



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES ZARAGOZA

**DIAGNÓSTICO Y HABILITACIÓN DE SUELOS FORESTALES
CON PRESENCIA DE MANGANESO-HIERRO,
CASO VILLA DEL CARBÓN, ESTADO DE MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

BIÓLOGO

P R E S E N T A:

JONATHAN OMAR HERNÁNDEZ ORDOÑEZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. EFRAÍN REYES ÁNGELES CERVANTES

ASESORA EXTERNA:

DRA. MA. DEL CARMEN GUTIÉRREZ CASTORENA



MÉXICO, D.F. ABRIL, 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DIAGNÓSTICO Y HABILITACIÓN DE SUELOS FORESTALES CON PRESENCIA DE MANGANESO-HIERRO, CASO VILLA DEL CARBÓN, ESTADO DE MÉXICO.

RESUMEN

En la sierra del Municipio de Villa del Carbón, Estado de México, se presentan bosques de encinos, con 45% de la superficie municipal (PMDU, 2004) y Andosoles con erosión severa en donde no crece la vegetación. Los suelos erosionados presentan colores rojizos y nódulos de manganeso por lo cual deben de estar relacionados con sus propiedades hídricas. Los objetivos fueron: a) Determinar los niveles de Fe y Mn en suelos a lo largo de un gradiente altitudinal; b) Diagnosticar las propiedades químicas e hídricas del suelo en este gradiente y c) Evaluar el efecto de soluciones de hidróxidos sobre la agregación y porosidad en el suelo. Para esto se eligieron seis sitios: 1) Bosque parte alta (BPA), 2) Bosque parte baja (BPB), 3) Bosques sobre laderas que se dividió con formación de río (LCR) y sin formación de río (LSR), 4) Bosque zona erosionada (BZE), y 5) Zona erosionada (ZE). En cada sitio se realizaron pruebas de infiltración, conductividad hidráulica e hidrofobicidad y se tomaron muestras de suelo para su análisis químico y mineralógico. Asimismo, para ZE se realizaron pruebas de germinación. Los resultados mostraron que la zona erosionada registró las concentraciones de hierro y manganeso más altas (4.11% y 42.28 mg·Kg⁻¹ respectivamente). El hierro mostró una tendencia a disminuir con respecto a la altitud, mientras que el manganeso presentó una tendencia a la inversa debido a que las zonas bajas presentan condiciones hidromórficas por la acumulación de agua. El suelo de la ZE no mostró efectos negativos sobre la germinación ni crecimiento de semillas de lenteja y avena, pero se observó deshidratación excesiva del sustrato. Los Andosoles son fuertemente ácidos, con altos contenidos de materia orgánica y potasio; valores medios de nitrógeno calcio y magnesio y bajos para fósforo y sodio. En la ZE ocurren muy bajos porcentajes de materia orgánica y calcio, además son bajos para nitrógeno, fósforo y sodio y medios para magnesio y potasio. Con respecto a las propiedades hídricas, la hidrofobicidad, la infiltración, la conductividad hidráulica, la retención de humedad y la porosidad disminuye hacia las partes bajas. La parte alta y baja de la zona de estudio (BPA y BPB) presenta problemas de hidrofobicidad, en tanto que en la zona erosionada (ZE), todas las propiedades hídricas analizadas registran los valores más bajos, incluso a nivel de la Faja Volcánica Transmexicana; además la adición de Ca(OH)₂ [12 ppm] incremento la macroporosidad y porosidad total (7.25% y 15.41% respectivamente), pero no se incrementó la retención de humedad, la cual es el factor más importante en estos suelos.

Palabras clave: Andosoles, degradación de suelos, conductividad hidráulica, hidrofobicidad.

*On ne voit bien qu'avec le coeur
L'essentiel est invisible pour les yeux.
Tu deviens responsable pour toujours de ce que tu as apprivoisé.
Tu es responsable de ta rose...*

Antoine de Saint-Exupéry

*Who are you to judge the life I live?
I know I'm not perfect
And I don't live to be
But before you start pointing fingers...
Make sure your hands are clean!*

Robert Nesta Marley

Biología, en donde no sólo estudiamos la vida y su interacción, sino también vivimos y disfrutamos de ella. Porque la vida no es fácil y tratar de estudiarla, comprenderla y dar solución a diversos problemas es realmente difícil en algunos casos; sin embargo, siempre existirá un impulso que nos hará seguir adelante...

Jonathan Hernández Ordoñez

Don't forget your history, know your destiny.

In abundance of water, the fool is thirsty.

B. Marley

DEDICATORIA

A mi madre primero y antes que nada, por haberme dado la vida, que es lo único realmente valioso que tenemos y que muchas veces olvidamos. La educación que recibí que me ha hecho ser quien ahora soy. Gracias por ser de las madres que darían su vida por sus hijos y por esos regaños de “Ponte a hacer tu tarea” o “Échale ganas chamaco”. Gracias madre, eres la mejor.

A mi padre por apoyarme hasta el día de hoy, por mostrarme que el esfuerzo es recompensado y que aunque en algunas ocasiones existieron problemas, de todas logre aprender algo, nunca faltó el apoyo. Gracias.

A todos mis hermanos: Luis, Lizbeth, Hugo y Sergio, que me han demostrado que las cosas se pueden lograr, que la manera de vivir puede mejorar y que sólo es cuestión de tiempo, dedicación y esfuerzo.

A mis sobrinos: Bryan, Brandon, Byron, Jeshua, Alexander, Zoé y Valerie, que algún día estarán viviendo esta experiencia y esperando ser un buen ejemplo y motivo de superación.

A Adriana Gabriela, has sido parte de mi vida hace ya bastante tiempo, desde antes de ingresar a esta Universidad, durante y hasta el día de hoy. Este logro lo comparto contigo, y decirte que en la vida si es que tenemos una misión es ser felices, haz lo que más te apasiona, lo que más te guste, hazlo y esfuérate siempre por ser mejor cada día. Time will tell...

A la UNAM, máxima casa de estudios hoy, mañana y siempre.

A la FES Zaragoza, por darme la oportunidad de haber ingresado a esta carrera universitaria.

A The Conquering Lion of Tribe of Judah “JAH”.

Roots, Rock, Reggae; Punk...

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Efraín. Que puedo decir, que todo esto no hubiera sido posible sin usted. Aún recuerdo la primera vez en LIF VI, cuando elegí tomar el modulo con usted, fue una de las mejores decisiones que he hecho en mi vida, me case con la Ecología. Aquellas prácticas de campo, en las cuales aprendí de todo, ya que usted tiene una gran virtud y es, no escatimar con sus conocimientos. La sencillez es una virtud que usted tiene, me ha demostrado que todo es posible y a no decir “no puedo”. He podido ver a lo largo ya casi de 3 años desde que lo conocí, que usted ha logrado cambiar mi visión de ver la biología. Esto no termina aquí, esta es sólo una etapa. ¡Vamos por la maestría! Gracias.

A la Dra. Carmen por ser parte de este logro en mi vida, por el apoyo académico incondicional, por compartir sus conocimientos y experiencias conmigo. Es un ejemplo a seguir. Gracias por todas esas charlas que cuando terminaban, yo salía sorprendido de todo lo que me faltaba por aprender, lo cual me daba más ánimos de seguir estudiando. Gracias por la estancia en el COLPOS, la cual será ya en unos cuantos meses mi nueva casa de estudios. ¡A comenzar de nuevo se ha dicho!

Al COLPOS, al Laboratorio de Génesis y Clasificación de suelos por haberme abierto sus puertas para que yo asistiera a realizar todos mis análisis. A los laboratoristas Luis, Juan y Pedro quienes me dieron todo su apoyo y consejos. Al M. en C. Patricio por ayudarme a realizar los análisis de rayos X y por compartirme su amplio conocimiento y disposición.

A Bani Zamudio, gracias por ser mi compañera, confidente y amiga durante casi toda mi carrera escolar, compartimos un sin fin de aventuras, alegrías y tristezas. Las cosas pasan por algo y en esta ocasión fue así. Gracias por ser mi mejor amiga, eso nada ni nadie lo cambiara.

Un agradecimiento especial al Licenciado en Derecho, Especialista en Derecho Internacional Público y a unas semanas de ser Maestro también, a mi hermano Sergio Ricardo, por ser siempre para mí motivo de superación. Por demostrarme que el superarse y estudiar cada vez más y más, no es para tener un mejor empleo ni un mejor ingreso económico solamente, sino que esto va más allá, es un placer y un gusto personal que trae consigo mucha felicidad y frutos bien recompensado.

A mis compañeros y amigos de la FES Z que fueron parte de mi estancia: a Luisa, Karen, Marce, Nancy, Nubia, Cesar (tato), Sebastian, Marcos, Enrique, Rogelio. A todos ustedes con los que compartí momentos excelentes e inolvidables. A Anahí Ramírez por haber sido parte crucial en mi vida, gracias.

A mis amigos y compañeros del Laboratorio 8 de la UMIEZ: Aide, Mariana, Elizabeth, Judith, Diana; quienes me apoyaron en algunas ocasiones en mis análisis químicos. German, Paez, Javier, Daniel, Percastre y Alejandra quienes me acompañaron a varios de mis muestreos, que colaboraron a la causa poniendo el medio de transporte y ayuda en los “mounstreos” jiji. A Meztli ahora ya estudiante de Biología en la Facultad de Ciencias, que colaboro en parte de la experimentación de germinación de semillas. A Marianita (María) como nueva integrante de laboratorio y que en tan poco tiempo logro convertirse una muy buena amiga, a la ya Bióloga Valeria (ya vez como yo si te puse jaja) no sólo compañera de laboratorio, sino de trabajo y una amiga con un gran corazón. Al M. en C. Juan Valderrabano por su gran comprensión, por mostrarme que en ocasiones las cosas se hacen por amor de ayudar y no precisamente por dinero, y por su apoyo en la elaboración de mi mapa en SIG. Gracias por proporcionarme mi primer empleo formal en la rama de la Biología. A Maleny Orozco, quien me dio sus palabras de aliento y apoyo en todo momento, gracias por ser parte de este acontecimiento.

Finalmente a todas aquellas personas que se cruzaron en mi camino, no por coincidencia ni azar, sino porque el destino así lo quiso y que dejaron algo sin darse cuenta.

Gracias. A ti...

CONTENIDO

	Página
ÍNDICE DE CUADROS	x
ÍNDICE DE FIGURAS	xi
1. INTRODUCCIÓN	1
2. MARCO TEORICO	3
2.1. Degradación de suelos a nivel mundial.....	3
2.2. Degradación de suelos en México.....	3
2.3. Tipos de degradación del suelo.....	4
2.4. Consecuencias de la degradación.....	5
2.5. Composición del suelo.....	6
2.6. Componentes químicos relevantes en el suelo de estudio.....	7
2.6.1. Hierro en el suelo.....	7
2.6.2. Manganeso en el suelo.....	9
2.7. Restauración, recuperación y habilitación del suelo.....	12
2.7.1. Adición de hidróxidos como mejorador de suelos.....	12
2.8. Función hidrológica de los bosques.....	13
2.9. Propiedades hídricas del suelo.....	13
2.10. Bosque de Quercus sp.....	19
3. PROBLEMÁTICA	21
4. OBJETIVO	22
4.1. Objetivos particulares.....	22
5. MATERIALES Y MÉTODOS	23
5.1. Zona de estudio.....	23
5.2. Región forestal de Villa del Carbón.....	23
5.3. Selección de sitios.....	26

5.4. Trabajo de campo.....	28
5.4.1. Colecta de muestras alteradas e inalteradas.....	28
5.4.2. Propiedades hídricas.....	28
5.5. Trabajo en laboratorio.....	30
5.5.1. Germinación y crecimiento de semillas de lenteja y avena.....	30
5.5.2. Propiedades químicas.....	30
5.5.3. Propiedades físicas.....	31
5.5.4. Composición mineralógica.....	32
5.5.5. Determinación del material amorfo.....	33
5.6. Adición de hidróxidos sobre muestras inalteradas.....	33
6. RESULTADOS	35
6.1. Prueba de germinación de semilla.....	35
6.2. Diagnóstico de las Propiedades Químicas.....	35
6.2.1. Hierro, Manganeso y Aluminio presentes en el suelo de estudio.....	35
6.2.2 Determinación del material amorfo.....	36
6.2.3. Fertilidad del suelo de estudio.....	37
6.3. Propiedades Hídricas.....	43
6.4. Propiedades Físicas.....	46
6.5. Composición mineralógica.....	55
6.6. Micromorfología en la identificación de masa basal y pedorrasgos.....	56
6.7. Efectos de la adición de hidróxidos sobre porosidad del suelo.....	60
7. DISCUSIÓN	63
8. CONCLUSIONES	67
9. LITERATURA CITADA	68

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro		Página
1.	Clasificación del WDPT (Water Drop Penetration Time).....	30
2.	Concentraciones de Hierro, Aluminio y Manganeso (medias \pm D.E), en suelos de Villa del Carbón.....	36
3.	Propiedades químicas de los suelos de un gradiente altitudinal (medias \pm D.E), Villa del Carbón.....	41
4a.	Tasa de infiltración (medias \pm D.E), superficial en ZE y un bosque contiguo (BZE).....	43
4b.	Propiedades hídricas de los suelos de un gradiente altitudinal (medias \pm D.E), Villa del Carbón.....	47
5.	Hidrofobicidad a diferentes profundidades de un gradiente altitudinal (medias \pm D.E), Villa del Carbón.....	47
6.	Textura y Densidad aparente de un gradiente altitudinal (medias \pm D.E), Villa del Carbón.....	46
7.	Porosidad y agregación en los suelos del gradiente altitudinal (medias \pm D.E), Villa del Carbón.....	49
8.	Minerales, masa basal y pedorrasgos de los suelos de un gradiente Altitudinal, Villa del Carbón.....	57
9.	Evaluación del $\text{Ca}(\text{OH})_2$ sobre la porosidad del suelo del sitio ZE (medias \pm D.E), Villa del Carbón.....	60

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1.	Zona problema y nódulos de manganeso, Villa del Carbón.....	21
2.	Localización de la zona de estudio, en el municipio de Villa del Carbón, Edo. Mex.	24
3.	Localización de zonas de muestreo y paisaje de cada una de ellas.....	27
4.	Esquema del permeámetro Guelph.....	28
5.	Germinación de semillas de avena y lenteja.....	35
6a.	Propiedades químicas y su clasificación de acuerdo con la NOM-021-SEMARNAT-2000.....	40
6b.	Propiedades químicas y su clasificación de acuerdo con la NOM-021-SEMARNAT-2000.....	42
7a.	Fotomicrografías de secciones delgadas de dos sitios de estudio: BPA y BPB.....	51
7b.	Fotomicrografías de secciones delgadas de dos sitios de estudio: LSR y LCR.....	52
7c.	Fotomicrografías de secciones delgadas de dos sitios de estudio: ZE y BZE.....	53
7d.	Fotomicrografías de secciones delgadas de todos los sitios de estudio.....	54
8.	Algunos minerales presentes en los suelos estudiados.....	58
9.	Difractogramas de rayos X de los diferentes sitios de la zona de estudio.....	59
10a.	Efecto de la adición de $\text{Ca}(\text{OH})_2$ sobre la microestructura del suelo: montículo....	61
10b.	Efecto de la adición de $\text{Ca}(\text{OH})_2$ sobre la microestructura del suelo: planicie.....	62
11.	Propiedades hídricas en los diferentes sitios de estudio.....	64
12.	Tasa de infiltración a diferentes profundidades en 3 sitios de estudio.....	65

1. INTRODUCCIÓN

A nivel mundial, los suelos presentan algún tipo de degradación, donde la erosión hídrica representa hasta 55.6% (1 093.7 millones de hectáreas) (GLASOD, 1991). En el caso de México, la degradación química es el proceso dominante (17.8%) y le sigue la erosión hídrica (11.9%) (Ortiz-Solorio, 2011). De acuerdo con Moncada *et al.* (2013) de los 200 millones de hectáreas que tiene el territorio nacional, más de 142 millones se encuentran en proceso de degradación física, química y biológica, lo cual incide en el cambio climático y en la severa y creciente escasez de agua y alimentos.

En la degradación de los suelos la evaluación de las propiedades hídricas es importante, ya que permiten determinar la capacidad que presenta un suelo para conducir cierto volumen de agua en un tiempo determinado hacia el subsuelo. De esa manera es importante conocer la cantidad de agua que es retenida en el suelo, y el grado de compactación; sin embargo, la información que se cuenta es con escalas pequeñas (Ortiz *et al.*, 2002), por lo que es necesario generar información a nivel de municipio.

La sierra del Municipio de Villa del Carbón presenta bosques de encinos con 45% de la superficie municipal (PMDU, 2004) y Andosoles. Estos suelos son frágiles de sufrir degradación cuando la cubierta vegetal ha sido removida, por lo que la zona presenta fuerte erosión hídrica. Asimismo, se presenta alto contenido de hierro y manganeso y dureza cuando están secos lo que facilita su degradación, tal como ha sido reportada en otros lugares del estado de México (Krasilnikov *et al.*, 2013).

De acuerdo con Ángeles-Cervantes (2010) es necesario conocer las propiedades edáficas, específicamente las propiedades hídricas, con el propósito de conocer cómo están influyendo en la baja tasa de crecimiento vegetal, pues se ha demostrado que tienen relación con el fracaso de las reforestaciones.

En el caso de los encinos en nuestro país se acostumbra someterlos a la acción periódica del fuego, provocando de esta manera cambios en la composición y en la estructura de las comunidades en donde muchos de los encinares mueren por completo. Una vez quemado el bosque, los productores cambian el uso del suelo a ganadero.

Bajo este mecanismo, los bosques se convierten en matorrales o zacatonales secundarios, que a menudo resultan más útiles para aprovechamiento ganadero que el bosque original y por consiguiente el hombre procura no crear las condiciones propicias para su restablecimiento. El problema radica en que los terrenos son constantemente sometidos a pastoreo intenso, que pierden la capacidad de absorber y almacenar eficientemente el agua de lluvia. Además, el escurrimiento predomina sobre la infiltración y comienza a desencadenarse una rápida erosión del suelo aflorando de la misma roca

madre. Este proceso es todavía más drástico en Andosoles, en donde sus propiedades cambian irreversiblemente sobre todo las propiedades hídricas (Soil Survey Staff, 1999).

En la selección de los sitios de muestreo de Villa del Carbón se seleccionó un sitio a la que se le denominó zona erosionada (ZE), la cual está desprovista de vegetación, alto grado de compactación, coloración rojiza y presenta en su superficie nódulos de manganeso. Ahí se realizó una prueba de reforestación simple con plántulas de *Pinus hartwegii*, teniendo como resultado la mortalidad de todos los individuos. Lo anterior llevó a plantear las siguientes interrogantes:

- ¿Qué concentración de Fe y Mn presenta la zona de estudio?
- ¿Las concentraciones de Fe y Mn son tóxicas para el crecimiento vegetal?
- ¿Qué niveles de fertilidad presenta este suelo?
- ¿Qué valores presentan las propiedades hídricas (conductividad hidráulica, tasa de infiltración e hidrofobicidad) de este suelo?
- ¿Cuál es la retención de humedad de estos Andosoles?
- ¿Cuál es la composición mineralógica del suelo?
- ¿La adición de hidróxidos favorece la rehabilitación de este suelo al incrementar la porosidad?

La respuesta a estas interrogantes permitirá proponer estrategias innovadoras para la rehabilitación de este tipo de suelo, a través del mejoramiento de sus propiedades hídricas como: retención de humedad, conductividad hidráulica (Kfs), tasa de infiltración, hidrofobicidad y físicas como: porosidad y densidad aparente. La mejor comprensión de estas propiedades y su modificación, contribuirá a un mayor crecimiento vegetal y por consiguiente el éxito en cada una de las reforestaciones.

2. MARCO TEORICO

2.1. Degradación de suelos a nivel mundial

Según la WRB (2006) en el mundo se definen 32 Grupos Principales de Suelos en los cuales se ha incrementado la degradación: 22% en zonas muy áridas o zonas sub húmedas secas y 78% en regiones húmedas. Así también, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA), señala que la desertificación amenaza a la cuarta parte del planeta, afecta directamente a más de 250 millones de personas y pone en peligro los medios de vida de más de 1 000 millones de habitantes de más de 100 países (www.cinu.org.mx, 2008).

A nivel mundial 55.6% (1 093.7 millones de hectáreas) está afectado por la erosión hídrica, 27.9% (548.3 Mha) por la erosión eólica, 12.2% (239.1 Mha) por la degradación química y 4.2% (83.3 Mha) por la degradación física, según "Global Assessment of Soil Degradation" (GLASOD, 1991).

En el informe GLASOD (1991) se identifican cinco intervenciones humanas que han provocado la degradación de los suelos: deforestación y explotación de bosques (574 Mha), sobrepastoreo (679 Mha), manejo impropio de suelos agrícolas (552 Mha), sobreexplotación de la vegetación para usos domésticos (133 Mha) y actividades industriales (23 Mha).

2.2. Degradación de suelos en México

En México existen 28 de los 32 grupos de suelo reconocidos por el Sistema Internacional Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (WRB, 2006).

Según la "Evaluación de la degradación del suelo causada por el hombre en la República Mexicana" Ortiz-Solorio *et al.* (2011) reportaron que 45% del territorio presentan algún grado de degradación, 25.86% sin uso aparente pueden estar degradados en forma natural y tan sólo 28.6% son suelos estables.

La degradación química es el proceso dominante de degradación de suelos en México (17.8% de la superficie nacional), le siguen la erosión hídrica (11.9%), la eólica (9.5%) y la degradación física (5.7%).

Las prácticas inadecuadas de las actividades agrícolas afectan 17.5%, el sobrepastoreo 17.5%, la deforestación 7.5%, la urbanización 1.5%, la sobreexplotación de la vegetación 1.1% y la actividad industrial 0.5%, dando un total de 44.9% de toda la superficie nacional.

Moncada *et al.* (2013) reportaron los procesos de degradación y conservación de suelos en las diferentes meso-regiones del país. En la región Centro occidente, 66% de la superficie tiene degradación, 32.86% son bosques y selvas y las acciones gubernamentales sólo han impactado 0.23%, lo que significa que se requiere conocer con mayor detalle el suelo.

2.3. Tipos de degradación del suelo

Los factores de degradación de los suelos se agrupan, según Lal y Steward (1990) y Blum (1998), en deterioro físico, químico y biológico. Sin embargo, la degradación es causada principalmente por actividades humanas: el cultivo y el pastoreo excesivo, la deforestación y la falta de riego. Tomando en cuenta lo anterior se han clasificado en 4 grandes grupos: degradación hídrica, eólica, química y física.

a) Erosión hídrica. La erosión hídrica es un proceso continuo que consiste en la separación de las partículas y agregados de la masa del suelo, su transporte y sedimentación, siendo el agente activo el agua. Esta inicia cuando las gotas de lluvia golpean terrones y agregados en la superficie de un suelo desnudo, causando el movimiento de las partículas más finas como sedimento en suspensión en el flujo del agua, el cual en su movimiento cuesta abajo, va abriendo surcos a lo largo de la vía.

Las causas de presentar un suelo desnudo son atribuidas a la remoción de la cubierta vegetal protectora por el laboreo del suelo para el cultivo, la quema de residuos de cosecha, el sobrepastoreo, la deforestación excesiva, y por el disturbio drástico del suelo por el uso de maquinaria pesada, dificultando así el restablecimiento de la vegetación protectora (Donahue *et al.*, 1983).

b) Erosión eólica. El proceso de la erosión eólica puede representarse como un ciclo que involucra al conjunto de los procesos de estabilización, inestabilización y erosión ocasionada por el viento (García, 1967).

Dondequiera que el suelo sea débilmente agregado, seco con superficie lisa y desnuda y los vientos sean fuertes, habrá propensión a la erosión eólica (Donahue *et al.*, 1983).

c) Degradación química. Logan (1990) señala que un suelo saludable presenta importantes atributos químicos y biológicos incluyendo suplencia de nutrientes, capacidad de amortiguación de acidez y bases, metales tóxicos e inactivación y degradación de compuestos orgánicos tóxicos; sin embargo, estas capacidades presentan un límite y es ahí cuando la degradación química entra en juego.

Los suelos pueden sufrir degradación química como consecuencia de procesos naturales; por ejemplo, el fuego puede destruir reservas de materia orgánica y cambios hidrológicos y el aporte de cenizas volcánicas con alto contenido de sales solubles puede alterar la fertilidad del suelo. Sin embargo, los daños antropogénicos se han agudizado en mayor medida con el desarrollo industrial (López, 2002).

d) Degradación física. La degradación física se refiere a todos aquellos procesos que resultan en cambios adversos que puedan afectar las condiciones y propiedades físicas de los suelos. Casi todos los procesos causantes de degradación física están relacionados entre sí y conllevan a una reducción de la porosidad, y en consecuencia a un deterioro de las relaciones aire-agua en el suelo (López, 2002). La degradación física genera compactación (Raghavan *et al.*, 1990), sellado y encostramiento (Chartres y Geezev, 1998) y consolidación del suelo (Mullins, 1998) principalmente.

2.4. Consecuencias de la degradación

La degradación trae consigo diversos problemas en las propiedades físicas y químicas del suelo, como son:

- Pérdida de macro y/o micronutrientes (N, P, S, K, Ca, Mg).
- Aumento o descenso en el pH (Acidez o Basicidad).
- Deterioro de la estructura del suelo.
- Disminución de la capacidad de retención de agua.
- Incremento de la toxicidad, como la liberación de sustancias nocivas ya existentes pero que estaban retenidas o bien la creación de nuevos compuestos.

A corto plazo se produce un empobrecimiento de las propiedades del suelo y una disminución de la masa de suelo y a largo plazo el suelo presenta infertilidad total, abandono y desertificación del territorio.

Es fácil escuchar a las personas hablar de la protección de la capa de ozono y la diversidad biológica, pero no se tiene aún conciencia hasta qué grado se debe impedir la degradación y erosión de la tierra. Además, la capa superficial del suelo es también un bien medioambiental y uno de los prerequisites de nuestra supervivencia común.

Con la declaración adoptada en la cuarta Mesa Redonda de Parlamentarios en Ginebra (2001), (en paralelo a la quinta Conferencia de las Partes en la CNUCLD), se pidió el reconocimiento "de la tierra que nos alimenta y particularmente de lo que se conoce como capa superficial del suelo, como patrimonio humano común que requiere una protección imperativa, urgente, concertada y mundial" (Véase UPI, Informe del Comité sobre Desarrollo Sostenible, CL/170/13(d)-R.1, 20 de marzo de 2002).

El cuidado del suelo es esencial para la supervivencia de la raza humana, ya que produce la mayor parte de los alimentos necesarios, fibras y madera; sin embargo, en muchas partes del mundo, el suelo ha quedado tan dañado por un manejo abusivo y erróneo que nunca más podrá producir bienes (FAO, 1976).

Moncada *et al.* (2013) indican que es necesario llevar a cabo acciones preventivas y correctivas de conservación y de rehabilitación acordes a la problemática actual como:

- Utilizar eficientemente los residuos de cosecha.
- Prevenir y controlar el sobre pastoreo.
- Establecer rotaciones de cultivos.

- Practicar la labranza de conservación.
- Aplicar correctamente los fertilizantes minerales.
- Aplicación de abonos verdes e incorporación de materia orgánica.

2.5. Composición del suelo

El suelo está constituido por tres fases: fase sólida, líquida y gaseosa. La fase sólida se compone por partículas minerales y materia orgánica (MO) de diferentes formas, tamaños y arreglos y corresponden al esqueleto o matriz del suelo (Brady y Weil, 1999). Entre estas fases se encuentran los poros del suelo, ocupados por las dos fases restantes. La fase líquida está constituida en su mayoría por agua y la fase gaseosa por Oxígeno y Dióxido de Carbono (Pizarro, 1987). Las proporciones en que estas se presentan dependerán del estado de humedad; no obstante, un suelo cultivado de calidad debe de presentar en promedio 45% de minerales, 5% de materia orgánica, 15 a 35% de agua y un 15 a 35% restante ocupado por aire (Narro, 1994). La distribución por tamaños y ordenación de las partículas del suelo determinan sus relaciones con el aire y el agua (López y López, 1985).

El agua del suelo forma parte del ciclo hidrológico ya que es el medio donde se lleva a cabo los procesos vitales de las plantas (Black, 1975). Se trata, por tanto, del mayor suministrador de agua para la vegetación, debido a la capacidad que posee de captar el agua procedente de la lluvia o el riego, almacenarla y cederla a medida que lo requiera (Porta *et al.*, 2003).

En el suelo, el agua desempeña varias funciones de importancia, pudiendo destacar:

- Se encuentra íntimamente relacionada con el crecimiento de la vegetación.
- Se trata del medio de donde las plantas toman los nutrientes.
- Facilita la descomposición de residuos orgánicos y su liberación de nutrientes.
- Es un agente amortiguados de los cambios de temperatura, manteniendo un ambiente más estable para el desarrollo vegetal (Narro, 1994).

Existen determinadas propiedades básicas que influyen en las características hidrodinámicas del suelo, estas son: MO, textura, densidad, porosidad, estructura, pH y carbono orgánico (CO). Por ejemplo, en agregados biológicos como los migajosos, la retención de humedad es alta y la densidad es baja por la alta macro y microporosidad debido al alto contenido de materia orgánica. Un suelo con este tipo de estructura tiene generalmente más estabilidad de agregados al agua y mayor percolación de la misma (Pape y Lager, 1995).

2.6. Componentes químicos relevantes en el suelo de estudio

Los minerales de hierro y de manganeso son elementos presentes y es necesario conocer sus características físicas y químicas dentro del suelo, así como su formación e interacción con el medio ambiente, para poder entender más de a fondo su futuro manejo y solución de la problemática.

2.6.1. Hierro en el suelo

A continuación se describe su abundancia, formas y formación en el suelo y niveles de toxicidad.

a) Abundancia. El hierro es el cuarto elemento más abundante en la litosfera (5.1%) y se estima que en los suelos ocurre en 3.8%. En los minerales primarios éste se encuentra en forma de minerales ferromagnesianos como el olivino, piroxenos y hornablenda. El hierro es común que se presente en los suelos en una gran variedad de cantidades y formas y está sujeto a diversos procesos reversibles ácido-base, oxidación-reducción y precipitación-dilución (Aguirre, 2001). Incluso a bajas concentraciones en el suelo, los óxidos de hierro tienen un alto poder de pigmentación y determina el color de muchos suelos (Dixon *et al.*, 1979).

b) Formación mineral. En los suelos aeróbicos, el hierro se encuentra en forma de hematita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), goetita ($\alpha\text{-FeO}\cdot\text{OH}$), lepidocrita ($\gamma\text{-FeO}\cdot\text{OH}$) (esta sólo ocurre en ambientes redox) o como ferrhidrita, un hidróxido de hierro hidratado y amorfo ($\text{Fe}(\text{OH})_3\cdot n\text{H}_2\text{O}$) (Aguirre, 2001). La goetita es el mineral más frecuente como formador de óxidos de hierro en los suelos; termodinámicamente presenta una gran estabilidad y ocurre en casi todo tipo de suelo y clima; asimismo, es responsable del color marrón amarillento en muchos suelos. Este mineral puede ser dispersado eventualmente a través del suelo o pueden concentrarse en ciertos horizontes o formas estructurales o nódulos. La goetita está asociada con la hematita, siendo el segundo más frecuente en suelos tropicales y con buen drenaje. Aparentemente no está restringida a cierta región climática, pero parece estar ausente en suelos recién formados y bajo climas con temperaturas húmedas. Los efectos de la pigmentación son particularmente altos, cuando finalmente este se encuentra de una forma dispersa en el suelo. La lepidocrita es menos frecuente que la goetita o hematita. Esta se forma a partir de la oxidación de los componentes precipitados de hidróxidos de Fe^{2+} y parece estar restringido a suelos hidromórficos donde la presencia de Fe^{2+} es generada por la deficiencia de oxígeno. Comúnmente es encontrado en gleysoles y pseudogleysoles (Dixon *et al.*, 1979).

c) Formación en el suelo. En suelos anaeróbicos, la solubilidad del hierro puede ser controlada por la solubilidad de los compuestos de Fe (II), tales como el hidróxido ferroso, $\text{Fe}(\text{OH})_2$, la siderita (carbonato ferroso), FeCO_3 , la pirita FeS_2 y la magnetita (óxido ferroso-férrico), Fe_3O_4 .

En suelos calcáreos forma óxidos e hidróxidos insolubles y aunque esté presente en grandes cantidades se evidencia bajos niveles de absorción de las formas asimilables por las plantas (Aguirre, 2001).

Los óxidos de hierro también afectan la estructura del suelo, siendo con frecuencia los responsables de la formación de agregados y cementación de otros componentes mayores en el suelo, dando lugar a gránulos y nódulos de hierro de acuerdo con Dixon *et al.* (1979). Las formas más comunes de este mineral en el suelo son:

Hematita-Goetita. En zonas con temperaturas húmedas, la hematita usualmente no se forma en el suelo; sin embargo, en climas muy calientes este mineral está mayormente extendido. La inhibición de la formación de hematita se da a través de altas concentraciones de componentes orgánicos con complejos relacionados con Fe, temperaturas frías y húmedas y de este modo se previene la formación de ferrihidrita, el cual es un precursor necesario de la hematita. La formación de hematita está asociada a una rápida descomposición de la materia orgánica, pH neutral (suelos calcáreos) y buena aireación. En climas demasiado fríos y húmedos, la hematita puede transformarse en goetita mediante procesos de óxido-reducción y precipitación.

Ferrihidrita. La percolación del agua a través de las superficies de los horizontes ácidos arrastra componentes orgánicos los cuales causan la disolución del Fe en el suelo. En condiciones expuestas a la oxidación, los componentes solubles del Fe son atacados por microorganismos y los óxidos son rápidamente precipitados, formado así la ferrihidrita. Eventualmente, la ferrihidrita será transformada a otras formas cristalinas más estables como goetita y hematita dependiendo de las condiciones ambientales.

Lepidocrita. Este mineral se ha encontrado en suelos hidromórficos con climas húmedos con condiciones anaerobias. La transformación de lepidocrita a goetita parece ser un proceso con rangos de solubilidad y disolución muy lentos. Esta transformación es retardada por silicatos y acelerada por iones Fe^{2+} en solución (Dixon *et al.*, 1979).

d) Funciones en las plantas. El hierro es absorbido por la planta como ion ferroso Fe^{2+} , tanto por la raíz como la epidermis foliar y por la superficie de las ramas. En las plantas es transformado en ion férrico Fe^{3+} y transferido en forma quelatada con ácido cítrico a las hojas donde es almacenado como ferritina (ferroproteína). Se sabe que interviene en numerosos procesos:

- Función de catalizador de los procesos respiratorios.
- Participa en la formación de clorofila y en la fijación del nitrógeno.
- Participa en la síntesis de proteínas y auxinas.

- La disponibilidad está comprometida también por las condiciones de baja temperatura del suelo, por exceso de P, Al y metales pesados (Cu, Cd, Mn, Ni, Zn) y por una absorción desequilibrada de cationes y aniones.

e) Toxicidad en las plantas. El hierro en concentraciones altas puede causar:

- Clorosis intervenal muy pronunciada.
- Necrosis foliar y amarillamiento de las hojas maduras.
- Defoliaciones apicales y escaso desarrollo de las yemas.
- Bajo porcentaje de floración y formación de frutos pequeños y pálidos.

Los niveles críticos de toxicidad están alrededor de $500 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ peso seco (Yamauchi, 1989; citado por Marschner, 1988). En general, las plantas C4 requieren una mayor cantidad de suministro de Fe que las especies C3, ya que en concentraciones de $72 \text{ mg Fe}\cdot\text{kg}^{-1}$ para plantas C3 se presentan niveles de deficiencia críticos y en cambio en las plantas C4 es a partir de concentraciones de $66 \text{ mg Fe}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Smith *et al.*, 1984, citado en Marschner, 1988).

Diversos estudios señalan concentraciones similares en suelos forestales, tales como: Acevedo-Sandoval *et al.* (2002) quienes reportan valores de 2.2 a 3.7% y Acevedo-Sandoval *et al.* (2010) que registraron porcentajes entre 1.6 y 3.4% para bosques en Acaxochitlán, en el estado de Hidalgo. A nivel internacional Morel y Hering (1993) señalan que el intervalo varía entre 0.5 y 5 %, sin embargo Bodek *et al.* (1998) mencionan que las concentraciones pueden variar de 0.5 hasta 55%.

2.6.2. Manganeso en el suelo

Los minerales de óxidos e hidróxidos de manganeso son constituyentes importantes en el suelo por dos razones. El manganeso es un elemento esencial para la nutrición de las plantas y los animales y en gran medida la oxidación y la reducción controla la cantidad de los elementos disponibles. En condiciones de oxidación puede reducir la disponibilidad de manganeso, hasta el punto de llegar a la deficiencia; mientras en condiciones de reducción pueden llevar a la acumulación de niveles tóxicos en el suelo.

Los óxidos e hidróxidos de manganeso presentan una alta absorción de metales pesados y puede controlar la disponibilidad de ciertos elementos traza (Dixon *et al.*, 1979).

A continuación se describe su abundancia, formas y formación en el suelo y niveles de toxicidad.

a) Abundancia. Aunque el Mn es menos abundante que el Fe, su contenido en la litosfera es significativo, del orden de 900 ppm. Se encuentra en los suelos dentro de un intervalo de 20-3000 ppm y un promedio de 600 ppm. La química del Mn en los suelos es compleja debido a los diferentes

estados de oxidación del elemento: Mn (II), Mn (III), Mn (IV) y Mn (VI), ya que el Mn forma óxidos hidratados con estados de valencia mezclados (Aguirre, 2001).

b) Formación mineral. El manganeso se oxida con facilidad en el aire para formar una capa castaña de óxido, también lo hace a temperaturas elevadas. A este respecto, su comportamiento es más parecido a su vecino de mayor número atómico en la tabla periódica (Fe), que al de menor número atómico (Cr).

Cuando se calienta en presencia de aire u oxígeno, el manganeso en polvo forma un óxido rojo, Mn_3O_4 o $MnO-Mn_2O_3$ óxido manganoso-mangánico. Con agua a temperatura ambiente se forman hidrógeno e hidróxido de manganeso (II), $Mn(OH)_2$. En el caso de ácidos, y a causa de que el manganeso es un metal reactivo, se libera hidrógeno y se forma una sal de manganeso (II).

La presencia del Mn disponible, Mn (II), depende tanto del pH como del potencial redox. A pH superior a 5.5 se favorece la oxidación por acción biológica en suelos bien aireados, por lo que disminuye su disponibilidad. A su vez, las formas oxidadas se reducen pasando ser más disponibles, a pH más ácido y en suelos reducidos. El Mn es más móvil que el Fe (Aguirre, 2001).

c) Formación en el suelo. Los óxidos de manganeso se presentan en el suelo cubriendo otras partículas del suelo, depositados en las grietas y en forma de nódulos de hasta 2 cm de diámetro. Los nódulos con frecuencia exhiben una estratificación concéntrica sugerente del crecimiento estacional, y que contiene óxidos de hierro y manganeso de los constituyentes del suelo, así como de otros.

Los óxidos de manganeso frecuentemente se reportan como material amorfo y muy poca información está disponible sobre la forma mineral en el suelo.

El manganeso y hierro se separan en el ciclo geoquímico por la oxidación y la hidrólisis del hierro en los valores de Eh y pH en los que el manganeso es todavía muy soluble. Sin embargo, los depósitos mixtos se pueden formar por co-precipitación de manganeso con los óxidos de hierro.

El manganeso es oxidado rápidamente por el aire en condiciones alcalinas, cercanas a valores neutrales de pH. La oxidación es lenta y el primer producto es hausmanita y después la manganita. La oxidación es catalizada por partículas finas en el suelo y por MnO_2 .

En el suelo, la reducción ocurre bajo condiciones anaerobias cuando la oxidación bacteriana procedente de la materia orgánica es llevada a una velocidad tal que el suministro de O_2 se agota. Las bacterias a continuación, utilizan los óxidos superiores de manganeso como una fuente de O_2 .

Algunos minerales constituidos por Manganeso presentes en el suelo son: Pirolusita, ramsdelita, birnesita.

Pirolusita. Es la forma más estable de MnO_2 y es cristalizado en una estructura brillante. En esta estructura, las cadenas simples de octaedros de MnO_6 están unidas por los bordes.

Ramsdelita. Es una modificación rara de MnO_2 con una cristalización de tipo diáspora. Esta estructura también consiste en cadenas de octaedros de MnO_6 , pero en este caso las cadenas son dobles pero compartiendo bordes en dirección del eje Y.

Birnesita. Refiere a un grupo de óxidos, algunos de cuyos miembros han sido conocidos como: δ - MnO_2 , manganeso-manganita, 7\AA manganita, Mn (III) manganita (IV), manganeso (II) manganita (IV) y NaMn (II,III) manganita (IV). Está constituida por una doble capa, en donde las capas principales laminas octaedrales de $Mn^{4+}O_6$ están ligas por compartimiento de bordes (Dixon *et al.*, 1979).

d) Funciones en las plantas. El manganeso es absorbido por la planta como Mn^{2+} (aunque puede ser oxidado a Mn^{3+} y Mn^{4+}) tanto por la raíz como por las hojas. Los tejidos verdes son los que tiene mayor concentración (en hojas los valores normales se sitúan entre 30 y 500 $mg\cdot kg^{-1}$ de peso seco). El Mn parece ser el único microelemento que puede acumularse en las plantas por absorción excesiva, lo cual se debe a que el radio iónico de Mn^{2+} se encuentra entre el Mg^{2+} y Ca^{2+} y puede ser aceptado por las plantas como alguno de estos dos.

Se sabe que interviene en numerosos procesos metabólicos como:

- Procesos enzimáticos de óxido-reducción como la superóxido dismutasa.
- Forma parte del mangano, proteína responsable de la fotólisis del agua y producción de O_2 .
- Forma parte de la estructura en los cloroplastos. Puede sustituir al Mg como co-factor en sistemas enzimáticos relacionados con reacciones redox, descarboxilaciones, hidrólisis y la transferencia de energía.

e) Toxicidad en las plantas. El manganeso en concentraciones altas puede causar:

- Clorosis generalizada en hojas jóvenes, amarilleando el limbo, e incluso, tomando un color blanco, mientras las nerviaciones permanecen con el color verde (aspecto de tela de araña).
- Pueden aparecer manchas de color parduzco necrótico entre los nervios verdes.
- Disminución del área foliar.

Los requerimientos por Mn de la planta se encuentran en el tejido de los retoños en niveles entre 20 y 40 $mg\cdot kg^{-1}$ y las reacciones de toxicidad resultan cuando los tejidos han acumulado de 200 a 5300 $mg\cdot kg^{-1}$ (Reisenauer, 1994). Los niveles de toxicidad, contenidos en los brotes de varias especies de plantas, señalan un rango de entre 200-5 300 $mg\cdot kg^{-1}$ peso seco (Edwards y Asher, 1982; citado en Marschner, 1988). Los niveles de deficiencia se presentan a partir entre 10-20 $mg\cdot kg^{-1}$ peso seco (Hannam y Ohki, 1988 citado por Marschner, 1988).

En el suelo, los valores de Mn registrados por diversos autores como Acevedo-Sandoval *et al.* (2002) en suelos de origen volcánico endurecidos son de 350 a 810 mg·Kg⁻¹. A nivel internacional, Suda *et al.* (2011) registraron para Andosoles japoneses intervalos de 230 a 1350 mg Kg⁻¹; mientras que Wen-Feng *et al.*, (2006) reportaron valores de 2110 mg·Kg⁻¹ en varios suelos de China, en tanto que en nódulos los valores alcanzan hasta 122140 mg·Kg⁻¹

2.7. Restauración, recuperación y habilitación del suelo

La restauración del suelo es el reverso de la degradación del suelo. En la naturaleza, la restauración del suelo se puede dar de manera natural, mediante procesos estabilizadores o amortiguadores; sin embargo, cuando el deterioro es muy grave, esta restauración es muy difícil e incluso imposible de llevarse a cabo de manera natural. Las propiedades clave del suelo, cuyos valores críticos gobiernan su restauración son: estructura, contenido de carbono orgánico, arcilla y minerales de arcilla, porosidad total y de aireación, capacidad de almacenamiento de agua disponible, capacidad de intercambio catiónico, profundidad efectiva para el desarrollo de raíces y reserva de nutrientes (Seignobos, 1998).

Cabe mencionar que los términos restauración del suelo y recuperación no son sinónimos. Lal (1998) señala que la recuperación del suelo puede lograr mejoras en las propiedades de éste, pero no suficientemente como para restaurar el suelo al nivel original. La habilitación de suelos incorpora métodos de restauración y recuperación, con la finalidad de capacitar o adecuar un suelo para fines como la agricultura y reforestación, otorgándole mejoras a las propiedades del suelo.

Una vez conociendo las propiedades del suelo, que en la naturaleza lo llevan a lograr restaurarse, se pueden implementar diversos métodos y técnicas para lograr de manera artificial el restablecimiento vegetal. Para lograr la recuperación y/o habilitación en primera estancia es necesario darle al ecosistema condiciones mucho más favorables donde esta pueda restaurarse por sí sola y a su debido tiempo.

2.7.1. Adición de hidróxidos como mejorador de suelos

La adición de hidróxidos es una alternativa útil para el aumento de pH, formación de agregados y eliminación de sustancias hidrófobas. McMurry (2008) señala que el uso de hidróxidos provoca la formación de bases fuertes, ocasionando un mayor incremento de pH en comparación con los otros tratamientos: Además, los iones OH⁻ que se encuentra presente en la disolución básica son capaces de reaccionar con los aceites orgánicos dando lugar a un proceso de saponificación debido a la hidrolización de los ésteres, provocando la producción de agua.

Otro factor a considerar es que los hidróxidos degradan las sustancias hidrófobas, que se encuentran en los primeros centímetros del suelo, lo que permite también el ingreso y movilidad del agua e incluso

su almacén en los microporos y por ello también se incrementa la retención de humedad. La adición de hidróxidos, en este caso $\text{Ca}(\text{OH})_2$, rompe la capa hidrófoba, compuesta de aceites, resinas, esterres y éteres, mediante un proceso de saponificación (McMurry, 2008), permitiendo así la entrada de agua y, por lo tanto, un aumento en las propiedades hídricas del suelo.

2.8. Función hidrológica de los bosques

La función hidrológica de los bosques depende de las propiedades físicas e hídricas del suelo, tales como: densidad aparente, porosidad, tasa de infiltración, conductividad hidráulica y capacidad de retención de humedad (Brooks y Spencer, 1997; Ziegler *et al.*, 2006).

El estudio sobre la alteración de las propiedades hídricas, ocasionadas por disturbios, es importante porque tiene repercusiones en la vitalidad, desarrollo y repoblación de los bosques (Landman, 1995; van der Salm *et al.*, 2007), así como en los procesos de erosión (Gimeno-García *et al.*, 2000), dinámica y almacén de nutrimentos y de carbono (Johnson *et al.*, 2007). Los cambios de la retención de humedad, infiltración y conductividad hidráulica se atribuyen a cambios en la porosidad, esto a su vez depende del tipo de bosque. Los bosques húmedos están constituidos principalmente por coníferas y latifoliadas; estos últimos lo integran los encinos (*Quercus sp.*).

2.9. Propiedades hídricas del suelo

Las propiedades hídricas son:

a) Conductividad hidráulica. La conductividad hidráulica es la habilidad del suelo saturado de permitir el paso del agua. Además, es el factor de proporcionalidad de la ley de Darcy, que trata del fluido viscoso del agua en el suelo; es decir, el flujo de agua por unidad de gradiente del potencial hidráulico, en el sistema de unidades de longitud, tiempo y masa (Forsythe, 1975). Esta propiedad está fuertemente ligada con la distribución de tamaños de poros en el suelo y con la retención de humedad, según Childs y Collis-George (1950).

Por otra parte, la conductividad hidráulica (Kfs) se incrementa con el pH, pero depende del tipo de ácido. Al respecto Ishiguro y Nakajima (2000) en un Andosol alofánico encontraron un valor de Kfs de 61.2 mm h^{-1} con la adición de una solución de HNO_3 a pH 3 y, la adición de HNO_3 a pH 4, aumenta la Kfs a 270 mm h^{-1} ; este comportamiento no ocurre con la adición de soluciones similares de H_2SO_4 , pues a pH 3 se registró una Kfs de 39.6 mm h^{-1} y a pH 4 fue de 24.84 mm h^{-1} .

Estos autores proponen que la adición de los iones NO_3^- aumentan la fuerza de repulsión y junto con el ion Al^{3+} , altamente disponible a esos pH, forman complejos e inducen floculación, lo que reduce el movimiento del agua y por lo tanto la Kfs e infiltración. No obstante, para el caso del ion SO_4^{2-} , esta

tendencia no se cumple. Además, Nakagawa e Ishiguro (1994) encontraron que la Kfs disminuye con HCl a pH 3 y también con NaOH a pH 11, debido a la dispersión de arcillas.

En Andosoles existe un intervalo de la variación en la Kfs, de 13.4 a 168 mm h⁻¹. Rodríguez *et al.* (2002) determinaron una Kfs de 168 mm h⁻¹ para las Islas Canarias, España; en tanto que Fontes *et al.* (2004) obtuvieron por medio de ecuaciones valores de Kfs de 42.9 mm h⁻¹ y 62.5 mm h⁻¹, en las islas Azores. En los páramos ecuatorianos, Poulenard *et al.* (2001) registraron una Kfs de 60 y 70 mm h⁻¹; mientras que Buytaert *et al.* (2005) estimaron una Kfs de 13.4 mm h⁻¹.

En Andosoles de México existe un intervalo en la Kfs de 24 a 3276 mm h⁻¹ conforme a los siguientes autores: Bravo *et al.* (2006) indicaron un intervalo general de Kfs de 24 a 90 mm h⁻¹; sin embargo, Castro-Alonso (2009) obtuvo una Kfs de 3276 mm h⁻¹. En Andosoles con Bosque de Oyamel, Ángeles-Cervantes (2010) registró una Kfs de 176.4 mm h⁻¹, González-Vargas (2011) determinó en el Parque Nacional Desierto de los Leones valores de 426 mm h⁻¹ (± 356) y Jiménez-Cruz (2011) en una pradera de alta montaña en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco obtuvo valores de 8.88 mm h⁻¹ (± 4.08). La variación de la Kfs entre los diferentes autores puede deberse a la heterogeneidad de los suelos (Gómez-Tagle, 2008) a pesar de que estos suelos corresponden a la misma unidad del suelo. Esto significa que no se pueden generalizar los resultados y transferir tecnologías o estrategias de recuperación, sino que es necesario conocer las propiedades hídricas y edáficas en cada sistema.

b) Tasa de infiltración. La tasa de infiltración o Índice de infiltración de un suelo, según SSSA (Soil Science Society of America) es la tasa máxima en la cual un suelo, en una condición dada en un momento dado, puede absorber la lluvia. Un factor muy importante es la vegetación ya que incrementa la capacidad de infiltración de los suelos (Morgan *et al.*, 1997).

Blackburn (1984) demostró que la infiltración en suelos es más baja en suelos descubiertos de vegetación que en suelos debajo de los árboles y arbustos. En un bosque mixto en las montañas Apalaches, Harden y Scruggs (2003) encontraron un rango de infiltración de 16 a 117 mm h⁻¹; mientras que Zehetner y Miller (2006) determinaron una infiltración de 56.9 mm h⁻¹ en un bosque de Ecuador.

En México, en bosques de oyamel en el Parque Nacional el Chico, Hidalgo; Ángeles-Cervantes (2010) reportó una tasa de infiltración de 173.55 mm h⁻¹; en tanto que González-Vargas (2011) encontró en el Parque Nacional Desierto de los Leones una infiltración de 2240 mm h⁻¹ (± 454). Por su parte, Jiménez-Cruz (2011) en una pradera de alta montaña en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco obtuvo valores de 6160 mm h⁻¹ (± 2543); mientras que Aldana-Pérez (2012) en el Parque Nacional Izta-Popo encontró una infiltración superficial de 972 mm h⁻¹.

c) Potencial de flujo mátrico. Reynolds y Elrick (1985) lo definen como la medida de la capacidad del suelo de atraer agua, por fuerza capilar, atravesando una sección de área en una unidad de tiempo ($\text{cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1}$).

En el Parque Nacional Cumbres del Ajusco se han reportado valores de $0.003 \text{ cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1}$; (Jiménez-Cruz, 2011) y de $0.02 \text{ cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1}$ (Martínez y Ángeles, 2011). En el Pico de Orizaba, encontraron un potencial de flujo mátrico de $0.0039 \text{ cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1}$ por Mora *et al.* (2011); en el Parque Nacional Desierto de los Leones se registraron valores de $-0.08 \text{ cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1}$, (González-Vargas, 2011) y finalmente en el Parque Nacional Izta-Popo bajo un bosque afectado por incendio, encontró valores de $0.245 \text{ cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1}$ y en un bosque no afectado por incendio un valor de $0.217 \text{ cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1}$, (Castro-Alonso, 2009).

d) Retención de humedad. La capacidad o campo de retención de humedad es la cantidad de agua que un suelo puede retener. Esta capacidad puede presentar varios grados. En la capacidad máxima de retención o saturación el suelo está repleto de agua y el aire ha sido desplazado; mientras que en la capacidad de retención o de campo (Veihmeyer y Hendrickson, 1950), el agua que contiene el suelo se escurre y se restablece la aireación. En el punto de marchitez (Hillel, 1998) indica que el contenido de humedad del suelo está fuertemente retenido que las plantas no pueden extraer más agua y se marchitan y la aireación es máxima. Finalmente, la Capacidad útil o Capacidad de retención de agua disponible (Saxton *et al.*, 1986), es la diferencia entre la Capacidad de retención y el Punto de marchitez.

En Andosoles la capacidad de retención de humedad se pierde de manera irreversible cuando esta se expone a la superficie o bien cuando es sometida a incendios forestales (Wada, 2002). En condiciones naturales la retención de humedad puede alcanzar hasta 200% (FAO-ISRIC-ISSS, 1994).

El contenido de humedad también puede variar entre los Andosoles, desde 1.43% en el Parque Nacional Izta-Popo en praderas de alta montaña (Aldana-Pérez, 2012); 15% en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco (Jiménez-Cruz, 2011); 26% en zacatonales del Pico de Orizaba (Mora *et al.*, 2011). Por su parte, González-Vargas (2011) encontró en el Parque Nacional Desierto de los Leones valores de 30%, todos los estos valores son bajos comparados con otros tipos de vegetación, como el bosque tropical perennifolio de Oaxaca, donde Chávez-Barrera (2011) reportó 40.1%.

e) Hidrofobicidad. Es la repelencia del agua por el suelo, característica que puede o no existir en un suelo. La hidrofobicidad en el suelo se debe principalmente por la acumulación de ciertos tipos de compuestos orgánicos ya sea de vegetales y microorganismos (tanto vivos y en descomposición). Esta propiedad no está dada por el humus propiamente, sino que se ubica más bien en el grupo de sus precursores.

Doerr *et al.* (2000) reúnen los compuestos orgánicos responsables de la repelencia al agua en el suelo en dos grandes grupos:

- Compuestos por hidrocarburos alifáticos: Sustancias formadas por H y C, en donde los carbonos se distribuyen en cadenas largas formando compuestos no polares e insolubles en agua.
- Compuestos de estructura anfifílica: Compuestos que presentan una parte terminal polar y otra no-polar (hidrofílica e hidrofóbica respectivamente).

Un componente no biótico que origina o destruye la hidrofobicidad es el fuego. DeBano (1981, 2000) ha realizado extensas revisiones de literatura y destaca las siguientes:

- Después de un incendio, la repelencia al agua puede manifestarse como una capa discreta de espesor y continuidad variable en la superficie del suelo o a unos pocos centímetros de profundidad.
- La intensidad y la duración del fuego y la cantidad de materia orgánica fresca (litter) acumulada sobre la superficie del suelo determinan el efecto que va a tener el fuego sobre la repelencia al agua.
- El calor producido por la combustión de la capa de litter, si alcanza entre 850 y 1100°C, puede vaporizar sustancias orgánicas que son movidas hacia el interior del suelo, siguiendo un gradiente de temperatura y se depositan en capas interiores más frías haciendo que se condensen ahí y generen hidrofobicidad.
- Se crean pequeños cambios en la repelencia al agua cuando la temperatura es menor a 175°C, se produce una intensa repelencia cuando el calentamiento se hace entre 175 y 200°C y se lleva a cabo la destrucción de todo compuesto hidrofóbico en temperaturas de entre 280 y 400°C.

La repelencia al agua en suelos forestales depende entre otros factores también de las especies de árboles (tipo de bosque) (Doerr *et al.*, 1998; Scott, 2000), la edad del bosque (Teramura, 1980; Buczko *et al.*, 2002), la estación del año (Buczko *et al.*, 2005; Leighton-Boyce *et al.*, 2005), contenido de agua en el suelo (King, 1981; Dekker y Ritsema, 1994) materia orgánica (Scott, 2000; Buczko *et al.*, 2005), el tipo (Doerr *et al.*, 2005) y contenido de arcilla (Harper *et al.*, 2000).

La presencia de materiales repelente al agua en el suelo conlleva a una serie de comportamientos particulares, sobre todo tienen un impacto significativo sobre los procesos que tienen que ver con su hidrología en donde disminuye la cantidad de agua a nivel de la rizosfera (Bauters *et al.* 1998; Ritsema *et al.*, 2000), la conductividad hidráulica (Nieber *et al.*, 2000) y la susceptibilidad a la erosión (Jaramillo, 2004).

El contenido de humedad no presenta una relación directa entre el grado de repelencia al agua y el contenido de humedad. Doerr *et al.* (2000) sugieren que el movimiento del agua en forma de vapor se produce libremente en el suelo y puede ayudar a redistribuir la humedad en el interior del mismo, acumulando humedad en los suelos hidrofóbicos. Además, menciona que los materiales finos hidrofílicos embebidos en el espacio poroso de una matriz de suelo hidrofóbico puede permitir el humedecimiento parcial del suelo, a la vez que también dichos materiales pueden actuar como núcleos de condensación de vapor de agua.

Otra propiedad hídrica que se ve severamente afectada por la hidrofobicidad es la infiltración. En un suelo humectable y seco el proceso de infiltración inicial es rápido, debido a las altas fuerzas de atracción que se generan entre los sólidos del suelo y el agua, pero al poco tiempo ésta comienza a decrecer. Por el contrario, en suelos con repelencia puede llegar a ser extremadamente lenta o nula inicialmente, pero al aumentar el tiempo la tasa de infiltración también irá en aumento (Jaramillo, 2004).

Finalmente, la escorrentía y la erosión se presentan sin lugar a duda en suelos con algún grado de hidrofobicidad. El hecho de retardar la tasa de infiltración en una superficie que presente algún gradiente de pendiente puede llevar a que la precipitación pluvial sobre pase a la tasa de infiltración genere escorrentía y arrastre de suelo u otro material. Si el gradiente de pendiente es nulo se presentará un encharcamiento del terreno. Otra forma de erosión se da por el golpeteo de las gotas sobre el suelo (fenómeno “splash”) ocasionando el desprendimiento y arrastre de partículas del suelo; esta erosión depende en gran medida de la cobertura que haga la vegetación en el sitio (Jaramillo, 2004).

Existen diversos factores que minimizan la erosión del suelo, Shakesby *et al.* (2000) identificaron que la presencia de grietas, huecos, madrigueras, canales de raíces, macro poros y parches no hidrofóbicos, pueden ser vías importantes de infiltración de agua en el suelo y, junto con la distribución de la vegetación en el terreno son característica críticas a la hora de definir el riesgo de erosión en suelos repelentes al agua.

No sólo existen desventajas sobre esta propiedad del suelo, sino que algunos casos, estos resultan benéficos. DeBano (1981) menciona que la hidrofobicidad puede ayudar en la conservación del agua en el suelo mediante la disminución de la evaporación a partir de él. Frink (1974) destaca la posibilidad de que los suelos hidrofóbicos se pueden utilizar como “reservorios de agua” y Hillel (1998) plantea incluso la posibilidad de generar hidrofobicidad artificial en suelos de regiones áridas y semiáridas, para llevar a cabo el proceso que llama “cosecha de agua”.

La gran mayoría de las veces esta repelencia no se manifiesta en forma permanente, sino que se presenta estacionalmente, siendo más intensa en las épocas secas, razón por la cual es frecuente hablar

de “suelos de difícil humectabilidad” o de “suelos resistentes a la humectación” para referirse a los suelos “repelentes al agua” (Jaramillo, 2004).

Varias propuestas consideran que un suelo es repelente al agua. King (1981) apunta que un suelo arenoso y seco al aire empieza a presentar dificultad para ser humedecido cuando una gota de agua colocada sobre su superficie tarda más de 10 segundos en ser absorbida completamente por él. Otros autores como Roberts y Carbon o Walsh y colaboradores, citados por Doerr *et al.* (2000) han propuesto que se considere el suelo como repelente al agua cuando la gota de agua tarde, respectivamente, más de 1 y más de 60 segundos en ser absorbida. Finalmente, Richardson (1984) citado por Dekker y Jungerius (1990), propuso que el suelo se considere repelente al agua si dicha gota tarda más de 5 segundos en ser absorbida completamente, siendo este aceptado y utilizado ampliamente hasta hoy.

Con base en esta propuesta, los suelos del Parque Nacional Izta-Popo son ligeramente repelentes al agua (Aldana-Pérez, 2012), los suelos en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco es extremadamente repelente, (Jiménez-Cruz, 2011; Martínez y Ángeles, 2011) y finalmente para el Pico de Orizaba son de ligera a fuertemente repelente (Mora *et al.*, 2011).

f) Densidad aparente. (DAP) es la relación de la masa al volumen macroscópico ocupado por las partículas del suelo más el espacio poroso. Se expresa como el peso del suelo seco dividido por el volumen de dicho suelo (López y López, 1985).

Kleber *et al.* (2004) determinaron la densidad aparente en Andosoles de dos sitios de Alemania y encontraron valores de 0.5 g cm^{-3} y de 0.8 g cm^{-3} mediante la correlación del peso seco de 100 cm^3 y su volumen de muestras inalterada Fontes *et al.* (2004), en Azores, España, estimaron una densidad de 0.74 g cm^{-3} . Por otra parte, Alvarado y Forsythe (2005) registraron una densidad aparente promedio de 0.87 g cm^{-3} para Andosoles de Costa Rica.

En México se ha reportado densidades aparentes de 0.7 g cm^{-3} para una zona de uso forestal en el Volcán Cofre de Perote, Veracruz (Meza-Pérez y Geissert-Kientz, 2006), de 0.89 g cm^{-3} en Michoacán (Bravo *et al.*, 2006) y de 0.65 g cm^{-3} en Andosoles del Parque Nacional El Chico, Hidalgo (Ángeles-Cervantes, 2010). También se ha reportado valores de 0.73 g cm^{-3} en un bosque de Oyamel en el Parque Nacional Desierto de los Leones (González-Vargas, 2011), de 0.87 g cm^{-3} en una pradera de alta montaña en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco (Jiménez-Cruz, 2011) y de 0.56 g cm^{-3} en el Parque Nacional Izta-Popo (Aldana-Pérez, 2012).

g) Porosidad. La porosidad del suelo es la fracción de su volumen ocupado por los poros, tanto si están llenos de agua, como si lo están de aire o una mezcla de ambos (Condesa, 1998). Esta está dada en relación con la densidad aparente (DAP) y la densidad real (DR). Otros métodos como el análisis de imágenes en secciones delgadas de suelo también son útiles para determinar la forma, tamaño y frecuencia de la porosidad.

Las secciones delgadas son preparadas a partir de muestras no alteradas del suelo y es un método que se utiliza actualmente para evaluar efectos que tienen diversos factores ecológicos (fauna, lluvia, cultivos, sequías) sobre las propiedades hídricas del suelo (Davidson *et al.*, 2002; Pires *et al.*, 2007; Vera *et al.*, 2007; Chun *et al.*, 2008).

Meza-Pérez y Geissert Kientz (2006) encontraron una porosidad de 65% en suelos de uso forestal, en el Cofre de Perote. Ángeles-Cervantes (2010) realizó un estudio micromorfológico en el Parque Nacional el Chico y reportó un porcentaje de porosidad total de 35%, con agregados en bloques subangulares y poros tipo fisura, además, de restos vegetales de incendios anteriores. Otros autores han reportado, utilizando esta misma metodología, hasta 37% de espacio poroso en un bosque de Oyamel en el Parque Nacional Desierto de los Leones (González-Vargas, 2011) o de 17.80% en una pradera de alta montaña en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco (Jiménez-Cruz, 2011).

2.10. Bosque de *Quercus* sp.

Rzedowski (2006) hace mención que los bosques de *Quercus* o encinares son comunidades vegetales muy características de las zonas montañosas de México. De hecho, junto con los pinares constituyen la mayor parte de la cubierta vegetal de áreas de clima templado y semihúmedo.

Flores *et al.* (1971) calcularon que en México los Bosques de *Quercus* ocupan 5.5% de la superficie del país; además, asignan 13.7% a la categoría del bosque de pino y encino.

El suelo, en el que se alberga este tipo de vegetación, presenta generalmente un pH 5.5 a 6.5, con abundante hojarasca y materia orgánica en el horizonte superficial y a menudo también a mayor profundidad. La textura varía de arcilla a arena igual que la coloración que frecuentemente es roja, aunque puede ser amarilla, negra, marrón o gris.

Amplias extensiones de encinares se aprovechan con fines ganaderos y con el objeto de estimular la producción de brotes tiernos de plantas herbáceas y arbustivas. En muchas partes del país se acostumbra someterlos a la acción periódica del fuego, provocando de esta manera cambios en la composición y en la estructura de las comunidades. Así muchos encinares mueren por completo. Bajo este mecanismo, los bosques se convierten en matorrales o zacatonales secundarios, que a menudo resultan más útiles para aprovechamiento ganadero que el bosque original y por consiguiente el hombre procura no crear las condiciones propicias para su restablecimiento. Los terrenos de esta manera degradados y constantemente sometidos a pastoreo intenso pierden la capacidad de absorber y almacenar eficientemente el agua de lluvia; el escurrimiento predomina sobre la infiltración y comienza a desencadenarse una rápida erosión del suelo y hasta de la misma roca madre.

El proceso, desde luego, no es privativo de los encinares; sin embargo, aquí se presentan con mayor frecuencia que en otras comunidades vegetales. Generalmente, este tipo de bosques suele localizarse en

zonas que dan origen a cuencas hidrográficas, provocando de esta manera, desecación de manantiales, contaminación del agua, inundaciones, azolve de presas y tolvaneras, entre otros.

3. PROBLEMÁTICA

El municipio de Villa del Carbón, estado de México, es potencialmente vulnerable a la erosión, que es un fenómeno que se ha incrementado sustancialmente y que tiene relación directa con la tala clandestina de los bosques del municipio. Este proceso de pérdida acelerada de los suelos forestales deriva además en un incremento en los riesgos y vulnerabilidades de la población y del medio construido.

Ante la aguda problemática que la erosión representa para el municipio, las autoridades municipales han organizado programas de reforestación y pago por servicios ambientales, así como por la fijación de carbono atmosférico, en donde participan el Estado y la Federación.

En el “Atlas de Riesgo del Municipio de Villa del Carbón” (<http://atlasderiesgovilladelcarbon.info>, 2012) también se hace mención de que a pesar del gran valor ecológico y ambiental que posee el municipio por su situación en la Sierra de las Cruces, aun no existen espacios municipales que estén decretados como áreas naturales protegidas. El municipio ha considerado la posibilidad de incorporar entre otras zonas a la “Laguna del Llano”.

Los suelos del área de estudio son delgados y altamente erosionables, presentan abundantes nódulos o concreciones de Manganeso, coloración rojiza, alto grado de compactación y baja retención de humedad (Fig. 1). Además, al agregar agua en este suelo se observa el desprendimiento de un gas que puede ser observado cuando los fragmentos de suelo quedan sumergidos en agua. Este gas puede expulsar a las plantas, como se notó en una reforestación previa, impidiendo de esta manera el éxito en las reforestaciones. Por lo anterior, es importante realizar un diagnóstico del efecto de Fe-Mn, así como, de las propiedades hídricas del suelo, lo que permitirá proponer estrategias para habilitar suelos erosionados.



Fig. 1. Zona problema y nódulos de manganeso, Villa del Carbón.

4. OBJETIVO

Diagnosticar las propiedades químicas e hídricas de los suelos forestales y evaluar el efecto mejorador del Ca (OH₂) ante alta presencia de hierro y manganeso.

4.1. Objetivos particulares

- Determinar las concentraciones y posible toxicidad dada por Fe-Mn, así como, las propiedades químicas presente en este suelo.
- Evaluar las propiedades hídricas de este suelo (conductividad hidráulica, tasa de infiltración, potencial de flujo mátrico, hidrofobicidad, porosidad y retención de humedad).
- Determinar las propiedades físicas de este suelo (densidad aparente, tipo de agregación y porosidad, textura).
- Determinar la composición mineralógica en el suelo de estudio.
- Evaluar el efecto del Ca (OH₂) sobre la retención de humedad.

5. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1. Zona de estudio

El estado de México está integrado por tres regiones hidrológicas: "Lerma-Chápala-Santiago" (No. 12) que cubre la porción centro-oeste con una superficie de 5,548.540 km²; Río Balsas (No. 18) con un área de 9,761.850 km², en la parte sur; y "Alto Pánuco" (No. 26) en la porción norte del estado con 7,933.830 km² de superficie (<http://portal2.edomex.gob.mx>, 2008).

La información más reciente considera que 24.4% manifiesta afectación por erosión hídrica y 4.8% por erosión eólica. En la entidad mexiquense el problema de la erosión se presenta, sobre todo, en los lomeríos y sierras los cuales se caracterizan por su topografía irregular, accidentada y montañosa. Si se toma en cuenta que 76.1% del territorio tiene este tipo de relieve y que 31% de las zonas de cultivo de temporal se desarrolla en esos sitios, se puede decir que el problema es grave (SMAEM, 2008.)

5.2 Región forestal de Villa del Carbón

El Municipio de Villa del Carbón se localiza en la porción noreste del Estado de México (Figura 2), entre los 19°36'48" y 19°54'24" de Latitud Norte y los 99°22'21" y 99°39'07" de longitud Oeste y entre los 2 200 y los 3 800 msnm. El municipio cuenta con una superficie de 32,051 hectáreas.

a) Geología. El municipio se localiza dentro de la provincia fisiográfica del eje neovolcánico según E. Raisz (1964), citado en PMDU (2004). Las rocas que predominan son de origen volcánico, aunque también existen rocas sedimentarias. Los principales tipos de rocas son: areniscas, andesitas, conglomerados, brecha volcánica, tobas y aluvión. Otro tipo de roca que aflora es la pumita, mejor conocida como piedra pómez o tierra pómez.

b) Edafología. De Acuerdo con la FAO/UNESCO (1988) entre los suelos predominantes y en orden de importancia se encuentran: Luvisoles (33.4%, parte centro), Feozems (34.7%, laderas con pendientes), Andosoles (31.4%, partes altas) y Planosoles (0.27%, suroeste del municipio) (<http://atlasderiesgovilladelcarbon.info>, 2012).

Andosoles: En México, la superficie de los Andosoles ocupa 8 millones 373 mil ha; es decir, 4.3% de la superficie del territorio nacional, cuya distribución es la siguiente: Andosoles ócricos 292 100 ha, Andosoles húmicos 746 600 ha y Andosol vítrico 7 334 000 ha (3.6%). Este estudio está basado en las cartas edafológicas de la FAO-UNESCO (1974) y en el estudio de la Dirección de Agrología de la ex-Secretaría de Recursos Hidráulicos (Ortiz y Ortiz, 1990; Ortiz, 1985).

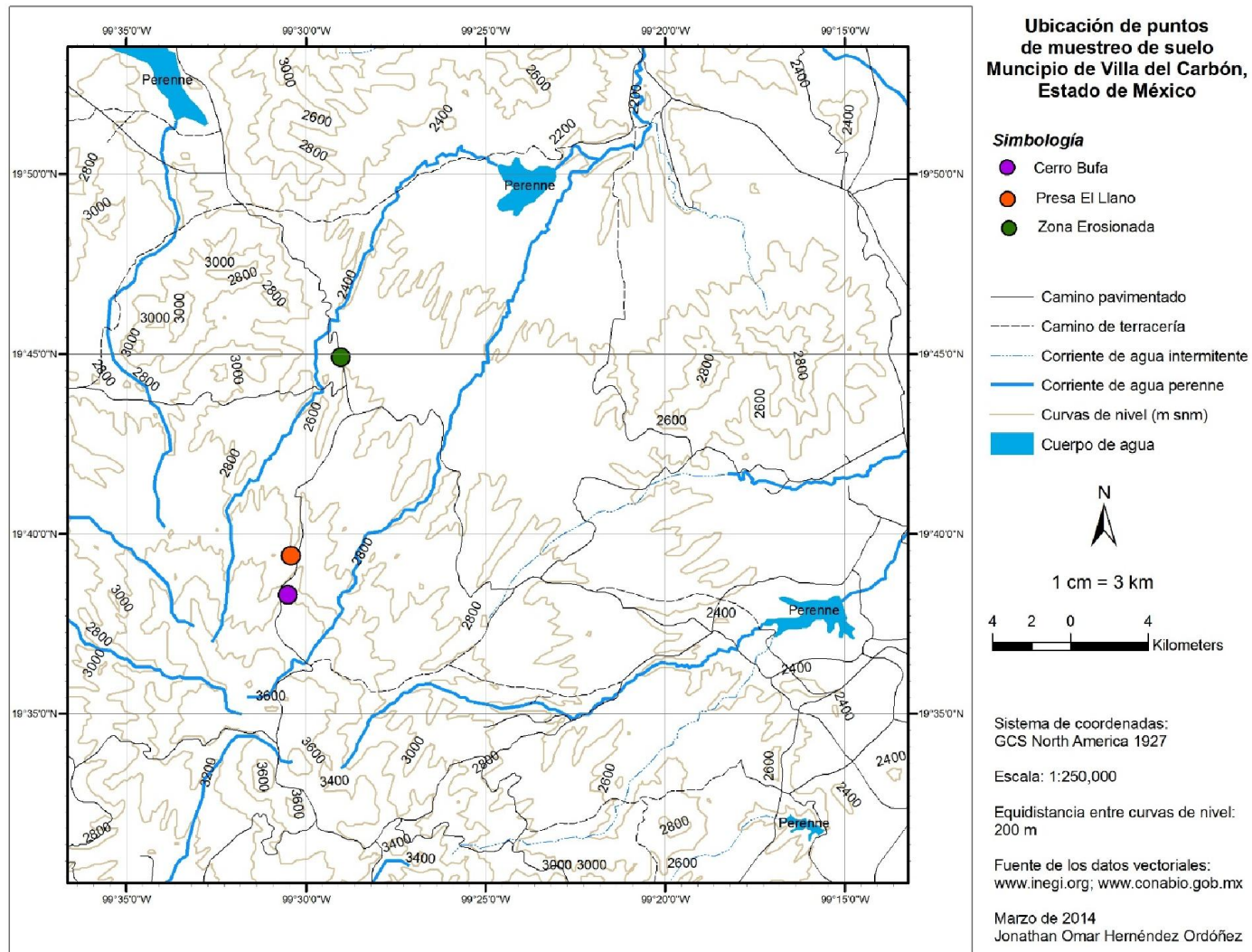


Fig. 2. Localización de la zona de estudio, en el municipio de Villa del Carbón, Edo. Mex.

De acuerdo con Parfitt y Clayden (1991) el concepto original de Andosoles es que son “suelos que se desarrollan a partir de cenizas volcánicas, pómez, cinders y materiales clásticos volcánicos con un complejo intercambiable dominado por componentes amorfos de Al, Si y por humus, o con una matriz dominada por vidrios y uno o más horizontes de diagnóstico; además con un epipedón ócrico”. El material amorfo o de rango corto² en estos suelos consiste de alofano, imogolita, ferrihidrita y de complejos de Al-humus.

El limo es la fracción dominante en la textura de los Andisoles. La textura franco limosa le da al suelo untuosidad, ocasionada por la presencia de materiales amorfos producto del intemperismo del vidrio volcánico (Ping *et al.*, 1988). La fracción arcilla es menor de 25% (Fitz-Patrick, 1993).

La densidad aparente es menor o igual que $0.9 \text{ g}\cdot\text{cm}^3$ (Soil Survey Staff, 1999), debido a la esponjosidad y alta porosidad. Tienen alta capacidad de retención de agua que puede alcanzar hasta el 200%; sin embargo, la deshidratación es irreversible y son susceptibles a la erosión (FAO-ISRIC-ISS, 1994).

La materia orgánica en el horizonte superficial puede ser de 5% a más de 20% y en el horizonte subyacente puede disminuir de 1% a 5%. Altos contenidos de MO se deben a la formación de complejos estables entre está y los minerales amorfos.

Los horizontes superficiales con pH de 4.5 son ricos en humus y pueden presentar contenidos de Al^{3+} intercambiable mayores que $2 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ de suelo. Esto es favorecido por materiales ácidos como la riolita, o ricos en aluminio como las cenizas volcánicas (FAO-ISRIC-ISS, 1994). Sin embargo, el pH se puede incrementar a 6 o más cuando hay cenizas relativamente inalteradas y en horizontes profundos del perfil (Fitz Patrick, 1993).

La retención de fosfatos, en los suelos que se derivan de depósitos volcánicos, se asocia con la presencia de altos contenidos de materiales amorfos y abundante Al activo en forma de complejos de Al-humus (Shoji y Fujiwara, 1984) y componentes de Fe (Barreal *et al.*, 2001).

El material amorfo o de rango corto, como minerales cuyos átomos, iones y moléculas no están arreglados en un patrón tridimensional repetido regularmente. No presentan líneas bien definidas en difracción de rayos X al no tener ésta técnica suficiente resolución para el grado de ordenamiento existente. El alofano y la imogolita son minerales arcillosos con enlaces Si-O-Al (Parfitt, 1980; Wada, 1980).

c) Hidrología. Gran parte de los rasgos hidrológicos para el municipio se originan de la Región Hidrológica del “Alto Pánuco”, principalmente los de la Sierra de las Cruces y Monte Alto, catalogándose también como fuentes intermitentes que forman posteriormente el Río San Jerónimo, Las Animas y Los Sabinos. Cabe mencionar que además de los escurrimientos naturales, los ríos también son formados por la existencia de manantiales que se encuentran en las porciones más

elevadas o medias del municipio. Entre estos ríos se encuentra el Chinguirito, Ojo de Venado, Chiquihuite, El Pinal y Guadalupe, de los cuales el último dota de agua potable a la cabecera municipal (Barreto 1998; citado en PMDU, 2004). Los cuerpos de agua más importantes son la presa Taxhimay y la presa del Llano.

d) Clima. Las características climatológicas de este municipio están determinadas por sus condiciones topográficas ya que sus elevaciones varían desde los 2,200 hasta los 3,800 msnm. Las condiciones fisiográficas del municipio posibilitan la interacción de tres climas diferenciados en el territorio municipal. A continuación se enlistan estos climas:

- C(w2)(w)b(i)g Clima templado, subhúmedo con verano largo, lluvia invernal inferior al 5%, es isotermal y la temperatura más elevada se manifiesta antes del solsticio de verano.
- C(w1)(w)b(i')g Clima templado, subhúmedo (humedad moderada), de verano largo, con precipitación de invierno inferior al 5%, posee una oscilación térmica y la temperatura más alta ocurre antes del solsticio de verano.

e) Vegetación. Este territorio abarca una superficie de 13,960 ha, el cual equivalen a 43.53% del total del territorio municipal. El bosque cubre 97% de estas hectáreas y solamente 3% de la vegetación de tipo arbustivo. En el bosque predominando encinos, pinos y otras coníferas; sin embargo, en climas más templados de la zona se desarrolla pastizales. Debido a que la parte norte del municipio colinda con la región semiárida del Estado de Hidalgo, el clima presenta ligeras variaciones y con ello el tipo de suelo también cambia dando como resultado una variación en el tipo de vegetación como nopales, magueyes, arbustos espinosos, pastos de mala calidad (PMDU, 2004).

5.3. Selección de sitios

En la zona de estudio del Municipio de Villa del Carbón se identificaron tres zonas principales de acuerdo con su posición en el relieve y se subdividieron con base en la ubicación del bosque en el paisaje, presencia de río y procesos de erosión (Figura 3).

1. Parte alta de la cuenca “Cerro Bufa”, Bosque parte alta (BPA) y bosque parte baja (BPB) con coordenadas: 19°38'55.84"N, 99°31'6.89"O, altitud: 2983 m snm.
2. Ladera de la microcuenca que da origen a la “Presa el Llano”; Ladera con formación de río (LCR) y sin formación (LSR), ambos con coordenadas: 19°39'22.43"N, 99°30'24.12"O, altitud 2878 m snm.
3. Llanura o planicie con problemas de erosión; “Zona erosionada” con bosque (BZE) y sin bosque (ZE), con coordenadas: 19°44'54.75"N, 99°29'0.80"O, altitud 2579 m snm.

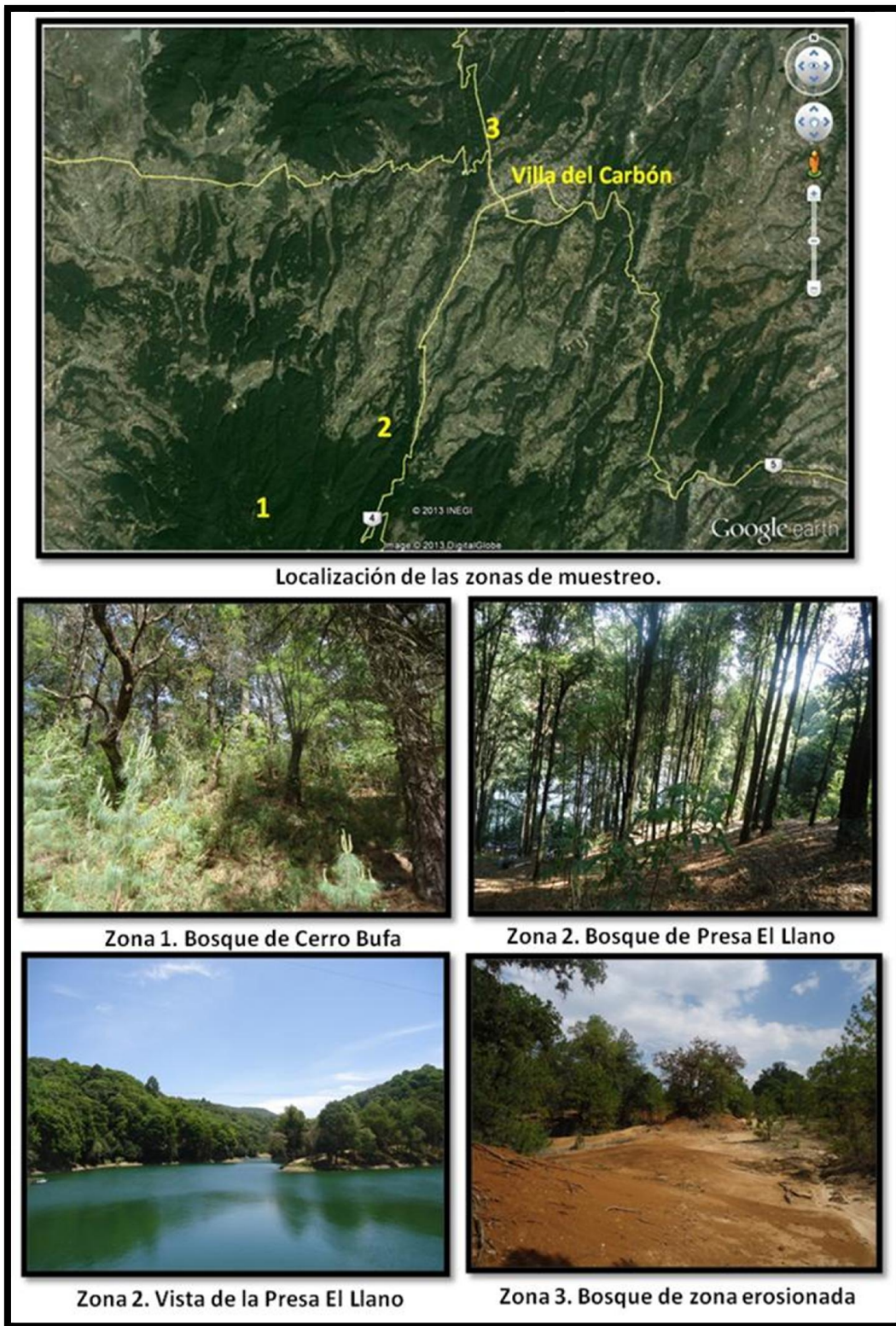


Fig. 3. Localización de zonas de muestreo y paisaje de cada una de ellas.

5.4. Trabajo de campo

Esta se subdivide en la toma de muestras y toma de datos en campo.

5.4.1. Colecta de muestras alteradas e inalteradas

En cada una de las zonas de estudio se colectaron de 3 a 5 muestras alteradas e inalteradas a una profundidad aproximada de entre 10 a 15 cm. También se realizó la colecta de 3 a 4 muestras dentro los primeros 5 cm del suelo, con tubos de cobre de 5 cm de altura x 2.5 cm de diámetro, para evaluar la densidad aparente. Las muestras inalteradas fueron secadas a temperatura ambiente para su posterior análisis correspondiente. La fracción fina del suelo fue utilizada para los análisis de laboratorio.

5.4.2. Propiedades hídricas

Los niveles de conductividad hidráulica e hidrofobicidad en campo se evaluó con ayuda de un permeámetro Guelph-2800KI® (Fig. 4) y de un gotero respectivamente. Todas las muestras y datos colectados se evaluó con la ayuda de los siguientes métodos y procedimientos respectivos.

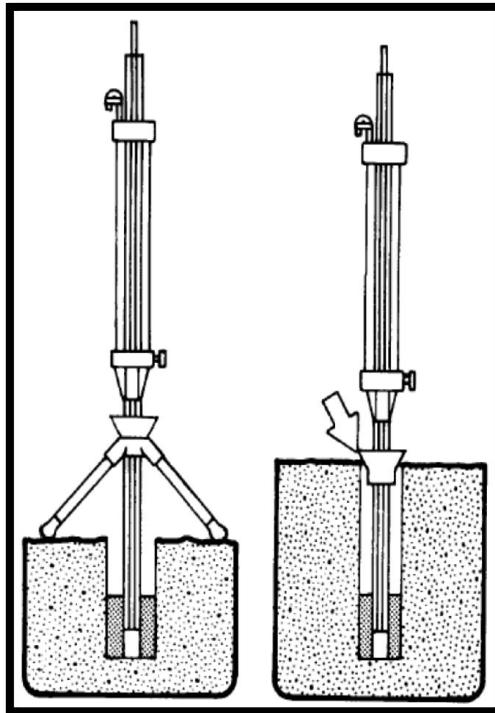


Fig. 4. Esquema del permeámetro Guelph.

a) Conductividad hidráulica saturada, Tasa de Infiltración y Potencial de flujo mátrico. La conductividad hidráulica saturada (K_{fs}) se determinó *in situ* utilizando el permeámetro Guelph-2800Kl®. Este instrumento se basa en el principio del bulbo húmedo constante; opera con el principio del sifón de Mariotte y puede estimar la conductividad hidráulica saturada de acuerdo con el procedimiento de Reynolds y Elrick (1985). Estas medidas pueden ser utilizadas para relacionarlas con la porosidad de suelo (Reatto *et al.*, 2007).

Procedimiento: Se realizó un agujero de 10 cm de profundidad con los implementos del aparato y se registraron lecturas a un nivel de 5 cm cada minuto hasta obtener lecturas constantes (R_1). Posteriormente, el nivel del agua se ubicó en los 10 cm y se procedió a obtener nuevamente las lecturas constantes (R_2). A partir de estos datos se utilizó las siguientes ecuaciones:

- *Conductividad hidráulica saturada (K_{fs}):*

$$K_{fs} = [(0.0041)(X)(R_2)] - [(0.0054)(X)(R_1)] = \text{_____ cm/seg}$$

- *Potencial de flujo mátrico (Φ_m):*

$$\Phi_m = [(0.0572)(X)(R_1)] - [(0.0237)(X)(R_2)] = \text{_____ cm}^2/\text{seg}$$

Dónde:

R_1 = lectura constante a un nivel de 5 cm

R_2 = lectura constante a un nivel de 10 cm

$X = 35.22$ = constante del reservorio (dada por el permeámetro)

- La *tasa de infiltración* también se registra con el permeámetro Guelph, ya que R_1 y R_2 es igual a la velocidad de infiltración a dichas profundidades.

b) Hidrofobicidad. El nivel de hidrofobicidad o de persistencia a la repelencia al agua se determinó aplicando en campo el método WDPT (Water Drop Penetration Time: Tiempo de penetración de una gota de agua en el suelo), descrito por Duque-Zapata *et al.* (2004). En este método se colocó una gota de agua en la superficie del suelo y se registró el tiempo, en segundos, que tardó en penetrar completamente en el suelo. Posteriormente, se clasifica este suelo con respecto a su nivel de hidrofobicidad (Cuadro 1), de acuerdo con lo propuesto por Dekker y Jungerius (1990).

Cuadro 1. Clasificación del WDPT (*Water Drop Penetration Time*).

Clase de persistencia	Nivel de Persistencia de la repelencia al agua	Valores del WDTP (S)
0	No repelente al agua	<5
1	Ligeramente repelente al agua	5-60
2	Fuertemente repelente al agua	60-600
3	Severamente repelente al agua	600-3600
4	Extremadamente repelente al agua	>3600

5.5. Trabajo en laboratorio

Las muestras alteradas e inalteradas que se tomaron en campo fueron llevadas al laboratorio de la FES Zaragoza y al Laboratorio de Génesis y Clasificación de suelos del Colegio de Postgraduados, en donde se realizaron las siguientes pruebas y análisis.

5.5.1. Germinación y crecimiento de semillas de lenteja y avena

Pruebas de germinación con dos diferentes tipos semillas se realizaron: lenteja (*Lens culinaris*) y avena (*Avena sativa*). Como sustrato se utilizó suelo de la zona erosionada (ZE), con la finalidad de comprobar la posible toxicidad de este. Su crecimiento se evaluó durante 20 días, con riego constante (diario o cada tercer día); al término de ese periodo se cuantificó la mortandad y el peso seco de las plantas.

5.5.2. Propiedades químicas

Con base en el Manual de van Reeuwijk (2003), en el laboratorio de Génesis y Clasificación de Suelos del Colegio de Postgraduados, campus Montecillo, se llevó a cabo el análisis de las muestras.

Todos los resultados obtenidos fueron comparados y analizados con los citados en la NOM-021-SEMARNAT- 2000.

a) Determinación de iones de Mn, Fe y Al. Los compuestos de manganeso, hierro y aluminio “libres” en el suelo; es decir, que no forman parte de las estructuras minerales silicatadas, fueron extraídos con una solución de ditionito-citrato con el método de Mehra y Jackson (1960). La muestra se calentó en una solución buffer compleja de bicarbonato/citrato de sodio, a la cual se agregó ditionito de sodio sólido como un agente reductor. El manganeso, hierro y aluminio se midieron en el extracto por Espectrofotometría de Absorción Atómica (EAA).

b) pH. El pH del suelo se midió con la ayuda de un potenciómetro, en una suspensión de una mezcla de 1:2.5 suelo: liquido (agua destilada) (Peech, 1965).

c) Carbón orgánico. Se siguió el procedimiento de Walkley-Black (1947), el cual involucra la combustión húmeda de la materia orgánica con una mezcla de dicromato de potasio y ácido sulfúrico alrededor de 125 °C. El dicromato sobrante se titula con sulfato ferroso.

d) Nitrógeno. Se siguió el procedimiento micro-Kjeldahl. La muestra se digestó en ácido sulfúrico y peróxido de hidrógeno con selenio como catalizador y con ello el nitrógeno orgánico se convierte en sulfato de amonio. La solución se alcalinizó y se destiló el amonio. El amonio producido fue atrapado en ácido bórico y titulado con ácido estandarizado (Bremner y Mulvaney, 1982 y Hesse, 1971).

e) Fósforo. Se llevó a cabo por medio del método de extracción de acuerdo con Bray u Kurtz no. I. Las formas de P fácilmente solubles en ácido fueron extraídas por una combinación de HCl y NH₄F. Los fosfatos en el extracto se determinaron colorimétricamente con el método de molibdato de amonio con ácido ascórbico como agente reductor (Bray y Kurtz, 1945; Houba *et al.* 1988; Olsen y Sommers, 1982, Soil Laboratory Staff, Royal Tropical Institute, 1984).

f) Capacidad de intercambio catiónico y bases intercambiables. Se utilizó el método de acetato de amonio. La muestra fue percolada con acetato de amonio y las bases se midieron en el percolado. Posteriormente, la muestra se percoló con acetato de sodio para remover el exceso de sales y con acetato de amonio para el sodio intercambiable absorbido. El sodio en este percolado es una medida de la CIC. (Soil Laboratory Staff, Royal Tropical Institute, 1984; Houba *et al.*, 1988; Holmgren *et al.*, 1977; USDA, SCS, 1972, 1982).

El Ca y Mg intercambiable fueron medidos por Espectrofotometría de Absorción Atómica (EAA) y el K y Na fueron medidos por Espectrofotometría de Emisión de Flama (EEF) en los extractos diluidos. (Landon, 1984, 1991; Richards, 1954, 1969).

5.5.3. Propiedades físicas

Las propiedades que presenta una relación total o mayoritariamente en relación con propiedades físicas del suelo, se analizaron con los métodos que se muestran a continuación.

a) Densidad aparente. La densidad aparente se determinó por medio del método del cilindro, de acuerdo con lo establecido por USDA (2008). Este método consiste en introducir verticalmente en el suelo un cilindro de metal de aproximadamente 2.5 cm de diámetro por 5 cm de altura, con el fin de extraer una pequeña muestra inalterada de suelo. El peso se registró y posteriormente se introdujo en la estufa a una temperatura aproximada de 80 °C con la finalidad de evaporar toda el agua; se pesó hasta obtener un peso seco constante. Si se conoce la relación del peso sobre volumen se puede conocer así la densidad.

b) Porosidad. Se llevó a cabo mediante un *análisis micromorfológico*. La porosidad total se determinó por el método de secciones delgadas (Bullock *et al.*, 1985). En cada sitio de estudio se colectaron

muestras inalteradas del suelo dentro de los primeros 10 cm del suelo, con cajas tipo Kubiena. Las cajas se dejaron secar lentamente a la sombra y luego fueron impregnadas con resina poliéster insaturada y monómero-estireno con una relación 7:3 para su endurecimiento de acuerdo con el método de Murphy (1986). Una vez endurecidas las muestras se cortaron y se colocaron en portaobjetos (6 x 9 cm) y se pulieron hasta lograr un espesor de 30 μm , con la ayuda de diferentes abrasivos de carburo de silicio.

Las secciones delgadas se describieron bajo un microscopio petrográfico marca Olympus BX51 con base en el Manual propuesto por Bullock *et al.* (1985). Los rasgos edáficos que se describieron, fueron la estructura, porosidad, materia orgánica, masa basal, pedorrasgos y minerales.

Análisis de imágenes. En cada sección delgada se tomaron de 6 a 9 fotografías de manera sistemática, en luz polarizada plana, cruzada y con compensador. También se obtuvieron fotos con luz semicruzada, en donde el espacio poroso se tornó de color gris y se puede diferenciar de los minerales primarios y los materiales amorfos.

Con el análisis de las imágenes se registró la morfología de agregados, de acuerdo con el sistema de Bullock *et al.* (1999).

c) Textura. Se realizó el análisis del tamaño de partículas del suelo por el procedimiento de la pipeta. El método consiste en tomar una serie de submuestra (alícuotas) de una suspensión de suelo en agua donde se está llevando a cabo un proceso de sedimentación. Las submuestras son tomadas a una profundidad y tiempo específico, obteniendo primeramente los limos gruesos, después limos finos y finalmente las arcillas. El método se basa en la Ley de Stokes. Las arenas se obtuvieron a través del uso de diferentes tamices (van Reeuwijk, 2003).

5.5.4. Composición mineralógica

La fracción fina y la fracción gruesa del suelo se analizaron para identificar minerales primarios y secundarios respectivamente. Con los siguientes métodos.

a) Fracción gruesa. A partir de los análisis de tamaño de partículas se obtuvieron las diferentes fracciones de arena a través del uso de diferentes tamices. Las arenas medias (200-500 μm) fueron las partículas que se utilizaron para este análisis. Los minerales se identificaron y cuantificaron utilizando el método de puntos. Este método consiste en colocar los granos de arena en un portaobjetos, se agrega unas gotas de resina poliéster hasta cubrirlas y se deja secar a temperatura ambiente. Una vez que la resina ha endurecido se procede a pulir las láminas con distintos abrasivos, hasta obtener un grosor de 30 micras y finalmente se coloca el cubreobjetos. Las propiedades ópticas de los minerales se observaron bajo un microscopio petrográfico, Olympus, BX51.

b) Fracción fina. La fracción arcillosa fue estudiada con previa eliminación de materia orgánica con H_2O_2 al 30% en caliente a 80° en baño María (ISRIC, 1995). Esta fracción arcillosa se obtuvo una vez separada de la fracción arena ($>50 \mu m$). La fracción limo y arcilla ($<50 \mu m$) se agitó y después de 5.5 horas se tomó una alícuota de 20 mL de la suspensión, la que contenía las partículas $<2 \mu m$. La agitación y toma de muestras se realizó varias veces hasta obtener aproximadamente un gramo de arcillas (ISRIC, 1995).

Con la solución de arcillas se preparó laminillas sobre porta objetos, con una orientación al natural y se dejaron secar a temperatura ambiente. Posteriormente, de las tres repeticiones a una de ellas se le agregó una gota de etilén glicol, con el objeto de definir la presencia de arcillas 2:1 expandibles. Las muestras que contenían el etilén glicol se colocaron en una mufla durante dos horas a $400^\circ C$, ya que a esta temperatura se destruye la estructura de las arcillas 1:1, esto hace que desaparezcan del difractograma. En el caso de las arcillas 2:1 hay modificación de su estructura cristalina, la cual después del calentamiento es semejante al de una mica. Los difractogramas se corrieron de 35° a $64^\circ 2\theta$ y las reflexiones (picos) se identificaron usando las fichas reportadas en el Mineral Powder Diffraction file (1980).

5.5.5. Determinación del material amorfo

La determinación del hierro, aluminio extraíbles se realizó por el método de oxalato de amonio ácido.

La muestra es agitada con una solución amortiguada y compleja constituida por oxalato de amonio y ácido oxálico, para disolver los componentes “activos” o una porción de componentes de Fe y Al. El procedimiento está dirigido para que se disuelva aluminio y sílice que forman parte de los minerales con bajo ordenamiento interno, denominados frecuentemente como minerales amorfos (Smith, 1994). El hierro y aluminio se miden en el extracto por Espectrofotometría de Absorción Atómica (EAA).

Las propiedades ándicas fueron obtenidas de acuerdo a lo que establece Kimble *et al.* (2000) donde los Andosoles son clasificados con base en las propiedades ándicas, el Soil Survey Staff (2010) indica que los materiales ándicos que contienen menos de 25% de CO y reúne uno o ambos de los siguientes requerimientos en la fracción fina: a) El $\%Al + \frac{1}{2}\%Fe$ por medio del método de extracción del oxalato de amonio ácido $\geq 2\%$, b) una densidad aparente de $0.90 g \cdot cm^{-3}$ y c) una retención de fosfatos mayor a 85%.

5.6. Adición de hidróxidos sobre muestras inalteradas

En campo se colectó un total de 6 muestras inalteradas superficiales en la zona problema (3 en una zona planicie y 3 en un montículo de suelo de 2 m de altura) y después fueron llevadas al laboratorio donde se dejaron secar a temperatura ambiente. Posteriormente, se les aplicó el tratamiento.

Nuevamente se dejó secar todas las muestras para que finalmente se llevará la elaboración de las secciones delgadas con el método mencionado ya anteriormente (Punto 6.5.1. inciso b).

Finalmente 9 fotografías de cada una de las secciones delgadas fueron tomadas con luz polarizada plana, con la ayuda de un microscopio petrográfico marca Olympus BX51, a tres diferentes profundidades (0-3, 3-6 y 6-9 cm) y se describieron con base en el Manual propuesto por Bullock *et al.* (1985). Los rasgos edáficos que se describieron fueron la estructura y porosidad.

6. RESULTADOS

6.1. Prueba de germinación de semilla

El porcentaje de germinación de las 25 semillas de avena y 25 de lenteja fue del 65 y 95% respectivamente (Fi. 5). El peso seco 20 días después de su germinación fue de 0.53 y 0.22g respectivamente. El parámetro más importante en este experimento fue la rápida pérdida del agua del sustrato, ya que era necesario regar diariamente las plantas para que no llegaran al punto de marchitez. Cuando ocurría este punto presentaban problemas de rigidez del tallo, fisuras en el sustrato y endurecimiento del mismo.



Fig. 5. Germinación de semillas de avena y lenteja.

6.2. Diagnóstico de las Propiedades Químicas

El diagnóstico se realizó con base en la NOM-021-SEMARNAT-2000, así como con la comparación de otros estudios a nivel nacional e internacional.

6.2.1. Hierro, Manganeso y Aluminio presentes en el suelo de estudio

a) Hierro. Los porcentajes de Fe^{2+} son bajos (Cuadro 2) en los suelos de los bosques de la zona alta (BPA y BPB) y media (LCR y LSR). En la parte baja en BZE se obtuvo los valores medios. Finalmente, para ZE se obtuvo los valores máximos y la concentración de hierro fue inversamente proporcional a su ubicación altitudinal.

b) Manganeso. La concentración de Mn^{+2} está relacionada con la presencia o ausencia de bosque. Los suelos erosionados presentan una concentración de $42.28 \text{ mg}\cdot\text{Kg}^{-1}$; mientras que en los suelos con bosques la concentración es menor y oscila entre 1.57 y $3.97 \text{ mg}\cdot\text{Kg}^{-1}$ (Cuadro 2). En casi todas las zonas el Mn no presentó ningún comportamiento en relación con la altitud, pero si con la presencia o ausencia de bosque.

c) Aluminio. Las concentraciones más altas de Al se registraron en suelos de las partes altas (BPA y BPB) y medias (LCR y LSR) (Cuadro 2); mientras que la zona erosionada (ZE) presentó concentraciones bajas y son significativamente diferentes y presenta una tendencia directamente proporcional a la altitud.

Cuadro 2. Concentraciones de Hierro, Aluminio y Manganeso (medias $\pm D.E$), en suelos de Villa del Carbón.

Sitio	Al		Fe		Mn		Al _{ox}		Fe _{ox}		%Al + ½ % Fe
	%		%		mg·Kg ⁻¹		%		%		
BPA*	0.66	(±0.08) ^a	0.98	(±0.41) ^a	3.97	(±0.77) ^a	4.57	(±1.34) ^a	3.40	(±0.42) ^a	6.27
BPB	1.16	(±0.00) ^b	1.45	(±0.00) ^b	3.23	(±0.00) ^a	7.09	(±0.00) ^a	3.44	(±0.00) ^a	8.81
LSR	0.53	(±0.12) ^c	0.95	(±0.14) ^a	2.03	(±0.71) ^b	3.69	(±0.89) ^b	3.27	(±0.31) ^a	5.32
LCR	0.52	(±0.10) ^c	1.06	(±0.27) ^a	1.91	(±0.50) ^b	3.33	(±0.82) ^b	3.33	(±0.44) ^a	4.99
BZE	0.13	(±0.02) ^d	2.74	(±0.25) ^b	3.68	(±0.46) ^a	ND**		ND		ND
BZE2	0.18	(±0.02) ^d	4.11	(±0.20) ^c	1.57	(±0.40) ^b	ND		ND		ND
ZE	0.28	(±0.15) ^{cd}	4.11	(±0.20) ^c	42.28	(±59.32) ^{ab}	1.37	(±0.10) ^c	4.30	(±0.86) ^a	3.52

*BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada; ox= extracción por método de oxalato de amonio ácido; (±D.E)= Desviación estándar. **ND: No determinado.

***Letras diferentes en la misma columna, indican diferencias significativas a un nivel de $P \leq 0.05$.

6.2.2 Determinación del material amorfo

En el Cuadro 2 y 3 se pueden observar que los suelos estudiados reúnen dos de los requisitos para considerarse como un Andosol; es decir, el contenido de CO y la relación de Al:Fe.

De acuerdo con Kimble *et al.* (2000), los Andosoles son clasificados con base en las propiedades ándicas, las cuales se definen por el Soil Survey Staff (2010) como materiales que contienen menos del 25% de CO y reúne uno o ambos de los siguientes requerimientos en la fracción fina: a) El $\%Al + \frac{1}{2}\%Fe$ por medio del método de extracción del oxalato de amonio ácido $\geq 2\%$, b) una densidad aparente de $0.90 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ y c) una retención de fosfatos mayor a 85%.

Boul *et al.* (2011) indican que las propiedades ándicas se forman como resultado de los procesos de intemperismo como disolución e hidrolisis del vidrio volcánico y otros minerales donde además el aluminio se relaciona con la sílice. Cuando las condiciones de pH oscilan entre 5 y la producción de

materia orgánica es relativamente baja, el aluminio y el silicio se polimerizan; precipitan para formar aluminio-silicatos del orden de rango corto como alofano e imogolita en la superficie de los horizontes. El hierro puede precipitar también como Ferrihidrita, un oxihidróxido del orden de rango corto (Bigham *et al.*, 2002). Estos productos de intemperismo son características de Andosoles alofánicos.

6.2.3. Fertilidad del suelo de estudio

Las siguientes propiedades químicas fueron comparadas con base la NOM-021-SEMARNAT-2000 y se muestran en el Cuadro 3.

a) pH. En las partes altas (BPA y BPB), los valores fueron superiores a 5 (5 y 5.4 respectivamente). Según la NOM-021-SEMARNAT-2000 son considerados moderadamente ácidos. Los suelos de los bosques ubicados en menores altitudes, partes medias y bajas (LSR LCR, BZE y ZE) presentaron valores menores a 5, por lo que se clasifica como fuertemente ácido. (Fig. 6a). La muestra BZE2, correspondiente a una profundidad de 2 m y ocurre un valor mayor (5.3).

Los valores registrados en el presente estudio se encuentra dentro del intervalo registrado para Andosoles a nivel mundial: 6.3 en Islandia (Gudmundsson *et al.*, 2004), 4.5 en Indonesia (Van Ranst *et al.*, 2008), de 4.6 a 5.6 en Suecia, Japón y Francia respectivamente (Thoss *et al.*, 2004; Cheol e Ishiguro, 1992; Gandois *et al.*, 2010) y de 5.6 a 6.8 en Islandia (Gudmundsson *et al.*, 2004).

Lo mismo ocurre al comparar los valores con trabajos realizados en Andosoles de México. Romero-Carmona (1986) bajo bosques de oyamel reportó un pH de 5 en el Parque Nacional Desierto de los Leones, Campos *et al.* (2001) de 5.5 en el Parque Nacional Cofre de Perote y García-Hernández (2003) valores de 5.9-6.7 en el Parque Nacional Izta-Popo. Además, Ángeles-Cervantes (2010) y González-Vargas (2011) obtuvieron valores de 5.3 y 5.8 respectivamente, en el Parque Nacional El Chico, Hidalgo. Finalmente, Aldana-Pérez, (2012) en una pradera de alta montaña, López *et al.* (1988) en paso de Cortes y Granado, (2003) en bosque de *Pinus hartwegii* obtuvieron valores de 4.1, 6.3 y 6.0 respectivamente, en el Parque Nacional Izta-Popo.

El suelo puede influir en la absorción nutritiva y crecimiento de las plantas de dos maneras: 1) A través del efecto directo del ion H^+ , 2) Indirectamente, por su influencia sobre la asimilación de los nutrientes y la presencia de iones tóxicos (Buckman y Brady, 1991). Los que lo vuelve un factor importante dentro de la nutrición vegetal.

b) MO. El porcentaje de Materia Orgánica (MO) obtenido en las partes altas (BPA y BPB) y medias (LSR y LCR) fueron mayores a 16.1%. Según la NOM-021-SEMARNAT-2000 se consideran clase muy alta; sin embargo, en LSR y LCR se registraron valores significativamente más altos. En el sitio BZE pertenece a la clase baja y en ZE como clase muy baja (Fig. 6a).

c) Nitrógeno total. En las partes altas y medias (BPA, BPB, LSR, LCR), se presentan valores entre 0.04 y 0.77%, los cuales se considera una clase media según la NOM-021-SEMARNAT-2000, sin embargo en LSR y LCR se registraron valores significativamente más altos. La clase baja en las partes bajas (BZE, BZE2 y ZE) (Fig. 6a).

Los porcentajes obtenidos son similares a los reportados internacionalmente de 0.018% en suelos alpinos en Taiwan por Shing y Yu (2003), de 0.45-0.61% para Andosoles de Alemania por parte de Kleber *et al.* (2004) y más bajos de 2.14 a 1.08% en las Islas Canarias reportados por Arbelo *et al.* (2002) y de 1.20% en praderas de Europa por Farrell *et al.* (2010).

En Andosoles de México, todos los valores son similares a los del presente estudio; Perea-Estrada *et al.* (2005) obtuvieron 0.24% en el Ajusco; en tanto que Meza-Pérez y Geissert-Kientz (2006) encontraron valores de 0.36 a 0.20% del Cofre de Perote en Veracruz. Por su parte Ángeles-Cervantes (2010) de 0.31 a 0.88% y González-Vargas (2011) obtuvo un valor de 0.14% en el Parque Nacional El Chico, Hidalgo.

d) Fósforo disponible. Los valores, en todos los sitios de la zona de estudio son clase baja según la NOM-021-SEMARNAT-2000, ya que oscilan entre 0.03 y 2.31 mg·Kg⁻¹. Estos valores disminuyeron significativamente de la parte alta a la parte más baja (Fig. 6a).

Todos los valores encontrados resultan bajos en comparación con los reportados internacionalmente Arbelo *et al.* (2002) registraron un valor de 11.6 mg·Kg⁻¹ en las Islas Canarias, Cremona y López (2004) obtuvieron 7 mg·Kg⁻¹ a una profundidad de 0-10 cm en el Valle de Bolson de la Cordillera de los Andes.

Los estudios en México muestran valores cercanos a los presentes en la zona de estudio. Campos *et al.* (2001) registraron 5 mg·Kg⁻¹ en el Parque Nacional Cofre de Perote, Perea-Estrada *et al.* (2005) registro un valor de 2.22 mg·Kg⁻¹ en el Ajusco, Ángeles-Cervantes (2011) y González-Vargas (2011) determinaron un valor de 3.66 y 3.15 mg·Kg⁻¹ respectivamente, en el Parque Nacional El Chico, Hidalgo.

La formación de compuestos hidrófobos en el suelo provoca la retención de fósforo (Santander-González, 2004); además, dada la naturaleza de estos suelos, es común encontrar retención de fósforo por los minerales amorfos (Porta *et al.*, 1999) lo que explica la baja disponibilidad en el suelo para este elemento.

e) Capacidad de intercambio catiónico y bases intercambiables. Los cationes intercambiables Ca, Mg, K y CIC se dividieron por clase según la NOM-021-SEMARNAT (2000).

Calcio. En LSR, LCR y BZE se registraron valores que correspondieron a clase media. En BZE2 y sitios de la parte alta (BPA y BPB) concentraciones de clase baja Finalmente en ZE clase muy baja (Fig. 6b).

Los valores de Ca presentes en esta investigación se encuentran dentro del rango encontrado en dos estudios a nivel internacional: el primero en Andosoles de Japón, en donde Song e Ishiguro (1992) determinaron una concentración de $1.43 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ y el segundo por Kebler *et al.* (2004) donde registraron para Alemania intervalos de concentraciones de $4.1\text{-}10 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$.

En México, la mayoría de los Andosoles de la literatura consultada se localizaron con valores similares a los encontrados en el presente estudio. Un ejemplo es en los bosques de oyamel en el Parque Nacional Desierto de los Leones estudiados por Romero-Carmona (1986) quien reportó $4.95 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$. Valores similares ($4.0 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$) fueron registrados en bosques del Ajusco por Perea-Estrada *et al.* (2005). Otros trabajos que se han realizado en el Cofre de Perote por Meza-Pérez y Geissert-Kientz, (2006) y Campos-Cascaredo *et al.* (2001) han encontrado de 2.1 a $6.10 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$. Finalmente para el Parque Nacional El Chico; Hidalgo, Acevedo *et al.* (2008), Ángeles-Cervantes, (2010) y González-Vargas (2011) reportaron de 10.15 a $20.42 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$.

Magnesio. En los sitios BPA, BPB, LCR, BZE2 y ZE obtuvieron valores que corresponden a la clase media. Los sitios LSR y BZE valores pertenecientes a la clase baja. (Figura 6b).

Los valores de Mg registrados en esta investigación son bajos en comparación con los de Song e Ishiguro (1992) en Andosoles de Japón de $2.96 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$, y se encuentran dentro del rango encontrados por Kebler *et al.* (2004). En suelos de Alemania se reportan rangos de 1.6 a $4.4 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$.

Para México, todos los valores de la zona de estudio son similares a los reportados por otros autores en lugares ya antes mencionados, Romero-Carmona (1986), reportó $0.46 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$, Perea-Estrada *et al.* (2005) señala $1.6 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$, Meza-Pérez y Geissert-Kientz (2006) reportan $1.47 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$, Acevedo *et al.* (2008), Ángeles-Cervantes, (2010) y González-Vargas (2011) indicaron rangos que van de 1.24 a $3.24 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$.

Potasio. El sitio LCR fue el único que presentó una clase alta. En la mayoría de los sitios (BPA, BPB, LSR, BZE y ZE) los valores corresponden a clase media. Finalmente en BZE2 se presentó la clase baja (Fig. 6b).

Los valores de K superan a los que reportan los siguientes autores a nivel internacional. Song e Ishiguro (1992) reportaron $0.18 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ para Andosoles de Japón y Kebler *et al.* (2004) de 0.1 a $0.4 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ para suelos en Alemania.

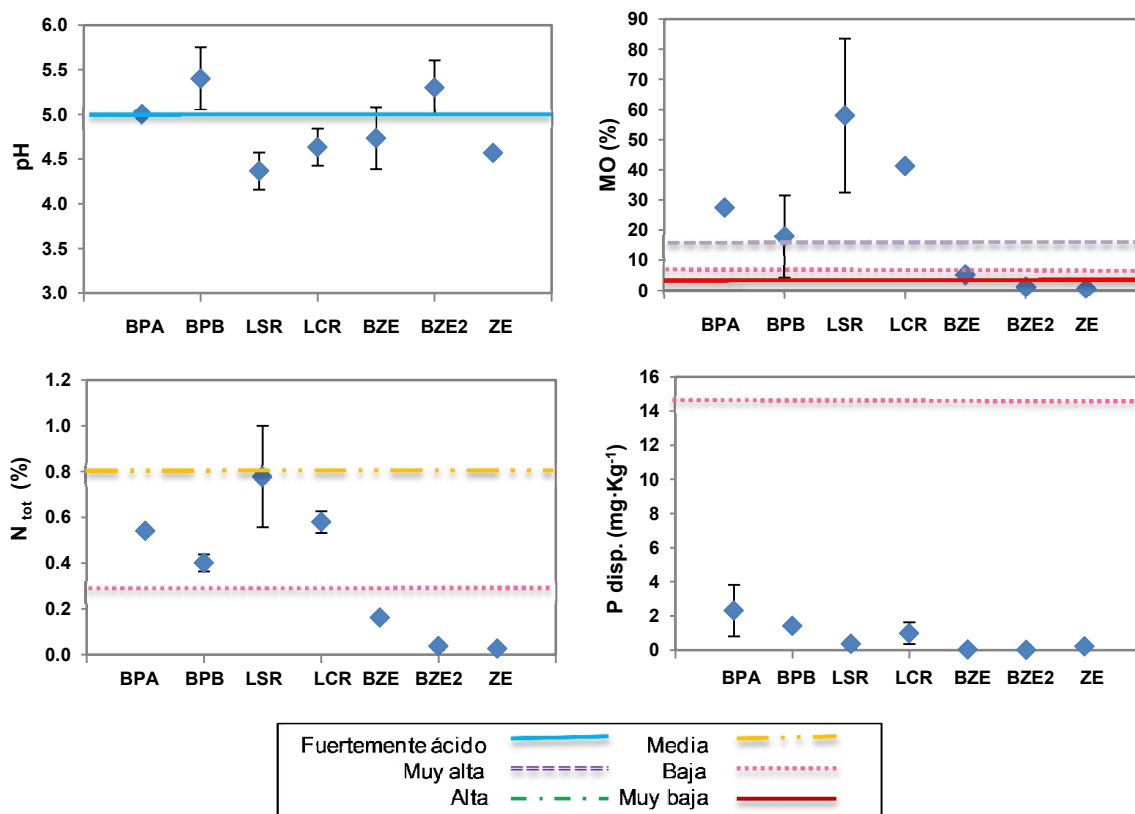


Fig. 6a. Propiedades químicas y su clasificación de acuerdo con la NOM-021-SEMARNAT-2000, en los diferentes sitios de estudio: BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada. Las líneas verticales indican la desviación estándar.

Los estudios realizados en México presentan concentraciones similares a los de las zonas estudiadas. Romero-Carmona (1986) registró $0.20 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ bajo bosques de oyamel en el Parque Nacional Desierto de los Leones, Perea-Estrada *et al.* (2005) reportaron $0.67 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ en el Ajusco, Campos-Cascaredo *et al.* (2001), Meza-Pérez y Geissert-Kientz (2006) encontraron valores que van desde 0.11 a $0.85 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ en Cofre de Perote en Veracruz. Finalmente, Acevedo *et al.* (2008), Ángeles-Cervantes (2010) y González-Vargas (2011) reportaron 0.01 a $2.62 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ en el Parque Nacional El Chico, Hidalgo.

Sodio. Los valores obtenidos (Fig. 6b) para este catión aumentan significativamente con forme disminuye la altitud, obteniendo los valores máximos ($0.22 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$) en BZE. Sólo para ZE el valor disminuye y es el mismo que el obtenido en LCR ($0.17 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$), como se reporta en la Figura 5b.

A nivel internacional, los valores obtenidos en el presente estudio son similares a los trabajos realizados por Song e Ishiguro (1992) quienes reportan $0.28 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ en Andosoles de Japón y Kebler *et al.* (2004) registraron de 0.1 a $0.4 \text{ cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ para Alemania.

Cuadro 3. Propiedades químicas de los suelos de un gradiente altitudinal (medias \pm D.E), Villa del Carbón.

Sitio	pH	CO		MO	N _{tot}	P _{disp} mg·Kg ⁻¹	Ca	Cationes intercambiables			CIC
		%						Mg	K	Na	
BPA*	5 ^{a**} (\pm 0.16)	15.89 ^a (\pm 4.43)	27.4 ^a (\pm 7.63)	0.53 ^a (\pm 0.08)	2.31 ^a (\pm 1.51)	2.71 ^a (\pm 2.06)	1.97 ^a (\pm 0.67)	0.36 ^a (\pm 0.25)	0.11 ^a (\pm 0.01)	22.55 ^a (\pm 10.66)	
BPB	5.4 ^a (\pm 0.00)	10.34 ^a (\pm 0.00)	17.82 ^a (\pm 0.00)	0.4 ^a (\pm 0.00)	1.41 ^a (\pm 0.00)	3.39 ^a (\pm 0.00)	1.5 ^a (\pm 0.00)	0.46 ^a (\pm 0.00)	0.12 ^a (\pm 0.00)	21.24 ^a (\pm 0.00)	
LSR	4.3 ^b (\pm 0.35)	33.62 ^b (\pm 7.92)	57.96 ^b (\pm 13.66)	0.77 ^b (\pm 0.04)	0.35 ^b (\pm 0.24)	7.04 ^b (\pm 6.45)	1.22 ^a (\pm 0.92)	0.4 ^{ab} (\pm 0.27)	0.15 ^b (\pm 0.05)	35.85 ^b (\pm 6.44)	
LCR	4.6 ^b (\pm 0.21)	23.89 ^b (\pm 14.81)	41.19 ^b (\pm 25.54)	0.57 ^b (\pm 0.22)	0.98 ^b (\pm 0.64)	7.78 ^b (\pm 4.11)	1.4 ^a (\pm 0.48)	0.71 ^{ab} (\pm 0.15)	0.17 ^b (\pm 0.02)	36.89 ^b (\pm 12.33)	
BZE	4.7 ^b (\pm 0.21)	2.94 ^c (\pm 0.20)	5.07 ^c (\pm 0.34)	0.16 ^c (\pm 0.05)	0.03 ^c (\pm 0.02)	5.16 ^{ab} (\pm 4.10)	0.89 ^{ab} (\pm 0.23)	0.48 ^a (\pm 0.19)	0.22 ^c (\pm 0.01)	15.48 ^a (\pm 0.48)	
BZE2	5.3 ^a (\pm 0.35)	0.66 ^d (\pm 0.63)	1.13 ^d (\pm 1.09)	0.04 ^d (\pm 0.01)	0.00 ^c (\pm 0.00)	2.47 ^a (\pm 1.63)	2.45 ^{ac} (\pm 1.00)	0.23 ^{ac} (\pm 0.06)	0.21 ^c (\pm 0.02)	14.06 ^a (\pm 3.70)	
ZE	4.5 ^b (\pm 0.31)	0.34 ^d (\pm 0.08)	0.59 ^d (\pm 0.13)	0.02 ^d (\pm 0.02)	0.22 ^{bc} (\pm 0.18)	1.11 ^a (\pm 0.61)	1.58 ^{ac} (\pm 0.36)	0.43 ^a (\pm 0.28)	0.17 ^{abc} (\pm 0.04)	23.11 ^a (\pm 3.49)	

*BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada; (\pm D.E)= Desviación estándar

**Letras diferentes en la misma columna, indican diferencias significativas a un nivel de $P \leq 0.05$.

Para suelos Andosoles en México, los valores encontrados en esta investigación son muy bajos al compararlos con el estudio realizado por Acevedo *et al.* (2008) quienes reportan un valor de 2.96 $\text{cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ en el Parque Nacional El Chico; sin embargo, resultan muy altos en los estudios realizados por Ángeles-Cervantes (2010) y González-Vargas (2011) quienes encontraron valores de 0.06 $\text{cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ para el Parque Nacional El Chico.

CIC. En los sitios de las laderas (LSR y LCR) presentaron concentraciones correspondientes a la clase alta. Los sitios BPA, BPB, BZE y ZE se ubican en la clase media, para el sitio BZE2 se presentó la clase baja, como e indica en la Fig. 6b.

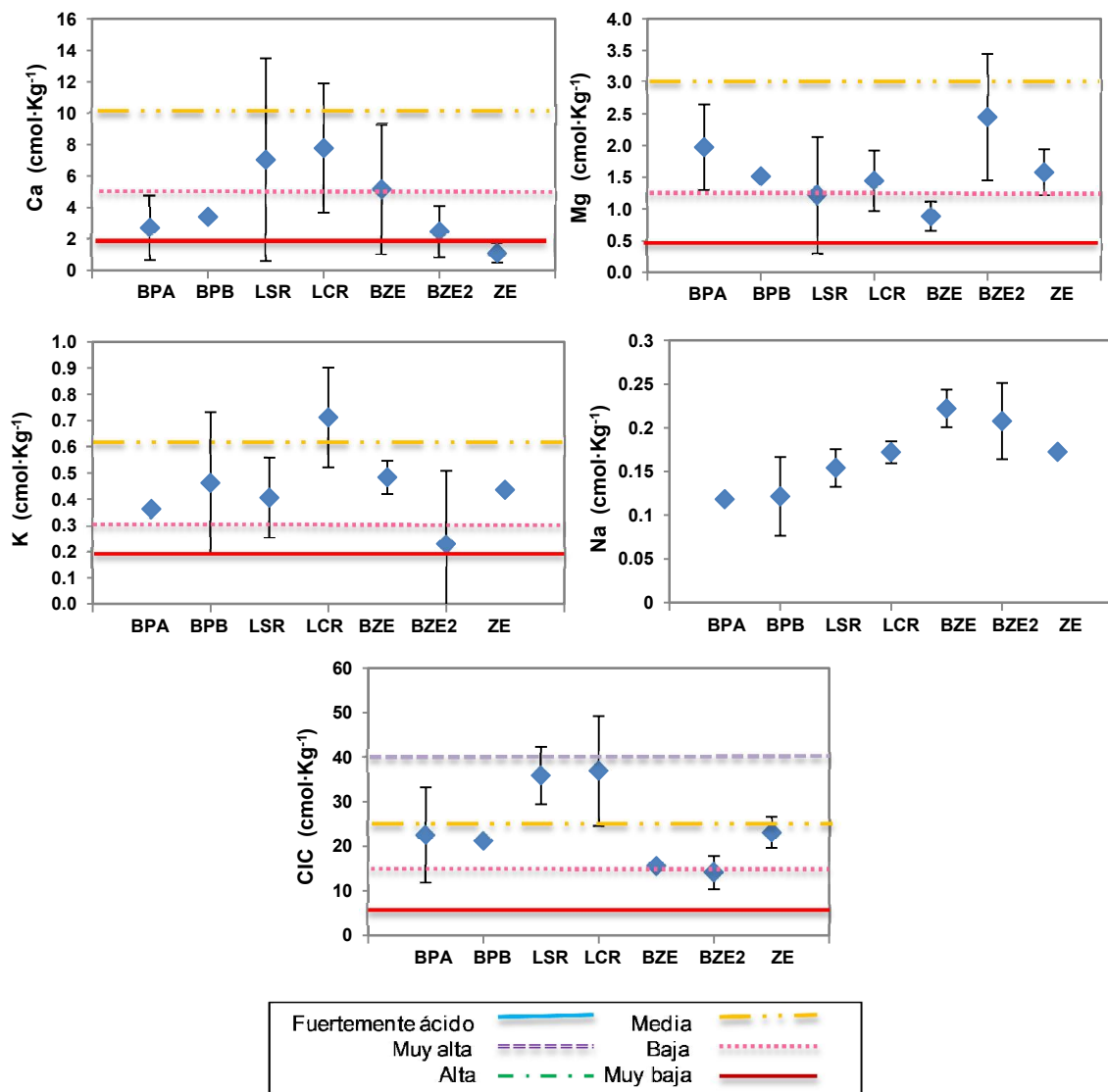


Fig. 6b. Propiedades químicas y su clasificación de acuerdo con la NOM-021-SEMARNAT-2000, en los diferentes sitios de estudio: BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada. Las líneas verticales indican la desviación estándar.

6.3. Propiedades Hídricas

a) Conductividad hidráulica saturada, Tasa de Infiltración y Potencial de flujo mátrico. En el Cuadro 4a se observa que la tasa de infiltración superficial, en la zona erosionada (ZE) (planicie y montículo), se registraron los valores más bajos, con respecto al bosque contiguo (BZE) (157; 370 y 4534 mm·h⁻¹ respectivamente). Esto indica que la ZE ha perdido hasta el 90% de su capacidad de infiltración superficial. La infiltración a mayor profundidad registra valores similares (4968 mm·h⁻¹) a los de BZE, por lo que el problema está localizado dentro de los primeros centímetros del suelo.

Con respecto a la Conductividad Hidráulica (Kfs), el Cuadro 4b muestra que en las partes más altas (sitios BPA y BPB) ocurren los valores más bajos (Kfs= 248 y 152 mm·h⁻¹ respectivamente) y en la parte media (sitio LSR) aumentan hasta el doble, mientras que en LCR el incremento es hasta diez veces más (Kfs= 1991) y disminuye de manera significativa en el bosque de la zona problema (936 mm·h⁻¹) (BZE).

Cuadro 4a. Tasa de infiltración (medias ±D.E), superficial en ZE y un bosque contiguo (BZE).

Sitio	Tasa de infiltración superficial (mm·h ⁻¹)	Valores máximos-mínimos (mm·h ⁻¹)
ZE (Planicie)	157.65 ^a (±97.23)	26-316
ZE (Montículo)	370.83 ^b (±77.31)	322-460
BZE	4534.79 ^{ab} (±3132.77)	2319-6750

*ZE= Zona erosionada; (±D.E)= Desviación estándar. **Letras diferentes en la misma columna, indican diferencias significativas a un nivel de P≤0.05.

El Potencial de Flujo Mátrico en todos los sitios registró valores negativos excepto en ZE. Los valores negativos encontrados indican problemas en la capacidad del suelo para atraer agua por fuerza capilar, la cual puede estar dada por el material parental o el tipo de agregación presente en cada uno de los sitios. En ZE los valores positivos indican que pueden absorber agua, pero no indican su grado de retención.

En los Andosoles se presentan diferentes valores de Kfs, 168 mm·h⁻¹ para las Islas Canarias, España (Rodríguez *et al.*, 2002), 42.9 mm·h⁻¹ y 62.5 mm·h⁻¹ en las islas Azores (Fontes *et al.* 2004) 60-70 mm·h⁻¹ en los páramos ecuatorianos (Poulenard *et al.*, 2001) y 13.4 mm·h⁻¹ (Buytaert *et al.*, 2005).

En Andosoles de México también se han reportado diferentes valores de Kfs de 24 a 3276 mm·h⁻¹; Bravo *et al.* (2006) indicaron un intervalo general de Kfs de 24 a 90 mm h⁻¹; sin embargo, Castro-Alonso (2009) obtuvo una Kfs de 3276 mm·h⁻¹. En Andosoles con Bosque de Oyamel, Ángeles-Cervantes (2010) registró una Kfs de 176.4 mm·h⁻¹, González-Vargas (2011) determinó en el Parque

Nacional Desierto de los Leones valores de $426 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (± 356) y Jiménez-Cruz (2011) en una pradera de alta montaña en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco obtuvo valores de $8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (± 4.08). La variación de la Kfs entre los diferentes autores puede deberse a la heterogeneidad de los suelos (Gómez-Tagle, 2008) a pesar de que éstos corresponden a la misma unidad. Esto significa que no se pueden generalizar los resultados y transferir tecnologías o estrategias de recuperación, sino que es necesario conocer las propiedades hídricas y edáficas en cada sistema.

Algunos de estos valores coinciden otros no y esto se debe a que los Andosoles se generan de diferentes materiales piroclásticos (Buol *et al.*, 1998) y grados de desarrollo se va a comportar de manera variables. Esta propiedad también puede variar incluso en una misma área cuando se analizan diferentes altitudes y grados de conservación de la vegetación como lo que se encontró en la presente investigación.

En cuanto a la tasa de infiltración o Índice de infiltración de un suelo, según SSSA es la tasa máxima en la cual un suelo. En una condición dada en un momento dado puede absorber la lluvia. Un factor muy importante es la vegetación ya que incrementa la capacidad de infiltración de los suelos (Morgan *et al.*, 1997).

Blackburn (1984) demostró que la infiltración en suelos es más baja en suelos descubiertos de vegetación que en suelos debajo de los árboles y arbustos. En un bosque mixto en las montañas Apalaches, Harden y Scruggs (2003) encontraron un rango de infiltración de 16 a $117 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, mientras que Zehetner y Miller (2006) determinaron una infiltración de $56.9 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ en un bosque de Ecuador.

En México, en bosques de oyamel en el Parque Nacional el Chico, en Hidalgo, Ángeles-Cervantes (2010) registró una tasa de infiltración de $173.55 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, en tanto que González-Vargas (2011) encontró en el Parque Nacional Desierto de los Leones una infiltración de $2240 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (± 454). Por su parte, Jiménez-Cruz (2011) en una pradera de alta montaña en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco obtuvo valores de $6120 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (± 2543); Castro-Alonso (2009) y Mora *et al.* (2011) en el Parque Nacional Izta-Popo reportaron una infiltración superficial de 972 y $360 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ respectivamente. Finalmente, Aldana-Pérez (2001) en el mismo sitio pero en praderas de alta montaña evaluó $3600 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

El Potencial de flujo mátrico obtenido en el presente estudio en casi en todos los sitios se obtuvieron valores negativos, con excepción del sitio ZE ($0.15 \text{ cm}^2\cdot\text{seg}^{-1}$). Estudios anteriores en México muestran que en su mayoría valores positivos, para el Parque Nacional Cumbres del Ajusco, Jiménez-Cruz (2011) valores de $0.003 \text{ cm}^2\cdot\text{seg}^{-1}$, Martínez y Ángeles (2011) fueron de $0.02 \text{ cm}^2\cdot\text{seg}^{-1}$. En el Pico de Orizaba, Mora *et al.* (2011) indican un potencial de flujo mátrico es de $0.0039 \text{ cm}^2\cdot\text{seg}^{-1}$. Finalmente, Castro-Alonso (2009) en el Parque Nacional Izta-Popo bajo un bosque afectado por

incendio, valores de $0.245 \text{ cm}^2\cdot\text{seg}^{-1}$ y en un bosque no afectado por incendio un valor de $0.217 \text{ cm}^2\cdot\text{seg}^{-1}$.

b) Retención de humedad. En la zona erosionada (ZE) se registró la menor capacidad de retención de humedad (16%) (Cuadro 4b), aumentando a 33% en sitios con bosque (BPA) y llegando hasta 64% en sitios con bosque y con formación de río (LCR). Los resultados presentan un patrón similar al comportamiento estadístico de los valores de K_f y Φ_m .

Estos valores resultan altos en comparación con los reportados en diversos estudios de suelos forestales, ya que el contenido de humedad también puede variar entre los Andosoles. Jiménez-Cruz (2011) encontró 15 % en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco; mientras que, Mora *et al.* (2011) registraron valores entre 5.98 y 26% en zacatonales del Pico de Orizaba, por su parte, González-Vargas (2011) reportó valores de 30% en el Parque Nacional Desierto de los Leones y Aldana-Pérez (2012) presentaron una humedad del suelo de 1.43% en praderas de alta montaña, en el Parque Nacional Izta-Popo. Estos valores son bajos comparados con otros tipos de vegetación, como el bosque tropical perennifolio de Oaxaca, donde Chávez-Barrera (2011) mostró 40.1%.

En los Andosoles la capacidad de retención de humedad se pierde de manera irreversible cuando se expone a la superficie o bien cuando es sometida a incendios forestales (Wada, 2002). Se menciona además, que la retención de humedad puede alcanzar hasta 200% (FAO-ISRIC-ISSS, 1994), por lo que la estructura migajosa-granular que presentan los suelos conservados con laderas y que dan la formación de un río, confiere al sitio (LCR) una alta capacidad retención de agua.

c) Hidrofobicidad. En el Cuadro 5 y de acuerdo con Dekker y Jungerius (1990), se puede apreciar que los suelos estudiados presentan diferentes niveles de persistencia de la repelencia al agua. En ZE la hidrofobicidad es nula, en los bosques de las zonas erosionada (BZE) es ligera. Los suelos de los bosques de la parte alta (BPA y BPB) y media (LCR y LSR) de la cuenca, presentan hidrofobicidad severa y fuerte.

Algunos estudios realizados en México en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco reportan que la hidrofobicidad es extremadamente repelente (Jiménez-Cruz, 2011; Martínez y Ángeles, 2011), para el Pico de Orizaba es ligera a fuertemente repelente (Mora *et al.*, 2011) y en el Parque Nacional Izta-Popo el suelo es ligeramente repelente (Aldana-Pérez, 2012).

Lo anterior demuestra que existen diferentes grados de hidrofobicidad presentes en Andosoles; sin embargo, en el presente estudio se obtuvieron valores en una escala altitudinal, demostrando así los diferentes grados de repelencia dentro de un mismo sitio, según el estado de conservación, lavado del suelo, cantidad y grado de descomposición de materia orgánica. Las zonas de estudio (parte alta, media y baja) presentaron de manera general, una clasificación que va desde severamente a no repelente al agua, respectivamente.

La presencia de materiales repelentes al agua en el suelo tienen un impacto significativo sobre los procesos que tienen que ver con su hidrología, ya que disminuye la cantidad de agua a nivel de la rizosfera (Bauters *et al.*, 1998; Ritsema *et al.*, 2000), la conductividad hidráulica (Nieber *et al.*, 2000) y la susceptibilidad a la erosión (Jaramillo, 2004).

Es necesario indicar que no sólo existen desventajas sobre esta propiedad, sino que algunos casos, estos resultan benéficos. DeBano (1981) menciona que la hidrofobicidad puede ayudar en la conservación del agua en el suelo, mediante la disminución de la evaporación a partir de él. Frink (1974) destaca la posibilidad de que los suelos hidrofóbicos se pueden utilizar como “reservorios de agua” y Hillel (1998) plante incluso la posibilidad de generar hidrofobicidad artificial en suelos de regiones áridas y semiáridas, para llevar a cabo el proceso que llama “cosecha de agua”.

6.4. Propiedades Físicas

a) Textura y Densidad aparente. En la zona erosionada presentó una clase textural arcillosa (Cuadro 6), para los sitios restantes se presenta una clase textural franco limosa. Esta propiedad está relacionada con la densidad aparente; en ZE se obtuvo el valor más alto ($1.52 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$) y nuevamente en los sitios restantes presentan valores menores de $1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, característica propia de los Andosoles, el cual cuando se erosiona aflora a la superficie el material parental o tepetate (Cuadro 6).

Cuadro. 6. Textura y Densidad aparente de un gradiente altitudinal (medias \pm D.E), Villa del Carbón.

Sitio	Textura			Clase textural	Densidad aparente ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) ^{a**}
	A	L	R		
	----- % -----				
BPA*	10	74	16	Franco limoso	$0.58 (\pm 0.03)^{a**}$
BPB	6	78	16	Franco limoso	$0.87 (\pm 0.00)^a$
LSR	16	63	21	Franco limoso	$0.73 (\pm 0.29)^a$
LCR	20	66	14	Franco limoso	$0.61 (\pm 0.10)^a$
BZE	6	52	42	Franco arcillo limoso	$0.81 (\pm 0.19)^a$
ZE	4	30	66	Arcilla	$1.52 (\pm 0.08)^b$

*BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río;

BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada; (\pm D.E)= Desviación estándar.

**Letras diferentes en la misma columna, indican diferencias significativas a un nivel de $P \leq 0.05$.

Cuadro 4b. Propiedades hídricas de los suelos de un gradiente altitudinal (medias \pm D.E), Villa del Carbón.

*BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada; (\pm D.E)= Desviación estándar; R2= Profundidad a 5 cm; R1= a 10 cm; Kfs= Conductividad hidráulica; Φ m= Potencial de flujo mátrico.

Sitio	Infiltración ------(mm·h ⁻¹)-----		Kfs	Φ m (cm ² ·seg ⁻¹)	Retención de humedad (%)
	R2	R1			
BPA*	2672 (\pm 1518) ^{a**}	725 (\pm 340) ^a	248 (\pm 166) ^a	-0.02 (\pm 0.02) ^a	33 (9.71 \pm) ^a
BPB	1650 (\pm 1060) ^a	450 (\pm 212) ^a	152 (\pm 112) ^a	-0.01 (\pm 0.01) ^a	29 (0.00 \pm) ^a
LSR	4678 (\pm 1450) ^b	360 (\pm 274) ^a	607 (\pm 233) ^b	-0.08 (\pm 0.03) ^b	44 (\pm 20.70) ^b
LCR	17200 (\pm 11793) ^b	390 (\pm 127) ^a	1991 (\pm 1426) ^b	-0.25 (\pm 0.23) ^b	64 (\pm 10.40) ^b
BZE	7380 (\pm 10728) ^{ab}	720 (\pm 432) ^a	936 (\pm 1584) ^{abc}	-0.13 (\pm 0.25) ^{abc}	35 (\pm 16.01) ^{abc}
ZE	5292 (\pm 2520) ^b	4968 (\pm 1764) ^b	-180 (\pm 288) ^c	0.15 (\pm 0.07) ^c	16 (\pm 7.49) ^c

**Letras diferentes en la misma columna, indican diferencias significativas a un nivel de $P \leq 0.05$.

Cuadro 5. Hidrofobicidad a diferentes profundidades de un gradiente altitudinal (medidas \pm D.E), Villa del Carbón.

*BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada; (\pm D.E)=

Sitio	Hidrofobicidad (s) Profundidad del suelo (cm)					
	0	1	2	3	4	5
BPA*	825 (\pm 150)	825 (\pm 150)	735 (\pm 330)	720 (\pm 360)	406.2 (\pm 397.44)	248.7 (\pm 236.23)
BPB	600 (\pm 0.0)	600 (\pm 0.0)	240 (\pm 0.0)	5.0 (\pm 0.0)	5.0 (\pm 0.0)	4.0 (\pm 0.0)
LSR	600 (\pm 0.0)	600 (\pm 0.0)	22.5 (\pm 3.54)	250 (\pm 325.27)	155 (\pm 205.06)	93 (\pm 123.04)
LCR	42.3 (\pm 51.25)	2.3 (\pm 0.58)	2.0 (\pm 0.0)	2.0 (\pm 0.0)	2.0 (\pm 0.0)	2.0 (\pm 0.0)
BZE	12.8 (\pm 12.62)	6.2 (\pm 4.92)	2.4 (\pm 1.14)	2.2 (\pm 0.45)	ND**	ND
ZE	1.1 (\pm 0.41)	1.5 (\pm 0.84)	1.1 (\pm 0.41)	1.1 (\pm 0.41)	ND	ND

Desviación estándar. ** ND= No determinado.

Kleber *et al.* (2004) determinaron la densidad aparente en Andosoles de dos sitios de Alemania, y encontraron valores de 0.5 g cm^{-3} y de 0.8 g cm^{-3} . Fontes *et al.* (2004), en Azores, España, estimaron una densidad de 0.74 g cm^{-3} , y Alvarado y Forsythe (2005) registraron un promedio para Andosoles de Costa Rica de 0.87 g cm^{-3} .

En México se han reportado densidades aparentes de 0.7 g cm^{-3} para una zona de uso forestal en el Volcán Cofre de Perote, Veracruz (Meza-Pérez y Geissert-Kientz, 2006), de 0.89 g cm^{-3} en Michoacán (Bravo *et al.*, 2006), de 0.65 g cm^{-3} en Andosoles del Parque Nacional El Chico; Hidalgo (Ángeles-Cervantes, 2010). Otros autores han encontrado valores de 0.73 g cm^{-3} en un bosque de Oyamel en el Parque Nacional Desierto de los Leones (González-Vargas, 2011), de 0.87 g cm^{-3} en una pradera de alta montaña en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco (Jiménez-Cruz, 2011) y finalmente, de 0.56 g cm^{-3} en el Parque Nacional Izta-Popo (Aldana-Pérez, 2012).

Los datos de textura obtenidos concuerda con los señalados por Yamada *et al.* (1975) que señalan que el limo es la fracción dominante en la textura de los Andosoles. La densidad aparente obtenida en los sitios con bosque (de 0.58 a 0.87 g cm^{-3}) se asemejan con los reportados en otros trabajos (Andosoles) tanto fuera y dentro de México. Además, cumplen estos valores con lo que se establece en Soil Survey Staff (2010), donde se menciona que la densidad aparente es menor o igual que 0.9 g cm^{-3} debido a la esponjosidad y alta porosidad.

b) Porosidad. El análisis de porosidad (Cuadro 7) mostró que todos los sitios presentan una porosidad de empaquetamiento compuesto (Fig. 7a y b) y únicamente en la zona erosionada (ZE) se presentó un empaquetamiento simple (Fig. 7c).

El porcentaje de macroporos en suelos de bosques de mayor altitud (BPA y BPB, Fig. 7a) presenta valores medios de hasta 17.5%, se incrementan en suelos de bosques de laderas (LSR y LCR; Fig. 7b) a 24.9% y disminuyen en los suelos ubicados en altitudes más bajas (ZE Fig. 7c) hasta 6.2%.

Con respecto a los mesoporos, el sitio BPA de la parte alta contiene los más altos valores (hasta 27.5%) a cualquier profundidad; los sitios restantes mostraron porcentajes intermedios (de 11 a 24%), excepto en dos sitios: ZE donde los valores disminuyen con forma a la profundidad y presenta los valores más bajos (hasta 10.1%) (Cuadro 7).

El porcentaje de agregación total en el suelo en todos los sitios (Fig. 7d) con bosque excepto en ZE son similares, con porcentajes que van de 47.1 a 53.6%. En ZE el porcentaje es mayor con valores que van de 64.4 a 68.7%. La relación porosidad:agregación presenta un comportamiento similar para todos los sitios, con una proporción aproximada de 1:1; excepto en ZE, donde la proporción es de 0.5:1.

Cuadro. 7. Porosidad y agregación en los suelos del gradiente altitudinal (medias \pm D.E), Villa del Carbón.

Prof. (cm)	Tipo de poros	POROSIDAD			Porosidad total	AGREGACIÓN	
		Microporos	Mesoporos	Macroporos		Tipo de agregación y grado de desarrollo	Agregados Totales %
<i>Bosque planta alta (BPA)</i>							
0-3		9.32 (\pm 3.13)	27.56 (\pm 7.10)	15.48 (\pm 5.49)	52.36 (\pm 6.61)		47.64 (\pm 6.61)
3-6	Empaquetamiento compuesto (93%) y cavidad (7%).	18.83 (\pm 3.73)	27.02 (\pm 9.69)	12.42 (\pm 5.09)	51.70 (\pm 8.72)	Migajosa 30% (Df), Granular 50% y Bloques subangulares 20% (Dm).	48.30 (\pm 8.72)
6-9		16.90 (\pm 4.73)	27.38 (\pm 6.77)	14.09 (\pm 7.19)	55.57 (\pm 5.52)		44.43 (\pm 5.52)
<i>Bosque parte baja (BPB)</i>							
0-3		13.57 (\pm 7.00)	20.72 (\pm 7.36)	17.75 (\pm 4.15)	52.04 (\pm 10.20)		47.96 (\pm 10.20)
3-6	Empaquetamiento compuesto (70%) y cavidad (30%).	19.44 (\pm 1.31)	11.11 (\pm 2.62)	17.59 (\pm 11.79)	48.15 (\pm 10.48)	Bloques subangulares 80% y macro agregados 20%.	51.85 (\pm 10.48)
6-9		27.59 (\pm 3.67)	15.68 (\pm 4.50)	7.94 (\pm 0.56)	51.22 (\pm 7.62)		48.78 (\pm 7.62)
<i>Ladera sin formación de río (LSR)</i>							
0-3		9.39 (\pm 6.58)	20.16 (\pm 12.01)	20.82 (\pm 13.46)	50.37 (\pm 5.84)		49.63 (\pm 5.84)
3-6	Empaquetamiento compuesto (80%), fisuras (7%) y cavidad (13%).	13.68 (\pm 6.79)	18.29 (\pm 9.52)	19.44 (\pm 8.52)	51.40 (\pm 8.71)	Migajosa 65% y Granular 35% (Dm a Df).	48.60 (\pm 8.71)
6-9		14.90 (\pm 6.54)	15.85 (\pm 10.28)	21.19 (\pm 8.81)	51.94 (\pm 11.37)		48.06 (\pm 11.37)

*BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada; (\pm D.E)= Desviación estándar. Df= Desarrollo fuerte; Dm= moderado; Dd= Desarrollo débil.

**Letras diferentes en la misma columna, indican diferencias significativas a un nivel de $P \leq 0.05$.

Continuación.

Prof. (cm)	Tipo de poros	POROSIDAD				AGREGACIÓN	
		Microporos	Mesoporos	Macroporos	Porosidad total	Tipo de agregación y grado de desarrollo	Agregados Totales %
-----%-----							
<i>Ladera con formación de río (LCR)</i>							
0-3		12.77 (±7.98)	15.18 (±8.16)	24.94 (±15.74)	52.90 (±10.96)		47.10 (±10.96)
3-6	Empaquetamiento compuesto (85%), fisuras (5%) y cavidad (10%).	8.43 (±6.29)	23.37 (±4.76)	17.77 (±13.54)	49.56 (±12.57)	Migajosa 20% y Granular 80% (Dm a Df).	50.44 (±12.57)
6-9		10.18 (±6.81)	24.87 (±6.23)	16.08 (±10.65)	51.13 (±12.24)		48.87 (±12.24)
<i>Bosque zona erosionada (BZE)</i>							
0-3		14.80 (±5.48)	20.55 (±5.86)	15.86 (±9.55)	51.21 (±2.88)		48.79 (±2.88)
3-6	Empaquetamiento compuesto (75%) y cavidad (25%).	15.38 (±3.86)	14.84 (±5.53)	17.58 (±4.25)	47.79 (±4.52)	Bloques subangulares 90%, Apedal: Estructura de cavidades, 10%, (Dd a Dm).	52.21 (±4.52)
6-9		7.89 (±6.33)	14.18 (±1.82)	24.30 (±7.63)	46.37 (±8.03)		53.63 (±8.03)
<i>Zona erosionada (ZE)</i>							
0-3		10.85 (±0.81)	14.34 (±6.44)	10.38 (±4.55)	35.57 (±8.63)		64.43 (±8.53)
3-6	Empaquetamiento simple (75%), fisuras (20%) y cavidad (5%).	14.73 (±3.07)	10.24 (±3.91)	6.28 (±5.22)	31.25 (±2.34)	Bloques subangulares y angulares 80% y Apedal: Estructura de cavidades, 20%.	68.75 (±2.34)
6-9		15.25 (±4.71)	10.19 (±6.34)	9.19 (±6.47)	34.63 (±10.99)		65.37 (±10.99)

*BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada; (±D.E)= Desviación estándar. Df= Desarrollo fuerte; Dm= moderado; Dd= Desarrollo débil.

**Letras diferentes en la misma columna, indican diferencias significativas a un nivel de $P \leq 0.05$.

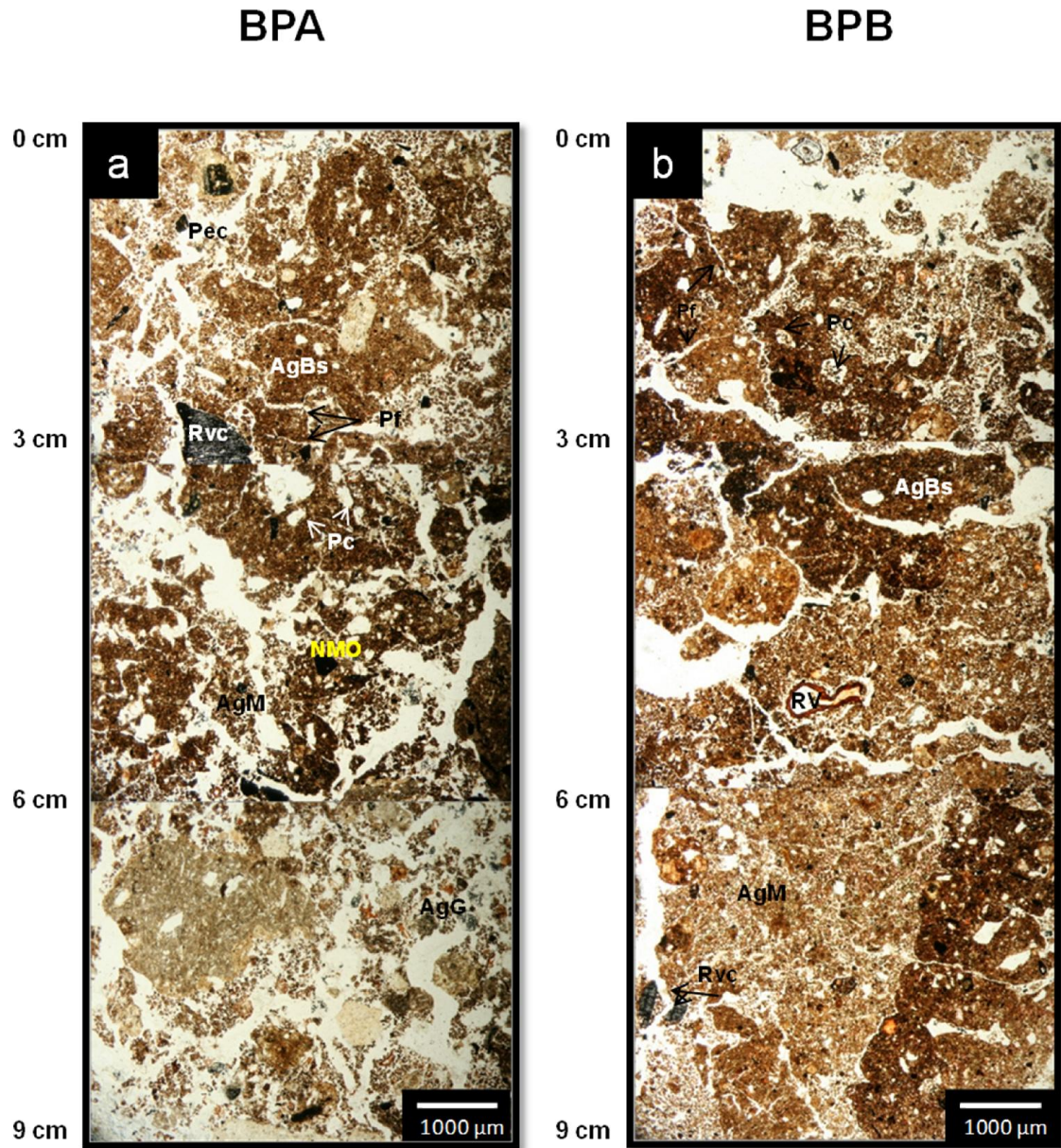


Fig. 7a. Fotomicrografías de secciones delgadas de dos sitios de estudio: BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; a diferentes profundidades; Villa del Carbón. Se muestran poros de empaquetamiento compuesto (Pec), fisura (Pf) y cavidad (Pc). Presenta agregados de bloques subangulares (ABs), migajosos (AgM) granulares (AgG). Además presenta restos de vegetales (RV), vegetales carbonizados (Rvc) y Nódulos de materia orgánica (NMO).

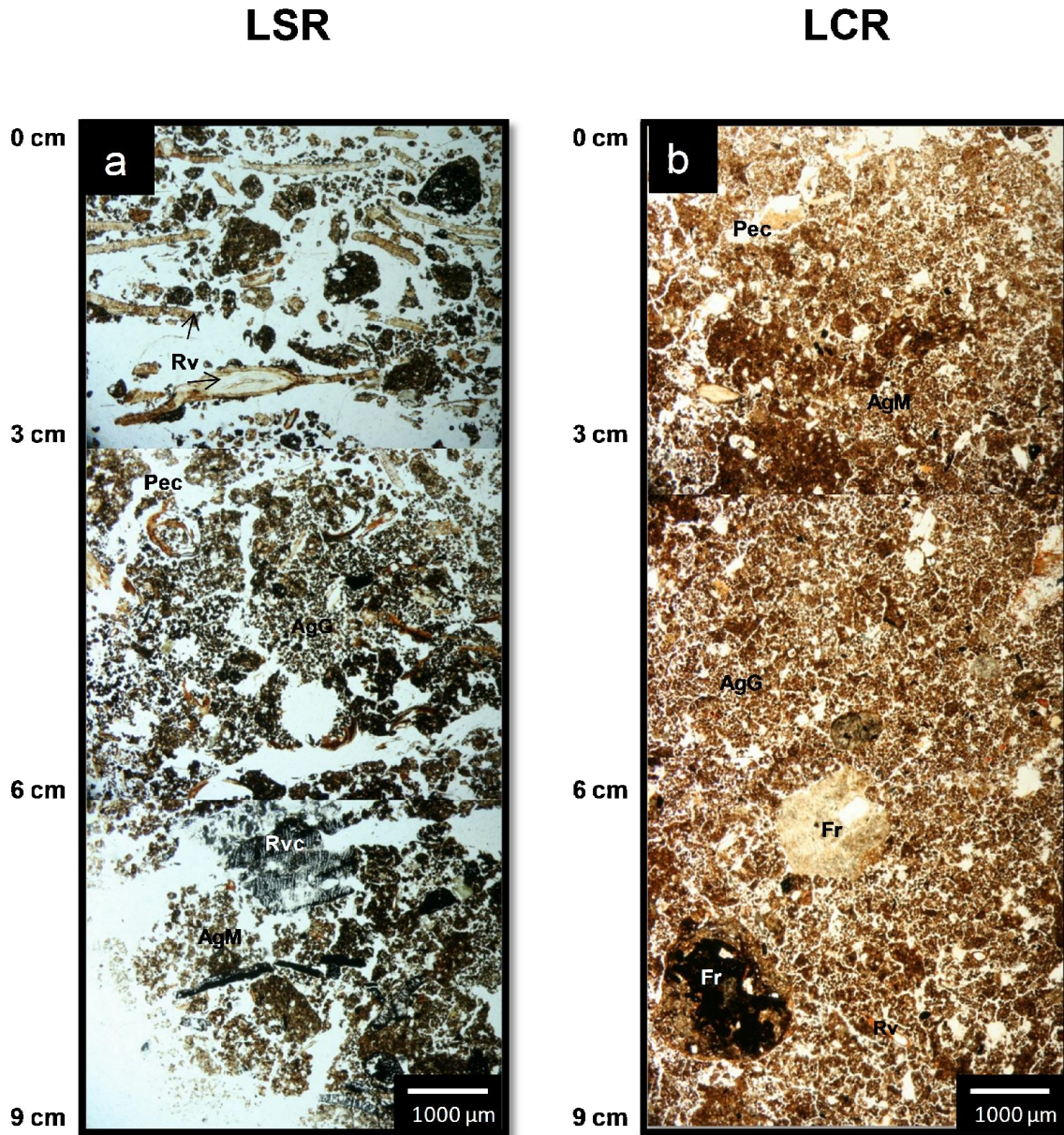


Fig. 7b. Fotomicrografías de secciones delgadas de dos sitios de estudio: LCR= Ladera con formación de río; LSR= sin formación de río; a diferentes profundidades; Villa del Carbón. Se muestran poros de empaquetamiento compuesto (Pec). Presenta agregados migajosos (AgM) y granulares (AgG). Además se observan restos de vegetales (RV), vegetales carbonizados (RvC) y fragmentos de roca (Fr).

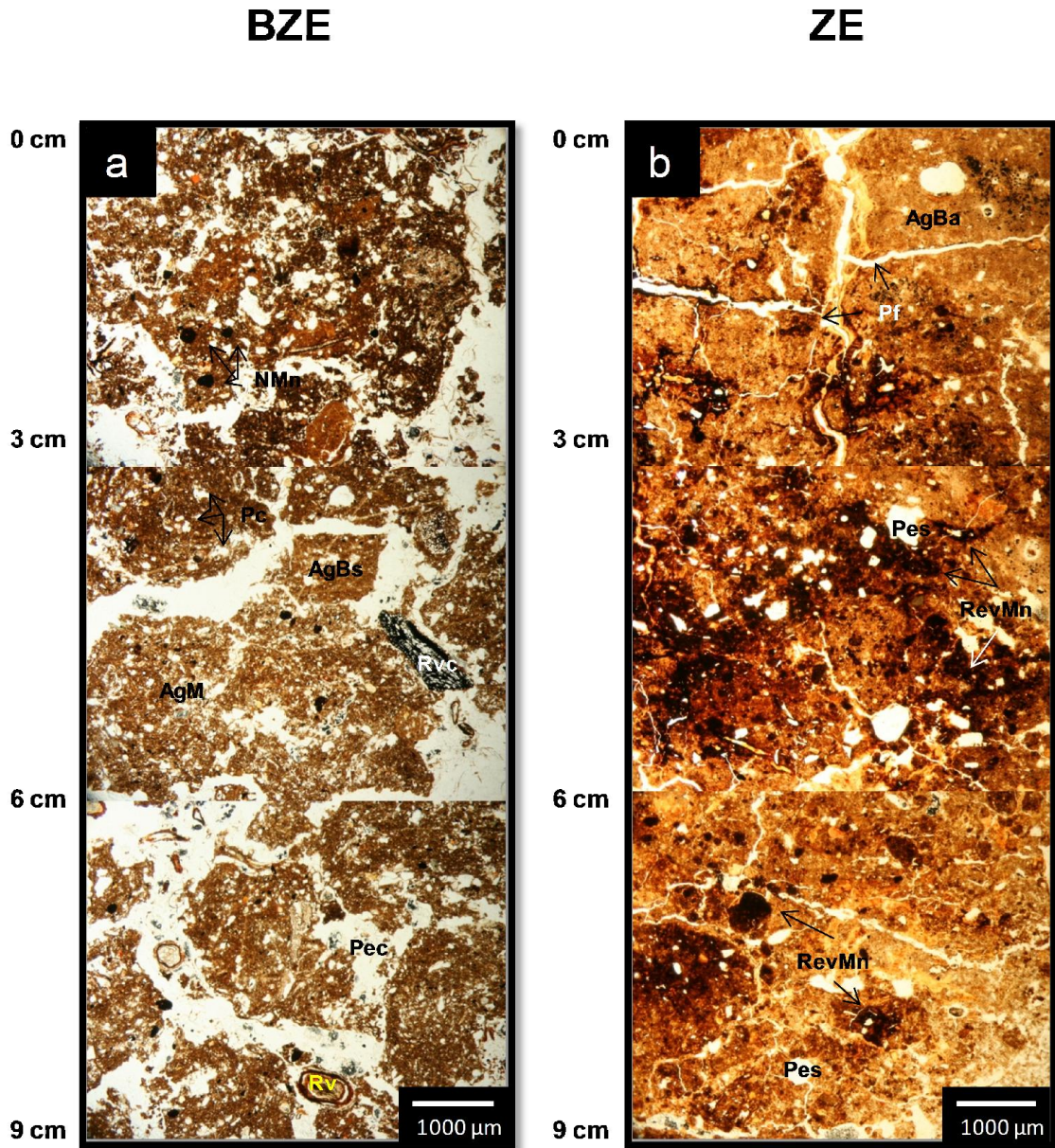


Fig. 7c. Fotomicrografías de secciones delgadas de dos sitios de estudio: BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada; a diferentes profundidades; Villa del Carbón. Se muestran poros de empaquetamiento simple (Pes), empaquetamiento compuesto (Pec), poros fisura (Pf) y cavidad (Pc). Presenta agregados de bloques angulares (AgBa) y subangulares (AgBs), y agregados migajosos (AgM). Además presenta restos de vegetales (RV) y vegetales carbonizados (RvC). Se observan también nódulos de materia orgánica (NMO) y manganeso (NMn).

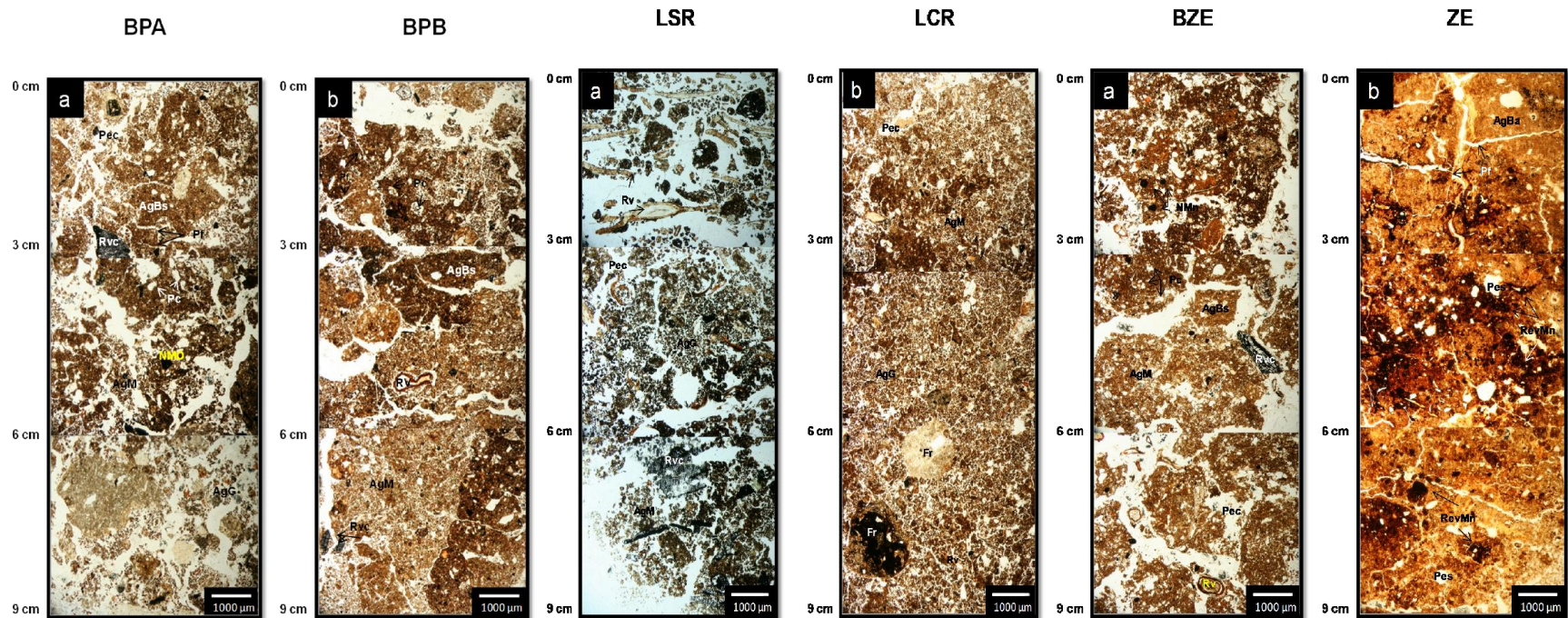


Fig. 7d. Fotomicrografías de secciones delgadas de todos los sitios de estudio: BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada; a diferentes profundidades; Villa del Carbón.

6.5. Composición mineralógica

a) Fracción gruesa. Todos los sitios presentaron dos minerales en común: feldespatos (hasta 57%) y vidrio básico (hasta 15% y 38% sólo en ZE); sólo en ZE no se presentaron los siguientes: hornablenda verde y parda (hasta 14 y 6% respectivamente), olivino (hasta 10%) e hiperstena (hasta 3%). Otros minerales menos comunes fueron el zircón y la sericita con porcentajes bajos y sólo se presentaron en BPA y ZE, así como la actinolita sólo para BPA y LCR. El cuarzo policristalino y arcilla sólo se reportó para LSR y ZE (Cuadro 8 y Fig. 8.)

De acuerdo con la clasificación de materiales tanto ándicos como no ándicos, menciona que la presencia de vidrio y de la relación de contenido del $\%Al + \frac{1}{2}\%Fe$ extraído con el método de oxalato de amonio ácido, es fundamental para su clasificación. Por lo anterior todos los suelos preservados de los sitios de estudio presentaron bajos porcentajes de vidrio volcánico (8 al 15%), lo que representa propiedades ándicas; en cambio en los suelos de la ZE ocurre un alto porcentaje de vidrio volcánico (38%) que indica que no presenta propiedades ándicas. Como ya se indicó es el resultado del intemperismo del vidrio volcánico y formación de minerales secundarios amorfos; es decir, entre mas intemperizados son los suelos, mayor será es el contenido de minerales amorfos (Cuadro 7 y 8). Otros de los minerales observados fueron los ferromagnesianos, los cuales son fácilmente intemperizables por procesos de oxidación (Dixon *et al.*, 1979) en donde se libera el hierro y se forma Ferrihidrita.

La ocurrencia y la concentración de las diferentes formas de óxidos de hierro que existen en el suelo están en función del material parental, grado de alteración de los procesos pedogenéticos de acumulación y pérdidas. El hierro que está presente como Fe^{3+} en los suelos minerales es liberado durante el intemperismo a través de procesos de oxidación (Fischer y Schwertman, 1975).

Aldana-Pérez (2012) en el Parque Nacional Izta-Popo reportó la presencia de grupos minerales como: vidrio volcánico, feldespatos, plagioclasas y ferromagnesianos y González-Vargas (2011) para el Parque Nacional El Chico reporta la presencia dominante de feldespatos. Ambos trabajos no especifican el porcentaje de ninguno de ellos; sin embargo la presencia de éstos se asemeja con la de la zona de estudio.

b) Fracción fina. En la Figura 9 se reporta los difractogramas de la fracción arcillosa de los suelos estudiados. La banda ancha y difusa centrada alrededor de 4.1 nm indica la presencia de sílice opalina, además de minerales de rango corto característicos de los Andosoles. En la Figura 8d ya se presenta cristalización de los minerales y se forma caolinita, que es un mineral que no es propio a los suelos estudiados (Solleiro *et al.*, 2003; Gutiérrez-Castorena *et al.*, 2006).

En los Andisoles la formación de arcillas silicatadas cristalinas es incipiente y en algunos casos moderada por tratarse de suelos relativamente jóvenes. Sin embargo, se han encontrado pequeñas cantidades de halloysita y caolinita (FAO-ISRIC-ISSS, 1994). La caolinita es un aluminio-silicatos Al_2

(Si₂O₅) (OH)₄, que presenta una estructura más ordenada y no presenta moléculas de agua e hidratación. El espesor de la distancia interlaminar es de 7.2 Å. La caolinita no presenta sustitución isomórfica significativa por lo que la estructura es eléctricamente neutra (Dixon, 1989) y casi no presenta cationes básicos (Porta *et al.*, 1999) esto explica su baja capacidad de intercambio (1 a 10 cmol₍₊₎ Kg⁻¹ de suelo) y la baja fertilidad de los suelos en que predomina esta arcilla.

Es común encontrar caolinita en la parte superficial de suelos intemperizados y suelos volcánicos en condiciones ácidas y un buen drenaje (Dixon, 1989).

González-Vargas (2011) reportó en suelos Andosoles del Parque Nacional El Chico, la presencia de calcita, anortita y esmectita en todos sus difractogramas realizados y Ángeles-Cervantes (2011) en suelos de la misma zona encontró minerales como cuarzo y polimorfos

6.6. Micromorfología en la identificación de masa basal y pedorrasgos

Los suelos estudiados conservados (BPA, BPB, LCR y LSR), independiente de su posición altitudinal, mostraron una fábrica birrefringente indiferenciada (Cuadro 8). Los suelos erosionados en cambio (BZE y ZE) presenta una fábrica birrefringente estriada, que indica la correspondencia a otro suelo diferente al Andosol, Solleiro *et al.* (2003) reportaron que los tepetates corresponden a Luvisoles enterrados (paleosuelos). Stoops (2007) indica que esta fábrica es característica de los materiales amorfos, los cuales pueden ser de materia orgánica o materiales de rango corto.

Los pedorrasgos en todos los sitios (excepto en BPB) de la parte altitudinal más alta y media, fueron nódulos típicos de materia orgánica, con una impregnación de moderada a fuerte. Los sitios BZE y ZE contienen nódulos típicos circulares y ovals de hematita, con una impregnación que va desde baja a fuerte; además de presentar también nódulos típicos y geodicos circulares de manganeso con impregnación de baja y moderada. Sólo en ZE se lograron observar revestimientos, hiporevestimientos y rellenos densos completos e incompletos de arcilla, hematita y manganeso, en poros fisura y cavidades. Finalmente, en la parte superficial de una de las secciones delgadas se observan fragmentos de magnetita formando rellenos sueltos discontinuos. Este tipo de rasgos son una evidencia de las condiciones hidromórficas de los sitios erosionados donde está encharcado de agua por el deficiente drenaje que presentan.

Cuadro 8. Minerales, masa basal y pedorrasgos de los suelos de un gradiente altitudinal, Villa del Carbón.

Sitio	Minerales	%	Masa basal	Pedorrasgos
BPA*	Feldespato	57	Indiferenciada	Nódulos típicos de materia orgánica + (Color: Negro, Impregnación: ++, Tamaño: 0.5-1 mm).
	Vidrio básico	14		
	Hornablenda verde	9		
	Hornablenda parda	6		
	Olivino	9		
	Actinolita	2		
	Sericita	1		
	Hiperstena	1		
BPB	Feldespato	52	Indiferenciada y moteada	No presenta.
	Vidrio básico	15		
	Hornablenda verde	14		
	Hornablenda parda	6		
	Olivino	10		
	Sericita	1		
	Hiperstena	2		
LSR	Feldespato	52	Indiferenciada	Nódulos típicos de materia orgánica + (Color: Negro, Impregnación: ++ a +++, Tamaño: 0.5-1 mm).
	Vidrio básico	11		
	Olivino	9		
	Actinolita	6		
	Hornablenda verde	7		
	Hornablenda parda	3		
	Cuarzo	3		
	Arcilla	6		
Hiperstena	3			
LCR	Feldespato	59	Indiferenciada	Nódulos típicos y ameboidales de materia orgánica + (Color: Negro, Impregnación: ++, Tamaño: 0.5-1 mm).
	Vidrio básico	8		
	Olivino	6		
	Actinolita	4		
	Hornablenda verde	9		
	Hornablenda parda	2		
	Arcilla	10		
Hiperstena	2			
BZE	ND**		Moteada	-Nódulos típicos circulares y ovales de hematita ++ a +++ (Color: Rojo-amarillento, Impregnación: ++ a +++, Tamaño: 100-500 µm). -Nódulos típicos circulares de manganeso +
	Feldespato	50	Moteada, estriada y	-Nódulos típicos circulares de hematita + (Color: Rojo-amarillento, Impregnación: ++, Tamaño: 200-500 µm).
ZE	Vidrio básico	38	poroestria	-Nódulos geódicos circulares de manganeso ++ (Color: Negro, Impregnación: ++, Tamaño: 200-500 µm)
	Cuarzo	4	alrededor de un	-Revestimientos, hipo-revestimientos y rellenos densos completos e incompletos de arcilla, hematita y manganeso, en poros fisura y cavidades.
	Arcilla	3	fisura	-Fragmentos de magnetita de 50 µm en parte superficial y fisuras formando rellenos sueltos discontinuos.
	Sericita	4		
	Zircón	1		

*BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada.

**ND: No determinado. += Poco o Pobre o Débil, ++= Medio o Moderada, +++= Mucho o Buena o Fuerte.

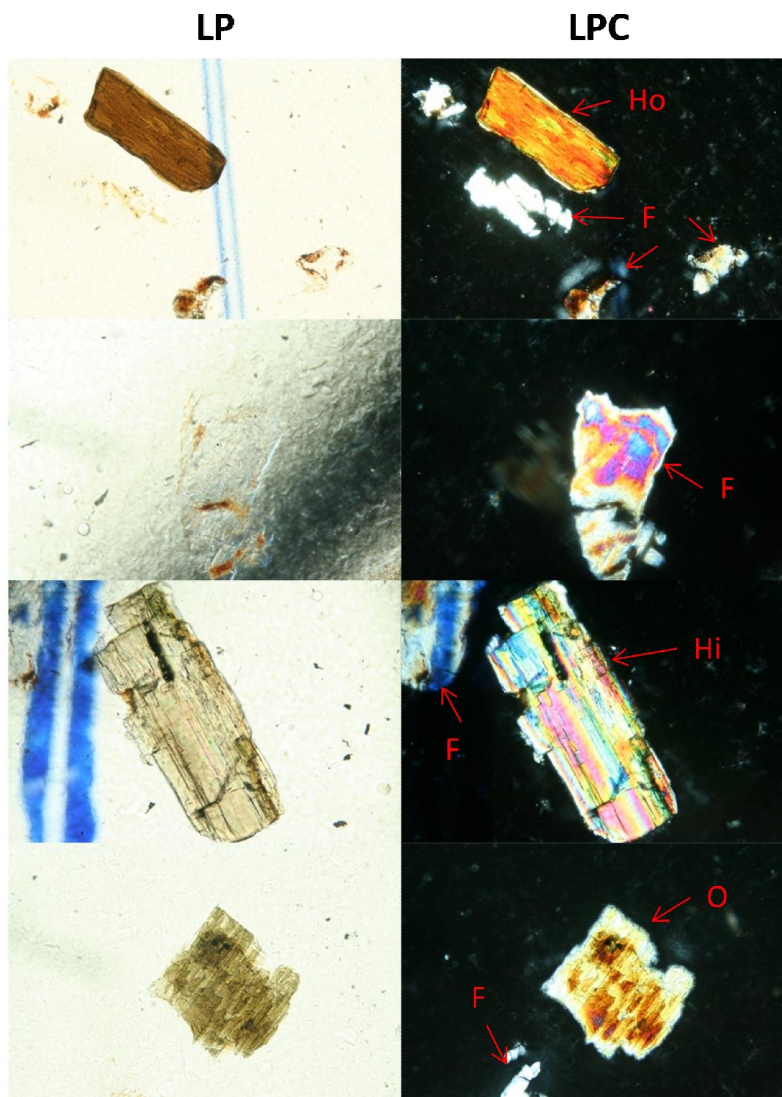


Fig. 8. Algunos minerales presentes en los suelos estudiados: LP= Luz polarizada; LPC= polarizada cruzada. Se pueden observar feldespatos (F), hornablenda (Ho), hiperstena (Hi) y olivino (O).

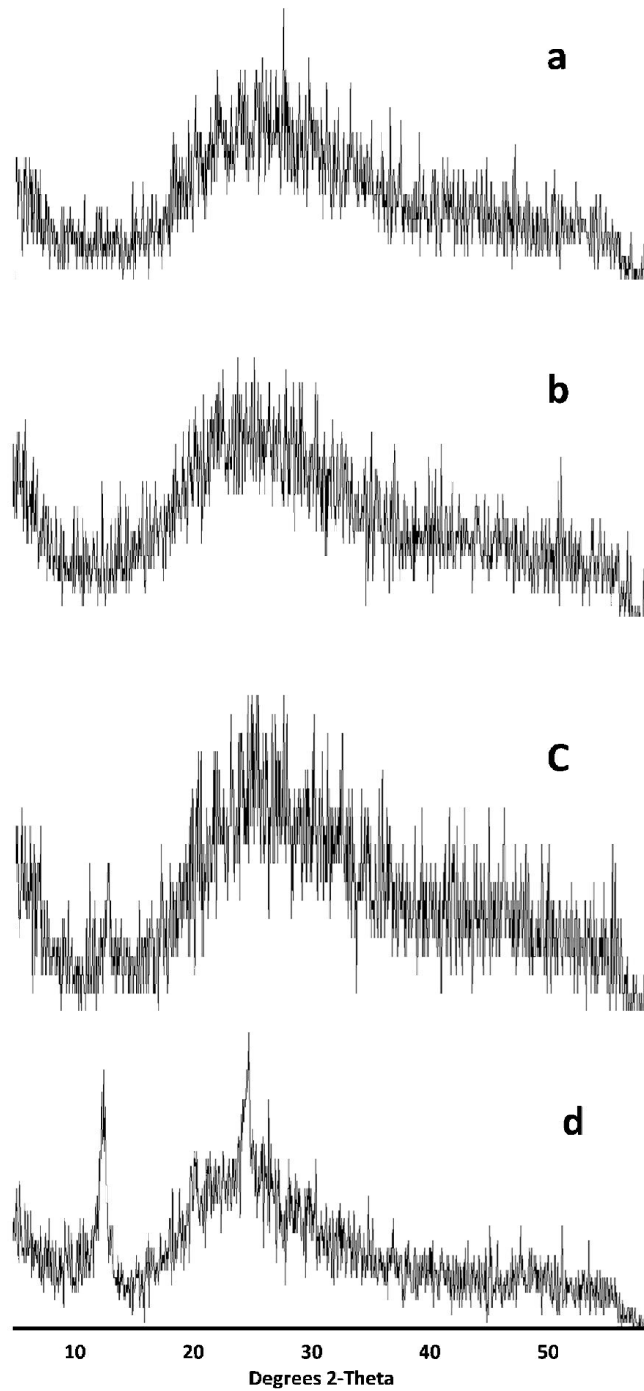


Fig. 9. Difractogramas de rayos X de los diferentes sitios de la zona de estudio (a)= Bosque parte alta; (b)= Laderas; (c y d) Zona erosionada.

6.7. Efectos de la adición de hidróxidos sobre porosidad del suelo

Con respecto a las a las muestras sin tratamiento únicamente el tratamiento de $\text{Ca}(\text{OH})_2$ [12 ppm] incrementó significativamente tanto la macroporosidad como la porosidad total, en las muestras colectadas en el montículo de 4.6 a 11.9% y de 25.8 a 41.2%, en la profundidad de 3-6 cm, como se muestra en el Cuadro 9 y Figura 10a.

Mientras que en las muestras correspondientes al sitio de la planicie no hubo diferencias significativas, como se muestra en el Cuadro 9 y Figura 10b. Sin embargo, en la Figura 10b la imagen C, muestra que hubo efectos sobre los primeros 3 cm de suelo.

Cuadro 9. Evaluación del $\text{Ca}(\text{OH})_2$ sobre la porosidad del suelo del sitio ZE (medias \pm D.E), Villa del Carbón.

Punto	Tratamiento	Macroporos (%)			Porosidad total (%)		
		Profundidad (cm)			0-3	3-6	6-9
		0-3	3-6	6-9	0-3	3-6	6-9
Montículo	Sin tratamiento	15.87 ^a (\pm 4.76)	4.67 ^a (\pm 1.55)	11.72 ^a (\pm 0.26)	43.75 ^a (\pm 8.84)	25.82 ^a (\pm 3.89)	30.86 ^a (\pm 0.13)
	$\text{Ca}(\text{OH})_2$ [12 ppm]	7.49 ^a (\pm 2.74)	11.92 ^b (\pm 1.14)	13.75 ^a (\pm 8.84)	42.99 ^a (\pm 0.57)	41.26 ^b (\pm 3.36)	44.75 ^{ab} (\pm 10.25)
	$\text{Ca}(\text{OH})_2$ [120 ppm]	10.26 ^a (\pm 9.07)	9.26 ^{ab} (\pm 0.00)	7.57 ^a (\pm 2.39)	45.23 ^a (\pm 4.13)	28.70 ^a (\pm 1.31)	41.94 ^b (\pm 1.69)
Planicie	Sin tratamiento	12.96 ^a (\pm 0.00)	4.75 ^a (\pm 3.95)	6.48 ^a (\pm 3.93)	40.74 ^a (\pm 5.24)	27.84 ^a (\pm 3.32)	36.11 ^a (\pm 1.31)
	$\text{Ca}(\text{OH})_2$ [12 ppm]	10.57 ^a (\pm 2.37)	9.48 ^a (\pm 4.92)	12.04 ^a (\pm 12.32)	29.57 ^a (\pm 7.25)	35.59 ^a (\pm 0.58)	35.20 ^a (\pm 4.42)
	$\text{Ca}(\text{OH})_2$ [120 ppm]	11.91 ^a (\pm 0.52)	10.11 ^a (\pm 11.41)	5.88 ^a (\pm 5.03)	49.56 ^a (\pm 0.62)	28.61 ^a (\pm 5.82)	24.62 ^a (\pm 5.21)

*Letras diferentes en la misma columna, indican diferencias significativas a un nivel de $P \leq 0.05$.

Montículo

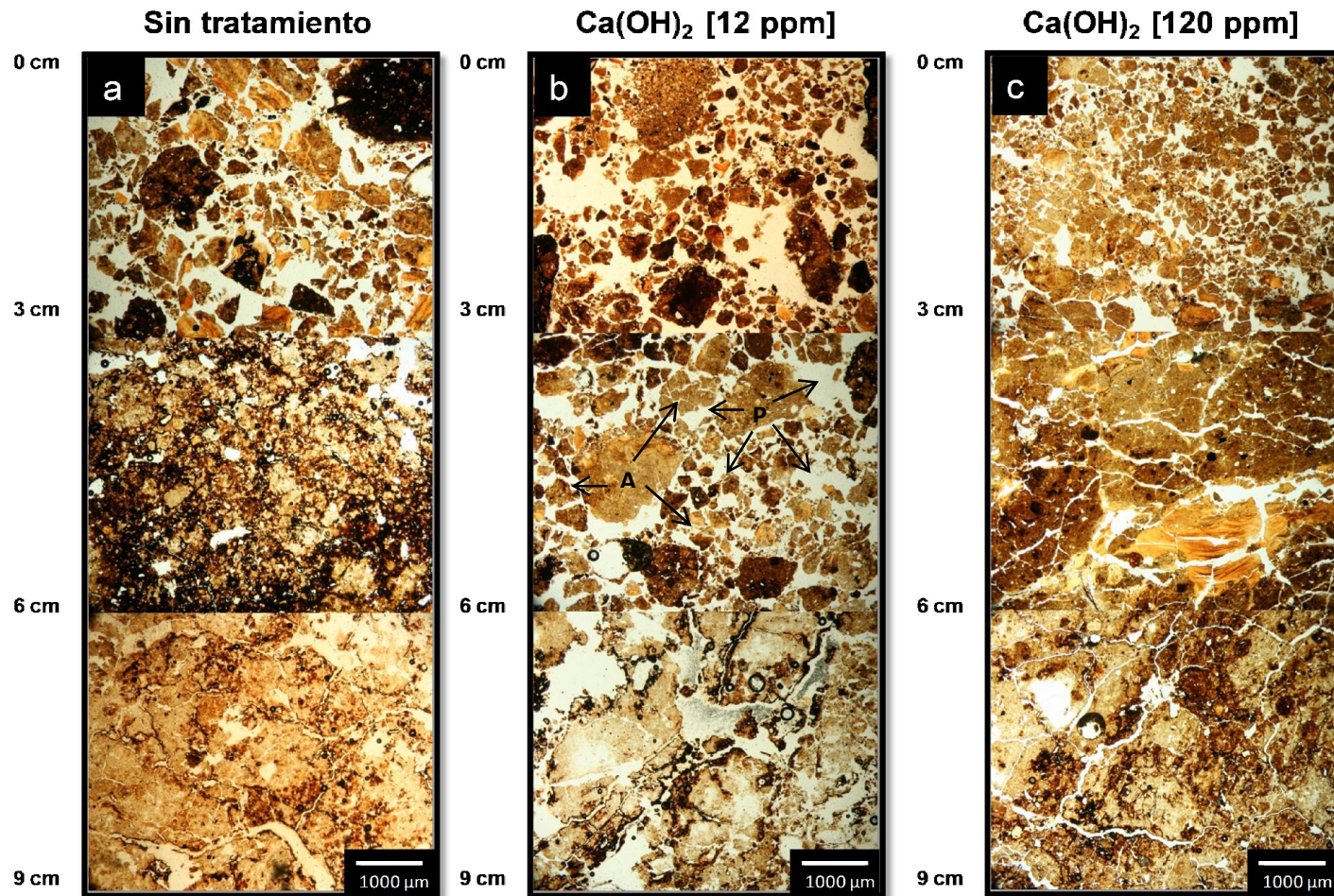
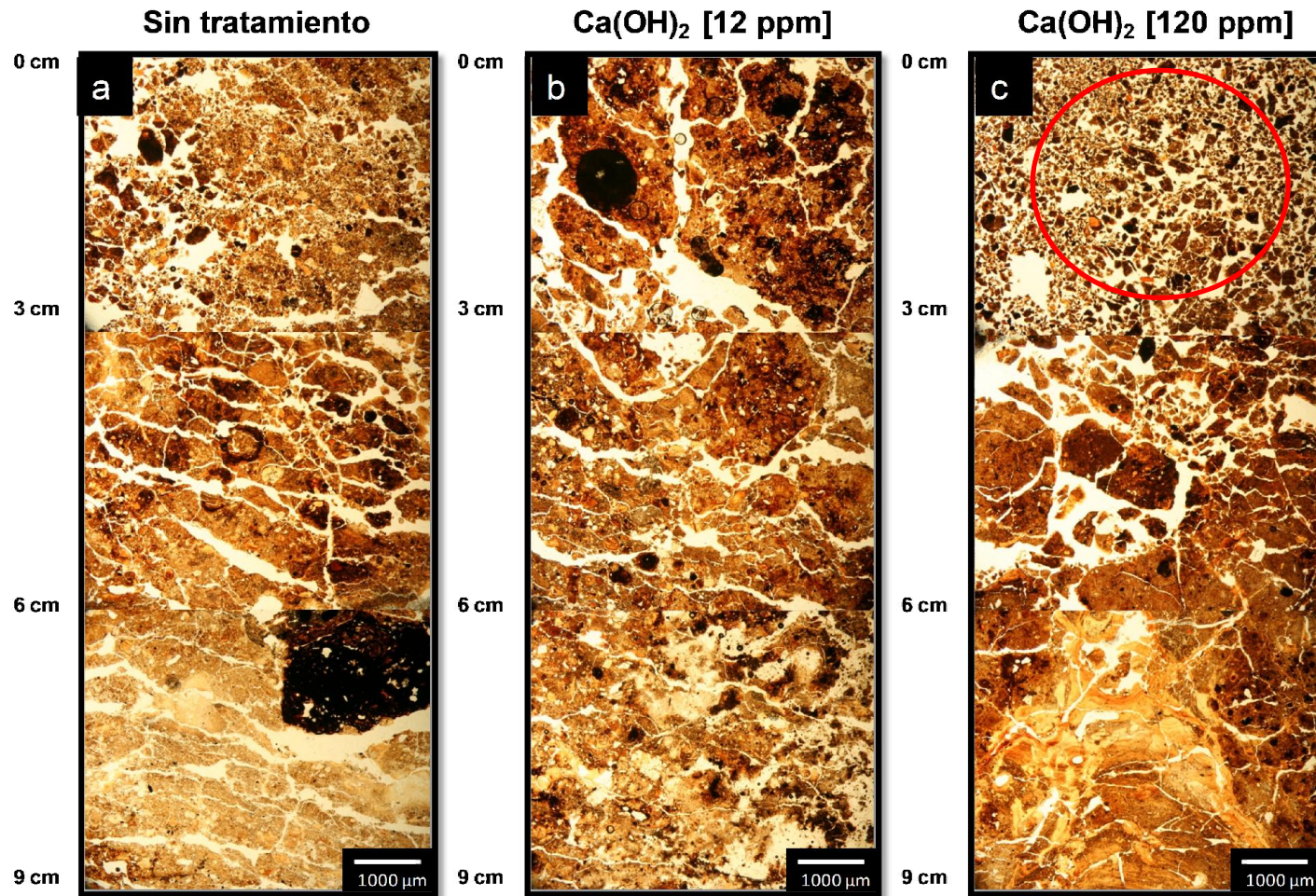


Fig. 10a. Efecto de la adición de Ca(OH)_2 sobre la microestructura del suelo (agregados y porosidad) a diferentes profundidades; en muestras de la zona erosionada (montículo), Villa del Carbón. A y B, muestran los sitios a cierta profundidad en donde el aumento de agregación y porosidad fue significativo.

Planicie



Fi. 10b. Efecto de la adición de Ca(OH)_2 sobre la microestructura del suelo (agregados y porosidad) a diferentes profundidades; en muestras de la zona erosionada (planicie), Villa del Carbón. El círculo rojo muestra diferencias en la disgregación de los agregados presentes en la muestra testigo

7. DISCUSIÓN

Diagnóstico de la Zona Erosionada

La presencia de Fe es por el origen volcánico del suelo. En la zona de estudio, la zona erosionada (ZE) registró las mayores concentraciones de Fe que se ubican en 4.1% (± 0.2), los cuales son altos. Al respecto Aguirre (2001), menciona que la abundancia del Fe en la litosfera es hasta del 5.1% y en los suelos del 3.8%, Acevedo-Sandoval *et al.* (2002) reportaron valores de 2.2 a 3.7 % para suelos similares y Acevedo-Sandoval *et al.* (2010) registra valores entre 1.6 y 3.4% para bosques en Acaxochitlán, en el estado de Hidalgo. A nivel internacional, Morel y Hering (1993) señalan que el intervalo varía entre 0.5 y 5 %; sin embargo, Bodek *et al.* (1998) señalan que las concentraciones pueden variar de 0.5 hasta 55%.

En ZE el suelo es poco soluble en agua, lo que se puede atribuir a las formas de Fe (III). Al respecto Scheinost y Schwertmann (1999) señalan que los óxidos de Fe (II) son solubles en condiciones anaeróbicas, pero en condiciones aeróbicas cambian a Fe (III) y son insolubles. Además, también señalan que en esta forma adsorben minerales arcillosos, así como los oxihidróxidos de hierro y manganeso.

Según Taylor (1990) la formación de minerales como la Maghemita y Hematita requieren de deshidratación y deshidroxilación, lo que se consigue a altas temperaturas (200 a 300 °C), por lo que se puede inferir que la transformación de Fe (II) y Fe (III), al parecer fue debido a incendios forestales que han ocurrido en la zona y que se evidencian en las muestras de secciones delgadas donde es posible observar vestigios de residuos quemados.

Con respecto al Mn en la ZE se registraron valores de 42.28 mg·Kg⁻¹ y en las zonas restantes se registraron valores entre 1.57 a 3.97 mg·Kg⁻¹. Estas concentraciones no son tóxicas, ya que Aguirre (2001) menciona que la abundancia del Mn en la litosfera se encuentra hasta 900 mg·Kg⁻¹ y en los suelos dentro de un intervalo de 20-3000 mg·Kg⁻¹ y un promedio de 600 mg·Kg⁻¹. Acevedo Sandoval *et al.* (2002) en suelos de origen volcánico endurecidos encontraron de 350 a 810 mg·Kg⁻¹. A nivel internacional, Suda *et al.* (2011) registra para Andosoles japoneses intervalos de 230 a 1350 mg Kg⁻¹; mientras que Wen-Feng *et al.* (2006) registra valores de 2110 mg·Kg⁻¹ en varios suelos de China; mientras que en nódulos los valores alcanzan hasta 122140 mg·Kg⁻¹. Por lo anterior el Mn no representa problema para el crecimiento vegetal.

Con base en lo mencionado se diagnostica que en la ZE las concentraciones de Fe y Mn no representan toxicidad para el establecimiento y crecimiento vegetal. El principal problema es la insolubilidad de los compuestos de hierro, lo que también ocasiona una baja retención de humedad.

Los óxidos de hierro afectan la estructura del suelo, y son los responsables de la formación de agregados y cementación de otros componentes mayores en el suelo (Dixon *et al.*, 1979).

Además el hierro (III) solo adsorbe la arcilla, y cuando se hidrata se libera ocasionando el reacomodo u orientación de las arcillas de manera horizontal o natural y forma una capa impermeable superficial, lo que impide la infiltración superficial del agua al suelo, y contribuye a disminuir aún más la retención de humedad. La capacidad de expansión (presencia de agua) y contracción (carencia de agua) de este tipo de arcilla (Caolinita), ocasiona la formación poros fisura temporales y horizontales, los cuales se abren y cierran dependiendo las condiciones de humedad, lo que limita el movimiento del agua (Kfs), la retención de humedad y limita la presencia de una cubierta vegetal.

La nula hidrofobicidad de los suelos en la ZE, los altos valores de infiltración y su contraste con los negativos de la Kfs (Fig. 11), indican problemas de drenaje que se atribuye a que el agua presenta un movimiento horizontal y no ocurre en sentido vertical, ya que en las secciones delgadas se presentan poros tipo fisuras orientados de manera horizontal (Fig. 7c, drcha.), lo que explica los valores negativos de la Kfs.

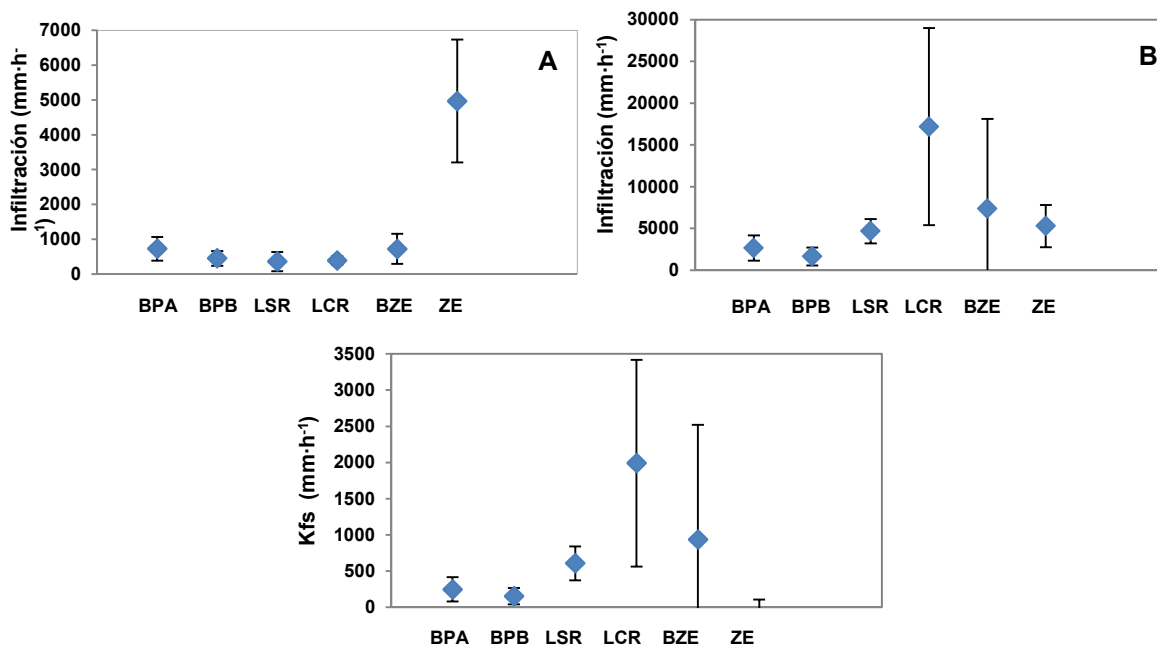


Fig. 11. Propiedades hídricas en los diferentes sitios de estudio: BPA= Bosque parte alta; BPB= parte baja; LSR= Ladera sin formación de río; LCR= con formación de río; BZE= Bosque zona erosionada; ZE= Zona erosionada. Las líneas verticales indican la desviación estándar. (A= Infiltración a los 5 cm; B= a los 10 cm).

Además los valores de la infiltración a mayor profundidad ponen de manifiesto que el problema a resolver esta en los primeros centímetros del suelo, como se observa en las imágenes de las secciones delgadas y en la Figura 12.

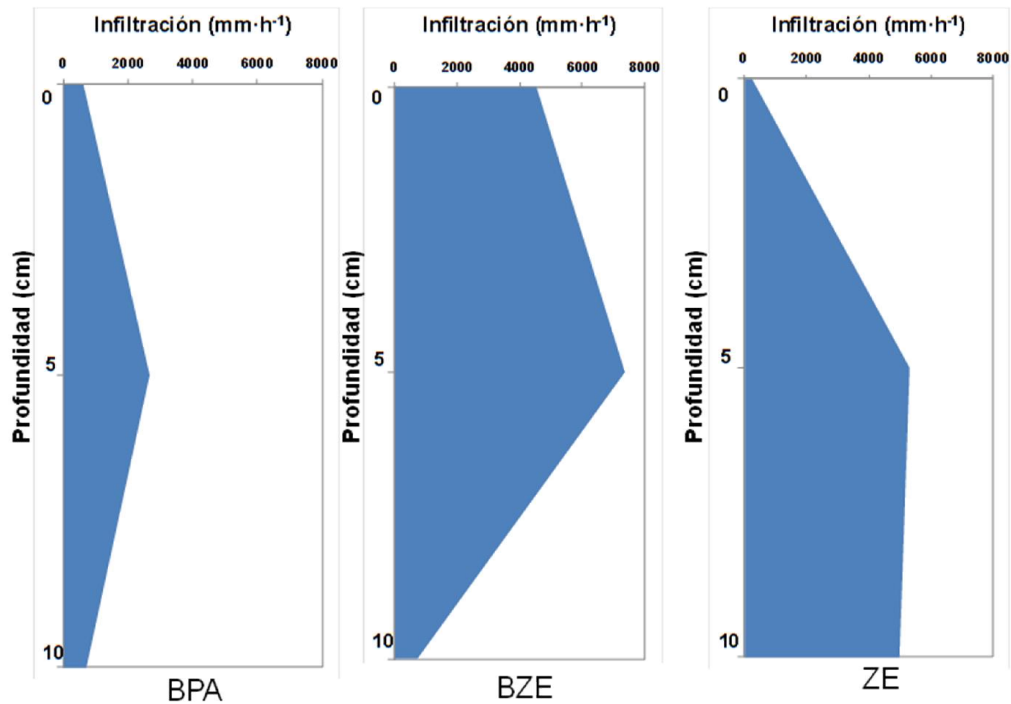


Fig. 12. Tasa de infiltración a diferentes profundidades en 3 sitios de estudio: BPA= Bosque parte alta; BZE= zona erosionada; ZE= Zona erosionada.

Para la zona erosionada ZE la fertilidad es baja, los suelos son fuertemente ácidos, los niveles de MO, nitrógeno total y fósforo se catalogan como bajos (0.59%, 0.02% y 0.03 mg·Kg⁻¹ respectivamente), en lo que respecta a las bases intercambiables y capacidad de intercambio catiónico es baja para Ca²⁺ y media para Mg²⁺, K⁺ y CIC.

Si bien los valores de pH son muy ácidos, estos valores son similares a los registrados por Royer-Tardif y Bradley (2011) quienes en bosques mixtos de *Pinus* y *Populus*, reportaron valores de 4; Van Ranst *et al.*, (2008) de 4.5 en Andosoles Indonesia; Aldana-Pérez, (2012) de 4.1 en una pradera de alta montaña en el Parque Nacional Izta-Popo, donde existen problemas de crecimiento y alta mortalidad de plántulas. Romero-Carmona, (1986) bajo bosques de oyamel reporta un pH de 5, mientras que González-Vargas (2011) de 5.8, en el Parque Nacional Desierto de los Leones, en zonas con declive forestal; Campos *et al.* (2001) reportó 5.5 en el Parque Nacional Cofre de Perote y Ángeles-Cervantes (2010) valores de 5.3 en bosques de oyamel del Parque Nacional El Chico, Hidalgo, por lo que este valor no es limitante e incluso se consideran valores normales o propios del bosque, sin embargo se sabe que los nutrientes están más disponibles en pH cercanos a la neutralidad.

Con base en lo anterior, la ZE presenta problemas de fertilidad del suelo, de infiltración y de retención de humedad del suelo.

Además, el análisis mineralógico mostró la presencia de vidrio volcánico, minerales ferromagnesianos, caolinita y una fábrica birrefringente estriada dada por el material amorfo, y le confiere características distintas a las que presentan los Andosoles. Estas características según Solleiro *et al.* (2003) indican que pertenecen a paleosuelos o luvisoles enterrados que son propiedades muy similares a las de un tepetate. En estos tepetates el intemperismo químico forma arcillas y óxidos de Fe y Mn, los cuales migran hacia las capas más profundas y las arcillas se reorganizan en la matriz o se transportan por el agua percolada para ser depositadas en las fracturas o fisuras, formando así revestimientos arcillosos, acorde a lo mencionado por Rodríguez-Tapia *et al.* (2003). Por lo anterior, el sustrato de la zona erosionada (ZE) es un luvisol enterrado.

Habilitación del suelo

La adición de $\text{Ca}(\text{OH})_2$ eleva el pH a 6, lo que permite a los nutrientes mejor disponibilidad para la planta. El calcio puede ser incorporado al suelo por minerales primarios como feldespatos (plagioclasas: anortita), inosilicatos (piroxenos: augita; anfíboles: hornablenda), los cuales en el análisis mineralógico no se presentan o están en proporciones pequeñas, esto se corrobora con el análisis químico, en donde la ZE presentó los valores más bajos. Así mismo el calcio constituye una de las fracciones más importantes dentro del complejo de intercambio catiónico, en la nutrición vegetal es un macronutriente esencial para la formación de la pared celular, permeabilidad de la membrana y división y elongación celular. Por lo anterior la selección del Ca^{2+} fue la más indicada.

El principal efecto de esta adición se observa en los primeros 3 a 6 cm de profundidad del suelo. Las microfotografías representativas muestran un incremento tanto en la macroporosidad como en la porosidad total. Este incremento es atribuido a la facilidad que presenta el Ca^{2+} para la formación de agregados y por consiguiente el aumento de la porosidad en el suelo. La formación de agregados está estrechamente relacionada con la floculación y el comportamiento de la doble capa difusa del suelo, y finalmente su estabilización o cementación. El Ca^{2+} induce la floculación de las arcillas y por consiguiente su agregación y aumento en la porosidad del suelo.

8. CONCLUSIONES

La parte alta (BPA y BPB) de la región forestal de Villa del Carbón no presenta problemas con las concentraciones de hierro-manganeso ni su fertilidad; sin embargo, si una alta hidrofobicidad. Esta repelencia disminuye la penetración o infiltración del agua al suelo, lo que genera escurrimientos superficiales. En la parte media (LCR y LSR) se incrementa la infiltración superficial, que se cree que da la formación de ríos y recarga de acuíferos, aquí las concentraciones de hierro-manganeso son bajas y la fertilidad se conserva.

En la zona erosionada (ZE) la capa de suelo forestal se ha perdido completamente y el sustrato presenta una acumulación mayor en las concentraciones de manganeso-hierro, sin embargo; no se detectaron efectos negativos sobre la germinación de semillas, ya que el desarrollo y crecimiento de plántulas de lenteja y avena está en función de la disponibilidad de agua.

Los niveles de fertilidad en ZE corresponden con las categorías bajas y muy bajas excepto en K^+ y CIC donde se clasifican como valores medios, contrario a lo que ocurre en los bosques de la parte alta y media que se localizan en las categorías de media, alta y muy alta.

Además, la ZE presenta una alta compactación, baja porosidad y nulos porcentajes de materia orgánica, disminución de la infiltración superficial, conductividad hidráulica y una escasa retención de humedad, lo que en su conjunto impide el establecimiento, supervivencia y crecimiento de la vegetación.

La adición de $Ca(OH)_2$ [12 ppm] mostró un incremento significativo en la macroporosidad y porosidad total (7.25% y 15.41% respectivamente) en muestras inalteradas del sitio ZE, Villa del Carbón; sin embargo este tratamiento no logró aumentar la retención de humedad.

Para el incremento de la retención de humedad se recomienda ensayar con la adición de $Ca(OH)_2 + Al(OH)_3$, para generar la formación de los aluminosilicatos presentes en la Gibsita.

9. LITERATURA CITADA

- Acevedo-Sandoval Otilio, Misael Cruz-Sánchez y Enrique Cruz-Chávez. 2002. *Distribución de Fe, Al y Si en horizontes endurecidos de origen volcánico*. *Agrociencia* 36:401-409.
- Acevedo-Sandoval Otilio, Enrique Ortiz Hernández, Misael Cruz-Sánchez y Enrique Cruz-Chávez. 2004. *El papel de óxido de hierro en suelos*. *Terra Latinoamericana* 22:485-497.
- Acevedo-Sandoval Otilio, Valera-Pérez M. A. y Prieto-García F. 2010. *Propiedades físicas, químicas y mineralógicas de suelos forestales en Acaxochitlan, Hidalgo, México*. *Uciencia* 26(2):137-149.
- Aguirre Gómez Arturo. 2001. *Química de los Suelos Ácidos, Templado y Tropicales*. FESC. UNAM. Edo. Mex.
- Aldana Pérez Sandra Edith. 2012. *Ecohidrología de una pradera de alta montaña en el Parque nacional Iztapopo*. Tesis de Licenciatura. FESZ. UNAM. México, D.F.
- Alvarado A. y Forsythe W. 2005. *Variación de la densidad aparente en órdenes de suelos de Costa Rica*. *Agronomía Costarricense* 29(1):85-94.
- Ángeles-Cervantes E. 2010. *Efectos ecológicos de los incendios forestales sobre el bosque de oyamel*. Tesis doctoral. Colegio de Posgraduados, Campus Montecillo, Texcoco.
- Barreal, M. E., M. Camps A., F. Macías y A. E. Fertitla. 2001. *Phosphate and sulfate retention by nonvolcanic soils with andic properties*. *Soil Science* 166:691-107.
- Bauters, T.W.J., DiCarlo, D.A., Steenhuis, T.S., Parlange, J.-Y. 1998. *Preferential flow in water repellent sands*. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 1185–1190.
- Bigham J. M., R. W. Fitzpatrick y D. G. Schulze. 2002. *Iron Oxides*. Pp. 323-366. In J. B. Dixon and D. G. Schulze (eds.) *Soil Mineralogy whit environmental applications*; Soil Sci. Soc. Am. Book, Series no.7. Midison, WI.
- Black, C. A. 1975. *Relaciones suelo-planta*. Tomo I. Ed. Hemisferio Sur, S. R. L. Argentina. Black C. A. 1965. *Methods of soil analysis*. Part I. *Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling*. Part 2. *Chemical and microbiological properties*. *Agronomy Series no. 9*, ASA, Madison, Wis., U.S.A.
- Blackburn, W. H. 1984. *Impacts of grazing intensity and specialized grazing systems on watershed characteristics and responses*. pp. 927-985. En: National Research Council. *Developing strategies for rangeland management*. Westwiew Press, Boulder, CO.
- Blum, W.E.H. 1998. *Basic concepts: degradation, resilience, and rehabilitation*. Pp. 1-16 En R. Lal et al (eds.) *Methods for Assessment of Soil os Degradation. Advances in Soil Science*. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Bodek, I., W.J. Lyman, W. F. Reehl y D. Rosenblatt. 1988. *Environmental inorganic chemistry, properties, processes and estimation methods*. Pergamon Press. New York.

- Bravo M., Fregoso L. y Medina L. 2006. *Parámetros de erosionabilidad del modelo WEPP para andosoles con uso pecuario en la cuenca del Lago de Pátzcuaro, Michoacán*. Técnica Pecuaria en México 44 (1):129-141.
- Bray R. H. y Kurtz L. T. 1945. *Determination of total organic and available phosphorus in soils*. Soil Sci. 59: 39-45.
- Brooks S. M., Spencer T. 1997. *Changing soil hydrology due to rain forest logging: an example from Sabah Malaysia*. Journal Environmental Management 49:207-310.
- Buczko, U., Bens, O., Hüttl, R.F., 2005. *Variability of soil water repellency in sandy forest soils with different stand structure under Scots pine (Pinus sylvestris) and beech (Fagus sylvatica)*. Geoderma 126, 317–336.
- Buczko, U., Bens, O., Fischer, H., Hüttl, R.F., 2002. *Water repellency in sandy luvisols under different forest transformation stages in Northeast-Germany*. Geoderma 109, 1–18.
- Bullock P., A. Jongerijs, T. Tursina, N. Federoff, G. Stoop, y U. Babel. 1985. *Manual para la descripción micromorfológica de suelos*. Ma. del C. Gutiérrez C. y C. A. Ortiz S. (Trads.) 1999. Programa de Edafología-Colegio de Postgraduados Montecillo. Texcoco, México.
- Buol S. W., F.D. Hole, y R. J. McCracken. 1998. *Génesis y clasificación de suelos*. 2da. Ed. Editorial Trillas. México, D.F. 417 p.
- Buol S. W., R. J. Southard, R. C. Graham y P. A. McDaniel. 2011. *Soil Genesis and Classification*. Sixth Edition. Wiley-Blackwell. UK.
- Buytaert W., Wyseure G., De Bièvre B. y Deckers J. 2005. *The effect of land-use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador*. Hydrological Processes 19:3985-3997.
- Campos-Cascaredo A., Oleschko K., Cruz-Huerta L., Etchevers J. e Hidalgo C. 2001. *Estimación de alofano y su relación con otros parámetros químicos en Andisoles de montaña del volcán Cofre de Perote*. Terra Latinoamericana 19 (2):105-116.
- Castro-Alonso A. 2009. *Conductividad hidráulica en bosques y praderas de alta montaña de Amecameca, Estado de México*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza UNAM. México D.F.
- Chartres, C. J. y G. W. Geeves. 1998. *The impact of soil seals and crests on soil water balance and runoff and their relationship with land management*. Advances in GeoEcology, 31: 539-548.
- Chávez-Barrera J. S., 2011. *Efectos del sistema roza, tumba y quema sobre el servicio ambiental hidrológico en un bosque tropical perennifolio de la cuenca del Papaloapan, Oaxaca*. Tesis de Licenciatura. FES Zaragoza. UNAM.
- Childs, E. C., y Collis-George, N. 1950. *The permeability of porous materials*. School of Agriculture, University of Cambridge.
- Chun H. C., Jimenez D., y Yoon S. W. 2008. *Morphology, lacunarity and entropy of intra-aggregate pores: Aggregate size and soil management effects*. Geoderma 146:83-93.

- Churchman G. J., Whitton J. S., Claridge G. G. C. y Theng B. K. G. 1983. *A rapid test for halloysite*. Soil Taxonomy News 5:10.
- Condesa, V. 1998. *Riesgos a presión media y alta frecuencia. Diseño, cálculo, instalación, elementos auxiliares*. Prensa XXI, S. A. Barcelona.
- Davidson D. A., Bruneau P. M., Grieve I. C. y Young I. M. 2002. *Impacts of fauna on and unland grassland soil as determined by micromorphological analysis*. Applied Soil Ecology 20:133-143.
- DeBano, L. F. 2000. *Water repellency in soils: a historical overview*. Journal of Hydrology. 231-232: 4-32.
- DeBano, L. f. 1981. *Water repellent soils: a state of the art*. USDA. Forest Service. Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station. General Technical Report PSW 46. California. 21p.
- Dekker, L.W. y Jungerius P. D. 1990. *Water repellency in the dunes with special reference to the Netherlands*. En: Jaramillo Jaramillo D.F. 2004. *Repelencia al agua en suelos. Con énfasis en suelos de Antioquia*. Universidad Nacional de Colombia.
- Dixon. J. B., Sterling. B. Weed, J. A. Kittrick, M. H. Milford. 1979. *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin, USA.
- Doerr, S.H., Llewellyn, C.T., Douglas, P., Morley, C.P., Mainwaring, K.A., Haskins, C., Johnsey, L., Ritsema, C.J., Stagnitti, F., Allinson, G., Ferreira, A.J.D., Keizer, J.J., Ziogas, A.K., Diamantis, J., 2005. *Extraction of compounds associated with water repellency in sandy soils of different origin*. Aust. J. Soil Res. 43, 225–237.
- Doerr, S. H. y Thomas, A. D. 2000. *The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal*. Journal of Hydrology. 231-232: 134-147.
- Donahue, R. L., R. W. Miller y J. C. Shickluna. 1983. *Soils, An Introduction to Soil and Plant Growth*. 5th. Edition. Prentice-Hall. Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- Duque Zapata J.R., Arbeláez Mesa S.P., Jaramillo Jaramillo D.F. y León Peláez J.D., 2004. *Hidrofobicidad en Andisoles bajo robledal (Quercus humboldtii) y plantaciones forestales (Pinus patula y Cupressus lusitanica) en la cuenca de la quebrada piedras blancas (Medellín, Colombia)*. Facultad de Ciencias Agropecuarias de Colombia.
- FAO, ISRIC, ISSS. 1988. *World Reference Base for Soil Resources (WRB)*. Rome.
- FAO, ISRIC, ISSS. 1994. *World Reference Base for Soil Resources (WRB)*. Draft. O. C. Spaargaren (Ed.). Wageningrn, Rome.
- FitzPatrick, E. A. 1971. *Pedology. A sistematic approach to soil science*. Ed. Oliver y Boyd. Great Britain.
- FitzPatrick, E. A. 1933. *Suelos. Su formación, clasificación y distribución*. Ed. CECSA. México, D.F.
- Flores M., G., J. Jiménez L., X. Madrigal S., F. Moncayo R. y F. Takaki T. 1971. *Memoria del mapa de tipos de vegetación de la República Mexicana*. Secretaria de Recursos Hidráulicos. México, D.F. 59 pp.

- Fontes J.C.; Gonçalves M.C. y Pereira L.S. 2004. *Andosols of Terceira, Azores: measurement and significance of soil hydraulic properties*. *Catena* 56:145–154.
- Forsythe, Warren. 1975. *Física de suelos*. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas. Edit. IICA. San José. Costa Rica.
- Frink, D. H. 1974. *Laboratory evaluation of water-repellent soils for water harvesting*. *Journal of Hydrology and Water Res. In Arizona and the Soutwest*. 4: 55-63.
- García-Hernández, 2003. *Indicadores de la calidad del suelo y estado nutrimental de Abies religiosa (H.B.K.) Schl. Et. Cham. En la exposición occidente de los volcanes Iztaccihuatl y Popocatepetl*. Tesis de Licenciatura. FES. Zaragoza, UNAM.
- García, J. 1967. *Erosión Eólica*. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Montes, Caza y Pesca Fluvial. Instituto Forestal de Investigaciones y Experiencias. Madrid España.
- Gimeno-García E., Andreu V. y Rubio J. L. 2000. *Changes in organic matter, nitrogen, phosphorus, and cation as result of fire and water erosion in a Mediterranean landscape*. *European Journal of Soil Science* 51:2001-210.
- Gómez-Tagle A. 2008. *Variabilidad de las propiedades edáficas relacionadas con la infiltración y la conductividad hidráulica superficial en la cuenca de Cuitzeo*. Tesis doctoral. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo-INIRENA. pp. 176.
- González Vargas Tania. 2011. *Ecohidrología de un bosque de oyamel: Diagnostico y Rehabilitación*. Tesis de Licenciatura. FESZ, UNAM. México. DF.
- Gudmundsson T., Björnsson H. y Thorvaldsson G. 2004. *Organic carbon accumulation and pH changes in an Andic Gleysol under a long-term fertilizer experiment in Iceland*. *Catena* 56:213-224.
- Gutiérrez-Castorena Ma. Del Carmen, G. Stoops, C. A. Ortiz Solorio, P. Sánchez Guzmán. 2006. *Micromorphology of opaline features in soils on the sediments of the ex -Lago de Texcoco, México*. *Geoderma* 132:89-104.
- Gutiérrez-Castorena Ma. Del Carmen, C. A. Ortiz Solorio, P. Sánchez Guzmán. 2007. *Clay coatings formation in tepetates from Texcoco, Mexico*. *Catena* 71:411-424.
- Harden C. y Scruggs P. 2003. *Infiltration on mountain slopes: a comparison of three environments*. *Geomorphology* 55:5-24.
- Harper, R.J., McKissock, I., Gilkes, R.J., Carter, D.J., Blackwell, P.S., 2000. *A multivariate framework for interpreting the effects of soil properties, soil management and land use on water repellency*. *J. Hydrol.* 231–232, 371–383.
- Hesse P. R. 1971. *A Textbook of soil chemical analysis*. John Murray. London, U.K.
- Hillel, Daniel. 1998. *Environmental Soil Physics*. Academy press. San diego, California. USA. 771 p.

- Holmgren G. G. S., Juve R. L. y Geschwender. 1977. *A mechanically controlled variable rate leaching device*. Soil Sci. Soc. Am. J. 41: 1207-1208.
- Houba V. J. G., van der Lee J. J., Novozamski I. y Walinga I. 1988. *Soil and plant analysis*. Part. 5: *Soil analysis procedures*. Dept. of soil Sci. And Plant Nutrition, Agric. Univ. Wageningen, the Netherlands.
- Ishiguro, M. y Nakajima T. (2000). *Hydraulic Conductivity of an allophanic andisol leached with dilute acid solutions*. Soil Sci. Soc. Am. Vol. 64 (3): 813-818.
- Jaramillo J. Daniel. F. 2004. *Repelencia al agua en suelos: Con énfasis en Andisoles de Antioquia*. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias, Escuela de Geociencias. Medellín. 197 pp.
- JCPDS (Join Committee on Powder Diffraction Standards). (1974 or later eds.) *Selected Powder Diffraction Data for Minerals*. Data Book, JCPDS, 1601 Park Lane, Swarthmore, Penn., U.S.A.
- Jiménez Cruz Diana. 2011. *Restauración del servicio ambiental hidrológico de una pradera de alta montaña en el Parque Nacional Cumbres del Ajusco, D. F. México*. Tesis de Licenciatura. FESZ. UNAM. México. D.F.
- Johnson D., Murphy J. D., Walker R. F., Glass D. W. y Millar W. W. 2007. *Wildfire effects on forest carbon and nutriment budgets*. Ecological Engineering 31:183-192.
- Kimble J. M., C. L. Ping. 2000. *Handbook of soil Science*. CRC Press. Summer Malcom E. (eds).
- King, P. M. 1981. *Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affect its measurement*. Aust. J. Soil Res. 19: 275-285.
- Kleber M., Mikutta C. y Jahn R. 2004. *Andosols in Germany pedogenesis and properties*. Catena 56: 67-83.
- Klute A. 1986. *Methods of soil analysis*. Part I. *Physical and mineralogical methods*. 2nd. Ed. Agronomy Series no. 9, ASA, Madison, Wis., U.S.A.
- Koepfen, W. 1948. *Climatología*. Fondo de Cultura Económica. México, D.F. 478 pp.
- Lal, R. 1998. *Soil quality and sustainability*. pp. 17-30- En: R. Lal et al. (eds.) *Methods for Assessment of Soil Degradation*. Advances in Soil Science. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA.
- Lal, R. y B. A. Stewart. 1990. *Soil degradation: a global threat*. pp. Xiii-xvii. En: R. Lal, B. A. Stewart (eds.) *Soil Degradation*. Advances in Soil Science Vol. 11. Springer-Verlag, New York, NY, USA.
- Landmann G. 1995. *Forest decline and air pollution effects in the French mountains: a synthesis*. En: Landmann G. y Bonneau, M. Eds. *Forest Declines and Atmospheric Deposition Effects in the French Mountains*. Springer-Verlag, Berlin.
- Landon J. R. (1984, paperback ed. 1991). *Booker Tropical Soil Manual*. Booker Tate, Thame, U.K. (In U.S.A: Longman, New York).
- Logan, T. J. 1990. *Chemical degradation of soil*. pp. 187-221. En: R. Lal, B. A. Stewart (eds.) *Soil Degradation*. Advances in Soil Science Vol. 11. Springer-Verlag. New York, USA.

- López F. R. 2002. *Degradación del suelo; causas, procesos, evaluación e investigación*. Centro Interamericano de Desarrollo e Investigación Ambiental y Territorial (CIDIAT). Universidad de los Andes. Segunda Edición. Venezuela. pp. 267.
- López, J.; López J. 1985. *El diagnóstico de suelos y plantas. Métodos de campo y laboratorio*. 4ª. Edición. Ed. Mundi-Prensa. Madrid.
- Marschner Horst. 1988. *Mineral nutrition of higher plants*. Institute of Plant Nutrition University of Hohenheim, Germany. Academy Press Inc. 2nd. Ed. London.
- Martínez Hernández G. M. y Ángeles Cervantes E., 2011. *Ecohidrología y reforestación en el Parque Nacional Cumbres el Ajusco*. Red del Agua, UNAM.
- McMurry, J. 2008. *Química orgánica*. Ed. Cengage Learning. México.
- Mehra O. P. y Jackson, M. L. 1960. *Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate*. Clay and Clay Min. 7th. Conf.: 317-327.
- Meza-Pérez y Geissert-Kientz. 2006. *Estabilidad de estructura en andisoles de uso forestal y cultivados*. TERRA Latinoamericana 24 (2):163-170.
- Mora Santiago A., Páez Reyes J. C., Ángeles Cervantes E., 2011. *Evaluación del servicio ambiental hidrológico del Parque Nacional Pico de Orizaba*. 7º Congreso de Investigación y 1º de Posgrado en la FES Zaragoza, UNAM.
- Morgan, R.; McIntyre, K. Vickers, A. W.; Quinton, J. N.; Rickson, R. J. 1997. *A rainfall simulation study of soil erosion and rangeland in Swaziland*. Scholl of Agriculture Food and Environment, Cranfield University, Silsue Campus, Bedford MK45, UK.
- Mullins, C. E. 1998. Hardsetting. pp. 109-128- In: R. Lal et al. (eds.) *Methods for Assessment of Soil Degradation*. Advances in Soil Science. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA.
- Nakagawa T. e Ishiguro M. 1994. *Hydraulic conductivity of an Allophanic Andisol as affected by solution pH*. Journal Environmental Quality 23:208-210.
- Narro, E. 1994. *Física de suelos. Con enfoque agrícola*. Ed. Trillas. España. pp. 195.
- Nieber, J.L., Bauters, T.W.J., Steenhuis, T.S., Parlange, J.-Y., 2000. *Numerical simulation of experimental gravity-driven unstable flow in water repellent sand*. J. Hydrol. 231-232, 295-307.
- Ortiz Solorio, Carlos Alberto. 2011. *Geografía de los suelos de México*. Las prensas de la ciencia México D.F.
- Ortiz Solorio, Carlos Alberto. 1985. *Los suelos Agrícolas de México de acuerdo al sistema FAO/UNESCO*. P. 10-17. En: Ruiz F., F., B. Ortiz V. y C. A. Ortiz S. Memorias de la I Reunión Nacional sobre manejo de suelos arcillosos y su implicación en la agricultura (Eds.) Celaya, Gto. México.

- Ortiz V., B. y C. A. Ortiz S. 1990. *Edafología*. Universidad Autónoma de Chapingo. Departamento de suelos. México. D.F.
- Page A. L., Miller, R. H. y Keeney D. R. 1982. *Methods of soil analysis*. Part. 2. *Chemical and microbiological properties*. 2nd. ed. Agronomy Series 9, ASA, SSSA, Madison. Wis., U.S.A.
- Parfitt R. L. 1980. *Chemical properties of variable charge soils*. Pp. 169-193. In: K. G. Theng (Ed). *Soils with variable charge*, New Zealand Society of Soil Science, Lower Hutt, N. Z.
- Parfitt R. L. y B. Clayden. 1991. *Andisols: The development of a new order in Soil Taxonomy*. Geoderma 49:181-198.
- Perea-Estrada V. M., Pérez-Moreno J., Isla-de Bauer M- L, Fenn M. E., Trinidad-Santos A., Hernández Tejada T. 2005. *Fertilización, tipos de suelo y hongos micorrízicos y endófitos radicales asociados al eucalipto*. TERRA Latinoamericana, Vol. 23 (2): 201-212.
- Ping, C. L., S. Shoji y T. Ito. 1988. *Properties and classification of three volcanis ash-derived pedons from Allutian Islands and Alaska Peninsula, Alaska*. Soil Sci. Soc. Am. J. 52: 455-462.
- Pires L. F., Cooper M., Cássaro F.A.M., Reichardt K., Bacchi O. O. O., y Dias N. P. 2007. *Micromorphological analysis to characterize stucture modifications of soil samples submitted to wetting and drying cycles*. CATENA 72:297-304.
- Pizarro, F. 1987. *Riesgos localizados de alta frecuencia (RLAF)*. Goteo, microaspersión, exudación. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. España.
- Porta, J.; López-Acevedo, M.; Roquero, C. 2003. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. 3ª. Edición. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. España.
- Poulenard J., Podwojewski P., Janeau J.L. y Collinet J. 2001. *Runoff and soil erosion under rainfall simulation of Andisols from the Ecuatorian Páramo: effect of tillage and burning*. Catena 45:199-218.
- Raghavan, G. S. V., P. Alvo, y E. Mc Kyes. 1990. *Soil compaction in agriculture: a view toward managing the problem*. pp. 1-36. En: R. Lal, B. A. Stewart (eds). *Soil Degradation*. Advances in Soil Science Vol. 11. Springer-Verlag, New York, USA.
- Reatto A., BruandA., Silva E. M., Martins E. S. y Brissard M. 2007. *Hydraulic properties of the diagnostic horizons of Latosol of a regional toposequence across the Brazilian Central Plateau*. Geoderma 139:51-59.
- Reisenauer, H.M. 1994. *Biochemistry of metal micronutrients in the rhizosphere*. pp. 147-164. En: A.J. Manthey, E.D. Crowley y G.D. Luster (eds.). *The interactions of manganese and iron*. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Reynolds W.D. y Elrick D.E., 1985. *In situ measurements of field-satured hydraulic conductivity, sorptivity, and the α - parameter using the Guelph permameter*. Soil Science 140:292-302.
- Richards L. A., U.S. Salinity Laboratory Staff. (1954, Reprint 1969). *Diagnosis and improvement of saline and alkaline soils*. USDA Agriculture Handbook No. 60. U.S. Dept. Agric., Washington, D.C., U.S.A.

- Ritsema, C.J., Dekker, L.W., Nieber, J.L., Steenhuis, T.S., 1998. *Modeling and field evidence of finger formation and finger recurrence in a water repellent sandy soil*. Water Resour. Res. 34, 555–567.
- Rodríguez A., Arbelo C., Guerra J. y Mora. J. 2002. *Erosión hídrica en andosoles de las islas canarias*. Edafología 9(1):23-30.
- Rodríguez-Tapia S., C. A. Ortiz Solorio., C. Hidalgo-Moreno y Ma. Del C. Gutiérrez- Castorena. 2003. *Los tepetates de la ladera oeste del cerro Tláloc: Saprolita, sin endurecimiento pedológico*. Terra, Latinoamericana 22: 11-21.
- Romero-Carmona J. 1986. *Estudio de reconocimiento de los suelos forestales del Parque Cultural y Recreativo Desierto de los Leones*. Tesis de Licenciatura. FES Zaragoza. UNAM.
- Royer-Tardif Samuel y Robert L. Bradley. 2011. *Evidence that soil fertility controls the mixing of jack pine with trembling aspen*. Forest Ecology and Management 262:1054:1060.
- Rzedowski, J., 2006. *Vegetación de México*. 1ra. Edición digital, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. 274- 277 p. 504 pp.
- Saxton, K. E., Rawls, W. J., Romberger, J. S., Papendick, R. I. 1986. *Estimating generalized soil-water characteristics from texture*. Soil Sci. Soc. Am. J. 50. 1031-1036.
- Scott, D.F., 2000. *Soil wettability in forested catchments in South Africa as measured by different methods and as affected by vegetation cover and soil characteristics*. J. Hydrol. 231–232, 87–104.
- Seignobos, Ch. 1998. *Restauration de la productivité des sols tropicaux*. Orstom Actualités, 58:35-37.
- Scheinost, A. C. y U. Schwertmann. 1999. *Color identification of iron oxides and hydroxysulfates: Use and limitations*. Soil Science Society. American Journal 63:1463-1471.
- SEMARNAT, Colegio de Posgraduados. 2002. *Evaluación de la degradación del suelo causada por el hombre en la República Mexicana, escala 1:250,000. Memoria Nacional*. SEMARNAT-Colegio de Posgraduados. 58 pp.
- Shakesby, R. A.; S. H. Doerr y R. P. D. Walsh. 2000. *The erosional impact of soil hydrophobicity: current problems and future research directions*. Journal of Hydrology. 231-232: 178-191.
- Shing, C. J. y C. C. Yu. 2003. *Characterization of soil organic matter in different particle-size fraction in humid subalpine soils by CP/MAS C/NMR*. Geoderma, 117: 139-141-
- Shoji, S., Y. Fujiwara. 1984. *Active aluminum and iron in the humus horizons of Andosols from Northeastern Japan: They forms, properties, and significance in clay weathering*. Soil Science. 137:216-226.
- SMAEM [Secretaría del Medio Ambiente del Estado de México]. 2008. *Bases de Diagnóstico: Identificación de Zonas Susceptibles a la Erosión en el Estado de México*. Estado de México. 5-6 pp.

- Smith, B. F. L. 1994. *Characterization of poorly ordered minerals by selective chemical methods*. In: *Clay Mineralogy Spectroscopic and Chemical Determinative Methods*. Wilson, M. J. (ed.). Chapman and Hall, London. pp: 333-357.
- Soil Laboratory Staff, Royal Tropical Institute. 1984. *Analytical methods of Service Laboratory for soil, plant and water analysis*. Part I: *Methods for soil analysis*. Royal Tropical Institute, Amsterdam, the Netherlands.
- Soil Survey Staff. 2010. *Claves para la Taxonomía de Suelos*. Traducido por: Ortiz S. Carlos. A., Gutiérrez C. Ma. Del Carmen, Hernández L. A. Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA). Natural Resource Conservation Service (NRCS).
- Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy. A basic System of Soil Classification for Marking and Interpreting Soil Surveys*. 2nd. Ed. United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service. Agriculture Handbook 436. Washington , D.C.
- Solleiro Rebolledo E., S. N. Sedov y J. E. Gama Castro. 2003. *Andosol to Luvisol evolution in Central Mexico: timing, mechanisms and environmental setting*. *Catena* 54:495-513.
- Stoops G. 2007. *Micromorphology in soils derived from volcanic ash in Europe*. A review and synthesis. *European Journal of Soil Science*. 58:356-377.
- Taylor, R. M. 1990. *Some observations on the formation and transformation of iron oxides*. Pp. 85-104. En: De Boodt, M. F., M. H. B. Hayes y A. Herbillon (eds). *Soil colloids and their associations in aggregates*. Plenum Press. New York.
- Teramura, A.H., 1980. *Relationship between stand age and water repellency of chaparral soils*. *Bull. Torrey Bot. Club* 107, 42-46.
- USDA, Soil Conservation Service. (1972, revised ed. 1982). *Soil survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples*. Soil Survey Investigations Report no. 1. U.S. Dept. Agric., Washington, D.C., U.S.A.
- Van Rants E., Utami S., Verdoodt A. y Qafoku N. 2008. *Mineralogy of a perudic Andosol in central Java, Indonesia*. *Geoderma* 144, 379-389.
- Van Reeuwijk L. P. 1999. *Procedimiento para Análisis de Suelos*. Versión 1995. Traducción de: Ma. del Carmen Gutiérrez Castorena, Carlos A. Tavares E. y Carlos A. Ortiz Solorio. Primera Edición en Español, 1999. Especialidad de Edafología, Colegio de Postgraduados, Montecillo, México. pp.145.
- Van der Salm C., Reinds G. J., de Vries W. 2007. *Water balances in intensively monitored forest ecosystems in Europe*. *Environmental Pollution* 148:201-212.
- Veihmeyer, F. J., y Hendrickson, A. H. 1950. *Soil moisture in relation to plant growth*. *Annual Review Plant Physiology*. 1: 285-304.

- Vera M., Sierra M., Díez M., Sierra C., Martínez A., Martínez F. J. y Aguilar J. 2007. *Deforestation and land use effects on micromorphological and fertilitu changes in acidic rainforest soil in Venezuelan Andes*. Soil & Tillage Research 84:184-194.
- Wada K. 1980. *Mineralogical characteristics of Andisols*. pp. 87-107. In: K. G. Theng (ed.). *Soils with variable charge*. New Zealand Society of Soil Science. Lower utt, N.Z.
- Wen-Feng Tan, Liu Fan, Li Yong Hua, HU Hong Quing y Huang Qiao Yun. 2006. *Elemental composition and geochemical characteristics of Iron-Manganese Nodules in main soils of China*. Soil Science Society of China. Pedosphere 16:72-81.
- World map of the status of human-induced soil degradation: an explanatory note. (2001). L.R. Oldeman, R.T.A. Hakkeling, W.G. Sombroek. -Wageningen: International Soil Reference and Information Centre; Nairobi: United Nations Environment Programme. -111. Global Assessment of Soil Degradation GLASOD, October 1990, second revised edition October 1991. - Publ. in cooperation with Winand Staring Centre, International Society of Soil Science, Food and Agricultural Organization of the United Nations, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. - Met lit. opg.
- Yamada, I., S. Shoji, S. Kobayashi y J. Masui. 1975. *Chemical and mineralogy studies of volcanic ashes. Relationship between rock types and mineralogic properties of volcanic ashes*. Soil Sci. Plant. Nutr. 21: 319-326.
- Zehetner F. y Miller W. 2006. *Erodibility and runoff-infiltration characteristics of volcanic ash soils along an altitudinal climosequence in the Ecuadorian Andes*. Catena 65:201-213.
- Ziegler A., Junjiro N., Roy S., Shoji N. y Abdul R. N. 2006. *Impacts of logging disturbance on hillslope saturated hydraulic conductivity in a tropical forest in Peninsular Malaysia*. CATENA 67:89-104.

Referencias electrónicas

Atlas de Riesgo del Municipio de Villa del Carbón, Edo. México, 2012.

<http://atlasderiesgovilladelcarbon.info> (Consultada en Abril del 2013).

Centro de información de la Naciones Unidas (CINU), 2008.

http://www.cinu.org.mx/temas/des_sost/desert.htm (Consultada en Agosto del 2012).

FAO, 1973.

<http://www.fao.org> (Consultada en Agosto del 2012).

Plan Municipal de Desarrollo Urbano de Villa del Carbón (PMDU), 2004.

http://seduv.edomexico.gob.mx/planes_municipales/Villa_del_carbon/PMDU%20VILLA%20DEL%20CARBN.pdf (Consultada en Agosto del 2012).

Clasificación de la hidrología superficial del Estado de México. 2008.

http://portal2.edomex.gob.mx/sma/parques_areas_naturales/distribucion_cuencas/index.htm

(Consultada en Abril del 2013).