



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

**INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
ÁREA ACADÉMICA DE QUÍMICA
DOCTORADO EN CIENCIAS AMBIENTALES**

**CARBONO ORGÁNICO COMO UN INDICADOR DE LA
CALIDAD DEL SUELO EN UN ECOSISTEMA FORESTAL**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS AMBIENTALES

PRESENTA:

I.A. MARÍA DEL SOCORRO FUENTES ANDRADE

DIRECTOR:

DR. OTILIO ARTURO ACEVEDO SANDOVAL

Mineral de la Reforma, Hidalgo

Mayo, 2014

Fuentes, A. M. del S.

DEDICATORIA

En primer lugar, **a Dios**, el que ha estado conmigo todos los días de mi vida, acompañado en los momentos de soledad, espacios que he utilizado para pensar, escuchar y agradecer por todo lo tengo. Segura de que él hace los movimientos perfectos en el tablero del juego de mi vida, lloré por lo que se fue, pero sé que ahora estoy mejor con las personas que tengo a mi lado y las cosas que he logrado; el futuro no lo sé, le pido vida y salud para yo hacer el resto.

A mis padres Ana y Bulmaro, por la confianza depositada en mí, su apoyo, amor, paciencia, llamadas de atención, consejos que han logrado que sea un buenser humano.

A mis herman@s: Lili, Blanca y Ángel, cada uno en el camino que eligió, quizás lejos pero no ausentes y a sus respectivos chiquitines que siempre me hacen el día: Mariana, Cristel, Toño, bebe y Jesús.

A mis seres queridos que se me adelantaron en el proceso final de esta vida, confió que están en un lugar más hermoso y feliz.

A todos aquellos que han confiado en mí desde antes, durante y después de esta etapa de mi vida; daría nombres, pero prefiero poner las letras del alfabeto para que ustedes lo hagan: ABCDEFGHIJKLMNOPQRSTUVWXYZ.

AGRADECIMIENTOS

Al **CONACyT** por la beca otorgada durante mis estudios en el programa de Doctorado.

A la **Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo**, al Área Académica de Química, al Laboratorio de Geología Ambiental del Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, por el espacio brindado.

Al **Dr. Otilio Arturo Acevedo Sandoval**, mi director de tesis, por su asesoría en este trabajo, sin su ayuda no habría sido posible; por su confianza, por sus vastos conocimientos transmitidos, por su sencillez y humanidad.

A los miembros del comité tutorial: **Dra. Elena María Otazo Sánchez, Dra. Alma Delia Román Gutiérrez y Dr. Enrique Cruz Chávez**, por sus aportes al tema, sus revisiones, comentarios y sugerencias, hicieron cada día mejor este trabajo.

Al **M.C. Misael Cruz Sánchez** por la asesoría recibida en el laboratorio de Geología Ambiental de la UAEH y a sus pláticas tan amenas que me hacían sacar una sonrisa.

Al **M.C. Miguel Ángel Valera Pérez**, siendo primero mi maestro de clases, después asesor de la tesis de licenciatura y ahora amigo, gracias por haberme motivado a seguir estudiando el posgrado, sin su apoyo, confianza y respaldo, no lo habría logrado.

A la **Dra. Claudia Ballesteros Barrera** a quien considero una excelente profesora de clase y una de mis mejores amigas, por tu confianza, cariño y enseñanzas de vida.

A mis compañeros de la 6^º generación y posteriores (7^º y 8^º) **Nadia, Margarita, Judith, Brenda, Ramón, Jazmín, Adriana, Esmeralda, Miguel, Laura y Perla V.** por los momentos compartidos en el salón de clases, presentación de seminarios de investigación y convivencias, que hicieron formar un lazo de amistad; de manera especial **Nadia** por tu linda, sincera y valiosa amistad.

Y para ya no hacer larga esta lista, a todos aquellos que me faltan, gracias de corazón...

CONTENIDO

DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	iii
ABREVIATURAS	viii
RESUMEN.....	ix
ABSTRACT	x
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xi
ÍNDICE DE TABLAS	xii
I. ANTECEDENTES.....	13
I.1. Cambios en el clima	13
I.2. Efecto invernadero (EI).....	15
I.2.1. Gases de efecto invernadero (GEI).....	16
I.3. Carbono	19
I.3.1. El ciclo de Carbono Geológico	20
I.3.2. El ciclo de Carbono Biológico	21
I.3.3. Carbono orgánico del suelo (COS)	22
I.4. Cambio de uso de suelo.....	24
I.5. Importancia de los bosques.....	26
I.6. Suelo.....	26
I.6.1. Fase sólida	27
I.6.1.1. Fracción mineral	28
I.6.1.2. Fracción orgánica	28
I.6.2. Fase líquida.....	30
I.6.3. Fase gaseosa.....	31
I.7. Factores formadores	32
I.7.1. Clima	33
I.7.2. Material parental	33
I.7.3. Organismos	35
I.7.4. Relieve.....	36
I.7.5. Tiempo.....	37
I.8. Procesos pedogenéticos	38

Fuentes, A. M. del S.

I.9. Calidad del suelo.....	42
I.9.1. Indicadores de la calidad del suelo	43
I.9.1.1. Indicadores físicos	44
I.9.1.2. Indicadores químicos	45
I.9.1.3. Indicadores biológicos.....	45
I.10. Propiedades del suelo	45
I.10.1. Propiedades físicas del suelo.....	45
I.10.2. Propiedades químicas del suelo.....	48
I.10.3. Propiedades biológicas del suelo.....	53
II. JUSTIFICACIÓN.....	54
III. OBJETIVOS.....	55
III.1. Objetivo general	55
III.2. Objetivos específicos.....	55
IV. MATERIALES Y MÉTODOS.....	56
IV.1. Descripción del área de estudio	56
IV.1.1. Localización geográfica	56
IV.1.2. Fisiografía y Geología	56
IV.1.3. Hidrografía.....	57
IV.1.4. Clima	57
IV.1.5. Vegetación	58
IV.1.6. Clasificación y uso de suelo	58
IV.2. Selección del sitio y muestreo.....	59
IV.3. Preparación de las muestras.....	61
IV.4. Análisis de las muestras	62
IV.4.1. Determinación del contenido de humedad del suelo.....	62
IV.4.1.1. Cálculos	62
IV.4.2. Determinación de la densidad aparente (Da).....	63
IV.4.2.1. Cálculos	63
IV.4.3. Determinación de la densidad real (Dr)	63
IV.4.3.1. Cálculos	64
IV.4.4. Cálculo para la porosidad total	64
IV.4.5. Determinación del color.....	65
IV.4.6. Determinación de la textura	65

IV.4.6.1. Cálculos	66
IV.4.7. Determinación del pH del suelo medido en agua	66
IV.4.8. Determinación del pH del suelo medido en KCl	67
IV.4.9. Calculo de la \square pH.....	67
IV.4.10. Determinación de la materia orgánica del suelo.....	67
IV.4.10.1. Cálculos.....	68
IV.4.11. Determinación de acidez y aluminio intercambiable.....	68
IV.4.11.1. Cálculos.....	69
IV.4.12. Determinación de las bases intercambiables	70
IV.4.12.1. Cálculos.....	70
IV.4.13. Cálculo para determinar la capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICE) 71	
IV.4.14. Cálculo para determinar el porcentaje de saturación de Al	72
IV.4.15. Cálculo para determinar el nitrógeno total (NT) y la relación C/N.....	72
IV.4.16. Acumulación de CO en el suelo.....	72
IV.4.17. Caracterización adicional.....	73
IV.5. Tratamiento de los datos	73
V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	74
V.1. Propiedades físicas.....	74
V.1.1. Humedad del suelo.....	74
V.1.2. Densidad aparente (Da)	75
V.1.3. Densidad real (Dr)	75
V.1.4. Porosidad total (PT).....	77
V.1.5. Color.....	77
V.1.6. Contenido de arcillas	78
V.1.7. Clase textural	79
V.2. Propiedades químicas.....	81
V.2.1. pH activo y potencial.....	81
V.2.2. Δ pH	82
V.2.3. Carbono orgánico (CO)	83
V.2.4. Acidez y aluminio intercambiable.....	84
V.2.5. Cationes intercambiables	85
V.2.6. Capacidad de intercambio catiónico efectiva	87

V.2.7. Porcentaje de saturación de aluminio	87
V.2.8. Porcentaje de NT y relación C/N	88
V.2.9. Cambios de las propiedades físicas y químicas del SVN	88
V.3. Análisis elemental	89
V.4. Espectroscopía de IR	91
V.5. Análisis de componentes principales (ACP)	93
V.6.1. Suelo reforestado con <i>Pinus patula</i> 16 años (SR16)	93
V.6.2. Suelo reforestado con <i>Pinus patula</i> 9 años (SR9)	94
V.6.3. Suelo reforestado con vegetación natural con <i>Quercus spp.</i> (SVN).....	95
V.6.4. Suelo agrícola (SA).....	97
V.7. Almacenamiento de CO	97
VI. CONCLUSIONES.....	100
VII. RECOMENDACIONES.....	101
ANEXO A.....	115
ANEXO B.....	118
ANEXO C	130
ANEXO D	131

ABREVIATURAS

C	Carbono
CFC	Clorofluorocarbonos
CH ₄	Metano
C/N	Relación carbono nitrógeno
CO ₂	Dióxido de carbono
COS	Carbono orgánico del suelo
DTP	Distribución de tamaño de partícula
FAO	Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (Food and Agriculture Organization of the United Nations)
GEI	Gases de efecto invernadero
HFC	Hidrofluorocarbonos
INEGEI	Inventario Nacional de Emisiones de Gases de Efecto Invernadero
INEGI	Instituto Nacional de Estadística y Geografía
IPCC	Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático
IR	Infrarrojo
MOS	Materia orgánica del suelo
MOP	Materia orgánica particulada
N ₂ O	Óxido nitroso
NT	Nitrógeno total
ONU	Organización de las Naciones Unidas
PCG	Potencial de calentamiento global
PFC	Perfluorocarbonos
SA	Suelo agrícola
SAGARPA	Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación
SEMARNAT	Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales
SF ₆	Hexafluoruro de azufre
SR	Suelo reforestado
SVN	Suelo con vegetación natural
TCMA	Tasa de crecimiento media anual
UAEH	Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
WRB	Base Mundial de Referencia (World Reference Base)

RESUMEN

La acumulación de carbono orgánico en el suelo es un proceso importante para mitigar los efectos del cambio climático, el suelo además de ser un sumidero es un reservorio de carbono estabilizado. El objetivo de este trabajo fue determinar el carbono orgánico como un indicador de la calidad del suelo en un ecosistema forestal por efecto de cambio de uso, mediante un estudio de caso a través de la evaluación de las propiedades físicas y químicas. El estudio de caso se realizó en la localidad de San Mateo Acaxochitlán, Hidalgo, México. Se eligieron ocho áreas de estudio, dos por cada uso de suelo (SR16: suelo reforestado con *Pinus patula* con 16 años de edad; SR9: suelo reforestado con *Pinus patula* con 9 años de edad; SVN: suelo con vegetación natural con *Quercus spp.* y SA: suelo agrícola). En cada área se definieron dos sitios de muestreo, en primer lugar, se colectó la hojarasca y mor del horizonte orgánico, enseguida se tomaron las muestras simples de suelo a diferentes profundidades: desde 0 a 60 cm con las cuales se formaron muestras compuestas. Los suelos fueron caracterizados mediante sus propiedades físicas y químicas, utilizando los métodos establecidos. Mediante el análisis multivariado se determinaron las correlaciones existentes entre las propiedades encontrando las relaciones causa/efecto entre ellas. Se observó que no todas las propiedades del suelo muestran diferencias significativas a través del tiempo en un período de siete años. Los parámetros que presentaron variaciones fueron: porosidad total, densidad real, pH potencial, acidez intercambiable, nitrógeno total, K⁺ y Ca²⁺. Se encontró que el suelo con mayor capacidad de almacenamiento de carbono orgánico fue el suelo reforestado con *Pinus patula* 9 años con 21.80 ton CO ha⁻¹.

ABSTRACT

The accumulation of soil organic carbon is important to mitigate the effects of climate change, besides being a floor sink is a carbon reservoir stabilized. The aim of this study was to determine the organic carbon as an indicator of soil quality in a forest ecosystem as a result of change in use, using a case study through the evaluation of the physical and chemical properties. The case study was conducted in the town of San Mateo Acaxochitlán, Hidalgo, Mexico. Were chosen eight areas of study, two were selected for each land use (SR16: land reforested with *Pinus patula* 16 years of age; SR9: land reforested with *Pinus patula* 9 years old; SVN: soil with natural vegetation with *Quercus spp.* and SA: agricultural land). In each area, two sites were defined, first we collect the mor and litter of organic horizon, after collect simple soil samples to different depths, from 0 - 60 cm with which composite samples were formed. The soils were characterized by their physical and chemical properties, using established methods. By multivariate analysis were determined the relationship between the properties by finding the cause / effect relationships between them. It was noted that not all soil properties show significant differences over time in a period of seven years. The parameters that showed variations were: total porosity, real density, potential pH, exchangeable acidity, total nitrogen, K⁺ and Ca²⁺. We found that soil with higher storage capacity of the soil organic carbon was land reforested with *Pinus patula* 9 with 21.80 ton ha⁻¹.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. Cambio de clima en los últimos millones de años de la Tierra y las cuatro glaciaciones del Cuaternario.	14
2. Esquema del efecto invernadero ocurrido en la Tierra.	15
3. Concentraciones de CO ₂ , CH ₄ y N ₂ O en la atmósfera	17
4. Contribución de emisiones de GEI por gas (2010)	18
5. Ciclo del carbono	20
6. Proceso de la fotosíntesis.	21
7. Almacenamiento de C en el suelo.....	23
8. Esquema de las fases del suelo.....	27
9. Composición de la MOS	29
10. Serie de reacción de Bowen	35
11. Génesis de los horizontes del suelo en función del tiempo	38
12. Procesos de formación del suelo.	39
13. Grupos reactivos importantes y el enlace peptídico.....	49
14. Modelo de la estructura de ácido húmico.	50
15. El humus y su adsorción de iones.....	51
16. Mapa de Acaxochitlán, Hidalgo.....	56
17. Mapa de la zona de estudio	60
18. Fotografías tomadas el día del muestreo	61
19. Muestras de hojarasca y mor	62
20. Determinación del contenido de humedad del suelo.	62
21. Diagrama de flujo de la determinación de la densidad real	64
22. Determinación del color en el suelo.	65
23. Determinación de la textura del suelo.	66
24. Determinación de pH en el suelo	67
25. Determinación de materia orgánica del suelo por el método Walkley y Black.	68
26. Diagrama de flujo de la determinación de acidez y aluminio intercambiable.....	69
27. Vire de los indicadores después de la titulación	71
28. Plano principal de las variables del suelo reforestado con <i>Pinus patula</i> 16 años 94	94
29. Plano principal de las variables del suelo reforestado con <i>Pinus patula</i> 9 años 95	95
30. Plano principal de las variables del suelo con vegetación natural con <i>Quercus spp...</i> 96	96
31. Plano principal de las variables del suelo agrícola	97
32. Almacenamiento de CO en los suelos con diferentes usos.....	98
33. Carbono orgánico del suelo de 0 a 60 cm de profundidad de los suelos con diferentes usos.....	99

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1. Resumen de las emisiones de GEI 1990-2010 por tipo de gas en fuente y sumideros en Gg de CO ₂ eq	19
2. Producciones y reservas de carbono de los ecosistemas terrestres	23
3. Clasificación química de los minerales	28
4. Composición de la atmósfera y la fase gaseosa del suelo	31
5. Características generales de las áreas de estudio	60
6. Propiedades físicas de los suelos de estudio con diferentes usos	76
7. Distribución del tamaño de las partículas de los suelos de estudio	80
8. Propiedades químicas de los suelos de estudio con diferentes usos	83
9. Datos calculados	88
10. Resultados en porcentaje del análisis elemental de las muestra de suelo.....	89
11. Principales grupos funcionales en muestras de suelo con materia orgánica	91
12. Valores de las bandas de las muestras de suelo obtenidos por transmisión en infrarrojo y su identificación mineralógica.....	92

I. ANTECEDENTES

I.1. Cambios en el clima

El clima ha sido importante hilo conductor del asentamiento del ser humano en la Tierra, factor decisivo en la desaparición de civilizaciones y condicionante del cambio del nomadismo al sedentarismo; en consecuencia, determinante principal de la alimentación del hombre y en último término, de la agricultura. Unas condiciones climáticas más cálidas, con precipitaciones mayores, hicieron posible el inicio del cultivo del maíz en Centro América, el del trigo y otros cereales en Oriente próximo (actual Siria), el del arroz en Extremo Oriente (China) y el del sorgo en África, dando entrada al Neolítico (Pardos, 2010).

La historia de la Tierra del último milenio, ha sido analizada en función de los sucesivos cambios climáticos (Figura 1); en el actual periodo interglacial, la temperatura de la superficie terrestre ha variado a corto (1 - 100 años) y largoplazo (100 - 1000 años) en respuesta a factores externos o a través, de oscilaciones internas del sistema atmósfera-océano (Fagan, 2008).

En el último tercio del siglo XX, la expresión “calentamiento global” usada en el ámbito científico para designar ese progresivo aumento de temperatura, llega a la sociedad a través de los medios de comunicación y se habla de “cambio climático”; expresiones, sin duda, no correctamente identificables. La creación en 1988 del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) por los países pertenecientes a la Unión Meteorológica Mundial y las Naciones Unidas expresa la preocupación generalizada (por algunos rechazada) ante las variaciones registradas en algunas variables climáticas.

En el tercer informe (IPCC, 2001) se concluía que el clima estaba cambiando y que la mayor parte del calentamiento observado es probable a la emisión de gases de efecto invernadero (GEI). De hecho, se mantiene el concepto elaborado en la Cumbre de Río (1992) según el cual “el cambio de clima se atribuye directa o indirectamente a la actividad humana, que se suma a la variabilidad natural del clima”.

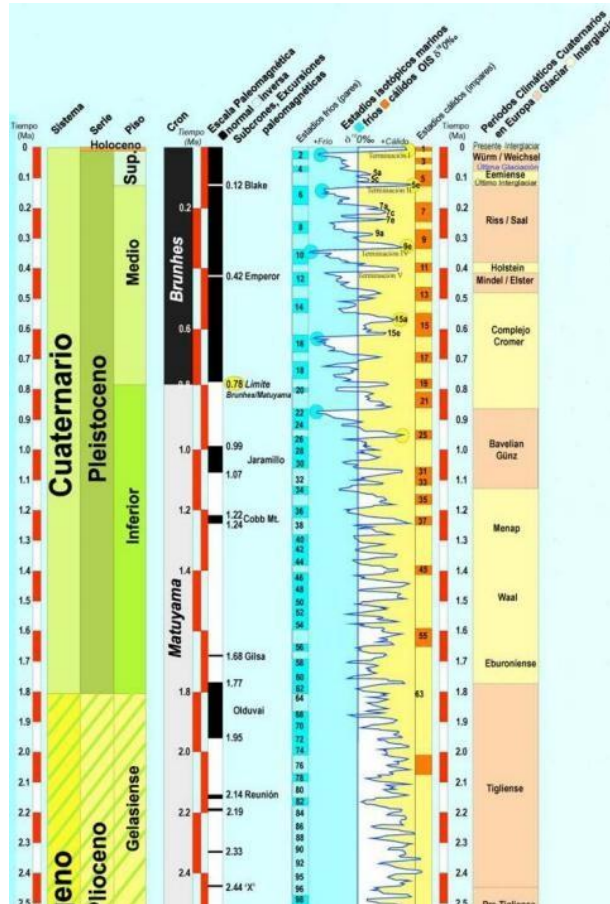


Figura 1. Cambio de clima en los últimos millones de años de la Tierra y las cuatro glaciaciones del Cuaternario. Fuente: Silva *et al.*, 2009.

El cuarto informe (IPCC, 2007) hace referencia a “cambio en el clima a lo largo del tiempo debido a variabilidad natural o resultado de la actividad humana”. Se hace, por tanto, más categórico, como lo atestigua el inequívoco calentamiento de la Tierra, con un aumento de temperatura del aire de 0.74 °C y de las aguas de los océanos, el derretimiento del hielo y la nieve en los cascos polares, el descenso del permafrost y el ascenso del nivel del mar, con una probabilidad > 90 % de que las emisiones de GEI sean las responsables de estos hechos. Se prevé un aumento térmico de 0.2 °C por década; un aumento de temperatura de 2 a 4.5 °C si la concentración de CO₂ se mantuviese en 550 ppm, siendo muy improbable que la respuesta sea menor de 1.5 °C (Pardos, 2010).

Fuentes, A. M. del S.

La existencia de ciclos climáticos en torno a 1,100 años, evidencia que las condiciones de cambio climático que dieron entrada al Neolítico e hicieron posible la agricultura, se repiten en la actualidad reflejándose en un ascenso global de la temperatura (Pardos, 2010). Lo que trae como consecuencia: susceptibilidad de incendio en los bosques, prolongadas sequías, reducción del caudal de los ríos, incremento de las temperaturas, incidencia directa de los rayos solares al ser humano, entre otros problemas (Medina, 2001).

1.2. Efecto invernadero

El efecto invernadero es natural y esencial para la vida del planeta, sin los GEI la temperatura media de la Tierra sería de unos 33 °C menos, aproximadamente 18 °C bajo cero, lo que haría imposible la vida en el planeta (Rivera, 2000). La energía solar pasa directamente a la Tierra y parte de esa energía es reemitida a la atmósfera con una longitud de onda larga, de esa manera, las partículas de los GEI atrapan esa energía y la regresan a ella calentándola, dándose así el llamado efecto invernadero (Figura 2) (Buendía, 2011).



Figura 2. Esquema del efecto invernadero ocurrido en la Tierra. Fuente: Cosmo Consulting, 2010.

Son varias las causas naturales de la variabilidad del efecto invernadero; se mencionan las siguientes: las grandes erupciones volcánicas, los ciclos de actividad solar y los cambios en la concentración atmosférica de vapor de agua.

No obstante, todos los datos indican que el factor determinante en el actual aumento de la temperatura global es el cambio en la composición atmosférica provocado por el hombre durante los últimos 150 años, con la emisión de gases provenientes de actividades industriales y agropecuarias (Valdés & Vargas, 2011).

1.2.1. Gases de efecto invernadero (GEI)

Los GEI están presentes de manera natural en la atmósfera (Valdés & Vargas, 2011) afectan directamente a los procesos biológicos en los árboles, en general, a la ecología de los ecosistemas forestales (Karnosky *et al.*, 2001).

A partir del inicio de la revolución industrial del siglo XIX, la concentración de los GEI en la atmósfera se ha incrementado sustancialmente, debido a la intensificación de las emisiones, mayoritariamente antropogénicas. En la Figura 3 aparecen las concentraciones de CO₂, CH₄ y N₂O en la atmósfera, durante los últimos 10,000 años (recuadros grandes) y desde 1750 (recuadros interiores). Las mediciones indicadas proceden de núcleos de hielo (símbolos de diferente color para cada estudio) y de muestras de la atmósfera (líneas en rojo). Los correspondientes forzamientos radiativos (influencia térmica positiva) respecto de 1750 aparecen indicados en los ejes de los recuadros grandes, en la parte derecha.

La concentración de CO₂ en la atmósfera ha aumentado de 280 ppm en 1750 a 375 ppm en 2003; el aumento se ha debido a la oxidación de carbono orgánico (CO) por la quema de combustibles de origen fósil (76 %), la deforestación (22 %) y la producción de cemento (2 %) (IPCC, 2001; 2007; Estrada-Salvador & Návar, 2009) y al descenso en la eficiencia del océano como sumidero (Canadell *et al.*, 2007).

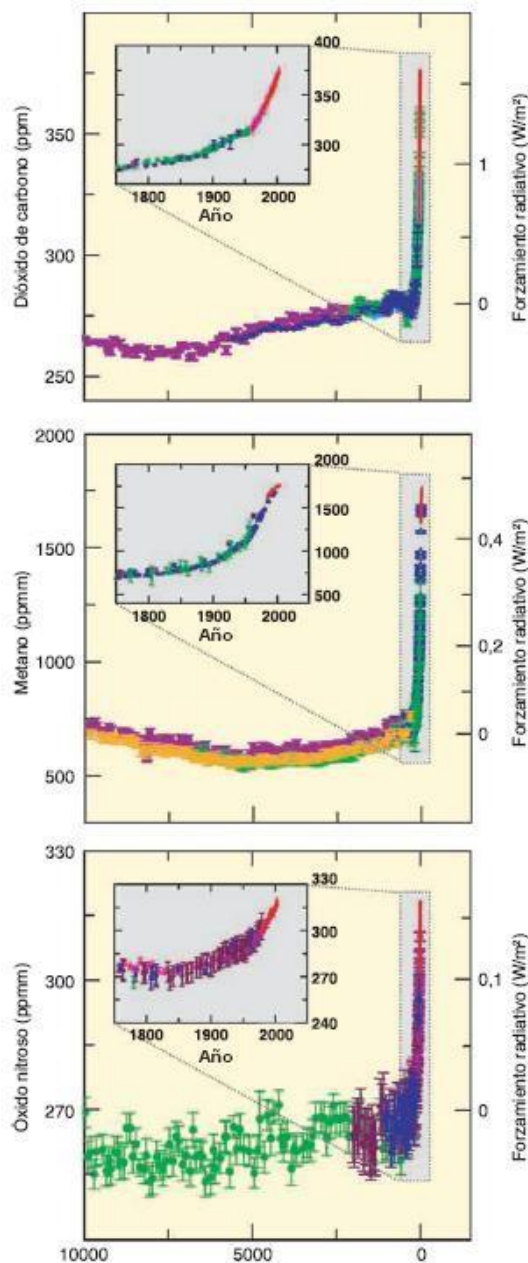


Figura 3. Concentraciones de CO₂, CH₄ y N₂O en la atmósfera. Fuente: IPCC, 2007.

El protocolo de Kioto ha identificado seis gases que se acumulan en la atmósfera y alteran de manera significativa el calentamiento global del planeta, éstos son: dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nítrico (N₂O), perfluorocarbonos (PFC), hidrofluorocarbonos (HFC) y hexafluoruro de azufre (SF₆). Cabe mencionar que no se tomó en cuenta al vapor de agua, a pesar de que también influye en

Fuentes, A. M. del S.

cierta medida (González & Márquez, 2008). Estos gases se consideran los más importantes tanto como consecuencia de sus niveles de concentración, con respecto a su potencial de calentamiento global (PCG). El PCG del N₂O, CH₄, PFC, HFC Y SF₆ es 296, 23, 6500-9200, 1300 - 11700 y 23900 veces más grandes, respectivamente, que la unidad de CO₂ (Snyder *et al.*, 2008; Hernández, 2010).

México se encuentra dentro de los 15 países con mayor emisión de GEI a nivel mundial (Figura 4). Según las estadísticas, sus emisiones totales de CO₂ anuales, alcanzan los 444 millones de toneladas, éstas representan aproximadamente el 2 % de las emisiones mundiales y el 96 % de las emisiones nacionales. De esta cantidad, cerca del 70 % corresponden a diversos procesos de combustión (de los sectores: energético, industrial, de transporte y otros servicios) y el 30 % restante, se origina del proceso de cambio de uso de suelo, relacionado principalmente con la agricultura y ganadería convencional (Masera & Sheinbaum, 2004; Casanova-Lugo *et al.*, 2011).

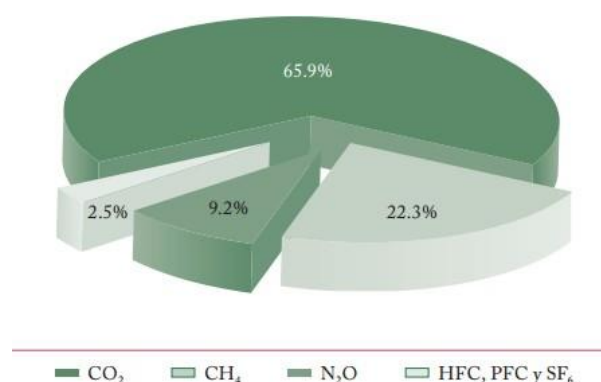


Figura 4. Contribución de emisiones de GEI por gas (2010). Fuente: INEGI, 2013.

Las emisiones de GEI en México reportadas en el INEGI (2013), estimadas en unidades de dióxido de carbono equivalente (CO₂ eq.) totalizaron 748 millones de toneladas (Tabla 1), lo que indica un incremento de 33.4 % con respecto al año base 1990, con una tasa de crecimiento media anual (TCMA) de 1.5 %.

Fuentes, A. M. del S.

Tabla 1. Resumen de las emisiones de GEI 1990-2010 por tipo de gas en fuente y sumideros en Gg de CO₂ eq

Año	Emisiones de CO ₂	Absorción de CO ₂	CH ₄	N ₂ O	HFC	PFC	SF ₆	Emisiones Totales
1990	407,148.6	- 8,070.7	104,325.7	56,178.7	776.5	646.8	29.6	561,035.2
1991	439,561.5	-9,415.8	102,446.7	54,998.6	901.3	306.5	32.1	588,830.9
1992	432,955.6	-10,760.9	101,189.9	54,158.2	618.6	271.0	35.9	578,468.3
1993	436,930.4	-11,356.7	105,631.5	55,633.2	1,270.1	165.5	40.2	588,314.2
1994	454,782.5	-11,952.5	107,018.3	55,847.7	1,173.7	0.0	41.1	606,910.8
1995	428,649.6	-12,548.3	105,981.3	55,428.7	1,723.1	66.9	42.6	579,343.8
1996	437,695.5	-13,144.1	111,325.0	55,441.4	3,135.9	394.3	50.2	594,898.2
1997	448,436.5	-13,739.8	113,169.7	56,217.1	3,852.1	426.0	51.7	608,413.2
1998	465,734.7	-14,335.6	115,873.4	57,453.8	4,075.9	432.4	53.1	629,287.8
1999	454,826.2	-14,931.4	117,490.1	57,285.7	5,075.5	498.6	55.0	620,299.7
2000	471,784.0	-15,527.2	118,978.6	58,142.0	5,686.2	543.3	56.9	639,663.8
2001	460,840.5	-16,123.0	117,860.1	59,667.6	4,913.8	330.7	59.8	627,549.5
2002	446,241.9	-17,091.0	120,219.9	60,722.4	5,824.6	250.4	69.8	616,237.9
2003	456,612.2	-18,058.9	123,372.1	61,358.3	5,935.5	160.5	78.0	629,457.6
2004	487,948.1	-19,026.9	123,970.0	63,329.3	6,404.8	128.4	84.2	662,837.9
2005	482,141.1	-19,994.9	132,606.8	63,589.2	8,351.1	128.4	91.4	666,913.0
2006	495,126.3	-19,617.7	142,139.6	64,694.9	12,496.9	128.4	90.9	695,059.3
2007	513,067.2	-19,240.6	147,614.3	66,448.7	14,077.7	128.4	111.9	722,207.7
2008	526,121.8	-18,863.4	158,330.2	68,332.0	15,189.5	128.4	110.1	749,348.6
2009	506,846.6	-18,486.3	165,454.4	68,602.9	14,905.4	128.4	108.1	737,559.6
2010	511,559.8	-18,109.2	166,716.4	69,140.1	18,692.3	128.4	124.4	748,252.2

GEI: gases de efecto invernadero, Gg: gigagramo , 1 Gg=10⁹ gramos, CO₂ eq: dióxido de carbono equivalente, CO₂: dióxido de carbono, CH₄: metano, N₂O: óxido nitroso, HFC: hidrofluorocarbonos, PFC: perfluorocarbonos y SF₆: hexafluoruro de azufre

I.3. Carbono

El carbono (C) es la unidad principal de la vida del planeta y su ciclo es fundamental para el desarrollo de todos los organismos (Bolin & Sukumar, 2000; Casanova-Lugo *et al.*, 2011). Este elemento se encuentra en un equilibrio dinámico en la Tierra (Figura 5), está en función de cuatro reservorios: el océano, la atmósfera, el sistema terrestre y el reservorio geológico (Eswaran *et al.*, 1993), cada uno interactúa e intercambia C con el otro (Sandoval *et al.*, 2003). Los océanos, son los que almacenan mayor cantidad con 38,000 Giga toneladas (Gt = mil millones de toneladas), seguido por el suelo (1,500 Gt), la atmósfera (750 Gt) y las plantas (560 Gt) (Bolin & Sukumar, 2000; Casanova-Lugo *et al.*, 2011).

El C es reciclado entre la atmósfera, el océano y la biosfera terrestre en forma de compuestos orgánicos e inorgánicos, mayoritariamente como CO₂ (Pardos, 2010), cualquier desequilibrio entre los flujos de entrada y salida se refleja en la concentración de CO₂ atmosférico (Casanova-Lugo *et al.*, 2011).

Fuentes, A. M. del S.

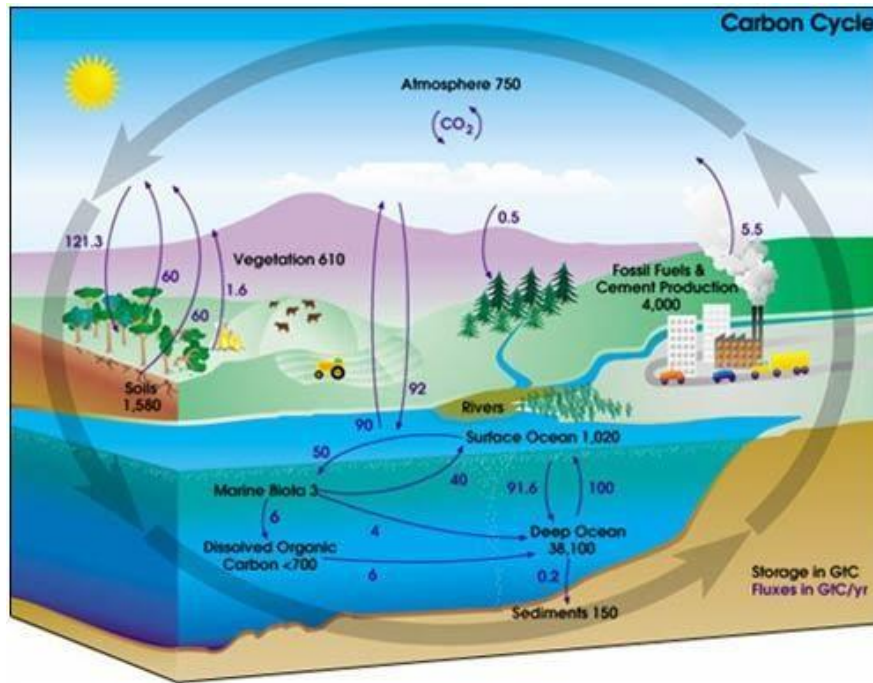


Figura 5. Ciclo del carbono. Cortesía de la Earth Science Enterprise de la Nasa.

I.3.1. El ciclo de Carbono Geológico

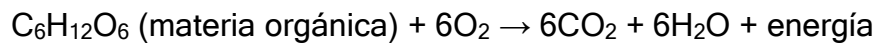
Desde la formación de la Tierra, las fuerzas geológicas han actuado paulatinamente sobre el ciclo global del C. En períodos de larga duración, el ácido carbónico se combina poco a poco con minerales en la superficie de la Tierra. Estas reacciones forman los carbonatos a través de un proceso llamado desgaste. Luego, a través de la erosión, los carbonatos desembocan en el océano donde terminan asentándose en el fondo; a medida que el C del fondo del mar sigue siendo empujado al fondo del suelo por las fuerzas tectónicas, se calienta, eventualmente se derrite y puede volver a la superficie donde se transforma en CO_2 , de esta manera retorna a la atmósfera. Este retorno a la atmósfera puede ocurrir violentamente a través de erupciones volcánicas o de manera más gradual, en filtraciones, respiraderos y CO_2 . El levantamiento tectónico también puede exponer caliza enterrada antiguamente. El desgaste, la subducción y la actividad volcánica controlan las concentraciones atmosféricas de CO_2 a través de períodos de tiempo de cientos de millones de años (Harrison, 2003).

Fuentes, A. M. del S.

I.3.2. El ciclo de Carbono Biológico

La vida multicelular en la Tierra depende de la producción de azúcares de la luz solar y del CO₂ (fotosíntesis) y del desgaste metabólico (respiración) de esos azúcares para producir la energía necesaria para el movimiento, crecimiento y reproducción (Figura 6). Las plantas toman el CO₂ de la atmósfera durante la fotosíntesis y lo sueltan a la naturaleza durante la respiración a través de las siguientes reacciones químicas.

Respiración:



Fotosíntesis:

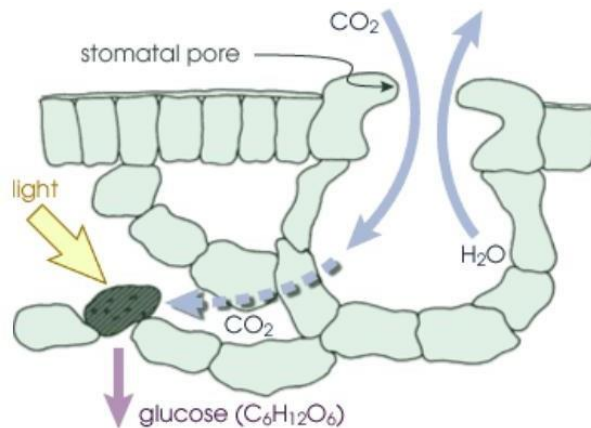
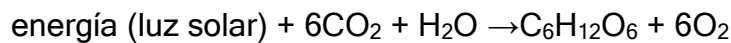


Figura 6. Proceso de la fotosíntesis. Fuente: Sellers *et al.*, 1992.

Las plantas y los animales usan los carbohidratos (azúcares y otros productos derivados de la fotosíntesis) a través de la respiración. En este proceso se suelta la energía contenida en los azúcares para uso del metabolismo y cambia el "combustible" en CO₂. Éste, a su vez, retorna a la atmósfera. Cada año, la cantidad de C tomada por la fotosíntesis y retornada a la atmósfera por la respiración es aproximadamente 1,000 veces mayor que la cantidad de C que se mueve a través del ciclo geológico en un año.

En la superficie de la Tierra, el mayor intercambio de C con la atmósfera resulta de la fotosíntesis y de la respiración. En los océanos, el fitoplancton (plantas marinas microscópicas que forman la base de la cadena alimenticia marina) usan C para producir conchas de CaCO_3 . Estas conchas se asientan en el fondo del océano cuando el fitoplancton muere y se entierra en los sedimentos. Cuando se entierran, las conchas de fitoplancton y otras criaturas pueden comprimirse a medida que pasa el tiempo y eventualmente se pueden transformar en caliza. Además, en ciertas condiciones geológicas, la materia orgánica del suelo (MOS) puede ser enterrada y con el paso del tiempo formar depósitos de C que contienen combustible de C y petróleo. La MOS que no contiene calcio, es la que se transforma en combustible fósil. Ambas formaciones, de caliza y de combustible fósil, son procesos biológicos controlados y representan hoyos de largo plazo para el CO_2 atmosférico (NASA, 2006. Earth observatory).

1.3.3. Carbono orgánico del suelo (COS)

El COS representa la mayor reserva en interacción con la atmósfera y se estima en cerca de 1,500 y 2,456 Gt a 1 y 2 m de profundidad, respectivamente. El C inorgánico representa cerca de 1,700 Gt, capturado en formas más estables tales como el carbonato de calcio (FAO, 2002).

Los principales componentes de almacenamiento de C en el uso del suelo son el COS y la biomasa aérea (Ibrahim *et al.*, 2007); donde el ciclo de vida y muerte de las plantas da como resultado la acumulación de tejido vegetal en descomposición superficial y subterránea (Figura 7) (Charles & Kent, 2002), lo que constituye el 80 % de almacenamiento de C terrestre (Bolin & Sukumar, 2000; Heredia *et al.*, 2006). El COS es una fuente de alimento para la mayor parte de la vida en el suelo, a su vez sustenta a plantas superiores que existen como parte de los sistemas ecológicos terrestres más complejos.

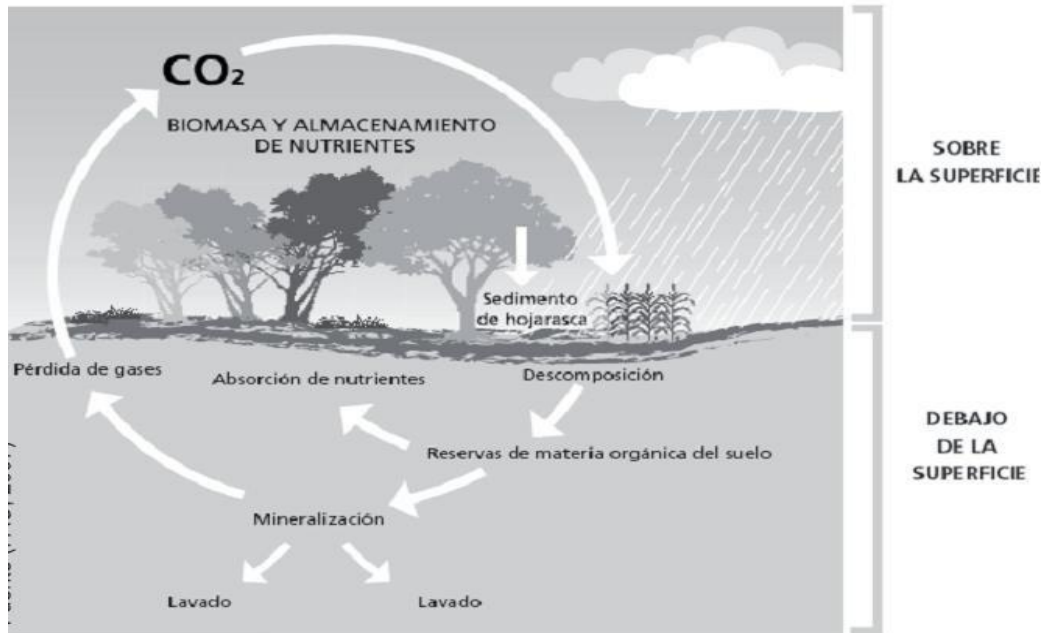


Figura 7. Almacenamiento de C en el suelo. Fuente: FAO, 2007.

En La Tabla 2 se muestra la distribución de C en la biomasa y el suelo entre los diferentes ecosistemas terrestres. Aproximadamente el 50 % del total de C contenido en los ecosistemas terrestres se encuentra en los suelos y la biomasa de los ecosistemas forestales, mientras que en las praderas y sistemas agrícolas se acumulan el 33 y el 17 % del C, respectivamente.

Tabla 2. Producciones y reservas de carbono de los ecosistemas terrestres

Ecosistemas	Superficie X10 ⁶ km ²	Biomasa (ecosistema) Mg C ha ⁻¹	Biomasa (mundial) Pg C	Producción (ecosistema) Mg C ha ⁻¹ a ⁻¹	Producción (mundial) Pg C a ⁻¹	C en el suelo (ecosistema) Mg C ha ⁻¹	C/N media	C en el suelo (mundial) Pg C	C total (mundial) Pg C
Bosque tropical	17-25	120-190	215-230	7-19	14-22	13	10	214-250	428-553
Bosque templado	10-13	57-140	59-139	4	6.5-8.1	90	14	100-153	159-292
Bosque boreal	12-14	42 a 90	57-88	2.5	2.6-3.2	150	14	338-471	395-559
Sabana	15-25	18-29	66-79	3.5-8	14.9-17.7	54	16	120-264	326-330
Pradera templada	9-15	7-14	9-23	6-7	5.3-7.0	230	11	170-295	200-304
Agrosistemas	14-15	43	3-4	3	4.0-5.0	s.d.	10	128-180	131-169
Semiárido, matorral	42-46	2-4	8-10	1	1.4-3.5	s.d.	10	20 a 19	159-199
Tundra y humedales	10-12	2-3	17-21	0.5-30	0.5-4.3	220	20	117-225	357-367
TOTAL	150	s.d.	466	s.d.	60-63	s.d.	s.d.	1500-2000	2200-2500

C: carbono, a: año, Mg: megagramos, Pg: petagramos, s.d.: sin determinar

Fuente: Adaptado de Whittaker & Likens, (1975), Likens *et al.*, (1984), Paul & Clark (1989), Schlesinger (2005) y Gallardo (2007).

El incremento de COS depende de la cantidad y calidad de los residuos, pero también de factores definidos, limitantes o reductores en el suelo. Los factores definidos se refieren al origen del material parental, las características

Fuentes, A. M. del S.

geomorfológicas (pendiente y orientación) y a la composición mineral del suelo. Estas características están asociadas con la textura, profundidad, densidad aparente, fragmentos de roca, drenaje y grado de erodabilidad (Fisher, 2000; Robert, 2001; Lal, 2005b;). Los factores limitantes son la producción primaria neta, la composición del bosque y el clima (temperatura y humedad); mientras que los factores reductores incluyen la erosión, deforestación y uso del suelo, los cuales pueden disminuir la acumulación de C en el suelo (Fisher, 2000; Pérez-Ramírez, 2013)

I.4. Cambio de uso de suelo

El uso de suelo ocurre cuando éste se manipula físicamente (Richters, 1995); el uso tiene gran influencia en el proceso de infiltración, distribución del agua en el suelo y evaporación afectada por la cobertura vegetal (De *et al.*, 2003).

En México, como en muchos países tropicales, hay importantes procesos de cambio de la cobertura vegetal del suelo, especialmente deforestación para el establecimiento de zonas agrícolas y urbanización (Mas *et al.*, 2009). La deforestación (degradación forestal) se asocia a impactos ambientales en todas las escalas (Pineda *et al.*, 2009); localmente inducen la pérdida y degradación de suelos, cambios en el microclima y pérdida en la diversidad de especies; regionalmente afectan el funcionamiento de cuencas hidrográficas y de asentamientos humanos; a nivel global, coadyuvan a las emisiones de GEI que dan por resultado el problema del cambio climático global (Bocco *et al.*, 2001).

Los cambios de uso del suelo ya sean legales o ilegales son cada día más frecuentes (Pineda *et al.*, 2009). Cerca de 15 millones de hectáreas de suelos con vocación forestal en el mundo son convertidos a otro uso cada año (FAO, 2006). En nuestro país entre el periodo de 1993 a 2000 se incrementó en 2.57 millones de hectáreas la superficie cultivada; registrándose cambios en el uso de suelo de 19, 28 y 119 %, en sustitución por áreas urbanas, ganaderas y agricultura, respectivamente (SEMARNAT, 2002; Lang *et al.*, 2007).

Los principales ecosistemas afectados por la agricultura son aquellos que reúnen condiciones topográficas y climáticas ideales para la siembra de diferentes cultivos. En el país, los ambientes más afectados por esta actividad son los bosques templados y la selva baja caducifolia (Challenger, 1998; Cervantes *et al.*, 2001), siendo el cultivo más generalizado el maíz (Challenger, 1998; Valencia-Díaz & Carrasco-Carballido, 2006).

Los suelos desarrollados bajo una vegetación madura presentan alta calidad ambiental, funcionan como sistemas en equilibrio, activos y estables, los cuales pueden brindar servicios ambientales (Doran & Parkin, 1996, Fisher & Binkley, 2000). Por el contrario, los suelos de uso agrícola en comparación con los suelos similares bajo vegetación natural, presentan generalmente algún proceso de degradación y se caracterizan por tener menores contenidos de: MOS, nitrógeno total, bases intercambiables y CIC (Geissert *et al.*, 2000, Kosmas *et al.*, 2000). El C se pierde del suelo a través de la oxidación y erosión, cuyas tasas son mayores que la fijación y estabilización (Campbell & Souster, 1982); la oxidación se debe al incremento de la aireación y al mayor contacto con los residuos (Sandoval *et al.*, 2003). Cambia la estabilidad de la estructura y se produce una remoción de suelo como resultado de la erosión provocada por la labranza, la escorrentía superficial y la deflación eólica (Schumacher *et al.*, 1999, Meza & Geissert 2003, 2006). Razón por la que, los suelos agrícolas ofrecen un servicio ambiental de bajacalidad y requieren de esfuerzos técnicos y económicos para conservar o restaurar sus funciones ambientales (Geissert & Ibáñez, 2008).

En la actualidad, los estudios sobre el cambio en la cobertura y uso de suelo permiten entender las causas y consecuencias de las tendencias de los procesos de deforestación, degradación, desertificación y pérdida de la biodiversidad de una región determinada (Van Lynden & Oldeman, 1997; Lambin *et al.*, 2001; Velázquez *et al.*, 2002; Ramos-Reyes *et al.*, 2004), en general, pérdida del capital natural y cultural (Mas *et al.*, 2009).

I.5. Importancia de los bosques

Los bosques cubren el 29 % de los suelos y contienen el 60 % del C de la vegetación terrestre. El C almacenado en los suelos forestales representa el 36 % del total del C del suelo a un metro de profundidad (1,500 Pg) (FAO, 2002). La proporción de C acumulado en suelo y vegetación varía entre ecosistemas y tipos de bosques. En latitudes elevadas, con clima frío, la MOS se descompone lentamente; así, en los bosques boreales el C acumulado en el suelo llega al 80 - 90 % del total, mientras que en el trópico, las altas temperaturas aceleran su descomposición y el C se reparte a partes iguales entre suelo y vegetación (Pardos, 2010). Por lo general, en los bosques naturales el C del suelo está en equilibrio, pero tan pronto como ocurre la deforestación o la reforestación, ese equilibrio es afectado. Se estima que cada año son deforestadas entre 15 y 17 millones de hectáreas, sobre todo en los trópicos (FAO, 1993, 2002) y que muy a menudo parte del CO se pierde dando lugar a una considerable emisión de CO₂. Por lo tanto, donde la deforestación no puede ser detenida, es necesario un manejo correcto para minimizar las pérdidas de C. La reforestación, sobre todo en los suelos degradados con bajo contenido de MOS, será una forma importante de secuestro de C a largo plazo, tanto en la biomasa como en el suelo (FAO, 2002).

I.6. Suelo

La definición de suelo da lugar a una gran diversidad de definiciones parciales, difíciles de generalizar y que solo reflejan una parte del total. Desde el punto de vista del edafólogo y atendiendo a las últimas concepciones, se puede definir al suelo como un sistema complejo órgano-mineral, no renovable a corto plazo, situado entre la atmósfera y la litosfera, capaz de permitir la vida y la existencia de todos los ecosistemas terrestres y de las actividades asociadas, como todo recurso natural, se despliega en el espacio y evoluciona con el tiempo (Ibáñez, 2007).

La edafosfera, se trata de un sistema abierto, complejo, polifásico y polifuncional; a través de ésta se producen y regulan los flujos de materia y energía con aquellas

esferas del sistema planetario con las que interactúa, es decir, afecta y es afectada por la litosfera, hidrosfera, biosfera y otros. Estas propiedades de la edafosfera provienen de su estructura: ligera, porosa, permeable a los gases atmosféricos y al agua, así como por constituir la habitación de las biocenosis (comunidades bióticas) terrestres e incluso acuáticas (Zapata, 2006). Ya sea mediante su evolución natural o como resultado de las actividades humanas, la edafosfera puede dilatarse, contraerse, aumentar o disminuir de volumen, mutar cuantitativa y/o cualitativamente sus propiedades, deteriorarse o contaminarse. Por tanto, a la edafosfera se le puede considerar como un sistema disperso constituido de tres fases: sólida, líquida y gaseosa (Ibáñez, 2007)

1.6.1. Fase sólida

La fase sólida constituye el esqueleto estructural del suelo (Figura 8), se le asigna un valor de 50 % del volumen, repartido en 45 % de componente mineral y 5 % de componente orgánico; el volumen restante se reparte en cantidades iguales entre las fases líquida y gaseosa (Jaramillo, 2002).

Para tener una adecuada fertilidad física en el suelo, no sólo se requiere estar cerca de la composición ideal mencionada, sino que, además, los diferentes componentes deben estar distribuidos equilibradamente en el espacio.

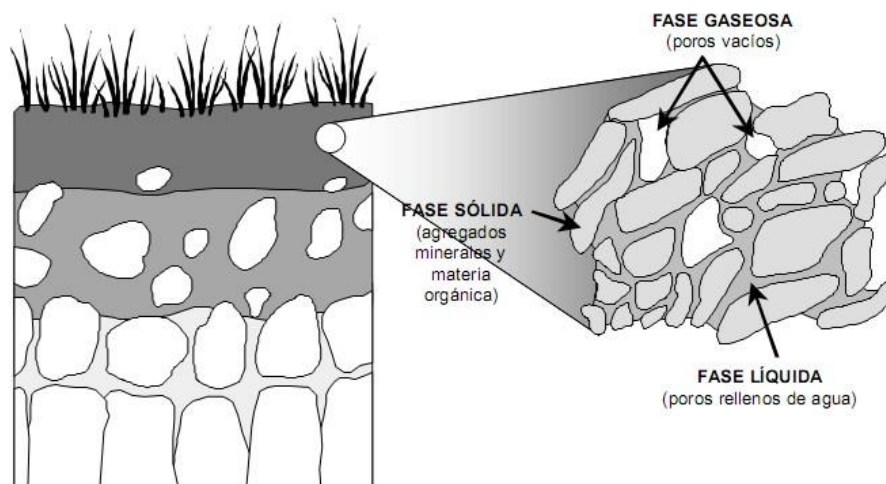


Figura 8. Esquema de las fases del suelo. Fuentes: Jordán, 2005.

I.6.1.1. Fracción mineral

La fracción mineral comprende diversos minerales y la composición varía de un suelo a otro, por lo que resulta imposible establecer una composición general, válida para todos los suelos. No obstante, se puede decir que en los suelos existen, en general, los siguientes minerales, clasificados en base a su composición química (Tabla 3).

Tabla 3. Clasificación química de los minerales

Silicatos	Tectosilicatos: Feldespatos (ortoclasas, plagioclasas)
	Silicatos laminares. Micas - Arcillas
	Inosilicatos: Piroxenos - Anfíboles
	Sorosilicatos: epidoto
	Nesosilicatos: olivino, circón
Óxidos	Sílice
	Óxidos e hidróxidos de hierro
	Óxidos e hidróxidos de aluminio
Carbonatos	De sodio
	Calcita (de calcio)
	Dolomita (de calcio y magnesio)
Fosfatos	Apatitas (de calcio)
	Fosfatos de Fe y Al (vivianita, strengita)
Cloruros	De sodio
	De potasio
	De calcio
Sulfuros	Pirita (de Fe)
Sulfatos	Yeso (de calcio)
	De sodio
Nitratos	De calcio
	De sodio

Fuente: Molina *et al.*, 2009.

I.6.1.2. Fracción orgánica

El porcentaje de esta fracción es variable, en un suelo del desierto puede tener una proporción del 1 %, mientras que en la turba la proporción llega al 100 %. Una cifra media, común en bastantes suelos es un 5 % (Ibáñez *et al.*, 2004). Los

Fuentes, A. M. del S.

materiales orgánicos localizados en el suelo (Figura 9) se agrupan de acuerdo a su grado de transformación (Jaramillo, 2002), fundamentalmente en dos grupos.

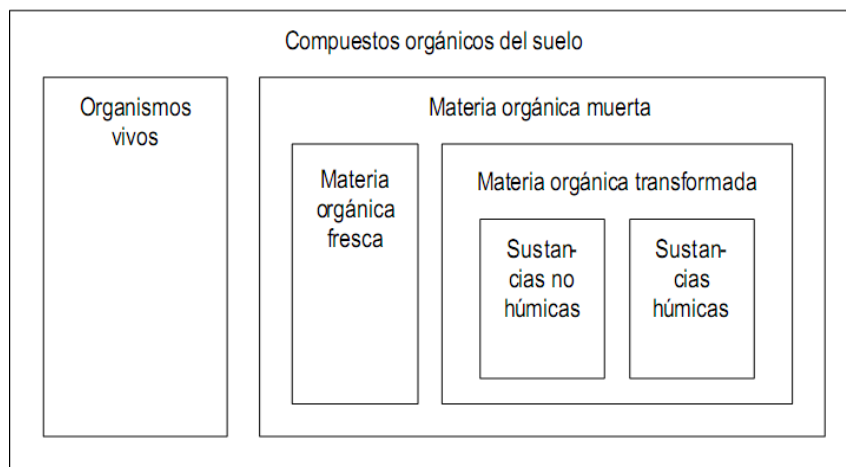


Figura 9. Composición de la MOS. Fuente: Jordán, 2006.

El primero está formado por restos orgánicos, incluye aquellos materiales identificables, como la parte total o parcialmente alterada de la biomasa (plantas, animales y microorganismos); representa los grupos de descomposición o los productos de la actividad vital (metabolismo y resíntesis) de la población viva. Lo característico de estos compuestos es que son identificables por la química orgánica (proteínas y aminoácidos, hidratos de carbono simples y compuestos, resinas, ligninas y otros). Las sustancias de este grupo se consideran como fuentes de nutrimentos para las plantas y los organismos del suelo, cuando se descomponen por medio de un proceso conocido como mineralización. Igualmente, se les atribuyen actividades estimulantes e inhibitoras de crecimiento de las plantas. La producción de CO₂ del suelo en la respiración, está asociada a su utilización como sustrato por los organismos del suelo (Stevenson, 1982; Kononova, 1966).

Al segundo grupo se le llama sustancias húmicas, su formación es realizada por procesos de complicadas transformaciones de los restos vegetales y animales del primer grupo. El término es aplicado a compuestos que se forman en el suelo, por procesos no mediados por la vida (Kumada, 1987). Estos procesos son

colectivamente llamados humificación y producen una mezcla de sustancias que tienen una alta resistencia al posterior ataque microbiano y son completamente diferentes, en composición química a cualquier sustancia vegetal o animal dedonde provienen (Zapata, 2006). Este componente de color negro oscuro, de la fase sólido del suelo juega un papel significativo en: i) la formación y estabilización de los agregados; ii) aumenta la capacidad de intercambio catiónico; iii) el control de la acidez; iv) el reciclaje de elementos nutritivos; v) la desintoxicación de compuestos peligrosos que llegan al suelo; y vi) la fertilidad de éste (FAO, 2005; Zapata, 2006).

I.6.2. Fase líquida

Esta fase la componen el agua y los solutos que están disueltos en ella, es decir, la fase líquida es, en realidad, una solución (Jaramillo, 2002) diluida de sales de los iones: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} y NO_3^- . Además de estos iones, cuyas cantidades en la solución realmente son significativas, existen otros en muy pequeñas cantidades, tanto orgánicos como inorgánicos y también formas no iónicas en solución, que se encuentran en equilibrio con su correspondiente fase sólida (Molina *et al.*, 2009).

Sobre el agua del suelo actúan una serie de fuerzas, de magnitud y dirección variadas, que definen el estado energético del agua del suelo en un determinado punto de él (Jaramillo, 2002). Las formas de agua presentes en el suelo son: i) Agua de escorrentía, superficial; ii) Agua de gravitación, se infiltra por la gravedad y circula por los macroporos, puede ser de flujo rápido o lento; y iii) Agua retenida por el suelo durante la infiltración de las lluvias, ésta agua puede ser capilar (absorbible por las raíces) o agua ligada (no es absorbible por las raíces; Llorente, 2002).

La cantidad de agua que posea el suelo está determinada, fundamentalmente, por su textura, su contenido de MOS, la composición de la fase sólida (fracción mineral y orgánica), el arreglo que presente el medio físico edáfico, por el aporte

natural (de precipitación o subterránea) o artificial (riego), así como por el consumo causado por la evapotranspiración (Jaramillo, 2002).

1.6.3. Fase gaseosa

También llamada atmósfera del suelo ocupa los poros no saturados por el agua. (Ibáñez, 2007). Desde el punto de vista cuantitativo, la principal diferencia entre el aire del suelo y el de la atmósfera (Tabla 4), es el contenido de CO₂. El porcentaje de CO₂ de la atmósfera es alrededor de 0.03 %; los contenidos extraídos de las capas superficiales de suelos bien aireados fluctúan entre 0.2 y 15 % aunque se han encontrado valores aún mayores bajo ciertas circunstancias. El contenido de O₂ de la atmósfera es 21 %, en tanto que en el suelo los porcentajes son menores, a menos que por alguna circunstancia el suelo haya sido enriquecido con CO₂, por encima de los valores usuales de 0.2 a 3 %.

Tabla 4. Composición de la atmósfera y la fase gaseosa del suelo

Componente	Atmósfera	Fase gaseosa %
O ₂	21	10-20
N ₂	78	78-80
CO ₂	0.03	0.2-3
H ₂ O	Variable	En saturación

Fuente: Jordán, 2005.

Bajo condiciones aeróbicas el volumen de CO₂ producido en el suelo es aproximadamente igual al volumen de O₂ consumido, por lo que la suma del porcentaje de CO₂ y O₂ es aproximadamente el mismo en el aire del suelo que en la atmósfera. Sin embargo, si el suelo está inundado no contiene aire en el sentido usual de la palabra. En su lugar los gases de la atmósfera se disuelven en el agua de las capas superficiales y son arrastrados en profundidad. El O₂ disuelto se consume en los primeros centímetros del suelo y se producen gases tales como

Fuentes, A. M. del S.

CO, NO₂, CH₄, CO₂ y H₂ que salen a la superficie en forma de burbujas. El grado en que difieren el aire del suelo y el atmosférico está determinado por la velocidad con que se consume el O₂ y se producen otros gases, y por la velocidad del intercambio gaseoso entre el suelo y la atmósfera (Rucks *et al.*, 2004).

En los períodos de mayor actividad biológica (primavera y otoño), la actividad respiratoria de los seres vivos incrementa la proporción de CO₂ y disminuye la proporción de O₂ (Jordán, 2005). El oxígeno condiciona la respiración de las raíces y de los organismos del suelo e interviene en las reacciones de oxidación características de la edafogénesis (Llorente, 2002).

I.7. Factores formadores

Jenny (1941) definió los cinco factores que intervienen en la formación del suelo, mediante el modelo (Ecuación 1), sencillo sólo en su presentación; compara a ellos con las variables de estado de la termodinámica, indica que los factores caracterizan los estados del sistema, suelo; esta propuesta sigue vigente en la actualidad.

$$S = f(C, MP, O, R \text{ y } t)$$

Ecuación 1

Donde:

S: Desarrollo del suelo.

C: clima.

MP: material parental.

O: organismos.

R: relieve.

t: tiempo.

Los factores anteriores son los que siguen vigentes en la Ciencia del Suelo y numerosos autores los consideran, por citar algunos: Jaramillo (2002), Zapata (2006), Ibáñez (2007) y FAO (2009).

Fuentes, A. M. del S.

La formación, evolución y dinámica del suelo está regida por leyes naturales asociadas a él (intercambio de energía, reacciones químicas y bioquímicas, intercambio iónico, flujos gravitacionales, retención capilar y otros) (Malagón, 2003).

I.7.1. Clima

El factor clima incluye el clima local (microclima) y el clima global (macroclima), las características más importantes que son tomadas de este son la humedad (H°) y la temperatura (T°). La H° del suelo depende de varios factores, entre ellos están: la forma e intensidad de la precipitación, la estacionalidad, la tasa de evapotranspiración, el relieve, la profundidad del perfil, la textura del suelo y la permeabilidad del material parental. Cuando la H° del suelo es alta existe una mayor tendencia de movimiento descendente de agua, lo cual conlleva un mayor lavado de materiales solubles y la translocación de partículas desde un sitio a otro dentro del perfil del suelo. En climas áridos la tendencia es contraria y se produce un ascenso de sales solubles debido a la alta evapotranspiración (Zapata, 2006).

La T° varía con la altitud, latitud, grado de absorción y reflexión de la radiación solar. La radiación solar (difusa y directa) se incrementa con la elevación, diferentes según la época del año, influenciada por la cantidad de nubes u otros fenómenos atmosféricos (contaminación y otros); el color del suelo, el grado de cobertura vegetal y el aspecto del relieve influyen en la absorción de radiación por el suelo.

La T° afecta la tasa de meteorización química y los procesos biológicos de crecimiento de poblaciones de organismos y la descomposición de la MOS (Zapata, 2006).

I.7.2. Material parental

El material parental del suelo está compuesto por aquellos materiales que le dan origen, ya sean saprolitos (productos de alteración de la roca) o sedimentos no consolidados, de cualquier procedencia y composición (Jaramillo, 2002). Los principales componentes inorgánicos de este material son los minerales; un

mineral es un sólido natural inorgánico que presenta una estructura interna ordenada y una composición química definida (Tarbuck & Lutgens, 1999).

Los minerales originales de las rocas se conocen como minerales primarios, cuando son expuestos a las condiciones ambientales superficiales, son sometidos a diferentes procesos de alteración (meteorización) como consecuencia del cambio de condiciones con respecto a aquellas bajo las cuales se formaron. Se produce un fraccionamiento y una disgregación de estos minerales, así como la transformación de algunos de ellos en minerales secundarios; se origina entonces un material terroso, suelto que conserva muchos rasgos del material original: saprolito. Estos productos de la alteración de los materiales originales quedan expuestos a los procesos de formación del suelo (pedogénesis), los cuales, actuando a través del tiempo con diferentes características e intensidades, llegan a confeccionar la gran variedad de suelos que se encuentran en la naturaleza (Jaramillo, 2002).

Todos los minerales que se observan en las rocas tienen determinada T° de formación (la transición de fase líquida a sólida), va desde la T° ambiente (como los minerales formados en las rocas sedimentarias) hasta altas T° (como las de una lava o magma al enfriarse). De tal manera que la presencia de cada mineral es indicativo de las condiciones de formación de la roca. En las rocas ígneas este orden de formación de minerales de acuerdo a su T° se conoce como serie de Bowen (Figura 10). En las rocas metamórficas los minerales se usan como índice para determinar la T° y presión a la que se formaron (Caballero, 2006).

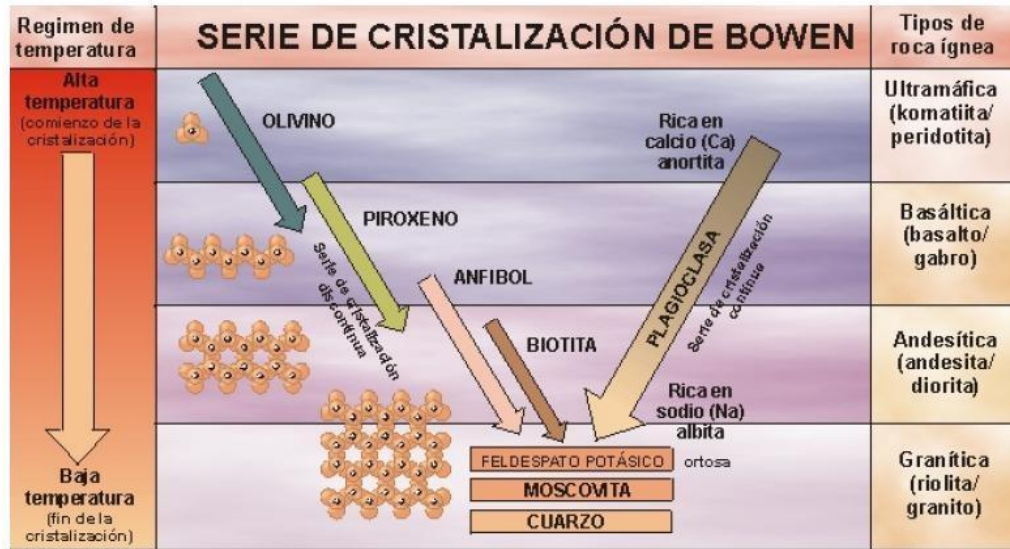


Figura 10. Serie de reacción de Bowen. Fuente: Caballero, 2006.

Este proceso transcurre en dos líneas independientes, una continua y otra discontinua que se desarrollan a la vez; en la parte final, cristalizan los feldespatos alcalinos, la moscovita y el cuarzo. Las reacciones continuas se inicial con el feldespato cálcico (anortita) y terminan con el sódico (albita), mientras las discontinuas empiezan con los olivinos, continúan con los piroxenos, luego con los anfíboles y finalmente con la biotita. Enseña Bowen que los primeros minerales formados son los primeros que se meteorizan y los últimos en cristalizar (micas, ortoclasa y cuarzo) son los más resistentes al intemperismo (Duque-Escobar,2003). Las rocas que contengan abundantes minerales inestables evolucionarán fácil y rápidamente para formar suelos, mientras que aquellas otras, como las arenas maduras, que sólo contienen minerales muy estables, como el cuarzo, apenas si llegan a edafizarse aunque estén expuestas durante largo tiempo a la meteorización (Jordán, 2005).

1.7.3. Organismos

El suelo y los organismos vivos forman un mismo ecosistema, estos componentes son la biota (la compone la fauna y la flora) y el hombre. La gran mayoría de los

organismos del suelo vive en las capas superficiales del litter (residuos vegetales frescos), donde las condiciones de humedad, temperatura, ventilación, luminosidad y el espacio disponible, satisfacen sus necesidades (Zapata, 2006).

Los microorganismos intervienen en varios procesos y reacciones que se dan en el suelo, relacionados con su génesis; i) aportan MOS; ii) forman y estabilizan la estructura; iii) intervienen en los procesos de transformación de la MOS; iv) producen transformaciones de elementos o de compuestos; v) ejercen control sobre otras poblaciones de microorganismos; y vi) algunos tienen la capacidad de alterar minerales (como biotita, moscovita e illita) (Jaramillo, 2002).

La vegetación está conformada por los organismos que mayor influencia tienen sobre el desarrollo del suelo, éstos controlan el aporte de la MOS, tanto en lo relacionado con la cantidad, calidad o tipo de materiales adicionados (Jaramillo, 2002; Zapata, 2006).

Un organismo que tiene enorme ingerencia en el suelo es el hombre, puesto que utiliza este recurso de varias formas y para diversos fines (Jaramillo, 2002), impacta la génesis del suelo a través de la acción que hace sobre la vegetación, como son las prácticas agrícolas, el desarrollo de industrias y centros urbanos, entre otras. El uso que hace de la maquinaria pesada influye en las propiedades físicas del suelo causando algunas veces, grandes problemas de erosión. Igualmente, el hombre, es capaz de hacer grandes movimientos de suelo, modificando el paisaje y el tipo de suelo desarrollado (Zapata, 2006).

1.7.4. Relieve

El relieve puede considerarse, de una manera simple, como el conjunto de formas que se presentan en la superficie de la tierra. Su estudio compete a la geomorfología e implica establecer las relaciones que se den entre las formas de la superficie terrestre (geoformas), los materiales asociados a dichas formas y el efecto que tienen sobre ellas y los procesos que les han dado origen y que las han remodelado a través del tiempo. En la clasificación de los tipos de relieve se presentan diversas escalas espaciales: megarrelieve, macrorrelieve, mesorrelieve,

microrrelieve y nanorrelieve. Considerando una escala espacial menor, relacionada con la variabilidad y evolución de los suelos, las geoformas reflejan el efecto de los procesos generados (meteorización, remoción, transporte y depositación) a través de los agentes modeladores del relieve (agua corriente y de lluvia, gravedad, viento, hielo, oleaje y algunos organismos). Donde los procesos de remoción, con o sin meteorización, son dominantes, se generan relieves erosionales y donde predomina la depositación, se forman relieves de acumulación (Jaramillo, 2002; Zapata, 2006). Arias (2001) define una vertiente como aquella porción de territorio limitada por una divisoria de aguas en su parte superior y por un canal o llanura aluvial en su parte inferior. A lo largo de una vertiente se pueden diferenciar sectores que son sometidos a procesos diferentes de desarrollo del suelo; los relieves de acumulación se desarrollan, principalmente, en las zonas bajas del terreno, mientras que en las altas se generan relieves erosionales; aunque este comportamiento puede tener cantidad de variaciones locales y puntuales, debidas a controles ejercidos por el grado, forma, longitud e irregularidad de la vertiente estudiada, así como por parte del tipo de los materiales subsuperficiales que la componen.

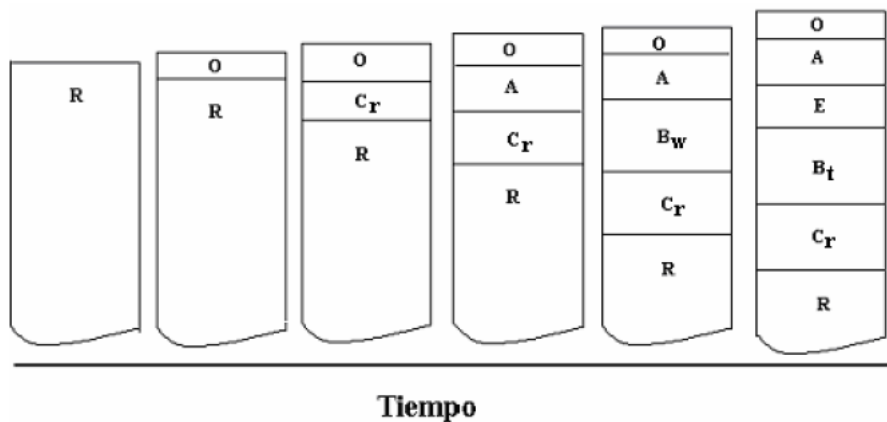
I.7.5. Tiempo

La edad del suelo se limita al tiempo durante el cual han actuado los procesos pedogenéticos en él; se debe tener claro que hay otras edades que se relacionan con ella como son: i) la edad de las rocas que corresponde a la edad del período en el cual ellas se formaron; ii) la edad del material parental; y iii) la edad del relieve. Pedológicamente, edad y grado de evolución no tienen el mismo significado: no necesariamente aquel suelo que tiene más edad, tiene más desarrollo, o no necesariamente los suelos derivados de dos materiales parentales que tengan la misma edad, deben tener el mismo grado de evolución pedogenética. En muchas ocasiones no se conoce la edad exacta del suelo que se estudia, pero puede establecerse una secuencia temporal de suelos con apoyo

de la geomorfología. Ésta ayuda a la realización de interpretaciones acerca del efecto que ha tenido el tiempo sobre su desarrollo y sus propiedades (Jaramillo, 2002).

La velocidad de formación de un suelo es extraordinariamente lenta para la escala humana y muy rápida en la escala geológica, depende del tipo de factores formadores de cada suelo; los suelos se desarrollarán más fácilmente sobre materiales parentales sueltos e inestables que sobre rocas duras y constituidas por minerales estables. También es lógico esperar una más rápida formación en los climas húmedos y cálidos que en climas secos y fríos. Por ello la velocidad de formación del suelo (Figura 11) es muy variable.

Es de resaltar como la velocidad de formación del suelo decrece drásticamente con la edad, en un principio el material edáfico evoluciona hacia la formación de un horizonte A (de alteración de MOS) y una vez formado éste, el suelo se desarrolla originando horizontes B (de alteración mineral) es más lento el desarrollo (Zapata, 2006).



Bw: desarrollo color, estructura; Cr: saprofito; Bt: iluviación de arcillas.

Figura 11. Génesis de los horizontes del suelo en función del tiempo. Fuente: Zapata, 2006.

1.8. Procesos pedogenéticos

Durante el desarrollo del suelo se realizan una serie de procesos que le imprimen las características y propiedades que lo caracterizan, estos procesos se llaman

Fuentes, A. M. del S.

pedogenéticos; el tipo de procesos, así como la intensidad con la cual ellos actúan, es controlado por los factores de formación (Jaramillo, 2002).

La formación del suelo según Simonson (1959) comprende la acción combinada de efectos de adiciones, transformaciones, transferencias (ascendentes, descendentes y oblicuas) y pérdidas (Figura 12) (Zapata, 2006).

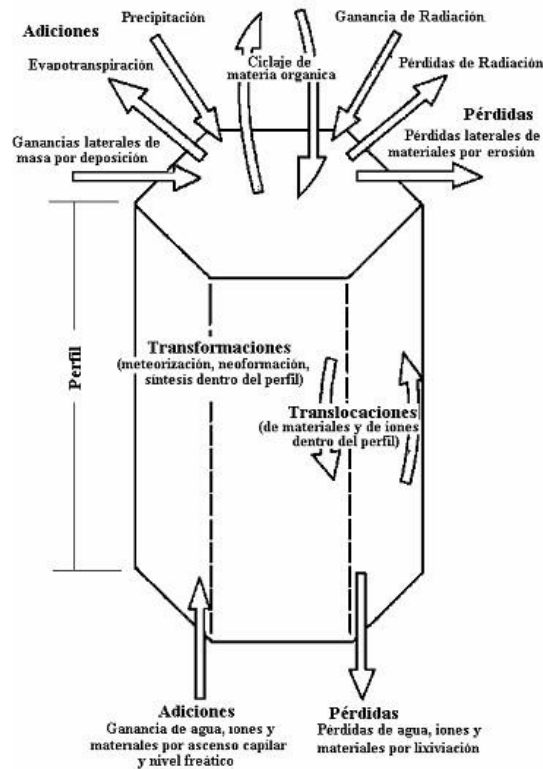


Figura 12. Procesos de formación del suelo. Fuente: Zapata, 2006.

Los procesos específicos de adiciones son: i) littering: es la acumulación de materiales orgánicos en la superficie del suelo, principalmente vegetales; este proceso es el responsable de la formación de las capas de hojarasca que con frecuencia se observan en los suelos que se están desarrollando bajo la cobertura de los bosques, las cuales se identifican como horizontes O; y ii) cumulización: conocida también como acreción, es la adición de partículas minerales a la superficie del suelo, sin importar el agente que las haya transportado. Son frecuentes los aportes de materiales aluviales, producto de los desbordamientos

de los ríos, así como los de piroclastos provenientes de la actividad volcánica; la coluviación también es un proceso geomorfológico que aporta grandes cantidades de materiales a la acumulación en los suelos aledaños a las áreas más pendientes y desprotegidas de los paisajes (Jaramillo, 2002).

Los procesos específicos de transformaciones son: i) humificación: se refiere a la transformación de los materiales orgánicos frescos en humus, promueve la formación de horizontes A en el suelo; ii) mineralización: se refiere a la transformación de ciertos elementos de compuestos orgánicos a compuestos inorgánicos; este proceso depende, en gran parte, de los microorganismos del suelo y, contrario al anterior, genera pérdidas netas de MOS; iii) gleización: hace referencia a la formación de compuestos ferrosos, debido a la presencia de condiciones reductoras en el medio. Este proceso genera colores grises y/o moteados en el suelo y pone de manifiesto la presencia de condiciones de mal drenaje o de niveles freáticos fluctuantes en el suelo; iv) rubefacción: se refiere a la deshidratación progresiva de sesquióxidos de hierro; es el responsable del enrojecimiento del suelo; cuando los óxidos de hierro que se forman se unen con MOS, el color del suelo es pardo y el proceso se llama marronización; en los últimos estados de oxidación del hierro, el color del suelo es rojo y el proceso se define como ferruginación. El proceso de rubefacción es frecuente en los horizontes B; iv) endurecimiento: es la disminución de la cantidad de poros del suelo, por efecto de la compactación, del colapso de la estructura, de la cementación o del rellenado de algunos poros con partículas finas u otros materiales sólidos; v) esponjamiento: se refiere al incremento en el espacio vacío del suelo, por efecto de: la actividad de la flora y fauna (plantas, animales y hombre), de la alternancia de congelamiento y descongelamiento o de otros procesos físicos y por la remoción de materiales por lixiviación.

En el caso de los procesos específicos de translocación se encuentran: i) eluviación: es la fase inicial de movilización de materiales que constituyen la capa superficial del suelo. Este proceso genera un horizonte E que, cuando está muy avanzada la salida de materiales coloidales de él, se decolora, dando lugar a un horizonte diagnóstico albico; ii) iluviación: es la fase de inmovilización o

Fuentes, A. M. del S.

acumulación de sustancias procedentes de las capas superiores del suelo en las zonas más profundas (Jordán, 2005). Este proceso genera horizontes B; si la acumulación es de arcilla, se generan horizontes argílico, nátrico o kándico; si lo que se está acumulando es MOS, con o sin Fe, se pueden formar horizontes espódico, plácico, sómbrico o ágrico; iii) desalinización, salinización: son procesos de salida y acumulación, respectivamente, de sales solubles en una porción del suelo. En la parte donde se están acumulando las sales, se puede generar un horizonte sálico; iv) decalcificación, calcificación: se refieren a la salida y acumulación, respectivamente, de carbonato de calcio en una porción del suelo. En la porción donde se acumula el carbonato, se puede llegar a formar un horizonte cálcico y, si además, dicho horizonte se cementa, se convierte en un horizonte petrocálcico; v) desalcalinización, alcalinización: se refieren a la salida y acumulación, respectivamente, de iones Na^+ de los sitios de intercambio en alguna porción del suelo. Si la acumulación de Na^+ se está produciendo en un horizonte argílico, se puede alcanzar a formar un horizonte nátrico; vi) argiluvación: es la migración mecánica de pequeñas partículas de arcilla, dentro del suelo. Este proceso puede participar en la formación de horizontes como argílico o nátrico y tiene mucha importancia en suelos con arcillas expansivas ya que, el agrietamiento que se produce en ellos, genera vías expeditas para el movimiento de sólidos en seco; vii) edafoturbación: es la mezcla que se hace de los materiales de alguna parte del suelo, dependiendo del agente causal de la mezcla se establecen varios nombres, los más frecuentes son: argiloturbación es la mezcla producida por la acción de las arcillas; bioturbación es producida por la fauna del suelo; crioturbación, por el congelamiento y descongelamiento del agua presente; antropoturbación: se refiere a la mezcla de materiales que realiza el hombre; viii) melanización: es la acumulación de materiales orgánicos de color oscuro, en alguna porción del suelo, generalmente recubriendo sus partículas o sus agregados minerales y oscureciendo el horizonte en que se produce; en algunas ocasiones es un proceso de iluviación de humus. Es un proceso de estabilización de la MOS, en complejos órgano-minerales, que puede llevar a la formación de epipedones melánicos; ix) leucinización: es la remoción de materiales orgánicos

Fuentes, A. M. del S.

de color oscuro, de alguna porción del suelo, imponiéndole un color claro a la misma; en algunas ocasiones puede ser un proceso de translocación de materiales orgánicos oscuros dentro del suelo o una pérdida definitiva de ellos del suelo. También puede presentarse por la transformación de materiales orgánicos oscuros a otros de colores claros; x) desilicación: es la remoción de sílice de alguna porción del suelo; es un proceso común en suelos de ambientes húmedos y con altas temperaturas. Favorece la acumulación de sesquióxidos de Fe (ferritización) o de Al (alutización) o de ambos (ferralización); xi) silicificación: es la adición de Si a las estructuras de las arcillas, en alguna porción del suelo, transformándolas en nuevas especies. En el caso de que el Si cemente el horizonte en el que se está acumulando se produce un duripán.

Por último, los procesos específicos de pérdidas son: i) erosión: es el retiro de materiales sólidos del suelo por cualquier agente y mecanismo; y ii) lixiviación: se refiere a la eliminación de materiales del suelo en solución. Este proceso es el responsable de la evacuación de las bases de los suelos que se desarrollan en zonas con climas muy húmedos, donde la precipitación es mayor que la evapotranspiración, con lo cual queda un excedente de agua que se mueve a través del suelo, lavándolo (Zapata, 2006).

1.9. Calidad del suelo

La calidad del suelo, ha sido percibida de muchas formas desde que este concepto se popularizó en la década anterior (Karlen *et al.*, 1997). Este concepto ha sido relacionado con la capacidad del suelo para funcionar. Incluye atributos como fertilidad, productividad potencial, sostenibilidad y calidad ambiental. Simultáneamente, calidad del suelo es un instrumento que sirve para comprender la utilidad y salud de este recurso. A pesar de su importancia, la ciencia del suelo no ha avanzado lo suficiente para definir claramente lo que se entiende por calidad (Bautista *et al.*, 2004).

El término calidad del suelo se empezó a acotar al reconocer las funciones del suelo: (1) promover la productividad del sistema sin perder sus propiedades físicas, químicas y biológicas (productividad biológica sostenible); (2) atenuar

Fuentes, A. M. del S.

contaminantes ambientales y patógenos (calidad ambiental); y (3) favorecer la salud de plantas, animales y humanos (Doran & Parkin, 1994; Karlen *et al.*, 1997). Las definiciones más recientes de calidad del suelo se basan en la multifuncionalidad del suelo y no sólo en un uso específico, pero este concepto continúa evolucionando (Singer & Ewing, 2000). Estas definiciones fueron sintetizadas por el Comité para la Salud del Suelo de la Soil Science Society of America (Karlen *et al.*, 1997) como la capacidad del suelo para funcionar dentro de los límites de un ecosistema natural o manejado, sostener la productividad de plantas y animales, mantener o mejorar la calidad del aire y del agua, y sostener la salud humana y el hábitat.

Karlen *et al.* (2003) mencionan que la calidad del suelo es una herramienta científica básica que puede permitir el avance en la evaluación, aprendizaje y entendimiento del recurso. Consideran que dos de los factores más importantes que se asocian en su calidad son: propiedades y procesos inherentes como dinámicos; y que en la evolución se deben reflejar propiedades biológicas, físicas y químicas, así como sus procesos e interacciones con el medio ambiente que los rodea. Sin embargo, admiten que no hay un índice ideal que asegure su calidad, pero su evaluación puede realizarse utilizando marcos de referencia en dependencia de las propiedades y metas establecidas por el evaluador, identificando las funciones críticas necesarias del suelo para el uso que se pretende destinar (Cruz, 2010).

1.9.1. Indicadores de la calidad del suelo

Para que las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo sean consideradas indicadores de calidad deben cubrir las siguientes condiciones (Doran & Parkin, 1994; Bautista *et al.*, 2004): a) describir los procesos del ecosistema; b) integrar propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo; c) reflejar los atributos de sostenibilidad que se quieren medir; d) ser sensitivas a variaciones de clima y manejo; e) ser accesibles a muchos usuarios y aplicables a condiciones de campo; f) ser reproducibles; g) ser fáciles de entender; h) ser

sensitivas a los cambios en el suelo que ocurren como resultado de la degradación antropogénica; i) y, cuando sea posible, ser componentes de una base de datos del suelo ya existente.

Los indicadores disponibles para evaluar la calidad de suelo pueden variar de localidad a localidad dependiendo del tipo y uso, función y factores de formación del suelo (Arshad & Coen, 1992). La identificación efectiva de indicadores apropiados para evaluar la calidad del suelo depende del objetivo, que debe considerar los múltiples componentes de la función del suelo, en particular, el productivo y el ambiental. La identificación es compleja por la multiplicidad de factores químicos, físicos y biológicos que controlan los procesos biogeoquímicos y su variación en intensidad con respecto al tiempo y espacio (Doran *et al.*, 1996). La medición de las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo, pueden ser utilizadas como indicadores (Shukla *et al.*, 2006).

1.9.1.1. Indicadores físicos

Las características físicas del suelo son una parte necesaria en la evaluación de la calidad de este recurso porque no se pueden mejorar fácilmente (Singer & Ewing, 2000). Las propiedades físicas que pueden ser utilizadas como indicadores de calidad son aquellas que reflejan la manera en que este recurso acepta, retiene y transmite agua a las plantas, así como las limitaciones que se pueden encontrar en el crecimiento de las raíces, la emergencia de las plántulas, la infiltración o el movimiento del agua dentro del perfil y que además estén relacionadas con el arreglo de las partículas y los poros. La estructura, densidad aparente, estabilidad de agregados, infiltración, profundidad del suelo superficial, capacidad de almacenamiento del agua y conductividad hidráulica saturada son las características físicas del suelo que se han propuesto como indicadores de su calidad (Bautista-Cruz *et al.*, 2004).

I.9.1.2. Indicadores químicos

Los indicadores químicos se refieren a condiciones de este tipo que afectan las relaciones suelo-planta, la calidad del agua, la capacidad amortiguadora del suelo, la disponibilidad de agua y nutrimentos para las plantas y microorganismos (SQL, 1996). Algunos indicadores son: disponibilidad de nutrimentos, carbono orgánico total, carbono orgánico lábil, pH, conductividad eléctrica, capacidad de adsorción de fosfatos, capacidad de intercambio de cationes, cambios en la MOS, nitrógeno total y nitrógeno mineralizable (Seybold *et al.*, 1997).

I.9.1.3. Indicadores biológicos

Los indicadores biológicos integran gran cantidad de factores que afectan la calidad del suelo como la abundancia y subproductos de micro y macroorganismos, incluidos bacterias, hongos, nemátodos, lombrices, anélidos y artrópodos. Incluyen funciones como la tasa de respiración, ergosterol y otros subproductos de los hongos, tasas de descomposición de los residuos vegetales, N y C de la biomasa microbiana (Karlen *et al.*, 1997).

I.10. Propiedades del suelo

La variabilidad de las propiedades del suelo es una condición inherente al mismo, debido a que en su formación intervienen varios procesos diferentes, controlados, a su vez, por los factores de formación; estas interacciones pueden ser muy variadas dando como consecuencia una alta cantidad de suelos posibles.

Existe una menor variabilidad en las propiedades del suelo, en su condición natural, que cuando es sometido a uso. Aquellas propiedades que más se afectan por el manejo del suelo serán las que presenten la mayor variabilidad (Ovalles, 1992; Jaramillo, 2002).

I.10.1. Propiedades físicas del suelo

Las propiedades físicas de los suelos, determinan en gran medida, la capacidad de muchos de los usos del suelo. La condición física de un suelo, determina, la

rigidez y la fuerza de sostenimiento, la facilidad para la penetración de las raíces, la aireación, la capacidad de drenaje y de almacenamiento de agua, la plasticidad, y la retención de nutrientes (Rucks *et al.*, 2004).

La textura define la proporción de los elementos que constituyen el suelo; arena gruesa, arena media, arena fina, limo y arcilla. Las propiedades de las partículas gruesas y finas del suelo difieren considerablemente, pero no hay una división natural marcada. Para propósitos prácticos se han establecido algunos límites, comúnmente los suelos se separan por lo menos en tres clases de tamaño: arena, limo y arcilla. Se dice que un suelo tiene una buena textura cuando la proporción de estos elementos le dan la posibilidad de ser un soporte capaz de favorecer la fijación del sistema radicular de las plantas y su nutrición (Rucks *et al.*, 2004).

La estabilidad de los agregados es el resultado del arreglo, floculación y cementación (Duiker *et al.*, 2003) entre las partículas sólidas y el espacio poroso (EP) del suelo (Meza & Geissert, 2003). El COS actúa como un núcleo central en la formación de los agregados (Chan *et al.*, 2003) y estabilización de ellos, resulta en una alta resistencia a la desintegración (FAO, 2005). Mientras mayor es el contenido de COS lábil (disponible), mayor es el tamaño de los agregados, a su vez, los agregados de menor tamaño están asociados a la fracción altamente humificada con período de residencia en el suelo mayor a siete años (Buyanovsky *et al.*, 1994). Los suelos que tienen una adecuada agregación permiten la circulación del aire y el agua, la penetración de las raíces y evitan la formación de costras en su superficie (FAO, 2005).

La estructura del suelo se define como el arreglo de las partículas del suelo, incluye las fracciones granulométricas (arena, arcilla y limo) y los agregados, determina el espacio entre las mismas, que son predominantemente macroporosos. Según el nivel de observación, se puede hablar de macroestructura o microestructura. La macroestructura, es el arreglo de las partículas secundarias y primarias visibles a simple vista. La microestructura es el arreglo de las partículas primarias para formar las secundarias; de ella depende en alto grado la macroestructura. Al atender a la microestructura, se observa que los

componentes coloidales del suelo actúan como cemento de los granos más gruesos (Rucks *et al.*, 2004).

La porosidad total (PT) o EP es la suma de macroporos y microporos; los primeros no retienen agua contra la fuerza de gravedad, son responsables del drenaje y la aereación del suelo, constituyen el principal espacio en el que se desarrollan las raíces; los segundos son los que retienen agua, parte de la cual es disponible para las plantas. Las características del EP dependen de la textura (> dominan las fracciones finas) y la estructura del suelo (Rucks *et al.*, 2004). El EP en los primeros centímetros de profundidad del suelo determina en gran medida la infiltración y el escurrimiento del agua que condiciona su transporte hacia niveles profundos (Bruckler, 1998).

La perturbación del EP, provocada por una carga que supera la resistencia del suelo y produce el colapso de los poros, conduce a procesos de degradación edáfica, declinación productiva de los ecosistemas e impactos hidrológicos importantes (Li *et al.*, 2009; Muhammad & Rattan, 2009).

La consistencia es definida como el término que designa las manifestaciones de las fuerzas físicas de cohesión y adhesión, actuando dentro del suelo a varios contenidos de humedad. Estas manifestaciones incluyen: i) El comportamiento con respecto a la gravedad, presión y tensión; ii) La tendencia de la masa del suelo de adhesión a cuerpos extraños o sustancias; y iii) Las sensaciones que son evidenciadas y sentidas por los dedos del observador. Esta definición implica que el concepto de consistencia del suelo incluye algunas propiedades del suelo, como resistencia a la compresión, friabilidad, plasticidad, viscosidad (Rucks *et al.*, 2004). El color es una propiedad del suelo fácil de observar y de uso cómodo para identificar un tipo de suelo dentro del cuadro regional o local; está en relación con los procesos pedogenéticos o con los factores de formación. Pero, el proceso que colorea el suelo no es siempre fundamental y la misma coloración o matices vecinos pueden resultar de causas diferentes. Es así que ese carácter debe ser utilizado con circunspección y sabiendo que raramente tiene valor como criterio de clasificación al nivel de los grandes tipos de suelos. Las principales sustancias que

confieren al suelo su color son: el humus, compuestos minerales como los óxidos, sulfuros, sulfatos y carbonatos (Rucks *et al.*, 2004).

I.10.2. Propiedades químicas del suelo

La MOS es un indicador primario de la calidad del suelo, al influir en las propiedades físicas, químicas y biológicas, vinculadas con su: i) calidad (Carter, 2002); ii) sustentabilidad (Acevedo & Martínez, 2003); y iii) capacidad productiva (Bauer & Black, 1994; Sánchez *et al.*, 2004).

El retorno anual de la MOS y bioelementos al suelo, asociados bajo la forma de hojarasca, constituye el proceso principal de ciclaje de nutrimentos de los ecosistemas forestales caducifolios. Este ciclaje depende de la cantidad de MOS que se incorpora al suelo por unidad de tiempo y de la velocidad de descomposición y mineralización de la MOS (Berendse *et al.*, 1989; Wedin & Tilman 1990; Van Vuuren *et al.*, 1993). En una primera etapa, parte de los restos orgánicos (tejidos muertos, excreciones de plantas y animales) incorporados al suelo son biodegradados hasta sus constituyentes básicos (descomposición). Como resultado de este proceso se liberan nutrimentos minerales (mineralización), aunque si la relación C/N de los restos orgánicos es relativamente alta, hay una retención temporaria de estos nutrimentos en la biomasa microbiana (inmovilización). El resto de MOS fresca incorporada al suelo es sometida a complejas reacciones bioquímicas y químicas (humificación), dando lugar a la formación del humus (Porta *et al.*, 1994). El humus es complejo y variable. En la MOS pueden identificarse miles de compuestos orgánicos, pero en todo caso tales compuestos específicamente identificables apenas constituyen el 10 o el 15 % de su peso total. La mayoría de los compuestos identificables se descomponen con demasiada facilidad para que puedan considerarse humus. Los componentes que perduran lo suficiente para ser incluidos en el verdadero humus suelen denominarse materiales húmicos. De éstos, la fracción más discutida y probablemente la más importante está constituida por los ácidos húmicos. Se trata de un grupo de sustancias con varias características comunes. Se disuelven

cuando se tratan con NaOH o NH₄OH débiles, dando lugar a una solución pardo oscura o negra. Si se añade HCl, precipita la fracción de ácido húmico y ésta no se disuelve en alcohol (Thompson & Troeh, 2002).

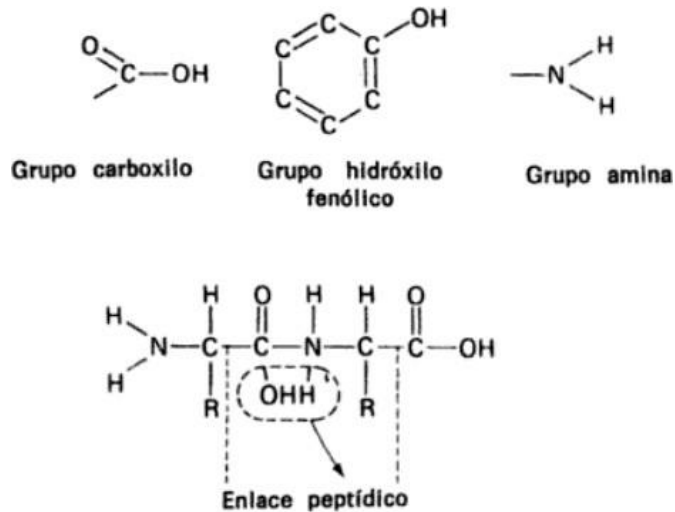


Figura 13. Grupos reactivos importantes y el enlace peptídico.

i) Grupos carboxilo: -COOH. Son característicos de los ácidos orgánicos. El hidrógeno (H) puede ionizarse o abandonar la molécula, dejando un sitio con carga negativa capaz de atraer cationes. El enlace del C que no está ligado con ningún oxígeno (O) (Figura 13) une el grupo carboxilo al resto de la estructura orgánica; ii) grupos hidroxilo fenólicos: -anillo de C con OH. El círculo de átomos de C representa un anillo bencénico. El cuarto enlace de cada C puede unirse a otra parte de una molécula orgánica, a un átomo de H, a otro átomo radical (grupo de átomos). El H del OH fenólico tiene una ligera tendencia a ionizarse. Dejandoun sitio cargado negativamente; iii) grupo amina:- NH₂. El nitrógeno (N) suele integrarse en las estructuras orgánicas con tres enlaces covalentes unidos a átomos de C e H. En estos tres enlaces se compactan seis electrones, pero como aún quedan dos electrones más en la envoltura externa, existe la posibilidad deque de un ión H se una a ellos. La adición de ión H al grupo da lugar a un sitio cargado positivamente. El grupo amina puede también reaccionar con carbonilos

para producir enlaces peptídicos. Estos enlaces son los que se unen a los aminoácidos para formar proteínas.

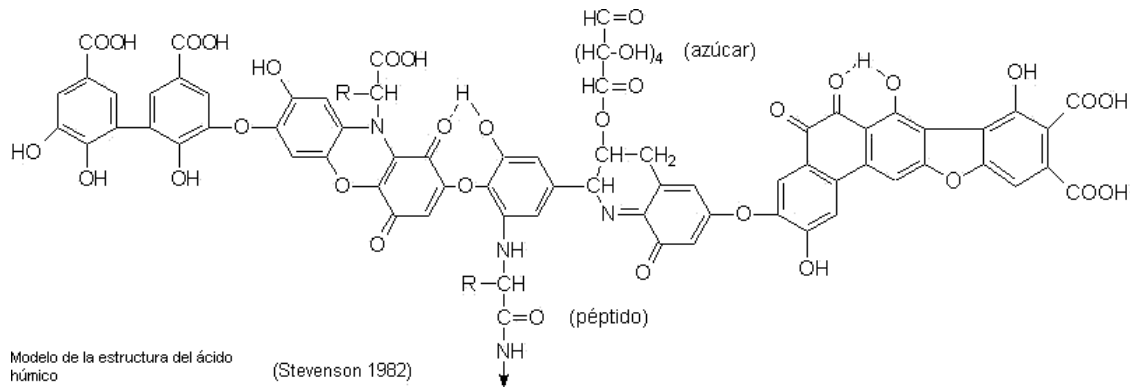


Figura 14. Modelo de la estructura de ácido húmico. Fuente: Stevenson, 1982.

Los grupos reactivos combinados con cadenas y anillos no reactivos forman grandes moléculas. La Figura 14 ilustra una parte de la complejidad que resulta de tal estructura molecular. Estas estructuras constituyen sólo una sugerencia sobre la naturaleza de la fracción de ácidos húmicos.

La presencia de varios tipos de grupos reactivos en la MOS es muy importante, ya que le proporcionan capacidad para atraer y almacenar nutrientes en forma disponible para las plantas. Además, esos grupos tienden a enlazar la MOS con partículas de arcilla, estabilizando así la estructura del suelo y proporcionando el material orgánico una mayor resistencia a la descomposición

Una clasificación simple de los compuestos de la MOS se enlista de la siguiente forma: i) polisacáridos: celulosa y sus productos de descomposición; ii) polipéptidos: proteínas y sus productos de descomposición; iii) polifenoles: ligninas y taninos; iv) compuestos orgánicos simples: ácidos orgánicos, ésteres, alcoholes, aldehídos, hidrocarburos y otros (Thompson & Troeh, 2002).

La hojarasca no solo juega un rol fundamental en el ciclaje de nutrientes (Martín *et al.*, 1996), sino que actúa como un estrato aislante protegiendo al suelo de cambios extremos de temperatura y humedad, al disminuir la erosión y favorecer la infiltración de agua (Schutz, 1990).

Los procesos de descomposición y mineralización / inmovilización de la MOS están regulados por factores abióticos y bióticos (Swift *et al.*, 1979). Entre los primeros tienen preponderancia la temperatura y la humedad. En general los microorganismos descomponedores presentan un funcionamiento óptimo entre los 20 y 35 °C, a nivel de humedad en el suelo cercano a la capacidad de campo (Jarvis *et al.*, 1996). Por otra parte, los factores bióticos más influyentes son la abundancia y variedad de microorganismos descomponedores y la composición química de la materia (Cornelissen 1996).

La MOS tiende a aumentar el pH cuando el suelo es ácido y tiende a disminuirlo cuando el pH del suelo es alcalino, por tener grupos carboxílicos y fenólicos que se comportan como ácidos débiles (Carrasco, 1992), además de las bases de cambio y al contenido de N presente en los residuos orgánicos aportados al suelo (Aguilera, 2000; Martínez, 2008). La carga de la MOS depende del pH, generalmente es negativa, por eso, el Ca^{2+} , Mg^{2+} y K^+ están ligados electrostáticamente a ella.

No todas las partículas de la fase sólida del suelo tienen capacidad de intercambiar cationes. Los componentes que contribuyen a la capacidad de intercambio catiónico (CIC) son los que forman el complejo coloidal del suelo, que está constituido por las arcillas, los óxidos coloidales y el humus (Figura 15)(Molina *et al.*, 2009).

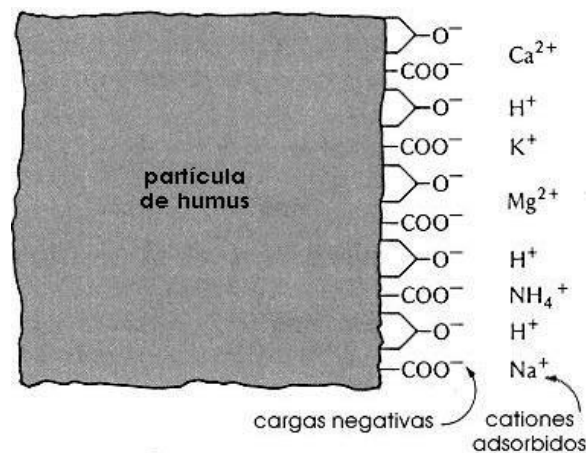


Figura 15. El humus y su adsorción de iones. Fuente: Universidad de Granada.

Según Sposito (1989) esta capacidad se ve influenciada por factores como la temperatura, la presión, la composición de la fase líquida y la relación de masa de suelo/solución. Para cada sustancia, su valor depende de la densidad de carga superficial y de su superficie específica, de modo que puede variar de unos coloides a otros. En el caso de la fracción mineral, la distinta superficie específica condiciona la baja CIC de limos y arenas, frente al elevado valor que presentan las arcillas. Dentro de las arcillas, a su vez, la carga superficial varía enormemente de un tipo a otro. En el caso de la MOS, la CIC se ve condicionada por el grado de descomposición que presenta. Los cationes ligados al complejo de cambio no pueden ser directamente absorbidos por la planta ni perderse por lavado hacia las capas internas del perfil, lo que sí ocurre con los cationes de la solución del suelo. Cuando la concentración en el suelo de un determinado catión disminuye por lavado o por absorción de las raíces, parte de los cationes retenidos en el complejo de cambio pueden desplazarse hacia la solución del suelo para restaurar el equilibrio. Los cationes dominantes pueden competir con éxito frente al resto por los lugares de unión a la arcilla. En términos generales, esta propiedad afecta al movimiento y retención de cationes en la solución, a la nutrición vegetal y a la capacidad tampón del suelo (Jordán, 2005).

El valor de pH del suelo proporciona información acerca de los efectos perjudiciales de la acidez, aunque no permite diagnosticar las causas. La superficie de los coloides del suelo puede estar cargada negativamente debido a los átomos de oxígeno y los grupos hidroxilos no compartidos, así como a las sustituciones isomórficas en los grupos tetraédricos u octaédricos de los cristales de arcilla (Jordán, 2005).

La idea de que los suelos ácidos, son los que tienen su complejo de intercambio saturado en protones ha ido cediendo frente a la de que los suelos ácidos no son simplemente suelos- H_3O^+ o suelos- H^+ , sino suelos- Al^{3+} . En medio ácido, la estructura cristalina de las arcillas saturadas por protones colapsa, liberando Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} y otros. Los cationes de Al^{3+} o Mg^{2+} pasan a la solución del suelo, mientras que el hierro precipita como Fe_2O_3 . Los efectos de la acidez sobre las plantas están estrechamente ligados a la toxicidad del Al^{3+} de la solución del suelo.

Fuentes, A. M. del S.

El pH puede afectar a las propiedades: físicas (dispersión/floculación de los coloides, estructura, porosidad, conductividad hidráulica, régimen de humedad y temperatura), químicas (meteorización química, movilidad de elementos tóxicos, disponibilidad de nutrientes, descomposición de la MOS, mineralización del N, adsorción de aniones, hidromorfía y alteración de los minerales de la arcilla) y biológicas (relaciones bacterias/hongos, población bacteriana, humificación, fijación de N y movilidad y absorción de nutrimentos) (Jordán, 2005).

I.10.3. Propiedades biológicas del suelo

El COS es esencial para la actividad biológica del suelo (Aguilera, 2000). Proporciona recursos energéticos a los organismos del suelo (OS), mayoritariamente heterótrofos, en forma de C lábil (hidratos de carbono o compuestos orgánicos de bajo peso molecular; Borie *et al.*, 1999). Por otro lado, los OS descomponen los residuos orgánicos participando activamente en los ciclos de varios elementos utilizados por las plantas. Además, los OS participan en la formación y estabilización de la estructura y porosidad del suelo (Singer & Munns, 1996; Krull *et al.*, 2004). La biota del suelo representa de 1 a 3% del COSy el componente microbiano varía desde 100 hasta 1000 $\mu\text{g C g}^{-1}$ de suelo (Paul *et al.*, 1999). La actividad microbiana, comúnmente se estudia mediante la biomasa microbiana, la actividad enzimática y la actividad respiratoria o producción de CO_2 (Borie *et al.*, 1999).

II. JUSTIFICACIÓN

Las actividades antropogénicas y el uso indiscriminado de combustibles fósiles han propiciado que a nivel mundial se presente un cambio de clima, que nosolamente afecta al ser humano, sino a los diferentes ecosistemas terrestres; la concentración atmosférica de gases de efecto invernadero ha alcanzado su mayor nivel en 800,000 años, personas de todo el mundo, especialmente las más pobres y vulnerables han experimentado los crecientes efectos de fenómenos meteorológicos impredecibles y cada vez más extremos, por lo que México y otros países en la 19ª edición de la Conferencia de las Partes de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC) realizada en Varsovia, Polonia, en 2013 se sumaron a la lucha contra este problema medioambiental.

A nivel nacional varios son los trabajos que se han enfocado sobre cambio climático, sin embargo con relación al carbono orgánico en suelos forestales, poco se ha estudiado porque cada vez se requiere de mayor información para determinar el funcionamiento del ecosistema edáfico, ya que son indicadores de la calidad y equilibrio que existe en el medio. En el estado de Hidalgo no se cuentan con reportes de almacenamiento de carbono en suelos reforestados, por lo que se seleccionó en San Mateo Acaxochitlán, un bosque templado moderadamente alterado por las actividades antropogénicas, para evaluar los cambios de carbono orgánico del suelo y sus propiedades físicas y químicas de éste, lo cual será base para futuros estudios sobre el manejo sustentable de este recurso.

III. OBJETIVOS

III.1. Objetivo general

Determinar el carbono orgánico como un indicador de la calidad del suelo en un ecosistema forestal por efecto de cambio de uso mediante un estudio de caso a través de la evaluación de las propiedades físicas y químicas en la localidad de San Mateo Acaxochitlán, Hidalgo, México.

III.2. Objetivos específicos

Estimar las propiedades físicas y químicas del suelo con diferentes usos a través de técnicas analíticas para encontrar las diferencias entre ellas.

Comparar el almacenamiento de carbono de la cobertura vegetal y del suelo con diferentes usos.

Estimar los cambios de las propiedades físicas y químicas del suelo en dos épocas de muestreo y proponer un manejo sustentable.

IV. MATERIALES Y MÉTODOS

IV.1. Descripción del área de estudio

IV.1.1. Localización geográfica

Acaxochitlán se encuentra (Figura 16) a 69 km de distancia de la capital del estado de Hidalgo y a 23 km de la ciudad de Tulancingo de Bravo (INEGI, 2000a; INAFED, 2010. Enciclopedia de los Municipios de México. Estado de Hidalgo). Está situado entre los paralelos 20°04' y 20°16' de latitud norte; los meridianos 98°06' y 98°18' de longitud oeste; altitud entre 1,200 y 2,800 msnm (INEGI, 2009); colinda al norte y al este con el estado de Puebla, al sur con el estado de Puebla y el municipio de Cuauhtepac de Hinojosa y al oeste con los municipios de Tulancingo de Bravo y Metepec. Cuenta con 59 localidades, entre las principales: Tepepa, Santa Ana Tzacuala, los Reyes, San Pedro y San Mateo (INAFED, 2010. Enciclopedia de los Municipios de México. Estado de Hidalgo).

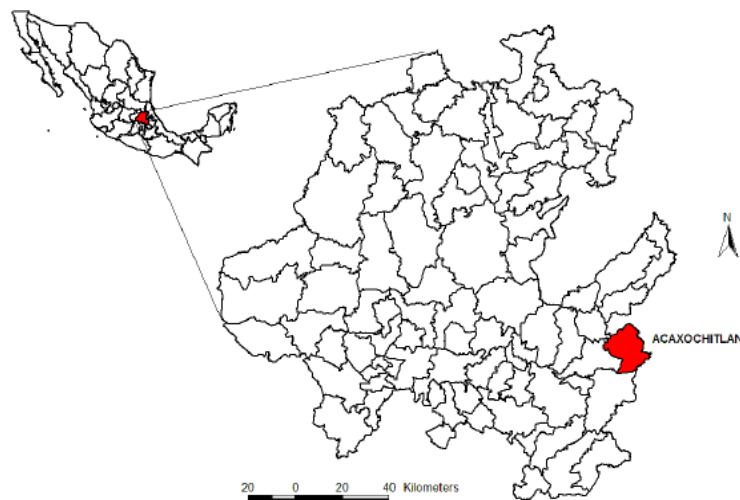


Figura 16. Mapa de Acaxochitlán, Hidalgo. Fuente: Reyna, 2008.

IV.1.2. Fisiografía y Geología

El municipio de Acaxochitlán tiene una superficie de 226.10 km² y representa el 1.08 % de la superficie total del estado de Hidalgo. Está ubicado en la faja

volcánica transmexicana, formado la mayor parte por sierra, las principales elevaciones son: el cerro del Molino con una altitud de 2,340 msnm cercano a la localidad de la Bóveda; el cerro de Coyotera, Calbuayo y la Loma de Huehuetzala, ubicados al norte del municipio y el cerro del Zopilote con una altitud de 2,300 msnm, ubicado cerca de la localidad de Canales (Reyna, 2008).

La geología de la zona está constituida por rocas basálticas del periodo terciario, compuestas por fenocristales de olivino (20 %), augita (10 %), óxidos de Fe-Ti (5%) y andesina (3 %), el resto lo constituye la matriz, representada por un intercrecimiento de microfenocristales de andesina y augita (Castro-García & Córdoba, 1994; INEGI, 1997; Acevedo *et al.*, 2010).

IV.1.3. Hidrografía

En lo que respecta a la hidrografía, el municipio se encuentra ubicado en la región hidrológica 27 Tuxpan-Nautla (RH27), la cual comprende el 5.05% de la superficie del estado. La mayor porción del municipio se ubica en la cuenca del Río Cazones (27C), y sólo la porción sureste del municipio se ubica en la cuenca del Río Tecolutla (27B) (INEGI, 2006. Anuario Estadístico de Hidalgo; Reyna, 2008). Las corrientes de agua que conforman el municipio son: Las Cruces, Santa Félix, Tenejate, Huitzilín, Texcapo, Nepupualco, Hueyatenco, Acocolca, Romerillos, Santa Catarina y Omiltepec. Además de contar con la presa Tejocotal, Omiltepec y Santa Ana (INAFED, 2010. Enciclopedia de los Municipios de México. Estado de Hidalgo).

IV.1.4. Clima

El municipio presenta tres tipos de clima, prevaleciendo el templado húmedo con abundantes lluvias en verano (C(m)) en las localidades del centro de esta región, como: Acaxochitlán, Santa Ana Tzacuala, los Reyes, Santiago Tepepa y Zacacuautla, entre otras. Al oeste del municipio se presenta un clima templado subhúmedo con lluvias en verano (C(w)), comprendiendo localidades como: San Mateo, Loma Linda, La Mesa, y al este un clima templado húmedo con lluvias todo

el año (C(f)), comprendiendo localidades como: Santa Catarina, San Fernando, Ejido Tlatzintla y El Tejocotal. La presa de El Tejocotal se ubica en el límite del clima templado húmedo con lluvias todo el año (C(f)) y el templado húmedo con abundantes lluvias en verano (C(m)) (INEGI, 2006. Anuario Estadístico del estado de Hidalgo; Reyna, 2008).

La temperatura media anual es de 15 °C y su precipitación pluvial varía de 1,000 a 2,000 mm al año (INAFED, 2010. Enciclopedia de los Municipios de México. Estado de Hidalgo; Reyna, 2008).

IV.1.5. Vegetación

La Universidad Autónoma de Chapingo (2005) reportó los tipos de vegetación para las subcuencas Necaxa y Laxaxalpan son: Bosque de pino (*Pinus spp.*), Bosque de pino-encino (*Pinus Quercus*), Bosque de encino (*Quercus spp.*), Bosque Mesófilo de montaña (alterado), Selva perennifolia, teniendo como vegetación secundaria pastizales.

IV.1.6. Clasificación y uso de suelo

Los suelos predominantes en el municipio son: el Acrisol húmico de textura media (Ah/2) en un 50.4 %, le sigue el Luvisol crómico de textura fina (Lc/3) asociado con Cambisol húmico de textura fina (Bh/3) sumando un 42.5 %; en conjunto estas tres unidades edafológicas representan el 93 % del área total y el porcentaje restante está representado por suelos de tipo Regosol éutrico de textura media (Re/2) y en un porcentaje mínimo Feozem háplico de textura fina (Hh/3) (Universidad Autónoma de Chapingo, 2005; INEGI, 2006. Anuario Estadístico de Hidalgo; Reyna, 2008).

El suelo de San Mateo, Acaxochitlán, donde se llevó a cabo el trabajo se clasifica como un Alisol Cutánico, Úmbrico (Hiperdistrico, Cláyico) (Acevedo-Sandoval *et al.*, 2010), con un régimen de humedad údico y régimen de temperatura méxico (Soil Survey Staff, 1999).

Los suelos de tipo Alisol se caracterizan por tener mayor contenido de arcilla en el subsuelo que en el suelo superficial como resultado de procesos pedogenéticos (eluviación y/o iluviación) llevando a un horizonte subsuperficial árgico; tienen baja saturación de bases a ciertas profundidades y arcillas de alta actividad en todo el horizonte árgico; la meteorización de rocas básicas y materiales no consolidados dan origen a estos suelos, se desarrollan principalmente en topografía con colinas, ocurren principalmente en regiones: húmeda tropical, húmeda subtropical y templado cálidas. (WRB, 2007).

El suelo superficial generalmente inestable de los Alisoles cultivados los hace susceptibles a la erosión; los niveles tóxicos de Al a poca profundidad y pobre fertilidad natural del suelo son restricciones adicionales. Es común el uso de cultivos tolerantes a acidez o el pastoreo de bajo volumen. La productividad de los Alisoles en agricultura de subsistencia generalmente es baja ya que estos suelos tienen una capacidad de recuperación limitada frente al agotamiento químico. Con fertilización y encalado completos, los cultivos en Alisoles pueden beneficiarse de la CIC considerable y buena capacidad de retención de agua. (WRB, 2007).

En relación al uso de suelo, Acaxochitlán dedica 52.0 % de su superficie a la agricultura, 9.03 % a la zona urbana, 33.73 % a los bosques y 2.0 % a los pastizales (INEGI, 2009).

IV.2. Selección del sitio y muestreo

En base a un estudio previo de fotointerpretación con fotografías aéreas verticales, pancromáticas, blanco y negro, escala 1:30,000 y material cartográfico de apoyo (Van Zuidam, 1979; Acevedo-Sandoval *et al.*, 2010) y recorridos por la zona, se seleccionó un bosque templado localizado en la localidad de San Mateo Acaxochitlán, Hidalgo, México. Se eligieron cuatro áreas de estudio (Figura 17), dos sitios por cada uso de suelo (SR16: suelo reforestado con *Pinus patula* con 16 años de edad; SR9: suelo reforestado con *Pinus patula* con 9 años de edad; SVN: suelo con vegetación natural con *Quercus spp.* y SA: suelo agrícola).

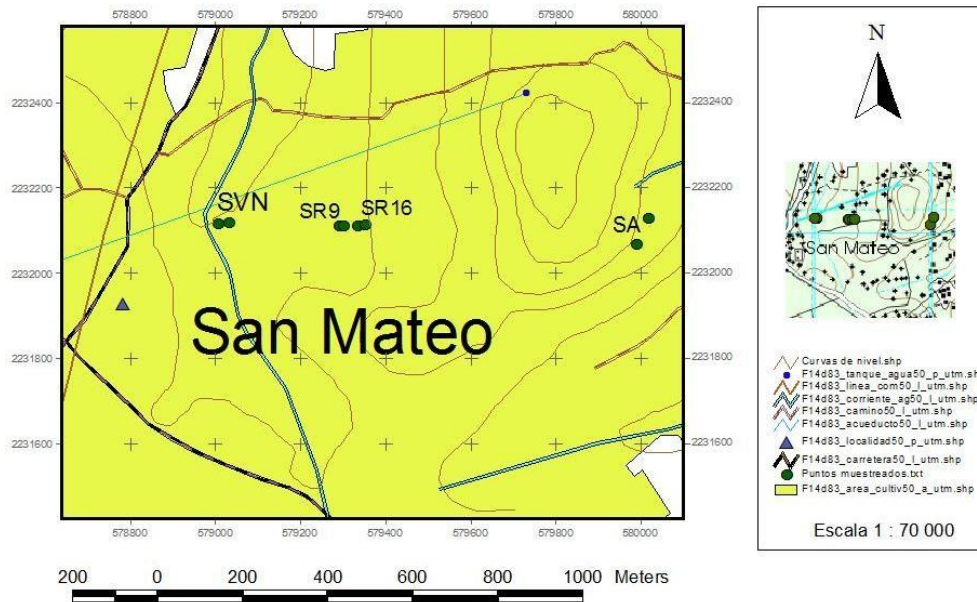


Figura 17. Mapa de la zona de estudio

El muestreo aleatorio se realizó en enero de 2011 (Figura 18), de cada sitio se colectó primero la hojarasca y mor (humus poco transformado) del horizonte orgánico dentro de un marco de 0.5 m x 0.5 m (Acosta-Mireles *et al.*, 2009; Cruz-Flores & Etchevers-Barra, 2011), enseguida se colectaron cinco submuestras de suelo por cada profundidad: 0 - 5 cm, 5 - 20 cm, 20 - 40 cm y de 40 - 60 cm (Rampazzo 1992; Sandoval-Estrada *et al.*, 2008) que se homogeneizaron para formar una muestra compuesta. Los sitios fueron georeferenciados con un GPS Garmin XL para localizar sus coordenadas geográficas (Tabla 5).

Tabla 5. Características generales de las áreas de estudio

Sitio	Coordenadas		Altura, m	Area
	N	O		
01	20°11'59"	98°14'36"	2250	Suelo reforestado con <i>Pinus patula</i> 16 años (SR16)
02	20°11'40"	98°14'29"	2265	
03	20°11'59"	98°14'28"	2242	Suelo reforestado con <i>Pinus patula</i> 9 años(SR9)
04	20°11'58"	98°14'27"	2234	
05	20°11'51"	98°14'27"	2259	Suelo con vegetación natural con <i>Quercus spp.</i> (SVN)
06	20°11'59"	98°14'26"	2252	
07	20°11'55"	98°14'37"	2240	Suelo agrícola, cultivo maíz (SA)
08	20°11'53"	98°14'38"	2228	

Fuentes, A. M. del S.



Figura 18. Fotografías tomadas el día del muestreo.

IV.3. Preparación de las muestras

Las muestras colectadas del área de estudio se llevaron al laboratorio de Geología Ambiental de la UAEH donde se pusieron a secar al aire, después se pasaron por un tamiz de malla 2 mm y se homogenizaron para los posteriores análisis fisicoquímicos y la distribución de tamaño de partícula (DTP). Aproximadamente dos gramos de este suelo, se maceró en un mortero de ágata y se hizo pasar por un tamiz de malla 200 μm , estas condiciones fueron necesarias para realizar el análisis elemental y los espectros de infrarrojo (IR).

Las muestras de hojarasca y mor se traspasaron a bolsas de papel (Figura 19), se colocaron en bolsas de papel, se colocaron a la estufa a 70 °C por 72 horas, al termino se determinó el peso seco y se calculó el contenido de C por unidad de superficie (Vaccaro *et al.*, 2003), empleando la constante 0.43 (Razo, 2013).

Fuentes, A. M. del S.



Figura 19. Muestras de hojarasca y mor.

IV.4. Análisis de las muestras

IV.4.1. Determinación del contenido de humedad del suelo

La determinación del contenido de humedad del suelo por gravimetría, se realizó a través del método AS-05 de la NOM-021-SEMARNAT-2000 (Figura 20). Se colocaron aproximadamente 100 gramos de suelo en frascos de vidrio y se introdujeron a la estufa a una temperatura de 105 °C por tres días hasta lograr el peso constante de las muestras.



Figura 20. Determinación del contenido de humedad del suelo.

IV.4.1.1. Cálculos

Con los datos obtenidos se aplicó la siguiente ecuación:

$$\theta g = \frac{(PB+Psh)-(PB+Pss)}{(PB+Pss)-PB} \times 100$$

Ecuación 2

Donde:

Fuentes, A. M. del S.

θ g = Contenido de humedad gravimétrica expresado en porcentaje (%).

PB = Peso del frasco (g).

Psh = Peso de suelo húmedo (g).

PB+Psh = Peso del frasco más peso del suelo húmedo (g).

PB + Pss = Peso del bote más peso del suelo seco (g).

IV.4.2. Determinación de la densidad aparente (Da)

Esta determinación se realizó en base al método de probeta según Domínguez & Aguilera (1987) y Gandoy (1992). Se pesó una probeta de 10 ml vacía, después se agregó suelo seco hasta el aforo y se golpeó ligeramente diez veces sobre una franela, enseguida se agregó el suelo que faltó hasta los 10 ml y se pesó la probeta con el suelo. Se restó el peso de la probeta y se hicieron los cálculos siguientes:

IV.4.2.1. Cálculos

$$\text{Densidad aparente} = \frac{\text{Peso del suelo}}{\text{volumen}}$$

Ecuación 3

IV.4.3. Determinación de la densidad real (Dr)

La determinación de la densidad real con el picnómetro se realizará a través del método AS-04 de la NOM-021-SEMARNAT-2000 (Figura 21). Primero se pesó el picnómetro limpio y perfectamente seco (1). Enseguida se pesaron 5 g de suelo y se colocaron en el interior del picnómetro usando un embudo plástico, se anotó el peso del picnómetro con suelo (2), después se le adiciono agua destilada hasta la mitad del volumen del picnómetro, se giró éste entre los dedos y se colocó en el supersónico durante 10 minutos para eliminar todo el aire retenido en el suelo.

Después se llenó el picnómetro hasta el aforo con agua destilada, se secó perfectamente el exterior y se pesó en la balanza analítica (3). Finalmente se vació el picnómetro, se enjuago perfectamente y se llenó hasta el aforo con agua destilada, para después pesarlo (4).

IV.4.3.1. Cálculos

$$v_S = \frac{(4)-(1)}{\rho_w} - \frac{(3)-(2)}{\rho_w} = \frac{\text{Peso del agua desplazada por partículas del suelo}}{\text{Densidad del agua}}$$

Ecuación 4

Donde:

$$\text{Densidad real} = \frac{p_s}{v_s}$$

Ecuación 5

Peso de las partículas del suelo (ps)

ps = (2) - (1).

Volumen de las partículas del suelo (vs)

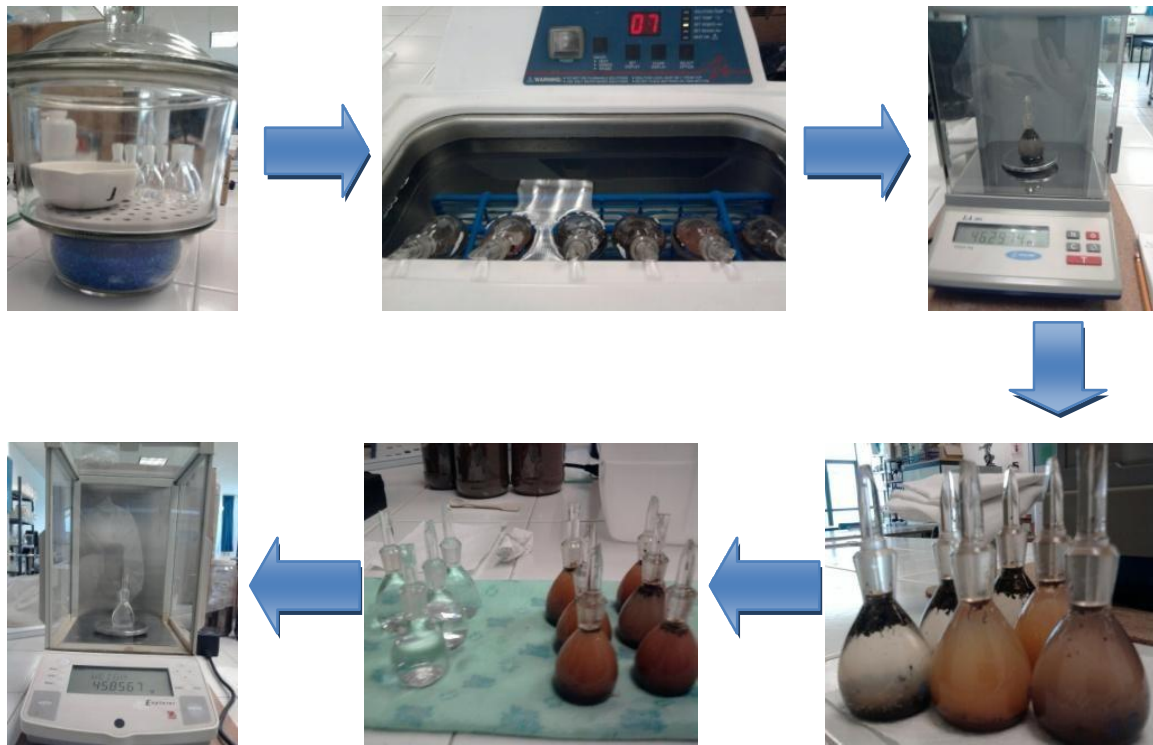


Figura 21. Diagrama de flujo de la determinación de la densidad real.

IV.4.4. Cálculo para la porosidad total

Para calcular la porosidad el suelo según Skopp (2000), se utilizó la siguiente ecuación:

$$\% PT = \left(1 - \frac{D_a}{D_r}\right) \times 100$$

Ecuación 6

Fuentes, A. M. del S.

IV.4.5. Determinación del color

La determinación del color se realizó con el método AS-22 de la NOM-021-SEMARNAT-2000 utilizando la carta Munsell de colores de suelos (Figura 22). Esta determinación se llevo a cabo en vía seca y húmeda, en la primera de ellas, se tomo una pequeña cantidad de suelo para enrasar uno de los huecos de la placa de porcelana, después se tomo la placa y se coloco abajo de la página de la tabla Munsell, ubicando la muestra de suelo por abajo de cada orificio de la carta.

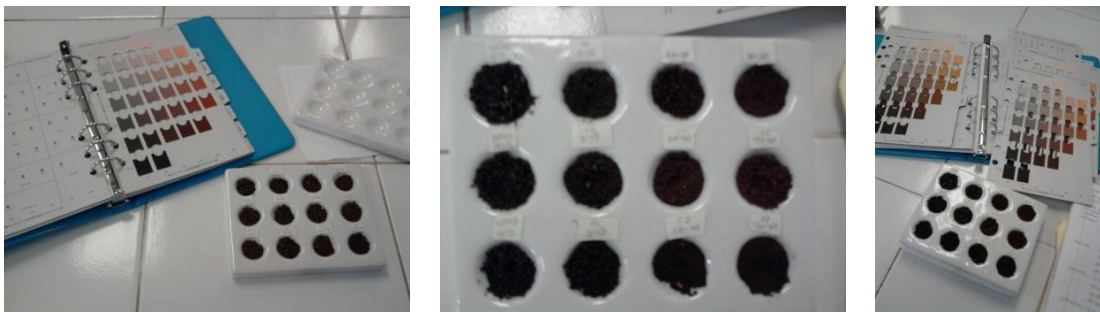


Figura 22. Determinación del color en el suelo.

Una vez que se ubico el color, se registro el valor del Hue, Value y Chroma. En la determinación en húmedo se siguió el procedimiento anterior con la diferencia que una vez que se coloco el suelo en la placa de porcelana se humedeció sin saturarlo, se tuvo cuidado de no exceder el agua, para evitar que brillará.

IV.4.6. Determinación de la textura

Esta determinación se realizo por el procedimiento de Bouyoucos a través del método AS-09 de la NOM-021-SEMARNAT-2000 (Figura 23). Se pesaron 50 g de suelo al que previamente se le destruyo la MOS y se coloco en el vaso de agitador mecánico, se le agrego 5 ml de oxalato de sodio y 5 ml de metasilicato de sodio y se le agrego agua hasta la segunda ranura y se puso agitar durante diez minutos en el agitador mecánico. Después se pasó el contenido a una probeta de 1000 ml enjuagando la copa con ayuda de una piceta y se agrego agua destilada hasta completar un litro, se agito durante un minuto con una varilla de vidrio, después se

Fuentes, A. M. del S.

dejo reposar durante 40 segundos y se tomo la primera lectura con el hidrómetro, se midió y anoto la temperatura. Después se dejo reposar dos horas y nuevamente se tomo la lectura con el hidrómetro y se midió y anoto la temperatura. Finalmente, se hicieron los cálculos y se determino la clase textural con el triángulo.

IV.4.6.1. Cálculos

$$\% \text{ de limo} + \% \text{ arcillas} = \frac{\text{primera lectura}}{\text{g de suelo}} \quad \text{Ecuación 7}$$

$$\% \text{ de arena} = 100 - (\% \text{ de limos} + \% \text{ de arcillas}) \quad \text{Ecuación 8}$$

$$\% \text{ de arcilla} = \frac{\text{segunda lectura}}{\text{g de suelo}} \quad \text{Ecuación 9}$$

$$\% \text{ de limo} = \text{se resta al \% de limos} + \% \text{ de arcillas} \quad \text{Ecuación 10}$$

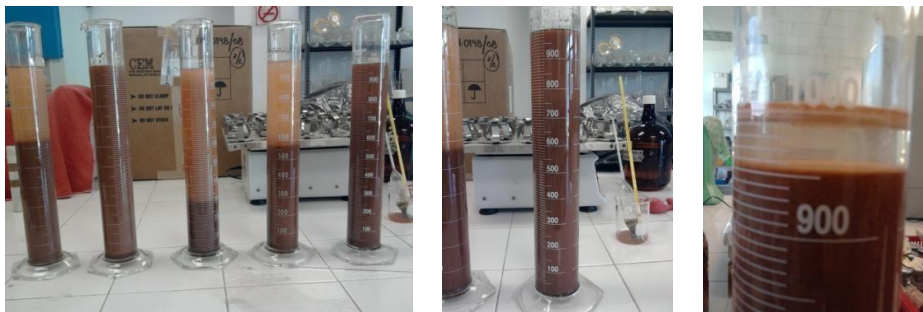


Figura 23. Determinación de la textura del suelo.

IV.4.7. Determinación del pH del suelo medido en agua

Esta determinación se realizó por el método potenciométrico, método AS-02 de la NOM-021-SEMARNAT-2000 (Figura 24). Se pesaron 10 g de suelo en un frasco de vidrio y se le agregaron 25 ml de agua destilada, enseguida se pusieron en agitación durante 30 minutos y se tomo la lectura del pH con el equipo, previamente calibrado con las soluciones estándar de 4 y 7.



Figura 24. Determinación de pH en el suelo.

IV.4.8. Determinación del pH del suelo medido en KCl

La determinación de la reacción del suelo en suelos ácidos, se realizó por el método potenciométrico, método AS-24 de la NOM-021-SEMARNAT-2000. Se utilizó el procedimiento anterior, con el cambio de solución, KCl 1 N.

IV.4.9. Cálculo de la ΔpH

Se calculo por la diferencia entre pH medido en KCl 1N y pH medido en agua.

$$\Delta pH = pH_{KCl} - pH_{H_2O} \quad \text{Ecuación 11}$$

IV.4.10. Determinación de la materia orgánica del suelo

El procedimiento para la determinación de materia orgánica del suelo se realizará a través del método Walkley y Black, método AS-07 de la NOM-021-SEMARNAT-2000 (Figura 25) con algunos ajustes. Se peso 0.1 g de suelo y se colocó en un matraz Erlenmeyer de 250 ml. A la par se procesó un blanco con reactivos por triplicado. Enseguida se adicionaron 5 ml de dicromato de potasio 1 N girando el matraz cuidadosamente para que entrara en contacto con todo el suelo. Después se agregaron 10 ml de H_2SO_4 concentrado a la suspensión, girar nuevamente el matraz y agitar de esa forma durante un minuto. Se dejó reposar durante 30 minutos, enseguida se le añadió 100 ml de agua destilada y 5 ml de H_3PO_4 concentrado. Después se le adicionó 3 gotas del indicador de difenilamina y se

Fuentes, A. M. del S.

titularon con la disolución de sulfato ferroso gota a gota hasta un punto final verde claro.



Figura 25. Determinación de materia orgánica del suelo por el método Walkley y Black.

IV.4.10.1. Cálculos

$$\% CO = \frac{(B-T)}{g} \times (N) \times (0.39) \quad \text{Ecuación 12}$$

Donde:

B = Volumen de sulfato ferroso gastado para valorar el blanco de reactivos (ml).

T = Volumen de sulfato ferroso gastado para valorar la muestra (ml).

N = Normalidad exacta del sulfato ferroso (valorar por separado al momento de analizar las muestras).

g = Peso de la muestra empleada (g).

$$\% MO = \% CO \times 1.724 \quad \text{Ecuación 13}$$

IV.4.11. Determinación de acidez y aluminio intercambiable

Esta determinación se realizó con el método AS-33 de la NOM-021-SEMARNAT-2000 con algunas modificaciones (Figura 26). Se pesaron 10 g de suelo en un frasco de vidrio, se le adicionó 50 ml de la solución de KCl 1 N y se puso en agitación durante 30 minutos y se filtró a un matraz de aforo de 100 ml, se lavó el suelo con KCl 1 N usando cinco porciones de la solución de 10 ml cada una. Finalizada la

Fuentes, A. M. del S.

filtración se completo el volumen a 100 ml con KCl 1N y agito para obtener una mezcla homogénea. Para determinar la acidez intercambiable (AI +H), se transfirió 50 ml de la solución del extracto de suelo obtenido con KCl 1 N a un matraz Erlenmeyer de 125 ml y se le agrego tres gotas del indicador defenoltaleína, se titulo con NaOH 0.05N hasta que apareció un color rosado. Para determinar el H intercambiable, se transfirió el resto de la solución del extracto obtenido con KCl 1N a un matraz Erlenmeyer de 125 ml y se le agrego tres gotas del indicador metil naranja al 0.1 %. Se titulo con NaOH 0.05N hasta que apareció un color amarillo.



Figura 26. Diagrama de flujo de la determinación de acidez y aluminio intercambiable.

IV.4.11.1. Cálculos

$$Al\ intercambiable = acidez\ intercambiable - H\ intercambiable \quad \text{Ecuación 14}$$

Tanto la acidez intercambiable como el hidrógeno intercambiable, expresados en miliequivalentes/100 g suelo, se calculan así:

$$Acidez\ intercambiable \left(\frac{meq}{100\ g\ suelo} \right)$$

IV.4.12. Determinación de las bases intercambiables

Se hizo esta determinación por el método de versenato EDTA en base a Domínguez & Aguilera (1987). Primero se pesaron 2 g de suelo y se colocaron en un tubo de centrifuga, se le agrego 10 ml de acetato de amonio y se llevo a agitación por 10 minutos y posteriormente se puso en la centrifuga por 10 minutos a 2000 rpm, después se filtro el sobrenadante en un matraz de aforo de 50 ml (quemás tarde se aforo con agua desionizada), la agitación y el centrifugado se repitieron cinco veces. Para determinar Ca^{2+} y Mg^{2+} , se tomo 5 ml del filtrado y se le agrego 5 ml de solución buffer pH 10, 3 gotas de KCN al 2 %, 3 gotas de clorhidrato de hidroxilamina y 3 gotas de negro de eriocromo T. Después se titulo con EDTA (versenato) hasta el punto de vire del indicador, que fue de color púrpura a color azul (Figura 27a). Para determinar Ca^{2+} se tomo 5 ml del filtrado y se le agrego 2.5 ml de de NaOH al 10 % y calcon como indicador. Después de titulo con EDTA (versenato) hasta el vire del indicador de color rosa a color lila (Figura 27b).

IV.4.12.1. Cálculos

$$Ca^{2+} \left(\frac{meq}{100 \text{ g suelo}} \right) = \frac{ml \text{ de EDTA} \times 10 \times N}{g \text{ de muestra}} \times 100 \quad \text{Ecuación 16}$$

$$Mg^{2+} \left(\frac{meq}{100 \text{ g suelo}} \right) = \frac{ml \text{ de EDTA} \times 10 \times N}{g \text{ de muestra}} \times 100 \quad \text{Ecuación 17}$$

Nota: A los ml gastados para titular Ca^{2+} y Mg^{2+} se les restan los ml gastados para titular Ca^{2+} y así se obtiene el resultado de EDTA para Mg^{2+} .

10 = se multiplica por 10 porque se tomaron 5 ml de un total de 50 ml del filtrado.
 N = normalidad del versenato, para encontrar la N real del EDTA se hacen dos blancos con una solución de cloruro de calcio 0.02N.

$$N_{real} = \frac{V_t \times N_t}{V_{real}} \quad \text{Ecuación 18}$$

V_t = volumen teórico

N_t = normalidad teórica

V_{real} = volumen real

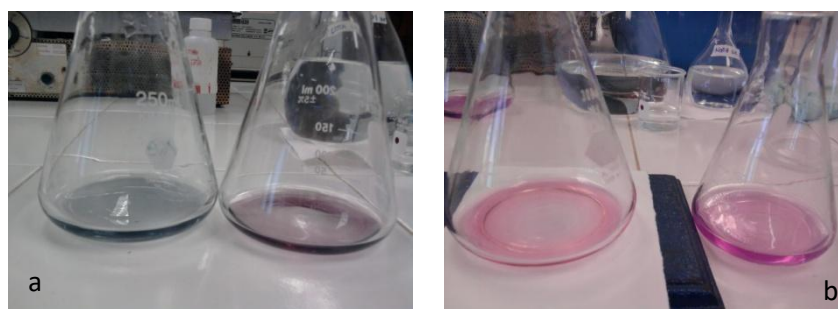


Figura 27. Vire de los indicadores después de la titulación.

La determinación de K^+ y Na^+ se hizo del filtrado restante del centrifugado para Ca^{2+} y Mg^{2+} y se hizo la lectura por espectrofotometría de emisión marca (Jenway, modelo PFP 7).

IV.4.13. Cálculo para determinar la capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICE)

La CICE se hizo igual a la suma de las bases extraídas con NH_4OAc 1N a pH 7 (BT), más la acidez intercambiable (AI) extraída con KCl 1N (Jaramillo, 2002). La relación queda de la siguiente manera:

$$CICE = BT + AI = (Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^+ + Na^+) + (Al^{3+} + H^+) \quad \text{Ecuación 19}$$

Fuentes, A. M. del S.

IV.4.14. Cálculo para determinar el porcentaje de saturación de Al

El porcentaje de saturación de aluminio es una medida útil de la acidez del suelo, es una relación entre el aluminio intercambiable extraído por una sal no amortiguada de KCl y la suma de las bases cambiables más el aluminio.

$$\text{Saturación de Al (\%)} = \frac{\text{Al}^{3+}}{\text{Al}^{3+} + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^{+}} \times 100 \quad \text{Ecuación 20}$$

IV.4.15. Cálculo para determinar el nitrógeno total (NT) y la relación C/N

Para determinar el NT y la relación C/N se utilizaron las fórmulas tomadas de Thompson & Troeh (2002) y de Machado *et al.*, (2012), son las siguientes:

$$NT(\%) = \frac{\% M0}{20} \quad \text{Ecuación 21}$$

$$\frac{C}{N} = \frac{\% C0}{\% NT} \quad \text{Ecuación 22}$$

IV.4.16. Acumulación de CO en el suelo

Se realizó el cálculo de la acumulación de C en el suelo, en base a la ecuación propuesta por González *et al.* (2008):

$$CA = (PC \times Da \times P) \quad \text{Ecuación 23}$$

Donde:

CA = carbono almacenado (ton ha⁻¹)

PC = carbono en el suelo (%)

Da = densidad aparente (kg m⁻³)

P = profundidad del suelo (m)

IV.4.17. Caracterización adicional

Los espectros de IR fueron obtenidos del espectrofotómetro de Infrarrojo con transformada de Fourier (Perkin Elmer, modelo FT-IR System Spectrum GX) a un intervalo de 370 a 3700 cm^{-1} . Los porcentajes de C, H y N fueron obtenidos del analizador elemental por combustión (Perkin Elmer, modelo Series II CHNS/O Analyzer 2400) y la distribución de tamaño de partícula en vía seca se llevo a cabo en un analizador de rayo láser (Beckman Coulter, modelo LS 13320).

IV.5. Tratamiento de los datos

A las variables físicas y químicas del suelo se les comprobó la homogeneidad de varianzas ($p \leq 0.05$), el análisis de correlación bivariada por el método de Pearson ($p < 0.05$ y $p < 0.01$) y por último, el análisis multivariado mediante el análisis de componentes principales (ACP). El programa estadístico que se utilizo fue IBM SPSS Statistics, versión 20 (2011).

V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

V.1. Propiedades físicas

Los valores promedio de las propiedades físicas del SR16, SR9, SVN y SA se presentan en la Tabla 6.

V.1.1. Humedad del suelo

La humedad del suelo en el SR16, SR9, SVN y SA varió de 35.44 a 41.63 %, de 31.08 a 34.08 %, de 37.16 a 29.56 % y de 13.87 a 36.14 %, respectivamente; el SR16 y SA mostraron diferencias significativas respecto del SVN, y una moderada correlación negativa ($p < 0.001$) de -0.768 entre el SVN versus SA, es decir que la cantidad mínima de agua en el SA se localiza en la superficie (0 - 5 cm) mientras que en el SVN ésta se encuentra en la subsuperficie (40 - 60 cm) del suelo. En los tres primeros suelos los valores máximos se presentaron en la superficie del suelo y disminuyen con relación a la profundidad, mientras que en el SA, el valor mínimo se presentó en la superficie del suelo y aumenta con la profundidad. El mayor porcentaje de agua en la superficie se debe a la presencia de la MOS, esta favorece la mayor capacidad de almacenamiento de agua, debido a sus características hidrofílicas (Brady & Weil, 2002; López-Hernández *et al.*, 2008); otra razón, es la presencia de cobertura vegetal (árboles, capa de hojas sobre el terreno, ramas, entre otras), que refleja gran parte de la energía solar hacia la atmósfera, se reduce la T° y evapotranspiración en el medio (Monteith & Szeicz, 1961). El contacto físico entre la cobertura vegetal y la superficie del suelo obstruyen el movimiento de escorrentía del agua de lluvia, que desciende lentamente, dando mayor tiempo a la infiltración (FAO, 2005).

En general, estos suelos tienen un sistema estable desde el punto de vista hidrogeomorfológico. En el caso del SA, la escasez o ausencia de la capa de cobertura vegetal (conformada por determinado volumen de residuos de cosecha)

hace que la superficie del suelo absorba más rápido la radiación solar, provoca un incremento de temperatura y pérdida de la humedad del suelo.

V.1.2. Densidad aparente (D_a)

La D_a del SA presentó diferencias significativas respecto al SVN, atribuible al cambio de uso de suelo; se mostro correlación estrecha positiva entre SR16 versus SR9 (.920), SR16 versus SVN (.973) y SR9 versus SVN (0.924). La D_a vario de: 0.76 a 0.87 kg m^{-3} en el SR16, 0.7 a 0.9 kg m^{-3} en el SR9, 0.65 a 0.88 kg m^{-3} en el SVN y de 0.77 a 0.93 kg m^{-3} en el SA; valores que aumentan con relación a la profundidad, menores a la unidad, lo anterior indica que son suelos con adecuada porosidad, facilita el intercambio de gases, buen drenaje y penetración de raíces (Rubio, 2010), por lo que se consideran a los suelos sin problemas de compactación, consolidación y cementación .

El valor promedio de D_a según la NOM-021-SEMARNAT-2000 para suelos minerales: arcillosos, francosos y arenosos es de 1 - 1.19, 1.2 - 1.32 y $> 1.32 \text{ kg m}^{-3}$, respectivamente, en el caso de suelos orgánicos de origen volcánico (Andisoles), el valor promedio es $< 1 \text{ kg m}^{-3}$. Éste último valor se ajusta a lossuelos de estudio, sin embargo, no son considerados suelos orgánicos porque no llegan a tener el 16 % de MOS, excepto el SVN en el intervalo de profundidad de 0 - 5 cm (21.65 %), son suelos clasificados como Alisoles.

V.1.3. Densidad real (D_r)

La D_r del SR16 y SA mostraron diferencias significativas respecto del SVN. Los valores de la D_r oscilaron de: 2.02 a 2.42 kg m^{-3} (SR16), 1.76 a 2.23 kg m^{-3} (SR9), 1.3 a 2.15 kg m^{-3} (SVN) y 2.21 a 2.54 kg m^{-3} (SA), estos valores aumentan con relación a la profundidad. El valor de la D_r cambia en función del tipo de minerales del material parental y de la cantidad de MOS (Buckman & Brady, 1977; Rubio, 2010). El valor de D_r promedio para la mayoría de los suelos (los minerales de formación tienen una densidad semejante) es 2.65 kg m^{-3} (Jaramillo, 2002; Plaster, 2004).

Tabla 6. Propiedades físicas de los suelos de estudio con diferentes usos

Prof. cm	Humedad %	Da kg m ⁻³	Dr	PT %	Color		Arcilla %	Clase textural
					Seco	Húmedo		
SR16								
0-5	37.96	0.76	2.02	62.63	7.5YR3/4 Pardo oscuro	7.5YR2.5/3 Muy oscuro	60.8	Arcillosa
5-20	41.63	0.84	2.13	60.76	7.5YR3/4 Pardo oscuro	7.5YR2.5/3 Muy oscuro	52.6	Arcillosa
20-40	37.21	0.86	2.30	62.58	2.5YR3/4 Pardo rojizo oscuro	2.5YR2.5/4 Pardo rojizo oscuro	3.1	Franco limosa
40-60	35.44	0.87	2.42	63.97	2.5YR3/4 Pardo rojizo oscuro	2.5YR3/6 Rojo oscuro	1.8	Franco limosa
SR9								
0-5	34.80	0.70	1.76	59.83	7.5YR3/4 Pardo oscuro	7.5YR2.5/3 Muy oscuro	33.5	Franco arcillosa
5-20	33.44	0.82	2.03	59.46	7.5YR3/4 Pardo oscuro	7.5YR2.5/3Muy oscuro	49.7	Arcillosa
20-40	31.98	0.85	2.23	61.86	7.5YR3/3 Pardo oscuro	7.5YR2.5/3 Muy oscuro	15.2	Franca
40-60	31.08	0.90	2.20	58.91	5YR3/3 Pardo rojizo oscuro	5YR 2.5/2 Pardo rojizo oscuro	2	Franco limosa
SVN								
0-5	37.16	0.65	1.30	49.08	7.5YR3/4 Pardo oscuro	7.5YR2.5/2 Muy oscuro	39.2	Franco arcillosa
5-20	33.11	0.78	1.96	59.93	7.5YR3/3 Pardo oscuro	7.5YR2.5/2 Muy oscuro	10.8	Franco arenosa
20-40	31.21	0.87	2.14	59.09	2.5YR2.5/4 Pardo rojizo oscuro	2.5YR2.5/4 Pardo rojizo oscuro	27.1	Franca
40-60	29.56	0.88	2.15	58.84	2.5YR2.5/4 Pardo rojizo oscuro	2.5YR3/6 Pardo rojizo oscuro	49.8	Arcillosa
SA								
0-5	13.87	0.77	2.21	57.90	7.5YR4/3 Pardo	2.5YR2.5/3 Pardo rojizo oscuro	46.80	Arcillosa
5-20	21.44	0.86	2.23	57.41	7.5YR4/4 Pardo	2.5YR3/4 Pardo rojizo oscuro	28.00	Franco arcillosa
20-40	28.15	0.91	2.19	55.78	2.5YR3/4 Pardo rojizo oscuro	2.5YR2.5/4 Pardo rojizo oscuro	32.90	Franco arcillosa
40-60	36.14	0.93	2.54	64.81	2.5YR3/4 Pardo rojizo oscuro	2.5YR2.5/3 Pardo rojizo oscuro	29.30	Franco arcillosa

Da: densidad aparente, Dr: densidad real, PT: porosidad total, SR16: suelo reforestado con *P. patula* con 16 años de edad, SR9: suelo reforestado con *P. patula* con 9 años de edad, SVN: suelo con vegetación natural con *Quercus spp.* y SA: suelo agrícola, cultivo maíz.

Los valores por debajo del promedio indican la presencia de altos contenidos de MOS y/o de aluminosilicatos no cristalinos (amorfos) en el suelo (alofanas, imogolita) (Jaramillo, 2002), y a la presencia de minerales ligeros como la plagioclasas y feldespatos (Acevedo *et al.*, 2010).

Fuentes, A. M. del S.

V.1.4. Porosidad total (PT)

Se mostraron diferencias significativas entre el SR16 y el SVN. El porcentaje de PT vario de: 62.63 a 63.97 (SR16), 58.91 a 61.86 (SR9), 49.08 a 59.93 (SVN) y de 57.91 a 64.81 (SA). En casi todos los casos, el valor es mayor al 50 %, esto le confiere al suelo buenas condiciones de intercambio gaseoso, que mejora la infiltración y percolación de agua (FAO, 2005). En base Kaurichev (1984) y Jaramillo (2002), el SVN de 0 - 5 cm tiene una categoría baja (44 - 50 %), y el resto de los suelos tienen la categoría de excelente (55 - 70 %).

En el SA el porcentaje mínimo de PT está en la superficie y aumenta con relación a la profundidad, la razón es la reducción del contenido de MOS, quien provoca una posible inestabilidad en los agregados (Fernández & Paz, 1998) y las actividades de laboreo que han modificado la estructura natural del suelo.

V.1.5. Color

El color del suelo en el SR16 varió de 7.5YR3/4 (pardo oscuro) a 2.5YR3/4 (pardo rojizo oscuro) en seco y de 7.5YR2.5/3 (muy oscuro) a 2.5YR3/6 (rojo oscuro) en húmedo; en el SR9 el color varió de 7.5YR3/4 (pardo oscuro) a 5YR3/3 (pardo rojizo oscuro) en seco y de 7.5YR2.5/3 (muy oscuro) a 5YR 2.5/2 (pardo rojizo oscuro) en húmedo. En el SVN el color en vía seca varió de 7.5YR3/4 (pardo oscuro) a 2.5YR2.5/4 (pardo rojizo oscuro) y en vía húmeda de 7.5YR2.5/2 (muy oscuro) a 2.5YR3/6 (pardo rojizo oscuro). Finalmente en el SA, el color en seco va de 7.5YR4/3 (pardo) a 2.5YR3/4 (pardo rojizo oscuro) y en húmedo de 2.5YR2.5/3 (pardo rojizo oscuro) a 2.5YR2.5/3 (Pardo rojizo oscuro). En todos los casos, se observa en el suelo una secuencia hidrológica que influye en los procesos pedogenéticos asociados a fenómenos de oxido-reducción, a medida que el drenaje se impide, el suelo pasa a un color rojo, condición oxidada del hierro (Fe) (Zapata, 2006). El Fe desempeña un papel importante en los procesos de ferralitización, laterización, podsolización, gleificación y solodización. A partir de la proporción del contenido y de las formas de Fe en distintos horizontes, puede

evaluarse el grado de desarrollo de los procesos edáficos antes indicados (Acevedo *et al.*, 2004).

El color pardo localizado en la superficie del suelo, indica el proceso de pardificación, éste consiste de los siguientes procesos: (i) lixiviación de carbonatos y bases alcalinas y alcalinotérreas; (ii) iluviación incipiente de arcilla; (iii) liberación de Fe como consecuencia del intemperismo de los minerales primarios; y (iv) formación de (oxi)-hidróxidos férricos y ferrosos hidratados, parcialmente cristalinos y predominantemente amorfos. Estos procesos facilitan la unión del Fe libre con las arcillas y el humus, formando complejos órgano- minerales, los que en su mayoría se caracterizan por su color pardo. Para que estos procesos se presenten y la pardificación ocurra, resulta necesario la conjunción de las siguientes variables: (a) presencia de un material parental rico en minerales fácilmente intemperizables; (b) contenidos altos de MOS de fácil humificación (mull); (c) ciclos de estabilidad del paisaje con una duración moderada; y (d) un clima templado (Jasso-Castañeda *et al.*, 2012). Los suelos de estudio reúnen las anteriores variables, por lo que resulta evidente el proceso de pardificación.

V.1.6. Contenido de arcillas

No se mostraron diferencias significativas entre los suelos. El porcentaje de arcillas vario de: 1.8 a 60.8 en el SR16, 2 a 49.7 en el SR9, 10.8 a 49.8 en el SVNy 28 a 46.8 en el SA. Los valores máximos se encuentran en la superficie y disminuyen con la profundidad, excepto en el SVN donde el valor máximo se encontró en la subsuperficie, en este caso, se presenta el proceso de eluviación de arcillas.

La arcilla presente en los suelos de estudio, permite atraer y retener cationes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , H^+ , Al^{3+} y NH_4^+), tener un moderado nivel de humedad, reducir la tasa de degradación de la MOS (al quedar menos accesible al ataque de enzimas microbianas) (Mendiara, 2012).

En el caso del SA la presencia de arcilla en la superficie, le hace tener una fertilidad natural, sin embargo debe manejarse y trabajarse apropiadamente, debido al bajo contenido de MOS en la superficie.

V.1.7. Clase textural

La clase textural en el SR16 vario de fina (arcillosa) a media (franco limoso), en el SR9 la clase fue media en la superficie y subsuperficie (Franco arcillosa y Franco limosa), en el SVN la clase vario de media (Franco arcillosa) a fina (arcillosa) y en el SA la clase vario de fina (arcillosa) a media (Franco arcillosa).

Los suelos de textura media se caracterizan por tener una porosidad equilibrada que permiten buenas condiciones de aireación y drenaje, son los suelos ideales para la producción agrícola por su amplia capacidad productiva y disponibilidad de agua y nutrimentos (Castellanos *et al.*, 2000).

Los suelos de textura fina o pesada (por sus cualidades de difícil laboreo) tienen buenas características de drenaje y aireación, si tienen una buena estructura. Un suelo así será altamente plástico y fuertemente adhesivo cuando esté demasiado mojado, y será pesado, convertido en terrones al secarse, a menos que se trabaje adecuadamente (Rucks *et al.*, 2004).

Es necesario mencionar que la textura del suelo tiene fuerte relación con el contenido de CO, generalmente los suelos de textura más fina tienen altos contenidos de CO (Burke *et al.*, 1989). La principal explicación estaría dada por la mayor capacidad de protección que obtienen los compuestos orgánicos frente al ataque microbiano en suelos de textura pesada.

V.1.7.1. Distribución de tamaño de partícula (DTP)

En la Tabla 7 se muestran la DTP, se consideraron los valores medios del volumen de la muestra, éstos oscilaron de: 706.9 a 840.2 μm en el SR16, 208.4 a 930.2 μm en el SR9, 658.6 a 933.3 μm en el SVN y 469.3 a 654.8 μm en el SA, en los tres primeros suelos el tamaño máximo está en la superficie y disminuye en el intervalo de 20 - 40 cm de profundidad, de ahí asciende hasta los 40 - 60 cm de

profundidad, en el caso del SA el valor mínimo estuvo en el rango de 5 - 20 cm y el valor máximo dentro del rango 20 - 40 cm de profundidad

Tabla 7. Distribución del tamaño de las partículas de los suelos de estudio

Prof. cm	Volumen, % >				
	10	25	50	75	90
Diámetro, μm					
SR16					
0-5	1544	1261	840	444	197
5-20	1511	1184	752	407	208
20-40	1523	1189	707	376	203
40-60	1480	1136	735	442	260
SR9					
0-5	1602	1361	930	466	109
5-20	1469	1111	610	229	76
20-40	807	502.9	208	72	26
40-60	1031	613.3	277	105	37
SVN					
0-5	1536	1248	819	381	154
5-20	1510	1205	751	338	127
20-40	1469	1123	659	290	117
40-60	1581	1329	933	551	305
SA					
0-5	1274	852	469	206	76
5-20	1343	905	448	156	42
20-40	1448	1092	655	311	129
40-60	1471	1121	643	291	120

SR16: suelo reforestado con *P. patula* con 16 años de edad, SR9: suelo reforestado con *P. patula* con 9 años de edad, SVN: suelo con vegetación natural con *Quercus spp.* y SA: suelo agrícola, cultivo maíz.

El tamaño de las partículas del suelo tiene que ver con la formación de agregados en el suelo (micro y macroagregados). Los macroagregados están formados por unión de microagregados, por especies enlazantes, son menos estables que los microagregados y su tamaño va de 250 a 2000 μm (Zapata, 2006). La ruptura de los macroagregados es el producto de la cantidad, frecuencia e intensidad de las labores, expone a la descomposición de la MOS relativamente lábil previamente protegida, lo que resulta combinaciones variadas de elementos orgánicos con

Fuentes, A. M. del S.

diferentes tasas de ingreso y reciclado que afectan las fuentes productoras de agentes enlazantes y sustancias adhesivas orgánicas (raíces, hifas de hongos y organismos rizosféricos) (Cabria, 2002).

Este tipo de agregados se encontraron en la superficie del SR16, SR9, SVN y SA y sólo en el SR9 de 20-40 cm de profundidad hay presencia de microagregados.

Los microagregados ($< 250 \mu\text{m}$) no se alteran por el humedecimiento ni tampoco por disturbios mecánicos, incluyendo las labores de labranza (Tisdall, 1982). La estabilidad de este tipo de agregados depende de la fuerza con que las arcillas y otros componentes inorgánicos del suelo son sorbidos a la MO particulada (MOP), residuos microbianos, coloides orgánicos y compuestos de origen microbiano (Jastrow & Miller, 1998). La adsorción en una variedad de asociaciones órgano-minerales ocurre mediante puentes de cationes polivalentes, uniones puente hidrógeno, fuerzas de Van Der Waals e interacciones con óxidos hidratados y aluminosilicatos (Cabria, 2002).

V.2. Propiedades químicas

Los valores promedio de las propiedades químicas del SR16, SR9, SVN y SA se presentan en la Tabla 8.

V.2.1. pH activo y potencial

El pH activo y potencial de los suelos con diferentes usos mostraron diferencias significativas. Los valores de pH activo oscilaron de: 4.6 a 4.85 en el SR16, de 4.36 a 4.69 en el SR9, de 4.01 a 4.51 en el SVN y de 3.87 a 4.43 en el SA; en los tres primeros suelos el pH disminuye con la profundidad, mientras que en el SA aumenta. Los valores de pH potencial oscilaron de: 3.83 a 4.22 en el SR16, 3.9 a 4.31 en el SR9, 3.47 a 3.62 en el SVN y de 3.87 a 4.34 en el SA; disminuyen con la profundidad, excepto en el SA donde aumenta con la profundidad. En general, éstos suelos son clasificados como fuertemente ácidos (< 5 , NOM-021-SEMARNAT-2000), Pritchett, (1990) menciona que los suelos forestales están en un rango de pH de 3.5 a 6.5, los procesos naturales de acidificación incluyen:

Fuentes, A. M. del S.

absorción de cationes, lavado natural por ácidos carbónico, nítrico u orgánico, formación de humus (Robarge y Johnson, 1992; Broquen *et al.*, 2002), hidrólisis del CO₂ proveniente de la respiración de los microorganismos, hidrólisis de cationes metálicos, los grupos OH de las láminas de los aluminosilicatos (Zapata, 2006; Acevedo *et al.*, 2010), sin embargo, algunas actividades antropogénicas aceleran estos procesos, por ejemplo, la aplicación de fertilizantes amoniacales (como la urea y los fosfatos mono y diamónico) que son convertidos en nitratos a través del proceso de nitrificación, liberan ácidos, ocasiona el incremento de la acidez en la parte superficial del suelo (FAO, 2005). Este último mecanismo se puede estar llevando a cabo en el SA, quien tiene los valores bajos de pH en la superficie. En general, los valores de pH presentes en estos suelos le hacen tener bajas tasas de descomposición de la MOS (Mendiara, 2012).

V.2.2. Δ pH

El Δ pH se refiere a la diferencia entre el pH potencial y el pH activo, los valores en todos los casos fueron negativos, indica que se trata de suelos de carga variable (anfótericos), donde sus materiales coloidales están cargados negativamente y tienen cationes como iones compensadores, predominando así el intercambio catiónico. Los suelos de carga variable tienen una superficie de carga eléctrica, la cual varía en respuesta a los cambios en la composición iónica de la fase de la solución acuosa (Parfitt, 1980; Bolan *et al.*, 1999). En suelos que contienen considerables cantidades de: alófana, imogolita y otros óxidos e hidróxidos de minerales, la carga superficial neta puede ser positiva, negativa o cero con la adsorción de un anión o catión dependiendo del pH y de la fuerza iónica de la solución (Van Raijand, 1972; Ilton Morais *et al.*, 1976; Okamura & Wada, 1983; Charlet & Sposito, 1989; Hidetaka, 2002).

El humus formado en el proceso de descomposición de la MOS, importante por su carga eléctrica negativa, puede retener cationes (o nutrientes con una carga positiva), que a su vez incrementa la CIC.

Tabla 8. Propiedades químicas de los suelos de estudio con diferentes usos

Prof.	pH 1:2.5		C	Ac _{int}	H _{int}	Al _{int}	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	CICE	sat Al	
cm	act	pot	ΔpH	%			Cmol(+) kg ⁻¹					%	
SR16													
0-5	4.81	4.22	-0.59	8.88	0.60	0.22	0.38	0.03	0.02	15.21	9.02	24.88	1.75
5-20	4.85	4.02	-0.83	5.22	1.22	0.33	0.89	0.05	0.01	11.06	7.56	19.90	4.70
20-40	4.60	3.82	-0.78	3.51	2.07	0.53	1.53	0.06	0.004	8.94	7.49	18.56	8.40
40-60	4.68	4.06	-0.62	2.73	0.72	0.21	0.51	0.05	0.005	12.51	7.56	20.85	2.46
SR9													
0-5	4.69	4.31	-0.38	8.73	0.53	0.26	0.27	0.04	0.04	12.42	8.60	21.63	1.22
5-20	4.56	3.94	-0.62	6.87	2.02	0.39	1.63	0.06	0.01	8.54	5.21	15.84	10.20
20-40	4.42	3.90	-0.52	3.57	2.38	0.60	1.78	0.04	0.01	4.98	3.20	10.61	16.74
40-60	4.36	3.93	-0.43	2.21	1.44	0.31	1.13	0.05	0.002	7.64	4.94	14.08	8.23
SVN													
0-5	4.51	3.62	-0.89	12.56	3.47	0.63	4.28	0.03	0.04	17.01	2.44	23.69	14.92
5-20	4.51	3.62	-0.89	7.19	6.17	1.32	5.97	0.03	0.02	3.31	2.65	12.87	39.13
20-40	4.33	3.47	-0.86	3.05	7.57	2.25	3.40	0.05	0.01	1.77	1.38	13.25	42.53
40-60	4.01	3.49	-0.53	1.91	6.60	1.03	4.93	0.03	0.01	6.27	2.02	15.77	40.12
SA													
0-5	4.63	4.10	-0.52	4.01	0.93	0.23	0.70	0.001	0.003	15.06	6.34	21.77	1.38
5-20	4.78	3.94	-0.84	3.23	0.95	0.38	0.57	0.01	0.01	16.42	5.29	22.13	1.22
20-40	4.60	3.87	-0.73	2.72	1.80	0.30	1.50	0.04	0.07	6.15	3.62	16.43	14.50
40-60	4.99	4.34	-0.65	2.98	0.40	0.13	0.27	0.04	0.01	15.87	4.98	21.31	1.40

pH_{act}: pH activo, pH_{pot}: pH potencial, C: carbono, Ac_{int}: acidez intercambiable, H_{int}: hidrógeno intercambiable, Al_{int}: aluminio intercambiable, Na⁺: sodio, K⁺: potasio, Ca²⁺: calcio, Mg²⁺: magnesio, CICE: capacidad de intercambio catiónico, sat Al: saturación de aluminio, SR16: suelo reforestado con *P. patula* con 16 años de edad, SR9: suelo reforestado con *P. patula* con 9 años de edad, SVN: suelo con vegetación natural con *Quercus spp.* y SA: suelo agrícola, cultivo maíz.

V.2.3. Carbono orgánico (CO)

Se mostraron diferencias significativas entre el SVN y el SA. Los mayores porcentajes de CO en los suelos se encontraron en la superficie del suelo y disminuyen con relación a la profundidad, éstos oscilaron de 2.73 a 8.88 en el SR16, de 2.21 a 8.73 en el SR9, de 1.91 a 12.56 en el SVN y de 2.98 a 4.01 en el SA. Al considerar los valores de la NOM-021-SEMARNAT-2000 para suelos volcánicos, indican que los SR van de clase muy baja (< 4 %) a clase media (6.1 – 10-9 %), el SVN va de clase muy baja (< 4 %) a clase alta (11 – 16 %) y el SA le corresponde la clase muy baja en todas las profundidades.

Lo anterior indica que el SVN en la superficie (0-5 cm de profundidad) donde la estructura se mejora (Lorenz, 1995), ésta se reflejará en un medio propicio para la penetración radicular y una alta fertilidad natural (Castellanos *et al.*, 2000; Fuentes, 2009); se mejora la dinámica y biodisponibilidad de los macroelementos (C, N, P, S)

Fuentes, A. M. del S.

y microelementos (Fe, Cu, Mn, Co y Zn) para las plantas (FAO, 2002), proporciona energía a los microorganismos (Lorenz, 1995); se favorece el medio al tener una mejor capacidad de almacenamiento de agua (López-Hernández *et al.*, 2008), se crea un efecto tampón, adecuado para favorecer la adsorción, el intercambio catiónico (Fernández, 2004) y la formación de complejos organominerales (órgano-metálicos o arcillo-húmicos) (Manjaiah *et al.*, 2010).

En el SA, las entradas de CO están dadas por los rastrojos, raíces y exudados radiculares mientras que las salidas son las pérdidas por erosión y mineralización (C-CO₂).

V.2.4. Acidez y aluminio intercambiable

La acidez intercambiable del SR9 y SA mostro diferencia significativa, mientras que con el hidrógeno y aluminio intercambiable se presentó diferencia significativa en todos los usos de suelo. La acidez intercambiable (Ac_{int}) está en función del pH y de la CIC del suelo. En la mayoría de los suelos, esta acidez se compone por H⁺, Al³⁺ y ácidos orgánicos (NOM-021-SEMARNAT-2000). El contenido de Ac_{int} oscilo de: 0.60 a 2.07 Cmol(+) kg⁻¹ en el SR16, 0.53 a 2.38 Cmol(+) kg⁻¹ en el SR9, 3.47 a 7.57 Cmol(+) kg⁻¹ en el SVN y 0.40 a 1.80 Cmol(+) kg⁻¹ en el SA, en todos los casos, el contenido de Al³⁺ fue mayor al de H⁺.

El contenido de Al³⁺ vario de: 0.38 a 1.53 Cmol(+) kg⁻¹ en el SR16, 0.27 a 1.78 Cmol(+) kg⁻¹ en el SR9, 3.40 a 5.97 Cmol(+) kg⁻¹ en el SVN y 0.27 a 1.50 Cmol(+) kg⁻¹ en el SA. En base a la clasificación de Bernier (2000), los contenidos de Al³⁺ tienen la categoría de media (0.26 - 0.50 Cmol(+) kg⁻¹) a muy alta (≥ 0.81 Cmol(+) kg⁻¹). El Al³⁺ es un catión con grado de hidrólisis moderada que perturba el equilibrio de disociación del agua y produce un aumento en la concentración de H⁺, quedando la solución ácida (Zapata, 2002), en términos generales, se considera un elemento agrónomicamente negativo, valores bajos son más deseables que los altos; sin embargo, algunas especies vegetales en el suelo son capaces de tolerar este elemento en grandes cantidades (Castellanos *et al.*, 2000).

V.2.5. Cationes intercambiables

Las diferencias significativas se presentaron en: Ca^{2+} en el SR16 y SA y Mg^{2+} entre los cuatro diferentes usos de suelo. La composición catiónica en suelos ácidos (≤ 5.5) reportada por Zapata (2002) es: $\text{Al}^{3+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$, en el presente estudio los suelos cumplen esta composición.

El contenido de Ca^{2+} en los suelos disminuye a los 40 cm de profundidad, los valores oscilaron de: 8.94 a 15.21 $\text{Cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ en el SR16, 4.98 a 12.42 $\text{Cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ en el SR9, 1.77 a 17.01 $\text{Cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ en el SVN y 6.15 a 16.42 $\text{Cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ en el SA. En base a la NOM-021-SEMARNAT-2000 los valores van de clase muybaja (< 2) a clase alta ($> 10 \text{Cmol}(+) \text{kg}^{-1}$); el bajo contenido de Ca^{2+} que se presenta en algunos casos, tiene escasa repercusión sobre el suelo forestal, porque los árboles pueden cubrir estas necesidades mediante la disolución de las rocas (Landeweert *et al.*, 2001; Blum *et al.*, 2002). El Ca^{2+} predomina entre los cationes de cambio, seguido de Mg^{2+} y en menores contenidos: K^+ y Na^+ .

Entre los factores del suelo que en mayor grado determinan la disponibilidad de Ca^{2+} se encuentran: Ca total suplementado, pH, CIC, porcentaje de saturación de Ca^{2+} en respecto con CIC, tipo de coloide del suelo y la relación de Ca^{2+} frente a otros cationes en la solución. En los suelos ácidos el Ca^{2+} no es rápidamente disponible para las plantas a bajas saturaciones, conforme decrece el porcentaje de Ca^{2+} en proporción a la CIC total, también decrece la cantidad de Ca^{2+} absorbido por las plantas. El argumento propuesto también se aplica al tipo de mineral, los suelos con predominancia de arcillas tipo 2:1 requieren una mayor saturación de Ca^{2+} que aquellos con arcillas tipo 1:1. Específicamente la montmorillonita requiere un porcentaje de saturación mayor del 70 % de Ca^{2+} para un adecuado suministro, mientras que la caolinita presenta suficiente disponibilidad a 40 – 50 % de saturación de Ca^{2+} (Havlin *et al.*, 1999; Sadeghian, 2012).

El contenido de Mg^{2+} vario de: 7.56 a 9.02 $\text{Cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ en el SR16, 3.20 a 8.60 $\text{Cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ en el SR9, 1.38 a 2.65 $\text{Cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ en el SVN y 3.62 a 6.34 en el SA $\text{Cmol}(+) \text{kg}^{-1}$, disminuye A los 40 cm de profundidad; el rango de valores de Mg^{2+}

va de clase media ($1.3 - 3.0 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$) a clase alta ($> 3.0 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$) en base a la NOM-021-SEMARNAT-2000. Las concentraciones de Mg^{2+} en el complejo de cambio varían según el material parental, tipo de arcilla, la textura, presencia de otros cationes, la acidez, la lluvia, extracción por los cultivos y los aportes vía fertilización y enclamiento. En este sentido, las deficiencias de Mg^{2+} tienden a ocurrir cuando los suelos son ácidos, arenosos, altamente lavados y con baja CIC (Sadeghian, 2012).

En términos generales el Ca^{2+} y Mg^{2+} se encuentran disponibles como cationes de intercambio y la cantidad disponible tiene una relación directa con la meteorización de los minerales y el grado de lixiviación. La principal pérdida en los sistemas agrícolas es el lavado y posteriormente la erosión. Y son principalmente reemplazados por la adición de enmiendas cálcicas (cal). En cambio en un sistema forestal la mayor pérdida de Ca^{2+} es por la cosecha de madera en especial de árbol entero (Andina, 2010).

En cuanto al contenido de Na^+ , los valores oscilaron de: 0.03 a $0.06 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ en el SR16, 0.04 a $0.06 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ en el SR9, 0.03 a $0.05 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ en el SVN y 0.001 a $0.04 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ en el SA. Todos los valores están en la categoría de muy bajo ($\leq 0.15 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$) según Bernier (2000). Finalmente el contenido de K^+ vario de: 0.004 a $0.04 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ en el SR16, 0.002 a $0.04 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ en el SR9, de 0.001 a $0.04 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ en el SVN y de 0.003 a $0.07 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ en el SA. Según la NOM-021-SEMARNAT-2000, los valores de este catión tienen una clase muy baja ($< 0.2 \text{ Cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$). Entre los factores que determinan la disponibilidad de K^+ se encuentran: cantidad y tipo del mineral arcilloso, CIC, contenido de K^+ intercambiable, capacidad del suelo para fijar el K^+ , la humedad, la temperatura, la aireación y el pH del suelo (Havlin *et al.*, 1999; Sadeghian, 2012).

En general, los cationes intercambiables al igual que el trabajo de Lozano (2010), se presentaron a nivel superficial y disminuyen a medida que se profundiza el perfil.

V.2.6. Capacidad de intercambio catiónico efectiva

Se presentó diferencia significativa en el SR16 y SA. Por tratarse de suelos con pH inferior a 5.5 y con carga variable, no calcáreos, ni salinos, la medida que determina exactamente la carga total de desplazamiento de cationes es la capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICE). Los valores resultantes de esta determinación fueron: 18.56 a 24.88 Cmol(+) kg⁻¹ en el SR16, 10.61 a 21.63 Cmol(+) kg⁻¹ en el SR9, 12.87 a 23.69 en el SVN y 16.43 a 22.13 en el SA. El valor máximo se encuentra en la superficie y disminuye a los 40 cm de profundidad éstos son > 4 Cmol(+) kg⁻¹, lo que sugiere suficiente CIC en el suelo, prevendrá considerables pérdidas por lixiviación de cationes (Sánchez, 1976).

La CIC caracteriza una fracción de cationes en forma accesible para las plantas y representa un buffer contra la acidificación (Lorenz, 1995), ésta depende de la cantidad y tipo de coloides presentes en las arcillas y del COS (Jaramillo, 2002).

V.2.7. Porcentaje de saturación de aluminio

Se presentaron diferencias significativas en los cuatro diferentes usos de suelo. El porcentaje de saturación de Al³⁺ osciló de 2.46 a 8.40 en el SR16, de 1.22 a 16.74 en el SR9, de 14.92 a 42.53 en el SVN y de 1.22 a 14.50 en el SA. La categoría en la que se encuentran es de baja (1.10-3.09%) a muy alta (≥12.10%) Bernier(2000). Cuando hay altos niveles de saturación de Al³⁺ en el suelo, se reduce el crecimiento de raíces, inhibiendo su elongación y penetración en el suelo y consecuentemente, reduciendo la absorción de agua y nutrientes, así como la incapacidad de las raíces de llegar a éstos en el subsuelo (Salinas, 1981). En una segunda fase del daño, el Al³⁺ obstaculiza la traslocación de nutrientes a la parte aérea, los cuales se manifiestan como deficiencias nutricionales principalmente de P, Ca y Mg (Sánchez y Salinas, 1983; Zapata, 2002)

V.2.8. Porcentaje de NT y relación C/N

Los resultados de la Tabla 9 son aproximados. El porcentaje de nitrógeno total presencia diferencia significativa entre el SA y el SVN. La teoría dice que un suelo se considera fértil si el valor numérico de la relación C/N se encuentra en torno a 10. Se hace relación a los datos obtenidos se obtuvo un valor constante de 11.60, esto indica que los suelos son fértiles.

Tabla 9. Datos calculados

Prof. cm	% NT	C/N
SR16		
0-5	0.58	11.60
5-20	0.24	11.60
20-40	0.64	11.60
40-60	0.30	11.60
SR9		
0-5	0.57	11.60
5-20	0.23	11.60
20-40	0.78	11.60
40-60	0.26	11.60
SVN		
0-5	0.73	11.60
5-20	0.15	11.60
20-40	0.97	11.60
40-60	0.28	11.60
SA		
0-5	0.32	11.60
5-20	0.21	11.60
20-40	0.31	11.60
40-60	0.28	11.60

% NT: porcentaje de nitrógeno total y C/N: relación carbono nitrógeno

V.2.9. Cambios de las propiedades físicas y químicas del SVN

Los valores resultantes del SVN se compararon con muestras tomadas en el mismo suelo en 2004, las propiedades del suelo que presentaron diferencias significativas

Fuentes, A. M. del S.

(≤ 0.05) fueron: PT, Dr, pH_{pot}, AC_{int}, NT, K⁺ y Ca²⁺ (Fuentes *et al*/2014). Significa que son las propiedades químicas las que cambian a corto plazo (siete años)..

V.3. Análisis elemental

La lectura de C reportada del analizador (Tabla 10) se considera orgánico, al tener los suelos valores de pH menores de 5, en este rango hay ausencia de carbonatos; el porcentaje oscilo de: 2.08 a 7.49 en el SR16, 2.0 a 8.81 en el SR9, 1.82 a 9.59 en el SVN y 1.93 a 2.63 en el SA; en los tres primeros suelos el valor mayor está en la superficie y disminuye con relación a la profundidad, excepto en el SA, donde éste se encontró en el rango de 5 - 40 cm de profundidad.

Tabla 10. Resultados en porcentaje del análisis elemental de las muestra de suelo

Prof. cm	C	H	N
SR16			
0-5	7.49	2.02	0.23
5-20	5.27	1.88	0.05
20-40	3.18	1.80	Nd
40-60	2.08	1.68	Nd
SR9			
0-5	8.81	2.06	0.21
5-20	6.33	1.88	Nd
20-40	3.59	1.70	Nd
40-60	2.00	1.54	Nd
SVN			
0-5	9.59	2.10	0.10
5-20	6.50	1.90	0.01
20-40	3.10	1.74	Nd
40-60	1.82	1.69	Nd
SA			
0-5	2.61	1.65	Nd
5-20	2.63	1.73	0.02
20-40	2.63	1.69	Nd
40-60	1.93	1.67	Nd

C: carbono, H: hidrógeno, N: nitrógeno, SR16: suelo reforestado con *P. patula* con 16 años de edad, SR9: suelo reforestado con *P. patula* con 9 años de edad, SVN: suelo con vegetación natural con *Quercus spp.*, SA: suelo agrícola, cultivo maíz. y Nd: no detectado.

De los cuatro suelos, el que mostró los más altos porcentajes de C fue el SVN, este suelo pertenece a un bosque templado caducifolio, su hojarasca tiene una descomposición rápida y se transforma en humus enriquecido, mientras que los suelos reforestados (SR16 y SR9) corresponden a un bosque templado de coníferas, su hojarasca es fuertemente ácida y bastante resistente a la descomposición, que a la vez estimula al proceso de podzolización (Jaramillo, 2002). El anterior proceso está asociado a la capacidad que tienen algunos ligandos orgánicos y al ácido fúlvico formados en el suelo para movilizar el aluminio y el hierro (Zapata, 2006).

En el caso del SA, las intervenciones realizadas sobre la cubierta ha favorecido a la pérdida de los agregados que forman la estructura del suelo y conduce a una acelerada descomposición de la MOS (Lal, 2003; Camacho-Tamayo *et al.*, 2010), esto puede provocar cambios en las condiciones microclimáticas (redistribución de la precipitación, humedad y temperatura del aire y del suelo) (Mormeneo *et al.*, 2003).

El porcentaje de H vario de: 1.68 a 2.02 en el SR16, 1.54 a 2.06 en el SR9, 1.69 a 2.10 en el SVN y 1.65 a 1.73 en el SA. En los tres primeros suelos, el valor mayor se encontró en la superficie y disminuye con relación a la profundidad, mientras que en el SA se obtuvo en el rango de 5-20 cm de profundidad. Mientras que el porcentaje de N, se detectó sólo en la superficie del suelo, excepto en el SA donde este valor se detecto de los 5-20 cm de profundidad. Estos dos últimos elementos tienen que ver con el proceso de humificación de la MOS, a medida que éste avanza se incrementan los contenidos de C y de O en el humus y decrecen los de H y de N (Kumada, 1987; Jaramillo, 2002).

En los suelos donde se detecto N, éste puede proceder de la necromasa (humus) y se encuentra principalmente en forma de N orgánico o N reducido en forma de amonio, procedente de la degradación de las proteínas que forman parte de la MOS (García-Álvarez, 1989; Mejuto, 2011).

La constante remoción de la MOS en la parte superficial del SA, hace que sean la profundidad subyacente (5-20 cm) la que contengan los más altos contenido de elementos. Por tanto una opción de manejo en este suelo, es la entrada de

Fuentes, A. M. del S.

rastrojos con alta concentración de lignina y/o la adición de N que conduzca al incremento del COS.

V.4. Espectroscopía de IR

En la Tabla 11 aparece un listado de las bandas más intensas de IR en muestras con MOS. Los espectros de IR de los suelos sin oxidación de la MOS (Anexo B), son cualitativamente muy similares, muestran una banda ancha a 3700 y 3100 cm^{-1} atribuible a las vibraciones de tensión de enlaces O-H, a 2920 y 2850 cm^{-1} aparecen dos picos correspondientes a vibraciones de valencia C-H y a 1600 y 1700 cm^{-1} aparece una banda debida a vibraciones C-O de grupos carboxilos y cetonas alifáticas, mientras que la centrada a 1600 cm^{-1} puede deberse a la existencia de grupos C=C aromáticos, COO⁻ conjugados con enlaces de hidrógeno, cercano a 1450 cm^{-1} se observa una banda pequeña que se debe a las deformaciones de enlace C-H, Ellies *et al.* (1995) reportaron que enlaces C-H (3200-2700 cm^{-1}) provienen de fuentes como lípidos y ácidos grasos de la MOS del suelo y que bandas de 750 y 1750 cm^{-1} corresponden a ésteres y sustancias aromáticas de las fracciones lábiles de la MOS. A 1100-1000 cm^{-1} se observa una banda que correspondería a grupos alcohólicos -OH en estructuras derivadas de carbohidratos, y a 1636 cm^{-1} atribuibles a vibraciones asociadas a grupos orgánicos carboxílico y aromáticos, COOH y C=C (Besoain *et al.*, 1985).

Tabla 11. Principales grupos funcionales en muestras de suelo con materia orgánica

Banda, cm^{-1}	Grupo
≈3400	O-H
≈ 2960	Vibraciones de alargamiento de grupos metilos (-CH ₃) de n-alcanos
≈ 2850	Vibraciones de alargamiento de grupos metilenos (-CH ₂ -) de n-alcanos
≈2930	C-H alifático
≈1650	Enlaces peptídicos y deformación CH de C-CH ₃ y -CH ₂
≈ 1461	Vibraciones de flexión de grupos metilos (-CH ₃) de n-alcanos
≈1420	Deformación de O-H fenólico y tensión C-O
≈ 1384	Vibraciones de flexión de grupos metilenos (-CH ₂) de n-alcanos
≈1030	Tensión C-O de polisacáridos
≈ 900	Vibraciones H-C en anillos aromáticos
≈ 892	Vibraciones hidrógeno-carbono (H-C) en anillo aromáticos
≈723	Aromáticos monosustituidos o 1,2-disustituidos
≈650	Vibraciones de flexión carbono-hidrógeno de olefinas (alquenos) H-C=C

Fuente: Valdés *et al.*, 2000

Fuentes, A. M. del S.

Ludwing *et al* (2002), mencionan que en la banda 3410 a 3300 cm^{-1} puede resultar de los grupos OH de fenoles, alcoholes, ácidos, hidroquinonas o hidróxidos inorgánicos y el pico 2920 cm^{-1} está asociado con C-H alifáticos.

Cuando se oxida la MOS algunos picos disminuyen su intensidad en la banda y otras aumentan, sobre todo en las bandas correspondientes a los minerales del suelo, lo que confirma que la oxidación de la MOS no produjo la destrucción de la estructura cristalina de los minerales (Tabla 12).

Tabla 12. Valores de las bandas de las muestras de suelo obtenidos por transmisión en infrarrojo y su identificación mineralógica

Banda, cm^{-1}	Identificación mineralógica
539	Illita + montmorillonita
689	Cuarzo + illita + montmorillonita + caolinita
793	Cuarzo
829	Illita
913	Montmorillonita + trazos de illita y illita/montmorillonita + caolinita
1035	Montmorillonita + trazos de illita/montmorillonita + caolinita
1101	Caolinita + illita
1447	Dolomita
1633	Agua absorbida en la montmorillonita - vibración de deformación O-H
2852	Materia orgánica
2921	Materia orgánica
3250	Agua firmemente ligada a superficie de mineral como monocapa típica en montmorillonita
3425	Agua absorbida en la montmorillonita - vibración de estiramiento O-H
3621	Montmorillonita + illita/montmorillonita + caolinita + illita
3695	Caolinita

Fuente: Wilson 1994; Morales-Carrera *et al.*, 2003

Esta vez, los grupos hidroxilos corresponden a los OH unidos a los octaedros de alúmina o magnesita y a los que forman parte de las moléculas de agua adsorbidas. La frecuencia correspondiente a la vibración de los grupos OH de la molécula de agua contenida en los minerales esta sobre la banda 3400 cm^{-1} corresponde a vibraciones de valencia y aquella alrededor de 1640 cm^{-1} a la de deformación (Besoain, 1985). Las bandas de absorción de los minerales del suelo son: 1020, 915, 750, 550 y 480 cm^{-1} (illita), 793, 753, 539 y 471 cm^{-1} (caolinita), 3420, 1630, 1028, 526 y 467 cm^{-1} (montmorillonita), 790, 695, 538 y 460 cm^{-1} (tridimita), 798, 673 y 461 cm^{-1} (goetita), 1028, 910, 533 y 463 cm^{-1} (hematita), por mencionar algunos.

V.5. Análisis de componentes principales (ACP)

Se utilizó el ACP para reducir la dimensionalidad de los datos, se presenta el eje de mayor variabilidad. Una vez determinado el número de ejes que forman el espacio reducido, se puede evaluar la contribución relativa de cada parámetro a la formación de los ejes mediante el ángulo de cada parámetro con cada eje. Los ángulos cercanos a 0° indican relación estrecha y positiva, los cercanos a 180° relación estrecha y negativa y los cercanos a 90° indican ausencia de relación (Legendre & Legendre, 1998; Cisneros & Sánchez, 2004).

V.6.1. Suelo reforestado con *Pinus patula* 16 años (SR16)

El SR16 mostró en su primer componente el 49.651 % de la varianza total explicada y se compone principalmente en forma positiva por las variables: Na⁺, Da y arena, en forma negativa por las variables CICE, K⁺ y Ca²⁺. Su segundo componente mostró el 14.274 % de la varianza total explicada, compuesta por la variable: humedad en forma positiva y en forma negativa por la variable: limo. En el Anexo C aparece la matriz de componentes de los cuatro suelos.

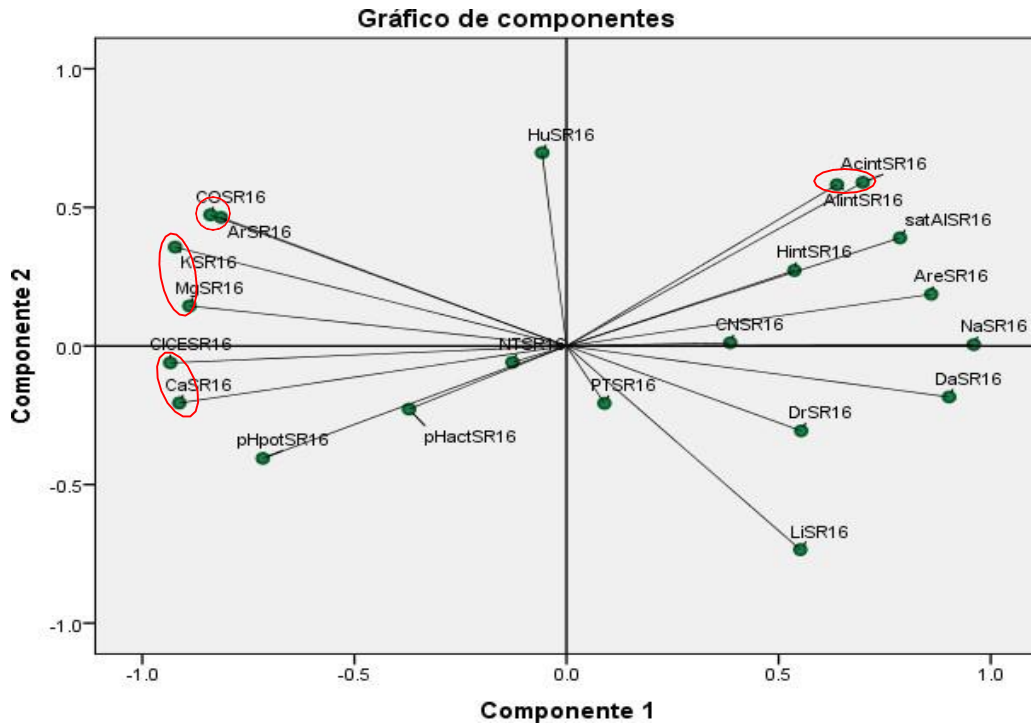


Figura 28. Plano principal de las variables del suelo reforestado con *Pinus patula* 16 años (SR16).

De la Figura 28 se obtiene que el CO tenga estrecha relación con la arcilla, puesto que llegan a formar complejos órgano-minerales, que protegen a la MOS de la descomposición, al formar complejos sumamente estables y reducir drásticamente su mineralización, propiciando su acumulación en el suelo (Jaramillo, 2002). El COS mostro estrecha relación negativa con la Dr, esto es porque la Dr tiene una dependencia de la composición mineral del suelo y del contenido de algunos sólidos especiales en él, como la MOS y los óxidos de hierro.

Otras variables que mostraron relación entre sí, son CICE, Ca^{2+} , Mg^{2+} y K^+ , porque la primera de ellas se obtiene de la suma de estos cationes.

V.6.2. Suelo reforestado con *Pinus patula* 9 años (SR9)

El primer componente del SR9 mostro un 49.060 % de la varianza total explicada, las variables que mostraron mejor la varianza de forma positiva son: CICE, Ca^{2+} y Mg^{2+} , mientras que saturación de Al, seguido de Da y arena contribuyeron de forma negativa. El CP2 contribuyo con el 14.401 % de la varianza total explicada,

Fuentes, A. M. del S.

dentro de él, la variable arcilla fue la que más contribuyo de forma positiva y ellimo en forma negativa.

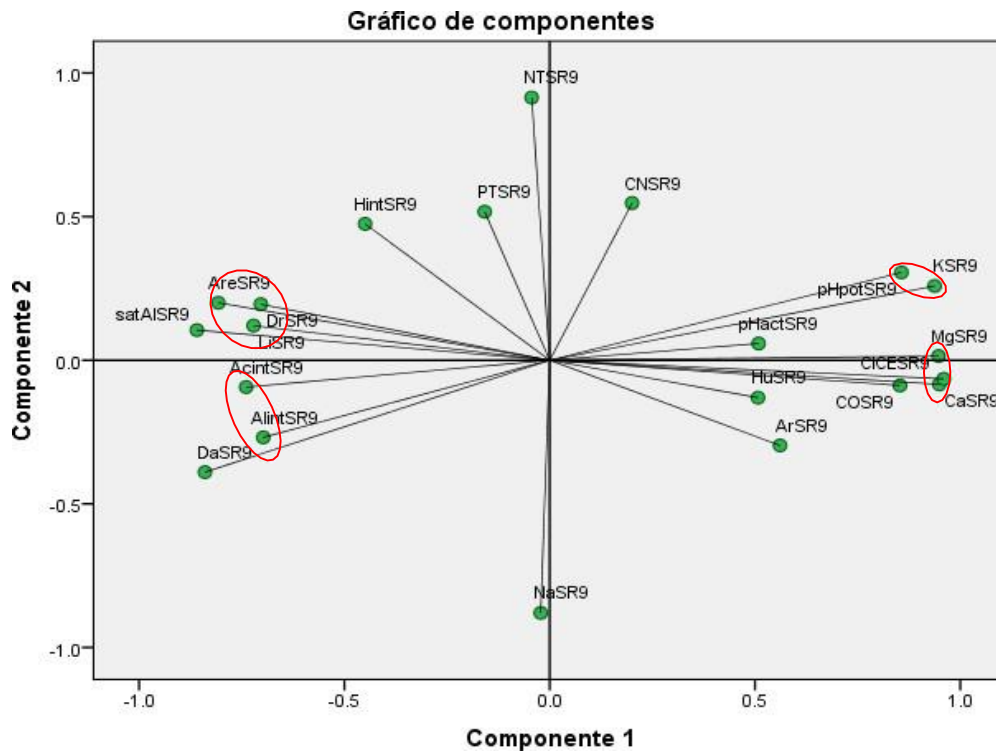


Figura 29. Plano principal de las variables del suelo reforestado con *Pinus patula* 9 años (SR9).

La Figura 29 muestra el plano principal de este suelo, se explica la relación estrecha positiva entre las variables: arena, limo y Dr, las dos primeras son partículas sólidas del suelo y esto es lo que mide la Dr relacionado con el volumen que ocupan, sin tener en cuenta su organización en el suelo (Jaramillo, 2002).

V.6.3. Suelo reforestado con vegetación natural con *Quercus spp.* (SVN)

En el caso del SVN, la varianza extraída del CP1 fue de 47.475 %, las variables que explicaron mejor la varianza en forma positiva fueron: K^+ , COS y Ca^{2+} , en forma negativa: saturación de Al, Da y acidez intercambiable. Mientras que el CP2 explico el 18.182 % de la variabilidad y en su formación contribuyo la arcilla y el

limo de forma positiva y la arena en forma negativa. La Figura 30 muestra el plano principal de este suelo.

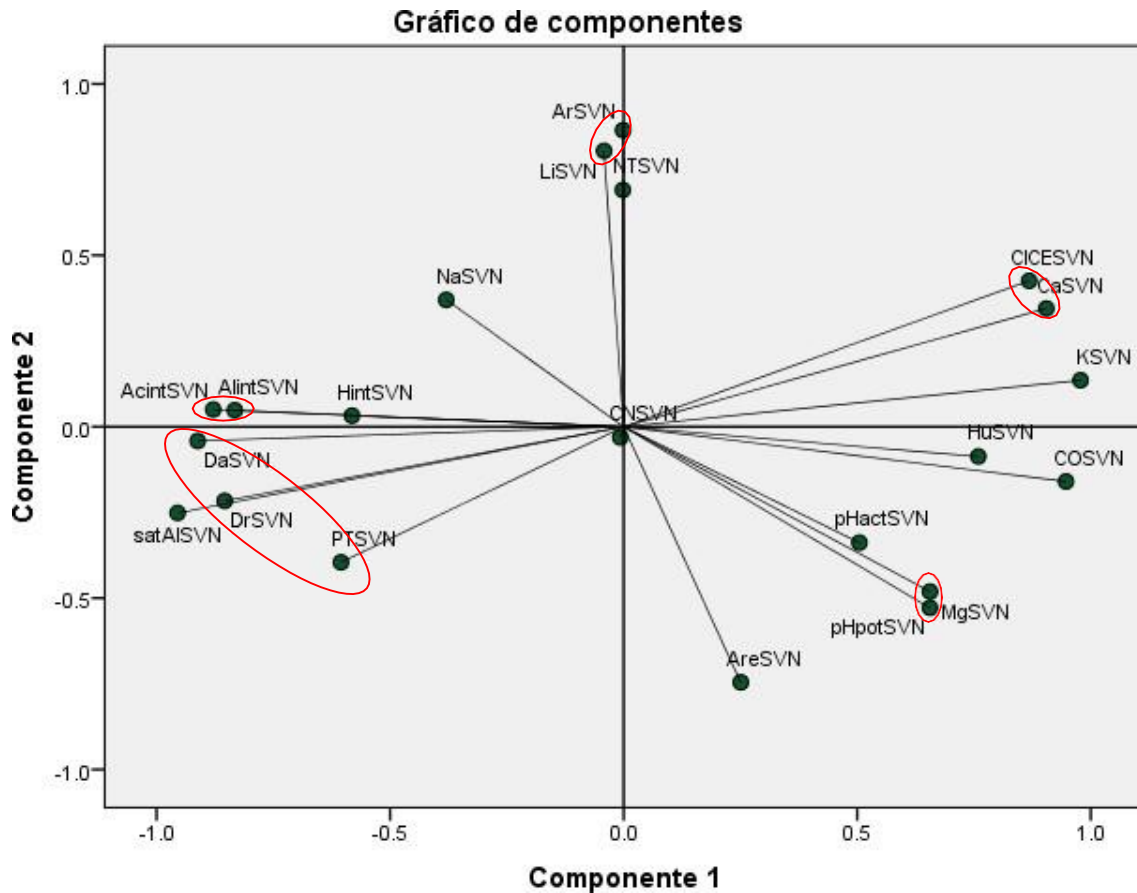


Figura 30. Plano principal de las variables del suelo con vegetación natural con *Quercus spp.* (SVN).

La Da, Dr y PT son tres propiedades físicas interrelacionadas en suelo. Como se sabe, la densidad del suelo es la relación entre masa por unidad de volumen, en el suelo la masa que lo constituye son partículas individuales acomodadas de acuerdo a un patrón de arreglo, forman poros de diferentes tamaños y formas, dentro de los cuales puede haber agua ó aire.

V.6.4. Suelo agrícola (SA)

En el SA, el CP1 mostro el 32.431 % de la variabilidad, las variables que explicaron mejor la varianza en forma positiva fueron: K^+ , saturación de Al y Al intercambiable, en forma negativa contribuyeron las variables: CICE, Ca^{2+} y Mg^{2+} . Mientras que el CP2 explico el 22.350 % de la variabilidad y en su formación contribuyo de forma positiva la humedad, pH potencial y Na^+ , en forma negativa:

H intercambiable y COS. La Figura 31 muestra el plano principal de este suelo.

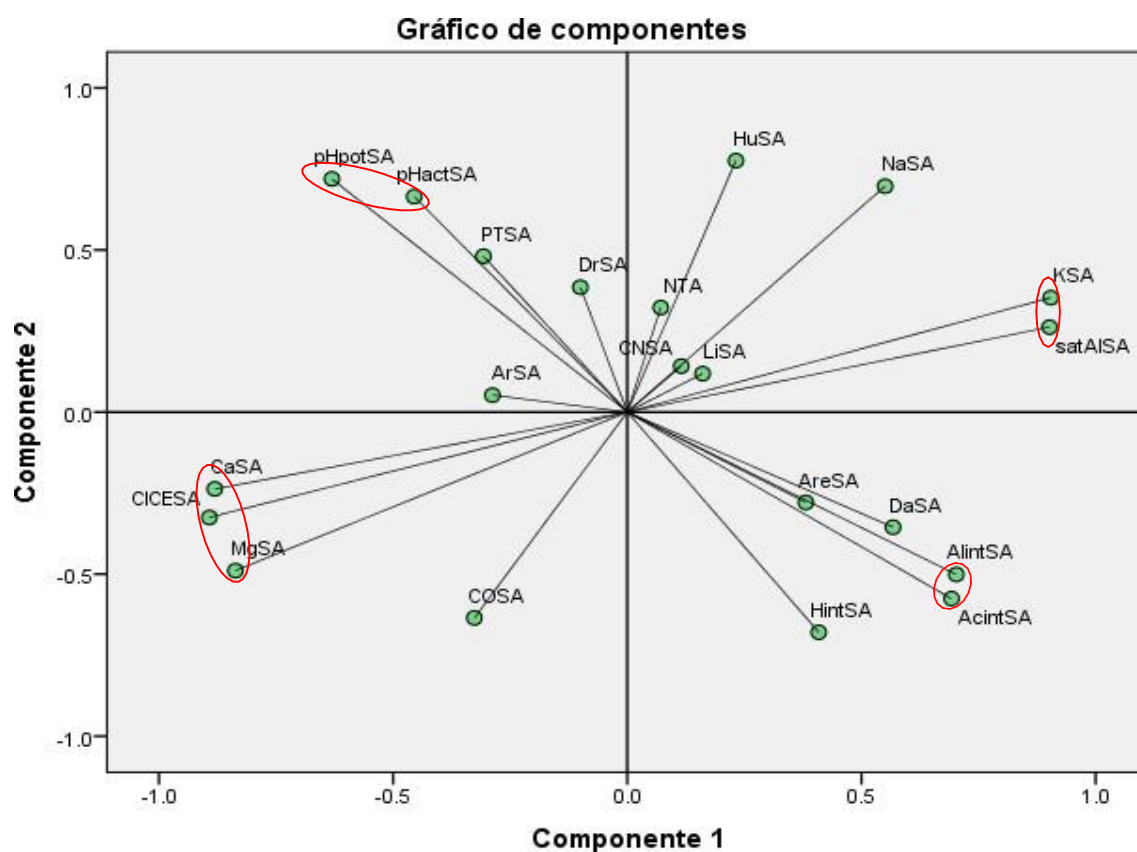


Figura 31. Plano principal de las variables del suelo agrícola (SA).

V.7. Almacenamiento de CO

La Figura 32 muestra los valores resultantes del C en la hojarasca, mor y el suelo, resultado del proceso de incorporación y acumulación de MOS al sistema. La tasa de descomposición de la hojarasca depende de la concentración de nitrógeno,

Fuentes, A. M. del S.

C/N, lignina y lignina/nitrógeno (Pardos, 2010). El humus contiene menos C que el suelo, éste es la materia prima para la formación de los coloides orgánicos que se acumularán en el suelo (Zapata, 2006).

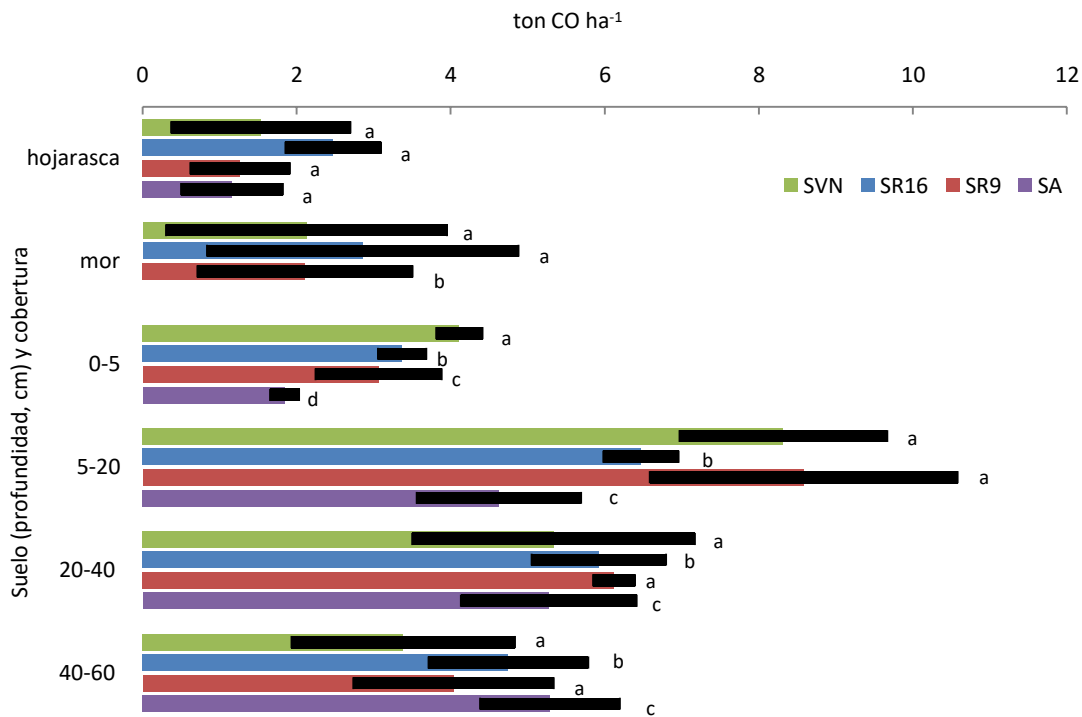


Figura 32. Almacenamiento de CO en los suelos con diferentes usos.

En base a la figura anterior, el menor contenido de hojarasca se presentó en el SA, seguido del SR9, SVN y SR16, sin embargo el análisis estadístico no mostró diferencias significativas. El contenido de CO del mor en los suelos reforestados y con vegetación natural es mayor al correspondiente a la hojarasca, debido al proceso pedogenético de humificación (Kumada, 1987; Jaramillo, 2002).

La constante remoción de la MOS en el sistema agrícola después del cultivo, hace que la cantidad de CO en la hojarasca y suelo sea menor que los otros usos de suelo, excepto en el rango de 40 - 60 cm de profundidad donde el contenido de CO fue mayor que en los otros usos. El mayor contenido de COS se localizó de los 5 - 20 cm de profundidad en los suelos reforestados y con vegetación natural,

Fuentes, A. M. del S.

Alianiello *et al.* (2002) reportaron que el contenido de C decrece con la profundidad, la textura fina interviene en la velocidad de mineralización (Peña, 2005). La superficie de los suelos de estudio son de esta clase, lo que les provoca tener bajas tasas de mineralización de la MOS.

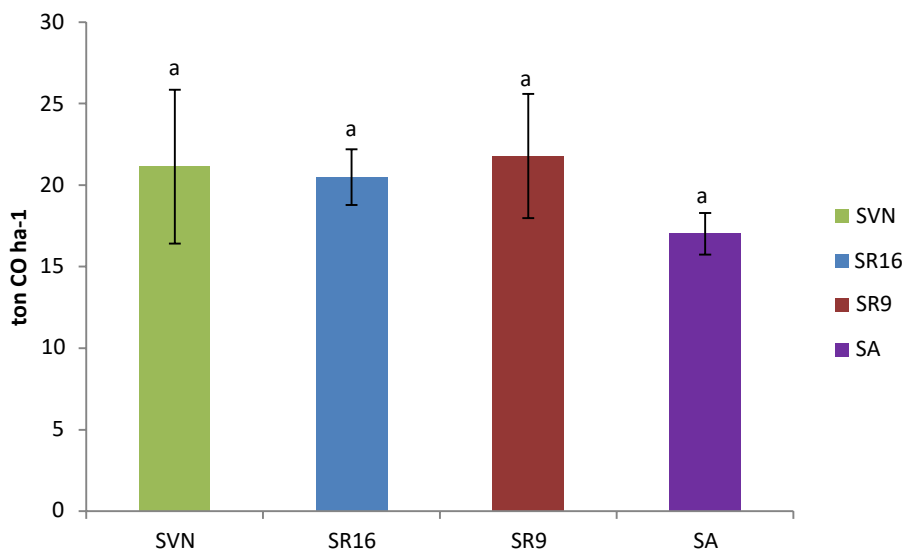


Figura 33. Carbono orgánico del suelo a 60 cm de profundidad de los suelos con diferentes usos.

El CO almacenado en el suelo de 0 a 60 cm de profundidad se obtuvo mediante la sumatoria del CO en cada profundidad analizada (Figura 33), de los cuatro usos de suelo el que más contenido mostro fue el SR9 con 21.80 ton CO ha⁻¹, seguido del SVN con 21.14 ton CO ha⁻¹, enseguida el SR16 con 20.51 ton CO ha⁻¹ y finalmente el SA con 17.03 ton CO ha⁻¹, pese a los resultados, no se presentaron diferencias significativas.

VI. CONCLUSIONES

Los suelos con diferentes usos mostraron diferencias significativas en las propiedades físicas: humedad, porosidad total, densidad aparente y densidad real.

Las propiedades químicas de los suelos de estudio que experimentaron diferencias significativas fueron: pH activo, pH potencial, carbono orgánico, acidez, hidrógeno y aluminio intercambiable, nitrógeno total, calcio, magnesio, capacidad de intercambio catiónico efectiva y porcentaje de saturación de aluminio.

El carbono orgánico del suelo en relación a las propiedades físicas y químicas actúa como un indicador de la calidad del suelo.

El suelo mostro ser el principal componente de almacenamiento de carbono, seguido de la cobertura vegetal.

La cobertura del suelo reforestado con *Pinus patula* 16 años (SR16) presento el mayor contenido de carbono orgánico, representado por el mor (humus poco transformado) y la hojarasca, las cantidades fueron 2.86 y 2.48 ton CO ha⁻¹, respectivamente.

Los suelos que almacenaron más carbono de los 0 a los 60 cm de profundidad fueron el suelo reforestado con *Pinus patula* 9 años (SR9) y suelo con vegetación natural con 21.80 y 21.14 ton CO ha⁻¹, respectivamente.

El suelo con vegetación natural a través de un periodo de siete años, ha experimentado diferencias significativas en sus propiedades fisicoquímicas: porosidad total, densidad real, pH potencial, acidez intercambiable, nitrógeno total, K⁺ y Ca²⁺.

VII. RECOMENDACIONES

Las reforestaciones con *Pinus patula* en el bosque templado han mostrado buenos resultados respecto al almacenamiento de carbono, sin embargo se recomienda hacer reforestaciones con especies endémicas para no alterar las condiciones del sistema edáfico.

El sistema de labranza utilizado en el suelo agrícola le hace perder más carbono, por lo que se recomienda darle un manejo integral al bosque, al implementar la labranza de conservación, rotación de cultivos, entre otros.

VIII. BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, P., Zamboni, L.P., Gallardo L.J.F. (2007). *Estimación de carbono en tres bosques de la llanura aluvial del bajo Paraná (R. Argentina)*. En L.J.F. Gallardo (Ed.), *La captura de carbono en ecosistemas terrestres Iberoamericanos*. (pp. 39-53). Salamanca, España: Sociedad Iberoamericana de Física Y Química Ambiental.
- Acevedo, E., & Martínez, E. (Eds.) (2003). *Agronomía de la cero labranza*. Santiago: Universidad de Chile, Serie Ciencias Agronómicas.
- Aguado-Lara, G., Etchevers-Barra, J.D., Hidalgo-Moreno, C., Galvis-Spínola, A., Aguirre-Gómez, A. (2002). Dinámica del potasio en suelos agrícolas. *Agrociencia*, 36, 11-21.
- Aguilar-Arias, H., Ortiz-Malavassi, E., Vilchez-Alvarado, B., Chazdon, R.L. (2011). Biomasa sobre el suelo y carbono orgánico en el suelo en cuatro estadios de sucesión de bosques en la Península de Osa, Costa Rica. *Revista Forestal Mesoamericana Kurú*, 9(22), 22-31.
- Aguilera, S.M. (2000). Importancia de la protección de la materia orgánica en suelos. Simposio proyecto ley protección de suelo. (Boletín No. 14). Valdivia, Chile.
- Andina, G. D. (2010). Química del suelo. Calcio y magnesio del suelo. Cátedra de Edafología. FAZ. UNT. 1-3 pp.
- Arias, I.A., González, I.H., & Arias, G. (2000). *Evolución del suelo y el relieve en el altiplano de Santa Rosa de Osos (Antioquia)*. En: Programa y resúmenes X Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. Pérez, J. C. (Ed). Medellín. pp: 92-93.
- Arriaga, L. (2009). Implicaciones del cambio de uso de suelo en la biodiversidad de los matorrales xerófilos: un enfoque multiescalar. *Investigación ambiental*, 1(1), 6-16.
- Arshad, M.A., & Coen, G.M. (1992). Characterization of soil quality: Physical and chemical criteria. *American Journal of Alternative Agriculture*, 7, 25-31.
- Avilés-Hernández, V., Velázquez-Martínez, A., Angeles-Pérez, G., Etchevers-Barra, J., De los Santos-Posadas, H., Llanderal, T. (2008). Variación en almacenes de carbono en suelos de una toposecuencia. *Agrociencia*, 43(5), 457-464.
- Batjes, N.H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47, 151-163.
- Bautista-Cruz, A., Etchevers-Barra, J., Del Castillo, R.F., Gutiérrez, C. (2004). La calidad del suelo y sus indicadores. *Ecosistemas*, 13(2), 90-97.
- Besoain, E. (Ed.). (1985). *Mineralogía de arcillas de suelos*. Costa Rica: Centro Iberoamericano de documentación e información agrícola.
- Bocco, G., Mendoza, M., & Masera, O.R. (2001). La dinámica del cambio del uso del suelo en Michoacán. Una propuesta metodológica para el estudio de los procesos de deforestación. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*. 44, 18-38.

- Bolin, B., & Sukumar, R. (2000). *Global perspective*. In R.T. Watson, I.R. Noble, B. Bolin, N.H. Ravindranath, D.J. Verardo, D.J. Dokken. (Eds.), "Land Use, Land-Use Change, and Forestry. A Special Report of the IPCC", (pp. 23-51). Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Bonneau, M., & Levy, G. (1979). *Assemblage et organization physique des particules*. In M. Bonneau et B. Souchier (Eds.), *Pédologie 2: Constituants et propriétés du sol*. (pp. 234- 250). Paris, France: Elsevier-Masson.
- Bosetti, V., & Van Der Zwaan B. (2009). Targets and technologies for climate control. *Climatic Change*, 96, 269-273.
- Bras, R.L. (Ed.). (1990). *Hydrology: An introduction to Hydrology Science*. New York: Addison-Wesley.
- Bronick, C.J. & Lal, R. (2005). Soil structure and management: a review. *Geoderma*, 124, 3-22.
- Bruckler, L. (1998). *Les transferts dans le sol*. In P. Stengel et S. Gelin (Eds). *Sol interface fragile* (pp. 29-40). Paris, France: Editions de l'Institut National de la Recherche Agronomique.
- Buendia, C.R. (2011). Estimación de los almacenes de carbono en el suelo, de cuatro especies tropicales en una plantación forestal en la Huerta, Jalisco. Tesis de licenciatura. Universidad Autónoma Chapingo.
- Caballero, M.C.I. (2006). Apuntes de Introducción a la Mineralogía, curso Ciencias de la Tierra. Lic.Biología, F. Ciencias-UNAM.
- Cabria, F., Calandroni, M., Monterubbianesi, G. (2002). Tamaño y estabilidad de agregados y su relación con la conductividad hidráulica saturada en suelos bajo labranza convencional y praderas. *Ciencia del Suelo*, 20(2), 69-80.
- Camacho-Tamayo, J.H., Luengas-Gómez, C., Leiva, F.R. (2010). Análisis multivariado de propiedades químicas en Oxisoles con diferentes niveles de intervención agrícola. *Acta agronómica*, 59(3), 273-284.
- Campbell, C.A., & Souster, W. (1982). Loss of organic matter and potentially mineralizable nitrogen from saakatchewan soils due to cropping. *Canadian Journal of Soil Science*, 62, 651-656.
- Casanova-Lugo, F., Petit-Aldana, J., Solorio-Sánchez, J. (2011). Los sistemas agroforestales como alternativa a la captura de carbono en el trópico mexicano. *Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 17(1), 5-118.
- Canadell, J. G., La Quere, C., Raupach, M. R., Field, C. B., Buitenhuis, E. T., Ciais, P., Conway, T. J., Gillett, N. P., Houghton, R. A., Marland, G. (2007). Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon industry and efficiency of natural sinks. *Proceedings of the National Academy of Science*, 104 (47), 18866-18870.
- Cerdá, A. (1993). La infiltración en los suelos del país Valenciano, factores y variaciones espacio-temporales. Tesis doctoral inédita. Universitat de València, pp. 357 + apéndices.
- Cerdá, A. (1997). Distribución de la humedad del suelo en las cárcavas del sur del país Valenciano. *Cuaderno de Geografía*, 61, 1-13.

- Cisneros, G.O., & Sánchez, P.O. (2004). Análisis de componentes principales de los parámetros ecológicos definitorios del hábitat climático del cerezo de Monte (*Prunus Avium L.*) en Castilla y León. *Cuadernos de la Sociedad Española de Ciencias Forestales*, 20, 233-237.
- Chan, K.Y., Heenan, D.P., So, H.B. (2003). Sequestration of carbon and changes in soil quality under conservation tillage on light-textured soils in Australia: a review. *Australian Journal of Experimental Agriculture*, 43, 325-334.
- Charles, W.R., & Kent, A.M. (2002). El carbono orgánico del suelo y el ciclo global del carbono. *Carbon series*. Universidad del Estado de Kansas.
- Covaleda, S., Prat, C., García-Oliva, F., Etchevers, J.D., Gallardo, J.F., Paz, F. (2009). *Flujos de CO₂ edáfico en un transecto de bosque de pino-encino afectados por actividad antrópica en la microcuenca de Atécuaro (Michoacán, México)*. En J.F. Gallardo (Coord.) y J. Campo Alves y M.E. Conti (Eds.). Emisiones de gases con efecto invernadero en ecosistemas iberoamericanos (pp.123-153). Salamanca: S.i.F.yQ.A.
- Cruz, C.E. (2010). Indicadores de calidad ambiental en suelos ácidos. Tesis de doctorado. Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.
- De, R., Schmuck, A.G., Perdigao, V., Thielen, J. (2003). The influence of historic land use changes and future planned land use scenarios on floods in the Oder catchment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 1291-1300.
- Diario Oficial de la Federación (2000). NOM-021-SEMARNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis.
- Doran, J.W. & Parkin, B.T. (1994). Defining Soil Quality for a Sustainable Environment. In Soil Science Society of America, Inc. Special Publication. Number 35. Wisconsin, USA: Madison.
- Doran, J.W., Sarrantonio, M., Liebig, M.A. (1996). Soil Health and Sustainability. *Advances in Agronomy* Vol. 56. San Diego, California: Academic Press, Inc.
- Doran, J.W., & Parkin, T.B. (1996). Quantitative indicators of soil quality: a minimum data set. In J.W. Doran, A.J. Jones (Eds). *Methods for Assessing Soil Quality*. Soil Science Society of America, Special Publication 49, 25-37.
- Dow, K., & Downing, T.E. (2006). The Atlas of Climate Change. Mapping the World's greatest challenge (pp. 112). London: Earthscan.
- Duiker, S.W., Rhoton, F.E., Torrent, J., Smeck, N.E., & Lal, R. (2003). Iron (hydr)oxide crystallinity effects on soil aggregation. *Soil Science Society of American Journal*, 67, 606-611.
- Duque-Escobar, G. (2003). Manual de geología para ingenieros. Universidad Nacional de Colombia, Manizales.
- Ellies, A., Grez, R., Ramirez, C. (1995). Potencial de humectación y estabilidad estructural de suelos sometidos a diferentes manejos. *Agricultura técnica*, 55 (3-4), 220-225.

- Espejel-Rodríguez, M.M.A., Cruz-García, N.S., Sánchez-Flores, M. (1999). El uso de los encinos en la región de La Malinche, estado de Tlaxcala, México. *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, 64, 35-39.
- Etchevers, J., Acosta, M., Monreal, K., Quednow, K., Jiménez, L. (2001). Los stocks de carbono en diferentes compartimentos de la parte aérea y subterránea en sistemas forestales y agrícolas de ladera en México. En Simposio Internacional Medición y Monitoreo de la captura de carbono en ecosistemas forestales. Valdivia-Chile.
- España. (2008). Ministerio del Medio Ambiente y Medio Rural y Marino Prácticas que promueven la conservación de carbono en el suelo.
- Estrada-Salvador, A.L., & Návar, J. (2009). Flujos de carbono por deforestación en la selva baja caducifolia del estado de Morelos, México. En el XIII Congreso Forestal Mundial. Buenos Aires, Argentina.
- Eswaran, H., VandenBerg, E., Reich, P. (1993). Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of American Journal*, 5, 192-194.
- Fabrizzi, K.P., García, F.O., Costa, J.L., Picone, L.I. (2005). Soil water dynamics, physical properties and corn and wheat responses to minimum and no-tillage systems in the southern Pampas of Argentina. *Soil and Tillage Research*, 81, 57-69.
- Fagan, B. (2008). *La pequeña edad del hielo*. Barcelona: Gedisa.
- FAO. (2002). Captura de carbono en los suelos para un mejor manejo de la tierra. (Informe No. 96). Roma.
- FAO. (2005). Conservación de los recursos naturales para una Agricultura sostenible. FAO (2009). Guía para la descripción de suelos. Cuarta edición. (Informe No. 319). Roma.
- Fassbender, H. W., & Bornemisza, E. (1987). Química de suelos con énfasis en suelos de América Latina. San José, Costa Rica: Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura.
- Fernández R.M.J. & Paz G.A. (1998). Influencia del contenido en materia orgánica sobre las propiedades físicas del suelo. *Cuadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 23, 101-119.
- Ferreras, L.A., Costa, J.L., García, F.O., Pecorari, C. (2000). Effect of no-tillage on some soil physical properties of a structural degraded Petrocalcic Paleudoll of the southern "Pampa" of Argentina. *Soil and Tillage Research*, 54, 31-39.
- Ferreras, L., Magra, G., Besson, P., Kovalevski, E., García, F. (2007). Indicadores de calidad física en suelos de la región pampeana Norte de Argentina bajo siembra directa. *Ciencia del Suelo*, 25(2), 159-172.
- Fisher, R.F., & Binkley, D. (2000). Ecology and management of forest soils, 3a ed. New York: John Wiley and Sons, Inc.
- Fisher, M.J. (2000). Sistemas de uso de la tierra en los trópicos húmedos y la emisión y secuestro de CO₂. Roma, Italia: Centro Internacional de Agricultura Tropical, FAO. Obtenido de <ftp://ftp.fao.org/agl/agll/docs/wsrr88.pdf>.

- Follet, R.F., & McConkey, B. (2000). The role of cropland agriculture for sequestration in Greta Plain. In *Proceeding of the Conference on Greay Plains Soil Fertility*, 8, 1-15.
- Franzluebbers, A.J., Langdale, G.W., Schomberg, H.H. (1999). Soil carbon, nitrogen, and aggregation in response to type and frequency of tillage. *Soil Science Society of American Journal*, 63, 349-355.
- Franzluebbers, A.J. (2002). Soil organic matter stratification ratio as an indicador of soil quality. *Soil and Tillage Research*, 66, 95-106.
- Fuentes, A.M.delS. (2009). Determinación de la concentración de metales pesados en los suelos de la cuenca alta del río Atexcaco, región de Teziutlán, Puebla. Tesis de licenciatura. Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.
- Fuentes-Andrade, M.delS., Acevedo-Sandoval, O.A., Cruz-Chávez, E., Otazo-Sánchez, E.M., Román-Gutiérrez, A.D. (2014). Cambios en las propiedades edafológicas en el tiempo en un bosque templado del Estado de Hidalgo, México. *European Scientific Journal*, 10(6), 399-410.
- Gandoy, B.W. (1992). Manual de laboratorio para el manejo físico de suelo (temporal y riego. Parcela y cuenca). Universidad Autónoma de Chapingo. 20 pp.
- García, A.A.M. (1993). Influencia de la composición química de la hojarasca en su descomposición en sistemas forestales (pp. 313-318). Santiago de Compostela: Departamento de Edafología y Química Agrícola.
- Geissert, D., Ramírez, M., Meza, E. (2000). Propiedades físicas y químicas de un suelo volcánico bajo bosque y cultivo en Veracruz, México. *Foresta Veracruzana*, 2(1), 31-34.
- Geissert, D., & Ibáñez A. (2008). *Calidad y ambiente físico-químico de los suelos*. En R.H. Manson, O.V. Hernández, S, Gallina, K. Mehltreter (Eds.). Agroecosistemas cafetaleros de Veracruz: Diversidad, Manejo y Conservación (pp. 213-221). México: INE-SEMARNAT.
- Gifford, R.M. (1994). The global carbon cycle: A viewpoint on the missing sink. *Australian Journal of Plant Physiology*, 21, 1-15.
- González-Barrios, J.L., González-Cervantes, G., Sánchez-Cohen, I., López-Santos, A., Valenzuela-Núñez, L.M. (2011). Caracterización de la porosidad edáfica como indicador de la calidad física del suelo. *Terra Latinoamericana*, 29(4), 369-377.
- González-González, D., & Nerey-Márquez, E. (2008). Cambio Climático Global. ADN (ed.), S.A de C.V. 1er. Edición. Congreso Nacional para la Cultura y las Artes. 1104 p.
- González, M.L., Etchevers, B.J.D, Hidalgo., M.C. (2008). Carbono en suelos de ladera: factores que deben considerarse para determinar su cambio en el tiempo. *Agrociencia*, 42, 741-751.
- Govaerts, R. & D.G. Frodin. (1998). World checklist and bibliography of Fagales (*Betulaceae*, *Corylaceae*, *Fagaceae* and *Tycodendraceae*) (pp. 407). Inglaterra: Royal Botanical Gardens, Kew.

- Guo, L.B., & Gifford, R.M. (2002). Soil carbon stocks and land use changes: a meta análisis. *Global Change Biology*, 8, 345-360.
- Havlin, J.L., Tisdale, S.L., Nelson, W.L., Beaton, J.D. (1999). Soil fertility and fertilizers: An introduction to nutrient management. New Jersey, USA: Prentice-Hall.
- Hernández, H.C.B. (2010). Calentamiento global ¿Rumbo a un futuro catastrófico?. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Heredía, O.S., Giuffré, L., Gorleri, F.J., Conti, M.E. (2006). Calidad de los suelos del norte de Santa Fe. Efecto de la geomorfología y el uso de la tierra. *Ciencia del suelo*, 24(2), 109-114.
- Ibáñez, C., Palomeque S. Fontúrbel, F. (2004). Elementos principales del suelo, geodinámica y dinámica de los principales componentes del suelo. En: F. Fontúrbel, C. Ibáñez, G. Abruzzese (Eds). El recurso suelo: bases edafológicas, problemática, administración y contaminación. La Paz: Publicaciones integrales.
- Ibáñez, J.J. (2007). El suelo como sistema natural y sus factores formadores. Obtenida el 13 de Noviembre de 2010 de <http://www.madrimasd.org/blogs/universo/2007/11/01/77889>.
- Ibrahim, M., Chacón, M., Cuartas C., Naranjo, J., Ponce, G., Vega, P., Casasola, F., & Rojas; J. (2007). Almacenamiento de carbono en el suelo y la biomasa arbórea en sistemas de usos de la tierra en paisajes ganaderos de Colombia, Costa Rica y Nicaragua. *Agroforestería en las Américas*, 45, 27-36.
- INEGI. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (1989). Uso potencial del suelo. Aguascalientes, Aguascalientes, México.
- Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC. (2001). Third assessment report-climate change, The scientific basis: summary for policymakers. www.ipcc.ch.
- INEGI (2009). Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Acaxochitlán, Hidalgo.
- Inventario Nacional de Emisiones de Gases de Efecto Invernadero 1990-2010. (2013). Primera edición. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- IPCC. (2007): Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo de redacción principal: Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 págs.
- IUSS Grupo de Trabajo WRB. (2007). Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.
- Jackson, M.L. (1964). Análisis químico de suelos (pp. 662). Barcelona, España: Omega, S. A.
- Janish, J.E., & Harmon, M.E. (2002). Successional changes in live and dead wood carbon stores: implications for ecosystem productivity. *Tree Physiology*, 22, 77-89.
- Jaramillo, J.D.F. (2002). Introducción a la ciencia del suelo. Medellín: Universidad Nacional de Colombia.

- Jastrow, J., & Miller, R. (1998). *Soil aggregate stabilization and carbon sequestration: feedbacks through organo - mineral associations*. En R. Lai, J. Kimble, R. Follett, B. Stewart. (Eds.). *Soil processes and the carbon cycle* (pp. 207-223.). Boca Raton, Florida: Series: Advances in Soil Science.
- Jasso-Castañeda, C., Gama-Castro, J.E., Solleiro-Rebolledo, E., Díaz-Ortega, J. (2012). Morfogénesis, procesos y evolución del horizonte Bw cámbico en tefra-paleosuelos del volcán Nevado de Toluca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(1), 37-47.
- Johnson, D.W., Knoepp, J.D., Swank, W.T., Shan, J., Morris, L.A., Van Lear, D.H., Kapeluck, P.R. (2002). Effects of forest management on soil carbon: results of some long-term resampling studies. *Environmental Pollution*, 116, 201-208.
- Jordán, L.A. (2006). *Manual de edafología*. Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química de la Universidad de Sevilla.
- Karlen, D.L., Mausbach, M.J., Doran, J.W., Cline, R.G., Harris, R.F. Schuman, G.E. (1997). Soil quality: a concept, definition and framework for evaluation. *Soil Science Society of America Journal*, 61, 4-10.
- Keller, K., Yohe, G., Schlesinger, M. (2008). Managing the risks of climate thresholds: uncertainties and information needs. *Climatic Change*, 91, 5-10.
- Kern, J.S., & Johnson, M.G. (1993). Conservation tillage impacts on national soil and atmospheric carbon levels. *Soil Science Society of American Journal*, 57, 200-210.
- Kosmas, C, Gerontidis, S.T., Marathianou, M. (2000). The effect of land use change on soils and vegetation over various lithological formations on Lesbos (Greece). *Catena*, 40, 51-68.
- Lal, R. (2003). Global potential of soil carbon sequestration to mitigate the greenhouse effect. *Critical Reviews in Plant Sciences*, 22 (2),151-184.
- Lal, R. (2005a). *Los suelos y el cambio climático*. En A. Callaba, I. Iribarren, P. Fdez-Canteli (Eds.), Seminario Europeo Soria, 15-17 de mayo de 2002. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Lal, R. (2005b). Soil erosion and carbon dynamics. *Soil and Tillage Research*, 81, 137-142. Obtenido de: doi: org/10.1016/j.still.2004.09.002
- Lang, O.F.P., Pérez, V.A., Martínez, D.J.P., Platas, R.D.E., Ojeda, E.L.A., Ortega, Z.D.A. (2007). Actitud hacia el cambio de uso de suelo en la región golfo centro de Veracruz, México. *Universidad y ciencia*, 23(1), 47-56.
- Law, B.E., Sun, O.J., Campbell, J., Van Tuyl, S., Thornton, P.E. (2003). Changes in carbon storage and fluxes in a chronosequence of ponderosa pine. *Global Change Biology*, 9, 510-524.
- Lorenz, K., Lal, R., Shipitalo, M.J. (2011). Stabilized Soil Organic Carbon Pools in Subsoils under Forest Are Potential Sinks for Atmospheric CO₂. *Forest Science*, 57(1), 19-25.
- Losada, M.A. (2009). *Variabilidad climática, procesos litorales y evolución de costas*. Madrid: RAI.

- Ludwing, B., Khanna, P.K., Bauhus, J., Hopmans, P. (2002). Near infrared spectroscopy of forest soils to determinate chemical and biological properties related to soil sustainable. *Forest Ecology Manage*, 171, 121-132.
- Madrigal, S.X. (1982). Claves para la identificación de las coníferas silvestres del Estado de Michoacán. SARH. SFF. INIF. (Boletín divulgativo No. 58). México, D.F.
- Malagón, C.D. (2003). Ensayo sobre tipología de suelos colombianos -Énfasis en génesis y aspectos ambientales-. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias*, 27(104), 319- 341.
- Machado, R.S., Luna, G.J., Reyes, M.L., Karlsson, Z.M. (2012). Determinación del carbono orgánico y materia orgánica por titulación (método de Walkley-Black) (Informe No.1 de lab. de Edafología). Managua: Universidad Nacional de Ingeniería.
- Martens, D.A., & Frankenberger, W.T. (1992). Decomposition of bacterial polymers in soil and their influence on soil structure. *Biology and Fertility of Soils*, 13, 65-73.
- Martínez, H.E., Fuentes, E.J.P., Acevedo, H.E. (2008). Carbono orgánico y propiedades del suelo. *Ciencia del suelo y nutrición vegetal*, 8(1), 68-96.
- Martínez, J., & Solaun, K. (2008). Guía sobre instrumentos operativos contra el cambio climático. Comité Español de U.I.C.N (Ed.), 48 pp.
- Mas, J., Velázquez, A., & Couturier, S. (2009). La evaluación de los cambios en la cobertura/uso del suelo en la República Mexicana. Investigación ambiental. *Ciencia y Política Pública*, 1, 23-39.
- Medina, B.C. (2001). Cuantificación del carbono almacenado en suelo de café (*Coffea arabica* L.) con sombra en la hacienda Santa Maura, Jinotega, Nicaragua.
- Medina-Benavides, C., Calero-González, C., Hurtado, H. Vivas-Soto, E. (2009). Una cuantificación de carbono en la biomasa aérea de café (*coffea arabica* L.) Con sombra, en la comarca palo de sombrero, Jinotega, Nicaragua. *La Calera*, 9(12), 28-34.
- Medina-Méndez, J., Volke-Haller, V.H., González-Ríos, J., Galvis-Spínola, A., Santiago-Cruz, M.J., Cortés-Flores, J.I. (2006). Cambios en las propiedades físicas del suelo a través del tiempo en los sistemas de maíz bajo temporal y mango bajo riego en luvisoles del estado de Campeche. *Universidad y ciencia*, 22(2), 175-189.
- Mejuto, M.M. (2011). Afectación de la minería del carbón en las propiedades físicas y químicas de los suelos de la cuenca hidrográfica del Río Rodrigatos (el Bierzo, León). Tesis de doctorado. Universidad Complutense de Madrid.
- Meléndez, G. Residuos orgánicos y la materia orgánica del suelo. Taller de abonos orgánicos. 3 y 4 de marzo, 2003.
- Mendiara, C.S. (2012). Efecto de los usos del suelo en la emisión de dióxido de carbono del suelo a la atmósfera en un agroecosistema semiárido del Valle del Ebro. Tesis de licenciatura. Universidad de Vic. Escuela Politécnica Superior.

- Meza, P.E., & Geissert, K.D. (2003). Estructura, agregación y porosidad en suelos forestales y cultivados de origen volcánico del Cofre de Perote, Veracruz, México. *Foresta Veracruzana*, 5(2), 57-60.
- Meza, E., & Geissert, D. (2006). Estabilidad de estructura en Andisoles de uso forestal y cultivados. *Terra Latinoamericana*, 24(2), 163-170.
- Monteith, J.L., & Szeicz, G. (1961). The radiation balance of bare soils and vegetation. *QJRMS*, 87, 159-170.
- Moraes Sá, J.C., Carli, R.S. Antunes, E.A.P. Briedis, C., Simon, L., Romko, M.L, Siebert, F., y Elias, L.S. (2007). Índice de extratificación de C como indicador de calidad de plantio direto. En: Actas del XV Congreso Nacional de Aapresid.
- Morales-Carrera, A.M., César-Mendes, J., Varajão, A.F.D. (2003). La bentonita del grupo ancón y nuevas perspectivas de su aplicación industrial. *Revista Tecnológica*, 16(1), 10-18.
- Morales, P.I. (2009). Manual de buenas prácticas agrícolas e indicadores de gestión. Agricultura Certificada, la evolución de la SD. Obtenida el 19 de enero de 2013 de <http://www.ac.org.ar/nota.asp?did=14419>
- Moreno-May, G.J., Cerón-Bretón, J.G., Cerón-Bretón, R.M., Guerra-Santos, J.J., Amador del Ángel, L.E., Endañú-Huerta, E. (2010). Estimación del potencial de captura de carbono en suelos de manglar de isla del Carmen. *U. Tecnociencia*, 4(1), 23-39.
- Morón, A. (2001). El rol de los rastrojos en la fertilidad del suelo (pp. 387-405). Uruguay: Sección Suelos INIA.
- Muñoz, F.H.J., Orozco, G. G., Coria, A.V.M., García, M.J.J. (2010). Factores ambientales de *Pinus patula* Schl. et Cham. y su adaptación a las condiciones de la Sierra Purépecha, Michoacán. *Foresta Veracruzana*, 12(2), 27-33.
- Mutscher, H. (1997). Measurement and Assessment of Soil Potassium. International Potash Institute. Switzerland: Bern.
- Nair, P.K. (2004). *Agroforestry: Trees in support of sustainable agriculture*. In: Hillel H, C. Rosenzweig, D. Powlson, K. Scow, M. Singer, D. Sparks (Eds.). *Encyclopedia of Soils in the Environment* (pp. 35-44. London, United Kingdom: Elsevier.
- Nájera, L.J.A., Zacarías, V.A., Méndez, G.J., Graciano, L.J.deJ. (2005). Propiedades físicas y mecánicas de la madera en *Quercus Laeta Liemb*. De el Salto, Durango. *Ra Ximhai*, 1(003), 559-576.
- Nixon, K.C. (1993). *The genus Quercus in Mexico*. In: T.P. Ramamoorthy, R. Bye, A. Lot y J. Fa (Eds.). *Biological diversity of Mexico: origins and distribution* (pp. 447-458). Nueva York: Oxford University Press.
- Pardos, J.A. (2010). Los ecosistemas forestales y el secuestro de carbono ante el calentamiento global. Madrid: Instituto Nacional de Investigación y Tecnología Agraria y Alimentaria.

- Peña, W., Leirós, DelaPMdelC., Briceño, J.A. (2005). Propiedades generales y bioquímicas de suelos forestales en áreas serpentinizadas de Galicia. *Agronomía Costarricense*, 29(3), 71-78.
- Pérez-Ramírez, S., Ramírez, M.I., Jaramillo-López, P.F., Bautista, F. (2013). Contenido de carbono orgánico en el suelo bajo diferentes condiciones forestales: Reserva de la Biosfera mariposa monarca, México. *Revista Chapingo. Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 19(1), 157-173.
- Perry, J.P. (1992). The pines of México and Central América (pp. 231). Oregon, USA: Timber press.
- Pineda, J.N.B., Bosque, S.J., Gómez, D.M., Plata, R.W. (2009). Análisis de cambio del uso del suelo en el Estado de México mediante sistemas de información geográfica y técnicas de regresión multivariantes. Una aproximación a los procesos de deforestación. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 69, 33-52.
- Ramos-Reyes, R., Palma-López, D. J., Ortiz-Solorio, C. A., Ortiz-García, C. F., Díaz-Padilla, G. (2004). Cambios de uso de suelo mediante técnicas de sistemas de información geográfica en una región cacaotera. *TERRA Latinoamericana*, 22(3), 267-278.
- Razo, Z.R. (2013). Gestión Integral Ambiental del bosque de oyamel del Parque Nacional El Chico, Hidalgo, México. Tesis de doctorado. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.
- Razz, R., & Clavero, T. (2006). Cambios en las características químicas de suelos en un banco de *Leucaena leucocephala* y en un monocultivo de *Brachiaria brizantha*. *Revista de la Facultad de Agronomía (Luz)*, 23, 326-331.
- Reicosky, D.C., Kemper, W.D., Langdale, G.W., Douglas Jr., Rasmussen, P.E. (1995). Soil organic matter changes resulting from tillage and biomass production. *Journal of soil and water conservation*, 50, 253-261.
- Reicosky, D.C. (2002). Long-Term Effect of Moldboard Plowing on Tillage-Induced CO₂ Loss. In J.M. Kimble, R. Lal, R.F. Follet. *Agricultural Practices and Policies for Carbon Sequestration in Soil* (pp. 87-96). Columbus, Ohio: Lewis Publishers.
- Reyna, B.A.E. (2008). Informe final. Estudio biológico, pesquero, socio-económico y elaboración del plan de manejo de la presa el Tejocotal, municipio de Acaxochitlán, Hidalgo. Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación. Secretaría de Agricultura y Desarrollo Rural del Estado de Hidalgo y Universidad Autónoma Del Estado De Hidalgo.
- Richters, J.E. (1995). Manejo del uso de la tierra en América Central hacia el aprovechamiento sostenible del recurso tierra. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. San José, Costa Rica.
- Rivera, A. (2000). El cambio climático: El calentamiento de la Tierra, España, debate, pp. 33.
- Robert, M. (2001). Soil carbon sequestration for improved land management. Obtenido de <ftp://ftp.fao.org/agl/agll/docs/wsrr96e.pdf>

- Rodríguez, S.J. (1990). La Fertilización de los Cultivos: un método racional (pp. 275). Santiago, Chile: Pontificia Universidad Católica.
- Rubio, G.A.M. (2010). La densidad aparente en suelos forestales del Parque natural los Alcornocales. Tesis de licenciatura. Universidad de Sevilla.
- Rucks, L., García, F., Kaplán, A., Ponce de León, J., Hill, M. (2004). Propiedades Físicas del Suelo. Montevideo-Uruguay: Universidad de la República.
- Rutter, A.J., Morton, A.J., Robins, P.C. (1975). A predictive model of rainfall interception in forest. II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology*, 12, 367-380.
- Salinas-García, J.R., Hons, F.M., Matocha, J.E. (1997). Long-term effects of tillage and fertilization on soil organic matter dynamics. *Soil Science Society of American Journal*, 61, 152-159.
- Sánchez, J.E., Harwood, R.R., Willson, T.C., Kizilkaya, K., Smeenk, J., Parker, E., Paul, E.A., Knezek, B.D., Robertson, G.P. (2004). Managing soil carbon and nitrogen for productivity and environmental quality. *Agronomic*, 96, 769-775.
- Sandoval-Estrada, M., Stolpe-Lau, N., Zagal-Venegas, E., Mardones-Flores, M., Celis-Hidalgo, J. (2008). Aporte de carbono orgánico de la labranza cero y su impacto en la estructura de un andisol de la precordillera andina Chilena. *Agrociencia*, 42, 139-149.
- Sandoval, M., Stolpe, N., Zagal, E., Mardones, M., Junod, J. (2003). El secuestro de carbono en la agricultura y su importancia con el calentamiento global. *Teoría*, 12, 65-71.
- Schjønning, P., & Rasmussen, K.J. (2000). Soil strength and soil pore characteristics for direct drilled and ploughed soils. *Soil and Tillage Research*, 57, 69-82.
- Schlesinger, W. (1991). Biogeochemistry. An analysis of global change (pp. 588). San Diego, Cal. USA: Academic Press Inc.
- Schumacher, T.E., Lindstrom, M.J., Schumacher, J.A., Lemme, G.D. (1999). Modeling spatial variation in productivity due to tillage and water erosion. *Soil & Tillage Research*, 51(3-4), 331-339.
- Segovia, R.Y.Z. (2011). "Rendimiento de *Pinus radiata* de cuatro años de edad con fertilización de liberación controlada al establecimiento en un suelo rojo arcilloso, Valdivia. Tesis de licenciatura. Universidad Austral de Chile.
- Sellers, P.J., Berry, J.A., Collatz, G.J., Field, C.B., Hall, F.G. (1992). Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration Scheme. *Remote Sensing of Environment*, 42, 187-216.
- SEMARNAT (2002). Informe de la situación del medio ambiente en México 2002. SEMARNAT. www.semarnat.gob.mx (consultada: 21 de diciembre de 2005).
- Seybold, C.A., Mausbach, M.J., Karlen, D.L., Rogers, H.H. (1997). *Quantification of Soil Quality*. En R. Lal, J.M. Kimble, R.F. Follet, B.A. Stewart (Eds.), *Soil Process and the Carbon Cycle* (pp. 387-403). Boca Raton, Florida: CRC Press.

- Shukla, M.K., Lal, R., Ebinger, M. (2006). Determining soil quality indicators by factor análisis. *Soil and Tillage Research*, 87, 194-204.
- Silva, P.G., Zazo, C., Bardají, T., Baena, J., Lario, J., Rosas, A., Van Der Made, J. (2009). Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario de la Península Ibérica, v.2. AEQUA, www.aequa.es.
- Simón, C.N. (2010). Modelización geoestadística de la distribución de carbono en suelo en una Dehesa. Tesis de licenciatura. Universidad Politécnica de Madrid.
- Singer, M.J. & Ewing, S. (2000). *Soil Quality*. En M.E. Sumner (Ed.), *Handbook of Soil Science* (pp. 271-298). Boca Raton, Florida: CRC Press.
- Snyder, C., Bruulsema, T., Jensen, Tom. (2008). Mejores prácticas de manejo para minimizar las emisiones de gases de efecto Invernadero asociadas con el uso de los fertilizantes. *XVI Congreso de AAPRESID*. Rosario, 12-15 Agosto.
- Six, J., Paustian, K., Elliott, E., Combrink, C. (2000). Soil structure and organic matter: I. Distribution of aggregate-size classes and aggregate associated carbon. *Soil Science Society of American Journal*, 64, 681-689.
- Soria, R.J., Ortiz-Solorio, C.A., Islas, G.F., Volke, H.V. (1998). Sensores remotos, principios y aplicaciones en la evaluación de los recursos naturales: Experiencias en México. Publicación Especial 7. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Chapingo, México.
- Sosa-Ramírez, J., Moreno-Rico, O., Sánchez-Martínez, G., Siqueiros-Delgado, M.E., Díaz-Núñez, V. (2011). Ecología y fitosanidad de los encinos (*Quercus spp.*) en la Sierra Fría, Aguascalientes, México. *Madera y Bosques*, 17(3), 49-63.
- Sotelo, R.E., Gutiérrez, C.M.delC., Ortiz, S.C.A., Cruz, B.G., Segura, C.M.Á. (2006). Identificación de vertisoles de origen sedimentario a través de su firma espectral. *Agricultura Técnica en México*, 32(3), 303-312.
- Sparks, D.L., & Huang, P.M. (1985). *Physical chemistry of soil potassium*. In R.D. Munson (Ed.), *Potassium in Agriculture* (pp. 201-276). Wisconsin: Madison.
- Swift, R.S. (2001). Sequestration of carbon by soil. *Soil Science* 166, 858-871.
- Tisdal, J.M., & Oades, J.M. (1982). Organic matter and water stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33, 141-163.
- Thompson, L.M., & Troeh, F.R. (Ed.). (2002). *Los suelos y su fertilidad* (4ta. ed.). España: Reverté.
- Trombulak, S.C., & Frissell, C.A. (2000). Review of ecological effects of roads on terrestrial and aquatic communities. *Conservation Biology*, 14, 18-30.
- Valdés, J., López, L., LoMónaco, S., Ortlieb, L. (2000). Condiciones paleoambientales de sedimentación y preservación de materia orgánica en bahía Mejillones del Sur (23° S), Chile*. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 35(2), 169-180.
- Valdés, N., & Vargas, D. (2011). *Gases de efecto invernadero en la agricultura, un llamado a la acción*. En L.H. Ríos, B.D. Vargas, F.R. Funes-Monzote (Eds.). *Innovación agroecológica, adaptación y mitigación del cambio climático*. Cuba: INCA.

Fuentes, A. M. del S.

- Valencia, A.S. (2004). Diversidad del género *Quercus* (*Fagaceae*) en México. *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, 75, 33-53.
- Vallejo, V.R., Díaz, F.F., De la Rosa, D. (2005). *Impactos sobre los recursos edáficos*. En impactos del cambio climático en España (ECCE). Proyecto financiado por la Oficina Española de Cambio Climático.
- Van Lynden, G.W.J., & Oldeman, L.R.. (1997). The assessment of the human-induced soil degradation in South and Southeast Asia. International Soil Reference and Information Centre. Wageningen, The Netherlands.
- Vásquez-Polo, J.R., Macías, V.F., Menjivar-Flores, JC. (2011). Formas de carbono orgánico en suelos con diferentes usos en el departamento del Magdalena (Colombia). *Acta Agronómica*, 60(4), 369-379.
- Vela, G.L. (1976). Contribución a la Ecología de *Pinus patula* Schl. et Cham. Tesis Profesional. Escuela Nacional de Ciencias Biológicas. México, D.F: Instituto Politécnico Nacional.
- Vela, G.L. (1980). Contribución a la Ecología de *Pinus patula* Schl. et Cham. SARH, SFF, INIF. (Publicación Especial No. 19). México.
- Vergara, S.M.Á., Etchevers, B.J.D., Vargas, H.M. (2004). Variabilidad del carbono orgánico en suelos de ladera del sureste de México. *TERRA Latinoamericana*, 22(3), 359-367.
- Vicari, R., Kandus, P., Protolongo, P., Burghi, M. (2006). *Alteración en el almacenaje de Carbono por la intervención humana de los sistemas naturales en el Bajo delta del Río Paraná. Su importancia en el balance emisión-sumidero de CO₂ atmosférico*. En Brown et al. (Eds.) La situación ambiental de la Argentina (pp. 161-163). Buenos Aires, Argentina: Fundación Vida Silvestre.
- Wander, M.M., Walter, G.L., Nissen, T.M., Bollero, G.A., Andrews, S.S., Cavanaughgrant, D.A. (2002). *Soil quality: Science and process*. *Agronomic*, 94, 23-32.
- World Reference Base. (2007). Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos (Informe No. 103). Roma: FAO.
- Zobeck, T.M., Crownover, J., Dollar, M., Van, P.R.S., Acosta, M.V., Bronson, K.F., Upchurch, D.R. (2006). Southern high plains conservation systems effects on the soil conditioning index and other soil quality indexes. Amarillo, Texas: Southern Conservation Systems Conference.
- Zúñiga-Estrada, L., Martínez-Hernández, J.deJ., Baca-Castillo, G.A., Martínez-Garza, Á., Tirado-Torres, J.L., Kohashi-Shibata, J., Cruz-Díaz, J. (2010). Efecto de la fertilización con potasio en un vertisol sobre la relación cantidad/intensidad. *Terra Latinoamericana*, 28, 319-325.

ANEXO A

ANOVAS DE LAS PROPIEDADES FÍSICOQUÍMICAS DEL SUELO

	<i>Origen de las variaciones</i>	<i>Suma de cuadrados</i>	<i>Grados de libertad</i>	<i>Promedio de los cuadrados</i>	<i>F</i>	<i>P</i>	<i>Valor crítico para F</i>
Variable independiente: Humedad SVN							
SR16	Entre grupos	112.293	1	112.293	7.077	0.019	4.600
	Dentro de los grupos	222.156	14	15.868			
	Total	334.449	15				
SA	Entre grupos	247.126	1	247.126	5.333	0.037	4.600
	Dentro de los grupos	648.772	14	46.341			
	Total	895.898	15				
Variable independiente: EP SVN							
SR16	Entre grupos	423	1	423	11.539	0.001	4.052
	Dentro de los grupos	1686.3	46	36.659			
	Total	2109.3	47				
Variable independiente: Da SVN							
SA	Entre grupos	0.216	1	0.216	32.105	0.0000009	4.052
	Dentro de los grupos	0.309	46	0.007			
	Total	0.526	47				
Variable independiente: Dr SVN							
SR16	Entre grupos	1.341	1	1.341	10.745	0.0019949	4.052
	Dentro de los grupos	5.743	46	0.125			
	Total	7.084	47				
SA	Entre grupos	1.911	1	1.911	15.914	0.0002357	4.052
	Dentro de los grupos	5.523	46	0.120			
	Total	7.434	47				
Variable independiente: pH_{act} SVN							
SR16	Entre grupos	1.884	1	1.884	25.971	0.00001	4.052
	Dentro de los grupos	3.337	46	0.073			
	Total	5.221	47				
SR9	Entre grupos	0.337	1	0.337	4.346	0.043	4.052
	Dentro de los grupos	3.564	46	0.077			
	Total	3.900	47				
SA	Entre grupos	2.067	1	2.067	13.281	0.001	4.052
	Dentro de los grupos	7.158	46	0.156			
	Total	9.225	47				
Variable independiente: pH_{pot} SVN							
SR16	Entre grupos	2.641	1	2.641	84.942	0.00000	4.052
	Dentro de los grupos	1.430	46	0.031			
	Total	4.072	47				

Fuentes, A. M. del S.

SR9	Entre grupos	2.674	1	2.674	107.348	0.00000	4.052
	Dentro de los grupos	1.146	46	0.025			
	Total	3.820	47				
SA	Entre grupos	3.188	1	3.188	43.905	0.00000	4.052
	Dentro de los grupos	3.340	46	0.073			
	Total	6.528	47				
Variable independiente: CO SVN							
SA	Entre grupos	103.895	1	103.895	10.269	0.002	4.052
	Dentro de los grupos	465.389	46	10.117			
	Total	569.284	47				
Variable independiente: Ac_{int} SVN							
SR9	Entre grupos	233.201	1	233.201	113.266	0.00000	4.052
	Dentro de los grupos	94.708	46	2.059			
	Total	327.909	47				
SA	Entre grupos	291.560	1	291.560	132.000	0.00000	4.052
	Dentro de los grupos	101.605	46	2.209			
	Total	393.165	47				
Variable independiente: H_{int} SVN							
SR16	Entre grupos	11.702	1	11.702	30.231	0.00000	4.052
	Dentro de los grupos	17.806	46	0.387			
	Total	29.508	47				
SR9	Entre grupos	10.547	1	10.547	26.316	0.00001	4.052
	Dentro de los grupos	18.436	46	0.401			
	Total	28.983	47				
SA	Entre grupos	13.073	1	13.073	33.137	0.00000	4.052
	Dentro de los grupos	18.148	46	0.395			
	Total	31.221	47				
Variable independiente: Al_{int} SVN							
SR16	Entre grupos	11.702	1	11.702	30.231	0.00000	4.052
	Dentro de los grupos	17.806	46	0.387			
	Total	29.508	47				
SR9	Entre grupos	10.547	1	10.547	26.316	0.00001	4.052
	Dentro de los grupos	18.436	46	0.401			
	Total	28.983	47				
SA	Entre grupos	13.073	1	13.073	33.137	0.00000	4.052
	Dentro de los grupos	18.148	46	0.395			
	Total	31.221	47				
Variable independiente: Ca SVN							
SR16	Entre grupos	108.960	1	108.960	6.282	0.020	4.301
	Dentro de los grupos	381.596	22	17.345			
	Total	490.557	23				

Fuentes, A. M. del S.

SA	Entre grupos	230.642	1	230.642	9.301	0.008	4.494
	Dentro de los grupos	396.740	16	24.796			
	Total	627.382	17				

Variable independiente: Mg SVN

SR16	Entre grupos	178.522	1	178.522	105.177	0.00000	4.301
	Dentro de los grupos	37.341	22	1.697			
	Total	215.863	23				

SR9	Entre grupos	60.434	1	60.434	13.772	0.001	4.301
	Dentro de los grupos	96.539	22	4.388			
	Total	156.973	23				

SA	Entre grupos	37.938	1	37.938	53.106	0.00000	4.494
	Dentro de los grupos	11.430	16	0.714			
	Total	49.369	17				

Variable independiente: CICE SVN

SR16	Entre grupos	115.325	1	115.325	8.593	0.008	4.301
	Dentro de los grupos	295.242	22	13.420			
	Total	410.568	23				

	Entre grupos	78.278	1	78.278	4.741	0.045	4.494
SA	Dentro de los grupos	264.150	16	16.509			
	Total	342.428	17				

Variable independiente: sat Al SVN

SR16	Entre grupos	4750.343	1	4750.343	83.223	0.00000	4.301
	Dentro de los grupos	1255.758	22	57.080			
	Total	6006.101	23				

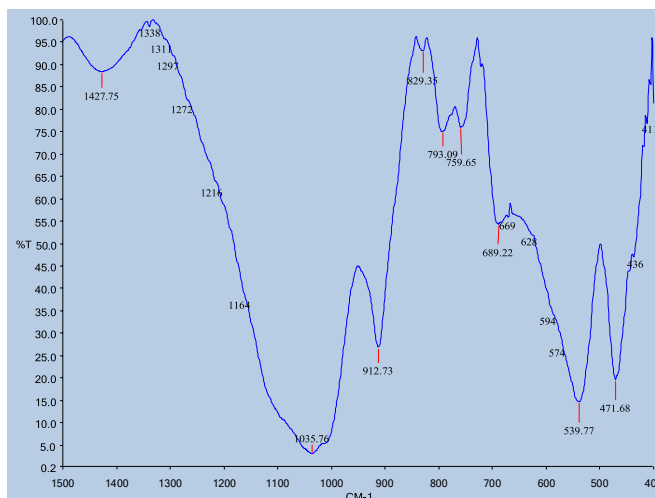
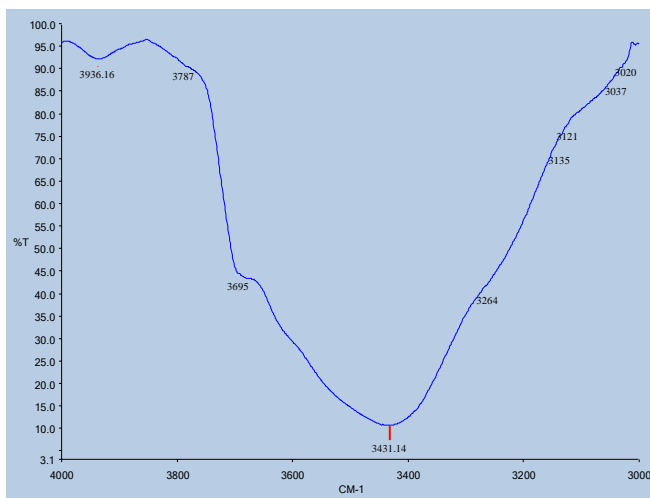
SR9	Entre grupos	3353.455	1	3353.455	45.086	0.00000	4.301
	Dentro de los grupos	1636.349	22	74.380			
	Total	4989.804	23				

SA	Entre grupos	4052.070	1	4052.070	49.958	0.00000	4.494
	Dentro de los grupos	1297.750	16	81.109			
	Total	5349.820	17				

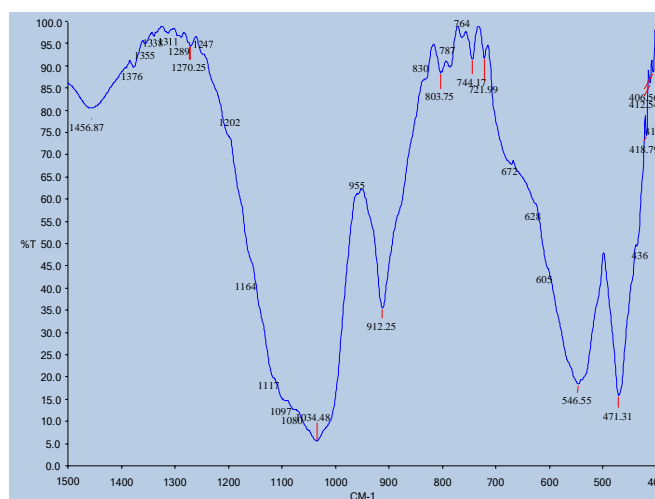
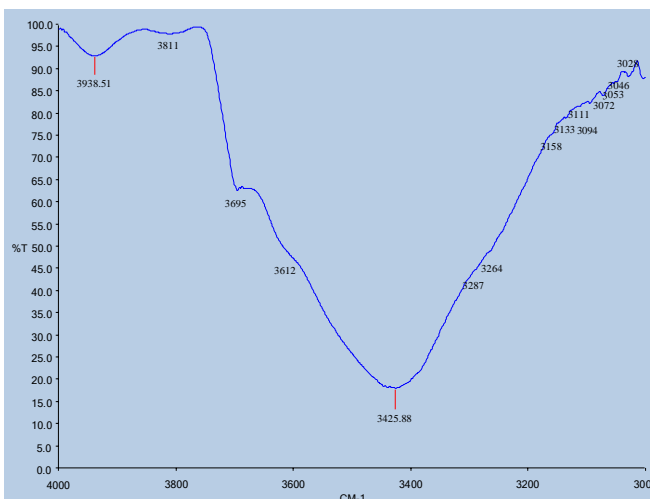
Variable independiente: NT SVN

SA	Entre grupos	0.772	1	0.772	10.27	0.002	4.052
	Dentro de los grupos	3.458	46	0.0752			
	Total	4.23	47				

ANEXO B. ESPECTROS DE IR

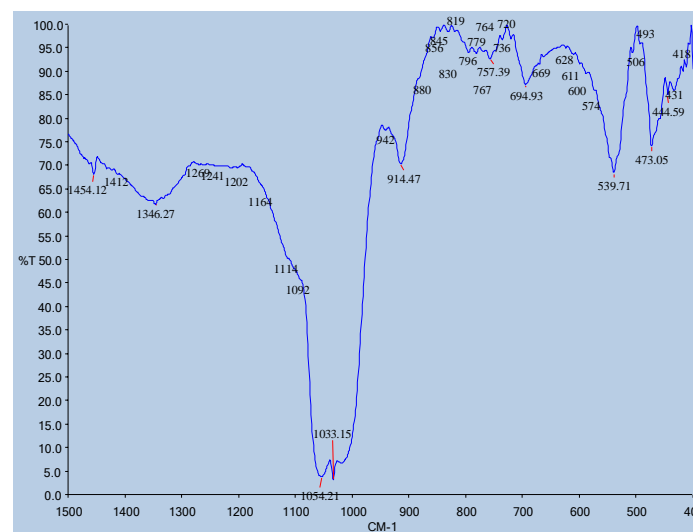
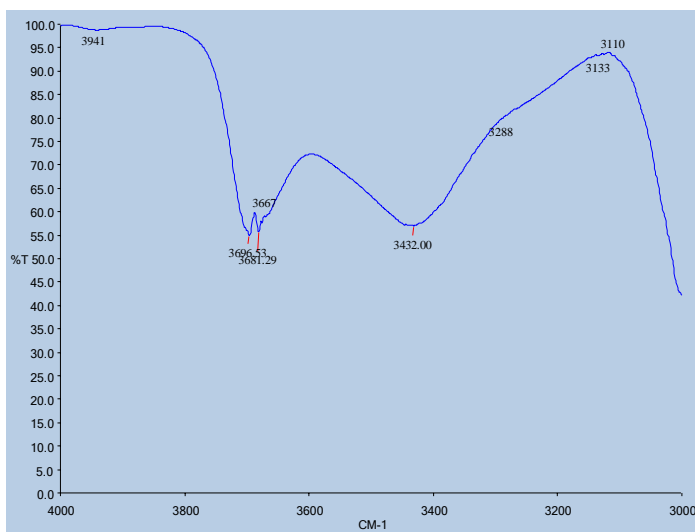


SR16 0-5 cm de profundidad sin oxidación de la MOS

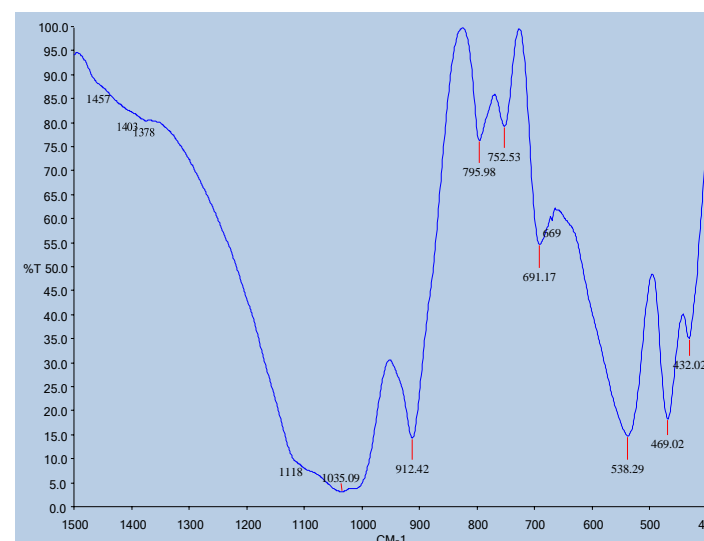
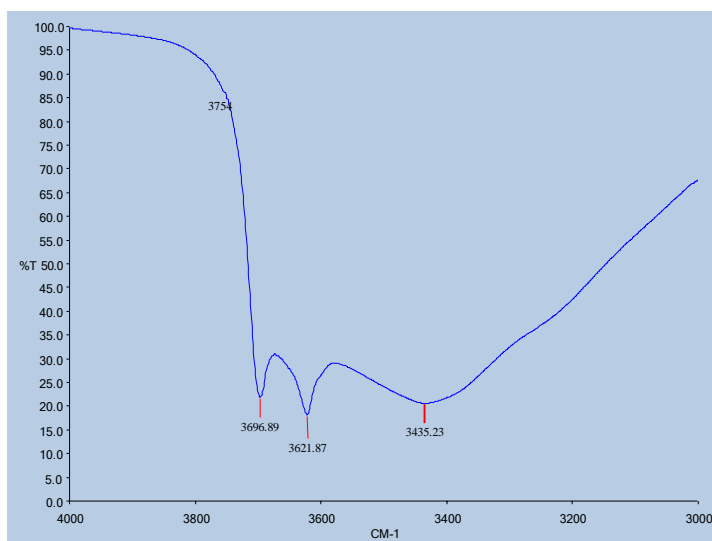


SR16 5-20 cm de profundidad sin oxidación de la MOS

Fuentes, A. M. del S.

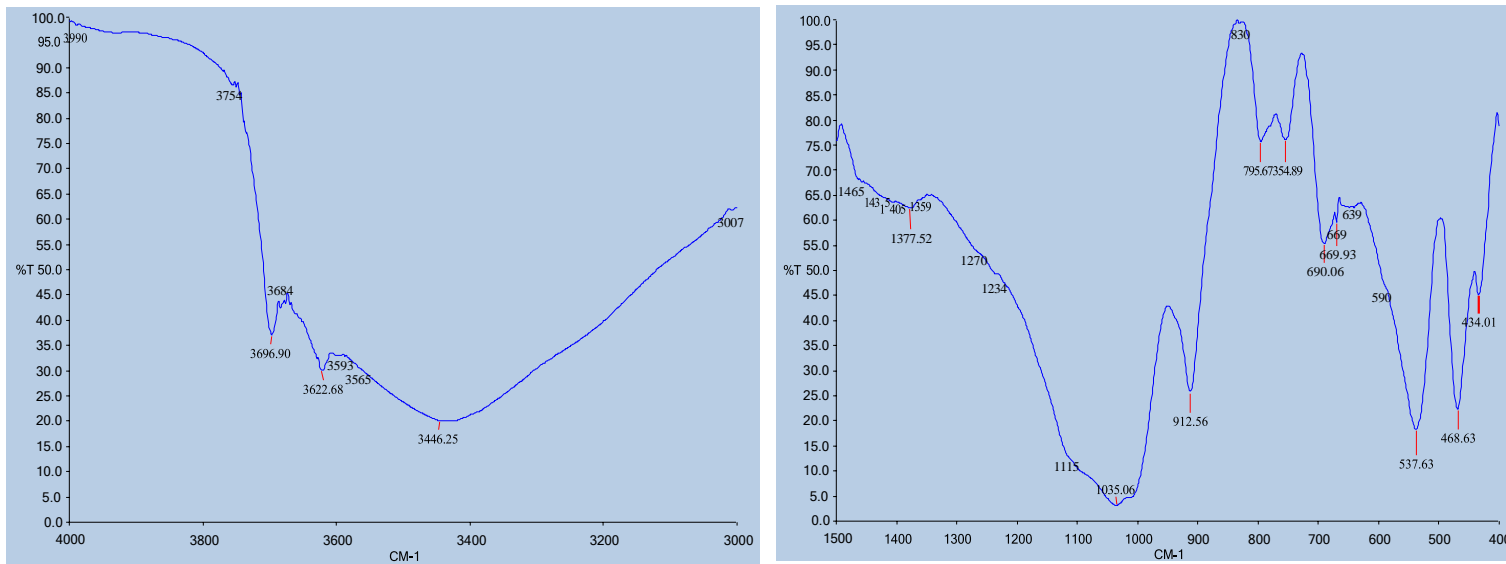


SR16 20-40 cm de profundidad sin oxidación de la MOS



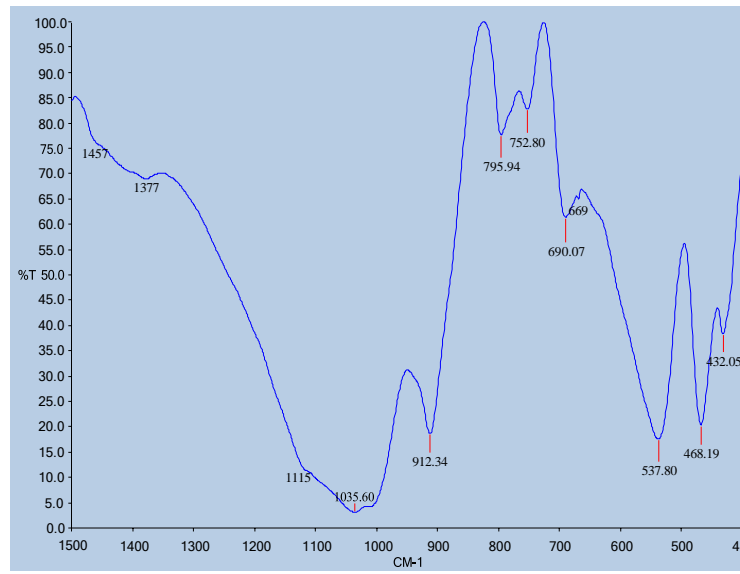
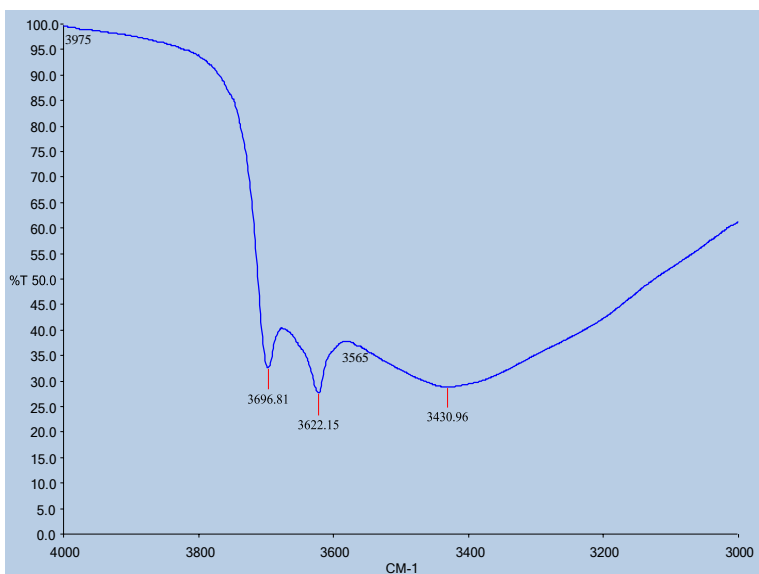
SR16 40-60 cm de profundidad sin oxidación de la MOS

Fuentes, A. M. del S.

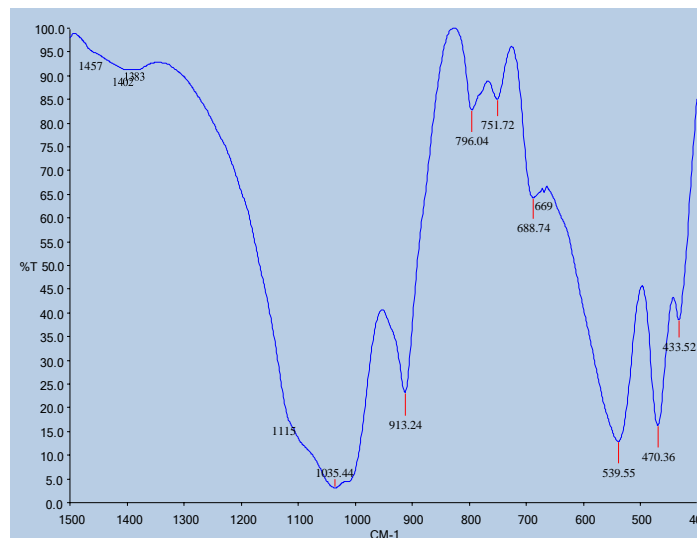
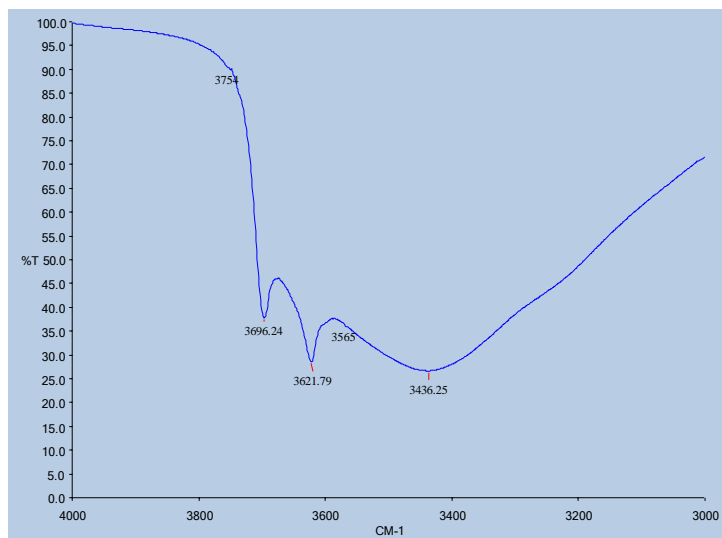


SR9 0-5 cm de profundidad sin oxidación de la MOS

Fuentes, A. M. del S.

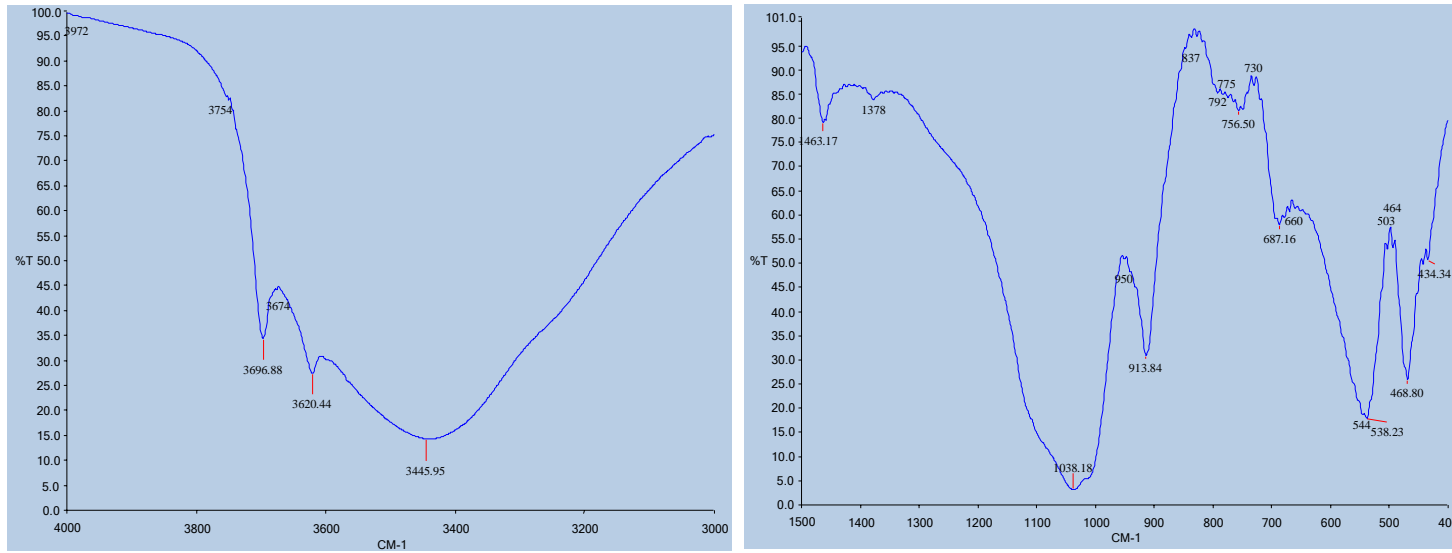


SR9 5-20 cm de profundidad sin oxidación de la MOS



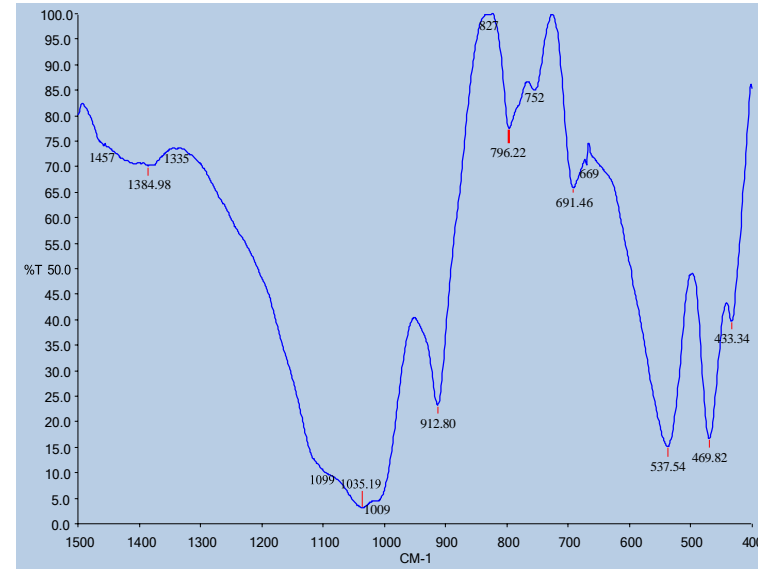
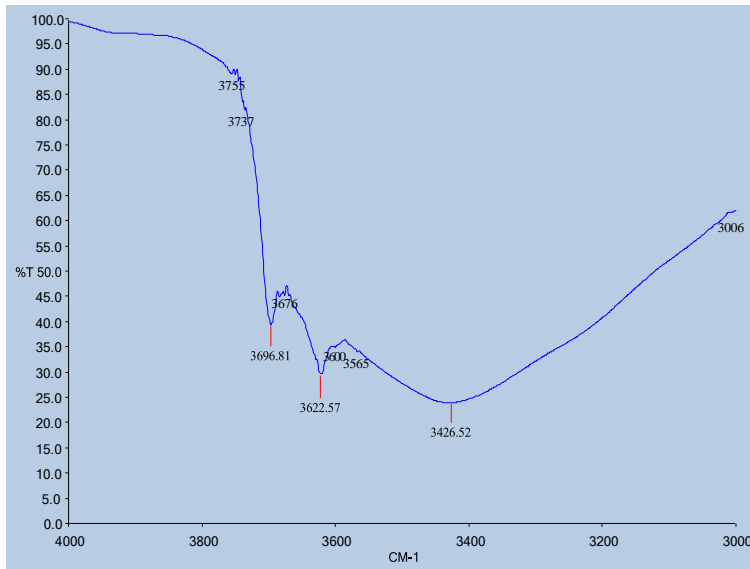
SR9 20-40 cm de profundidad sin oxidación de la MOS

Fuentes, A. M. del S.

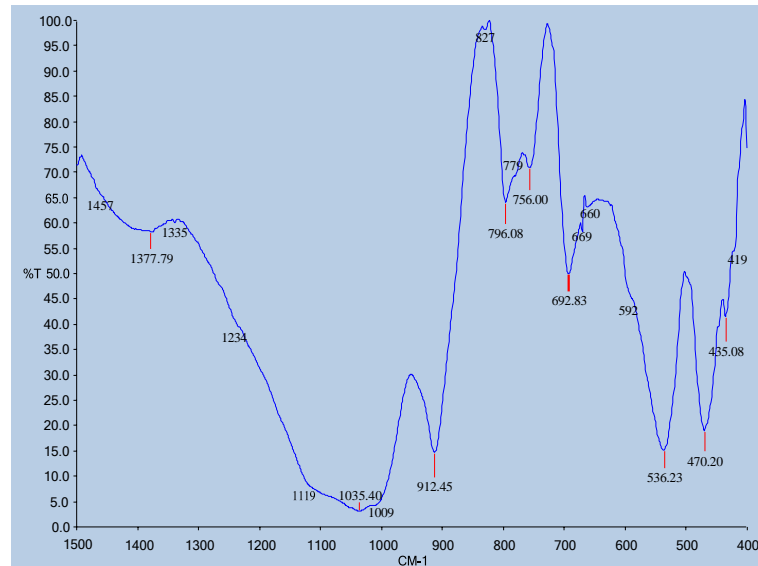
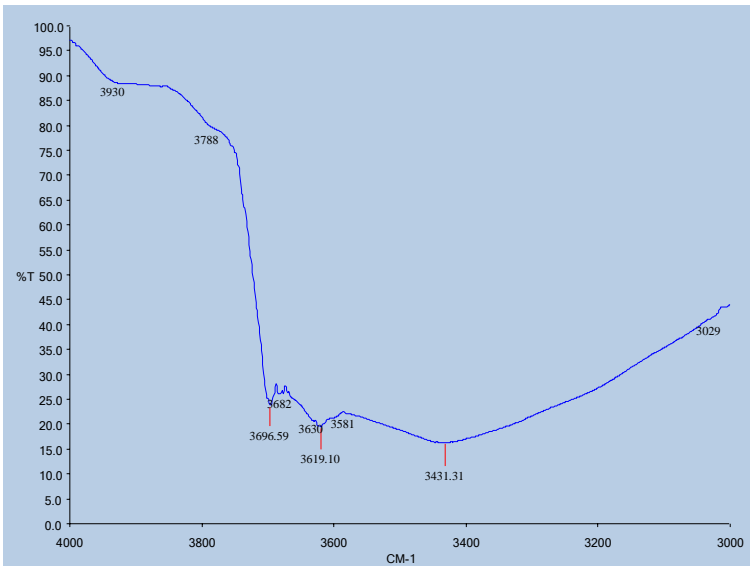


SR9 40-60 cm de profundidad sin oxidación de la MOS

Fuentes, A. M. del S.

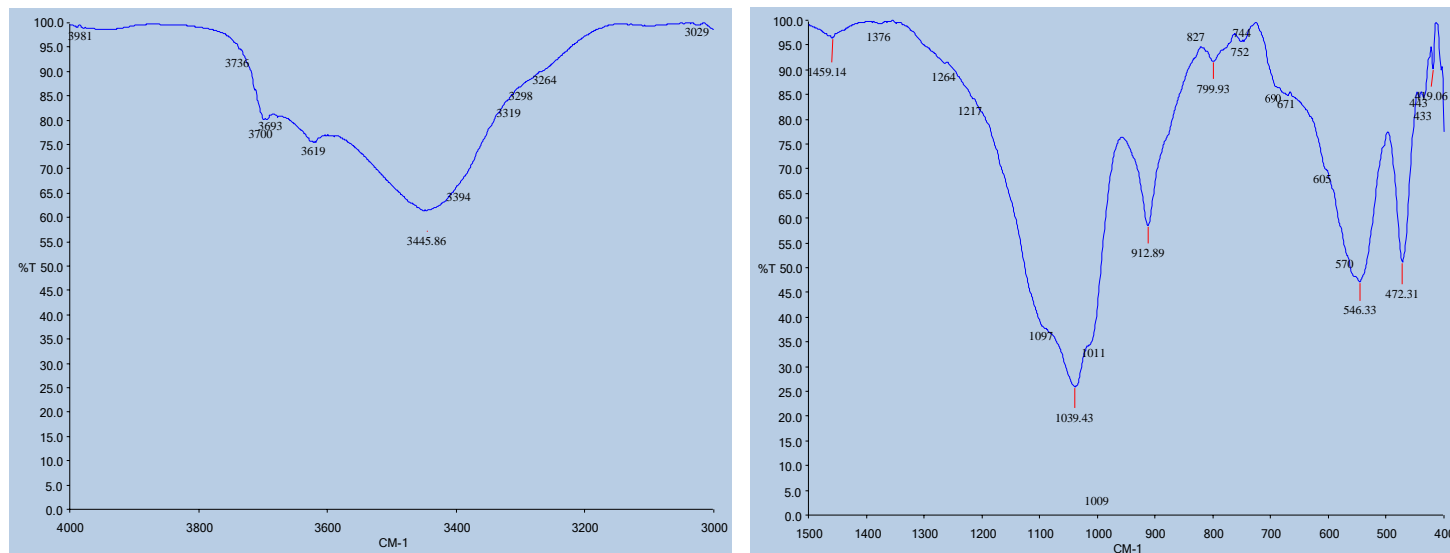


SVN 0-5 cm de profundidad sin oxidación de la MOS



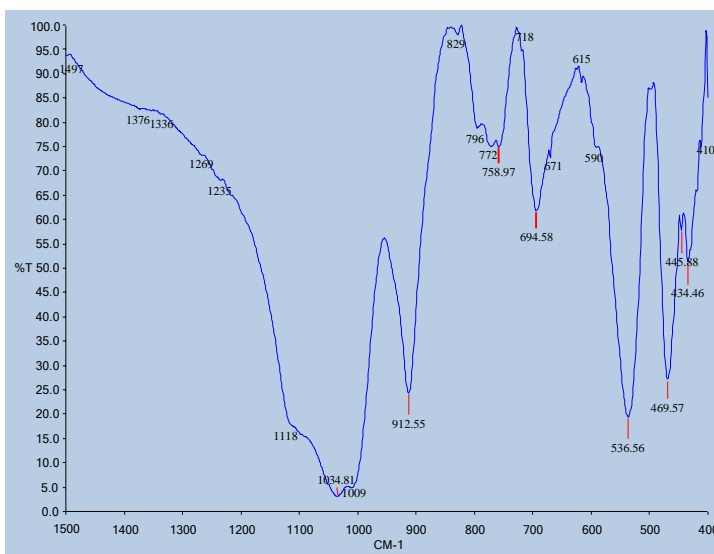
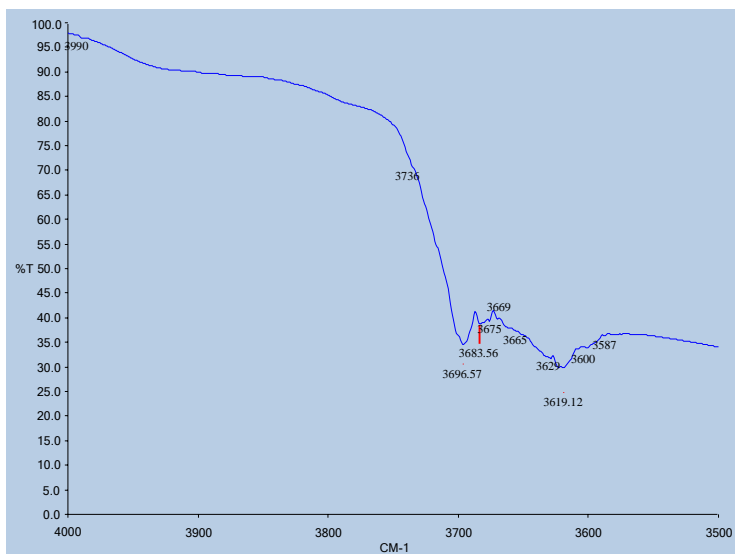
Fuentes, A. M. del S.

SVN 5-20 cm de profundidad sin oxidación de la MOS

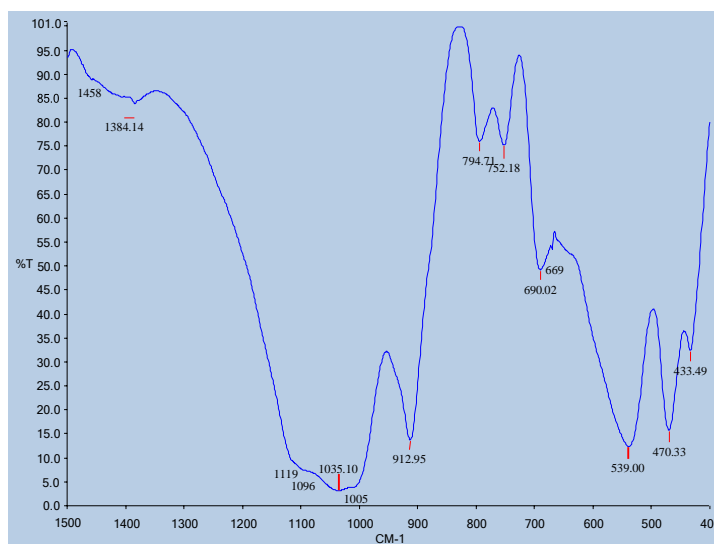
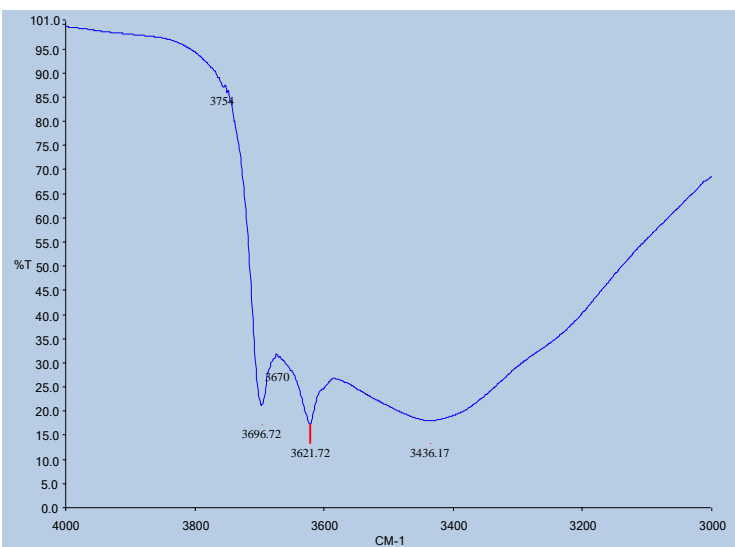


SVN 20-40 cm de profundidad sin oxidación de la MOS

Fuentes, A. M. del S.

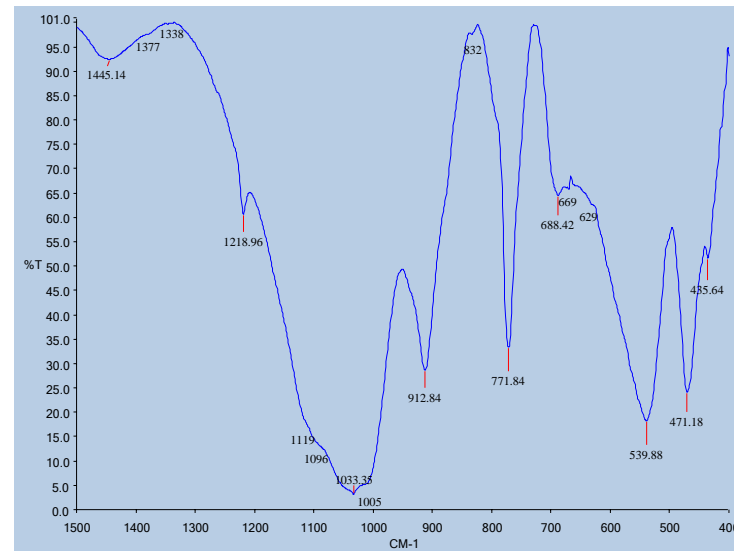
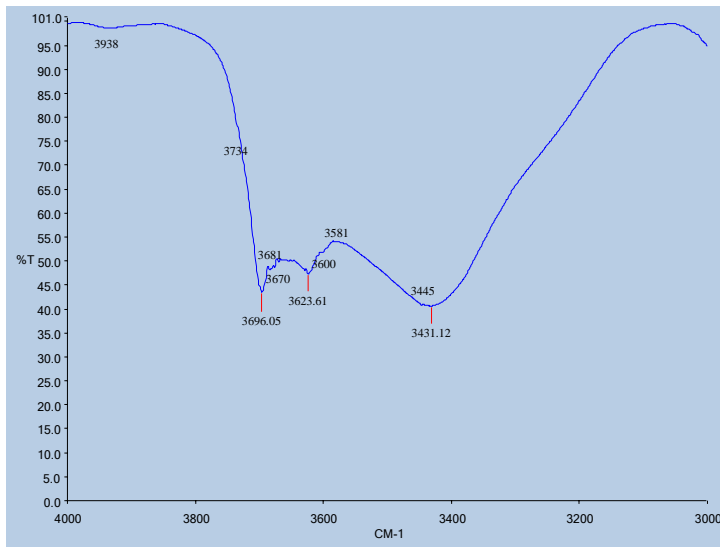


SVN 40-60 cm de profundidad sin oxidación de la MOS



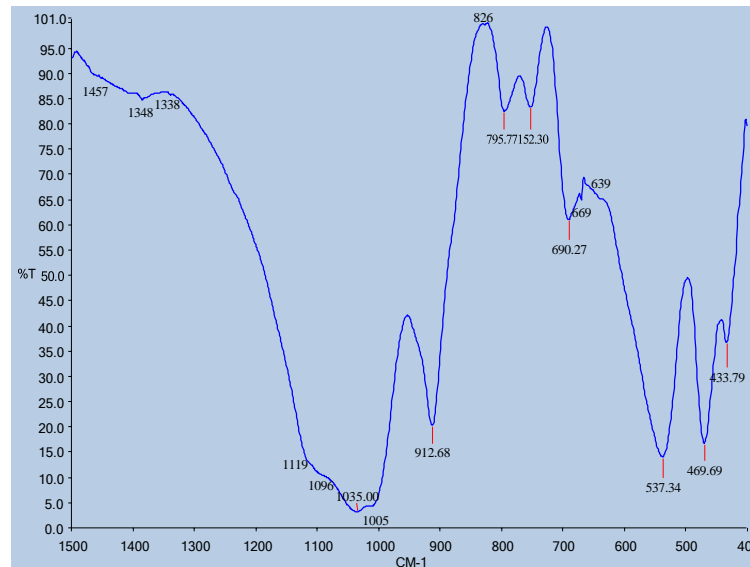
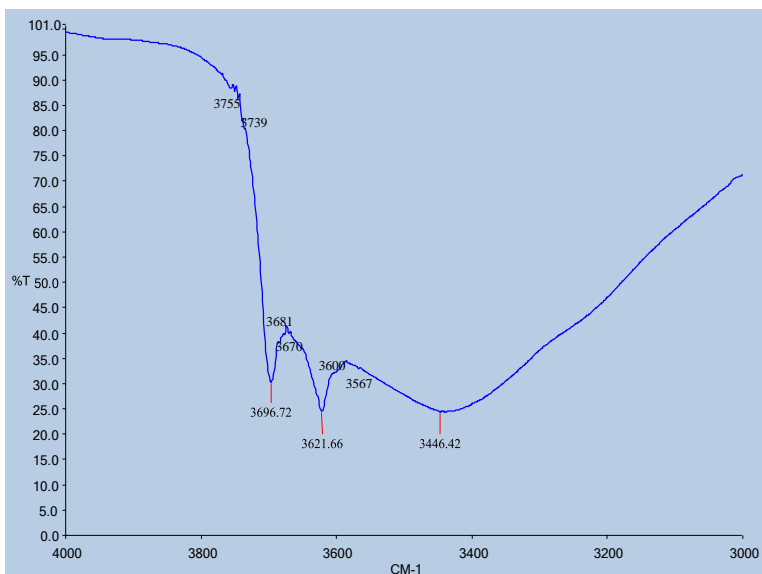
SA 0-5 cm de profundidad sin oxidación de la MOS

Fuentes, A. M. del S.

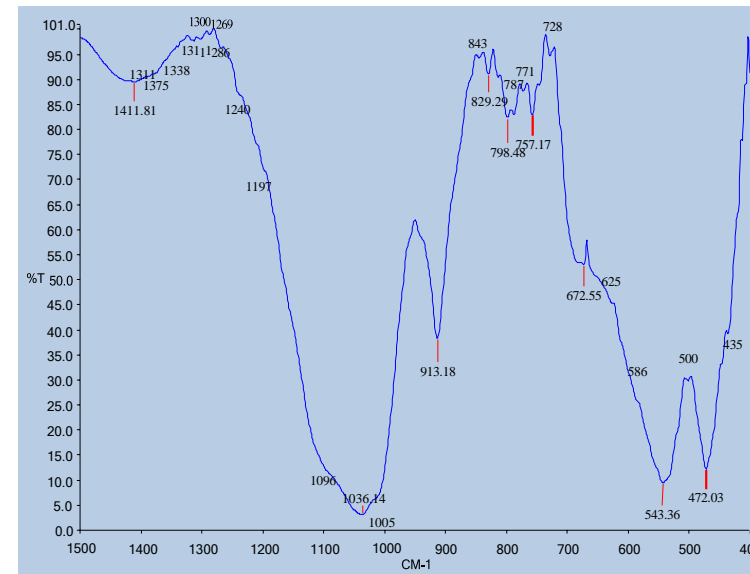
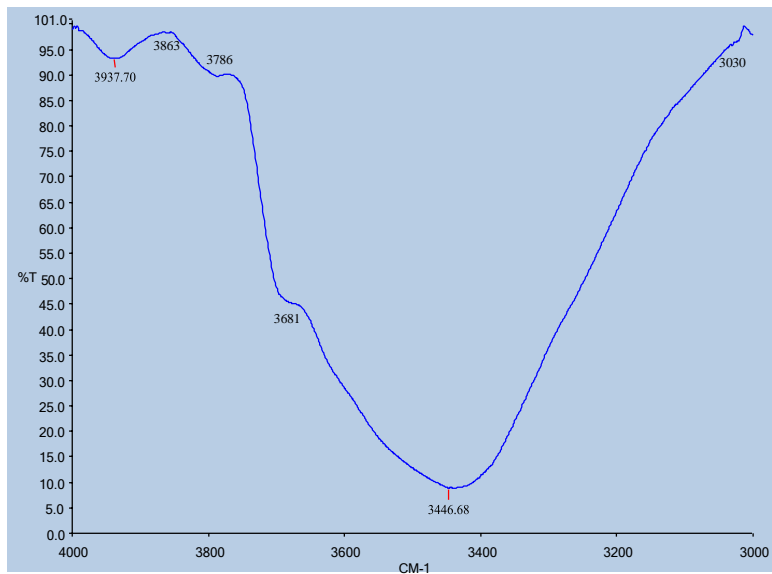


SA 5-20 cm de profundidad sin oxidación de la MOS

Fuentes, A. M. del S.

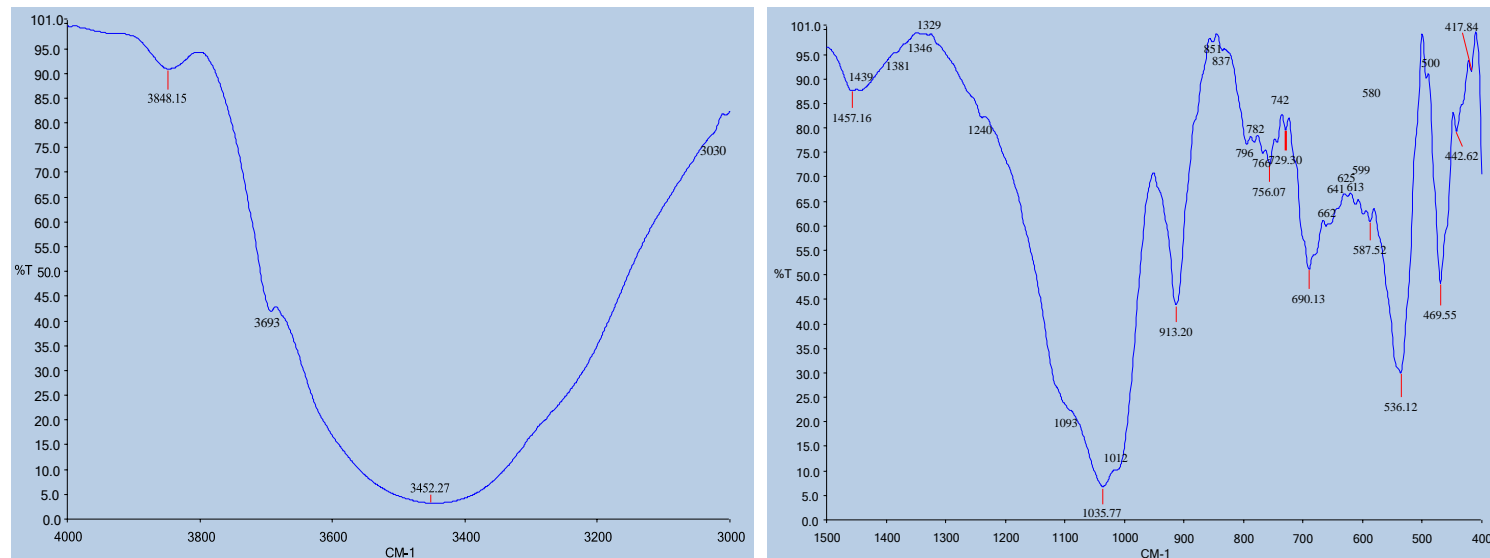


SA 20-40 cm de profundidad sin oxidación de la MOS



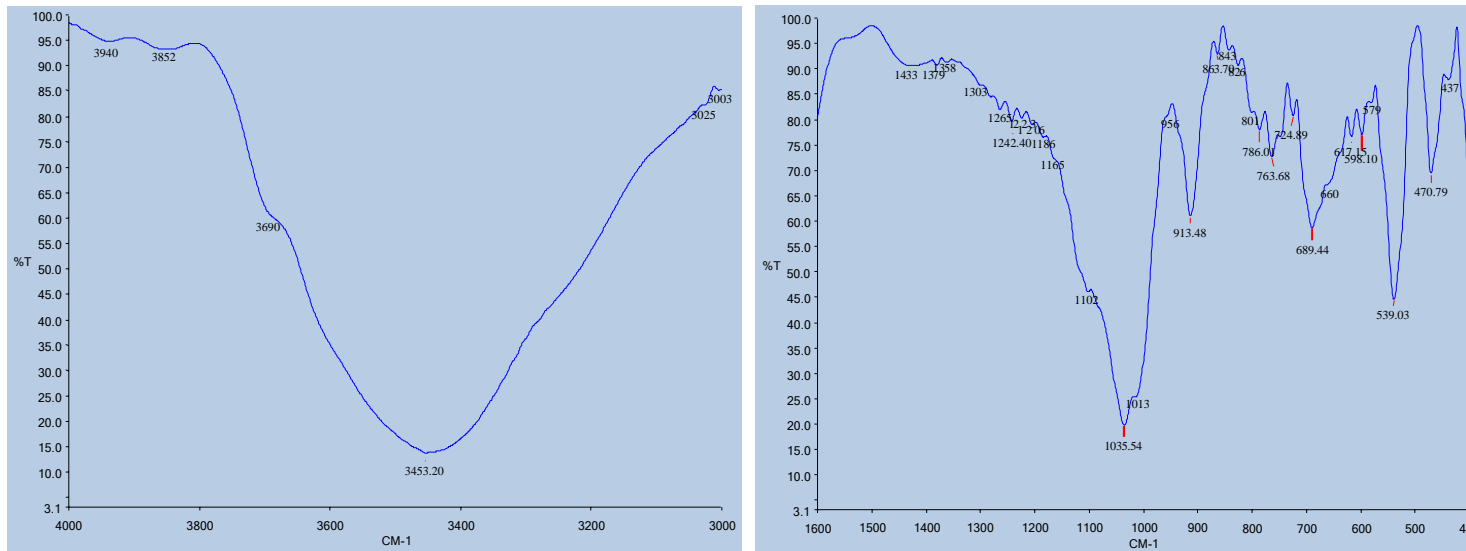
Fuentes, A. M. del S.

SA 40-60 cm de profundidad sin oxidación de la MOS



SR16 20-40 cm de profundidad con oxidación de la MOS

Fuentes, A. M. del S.



SR16 40-60 cm de profundidad con oxidación de la MOS

Fuentes, A. M. del S.

ANEXO C

Matriz de componentes de los suelos de estudio

SR16			SR9			SVN			SA		
Variable	Componente		Variable	Componente		Variable	Componente		Variable	Componente	
	1	2		1	2		1	2		1	2
NaSR16	.960		CICESR9	.959		KSVN	.978	.136	KSA	.904	.353
CICESR16	-.934		CaSR9	.949		satAlSVN	-.955	-.252	satAlSA	.902	.262
KSR16	-.923	.357	MgSR9	.947		COSVN	.947	-.160	CICESA	-.893	-.325
CaSR16	-.913	-.206	KSR9	.937	.259	DaSVN	-.912		CaSA	-.881	-.237
DaSR16	.902	-.184	satAlSR9	-.859	.105	CaSVN	.905	.345	MgSA	-.837	-.489
MgSR16	-.889	.145	pHpotSR9	.857	.305	AcintSVN	-.879		AlintSA	.702	-.501
AreSR16	.860	.187	COSR9	.853		CICESVN	.868	.426	AcintSA	.692	-.576
COSR16	-.840	.473	DaSR9	-.840	-.390	DrSVN	-.854	-.216	DaSA	.568	-.355
ArSR16	-.815	.464	AreSR9	-.807	.200	AlintSVN	-.833		AreSA	.381	-.279
satAlSR16	.786	.390	AcintSR9	-.739		HuSVN	.759		ArSA	-.288	
pHpotSR16	-.716	-.406	LiSR9	-.721	.120	MgSVN	.656	-.481	LiSA	.161	.119
AcintSR16	.698	.590	DrSR9	-.704	.195	pHpotSVN	.656	-.529	HuSA	.232	.776
AlintSR16	.637	.582	AlintSR9	-.698	-.268	PTSVN	-.605	-.395	pHpotSA	-.631	.719
DrSR16	.553	-.306	ArSR9	.561	-.297	HintSVN	-.582		NaSA	.550	.697
HintSR16	.537	.272	pHactSR9	.509		pHactSVN	.505	-.338	HintSA	.409	-.679
CNSR16	.386		HuSR9	.507	-.130	NaSVN	-.380	.370	pHactSA	-.455	.665
pHactSR16	-.371	-.228	NTSR9		.914	ArSVN		.865	COSA	-.327	-.635
NTSR16	-.127		NaSR9		-.880	LiSVN		.805	PTSA	-.307	.481
LiSR16	.551	-.735	CNSR9	.201	.547	AreSVN	.251	-.746	DrSA	-.100	.385
HuSR16		.697	PTSR9	-.158	.517	NTSVN		.691	NTA		.322
PTSR16		-.207	HintSR9	-.450	.474	CNSVN			CNSA	.115	.142

Fuentes, A. M. del S.

ANEXO D

		Correlaciones			
		HuSR16	HuSR9	HuSVN	HuSA
HuSR16	Correlación de Pearson	1	.589**	.332	-.231
	Sig. (bilateral)		.002	.113	.277
	N		24	24	24
HuSR9	Correlación de Pearson		1	.560**	-.426*
	Sig. (bilateral)			.004	.038
	N			24	24
HuSVN	Correlación de Pearson			1	-.768**
	Sig. (bilateral)				.000
	N				24
HuSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				
		DaSR16	DaSR9	DaSVN	DaSA
DaSR16	Correlación de Pearson	1	.920**	.973**	.231
	Sig. (bilateral)		.000	.000	.276
	N		24	24	24
DaSR9	Correlación de Pearson		1	.924**	.109
	Sig. (bilateral)			.000	.612
	N			24	24
DaSVN	Correlación de Pearson			1	.110
	Sig. (bilateral)				.609
	N				24
DaSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				
AreSR16	Correlación de Pearson	1	.715**	-.037	-.179
	Sig. (bilateral)		.000	.862	.404
	N		24	24	24
AreSR9	Correlación de Pearson		1	-.479*	-.152
	Sig. (bilateral)			.018	.479
	N			24	24
AreSVN	Correlación de Pearson			1	-.118
	Sig. (bilateral)				.584
	N				24
AreSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				24
		LiSR16	LiSR9	LiSVN	LiSA
LiSR16	Correlación de Pearson	1	1.000**	.505*	.403

Fuentes, A. M. del S.

	Sig. (bilateral)		0.000	.012	.051
	N		24	24	24
LiSR9	Correlación de Pearson		1	.505*	.403
	Sig. (bilateral)			.012	.051
	N			24	24
LiSVN	Correlación de Pearson			1	-.175
	Sig. (bilateral)				.413
	N				24
LiSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				
		ArSR16	ArSR9	ArSVN	ArSA
ArSR16	Correlación de Pearson	1	.791**	-.297	.171
	Sig. (bilateral)		.000	.159	.423
	N		24	24	24
ArSR9	Correlación de Pearson		1	-.660**	-.006
	Sig. (bilateral)			.000	.979
	N			24	24
ArSVN	Correlación de Pearson			1	.133
	Sig. (bilateral)				.535
	N				24
ArSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				
		AlintSR16	AlintSR9	AlintSVN	AlintSA
AlintSR16	Correlación de Pearson	1	.586**	.107	.609**
	Sig. (bilateral)		.003	.620	.002
	N		24	24	24
AlintSR9	Correlación de Pearson		1	.477*	.063
	Sig. (bilateral)			.018	.769
	N			24	24
AlintSVN	Correlación de Pearson			1	.007
	Sig. (bilateral)				.975
	N				24
AlintSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				
		COSR16	COSR9	COSVN	COSA
COSR16	Correlación de Pearson	1	.903**	.954**	.698**
	Sig. (bilateral)		.000	.000	.000
	N		24	24	24
COSR9	Correlación de Pearson		1	.943**	.602**
	Sig. (bilateral)			.000	.002
	N			24	24
COSVN	Correlación de Pearson			1	.673**
	Sig. (bilateral)				.000

Fuentes, A. M. del S.

	N				24
COSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				
		NaSR16	NaSR9	NaSVN	NaSA
NaSR16	Correlación de Pearson	1	.052	.472*	.760**
	Sig. (bilateral)		.810	.020	.000
	N		24	24	24
NaSR9	Correlación de Pearson		1	-.847**	-.167
	Sig. (bilateral)			.000	.436
	N			24	24
NaSVN	Correlación de Pearson			1	.459*
	Sig. (bilateral)				.024
	N				24
NaSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				
		KSR16	KSR9	KSVN	KSA
KSR16	Correlación de Pearson	1	.954**	.955**	-.668**
	Sig. (bilateral)		.000	.000	.000
	N		24	24	24
KSR9	Correlación de Pearson		1	.982**	-.451*
	Sig. (bilateral)			.000	.027
	N			24	24
KSVN	Correlación de Pearson			1	-.566**
	Sig. (bilateral)				.004
	N				24
KSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				
		CaSR16	CaSR9	CaSVN	CaSA
CaSR16	Correlación de Pearson	1	.939**	.944**	.677**
	Sig. (bilateral)		.000	.000	.000
	N		24	24	24
CaSR9	Correlación de Pearson		1	.916**	.670**
	Sig. (bilateral)			.000	.000
	N			24	24
CaSVN	Correlación de Pearson			1	.416*
	Sig. (bilateral)				.043
	N				24
CaSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				
		MgSR16	MgSR9	MgSVN	MgSA
MgSR16	Correlación de Pearson	1	.935**	.413*	.789**
	Sig. (bilateral)		.000	.045	.000
	N		24	24	24
MgSR9	Correlación de Pearson		1	.685**	.955**
	Sig. (bilateral)			.000	.000
	N			24	24

Fuentes, A. M. del S.

MgSVN	Correlación de Pearson			1	.853**
	Sig. (bilateral)				.000
	N				24
MgSA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				24
		CICESR16	CICESR9	CICESVN	CICESA
CICESR16	Correlación de Pearson	1	.945**	.972**	.594**
	Sig. (bilateral)		.000	.000	.002
	N		24	24	24
CICESR9	Correlación de Pearson		1	.860**	.733**
	Sig. (bilateral)			.000	.000
	N			24	24
CICESVN	Correlación de Pearson			1	.392
	Sig. (bilateral)				.058
	N				24
CICESA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				
		satAISR16	satAISR9	satAISVN	satAISA
satAISR16	Correlación de Pearson	1	.932**	.641**	.902**
	Sig. (bilateral)		.000	.001	.000
	N		24	24	24
satAISR9	Correlación de Pearson		1	.872**	.793**
	Sig. (bilateral)			.000	.000
	N			24	24
satAISVN	Correlación de Pearson			1	.427*
	Sig. (bilateral)				.037
	N				24
satAISA	Correlación de Pearson				1
	Sig. (bilateral)				
	N				

** . La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral).

* . La correlación es significativa al nivel 0,05 (bilateral).