



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

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

**DINÁMICA, ALMACENAMIENTO Y ESTABILIDAD DE CARBONO
ORGÁNICO EN SUELOS DEL PARQUE NACIONAL EL CHICO,
HIDALGO, MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS AMBIENTALES

PRESENTA:

ING. YAZMÍN ISLAS LÓPEZ

DIRECTOR:

DR. OTILIO ARTURO ACEVEDO SANDOVAL

CODIRECTOR:

DR. ENRIQUE CRUZ CHÁVEZ

ASESORES:

DR. FRANCISCO PRIETO GARCÍA

DR. RODRIGO RODRÍGUEZ LAGUNA

Pachuca de Soto, Hgo. Julio, 2015



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO
INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
DIRECCIÓN

M. en A. Julio César Leines Medécigo
Director de Administración Escolar
PRESENTE

Por este conducto le comunico que el jurado asignado al pasante, del Doctorado en Ciencias Ambientales, **C. Ing. Yazmín Islas López**, con número de cuenta 134872, quien presenta el trabajo de tesis titulado **"Dinámica, almacenamiento y estabilidad de carbono orgánico en suelos del Parque Nacional El Chico, Hidalgo, México"**, después de revisar el trabajo en reunión de sinodales, ha decidido autorizar la impresión del mismo una vez realizadas las correcciones que fueron acordadas.

A continuación se anotan las firmas de conformidad de los integrantes del jurado.

PRESIDENTE: Dr. Francisco Prieto García

SECRETARIO: Dr. Enrique Cruz Chávez

VOCAL: Dr. Otilio Arturo Acevedo Sandoval

SUPLENTE: Dr. Rodrigo Rodríguez Laguna

Sin otro particular, reitero a Usted la seguridad de mi atenta consideración.

ATENTAMENTE

"Amor, Orden y Progreso"

Mineral de la Reforma, Hgo., a 24 de junio de 2011

Dr. Orlando Ávila Pozos
Director del ICBI



Ciudad Universitaria Carretera Pachuca-Tulancingo
Km. 4.5. s/n Col. Carboneras C.P. 42184
Mineral de la Reforma, Hidalgo, México.
Tel: (771)7172000 ext. 2230 , 2231



AGRADECIMIENTOS

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 apoyo otorgado durante la realización de mis estudios de posgrado.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para la realización de mis estudios.

Dr. Otilio Arturo Acevedo Sandoval, agradezco infinitamente su amistad, paciencia, y excelente dirección no solo en la realización de este proyecto de investigación sino a lo largo de tantos años.

Dr. Enrique Cruz Chávez, gracias por todo lo brindado desde que ingrese a esta máxima casa de estudios, por su valiosa amistad, por el apoyo y por aportar y participar activamente durante la realización de este proyecto.

Al Dr. Rodrigo Rodríguez Laguna por el tiempo dedicado y por su gran capacidad para guiar mis ideas.

Al Dr. Francisco Prieto García por su orientación, rigurosidad y por impulsar el desarrollo de nuestra formación profesional.

A mis compañeros y amigos por su apoyo incondicional.

Mi más profundo y sincero agradecimiento a todas aquellas personas que con su ayuda han colaborado en la realización del presente trabajo.

DEDICATORIA

Le agradezco a mi padre Arnulfo (†) por darme la vida y su gran amor.

*A mi madre María C. por ser un ejemplo de fortaleza, perseverancia y constancia.
Por apoyarme en todo momento, por sus consejos, sus valores inculcados que me
han permitido ser una persona de bien, pero más que nada, por su amor.*

*En especial quiero dedicar este logro al gran amor de mi vida, Mi Hijo Marco
Antonio, porque siendo tan pequeño me da grandes lecciones de vida, y por ser la
motivación que me hace superar retos, vencer obstáculos y pensar que todo es
posible y sobre todo por llenarme de inmensa felicidad.*

*A mis hermanas, Ivonne, Anel y Rocío, por brindarme un apoyo reflejo del gran
amor que nos une.*

A mis hermanos por ser parte de mi vida.

ABREVIATURAS	IX
GLOSARIO	X
RESUMEN	XI
ABSTRACT	XII
I. INTRODUCCIÓN	1
II. ANTECEDENTES.....	2
2.1 Cambio climático.....	2
2.2 Tratados Internacionales sobre Cambio Climático.....	3
2.3 Ciclo del Carbono	6
2.4 Suelo	7
2.5 Materia orgánica del suelo.....	8
2.5.1 Transformación de la materia orgánica del suelo	9
2.5.2 Humificación de la materia orgánica	14
2.6 Incorporación de carbono al suelo.....	16
2.7 Secuestro de carbono en suelos	21
2.8 Estabilidad de la materia orgánica del suelo.....	22
2.8.1 Estabilización bioquímica de CO mediante la formación de compuestos altamente recalcitrantes	24
2.8.2 La inaccesibilidad de la materia orgánica para los microorganismos.....	26
2.8.3 La interacción de la materia orgánica con las superficies reactivas de la fracción mineral del suelo (oxi-hidróxidos de Fe y Al, aluminosilicatos).	29
2.9 Formas de Carbono en el Suelo	31
III. FUNDAMENTO DE LA INVESTIGACIÓN	33
3.1 Objetivo General.....	33
IV. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	34
4.1 Ubicación del área de estudio	34
4.2 Clima.....	34
4.3 Fisiografía	35
4.4 Hidrología	35
4.5 Marco Geológico	36
4.5.1 <i>Formación Vizcaina</i>	36

4.5.2	<i>Formación Cerezo</i>	37
4.5.3	<i>Formación Zumate</i>	37
4.6	Edafología.....	37
4.7	Vegetación	38
4.8	Fauna Silvestre.....	39
4.9	Demografía	39
V.	MATERIALES Y MÉTODOS	41
5.1	Selección de sitios de muestreo	41
5.2	Descripción de los sitios de muestreo.....	41
5.2.1	Muestreo	43
5.2.2	Preparación de la muestra.....	43
5.3	Características Físicas.....	43
5.3.1	Densidad Aparente.....	43
5.3.2	Densidad Real	44
5.3.3	Porosidad Total	44
5.3.4	Textura del suelo.....	45
5.4	Características Químicas.....	45
5.4.1	pH.....	45
5.4.2	Capacidad de Intercambio Catiónico.....	46
5.4.3	Materia Orgánica	46
5.4.4	Nitrógeno	47
5.5	Formas de Carbono en el suelo.....	47
5.5.1	Carbono en hojarasca y mor	48
5.5.2	Carbono Total	48
5.5.3	Carbono Orgánico.....	48
5.5.4	Carbono no Oxidable	48
5.5.5	Carbono Extraíble con Pirofosfato de Na.....	49
5.5.6	Acumulación de Carbono en el Suelo.....	49
5.6	Extracción química selectiva de Fe, Al y Si	50
5.7	Análisis de Elementos Mayores.....	51
5.8	Análisis Estadístico.....	51

VI.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	52
6.1	Caracterización Físico-Química.....	52
6.1.1	Densidad aparente (Da)	52
6.1.2	Densidad real (Dr)	52
6.1.3	Porosidad total (PT)	53
6.1.4	Clase textural	53
6.1.5	pH activo y potencial	54
6.1.6	Materia orgánica (MO)	55
6.1.7	Nitrógeno total (NT) y relación C/N.....	55
6.1.8	Capacidad de intercambio catiónico (CIC).....	56
6.1.9	Contenido de carbono en hojarasca y mor del suelo	59
6.2	Formas de carbono en el suelo.....	60
6.2.1	Carbono Total (CT)	60
6.2.2	Carbono Orgánico (CO).....	61
6.2.3	Carbono no oxidable (CNo).....	62
6.2.4	Carbono extraíble (CP)	63
6.2.5	Acumulación de Carbono en el Suelo.....	65
6.3	Extracción química selectiva de Fe, Al y Si	65
6.4	Análisis de Elementos Mayores	71
7	CONCLUSIONES	77
8	BIBLIOGRAFÍA.....	78
	ANEXO A	103
	ANEXO B	115
	ANEXO C	106
	ANEXO D	106

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ciclo del carbono..... 8

Figura 2. Ciclo de la materia orgánica..... 10

Figura 3. Transformaciones asociadas con la incorporación de carbono al suelo..... 19

Figura 4. Modelo conceptual simplificado de las formas de protección de carbono en el suelo..... 24

Figura 5. Ubicación de la zona de estudio, Parque Nacional El Chico, Hidalgo México..... 34

Figura 6. Toposecuencia del área de estudio..... 34

Figura 7. Muestreo dehojarasca, mor y suelo en el área de estudio..... 43

Figura 8. Determinación de CT en el equipo *Solids TOC Analyzer 1020A*..... 49

Figura 9. Acumulacion de carbono en suelos de El Parque Nacional El Chico, Hgo.. 65

Figura 10. Diagrama de Le Maitre et al., (1989) para la clasificación de las rocas volcánica..... 73

Figura 11. Diagrama ternario de Nesbitt y Young (1984), valores de CIA para los sedimentos con diferente cobertura vegetal..... 74

Figura 12. Diagrama ternario de Fedo et al. (1995). composiciones químicas de los sedimentos con diferente cobertura vegetal An: Anortita, Ab: Albita... 75

Figura 13. Diagrama ternario de Nesbitt y Young (1984), Nesbitt y Wilson (1992), composiciones químicas de los sedimentos con diferente cobertura vegetal Ka: Caolinita, Gi: Gibbsita, Ll: Illita, Mu: Muscovita, Fs: Feldspatos-K, Gl: clorita, Bi: biotita..... 76

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Estabilización bioquímica mediante la formación de compuestos altamente recalcitrantes.....	26
Tabla 2. Estabilización por la inaccesibilidad de la MO para los microorganismos...	28
Tabla 3. Estabilización por la interacción de la MO con las superficies reactivas de la fracción mineral del suelo.....	31
Tabla 4. Tipos de vegetación y superficie de cobertura.....	38
Tabla 5. Municipios y localidades del Parque Nacional El Chico.....	39
Tabla 6. Descripción de los sitios de muestreo.....	42
Tabla 7. Valores medios de las propiedades Físico-Químicas del suelo.....	57
Tabla 8. Contenido de carbono en hojarasca y mor del suelo.....	60
Tabla 9. Valores medios de las formas de Carbono presentes en suelos con diversa cobertura vegetal y uso de suelo.....	63
Tabla 10. Extracción selectiva de Fe, Al y Si.....	67
Tabla 11. Relaciones molares entre Fe, Al y Si.....	69
Tabla 12. Composición promedio de óxidos de elementos mayores (%) en suelos con diferente cobertura vegetal y contenido de carbono extraíble (CP).....	72
Tabla 13. Índices de alteración de sedimentos.....	72

ABREVIATURAS

Ald	Al extraído con ditionito-citrato-bicarbonato
Alo	Al extraído con oxalato ácido
Alp	Al extraído con pirofosfato de sodio
C	Carbono
CH₄	Metano
CIA	Índice de Alteración Química
C/N	Relación carbono nitrógeno
CMNUCC	Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático
CNo	Carbono no oxidable
CO	Carbono orgánico
CO₂	Dióxido de carbono
CP	Carbono extraído con Pirofosfato de Sodio
CT	Carbono Total
Fed	Fe extraído con ditionito-citrato-bicarbonato
Feo	Fe extraído con oxalato ácido
Fep	Fe extraído con pirofosfato de sodio
GEI	Gases de efecto invernadero
HFCs	Hidrofluorocarbonos
IPCC	Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático
MO	Materia orgánica
N₂O	Óxido nitroso
NT	Nitrógeno total
PFCs	Perfluorocarbonos
PIA	Índice de Alteración de Plagioclasas
PNUMA	Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente
SF₆	Hexafluoruro de azufre
Sio	Si extraído con oxalato ácido
UNFCCC	Convenio Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático

GLOSARIO

Cambio climático. Cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables

Ciclo del carbono. Término empleado para describir el flujo del carbono en la atmósfera, los océanos, la biosfera terrena y la litosfera.

Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMCC). Adoptada en Nueva York el 9 de mayo de 1992 y rubricada ese mismo año por más de 150 países. Su objetivo último es “la estabilización de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera a un nivel que impida interferencias antropógenas peligrosas en el sistema climático.

Dióxido de carbono (CO₂). Gas de origen natural. Se genera como subproducto de la combustión de combustibles de origen fósil y del quemado de biomasa, y por efecto de los cambios de uso de la tierra y de otros procesos industriales. Es el gas de efecto invernadero antropógeno que más afecta el equilibrio radiactivo de la Tierra.

Efecto invernadero. Proceso en virtud del cual la absorción de radiación infrarroja por la atmósfera eleva la temperatura de la Tierra.

Gases de Efecto Invernadero. Se entiende aquellos componentes gaseosos de la atmósfera, tanto naturales como antropógenos, que absorben y emiten radiación infrarroja.

Protocolo de Kyoto. Adoptado en 1997 en Kioto, Japón, entró en vigor el 16 de febrero de 2005, contiene compromisos jurídicamente vinculantes, que vienen a sumarse a los contenidos en la CMCC, establece compromisos para reducir, entre 2008 y 2012 emisiones antropógenas de gases de efecto invernadero en un 5% como mínimo respecto de los niveles de 1990.

Secuestro del carbono. Una reserva o un depósito que absorbe o capta el carbono liberado por otros componentes en el ciclo del carbono y que absorbe más cantidad de la que libera.

Sumidero de Carbono. Un área determinada donde la cantidad almacenada de carbono aumenta con el tiempo.

RESUMEN

A nivel mundial, el suelo almacena dos veces más carbono que la atmósfera y casi el doble de la cantidad almacenada en la vegetación. La capacidad de almacenamiento de carbono de los suelos depende de sus propiedades y usos. El objetivo del presente trabajo fue evaluar el contenido de carbono orgánico del suelo, su dinámica y estabilidad en el Parque Nacional El Chico, Hidalgo, México, que permita definir zonas vulnerables a la pérdida de carbono, contribuyendo a la sustentabilidad del ecosistema forestal de la zona de estudio. Para ello se definieron 12 sitios de muestreo con diferente tipo de vegetación (Pino-Encino, Oyamel-Encino, Oyamel-Tlaxcal, Oyamel y Cedro) a diferentes profundidades (0-5, 5-20, 20-40 y 40-60 cm), en suelos con diverso uso (preservado, en recuperación y público). Se determinaron las características físico-químicas, los contenidos de las diversas formas de carbono, Fe y Al en suelos (labil, amorfo y ligado a la materia orgánica) utilizando como agentes extractantes: oxalato ácido de amonio, ditionito citrato bicarbonato, y pirofosfato de sodio, y se analizaron elementos mayores. Los suelos se caracterizan por ser porosos, tener una textura media, con un pH que tiende de moderadamente ácido a fuertemente ácido, de carga variable, con alto contenido de materia orgánica, con adecuada fertilidad, con presencia de un intemperismo moderado a elevado para algunos sitios, para las diferentes formas de carbono se presentó el mayor porcentaje de carbono total y carbono orgánico en sitios con vegetación Oyamel- Encino y los menores contenidos en vegetación Cedro, con presencia de formas recalcitrantes de carbono no oxidable y carbono extraíble con pirofosfato de sodio, este último se encuentra interactuando con óxidos amorfos de Fe y Al, considerándose un mecanismo importante de estabilización de carbono en suelos.

ABSTRACT

Globally, soil carbon stores twice the atmosphere and almost double the amount stored in the vegetation. The carbon storage capacity of soils depends on their properties and uses. The aim of this study was to evaluate the content of soil organic carbon, dynamics and stability in the Parque Nacional El Chico, Hidalgo, Mexico, in order to define vulnerable to carbon loss, contributing to the sustainability of forest ecosystem study area. For this study 12 sampling sites with different types of vegetation (pine-oak, fir-Encino, Oyamel-Tlaxcal, Oyamel and cedar) at different depths (0-5, 5-20, 20-40, 40-60 cm) were defined, in soils with different use (preserved, recovery and public). The physicochemical properties, total contents of the various forms of carbon, Fe and Al in soils (labile, amorphous and linked to organic matter) used as extracting agents: ammonium hydrogen oxalate, citrate dithionite bicarbonate and pyrophosphate sodium, and major elements were analyzed. Soils are characterized by porous, having a medium texture, pH tends to moderately acid to strongly acid, variable load, high in organic matter, with adequate fertility, with the presence of moderate to high for some weathering sites, for the various carbon forms the highest percentage of total carbon and organic carbon is introduced in sites Oyamel- Encino vegetation and lower vegetation contained in Cedar, with presence of non-oxidizable recalcitrant forms of carbon and carbon removable sodium pyrophosphate The latter is interacting with amorphous Fe and Al oxides, considered an important mechanism of stabilization of carbon in soils.

I. INTRODUCCIÓN

1.1. Justificación del trabajo

El suelo es un recurso natural no renovable, difícil y costoso de renovar, considerado como un factor fundamental en el mantenimiento del equilibrio global de la biosfera. El contenido de carbono orgánico (CO) en el suelo llega a superar dos o tres veces los depósitos de carbono (C) de la biomasa aérea (Etchevers *et al.*, 2001), representan 75 % del C almacenado en los ecosistemas terrestres (Lal, 2007), además de ser un sumidero, es un reservorio de carbono estabilizado (Arnalds, 2004; Etchevers *et al.*, 2006). Esta capacidad de almacenamiento de carbono de los suelos los convierte en uno de los más importantes sumideros de CO₂ existentes en el planeta, jugando un importante papel en el ciclo global del carbono. El carbono edáfico presenta un elevado dinamismo, interviene en procesos fundamentales para el crecimiento de las plantas y organismos del suelo y participa activamente en los flujos e intercambio con la atmósfera, la biosfera, la hidrosfera e incluso con la litosfera, a través del carbono inorgánico (carbonatos) acumulado en los suelos (IPCC, 2000; Khanna *et al.*, 2001).

Problemas ambientales como el calentamiento global y la desertificación, generados por diversos procesos biofísicos y, sobre todo, por las actividades humanas, han ocasionado un importante deterioro de las propiedades físico-químicas y biológicas de los suelos, al producir una disminución progresiva de su potencialidad para secuestrar carbono y otras funciones.

El parque Nacional El Chico se caracteriza generalmente por su fragilidad, presentando graves limitaciones climáticas, topográficas y edáficas, de manera que son extremadamente sensibles a los procesos de degradación ambiental.

Con esta tesis doctoral se evalúa el comportamiento del carbono en los suelos bajo diferentes especies forestales, para determinar su potencial como sumidero, y avanzar en el conocimiento de la dinámica de la materia orgánica (MO) en los suelos de origen volcánico y en particular de los Andosoles, reconocidos en otros lugares como altamente eficientes en cuanto al secuestro de CO₂ (Macías *et al.*, 2001; Adams, 2002).

ANTECEDENTES

Cambio climático

El clima ha sido importante hilo conductor del asentamiento del ser humano, factor decisivo en la desaparición de civilizaciones, condicionante del cambio del nomadismo al sedentarismo y determinante principal de la alimentación del hombre.

Hoy en día, el estudio experimental del clima y los resultados, análisis y conclusiones derivados del inmenso aporte de los registros meteorológicos configuran la ciencia del clima, que ocupa la atención de prestigiosas instituciones nacionales e internacionales (Lamb, 2002; Weart, 2008).

La convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (CMNUCC, 1992) define cambio climático, como “cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables”.

El funcionamiento teórico del efecto invernadero es sencillo: la radiación solar calienta la superficie de la Tierra, esta energía es emitida de nuevo hacia la atmósfera y los gases de efecto invernadero (GEI) retienen parte de dicha energía, causando un aumento en la temperatura, principalmente por el aumento de los GEI producidos por la actividad del hombre (Balairón, 2000). Entre los gases de efecto invernadero se encuentran fundamentalmente el dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), los hidrofluorocarbonos (HFCs), los perfluorocarbonos (PFCs) y el hexafluoruro de azufre (SF₆) (IPCC, 1996). Sin embargo, es el CO₂ el que contribuye en mayor medida al calentamiento global (50-60%) (Lal, 1998; Balairón, 2000; IPCC, 2007; Martínez, 2009), le siguen el CH₄ con un 18%, los CFCs con un 14%, el N₂O con un 6% y el 13% restante de otros gases de menor importancia (IPCC, 1996; Balairón, 2000).

El cuarto informe del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2007), desde la época pre-industrial se ha producido un incremento de las concentraciones de CO₂ en la

atmósfera de aproximadamente el 35% (de 280 ppm en la era pre-industrial a 379 ppm en 2005).

Durante los últimos 20 años la incorporación de CO₂ a la atmósfera se ha debido en un 75% a la quema de combustibles fósiles y el resto, predominantemente, a cambios de uso de suelo y a la deforestación (IPCC, 2001), se estima que a nivel mundial cada año, son deforestadas entre 15 y 17 millones de hectáreas (FAO, 2002), como consecuencia se espera que la temperatura media superficial a nivel global aumente entre 1.4 y 5.8°C de 1990 al 2100 (Estrada, 2007), y una disminución en la productividad y capacidad de proporcionar servicios de los ecosistemas a causa de las pérdidas de carbono del suelo (Bai *et al.*, 2008), con el objeto de mitigar el calentamiento global y minimizar las emisiones de gases de efecto invernadero resultantes de las actividades antrópicas, se han incrementado los estudios sobre los sistemas edáficos como fuente y sumidero de C (Johnson *et al.*, 2002; Gerzabeck *et al.*, 2006).

Tratados Internacionales sobre Cambio Climático.

El problema del cambio climático se hizo evidente en la comunidad científica como resultado de la observación de la evolución de las concentraciones de gases de efecto invernadero. Desde entonces se comenzó a tomar conciencia de la magnitud mundial del problema, realizándose numerosos estudios sobre el tema. En este sentido, destaca la labor realizada por la Organización de las Naciones Unidas, promoviendo y subvencionando eventos de carácter internacional y recopilando la información existente a lo largo de los años, resultado del trabajo de numerosos científicos y expertos. Entre las primeras convenciones destacan especialmente la conferencia sobre Medioambiente de Estocolmo en 1972 y la Primera Conferencia Mundial sobre el Clima en 1979, donde por primera vez se consideró internacionalmente el cambio climático como un problema grave.

Durante la década de los 80 se vivió una notable intensificación de las cuestiones ambientales. Otro fenómeno de alcance atmosférico global, el agotamiento de la capa de ozono, creó un precedente importante al quedar regulado internacionalmente por el Convenio de Viena de 1985 y el Protocolo de Montreal de 1987. En esta última parte de la

década la atención internacional se concentró en el cambio climático, con importantes conferencias como las de Toronto en 1988, la Haya y Noordwijk en 1989 y Bergen en 1990. En Toronto se anunció por vez primera el objetivo político de reducción de emisiones de CO₂ que se cifraba en un 20% en el año 2005.

Todas estas reuniones, durante los años 70 y 80's, de carácter tanto científico como político, fueron poco a poco preparando el terreno para la creación de una convención intergubernamental que asumiera la existencia de un riesgo de cambio climático inducido fundamentalmente por la actividad del hombre. De este modo, en noviembre de 1988, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) crearon un Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC). Se constituía así un organismo encargado de evaluar periódicamente todo lo referido al Cambio Climático Global, incluyendo aspectos científicos como socioeconómicos.

Desde entonces, el IPCC ha elaborado numerosos informes de evaluación sobre las causas del cambio climático, sus efectos potenciales y opciones en cuanto a estrategias de respuesta, así mismo, ha elaborado Informes Especiales, Documentos Técnicos, Metodologías y Directrices, convirtiéndose estas publicaciones en referencia de uso habitual ampliamente utilizadas por los responsables en la toma de decisiones políticas. Uno de los más recientes es el Cuarto Informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC, 2007), que pone en evidencia el aumento a nivel mundial de las emisiones de gases de efecto invernadero (70% para el período 1970-2004), como el consiguiente incremento de la temperatura media mundial en 0,76°C, respecto a la época preindustrial (IPCC, 2007). El IPCC ha desarrollado los “escenarios” de emisiones a largo plazo. Estos son imágenes alternativas de lo que podría acontecer en el futuro, constituyendo un instrumento muy adecuado para realizar análisis del cambio climático, la creación de modelos climáticos, evaluación de los impactos, etc.

Según los modelos acoplados atmósfera-océano-vegetación, elaborados por el IPCC, el aumento de la temperatura media puede provocar en promedio una migración de unos 100

km de la vegetación hacia el norte y, con ello, la extensión de las zonas áridas. De este modo se produciría un desfase de la flora, la fauna y los cultivos, los cuales sobrevivirían con dificultades en sus áreas actuales pero con regímenes climáticos distintos. Así, aparecerían nuevas estructuras ecosistémicas como consecuencia de las alteraciones en la distribución y abundancia de especies. Se estima que durante los próximos 40 ó 50 años se registrará un incremento de las temperaturas y del albedo, principalmente en las regiones áridas, semiáridas y subhúmedas secas mediterráneas, así como una significativa disminución de las precipitaciones y acentuación de la aridez y las sequías, que pueden incrementar la fragilidad de los geosistemas (López, 2001).

La segunda conferencia mundial sobre el clima, celebrada en Ginebra en noviembre de 1990, significó la confirmación política de la necesidad de abordar seriamente el problema climático. Así, se adoptó finalmente el Convenio Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (UNFCCC: United Nations Framework Convention on Climate Change), que fue suscrito por 155 países en la llamada “Cumbre de la Tierra”, la conferencia de medio ambiente y desarrollo de naciones unidas de Río de Janeiro de 1992, entró en vigor a principios de 1994. El objetivo principal del Convenio Marco fue el de promover la negociación entre los distintos países para alcanzar medidas de limitación de emisiones de gases de efecto invernadero. De este modo, en la actualidad, los dos elementos esenciales de la respuesta mundial al problema del cambio climático lo constituyen la Convención Marco sobre Cambio Climático y el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC).

La Convención Marco sobre Cambio Climático celebra periódicamente las conocidas como conferencias de las partes. De la primera de ellas, celebrada en 1995 en Berlín, resultó el llamado “Mandato de Berlín” y la constitución del grupo especial de trabajo AGBM (Ad Hoc Group on the Berlin Mandate). Este grupo fue el responsable de la negociación del Protocolo de Kyoto, adoptado en la tercera conferencia de las partes, celebrada en esta ciudad japonesa en 1997. El Protocolo de Kyoto fue firmado por un total de 38 países desarrollados, más la Comunidad Europea, los cuales se comprometieron a reducir la emisión de seis de los gases o familias de gases de efecto invernadero: dióxido de carbono

(CO₂), óxido nitroso (N₂O), hidrofluorocarbonos (HFCs), perfluorocarbonos (PFCs) y hexafluoruro de azufre (SF₆), para lograr que las emisiones totales de los países desarrollados disminuyan, al menos, un 5 % con respecto al nivel de 1990 durante el período 2008-2012 (Protocolo Kyoto, 2009).

Otra aprobación importante fue el programa de trabajo quinquenal sobre los aspectos científicos, técnicos y socioeconómicos de los efectos, la vulnerabilidad y la adaptación al cambio climático, durante la conferencia de las partes de la convención marco sobre cambio climático celebrada en Montreal (Canadá) en 2005. El objetivo general de este programa es el de fortalecer la capacidad de adaptación al cambio climático de todas las partes, donde se estableció el llamado Grupo de Trabajo Especial sobre los futuros compromisos de las partes en el marco del Protocolo de Kyoto (GTE-PK), orientado a los acuerdos a tomar para después de 2012 (Protocolo Kyoto, 2009)

Ciclo del Carbono

Considérese que el ciclo del carbono comienza con la fijación del dióxido de carbono atmosférico a través de los procesos de fotosíntesis realizada por las plantas y ciertos microorganismos. En este proceso, el dióxido de carbono y el agua reaccionan para formar carbohidratos y simultáneamente liberar oxígeno, que pasa a la atmósfera. Parte de los carbohidratos se consumen directamente para suministrar energía a la planta, y el anhídrido carbónico, así formado, se libera a través de sus hojas o de sus raíces. Otra parte es consumida por los animales, que también liberan dióxido de carbono en sus procesos metabólicos. Las plantas y los animales muertos son finalmente descompuestos por microorganismos del suelo, lo que da como resultado que el carbono de sus tejidos se oxide en anhídrido carbónico y regrese a la atmósfera (Rivadeneira, *et al.*, 2012).

A partir de la descripción hecha para el ciclo de carbono se puede construir un modelo de reservorios que represente la dinámica del carbono en el suelo: a) las reservas geológicas, b) los océanos, c) la atmósfera, d) los suelos, y e) la biomasa vegetal.

El suelo constituye uno de los reservorios de carbono más importantes del planeta, acumulando a nivel global 1,500 Pg, frente a los 38,000 Pg (1Pg= 10¹⁵ g) acumulados en

los océanos y los 5,000 Pg de C de la litosfera, incluidos los combustibles fósiles (Lal, 2004). En la atmósfera se acumulan 750 Pg y en los seres vivos 560 Pg (Casanova-Lugo *et al.*, 2011).

El intercambio anual de C desde el suelo hacia la atmósfera es 120 Pg C año⁻¹ y entre los océanos y la atmósfera es de 90 Pg C año⁻¹ (IPCC, 2001), aunque estos números pueden variar según los diferentes autores (Post *et al.*, 1982; Eswaran *et al.*, 1993; Sombroek *et al.*, 1993; Scharpenseel & Pfeiffer, 1998; IPCC, 2000; Rustad *et al.*, 2000; Evans *et al.*, 2001; Nellemann *et al.*, 2009). Este almacenamiento de carbono en los suelos los convierte en uno de los más importantes sumideros de CO₂ existentes en el planeta (Figura 1).

La intervención natural o antrópica en alguno de los componentes, produce un efecto directo sobre los otros a causa de sus interacciones. Un incremento en la atmósfera a expensas del suelo, biota u océano causa el calentamiento global y el cambio climático (Lal *et al.*, 1995).

Suelo

Un suelo, es el resultado de la acción combinada de un conjunto de factores formadores como son el clima, el material parental o roca madre, el relieve, los organismos vivos y el tiempo. Es uno de los ecosistemas más complejos de la naturaleza, es una mezcla de material animal, vegetal y mineral, que cubre el núcleo rocoso del globo terrestre a profundidades diversas, siendo uno de los cuatro elementos primarios de la vida junto con la luz, el aire y el agua (USDA, 1977). El suelo es identificado como un recurso no renovable, un sistema muy dinámico que ejerce numerosas funciones, afectando a los sectores ambiental, económico, social y cultural (Nieto, 2011).

La protección del suelo constituye un objetivo prioritario en las políticas medioambientales en numerosos países y organizaciones internacionales (COM, 2006). La importancia de la protección del suelo como componente esencial del desarrollo sostenible está plenamente reconocida. Su degradación o mejora tiene un impacto fundamental en otros campos, como es la de la protección de las aguas superficiales y subterráneas, la salud humana, el cambio climático, la protección de la naturaleza, la biodiversidad y la seguridad alimentaria.



Figura 1. Ciclo del carbono (Fuente: Nellemann *et al.*, 2009)

Materia orgánica del suelo

La MO desempeña un papel fundamental en la estructura del suelo, ya que proporciona una función insustituible en el mantenimiento de las propiedades físicas, químicas y biológicas del mismo, cumple funciones esenciales en la estructura y estabilidad del suelo (Tisdall & Oades, 1982; Six *et al.*, 2002), en su fertilidad nutritiva (Reeves, 1997), en su capacidad de retención de agua (Burgos *et al.*, 2002) y en su resistencia a la penetración por raíces (Zou, 2000), además aumenta su resistencia a la erosión favoreciendo la infiltración del agua (MacRae & Mehuys, 1985; Boyle *et al.*, 1989; Pikul & Zuzel, 1994) y contribuye a evitar la contaminación de los cursos de agua, gracias a su papel de filtro natural asociado principalmente a sus propiedades adsorbentes (Camps-Arbestain *et al.*, 2004). Por otro lado, la MO influye en la actividad enzimática del suelo (Dick, 1984; Kandeler, 2005) y en la composición de la comunidad microbiana (Grayston & Prescott, 2005).

La MO del suelo incluye la fracción de residuos orgánicos de plantas, animales o microorganismos en diferentes fases de descomposición (Killham, 1994). La cantidad de MO o CO presente en un suelo depende, por un lado, del balance entre las entradas mediante hojarasca (aérea y subterránea) y rizodeposición y, por otro lado, de las salidas que se producen principalmente por la liberación de C durante la descomposición (Jandl *et al.*, 2007), así como por lixiviado y procesos erosivos.

La MO acumulada en los ecosistemas forestales representa una parte importante del reservorio total de carbono orgánico (CO). Se estima que la biomasa aérea de los bosques constituye entre el 82-86% de todo el C fijado en la biomasa terrestre (Richter *et al.*, 1999) y que los suelos forestales acumulan entre el 70-73 % de todo el CO fijado en el suelo (Birdsey *et al.*, 1993).

2.5.1 Transformación de la materia orgánica del suelo

La MO del suelo procede de la descomposición de restos de seres vivos, principalmente de biomasa vegetal, seguida de biomasa microbiana, restos, deyecciones y secreciones animales, esta MO fresca bajo la acción de factores edáficos, climáticos y biológicos se encuentran sometidos a un constante proceso de transformación (Figura 2).

A nivel de elementos químicos, los componentes orgánicos de los tejidos están formados principalmente por hidrógeno, carbono y oxígeno, que constituyen del orden del 90%, seguidos de nitrógeno, azufre, fósforo, potasio, calcio, magnesio y una serie de microelementos (Fuentes, 1983). Todos ellos se encuentran integrados en estructuras químicas conformando biomoléculas como los hidratos de carbono, ligninas y proteínas, entre otros (Ribó 2004; Nieto, 2011).

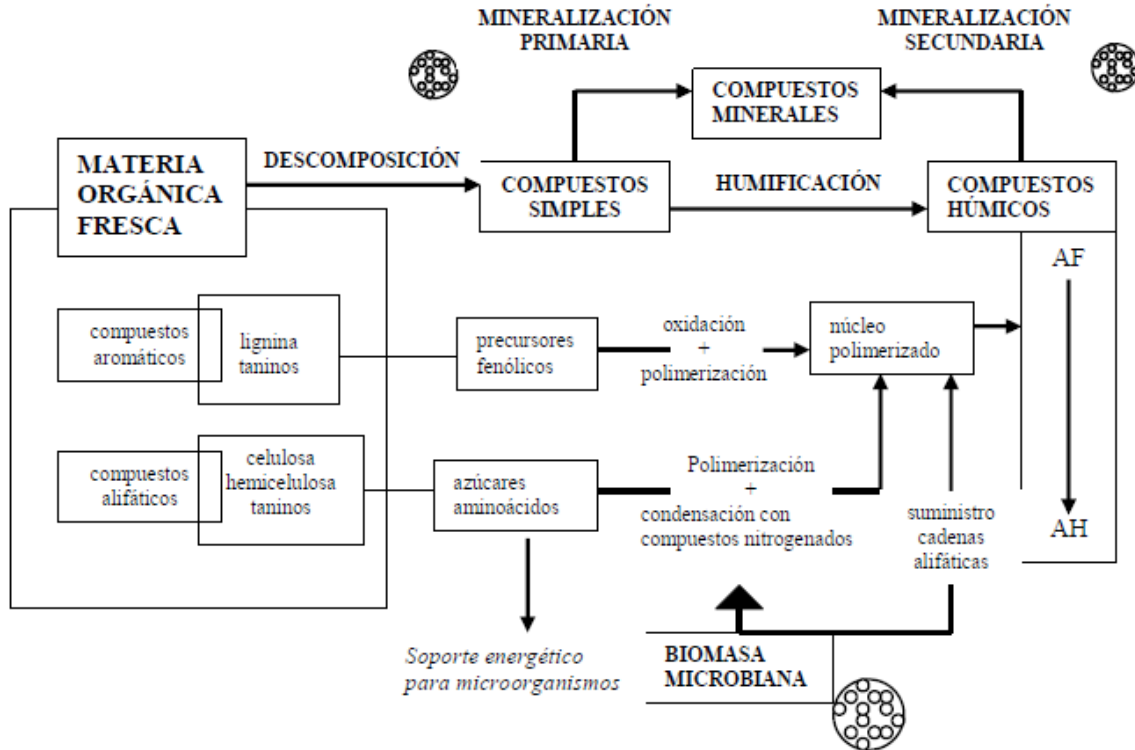


Figura 2. Ciclo de la materia orgánica (Fuente: Ribó, 2004).

La descomposición de la MO es el resultado de varios procesos que actúan simultáneamente, como la mineralización y la humificación microbiana de la lignina, celulosa y otros componentes y el lavado hacia horizontes más profundos del suelo, de componentes solubles, cuyo C y N son progresivamente mineralizados e inmovilizados. Se pueden distinguir tres fracciones principales con respecto a la composición química y a la calidad de la MO: una de fácil descomposición, soluble, que se pierde rápidamente; otra insoluble, pero fácilmente degradable, que se compone principalmente de celulosa y hemicelulosa y una tercera que persiste durante más tiempo y que está compuesta principalmente por ceras, lípidos, ligninas y carbohidratos lignificados.

Los materiales orgánicos que sirven como los precursores de humus de suelo pueden llegar como plantas enteras y animales, o como fracciones de los mismos, como almidón, proteína, celulosa; o como las mezclas parcialmente descompuestas de los materiales de

planta originales, incluyendo los microorganismos que al principio sintetizaron la MO o estuvieron implicadas en su descomposición.

Los compuestos orgánicos más comunes y que son objetos de descomposición en el suelo son: 1. hidratos de carbono (azúcares, almidones, hemicelulosas, celulosas, pectinas, gomas, mucilagos, etc.); 2. proteínas, aminoácidos, aminas, etc.; 3. grasas, aceites, ceras, resinas, etc.; 4. alcoholes, aldehídos, cetonas, etc.; 5. ácidos orgánicos; 6. lignina; 7. compuestos que tienen estructuras cíclicas (fenoles, taninos, hidrocarburos); 8. alcaloides y compuestos con bases orgánicas, como piridina y purina; y 9. las sustancias mixtas importantes, pero presentes en muy pequeñas cantidades, como antibióticos, auxinas, vitaminas, enzimas y pigmentos.

Los residuos sufren alteraciones bioquímicas y adicionalmente los compuestos son sintetizados por los microorganismos, algunos de estos polimerizan o condensan a través de reacciones químicas o enzimáticas. La descomposición de los residuos de plantas y la síntesis del humus del suelo están estrechamente relacionadas; un mecanismo clave en la formación del humus, parece estar relacionado con la habilidad de los compuestos fenólicos para que se produzcan las reacciones enzimáticas o de polimerización auto-oxidativa.

La descomposición de la MO está principalmente controlada por la comunidad microbiana dado que menos del 5 % de ésta se oxida por una vía estrictamente química. Los procesos microbianos de descomposición de la MO son controlados por la disponibilidad del sustrato, y por las condiciones ambientales como son la temperatura y la humedad (Prescott, 2002).

Los microorganismos del suelo son los principales agentes descomponedores de la MO, capaces de degradar moléculas complejas como la celulosa, la hemicelulosa, las pectinas, el almidón y la lignina, siendo los hongos y las bacterias los más importantes en este aspecto y los que forman el grueso de la biomasa microbiana (Coyne, 2000; Bardgett, 2005; Hättenschwiler *et al.*, 2005).

Bajo condiciones ambientales similares, la descomposición de la MO dependerá de (i) la disponibilidad del sustrato, que depende a su vez de la entrada de hojarasca o cantidad de MO, pero también de la accesibilidad física al mismo, (ii) la estructura química de los

compuestos orgánicos o calidad de MO, y (iii) los enlaces entre la MO y el suelo mineral (Jandl *et al.*, 2007).

Inicialmente, las moléculas de bajo peso molecular son descompuestas principalmente por levaduras saprófitas que son los colonizadores primarios, los colonizadores secundarios utilizan materiales más complejos como los polisacáridos y por último, los colonizadores terciarios metabolizan los polímeros más complejos como la lignina. Su tasa dependerá en la eficiencia de las bacterias y en la capacidad del suelo para proporcionar donantes de electrones. Se estima que aproximadamente 400 mil millones de toneladas de azúcar son formados cada año por el proceso de fotosíntesis. A las algas de agua dulce y marina corresponde el 90 % de esto y el resto a las plantas terrestres. Aproximadamente el 67.5% de la síntesis por plantas terrestre es realizada por bosques y el 24.5% por cultivos. La mayor parte de los productos primarios de fotosíntesis rápidamente son convertidos en otros productos o usados como la energía por las plantas de producción. Sólo el 2 % de los productos de fotosíntesis por plantas terrestre es consumido por todos los animales, el resto es utilizado como el combustible, la fibra, el material estructural, y para el mantenimiento de MO de suelo.

Un factor importante en la evolución de la MO son los ciclos de humectación y desecación, los microorganismos necesitan desarrollarse en un medio húmedo por lo tanto, la humificación y mineralización tendrán lugar esencialmente en presencia de agua. Si el suelo se halla muy seco, los procesos se detienen hasta que vuelva a hidratarse (Rueda *et al.*, 2001). El clima afecta los procesos biológicos a través de sus componentes humedad y temperatura. Las tasas más activas de crecimiento biológico ocurren en zonas cálidas y húmedas, mientras que las más bajas corresponden a zonas frías y áridas. Por lo tanto, en regiones de clima frío hay acumulación de MO y bajas tasas de humificación y mineralización con niveles altos de MO en los suelos (caso extremo: turbas). Zonas cálidas se caracterizan por niveles más bajos de MO, dado que las tasas de mineralización no favorecen la acumulación de MO. A su vez, en condiciones húmedas siempre habrá mayores niveles de MO que en zonas áridas (Götz & Krauss, 2006).

Otros factores indispensables, son las variables climáticas que condicionan las características que rodea la MO como la temperatura, el pH, el oxígeno, humedad y que

afectan a la comunidad que lleva a cabo la degradación de la MO, formada por microorganismos del suelo que la degradan enzimáticamente y por la micro, meso y macrofauna edáfica, que contribuye a estas oxidaciones (Oliver *et al.*, 2002).

Tanto en las reacciones abióticas como en las relacionadas con la actividad microbiana aumentan su tasa con la temperatura. A temperaturas muy bajas se detienen los procesos de humificación y mineralización, creciendo a medida que suben las temperaturas; ayudando además factores como el pH, ya que debe ser ligeramente ácido para aumentar la degradación (Rueda *et al.*, 2001).

Otra propiedad del humus es su alta capacidad de intercambio catiónico; esta capacidad se considera que está asociada con algunos grupos químicamente activos tanto en la MO viva o muerta. Durante la humificación de la MO, la lignina se modifica de tal manera que hay un incremento en los grupos carboxílicos y fenólicos. El hidrógeno de los hidroxilos de ambos grupos es reemplazado por cationes, produciéndose un aumento en la capacidad de intercambio catiónico; el resultado es, que la capacidad de intercambio catiónico del humus es varias veces mayor que aquella de los residuos originales que llegan al suelo. Los sitios de intercambio catiónico adsorben cationes como Ca^{2+} , Mg^{2+} y K^+ . Así, el humus actúa en forma similar a las arcillas en la retención de los nutrientes disponibles contra la lixiviación y los mantiene en una forma disponible para las plantas superiores y los microorganismos (Dell'Abate *et al.*, 2002).

La capacidad o poder amortiguador del suelo, que se entiende como la resistencia que presenta el mismo a cambiar el pH debido a la adición de iones H^+ u OH^- , incide en la estabilización de la acidez. Esta propiedad del suelo se halla determinada en buena proporción por la presencia de coloides orgánicos. Esta acción amortiguadora, se debe al influjo de ácidos débiles y sus sales. En el suelo se encuentran presentes carbonatos, bicarbonatos y fosfatos que actúan como agentes amortiguadores. Por lo que respecta al humus del suelo, la carga negativa que entra a jugar en estos procesos se debe en parte a la disociación de los iones H^+ a partir de los grupos carboxílicos y de los hidroxilos de origen fenólico.

El contenido de MO de un suelo es el resultado de la interacción de los factores edafogénicos en un determinado tiempo. Intervienen el material parental, el clima, el

relieve, el bioma y factores antrópicos como el manejo y uso del suelo (Götz & Krauss 2006).

La cantidad de hojarasca que se incorpora al suelo en un bosque de clima templado puede variar entre 3500 y 11000 kg ha⁻¹ año⁻¹ (Barraqueta & Basagoiti., 1988; González-Arias, *et al.*, 1998;Kavvadias *et al.*, 2001;Diaz-Maroto & Vila-Lameiro, 2006), dependiendo factores como la especie o el tipo de suelo.

Considerando que la MO total incorporada al suelo es una mezcla de compuestos orgánicos, principalmente polisacáridos (almidón, celulosa, hemicelulosa y pectina; 50-60 %) y lignina (15-20 %), pero también suele tener proteínas, polifenoles, clorofila, cutina y suberina, lípidos y ceras (10-20 %) (Von Lutzow *et al.*, 2006), la abundancia relativa de cada uno de estos compuestos y las características moleculares de dichos compuestos varían según la especie vegetal que la origine.

2.5.2 Humificación de la materia orgánica

La humificación es el paso final en la degradación de la MO, la cual es básicamente el clivaje de moléculas de gran peso molecular en complejos coloides amorfos que contienen grupos fenólicos, la mayoría de los procesos de humificación es debido a los microorganismos del suelo, sin embargo es acentuado por actividades de invertebrados como los nematodos y artrópodos (Magdoff & Weil, 2004).

El humus se define como una mezcla de sustancias oscuras o negruzcas, amorfas y coloidales que se han modificados a partir de los tejidos originarios o han sido sintetizadas por los varios organismos del suelo (Mayea *et al.*, 1982).

Sin embargo, el término humus es muchas veces sinónimo de MO del suelo, aunque otros autores distinguen entre MO total en el suelo y el humus. El humus es uno de los elementos que conforman el compost maduro, este humus es la materia que queda de la descomposición de los restos vegetales como hojas o flores, es la parte orgánica reestructurada, que además posee características importantes que mejoran la calidad del suelo.

Sustancias Húmicas. Son complejas agrupaciones macromoleculares en las que las unidades fundamentales son compuestos aromáticos de carácter fenólico procedentes de la descomposición de la MO y compuestos nitrogenados, tanto cíclicos como alifáticos sintetizados por ciertos microorganismos presentes en la biomasa, comprenden alrededor del 60 al 80% de la MO en el suelo. Se caracterizan por presentar estructuras aromáticas, que incluyen poli-fenoles y poli-quinonas. Las sustancias húmicas son el resultado de procesos de condensación de los productos simples y complejos de descomposición microbiana de residuos orgánicos, generalmente poseen un color oscuro, con pesos moleculares que varían entre los 2000 y 300000 g/mol. Debido a su complejidad, son los materiales orgánicos más resistentes al ataque microbiano (Dell'Abate *et al.*, 2002).

Históricamente, las sustancias húmicas han sido clasificadas en tres grupos de acuerdo a las propiedades de solubilidad: 1) ácido fúlvico, de menor peso molecular, soluble en ácido y base, y el más susceptible a sufrir ataque microbiano, están menos polimerizados y contienen una mayor proporción de cadenas alifáticas, a la vez que son más ricos en grupos fenólicos, hidroxílicos, carboxílicos y cetónicos; 2) ácido húmico, de peso molecular medio, soluble en base, insoluble en ácido y medianamente resistente a la degradación, la base de su estructura está formada por un gran grupo de estructuras aromáticas y cadenas alifáticas. Poseen diversos grupos funcionales tales como hidroxilos, carboxilos, metoxilos, fenólicos; y 3) huminas, del más alto peso molecular, insoluble en ácido y base, y las más resistentes al ataque microbiano (Dell'Abate *et al.*, 2002).

Dependiendo de las condiciones ambientales, el tiempo de vida media (tiempo necesario para descomponer la mitad de la sustancia) para el ácido fúlvico se calcula entre 10 y 50 años, mientras la vida media del ácido húmico es medida generalmente en siglos. La estabilidad de las sustancias húmicas ha sido explicada también por las interacciones con la fracción mineral del suelo. Arcillas de alta conectividad se encargan de atraer y sujetar sustancias como amino ácidos, péptidos y proteínas; formando complejos que protegen a los compuestos nitrogenados del ataque microbiano.

La naturaleza coloidal de las sustancias húmicas se refleja en la alta superficie específica, que generalmente excede a aquella que presentan las arcillas. La carga en la superficie de

los coloides húmicos son pH-dependientes. A pH básico la capacidad de intercambio catiónico (CIC) de las sustancias húmicas alcanza los 150 y 300 cmol/kg. En cuanto a la capacidad de retención de agua de las sustancias húmicas en base a peso es cuatro a cinco veces más grande comparada con las arcillas (Dell'Abate *et al.*, 2002).

Sustancias no húmicas. Alrededor del 20 al 30% del humus en un suelo consiste de sustancias no-húmicas. Estas sustancias son menos complejas y menos resistentes al ataque de los microorganismos comparadas con las sustancias húmicas. A diferencia de estas últimas, son bio-moléculas específicas con propiedades físico-químicas definidas. Algunas de estas sustancias no húmicas son compuestos producidos por las plantas y modificados por los microorganismos; mientras otros son compuestos sintetizados por los microorganismos. Entre las sustancias no húmicas están los polisacáridos, los cuales han sido asociados con la estabilidad de los agregados en el suelo, así como ácidos orgánicos de bajo peso molecular.

Incorporación de carbono al suelo.

La hojarasca acumulada en el suelo juega un papel muy importante en los ecosistemas terrestres. Además de ser una fuente de nutrientes para las plantas, la hojarasca también modifica el ambiente físico local proporcionando cobertura, cambiando el microclima de la superficie del suelo e incrementando la disponibilidad de otros recursos, especialmente el agua. Así, afecta a la distribución y abundancia de los organismos en el suelo como insectos, plantas y microorganismos (Weltzin *et al.*, 2005). También protege y aísla al suelo frente a cambios extremos de humedad y temperatura y también frente a la erosión; además, facilita la infiltración de agua (Schutz, 1990). En ocasiones una cantidad elevada de mantillo en el suelo tiene un efecto negativo para la productividad del ecosistema a largo plazo ya que los nutrientes quedan inmovilizados en la hojarasca, el crecimiento de nuevas plantas puede verse dificultado y el peligro de incendios aumenta (Schutz, 1990).

La hojarasca actúa como un sistema de entrada-salida de nutrientes y la proporción en la que cae la hojarasca y, su posterior descomposición es una contribución a la regulación del ciclo de nutrientes, así como a la fertilidad del suelo y a la producción primaria en ecosistemas forestales (Berg, 2000; Lebret *et al.*, 2001; Ranger *et al.*, 2003).

La cantidad de hojarasca que retorna al suelo y la concentración de nutrientes acumulados en ella van a determinar la cantidad de cada uno de los elementos minerales que retornarán al suelo. Las hojas presentan una alta demanda de nutrientes frente al resto de órganos del árbol, entre el 30 y el 70% del total de los nutrientes almacenados anualmente se encuentran en las hojas (Piatek & Allen, 2000), a través de la madera retorna una cantidad importante de nutrientes al suelo, los troncos y ramas caídos se descomponen lentamente en los bosques templados y para que se incorporen con el suelo del bosque se necesitan varios años (Hyvönen *et al.*, 2002).

La descomposición de la hojarasca comprende un conjunto de transformaciones físicas y químicas implicadas en la degradación de la MO en sus constituyentes químicos elementales que se incorporan al suelo y a la atmósfera (Garrido, 2001). Estas transformaciones de la MO se describen como un proceso en “cascada” durante el cual la MO es paulatinamente transformada en unos productos secundarios y éstos a su vez en productos terciarios o de mayor orden, hasta reducirla a sus componentes químicos elementales. El proceso de descomposición no suele ser un proceso continuo ya que está compuesto tanto de etapas favorecedoras como de otras fases de inhibición, donde factores químicos, físicos o biológicos limitan dicho proceso.

La descomposición de la MO es el resultado de varios procesos que actúan conjuntamente: la fragmentación del material vegetal que es llevada a cabo tanto por procesos bióticos (actividad de la fauna) y abióticos (impacto de las gotas de lluvia); el lixiviado de los componentes solubles en agua como pueden ser azúcares, ácidos orgánicos, aminoácidos y otras moléculas sencillas (Pardo *et al.*, 1997) y los procesos de respiración de los organismos descomponedores (principalmente bacterias y hongos), que reducen y mineralizan la MO a moléculas orgánicas básicas como amonio, fosfato, dióxido de carbono y agua. Éstas pueden ser reutilizadas de nuevo por plantas y microorganismos, exportadas fuera del ecosistema por lavado o, en el caso de productos gaseosos, liberadas a la atmósfera (Swift *et al.*, 1979). Es difícil determinar la contribución relativa de cada uno de estos procesos a la descomposición, ya que están controlados por las interacciones entre tres tipos de componentes, por un lado, factores abióticos como el clima y la mineralogía del material subyacente (Meentemeyer, 1978), y por otro, por factores bióticos tales como

la composición química de la hojarasca (Melillo *et al.*, 1982) y la composición y actividad de los organismos del suelo (Seastedt, 1984). Los tres elementos no tienen la misma importancia, ya que actúan a diferentes escalas de espacio y tiempo; en general, se establece que actúan en el siguiente orden de importancia: clima > composición química > organismos del suelo (Johansson *et al.*, 1995), debido a que el clima es el más importante regulador del metabolismo de bacterias y hongos.

Se considera que las sustancias húmicas se constituyen en el componente principal de los 20 cm superficiales de un suelo (Figura 3). Las plantas asimilan CO₂ atmosférico a través del proceso de fotosíntesis o producción primaria neta. Parte del material vegetal es consumido por los animales y el resto es incorporado al suelo, sufriendo procesos de transformación. En medio aeróbico los productos finales son oxianiones, CO₂ y elementos esenciales para la nutrición de la planta. En medio anaeróbico, el proceso conduce a la formación de compuestos ricos en C como hulla, grafito, petróleo.

La mineralización conduce a la destrucción total de los restos orgánicos descomponiéndolos en sus productos inorgánicos sencillos, en general, solubles (fosfatos, sulfatos, nitratos, etc.) o gaseosos (CO₂, NH₃). La mineralización puede afectar a la MO fresca (mineralización primaria) o a los compuestos húmicos (mineralización secundaria). La humificación engloba una serie de transformaciones entre productos orgánicos conduciendo a la formación del humus. La diferente tasa de descomposición condiciona la formación de los distintos tipos de humus (Preston & Trofymow, 2000).

La mineralización (primaria y secundaria) y la humificación son procesos simultáneos en un suelo. La mineralización primaria ocurre relativamente rápido y concluye con la formación de humus en pocos años; mientras la mineralización secundaria produce una transformación menor y más lenta, con una media del orden del 0.5 al 2% del total en el término de un año, según sean las condiciones climáticas, tipo de suelo y su manejo. Con los dos tipos de mineralización se produce CO₂ y nutrientes en forma fácilmente asimilables por las raíces de las plantas (Brady & Weil, 2002). La humificación es el paso final en la degradación de la MO, la cual es básicamente el clivaje de moléculas de gran peso molecular en complejos coloides amorfos que contienen grupos fenólicos. La mayoría de los procesos de humificación es debido a los microorganismos del suelo, sin embargo es

acentuado por actividades de invertebrados como los nematodos y artrópodos (Magdoff & Weil, 2004).

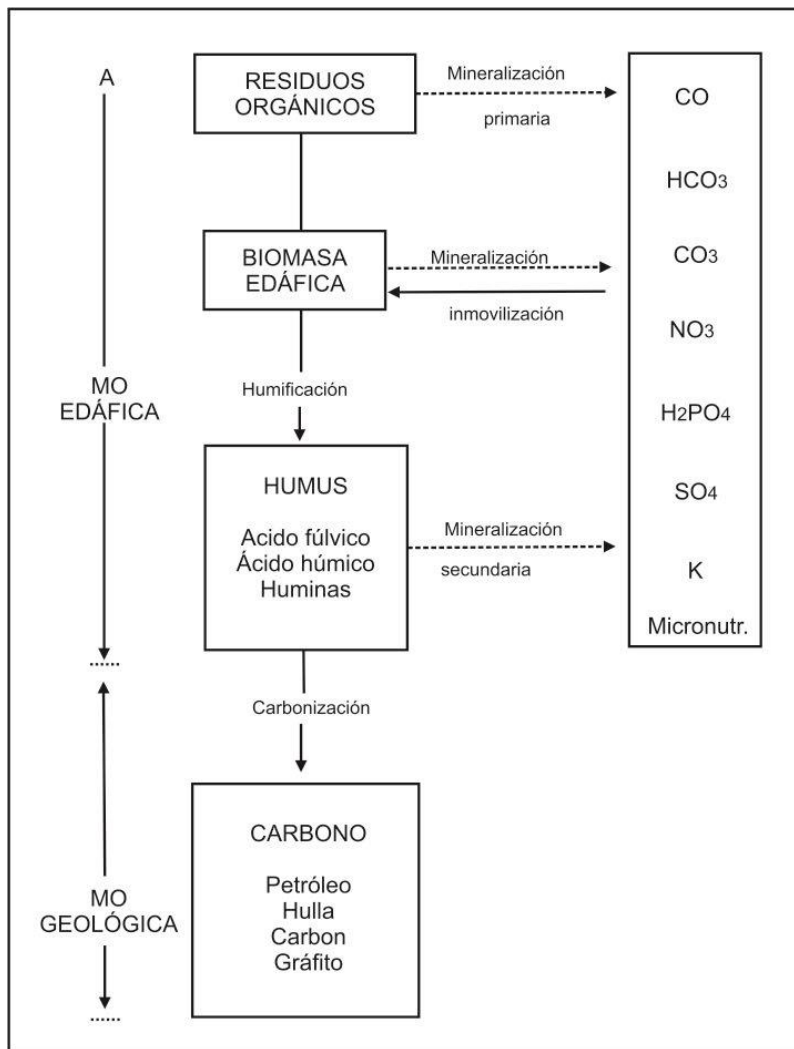


Figura 3. Transformaciones asociadas con la incorporación de carbono al suelo (Fuente: Brady y Weil, 2002).

La biomasa activa supone sólo una pequeña parte del total de la biomasa de un ecosistema, que se encuentra en su mayor parte formando parte de tejidos muertos, sobre todo en forma de tejidos de sostén, proporcionando soporte estructural y transportando agua y nutrientes. El estudio de la biomasa activa resulta de gran interés, por ser la fracción aportada al suelo a partir de la cual se formará la MO del suelo, mezclándose con la fracción mineral y dando lugar al humus (Terradas, 2001).

La biomasa vegetal muerta o necromasa se puede encontrar en diferentes grados de descomposición: necromasa en pie o madera muerta erguida, sobre o bajo el suelo en forma de raíces muertas y hojarasca o mantillo. La acumulación de hojarasca sobre la superficie de un suelo estará en función de las tasas de producción del ecosistema y de su descomposición. De este modo, el espesor de esta capa de hojarasca o mantillo puede ser muy variable dependiendo de la temperatura y de la disponibilidad hídrica del medio donde nos encontremos, que acelerarán o ralentizarán su descomposición (Fernández-Palacios & de los Santos, 1996).

Según Jenkinson & Rayner (1977), la hojarasca o mantillo se compone de dos fracciones principales: material vegetal de fácil descomposición y material vegetal resistente a la descomposición. Desde una perspectiva química se pueden considerar tres fracciones distintas dentro de la hojarasca y la MO del suelo: una fracción compuesta por materiales de fácil descomposición (solubles en agua, azúcares y proteínas), una segunda fracción formada por compuestos responsables del mantenimiento de la estructura de las paredes celulares vegetales (celulosa y hemicelulosa) y, por último, una reserva de materiales lignificados resistentes a la descomposición (Hansen *et al.*, 1991).

Estos restos vegetales, una vez depositados, sufren transformaciones gracias a la actividad de la biota del suelo. Inicialmente, es la macrofauna (colémbolos, isópodos, moluscos, etc.) la encargada de acelerar la descomposición de la MO (Coyne, 2000; Hättenschwiler *et al.*, 2005). Ésta muele y macera la hojarasca aumentando la superficie de contacto e incrementando con ello sus posibilidades de descomposición, volviéndose de esta manera más propensa al ataque microbiano. Mediante la descomposición de la hojarasca se produce el reciclado de nutrientes en el ecosistema, proceso fundamental para el funcionamiento del mismo y que afecta a la disponibilidad de nutrientes y al desarrollo vegetal, entre otros (Swift *et al.* 1979; Cadish & Giller, 1997; Wardle, 2002; Bardgett, 2005).

En el caso de las raíces, su dinámica es más compleja y difícil de estudiar (Gholz *et al.*, 1985; Aerts *et al.*, 1989; Vogt *et al.*, 1996), especialmente en el caso de las raíces más finas, dado su tamaño e íntima conexión con las partículas del suelo (Gholz *et al.*, 1985).

La respiración del suelo es un proceso que refleja la actividad global de la biota del suelo y de las raíces de las plantas. La medida de la respiración microbiana en concreto, resulta muy útil en estudios de mineralización y estabilización de la MO, para el estudio de la influencia de los factores climáticos y el uso del suelo sobre la actividad biológica. Debido al metabolismo de la biota del suelo se produce la mineralización de diversos compuestos orgánicos, donde una parte del carbono es liberado a la atmósfera en forma de CO₂ (carbono mineralizable), mientras que otra es usada para la síntesis de otros compuestos o almacenada en el interior de los microorganismos (Hernández & García, 2003).

De este modo, podemos afirmar que la composición de los restos vegetales que se incorporan al suelo en forma de hojarasca y raíces, así como su aporte total y tasa de descomposición, son factores que determinarán la capacidad de secuestro de carbono de los suelos.

Secuestro de carbono en suelos

El concepto de fijación del CO₂ atmosférico en los diferentes sumideros del planeta (litosfera, biomasa, océanos, etc.) surgió en la década de los 90, como consecuencia del establecimiento en la Cumbre de Río de la Convención de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (UNCED, 1992; UNFCCC, 1994) y alcanzó su máxima consideración cuando el Protocolo de Kyoto (Arts. 3.3 y 3.4) reconoció que las emisiones netas de gases de efecto invernadero, entre los que se encuentra el CO₂, pueden reducirse, tanto disminuyendo la velocidad con la que estos gases se emiten a la atmósfera, como aumentando la velocidad a la que los mismos son eliminados de la atmósfera por los diferentes sumideros (FAO, 2001), entre los que se encuentra el suelo. Este papel del suelo como sumidero de CO₂ ha sido ampliamente reconocido en los últimos años, sometiéndose a un amplio debate, tanto en el Protocolo de Kyoto, como en las Conferencias de las Partes anuales, particularmente en Bonn (1999) y La Haya (2000) (Apps & Price, 1995; USDA, 1998; Batjes, 1999; Lal, 1999; Lal *et al.*, 1999; Rosenberg *et al.*, 1999; Buñuel *et al.*, 2000; IPCC, 2000; USDA, 2001). Desde entonces se han escrito numerosos trabajos sobre el tema, de modo que en la actualidad existe una extensa bibliografía tratando el papel fundamental del suelo en el Ciclo Global del Carbono y en la regulación de los flujos de CO₂ en los ecosistemas terrestres (Schlesinger, 1995; Scharpenseel & Pfeiffer, 1998; Blum,

1998, 2002; Díaz, 2000; IPCC, 2000; Guo & Gifford, 2002; Kirschbaum, 2000; Pierzynski et al., 2000; Post & Kwon, 2000; Lal, 2004a; Lal, 2004b; Lal, 2008; Smith, 2008; Chabbi & Rumpel, 2009; Luo *et al.*, 2010).

El carbono en el suelo puede aparecer como gases simples (CO₂, CH₄), carbonatos inorgánicos, complejos organominerales, biomasa viva, etc. Las formas de CO del suelo son una de las reservas más activas y que juegan un papel más destacado en el Ciclo Global del Carbono, interviniendo en numerosos procesos relacionados con el desarrollo y crecimiento de las plantas así como de los organismos edáficos y los flujos e intercambios con la atmósfera.

La acumulación de CO que se incorpora al suelo por diversos procesos y sufre transformaciones, forma parte de la MO del suelo, quedando de alguna manera “secuestrado” en ella.

La tasa de ciclado del carbono del suelo varía de pocos días a miles de años (Trumbore, 1997; Stevenson & Cole, 1999). Es un proceso regulado por la actividad microbiana que depende de la calidad del material vegetal original (Meentemeyer, 1978, Melillo *et al.*, 1983; Stump & Binkley, 1992); del ambiente físico del suelo, incluyendo la temperatura (Rustad & Fernández, 1998); la distribución del tamaño de partículas y su mineralogía (Baldock *et al.*, 1992; Feller & Beare, 1997); el pH y la disponibilidad de oxígeno (Bunnell *et al.*, 1977); y la estabilidad de los agregados del suelo (Tisdall & Oades, 1982; Oades, 1984), entre otros.

Por lo tanto, los ecosistemas forestales y en particular los suelos forestales juegan un papel importante en el ciclo global del C y el cambio climático (IPCC, 2000).

Estabilidad de la materia orgánica del suelo

Conviene distinguir el proceso de estabilización de la MO del proceso de acumulación de la MO. Esta se acumula cuando se producen condiciones que inhiben la descomposición de la misma, suele ser muy poco estable debido a que apenas ha tenido lugar un proceso de humificación, y es susceptible de descomponerse si las condiciones que inhiben este proceso se invierten.

La estabilidad de la MO en el suelo, condiciona su tiempo de residencia en el mismo (Schlesinger, 1991; Lal, 2001). A partir de los trabajos de autores como Bouwman (1990), Eswaran *et al.*, (1995), Lal (1995, 1999, 2001), son numerosos los trabajos como los de Bajtes (1996) con el objetivo de inventariar la capacidad de secuestrar carbono de los suelos en distintas partes del mundo, así como los que intentan esclarecer los mecanismos de estabilización de la MO en el suelo (Torn *et al.*, 1997; Mahieu *et al.*, 1999; Baldock & Skjemstad, 2000; Hedges *et al.*, 2000; Amelung *et al.*, 2002; Gleixner *et al.*, 2002; Kaiser *et al.*, 2002; Eusterhues *et al.*, 2003; Kiem & Kögel-Knabner, 2003; Ludwig *et al.*, 2003; Kleber *et al.*, 2004; Knicker, 2004; Lorenz *et al.*, 2006; Helfrich, *et al.*, 2007; Von Lützow *et al.*, 2007; Lorenz *et al.*, 2008).

En el suelo e incluso en un horizonte, varios mecanismos de estabilización de la MO del suelo pueden estar operando simultáneamente, pero en grados diferentes, de acuerdo a Von Lützow y colaboradores (2006) los procesos que están implicados en la estabilización del CO son: estabilización bioquímica mediante la formación de compuestos altamente recalcitrantes, la inaccesibilidad de la MO para los microorganismos, estos procesos son relevantes principalmente en los suelos superficiales y en las fases iniciales de la descomposición, en fases posteriores de descomposición domina el proceso de interacción de la MO con las superficies reactivas de la fracción mineral del suelo (oxi-hidróxidos de Fe y Al, aluminosilicatos) (Figura 4).

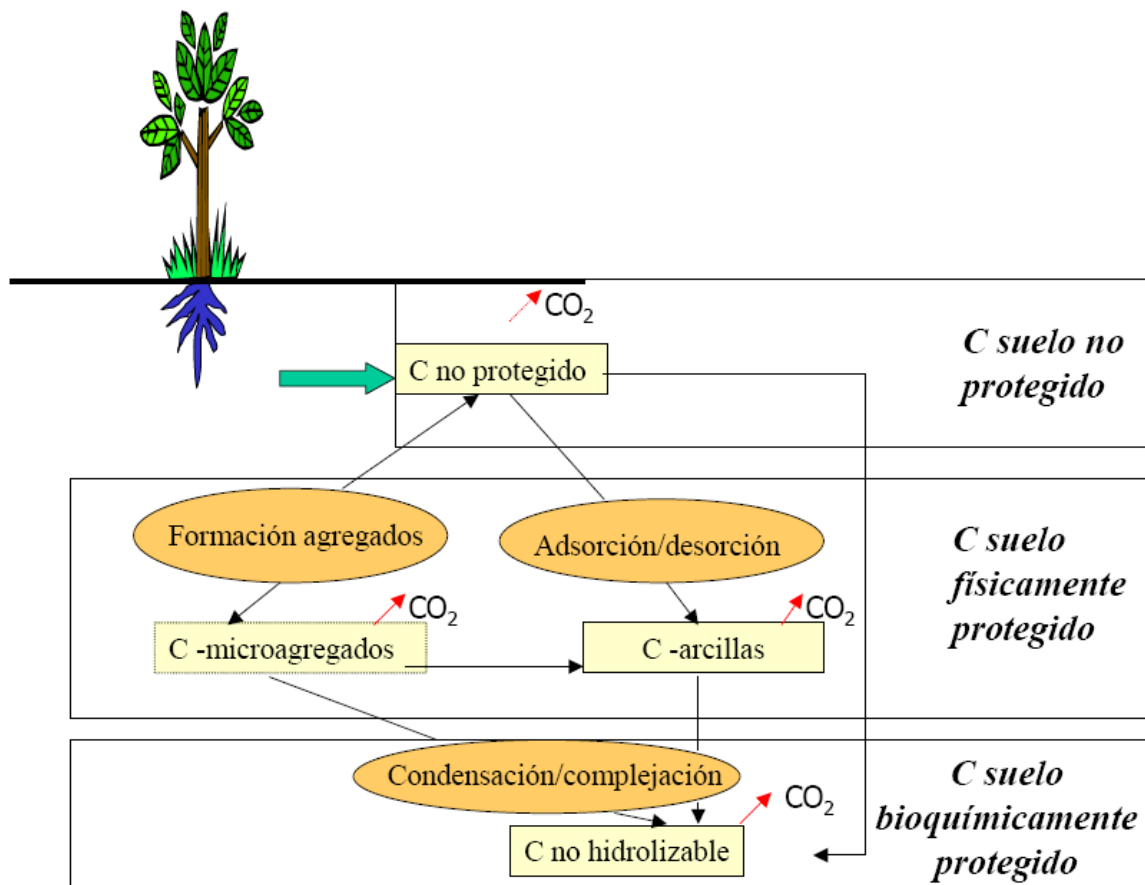


Figura 4. Modelo conceptual simplificado de las formas de protección de carbono en el suelo (Six *et al.*, 2002).

2.7.1 Estabilización bioquímica de CO mediante la formación de compuestos altamente recalcitrantes

La MO total incorporada al suelo es una mezcla de compuestos orgánicos, principalmente polisacáridos (almidón, celulosa, hemicelulosa y pectina; 50-60 %) y lignina (15-20 %), pero también suele tener proteínas, polifenoles, clorofila, cutina y suberina, lípidos y ceras (10-20 %) (Tabla 1) (Von Lützow *et al.*, 2006). La abundancia relativa de cada uno de estos compuestos y sus características moleculares varían según la especie. Algunos de estos compuestos se consideran menos biodegradables debido a su composición estructural y su abundancia varía ampliamente entre las diferentes especies de plantas (Kögel-Knabner, 2002).

Los compuestos recalcitrantes tienen relación con las características propias de la hojarasca o rizodepositos de cada especie, y como resultado de diversos procesos metabólicos y degradativos de los organismos (Sollins *et al.*, 1996). Así, los polímeros que contienen anillos aromáticos como la lignina y las moléculas polimetilénicas como las ceras, cutina y suberina son muy difícilmente degradados por la comunidad microbiana (Lützow *et al.*, 2006), los compuestos alifáticos tales como lípidos, ceras, y otros son bioquímicamente recalcitrantes (Lorenz *et al.*, 2007).

Los grupos funcionales resistentes a la degradación son C aromático en lignina y fenoles, el grupo C-Alquilo en compuestos tales como lípidos, ceras, cutina y suberina (Derenne & Largeau, 2001). El grupo C-Alquilo se considera la forma más recalcitrante de CO del suelo (Derenne & Largeau, 2001; Baldock *et al.*, 2004). Algunos compuestos específicos presentes en los residuos microbianos, tales como mureína, quitina, ciertos lípidos y melanina fúngica son selectivamente preservado en los suelos (Kiem & Kögel Knabner, 2003).

El carbono derivado de la combustión incompleta de combustibles fósiles y la biomasa, constituye una fuente importante de compuestos orgánicos recalcitrantes en algunos suelos (Skjemstad *et al.*, 2004), debido a que el fuego puede crear una gama de productos químicos aromáticos complejos altamente condensados, en conjunto se conoce como carbón negro o MO carbonizada, que representa material parcialmente calcinado de partículas de grafito y hollín, estas partículas parecen migrar fácilmente a horizontes más profundos del suelo (Dai *et al.*, 2005; Rumpel *et al.*, 2009) y podrían constituir una importante entrada de C químicamente recalcitrante, este carbono tiene un tiempo de residencia estimado en el orden de 500-10 000 años en los suelos (Skjemstad *et al.*; 1998; Schmidt *et al.*, 2002). Debido a este largo tiempo de residencia, la formación de MO carbonizada se considera como un proceso de estabilización de carbono que resulta en la retención de carbono en el suelo (Swift, 2001), definiéndose como MO estabilizada bioquímicamente.

Tabla 1. Estabilización bioquímica mediante la formación de compuestos altamente recalcitrantes (Von Lützow *et al.*, 2006).

Mecanismos	Causas		Componentes y precursores	
Recalcitrancia primaria	Residuos de plantas y rizodeposición	Unión C-C	N ácidos grasos	
			N alcanos	
			Alcanos ramificados	
			N-alquenos	
			N-alcoholes	
			Estearinas	
			Mono-di-tri-esteres	
Recalcitrancia secundaria	Productos microbianos y de la fauna	Unión C-O-C, C-C, R-C-R	Lignina	
		Estructuras de polímeros aromáticos	Taninas	
		Estructura macromolecular	Cutina	
		Estructuras de polímeros aromáticos	(N-acetyl-d-glucosamidaen b-(1-4)-glicosídicos)	
		Estructuras macromoleculares	Melanina	
	Neoformaciones extracelulares	Policondensación	Unión C-C	Mureina (peptidoglucan)
			Estructuras macromoleculares	(Fosfolipidos n-c4:0 a n-c26:0 ácidos grasos)
			Ceras (escleroproteína)	
			Polifenoles y poliquinonas	
			Quinones polimerizados y estructuras de amidas	
			Taninas-polímero-proteínas	
			N-heterocíclicos que contienen complejos lignina-proteína	

2.7.2 La inaccesibilidad de la materia orgánica para los microorganismos

La capacidad de un suelo para estabilizar CO por este mecanismo depende de sus propiedades estructurales, incluyendo el grado y la estabilidad de los agregados. La estructura del suelo se refiere al tamaño, forma y organización de sólidos y huecos, continuidad de poros, la capacidad de retener y transmitir fluidos y sustancias orgánicas e inorgánicas y finalmente, la habilidad de sostener un buen crecimiento y desarrollo radicular (Lal, 1991); por lo tanto la estructura del suelo es una propiedad dinámica muy relacionada con la MO y con las características de la misma.

Los agregados son partículas secundarias que se forman mediante la combinación de partículas minerales primarias (arena, limo y arcilla) con sustancias orgánicas e inorgánicas. La MO ocluida en agregados está físicamente protegida contra la descomposición por la reducida accesibilidad de los microorganismos y sus enzimas y por la baja descomposición aeróbica debido a la disminución de la difusión del oxígeno (Tabla 2) (Von Lützow *et al.*, 2006).

Una de las formas de agregación es cuando la MO se une a los minerales de arcilla mediante cationes polivalentes, conocidos como agentes de unión persistentes, para formar microagregados (Lal, 2005) Los macroagregados se forman alrededor de la MO particulada. Las partículas minerales están unidos con hongos, bacterias y restos vegetales formando microagregados (<250µm) y al aumentar su tamaño forman macroagregados (> 250µm) (Six *et al.*, 2002).

Cuanto menor sea el nivel jerárquico del agregado, será mayor su estabilidad física, debido a que los agentes de unión implicados en la formación de agregados están relacionados con la escala espacial (Chenu *et al.*, 2006).

La efectividad del CO en formar agregados estables está relacionada con su tasa de descomposición, la cual a su vez está influenciada por su protección física y química de la acción microbiana (Bronick & Lal, 2005).

Puget *et al.* (2000) estimó una estabilidad de sólo unos pocos años para el CO del suelo en macroagregados en comparación con un tiempo de cientos de años para que el CO del suelo en microagregados. Sin embargo, los macroagregados siguen desempeñando un papel importante en el secuestro de CO del suelo, ya que promueven la formación y la reclusión de los microagregados dentro de la estructura de los macroagregados (Six *et al.*, 2000).

Tabla 2. Estabilización por la inaccesibilidad de la MO para los microorganismos (Von Lützow *et al.*, 2006).

Mecanismos	Causas		Componentes y precursores
Oclusión de los agregados	Oclusión en macroagregados >250 µm	Agregación biogénica	Macromoléculas: lignina, O-alquilo
		Grueso de MO particulada como agente estabilizador	Gama C / N
		Enredo de raíces	Quitina, la melanina,
		Hifas fúngicas,	Suberina, polisacáridos microbianos
		Yesos	La interacción con los lípidos de las plantas
		Hidrofobicidad de las superficies	Principalmente: (N-C26: 0 a n-c38: 0 ácidos grasos) Hidrocarburos de cadena larga
	Oclusión en microagregados 20-250 µm	Agregación biogénica	
		Fino MO particulada como agente estabilizador	La lignina productos de degradación
		Lodo microbiano como pegamento,	Relación ácido / aldehído, más pequeño de C / N
		Todo promovido por hidrofobicidad de	Proteínas, polisacáridos microbianos
	Superficies	Incremento de las estructuras de alquilo	
La oclusión en arcilla microestructuras <20 mm	Floculación de las arcillas	Pequeña C / N, alquilo C Estructuras polimetileno: conformación se expandió a pH ácido	
Intercalación con minerales de arcilla	Fuerzas de van der waals		Estructuras polimetileno: Conformación se expandió a pH ácido
La encapsulación en macromoléculas orgánicas	Pseudo macromolecularidad:	Van der waals, puentes de hidrógeno	Propiedades anfifílicas
	Estructura supramolecular		Partes hidrófilas
	Estructura micelar		bajo peso molecular
Hidrofobicidad	Plantas y microorganismos		Los lípidos de las plantas y microorganismos
	Supramoléculas con superficies hidrofóbicas		Poliésteres: cutina, suberina Carboxilo y c- aromático Bajo peso molecular
	Superficies hidrofóbicas de agregados		Adsorción de ácidos grasos vegetales

2.7.3 La interacción de la materia orgánica con las superficies reactivas de la fracción mineral del suelo (oxi-hidróxidos de Fe y Al, aluminosilicatos).

La cantidad de MO del suelo no es directamente responsable del número y estabilidad de los agregados, la estabilidad puede depender más del tipo de MO del suelo y su disposición con respecto a las partículas minerales (Holeplass *et al.*, 2004).

Este modo de estabilización del CO del suelo se refiere a las interacciones intermoleculares entre sustancias orgánicas e inorgánicas que disminuyen la biodegradación de las moléculas orgánicas debido a la complejación de grupos funcionales y los cambios en la conformación molecular (Guggenberger & Kaiser, 2003). Una gran variedad de complejos órganominerales se puede formar cuando las molécula orgánica en solución entra en contacto con la superficie de los minerales del suelo (Chenu *et al.*, 2006).

Entre los minerales predominantes, se encuentran las arcillas, son los más activos en la formación de complejos órganominerales debido a la alta carga y la superficie específica. Entre los compuestos orgánicos, sustancias húmicas y polisacáridos con sus grupos funcionales carboxilo y fenólicos (aromático), están implicados en interacciones órganominerales (Newman & Hayes, 1990).

La adsorción de la MO con las superficies reactivas de los aluminosilicatos y los oxihidróxidos de Fe y Al y la complejación de la MO con iones metálicos forma complejos órganominerales con una tasa de retorno lenta (Hagedorn *et al.*, 2003).

La interacción de la MO con la fase mineral en particular óxidos amorfos de hierro (Fe) y aluminio (Al), es uno de los mecanismos principales de estabilización en suelos ácidos y neutros (Rumpel & Kögel-Knabner, 2010).

Hay diferencias considerables entre los distintos tipos de aluminosilicatos: así, la MO enlazada con la esmectita tiene una tasa de retorno de 1100 años mientras que el de la MO asociada a la caolinita es de 360 años, estando estas diferencias relacionadas con la capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICE) y la superficie reactiva de las arcillas (Wattel-Koekkoek *et al.*, 2003). La esmectita es un filosilicato 2:1 con una densidad de

carga superficial de 600-800 m² g⁻¹, a diferencia de la caolinita que es un filosilicato 1:1, con una densidad de carga superficial mucho menor (10-20 m² g⁻¹) (Bohn *et al.*, 1979). La mayor capacidad de estabilización de la MO por parte de la esmectita se debe, no sólo a su mayor carga superficial (Saggar *et al.*, 1996), en relación a la caolinita, sino también al hecho de que es una arcilla expandible y, en el proceso de expansión y posterior contracción puede quedar MO atrapada en su interior.

Los oxi-hidróxidos de Fe- y Al- pueden formar enlaces con grupos funcionales de la MO, principalmente con grupos carboxílicos y fenólicos, y formar complejos organo-alumínicos, principalmente en un rango de pH entre 4.3-4.7 (Gu *et al.*, 1994). Por debajo de ese pH la solubilidad de estos complejos aumenta de forma exponencial, encontrándose predominantemente en disolución (Camps Arbestain *et al.*, 2003). Por lo tanto, este tipo de procesos están limitados a suelos ácidos ricos en minerales con grupos protonados hidroxílicos (Shen, 1999). En consecuencia, existe un mayor potencial para la preservación del CO en el subsuelo, donde la saturación del CO₂ y de partículas minerales es menor que en la superficie del suelo (Von Lützow *et al.*, 2006). En consecuencia, existe un mayor potencial para la preservación del CO en el subsuelo, donde la saturación del CO del suelo y de partículas minerales es menor que en la superficie del suelo (Tabla 3) (Von Lützow *et al.*, 2006).

La MO complejada de esta forma se define como MO químicamente estabilizada. Torn *et al.* (2002) demostraron que la MO estabilizada de esta forma no varía incluso con marcados cambios de uso de suelo.

Tabla 3. Estabilización por la interacción de la MO con las superficies reactivas de la fracción mineral del suelo (Von Lützow *et al.*, 2006).

Mecanismos	Causas	Componentes y precursores
Ligado al intercambio	Intercambio de aniones	Grupos OH en Fe-Al, óxidos de Mn
		Grupos OH en los sitios de borde de filosilicatos
		Alófano, imogolita
		MO con hidrocarburos alifáticos o grupos OH fenólico
		Ácidos alifáticos (ácido cítrico, ácido málico)
Puentes de cationes polivalentes	Intercambio de aniones	Aminas, anillo-NH, N-heterocíclico
	Puentes electrostáticos de cationes	Con carga negativa grupos funcionales: OH ⁻ , COO ⁻
	$\begin{matrix} \text{Fe}^{3+} < \text{Al}^{3+} < \text{Pb}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \\ \text{Mn}^{2+} < \text{Mg}^{2+} \end{matrix}$	Capas de silicatos expandibles: esméctica, vermiculita, illita
		MO: grupos funcionales carboxilo, carbonilo, OH alcohólico
		Polisacáridos microbianos con glucurónico,
		Grupos de ácidos: galacturónico, manurónico, pirúvico, succínico
Interacciones debiles	Interacciones hidrofóbicas	No polares, superficies no cargadas
	Van der Waals	Capas de silicatos no expandibles (caolinita), micrositios neutrales
		de esmectitas
		arena de cuarzo
	MO: no cargadas, grupos no polares (aromático, C-alquilo)	
	Puentes de Hidrogeno	cualquier mineral con superficie oxígeno (caolinita)
MO: grupos funcionales carbóxico, carbonilo, OH-fenólico, aminas, N-heterocíclico		

Formas de Carbono en el Suelo

El carbono acumulado en forma de MO del suelo presenta un elevado dinamismo, participando activamente en flujos e intercambios con la atmósfera, la biosfera, la hidrosfera e incluso con la litosfera, a través del carbono acumulado en los suelos (Lal, 2000a; Khanna *et al.*, 2000) convirtiéndose así en uno de los más importantes sumideros de CO₂ existentes en el planeta (Buñuel *et al.*, 2000; USDA, 2001).

Una cuestión importante a tener en cuenta a la hora de evaluar las capacidades de los diferentes tipos de suelos para secuestrar CO₂, es la naturaleza de los compuestos orgánicos en cuanto a su estabilidad: activa o lábil, lentamente oxidable y pasiva o recalcitrante, siendo esta última la más efectiva en cuanto a su funcionamiento como sumidero de CO₂ (Franks *et al.*, 2001).

El carbono contenido en los suelos esta presente en diversas formas, con diferentes grados de estabilidad, donde algunas fracciones son especialmente recalcitrantes y escapan durante largos periodos a la actuación de los procesos bióticos y a la tendencia de oxidación impuesta por la termodinámica, llevando así a una diferencia de formas importante desde el punto de vista del cambio climático (Macías *et al.*, 2005).

Los métodos de identificación del C orgánico de los suelos más ampliamente utilizados, se basan en su oxidabilidad, el método de mayores garantías es el de combustión a más de 1000 °C determinando así el C total (CT), el cual está compuesto principalmente de CO (FAO, 2002). El C extraíble con pirofosfato (CP) (Smith, 1994) esta altamente relacionado con las fracciones humificadas de la MO (Vásquez *et al.*, 2011), formado por diferentes compuestos de C unidos a elementos metálicos e incluso a componentes minerales del suelo (Macías *et al.*, 2005), que dan como resultado una estabilización del C. Finalmente, la diferencia entre el CT y el CO representa, el carbono no oxidable (CNo) que son formas de C estables o más recalcitrantes que ni siquiera son oxidadas en condiciones extremadamente forzadas (Macías *et al.*, 2005).

En México, son pocos los estudios de la distribución espacial de los almacenes de CO en el suelo a nivel local y nacional (Segura *et al.*, 2005; Vela *et al.*, 2012), así como, las diversas formas en las que se encuentra presente el C en el suelo.

FUNDAMENTO DE LA INVESTIGACIÓN

Objetivo General

Cuantificar el contenido de CO del suelo, su dinámica y estabilidad en el Parque Nacional El Chico, Hgo., que permita definir zonas vulnerables a la pérdida de carbono, contribuyendo a la sustentabilidad del ecosistema forestal de la zona de estudio.

Objetivos Específicos

1. Determinar las diferentes formas de carbono presente en el suelo asociado diferente tipo de vegetación y uso del suelo.
2. Evaluar las diferencias que presentan el contenido en carbono en el suelo, en función de la profundidad, tipo de vegetación y uso del suelo en cada zona de estudio
3. Determinar las formas de carbono en el suelo y su grado de estabilidad para evaluar que suelos presentan el mayor potencial como sumideros de carbono, en base a su vegetación y uso de suelo.
4. Definir nuevos aspectos dinámicos de la materia orgánica en la zona de estudio.

IV. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1 Ubicación del área de estudio

El Parque Nacional El Chico se localiza en la Sierra de Pachuca, ubicada en el Eje Neovolcánico Transversal (Zavala, 1995). Sus coordenadas $20^{\circ}10'05''$ y $20^{\circ}13'25''$ de latitud norte y $98^{\circ}41'47''$ y $98^{\circ}45'31''$ de longitud oeste, a 20 km al norte de la ciudad de Pachuca, México con una extensión de 2,739 hectáreas. La poligonal abarca los municipios de Mineral del Chico, Pachuca y Mineral del Monte (Villavicencio *et al.*, 1992).

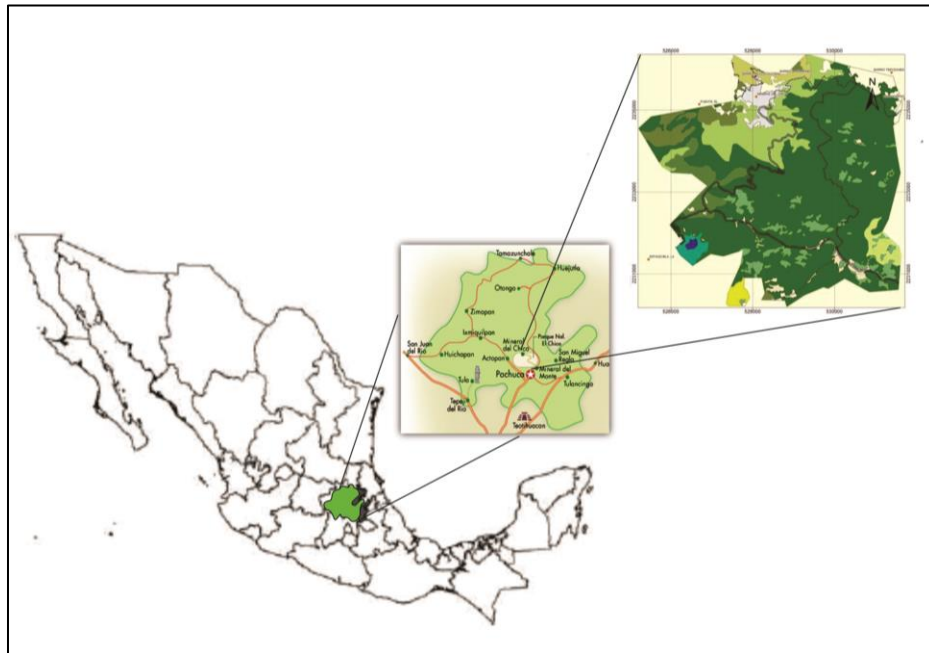


Figura 5. Ubicación de la zona de estudio, Parque Nacional El Chico, Hidalgo, México.

4.2 Clima

El clima con base al sistema de Köppen modificado por García (1981), para la estación Mineral del Chico, la zona se caracteriza por presentar un clima C (m) (w) b (i) gw" Templado-subhúmedo con verano fresco y largo, temperatura media anual entre 12 y 18°C , temperatura media del mes más frío entre -3 y 18°C y la del mes más caliente superior a 26.5°C . Régimen de lluvias de verano con precipitación anual de 1386 mm y un

porcentaje de precipitación invernal respecto a la total anual inferior a 5%, con poca oscilación térmica, marcha tipo Ganges y presencia de canícula.

4.3 Fisiografía

Por su situación geográfica, El Parque Nacional El Chico se constituye como un mosaico de pendientes abruptas y escarpadas, franjas de escaso relieve y valles de considerable extensión.

En el Parque Nacional se localizan grandes elevaciones rocosas en altitudes que fluctúan desde los 2 500 a 3 090 msnm, destacando por sus formas raras y caprichosas, el paraje Las Ventanas, representan el punto de elevación máxima del parque con una altitud de 3 090 msnm. También sobresalen, Peña Cercada y Peña del Cuervo, en las cuales se domina una de las mejores y completas vistas panorámicas del parque. Otras rocas no menos importantes y vistosas son: El Capulín, Las Goteras, Las Brujas, La Cruz Grande, El Altar, Peña del Azúcar, Peñas Moradas, Peña de la Muela, Peña del Panal, Arribillas, Los Magueycitos y Peña del Culantro (CONANP, 2005).

También existen grandes valles que enriquecen la belleza paisajística del Parque, entre los cuales por su tamaño y singular belleza, en la parte Este sobresalen La Orozca, Los Conejos y Las Papas, en la parte Oeste se encuentran los valles de Diego Mateo, Tlaxcalita y Las Milpas, hacia la parte Sur se localizan Llano Grande, El Capulín Grande, La Presita, Las Cebadas, El Churro, El Potrero, Llamo de Barrera, Los Enamorados y La Sabanilla donde nace el Río de las Avenidas o de Pachuca (SEDUE, 1988).

4.4 Hidrología

El Parque Nacional El Chico tiene especial relevancia dado que el macizo montañoso que comprende, constituye una mínima fracción del parteaguas que separa a los sistemas hidrológicos correspondientes a las cuencas del Río Pánuco y Valle de México (Melo & López, 1993).

Hidrológicamente se localiza dentro de la cuenca D “Río Moctezuma” y la subcuenca S “Río Amajac”. La red hidrológica de la vertiente Norte es típica de zonas altas de montaña, dando origen a la cabecera de cuencas mayores que hacia el exterior del parque aportan caudal acuífero al Río Amajac el cual confluye y descarga en el Río Moctezuma, a su vez

es afluente tributario del Río Pánuco. En esta vertiente la morfología accidentada del relieve subordina, de Oriente a Poniente, el nacimiento de las siguientes cinco pequeñas subcuencas: Los Arroyos, Los Cedros, Los Otates, Las Piletas, Agua Fría, así como el Río El Milagro.

La vertiente Sur del parque, expuesta hacia la Cuenca del Valle de México, está subordinada a condiciones de relieve poco accidentado y ambiente menos húmedo que la anterior; factores que determinan la existencia de una red fluvial con incipiente desarrollo apenas manifestado por algunos cauces de régimen intermitente supeditado a la temporada de lluvias y suministran aporte acuífero a las presas El Cedral, La Estanzuela y Jaramillo donde la primera se ubicada dentro del área, y las dos restantes son colindantes al parque.

4.5 Marco Geológico

Por estar enclavado en la porción elevada de la Sierra de Pachuca, estructura orográfica a su vez integrante del Eje Neovolcánico Transversal, el relieve actual del parque constituye un alineamiento Este-Oeste, edificado por actividad volcánica del terciario, con afloramiento de material rocoso de las formaciones Vizcaína, Cerezo y Zumate pertenecientes al grupo Pachuca. Los materiales más recientes de origen acumulativo son producto del intemperismo y erosión de rocas que afloran en sectores elevados. Este material, constituido por suelos aluviales, por lo común en gris oscuro, de textura areno-limosa, poco profundos y alto contenido de materia orgánica, los cuales reposan superficialmente en valles intermontanos de escasa magnitud que abarca 71 ha, representando sólo 2.6%.

4.5.1 Formación Vizcaína

La formación Vizcaína constituye la distribución superficial más amplia de todas las formaciones del Grupo Pachuca, comprende emisiones que dieron lugar al macizo montañoso iniciándose durante el Mioceno tardío, con derrames de lavas andesíticas y dacíticas de textura porfídica, así como por brechas integradas con bloques subredondeados con una matriz tobácea (Sánchez *et al.*, 2005), afloran en el parque a lo largo del extremo Norte y ocupan 532 ha equivalentes a 19.4% del área (Melo & López, 1993).

4.5.2 Formación Cerezo

La Formación Cerezo es de edad Plioceno temprano y consiste principalmente de derrames y capas volcánicas epiclásticas, en algunas áreas establece contacto con brechas volcánicas y brechas tobaceas de escasa compactación y composición variable de riolítica a riodacítica, de color casi blanco con variaciones a rosado, con matriz afanítica vítrea y grandes fenocristales de cuarzo, su estructura foliada es una de las principales características (Sánchez *et al.*, 2005). Esta formación descansa en discordancia angular sobre la Formación vizcaína, en el parque dicha formación aflora en un reducido sector Centro-Sur, próximo a la localidad El Chico y cubre 63 ha (2.3% del área).

4.5.3 Formación Zumate

Durante el Plioceno medio, la actividad volcánica arrojó rocas andesíticas y dacíticas, originando por interstratificación de derrames lávicos, estratos de lava y depósitos lávicos correspondientes a la Formación Zumate, cuya fuente de extravasación de material rocoso, se intuye, estuvo localizada dentro de la actual área de afloramiento, hecho que involucra al parque (Sánchez *et al.*, 2005). Aunque la sucesión de estratos está bastante erosionada, aún mantiene un espesor máximo de 360 m; esta formación es representativa del área y cubre 2 073 ha la cual es el 75.7% en relación a la misma.

4.6 Edafología

El origen volcánico terciario, su nivel altitudinal, la morfología del relieve y los procesos actuales, han formado gran homogeneidad de suelos, recientes y poco evolucionados, bajo condiciones templado-húmedas (Melo & López, 1993). La morfología accidentada, con grandes afloramientos rocosos en sectores elevados, pendientes variables de moderadas a fuertes y amplias vertientes de suave inclinación, en conjunto, favorecen el desarrollo de vegetación forestal típica del Eje Neovolcánico, por lo cual los suelos heredados de material parental volcánico ostentan propiedades físicas y químicas bien definidas, separables según sus condiciones de depósito, las formas asociadas del relieve e influencia climática local, cuya inducción de procesos morfogenéticos y pedogenéticos han permitido la diferenciación de unidades edáficas propias de esta región.

De acuerdo con la clasificación de la FAO en el Parque Nacional El Chico predominan los suelos Andosol húmico, que se desarrollan en laderas de inclinación moderada a fuerte, asociados en su mayoría el bosque de *Abies*, *Quercus* y *Pinus*; en general estos suelos son de color oscuro, estructura suelta y esponjosa, ricos en MO aportada por la vegetación; estos residuos forman una capa gruesa que permite retener buena cantidad de agua de lluvia. Lo caracterizan sus propiedades ándicas como la presencia de materiales amorfos (alofano), densidad aparente baja, alto contenido de CO, reacción del suelo ácido, buena retención de humedad y baja saturación de bases.

4.7 Vegetación

Producto de la interacción física de los factores altimétrico, geomorfológico, climático y edáfico del Parque Nacional El Chico (Tabla 4).

Tabla 4. Tipos de vegetación y superficie de cobertura (Zavala 1995).

Vegetación	Superficie de cobertura (ha)
Bosque de oyamel o abeto (<i>Abies religiosa</i>)	1725.4
Bosque de encino (<i>Quercus spp.</i>)	108.7
Bosque de encino-oyamel (<i>Quercus-Abies</i>)	289.0
Bosque de oyamel-encino (<i>Abies-Quercus</i>)	107.6
Bosque de pino (<i>Pinus spp.</i>)	51.1
Bosque de encino-pino (<i>Quercus-Pinus</i>)	61.5
Bosque de pino-encino (<i>Pinus-Quercus</i>)	23.9
Bosque de cedro (<i>Cupressus spp.</i>)	31.8
Bosque de tlaxcal (<i>Juniperus monticola</i>)	127.9
Pastizal	59.8

La respuesta biótica se traduce en presencia de un ecosistema forestal, de los nueve géneros de coníferas representados en México, seis se distribuyen en esta área; siendo *Abies religiosa* el más abundante (Medina & Rzedowski, 1981). Con base en los trabajos de Gallina *et al.*, (1974), Medina & Rzedowski (1981) y Zavala (1995), se consideraron los siguientes tipos de vegetación, atendiendo a su fisonomía y la proporción de su cobertura.

4.8 Fauna Silvestre

Por su ubicación, el Parque Nacional recibe la influencia de dos grandes provincias bióticas, la Neovolcánica y Sierra Madre Oriental, característica que se conjunta con la variedad de tipos de vegetación existentes en la zona para propiciar la gran diversidad de especies faunísticas.

4.9 Demografía

El Parque Nacional El Chico se encuentra comprendido en los Municipios de Mineral el Chico, Pachuca de Soto y Mineral del Monte conformados por siete comunidades (Tabla 5).

Tabla 5. Municipios y localidades del Parque Nacional El Chico (INEGI, 2010)

Municipio	Comunidad	Población de Influencia	Población Total en el Municipio
Mineral del Chico	Mineral del Chico	481	7980
	La Estanzuela	1847	
	Carboneras	1226	
	El Puente	246	
	La Presa	187	
Pachuca de Soto	El Cerezo	1981	13864
Mineral del Monte	Pueblo nuevo	753	267862
	Total	6721	277226

Dentro de la poligonal que conforma El Parque, situada al norte se encuentra en su totalidad la Cabecera Municipal de Mineral del Chico, contemplada desde el primer decreto de protección, la comunidad de Carboneras incluye una parte de su territorio dentro del Parque, principalmente por el crecimiento y consecuente desplazamiento de la población. Las demás comunidades aunque no se encuentran dentro del Parque presentan influencia y se sitúan en la periferia.

En el Parque Nacional El Chico y el área de influencia, la población económicamente activa, está representada por el 33.9% del total de los habitantes. De los cuales el 14.0% se dedica a las actividades primarias; el 41.2%, al sector secundario y el 42.2% al sector terciario; el resto (2.7%) como no especificado.

El sector terciario con el mayor porcentaje de la población está comprendido por gente que se dedica al comercio y diferentes servicios. La población que pertenece a este sector en su mayoría es de las comunidades de El Cerezo, La Estanzuela, Mineral del Chico y Carboneras.

Aunque la industria sea muy incipiente en la región, el sector secundario posee una importancia considerable debido a que mucha gente labora en la industria de la costura y la construcción, ocupándose principalmente en albañiles, carpinteros y herreros de las comunidades de La Estanzuela, Carboneras y Pueblo Nuevo.

El sector primario es el de menor desarrollo donde las actividades como la agricultura y la ganadería extensiva aún siguen siendo las prácticas más arraigadas entre las comunidades de la zona, los cultivos de maíz, cebada, calabaza, chilacayote, haba, frijól, y el ganado ovino, caprino y bovino para algunas familias ha sido el único sustento para satisfacer sus necesidades. Por otra parte, la actividad forestal ha sido importante en la región por el volumen de madera extraída en los terrenos colindantes al parque. La recolección de leña y productos no maderables como hongos y plantas comestibles han servido de algún modo para solventar parte de las necesidades alimenticias de la región, sin embargo la extracción de la mayoría de estos productos se realiza de manera ilegal.

V. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1 Selección de sitios de muestreo

Para el muestreo se ubicaron de manera sistemática 12 puntos mediante análisis cartográfico, elegido por sus características particulares y localizado posteriormente en campo mediante su georreferenciación.

5.2 Descripción de los sitios de muestreo

En la figura 6 se muestran las diferentes altitudes del área de estudio y en la tabla 6 se describen cada uno de los 12 sitios con sus respectivas fotografías en el Anexo A.

Figura 6. Toposecuencia del área de estudio

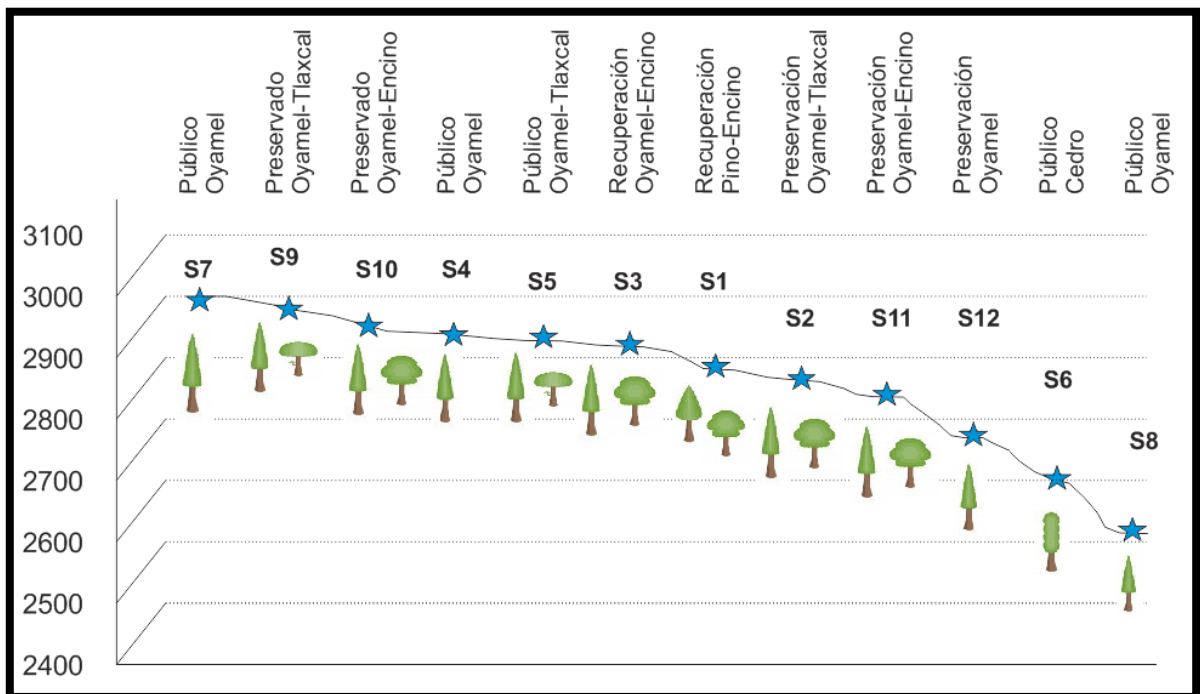


Tabla 6. Descripción de los sitios de muestreo

Sitio	Cobertura vegetal	Uso de suelo	Coordenadas		Altitud	Características
			N	O		
S1	Pino- encino	Recuperación	20° 10' 1.8''	98° 44' 29.8''	2894	Área con influencia antropogénica, con viviendas cercanas, se observan algunos claros
S2	Oyamel-Tlaxcal	Recuperación	20° 10' 33.9''	98° 43' 56.2''	2891	El estrato arbustivo y herbáceo se observa alterado con algunos claros con regeneración natural de Oyamel y Tlaxcal
S3	Oyamel-Encino	Recuperación	20° 10' 19.4''	98° 43' 23.8''	2951	Se observa gran masa forestal, con regeneración natural de Oyamel, con abundante hojarasca de Encino y Oyamel
S4	Oyamel	Público	20° 10' 27.4''	98° 42' 46.5''	2960	Gran masa forestal, abundante hojarasca y mor, se observa un proceso lento de descomposición
S5	Oyamel-Tlaxcal	Público	20° 10' 17.9''	98° 42' 10.0''	2952	Se observa gran masa forestal, abundante hojarasca y mor, se observa un proceso lento de descomposición
S6	Cedro	Público	20° 10' 58.3''	98° 44' 56.7''	2802	Área con gran influencia antropogénica, reforestaciones de Cedro
S7	Oyamel	Público	20° 11' 6.6''	98° 42' 46.5''	3003	Ubicado en pendiente, el suelo se observa un poco erosionado
S8	Oyamel	Público	20° 12' 46''	98° 42' 5.5''	2622	Área alterada antropogénicamente, con suelo erosionado y escasa materia orgánica
S9	Oyamel Tlaxcal	Preservado	20° 11' 7.0''	98° 43' 20.1''	3000	Abundante masa forestal, estrato arbustivo y herbáceo, predomina el Oyamel sobre el Tlaxcal
S10	Oyamel-Encino	Preservado	20° 11' 4.9''	98° 42' 10.4''	2983	Abundante masa forestal, estrato arbustivo y herbáceo, suelo con abundante materia orgánica, regeneración de Encino
S11	Oyamel-Encino	Preservado	20° 11' 39.1''	98° 41' 58''	2890	Se observa bosque no alterado, con abundantes especies arbustivas y herbáceas
S12	Oyamel	Preservado	20° 12' 11.6''	98° 41' 58''	2850	Bosque de Oyamel con gran cantidad de árboles maduros, abundante materia orgánica

5.2.1 Muestreo

Para el muestreo de suelo, se establecieron cuadros de 0.25 m^2 a partir de los cuales se recolectó la capa de hojarasca y mor presente en el suelo, y utilizando una barrena se realizó el muestreo de suelo a una profundidad de 60 cm de la siguiente manera, de 0 a 5cm, 5 a 20cm, 20 a 40 y 40 a 60cm (Figura 7).



Figura 7. Muestreo de hojarasca, mor y suelo en el área de estudio.

5.2.2 Preparación de la muestra

Las muestras se recolectaron en bolsas bien selladas y etiquetadas para su transporte a laboratorio, donde se secaron a temperatura ambiente y se tamizaron en una malla 10 (2 mm) para someterlas a los análisis correspondientes, todos los análisis se realizaron por triplicado.

5.3 Características Físicas

5.3.1 Densidad Aparente

La densidad aparente es un indicador del estado estructural del suelo y se define como la masa de suelo seco por unidad de volumen (Blake y Hartge, 1986). Es uno de los parámetros físicos que mejor permite evaluar la calidad del suelo debido a su influencia

sobre otras propiedades, se determinó mediante el método de probeta (Gandoy, 1992) y se calculó mediante la siguiente ecuación:

$$Densidad\ aparente = \frac{Peso\ del\ suelo}{volúmen}$$

5.3.2 Densidad Real

La densidad real es el peso de las partículas sólidas del suelo, relacionado con el volumen que ocupan, sin tener en cuenta su organización en el suelo, es decir, sin involucrar en el volumen el espacio ocupado por los poros; se deduce, entonces, su dependencia de la composición mineral del suelo y del contenido de algunos sólidos especiales en él, como la materia orgánica y los óxidos de hierro. Se determinó mediante la metodología de la NOM-021-SEMARNAT-2000, y se calculó mediante la siguiente ecuación:

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

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

5.3.3 Porosidad Total

La porosidad del suelo tiene importancia especial porque constituye el medio por el cual circula el agua y aire al suelo y llega a las raíces, plantas y fauna. La porosidad total (PT) se determina mediante la ecuación propuesta por Skopp(2000):

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

5.3.4 Textura del suelo.

El suelo está constituido por partículas de diferente tamaño. Conocer la granulometría es esencial para cualquier estudio del suelo. Definimos textura del suelo como la porción relativa por tamaño de partículas de arena, limo y arcilla. Las cuales al combinarse generan las clases texturales, se determinó mediante la metodología de la NOM-021-SEMARNAT-2000.

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

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

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

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

5.4 Características Químicas

5.4.1 pH

Los suelos presentan distinta capacidad de cambio en función del pH, se define como el logaritmo negativo de la actividad de los iones de hidrógeno en el suelo. Los valores de pH se midieron en H₂O y KCl (relación 1:2.5) usando el potenciómetro Denver Instrument UB-10 Ultrabasic.

Se determinó ΔpH por diferencia entre el pH medido en KCl y pH medido en agua

$$\Delta pH = pH_{KCl} - pH_{H_2O}$$

5.4.2 Capacidad de Intercambio Catiónico

Es una propiedad favorecida por la presencia de arcillas y de humus, que consiste en la capacidad y facilidad que tiene el suelo para retener nutrientes en sus partículas y cederlos a los individuos vegetales cuando los necesitan. Es la suma de cationes intercambiables adsorbidos por un suelo, expresados en miliequivalentes por cada 100 g de suelo secado al horno, determinado mediante la metodología de la NOM-021-SEMARNAT-2000.

5.4.3 Materia Orgánica

La materia orgánica del suelo constituye la fracción orgánica que incluye residuos vegetales y animales en diferentes estados de descomposición, tejidos y células de organismos que viven en el suelo así como sustancias producidas por los organismos del suelo. Se determinó mediante la metodología de la NOM-021-SEMARNAT-2000.

$$\% CO = \left(\frac{B - T}{g} \right) \times (N) \times (0.39)$$

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).

$$\% MO = \% CO \times 1.724$$

5.4.4 Nitrógeno

Es un nutriente de gran importancia debido a su presencia en las principales biomoléculas de la materia vegetal. Para su determinación se utilizó la fórmula tomada de Thompson & Troeh (2002):

$$NT(\%) = \frac{\% MO}{20}$$

4.4.5 Relación Carbono/Nitrógeno

La relación entre el contenido de carbono orgánico y el de nitrógeno (C/N) determina la tasa a la cual se descompone la materia orgánica del suelo y por tanto la disponibilidad de nitrógeno para las plantas (Porta *et al.*, 2003). La relación C/N puede ser usada para explicar la calidad del resto vegetal que se añade al suelo con respecto a los ratios de movimiento (Dawson y Smith, 2007).

Se determina mediante la fórmula tomada de Machado *et al.* (2012):

$$\frac{C}{N} = \frac{\% CO}{\% N_T}$$

5.5 Formas de Carbono en el suelo

Para cuantificar las diferentes formas de C en los suelos del parque Nacional El Chico se desarrolló el siguiente procedimiento: CO oxidable con dicromato en medio ácido se realizó por el método de combustión húmeda de Walkley y Black (NOM-021-SEMARNAT-2000), para determinar el CT se utilizó el equipo Solids TOC Analyzer 1020A, y CNo (determinado por diferencia entre el CT por combustión a 1000 °C y el CO, este mismo equipo se utilizó para medir CP posterior al tratamiento de la muestra con pirofosfato de sodio (Smith, 1994).

5.5.1 Carbono en hojarasca y mor

Para la medición de carbono en hojarasca y mor, posteriormente se molió la muestra en un molino marca Retsch modelo RM200 hasta un tamaño de partícula $<10 \mu\text{m}$, una vez homogeneizada la muestra se tomó una submuestra de 20 mg y se procedió a medir el carbono orgánico utilizando el equipo Solids TOC Analyzer.

5.5.2 Carbono Total

Incluye todas las formas de carbono, tanto orgánicas como inorgánicas. Se determinó por combustión a $1000 \text{ }^\circ\text{C}$, utilizando un analizador elemental *Solids TOC Analyzer 1020A*, en 20mg de muestra de suelo con tamaño de partícula $<10\mu\text{m}$ previamente pulverizadas en molino marca Retsch modelo RM200 (Figura 8).

5.5.3 Carbono Orgánico

Se utilizó el método clásico de Walkley-Black (NOM-021-SEMARNAT-2000), basado en la oxidación de la materia orgánica del suelo usando una mezcla de dicromato potásico 1N, ácido sulfúrico concentrado y ácido fosfórico, valorando el dicromato potásico que no se ha reducido con sulfato ferroso 0.5N, se aplicó el factor de corrección de 1.298.

5.5.4 Carbono no Oxidable

El carbono no oxidable se determinó por diferencia entre el CT por combustión a $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ y el CO.

$$CNO \text{ orgánico no - oxidable} = C \text{ total} - C \text{ orgánico oxidable}$$

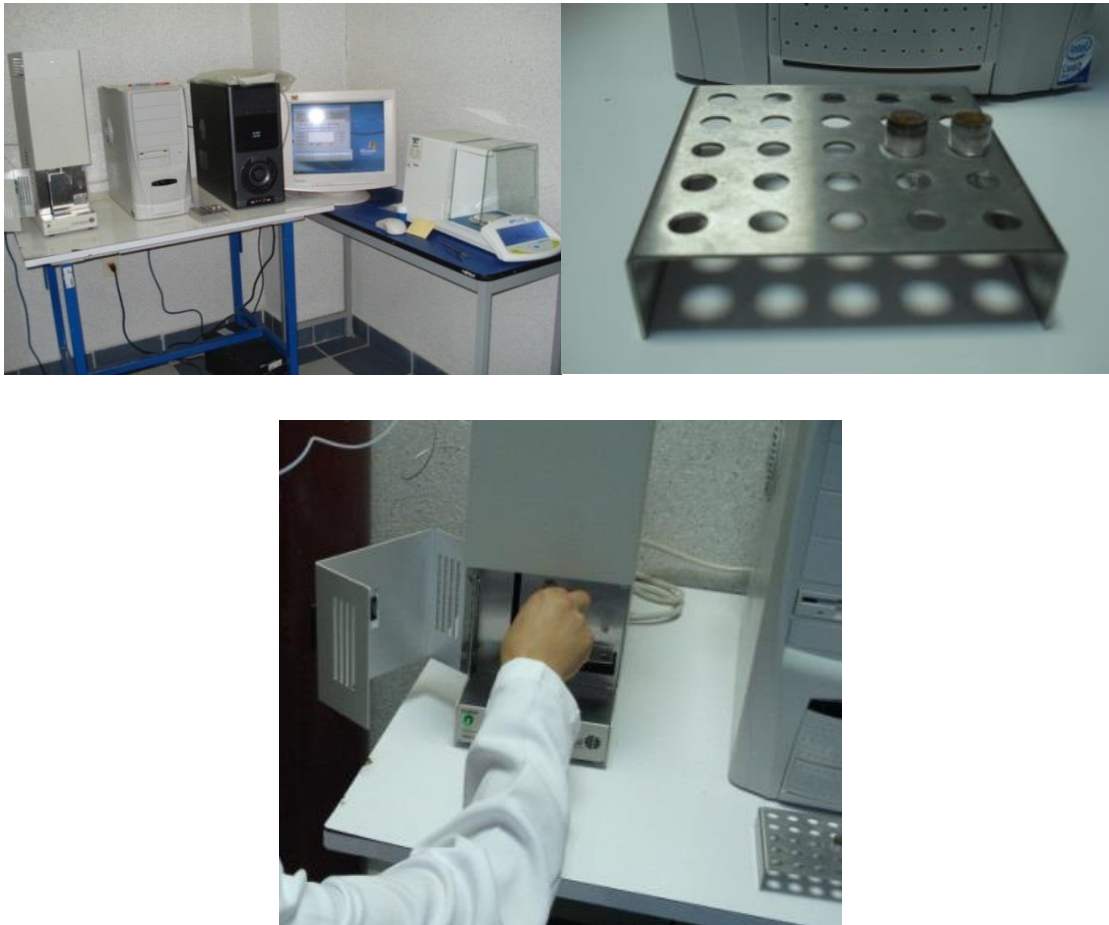


Figura 8. Determinación de CT en el equipo *Solids TOC Analyzer 1020^a*

5.5.5 Carbono Extraíble con Pirofosfato de Na

Las muestras se procesaron mediante el método descrito por Smith en el 2004, en 0.8g de muestra, utilizando 70ml de pirofosfato de Sodio 0.1M como extractante, posteriormente la cantidad de carbono se determinó con el equipo *Solids TOC Analyzer 1020A* mediante la combustión a 1000°C.

5.5.6 Acumulación de Carbono 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):

$$CA = (PC \times Da \times P)$$

Donde:

CA = carbono almacenado (ton ha⁻¹)

PC = carbono en el suelo (%)

Da = densidad aparente (kg m⁻³)

P = profundidad del suelo (m)

5.6 Extracción química selectiva de Fe, Al y Si

Las extracciones químicas selectivas se realizaron con los siguientes métodos:

- La extracción de óxidos libres de Fe y Al y óxidos cristalinos de Fe se llevó a cabo empleando el método de extracción con ditionito-citrato-bicarbonato de Mehra y Jackson (1960), utilizado por Bera *et al.* (2015).
- La extracción de óxidos amorfos y óxidos hidratados de Fe y Al se realizó con oxalato ácido de amonio (Smith, 1994).
- La extracción de Fe y Al presentes en complejos orgánicos se hizo con pirofosfato de sodio (Smith, 1994).

El análisis de Fe y Al en las respectivas soluciones se realizó mediante absorción atómica en un espectrofotómetro de absorción atómica marca Varian modelo Spectr AA 880.

Relaciones empleadas:

$Al_p/Al_o > 0.6$, aluminio que forma parte de compuestos cristalinos.

$Al_p/Al_o < 0.6$, aluminio asociado a compuestos inorgánicos amorfos.

Al_o/Al_p , grado de cristalinidad de los óxidos de Al.

Al_p/Al_d , asociación con compuestos orgánicos.

Alofano: $(Al_o - Al_p)/Si_o$.

$Fe_o * 1.7$, óxidos amorfos de hierro .

$Fe_d - Fe_o$ = oxidos cristalinos de Fe (goetita, hematita).

Arcilla/Fe_d= migración de arcillas de los horizontes superiores a inferiores.

Fe_o/Fe_d, grado de cristalinidad de los óxidos de Fe.

Fe_p/Fe_d, asociación con compuestos orgánicos.

Fe_p/Fe_o, abundancia relativa de las formas orgánicas respecto de los compuestos amorfos del suelo.

5.7 Análisis de Elementos Mayores

Los análisis geoquímicos de elementos mayores se realizaron por Fluorescencia de Rayos X, donde los polvos fueron puestos a base seca y posteriormente las muestras se fundieron con Li₂B₄O₇, para su análisis en perla, la pérdida por calcinación (PXC) se determinó calentando 1g de muestra a 950°C por una hora, para los análisis se utilizó el equipo Siemens SRS 3000 del laboratorio de geología de la UNAM.

Relaciones molares empleadas para determinar el índice de alteración:

Índice de meteorización

$$IM1 = SiO_2 / Al_2O_3$$

$$IM2 = SiO_2 / Fe_2O_3$$

Índice de Alteración Química

$$CIA = [(Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

Índice de Alteración de Plagioclasas

$$PIA = [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)] \times 100$$

5.8 Análisis Estadístico

Los resultados se analizaron mediante un análisis de varianza ($p \leq 0.05$), comparación de medias Tukey y análisis de correlación bivariada por el método de Pearson ($p < 0.05$ y $p < 0.01$) utilizando el paquete IBM SPSS Statistics versión 21 (2012).

VI. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.1 Caracterización Físico-Química

En la tabla 7, se muestran los valores medios de algunas propiedades físico-químicas de los suelos forestales bajo diferentes tipos de vegetación.

6.1.1 Densidad aparente (Da)

La Da del suelo es un buen indicador de propiedades importantes del suelo, como son: la compactación, porosidad, grado de aireación y capacidad de infiltración, lo que condiciona la circulación de agua y aire en el suelo, los procesos de establecimiento de las plantas (emergencia, enraizamiento) y el manejo del suelo (Aggarwal *et al.*, 2006; Alameda, 2010). La Da varió en suelos con vegetación Pino-Encino de 0.66 a 1.06, con Oyamel-Tlaxcal de 0.56 a 1.05, con Oyamel-Encino de 0.55 a 0.92, con Oyamel de 0.48 a 0.92 y con Cedro de 0.75 a 1.05, en todos los suelos los valores aumentan con la profundidad, como resultado de la disminución en el contenido de MO y de la compresión que producen los horizontes suprayacentes (De Vos *et al.*, 2005), por ser una propiedad que está altamente relacionada con el contenido de MO del suelo (Cooper *et al.*, 2005; Tejada & González, 2008) presentando una correlación de -0.81. Los suelos con vegetación Oyamel y sus asociaciones, presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) con los suelos Pino-Encino y Cedro, por lo que podemos observar los suelos con vegetación Oyamel y sus asociaciones presentan mayores contenidos de MO y texturas más finas con respecto a los suelos con vegetación Pino-Encino y Cedro.

6.1.2 Densidad real (Dr)

El contenido de los distintos elementos constituyentes de los suelos es el que determina las variaciones de su Dr, por lo que la determinación de este parámetro permite estimar su composición mineralógica. La Dr varía en los suelos con vegetación Pino-Encino de 1.67 a 2.25, con Oyamel-Tlaxcal de 0.63 a 2.22, con Oyamel-Encino de 0.83 a 2.53 y con vegetación Cedro de 1.53 a 3.10 Kg m⁻³, en todos los suelos los valores aumentan con la profundidad, los suelos con vegetación Oyamel y sus asociaciones, presentaron diferencias

significativas ($p \leq 0.05$) con los suelos Pino-Encino y Cedro, estas dos últimas asociaciones presentan promedios más elevados de Dr. El valor de la Dr cambia en función del tipo de minerales del material parental y de la cantidad de MO en el suelo (Buckman & Brady, 1977; Rubio, 2010). Los minerales de formación tienen una densidad promedio de 2.65 kgm^{-3} , los valores por debajo del promedio indican la presencia de altos contenidos de MO y/o de aluminosilicatos no cristalinos (amorfos) en el suelo (alofanas, imogolita) (Jaramillo, 2002), presencia de minerales ligeros como la plagioclasas y feldespatos, y contenidos en minerales ferromagnesianos poco abundantes (Acevedo *et al.*, 2010) existiendo presencia de materiales poco intemperizados (West *et al.*, 2004).

6.1.3 Porosidad total (PT)

La PT está determinada principalmente por la textura presente en el suelo, la estructura y cantidad de MO. Se presentaron valores en suelos con vegetación Pino-Encino de 51.93-60.20, en Oyamel-Tlaxcal de 12.28 a 66.67, en Oyamel-Encino de 32.53 a 65.45, en Oyamel de 44.57 a 68.17 y en Cedro 43.75 a 66.08 % , siendo más porosos los suelos de texturas finas que los de texturas gruesas, no se presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) entre los diversos suelos, los valores aumentan con la profundidad, presentando una correlación de -0.85 con la MO, razón por la cual los agregados a mayor profundidad pierden estabilidad y la compactación es menor (Sandoval *et al.*, 2008), de manera general los valores indican un medio físico adecuado para el desarrollo de las especies forestales al presentar buena aireación, buen drenaje y adecuada porosidad (Acevedo *et al.*, 2010).

6.1.4 Clase textural

La textura de los suelos es una característica importante en la estabilización del carbono orgánico, bien mediante la formación de agregados, la vinculación física con las partículas de arcilla y limo o por la transformación a compuestos de carbono resistentes a la degradación bioquímica (Six *et al.*, 2002; Rovira y Vallejo, 2007). En las diferentes capas de los suelos predominan texturas medias franco-arenosas, con algunas capas de textura franco-arcilla-arenosa, con contenidos de arcilla para suelos con vegetación Pino-Encino de 9.67 a 22.33, en Oyamel-Tlaxcal de 4.33 a 24.33, en Oyamel-Encino de 6.33 a 10, en Oyamel de 4.33 a 16.67 y en Cedro 12.33 a 30, presentando diferencias significativas

($p \leq 0.05$) entre los suelos con diversa cobertura vegetal, los suelos de textura media se caracterizan por tener una adecuada porosidad que permiten buenas condiciones de aireación y drenaje, con disponibilidad de agua y nutrimentos (Castellanos *et al.*, 2000).

6.1.5 pH activo y potencial

El pH es una propiedad relevante a través de la cual se puede inferir parte del comportamiento del suelo y estimar los cambios que las plantaciones puedan generar sobre el suelo. En suelos con vegetación Pino-Encino el pH activo varia de 5.23 a 5.62 y el potencial de 3.80 a 4.87, con vegetación Oyamel-Tlaxcal el pH activo varia de 5.07 a 6.50 y el potencial de 4.03 a 5.63, con vegetación Oyamel-Encino el pH activo varia de 4.93 a 6.33 y el potencial de 3.57 a 5.33, con vegetación Oyamel el pH activo varia de 5.57 a 6.53 y el potencial de 4.53 a 5.58, con vegetación Cedro el pH activo varia de 5.72 a 5.93 y el potencial de 4.37 a 5.13, los valores corresponden a suelos que tienden de moderadamente ácidos a fuertemente ácidos. Para los valores de pH activo no se presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) para suelos con vegetación Oyamel, sus asociaciones y Cedro, estos si presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) con suelos de cobertura Pino-Encino. Los resultados de pH en suelos más ácidos coinciden con lo reportado por Porta *et al.* (2003). Brady & Weil (1999) y Lilienfein *et al.* (2000) mencionan que las coníferas incrementan la acidez del suelo y, asociada con ésta, se alteran procesos edáficos, al aumentar la hidrólisis ácida, la lixiviación de cationes básicos y la actividad fúngica, y disminuir la nitrificación. El pH del suelo es una de las propiedades químicas más relevantes ya que controla la movilidad de iones, la precipitación y disolución de minerales, las reacciones redox, el intercambio iónico, la actividad microbiana y la disponibilidad de nutrientes (Sainz *et al.*, 2011), incide sobre el carbono orgánico debido a que este factor disminuye las tasas de descomposición en condiciones de acidez (Leifeld *et al.*, 2008). Se presentaron valores negativos para ΔpH con variaciones de -0.42 a 1.47 lo que indica que los suelos estudiados presentan carga negativa neta permanente con capacidad de intercambio catiónico (Uehara & Gillman 1981, Dahlgren *et al.*, 1993).

6.1.6 Materia orgánica (MO)

La MO del suelo es el componente del suelo más complejo, dinámico y activo y su importancia reside en su contribución al desarrollo de las plantas y su influencia en las propiedades de los suelos (García & Galicia, 2008), el contenido en los suelos del área de estudio con vegetación Pino-Encino es de 1.13 a 14.13, con Oyamel-Tlaxcal de 4.94 a 16.77, con Oyamel-Encino de 1.73 a 15.52, con Oyamel de 1.92 a 16.90 y con Cedro de 0.34 a 8.72, los valores disminuyen considerablemente con la profundidad, los mayores contenidos se presentan en los primeros 20 cm, los suelos con vegetación Oyamel y sus asociaciones no presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$), sin embargo si presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) con los suelos Pino-Encino y Cedro, los suelos que tienen cobertura vegetal de Oyamel y sus asociaciones presentan mayores contenidos de MO que los suelos con vegetación Pino-Encino y Cedro, influyendo en las propiedades que contribuyen a la calidad del suelo, siendo un indicador importante de su fertilidad y productividad, debido a su papel crucial en las propiedades químicas, físicas y biológicas del suelo (Chen *et al.*, 2009), cumple funciones esenciales en la estructura y estabilidad del suelo (Six *et al.*, 2002),

6.1.7 Nitrógeno total (NT) y relación C/N

Los contenidos de NT en suelos con vegetación Pino-Encino varía de 0.06 a 0.71, con Oyamel-Tlaxcal de 0.25 a 0.84, con Oyamel-Encino de 0.09 a 0.78, con Oyamel de 0.10 a 0.85 y con Cedro de 0.02 a 0.44, los suelos con vegetación Oyamel y sus asociaciones no presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$), sin embargo si presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) con los suelos Pino-Encino y Cedro, en la mayoría de los suelos se presenta relaciones de C/N entre 10 y 12, lo que indica su potencial para transformar la MO en nitrógeno mineral, de manera general se considera que una relación C/N entre 10 y 12 produce una correcta liberación de nitrógeno, favoreciendo la correcta fertilización del suelo (Huang *et al.*, 2012).

6.1.8 Capacidad de intercambio catiónico (CIC)

La CIC refleja la cantidad de cationes que pueden ser retenidos por los suelos, en suelos con vegetación Pino-Encino varía de 12.58 a 23.71, con Oyamel-Tlaxcal de 13.9 a 28.36, con Oyamel-Encino de 10.61 a 35.25, con Oyamel de 10.82 a 34.02 y con Cedro de 21.43 a 27.18, la mayoría de los suelos presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$), los valores descienden con la profundidad, en general se puede considerar valores altos, lo que se atribuye, en gran parte, a la presencia de sesquióxidos (Johnson, 2002), al contenido de MO y a la cantidad y naturaleza de las arcillas (Dixon, 2000). Johnson *et al.* (2000) reportan que en suelos forestales de Nueva Inglaterra y del noreste de USA la MO es la fuente predominante de sitios de intercambio, lo que muestra el alto grado de transformación y evolución de la MO de esos suelos, debido a que la materia orgánica contiene una gran cantidad de grupos carboxilos ($R-COOH$) lo cual resulta de una alta densidad de sitios ionizados y la liberación de H^+ y por consecuencia pH's ácidos (Johnson, 2002). Zapata (2004) menciona que la acidez incide directamente en la fertilidad de los suelos, ocasionando un cambio en la solubilidad de los elementos nutrimentales para las plantas y afectando de este modo la producción agrícola y forestal.

Tabla 7. Valores medios de las propiedades Físico-Químicas del suelo

Zona de muestreo	Profundidad cm	Densidad Kg m ⁻³		Porosidad %	Clase Textural	Arcillas %		pH 1:2.5		Δ pH	MO %	CO %	NT %	C/N %	CIC cmol Kg ⁻¹
		Aparente	Real					H ₂ O	KCl						
S1 Pino-Encino	0-5	0.66	1.67	60.20	FAr	9.67	5.83	4.87	-0.97	14.13	8.18	0.71	11.58	23.71	
	5-20	1.06	2.20	51.96	FAr	16.33	5.62	4.25	-1.37	7.32	4.22	0.37	11.52	12.58	
	20-40	1.06	2.25	52.94	FCAr	22.33	5.30	3.87	-1.43	2.28	1.33	0.11	11.65	14.90	
	40-60	1.06	2.20	51.93	FAr	19.67	5.23	3.80	-1.43	1.13	0.62	0.06	11.01	15.72	
S2 Oyamel- Tlaxcal	0-5	0.73	1.67	60.20	F	16.33	6.33	5.33	-1.00	13.54	7.71	0.68	11.40	29.66	
	5-20	0.92	2.02	53.51	F	20.00	6.03	5.17	-0.87	8.42	4.93	0.42	11.71	29.72	
	20-40	0.95	2.20	50.55	FCAr	24.33	5.73	4.30	-1.43	4.95	2.80	0.25	11.33	10.61	
	40-60	1.05	2.43	52.76	Far	6.00	4.93	3.57	-1.37	1.73	0.95	0.09	11.00	10.95	
S3 Oyamel- Encino	0-5	0.63	1.37	53.61	FAr	10.00	6.50	5.63	-0.87	16.77	9.66	0.84	11.52	28.36	
	5-20	0.73	2.22	66.67	FAr	10.00	6.48	5.48	-1.00	16.25	4.81	0.81	5.92	23.68	
	20-40	0.89	2.00	55.25	FAr	12.33	6.03	4.67	-1.37	8.27	4.22	0.41	10.20	16.67	
	40-60	0.92	2.13	56.58	FAr	10.33	6.00	4.77	-1.23	4.94	2.83	0.25	11.44	15.90	
S4 Oyamel	0-5	0.48	0.87	44.57	FAr	14.33	6.23	5.47	-0.77	15.62	8.97	0.78	11.48	22.20	
	5-20	0.65	1.55	60.33	FAr	14.67	6.53	5.58	-0.95	12.81	7.60	0.64	11.87	33.39	
	20-40	0.79	1.80	56.33	FAr	8.33	6.50	5.50	-1.00	6.69	3.96	0.33	11.83	24.28	
	40-60	0.78	1.80	56.56	FAr	8.67	6.33	5.20	-1.13	4.81	2.75	0.24	11.44	34.02	
S5 Oyamel- Tlaxcal	0-5	0.56	0.83	32.53	FAr	8.67	5.90	5.13	-0.77	15.52	9.01	0.78	11.61	33.43	
	5-20	0.71	1.75	59.67	FAr	8.00	5.83	5.05	-0.78	12.01	6.98	0.60	11.62	28.40	
	20-40	0.79	1.87	57.75	FAr	10.00	5.83	5.20	-0.63	8.22	4.89	0.41	11.88	28.35	
	40-60	0.74	2.53	70.89	FAr	8.33	5.97	5.10	-0.87	3.94	2.20	0.20	11.14	27.62	
S6 Cedro	0-5	0.75	1.53	51.34	FCAr	30.00	5.93	5.13	-0.80	8.72	4.71	0.44	10.80	21.43	
	5-20	1.01	1.81	43.75	FAr	12.33	5.83	4.37	-1.47	1.72	0.92	0.09	10.66	27.18	
	20-40	1.04	2.03	48.75	FCAr	28.00	5.80	4.50	-1.30	0.66	0.38	0.03	11.68	23.55	
	40-60	1.05	3.10	66.08	FAr	12.33	5.73	4.60	-1.13	0.34	0.19	0.02	11.07	22.26	

Continuación tabla anterior

S7 Oyamel	0-5	0.57	1.37	58.10	FAr	6.00	5.73	4.93	-0.80	16.42	9.52	0.82	11.59	29.64
	5-20	0.75	1.57	51.86	FAr	6.00	5.72	4.82	-0.90	13.12	7.65	0.66	11.66	28.89
	20-40	0.79	2.37	66.67	FAr	10.33	5.93	4.67	-1.27	5.97	3.44	0.30	11.52	20.81
	40-60	0.81	2.53	68.17	FAr	4.33	5.57	4.53	-1.03	3.68	2.10	0.18	11.41	18.95
S8 Oyamel	0-5	0.69	1.60	56.87	FAr	10.00	5.90	5.10	-0.80	12.80	7.35	0.64	11.48	24.64
	5-20	0.90	2.02	55.51	FAr	12.00	5.70	4.87	-0.83	7.71	4.48	0.39	11.62	10.82
	20-40	0.92	2.07	55.62	FAr	16.67	5.73	4.83	-0.90	4.80	2.80	0.24	11.67	14.39
	40-60	0.91	2.23	59.16	FAr	14.00	5.83	4.70	-1.13	1.92	1.09	0.10	11.37	15.50
S9 Oyamel- Tlaxcal	0-5	0.60	1.63	63.30	ArF	6.67	5.57	4.70	-0.87	14.92	8.62	0.75	11.56	34.25
	5-20	0.75	1.78	57.64	ArF	6.33	5.58	4.68	-0.90	13.03	7.60	0.65	11.66	27.60
	20-40	0.74	1.90	61.12	FAr	10.00	5.60	4.50	-1.10	8.78	5.10	0.44	11.63	25.63
	40-60	0.71	2.07	65.45	FAr	10.00	5.57	4.20	-1.37	9.57	5.56	0.48	11.62	32.79
S10 Oyamel- Encino	0-5	0.66	0.80	17.40	FAr	6.67	5.67	5.00	-0.67	16.72	9.76	0.84	11.68	21.40
	5-20	0.62	1.43	57.18	FAr	6.00	5.78	5.03	-0.75	16.25	9.34	0.81	11.50	15.43
	20-40	0.78	1.97	60.38	FAr	8.33	5.73	4.80	-0.93	8.93	5.14	0.45	11.51	16.07
	40-60	0.89	2.17	58.86	FAr	8.00	5.80	4.40	-1.40	6.04	2.07	0.30	6.85	14.10
S11 Oyamel- Encino	0-5	0.55	0.63	12.28	ArF	4.67	5.60	4.80	-0.80	14.64	8.69	0.73	11.86	31.17
	5-20	0.70	1.30	44.11	ArF	4.33	5.35	4.93	-0.42	12.95	7.62	0.65	11.77	21.59
	20-40	0.72	1.87	61.42	FAr	6.00	5.17	4.20	-0.97	8.82	5.04	0.44	11.43	18.92
	40-60	0.79	2.00	60.48	FAr	6.33	5.07	4.03	-1.03	5.50	3.09	0.28	11.25	13.90
S12 Oyamel	0-5	0.58	1.17	49.79	FAr	6.33	5.90	5.00	-0.90	16.90	9.79	0.85	11.59	28.96
	5-20	0.69	1.67	58.46	FAr	6.00	5.83	4.87	-0.97	10.86	8.31	0.54	15.30	23.94
	20-40	0.88	2.03	56.45	ArF	4.33	6.00	4.97	-1.03	15.10	6.71	0.76	8.89	23.48
	40-60	0.86	2.07	58.25	ArF	8.00	5.90	4.83	-1.07	13.30	5.62	0.67	8.46	22.00

Da: densidad aparente; Dr: densidad real; PT: porosidad total; FAr: franco-arenosa; FCAr: franco-arcillo-arenosa; pH (H₂O): activo; pH (KCl): potencial; Δ pH: delta pH; MO: materia orgánica, NT: nitrógeno total; CIC: capacidad de intercambio catiónico.

6.1.9 Contenido de carbono en hojarasca y mor del suelo

La hojarasca es un componente importante para el secuestro de carbono en los ecosistemas, la capa de hojarasca y sus descomponedores reciben la entrada directa de C proveniente de las partes muertas de los árboles y plantas, las cuales se encuentran en intercambio activo con la atmósfera (Emanuel *et al.*, 1984).

Esta descomposición se caracteriza por la disminución en la masa de los residuos vegetales y por cambios en la contribución relativa de diferentes clases de compuestos a través del tiempo (Kalbitz *et al.*, 2006). Lo anterior determina el rol importante que tiene el piso forestal en el ciclo de los nutrientes, a medida que estos son liberados en la descomposición de los residuos vegetales y usados de nuevo por las plantas (Vesterdal *et al.*, 2008).

En la tabla 8 se muestran los contenidos de carbono en hojarasca y mor del suelo, los contenidos de CO en hojarasca varían de 31.03 a 46.9 % y contenidos de CO en mor de 14.31 a 32.46 %, el mayor contenido de CO en hojarasca y mor lo presenta la especie Oyamel (hojarasca 46.67%, mor 32.46%), los valores entre esta especie y sus asociaciones difiere ligeramente entre sí, es seguido por el contenido en la especie Pino-Encino (hojarasca 44.4%, mor 23.51%), y con los menores contenidos en la especie Cedro (hojarasca 33.77%, 14.31%). Algunos estudios en bosques templados muestran resultados similares donde la hojarasca proveniente de la especie Oyamel contiene más carbono que la de Pino y Pino-Encino (Estévez, 2005;Perez, 2006; Jiménez, 2007; Palacios, 2008).

Los resultados en los contenidos de CO en hojarasca y mor para sitios con la misma especie no fueron de manera continua, presentando variación, esto se debe a factores tales como calidad del sitio, etapa de desarrollo de la especie, manejo y uso del suelo, disponibilidad de nutrientes, permeabilidad, relieve, entre otros factores que puedan determinar el potencial productivo de un sistema forestal (Moraes, 2001; Sariyildiz y Anderson, 2005; Gómez-Díaz *et al.*, 2012)

La edad de los arboles puede jugar un papel significativo en la calidad de los residuos vegetales que componen el piso forestal. Se ha sugerido que la calidad de los residuos declina con la edad de los árboles y que la descomposición y mineralización de los mismos

es menor a mayor edad de las plantas del bosque, así como la acumulación de humus es mayor en los bosques templados ya que las bajas temperaturas no permiten una rápida descomposición, el balance entre entradas y salidas de carbono en estos dos grandes reservorios pueden determinar el movimiento del carbono orgánico en la atmósfera (Gómez-Díaz *et al.*, 2012).

Tabla 8. Contenido de carbono en hojarasca y mor en suelos del Parque Nacional El Chico.

Tipo de Vegetación	Zona de muestreo	CO %	
		Hojarasca	Mor
Pino-Encino	S 1	44.4	23.51
Oyamel-Tlaxcal	S 2	43.18	28.95
Oyamel-Encino	S 3	42.28	21.88
Oyamel	S 4	46.67	32.46
Oyamel- Tlaxcal	S 5	43.77	29.39
Cedro	S 6	33.77	14.31
Oyamel	S 7	42.79	20.13
Oyamel	S 8	41.03	16.79
Oyamel-Tlaxcal	S 9	40.31	22.62
Oyamel-Encino	S 10	35.52	28.84
Oyamel-Encino	S 11	46.9	31.28
Oyamel	S 12	42.87	27.75

6.2 Formas de carbono en el suelo

6.2.1 Carbono Total (CT)

El carbono presente en la materia orgánica es parte fundamental de las características del suelo, pues mejora las propiedades químicas, como el pH, y las propiedades físicas, como la estructura del suelo, la porosidad y la capacidad de retención de humedad, entre otras (García *et al.*, 2006; Grigatti *et al.*, 2007). Además, la materia orgánica adicionada al suelo contribuye a incrementar los reservorios de carbono, lo cual ayuda a mitigar los efectos del incremento del CO₂ atmosférico y reducir el impacto del cambio climático (Cruz-Flores & Etchevers, 2011; Avilés-Hernández *et al.*, 2009; IPCC, 2007; Etchevers *et al.*, 2006).

La tabla 9, muestra los valores para las diferentes formas de C presentes en suelos con diversa cobertura forestal y usos de suelo. Los contenidos de CT y CO en la profundidad de 0 a 20 cm, supera el CO determinado a mayor profundidad, característico de los sistemas con vegetación forestal (FAO, 2002).

El mayor contenido está presente en suelos con vegetación Oyamel-Encino (2.17 a 15.51 %) y la menor cantidad en suelos con vegetación Cedro (1.59 a 5.03 %), en la mayoría de los suelos se presentan diferencias significativas ($p \leq 0.05$) con respecto a la cobertura forestal, el contenido de CT disminuye de manera considerable con respecto a la profundidad, presentándose diferencias significativas ($p \leq 0.05$), de acuerdo al uso del suelo los mayores contenidos se presentan en suelos preservados, seguidos de suelos públicos y con menores contenidos en suelos en recuperación, no se presenta diferencia significativa para los suelos en recuperación y públicos, estos si presentan diferencias significativas ($p \leq 0.05$) con los suelos preservados, por lo que podemos observar que el uso del suelo es un factor importante ya que influye sobre las propiedades químicas, físicas y biológicas, el estado de su fertilidad y la disminución o aumento de su capacidad de almacenamiento de C (Palm *et al.*, 2007).

6.2.2 Carbono Orgánico (CO)

La concentración de CO mostró un comportamiento general similar al del CT, del cual el mayor contenido corresponde a CO con más del 50%, en la primera capa del suelo (0-15 cm) se encuentra el doble del determinado a mayor profundidad, lo que indica que en la primera capa se concentra más el CO en el suelo (Monreal *et al.*, 2005), por el aporte de MO fresca constituida por formas más lábiles de menor tiempo de residencia en el suelo (Velazco *et al.*, 2010) presentándose diferencias significativas ($p \leq 0.05$) para las diferentes profundidades.

El mayor contenido está presente en suelos con vegetación Oyamel-Encino (2.07 a 9.76) y la menor cantidad en suelos con vegetación Cedro (0.19 a 1.58), no se presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) para los suelos con vegetación Oyamel y sus asociaciones, estas presentan diferencias significativas ($p \leq 0.05$) con suelos de vegetación

Pino-Encino y Cedro, esto se puede explicar por las tasas de descomposición de la materia orgánica (Avilés *et al.*, 2009; Luis *et al.*, 2007), la composición química de la madera es un factor importante en el tiempo de residencia de C en el suelo, la lignina es un componente recalcitrante de la madera que estabiliza el CO del suelo durante décadas. Los bosques de oyamel tienen un contenido más alto de lignina que los bosques de pino (Avendaño *et al.*, 2009; Leifeld & Kögel, 2005). En México, se han llevado a cabo otros estudios donde se ha encontrado que el contenido de carbono del suelo es más elevado en bosques de oyamel que en bosques de pino (Pérez *et al.*, 2013; Gamboa & Galicia, 2012; Cruz y Etchevers., 2011; Acosta *et al.*, 2009; Peña *et al.*, 2009).

Con respecto al uso del suelo se presenta un patrón similar al del CT donde los mayores contenidos se presentan en suelos preservados, seguidos de suelos públicos y con menores contenidos en suelos en recuperación, no se presenta diferencia significativa para los suelos en recuperación y públicos, estos sí presentan diferencias significativas ($p \leq 0.05$) con los suelos preservados.

6.2.3 Carbono no oxidable (CNo)

Los valores para el CNo en los suelos con diferente vegetación donde los mayores contenidos están presentes en suelos con vegetación Oyamel-Encino (0.10 a 5.75) y con un bajo porcentaje en suelo con vegetación Cedro (0.33 a 1.58), no se presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) en suelos con vegetación Pino-Encino, Oyamel-Encino y Oyamel, los porcentajes varían ligeramente, sin embargo en todos los suelos aparecen estas formas recalcitrantes que son consideradas como formas de elevada estabilidad que no participan en los procesos bióticos del suelo y, que por tanto, pueden mantenerse durante largos periodos de tiempo (Macias *et al.*, 2004), no se presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) en la profundidad de 5-60 cm, solo para la primera profundidad de 0-5 cm, existiendo la presencia de CNo en las diferentes profundidades, para el uso de suelo no se presentó diferencia significativa ($p \leq 0.05$) para ninguno de los suelos.

6.2.4 Carbono extraíble (CP)

El contenido de CP se presenta en menores cantidades en los suelos, no supera el 2%, en la mayoría de los casos desciende ligeramente con la profundidad, lo que corresponde a lo reportado en otros estudios (Powers & Schlesinger, 2002; Parfitt *et al.*, 1997; Dahlgren *et al.*, 1993). Los valores de CP presentan contenidos similares, en suelos con vegetación Oyamel y sus asociaciones presentó los mayores contenidos, aunque el porcentaje es bajo en todos los suelos se encuentra carbono asociado a la fase mineral, en particular la interacción con óxidos amorfos de hierro (Fe) y aluminio (Al), es un mecanismo importante de estabilización en suelos ácidos y neutros (Rumpel & Kögel, 2011). Se presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) para suelos con vegetación Pino-Encino y Cedro, no se presentaron diferencias significativas ($p \leq 0.05$) para el suelo con vegetación Oyamel y sus asociaciones, respecto a la profundidad se presentan diferencias significativas ($p \leq 0.05$) de 0-5 cm, 5-20cm, no se presentan diferencias significativas ($p \leq 0.05$) entre 20-40 cm y 40-60 cm, para los diferentes usos de suelo se presentan diferencias significativas ($p \leq 0.05$) con el suelo preservado.

Tabla 9. Valores medios de las formas de Carbono presentes en suelos con diversa cobertura vegetal y uso de suelo en el Parque Nacional El Chico.

Uso de suelo	Zona de muestreo y tipo de vegetación	Profundidad cm	CT %	CO %	CNo %	CP %
Uso de suelo en Recuperación	S1 Pino-Encino	0-5	9.93	8.18	1.75	1.05
		5-20	5.25	4.22	1.04	0.95
		20-40	4.14	1.33	2.81	0.39
		40-60	2.68	0.62	2.06	0.61
	S2 Oyamel-Tlaxcal	0-5	7.87	7.71	0.16	0.98
		5-20	5.23	4.93	0.30	0.93
		20-40	4.14	2.80	1.34	0.73
		40-60	2.62	0.95	1.67	0.53
	S3 Oyamel-Encino	0-5	13.39	9.66	3.73	1.02
		5-20	9.94	4.81	5.12	0.82
		20-40	5.03	4.22	0.81	0.70
		40-60	3.14	2.83	0.32	0.61

Continuación tabla anterior

Uso de suelo Público	S4 Oyamel	0-5	16.63	8.97	7.66	2.03
		5-20	13.07	7.60	5.46	1.50
		20-40	5.97	3.96	2.01	1.20
		40-60	3.93	2.75	1.18	0.69
	S5 oyamel-Tlaxcal	0-5	11.35	9.01	2.35	1.10
		5-20	7.79	6.98	0.82	0.88
		20-40	5.79	4.89	0.90	1.06
		40-60	3.86	2.20	1.66	0.77
	S6 Cedro	0-5	5.03	4.71	0.33	0.65
		5-20	2.49	0.92	1.58	0.31
		20-40	1.76	0.38	1.37	0.44
		40-60	1.59	0.19	1.40	0.57
	S7 Oyamel	0-5	13.97	9.52	4.45	1.41
		5-20	8.35	7.65	0.69	1.08
		20-40	5.39	3.44	1.95	0.79
		40-60	3.40	2.10	1.30	0.68
S8 Oyamel	0-5	7.79	7.35	0.44	0.58	
	5-20	4.69	4.48	0.21	0.47	
	20-40	3.59	2.80	0.79	0.65	
	40-60	2.87	1.09	1.78	0.43	
Uso de suelo Preservado	S9 Oyamel-Tlaxcal	0-5	12.24	8.62	3.62	1.62
		5-20	9.68	7.60	2.08	1.54
		20-40	7.10	5.10	2.00	1.18
		40-60	5.70	5.56	0.14	1.08
	S10 Oyamel-Encino	0-5	15.51	9.76	5.75	0.90
		5-20	9.46	9.34	0.12	0.72
		20-40	5.25	5.14	0.11	1.16
		40-60	2.17	2.07	0.10	1.09
	S11 Oyamel-Encino	0-5	12.17	8.69	3.48	1.86
		5-20	11.18	7.62	3.57	1.47
		20-40	9.66	5.04	4.61	1.00
		40-60	6.72	3.09	3.63	0.87
S12 Oyamel	0-5	10.76	9.79	0.96	1.44	
	5-20	8.45	8.31	0.14	1.23	
	20-40	6.75	6.71	0.04	0.68	
	40-60	5.73	5.62	0.11	0.65	

CT: carbono total; CO: carbono orgánico; CNo: carbono no oxidable; CP: carbono extraíble.

El CT presenta una correlación positiva (0.72**) con el CP, debido a que estos parámetros reflejan propiedades de la materia orgánica del suelo.

6.2.5 Acumulación de Carbono en el Suelo

En la Figura 9 se muestran los resultados de acumulación de carbono en suelos donde las mayores concentraciones están presentes en suelo con vegetación Oyamel y sus asociaciones (27.4 a 16.3 ton C ha⁻¹), reportado anteriormente para este mismo tipo de bosque (Pérez *et al.*, 2013; Gamboa & Galicia, 2012; Cruz y Etchevers., 2011; Acosta *et al.*, 2009; Peña *et al.*, 2009), con una menor acumulación en suelos con vegetación Cedro (10.44 ton C ha⁻¹), sin embargo se puede observar la influencia del uso de suelo, presentándose mayores contenidos de carbono en suelos preservados y en recuperación, que en suelos públicos con influencia antropogénica.

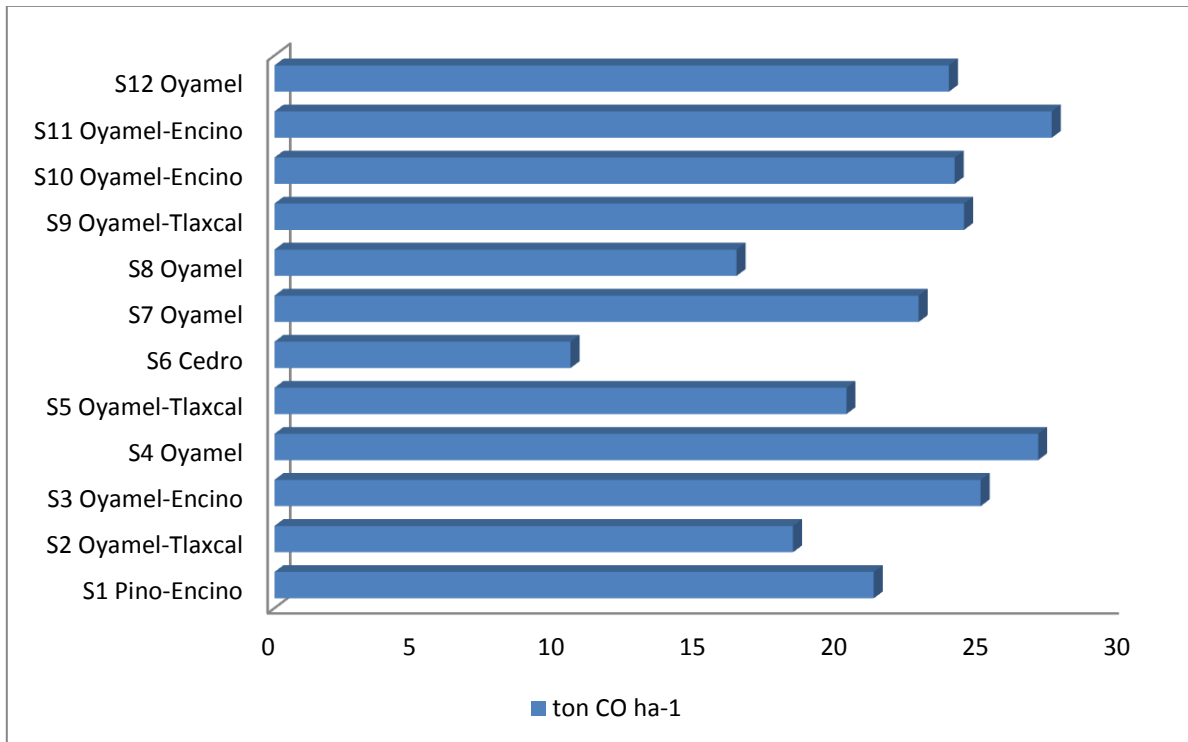


Figura 9. Acumulación de carbono en suelos de El Parque Nacional El Chico, Hgo.

6.3 Extracción química selectiva de Fe, Al y Si

En la tabla 10 se observan las extracciones de Fe, Al y Si, en todos los suelos se presentan formas más abundantes de Al que de Fe.

El Al extraído por oxalato ácido tiende a ser considerado como un representante de oxihidróxidos e hidróxidos de Al, los cuales pueden estar o no asociados con sustancias húmicas y aluminosilicatos amorfos (Paterson *et al.*, 1993).

Los valores de oxalato ácido dan una aproximación del grado de acumulación de productos amorfos de reciente alteración. Los materiales extraídos con oxalato ácido tienen influencia sobre algunas de las propiedades del suelo, porcentajes altos de Alo son asociados con horizontes que presentan una elevada carga dependiente del pH y una alta capacidad de fijación de fósforo (McKeague y Day, 1966). El Alo tiende a ser considerado como un representante de oxihidróxidos e hidróxidos de Al, los cuales pueden estar o no asociados con sustancias húmicas y aluminosilicatos amorfos (Paterson *et al.*, 1993), este Alo presenta una correlación positiva con el Alp, indicando que el Al activo se encuentra formando complejos con la MO y en menor proporción como óxidos amorfos o policationes. La mayor presencia de Ald en los primeros 20 cm indica la baja presencia de aluminosilicatos cristalinos, como la imogolita o el alofana, este disminuye en las capas posteriores aumentando el Alo, esto alude a la presencia de aluminosilicatos de bajo grado de cristalinidad (Acevedo *et al.*, 2008). El CP se correlaciona positivamente con Fep y Alp lo cual indica la relación de carbono con formas de Fe y Al.

La relación Alp/Alo es indicativa de propiedades alofánicas o no alofánicas: es decir, valores de Alp/Alo inferiores a 0.5 son indicativos de una mineralogía dominada por alofana y componentes similares (imogolita, ferrihidrita), mientras que valores superiores a 0.5 indican que el Al activo se encuentra mayormente en forma de complejos Al-humus (mineralogía organomineral) (Rodríguez *et al.*, 2004), los valores resultantes indican que la naturaleza de los coloides del suelo es fundamentalmente organomineral y no alofánica, estos suelos, tienen tendencia a acumular más carbono orgánico que los alofánicos y con un mayor predominio de formas estables adsorbidas, con mayor capacidad para secuestrar carbono en forma estable. Este valor es superior al de Fep/Feo lo que indica mayor tendencia de Al a combinarse con la MO, formando complejos orgánicos y no fracción mineral. La relación Fep/Feo que varía de 0.18-1.18 indica relativa abundancia de formas orgánicas dentro de los compuestos de Fe amorfo del suelo.

En la tabla 11 se presentan las relaciones molares de Fe, Al y Si. Fep/Fed menores a 0.98 indica una baja relación de Fe con compuestos orgánicos (Acevedo *et al.*, 2011), a diferencia de la relación Alp/Ald donde los valores en algunos casos superan a 0.98.

La relación Feo/Fed de la mayoría de los sitios disminuye con la profundidad, es posible que ello se deba a que la materia orgánica inhibe la cristalización (Ochoa *et al.*, 2000), cuando estos valores superan la unidad se considera que los suelos son evolucionados, de acuerdo con lo expresado, los suelos estudiados entrarían en la categoría de suelos poco evolucionados. La relación de Alo/Ald mayor de 0.7 indica un escaso grado de cristalinidad de Al pedogénico presente en el perfil.

La relación arcilla/Fe disminuye con la profundidad y pone de manifiesto que no hay procesos de eluviación e iluviación con migración de Fe y arcilla.

Matus *et al.* (2006) propone que en los suelos de origen volcánico, uno de los principales mecanismos de estabilización del C es a través de complejos MOS-Al. La sorción de la MO al material del subsuelo reduce de 20-30% la mineralización.

Se presenta una correlación positiva entre valores de pH_{H2O} con Fep y Alp, ya que se ha encontrado que la máxima adsorción de MO con las partículas minerales se presenta en suelos ácidos (Rumpel y Kögel-Knabner, 2011).

Tabla 10. Contenido de Fe, Al y Si en suelos del Parque Nacional El Chico

Zona de muestreo	Profundidad cm	Feo %	Fed %	Fep %	Alo %	Ald %	Alp %	Sio %
S1 Pino-Encino	0-5	0.79	0.87	0.76	2.15	2.61	2.15	0.38
	5-20	0.69	1.37	0.82	2.53	2.49	2.44	0.57
	20-40	0.69	1.76	0.77	2.52	1.34	1.56	0.59
	40-60	0.78	1.55	0.51	2.63	1.29	2.33	0.62
S1 Oyamel-Tlaxcal	0-5	0.98	0.99	0.41	1.75	1.95	0.88	0.54
	5-20	1.08	1.09	0.45	1.85	1.88	0.92	1.00
	20-40	1.15	1.19	0.47	1.91	1.83	0.93	0.85
	40-60	0.89	0.98	0.48	2.00	0.92	0.77	0.78

Continuación tabla anterior

S3 Oyamel- Encino	0-5	1.25	1.28	0.32	1.86	2.29	0.88	0.89
	5-20	1.24	1.35	0.33	2.17	2.19	0.89	0.34
	20-40	1.42	1.62	0.49	2.17	2.08	1.47	0.38
	40-60	1.50	1.64	0.43	2.24	1.16	1.44	0.83
S4 Oyamel	0-5	0.83	0.97	0.44	1.65	1.47	1.37	0.56
	5-20	0.99	1.46	0.47	2.03	1.29	1.69	1.06
	20-40	1.58	2.03	0.47	2.66	1.38	1.74	1.27
	40-60	1.35	3.16	0.40	2.75	1.28	1.59	0.79
S5 Oyamel- Tlaxcal	0-5	1.58	1.46	0.67	2.66	2.51	2.19	0.68
	5-20	1.90	1.96	0.76	2.52	2.15	2.24	0.45
	20-40	2.17	2.07	0.68	2.50	2.37	2.10	1.11
	40-60	1.93	2.66	0.58	2.21	1.85	1.92	1.09
S6 Cedro	0-5	0.79	1.78	0.27	2.21	1.19	0.99	0.47
	5-20	0.76	2.54	0.26	1.21	1.17	0.99	0.64
	20-40	0.86	2.41	0.39	1.78	1.07	1.05	0.72
	40-60	0.73	2.39	0.26	2.03	1.04	1.18	0.65
S7 Oyamel	0-5	1.65	1.59	0.52	2.53	3.26	2.14	0.66
	5-20	1.52	1.59	0.43	2.38	2.87	2.25	1.33
	20-40	1.14	1.91	0.47	2.40	2.57	1.98	1.47
	40-60	1.50	2.00	0.56	1.84	2.43	1.78	1.12
S8 Oyamel	0-5	1.20	1.56	0.33	2.25	2.28	0.93	0.97
	5-20	1.45	1.40	0.45	2.16	2.18	0.95	0.57
	20-40	1.42	2.43	0.63	2.34	2.16	1.43	0.39
	40-60	1.42	2.24	0.68	2.15	2.04	1.88	0.61
S9 Oyamel- Tlaxcal	0-5	0.70	1.56	0.59	2.74	3.01	2.13	1.51
	5-20	1.49	1.91	0.62	2.39	2.96	2.12	1.26
	20-40	1.53	2.08	0.63	3.23	2.64	2.39	1.10
	40-60	1.65	2.03	0.53	3.19	2.60	2.23	1.07
S10 Encino- Oyamel	0-5	1.36	1.66	0.46	3.09	2.35	1.88	0.75
	5-20	1.46	1.52	0.48	2.50	2.27	2.00	0.65
	20-40	2.06	2.61	0.51	2.43	2.16	2.06	0.83
	40-60	1.57	2.51	0.32	2.36	2.12	1.60	0.72
S11 Oyamel- Encino	0-5	1.25	1.25	0.58	3.14	2.14	2.25	1.13
	5-20	1.21	1.72	0.61	3.11	2.53	2.70	1.37
	20-40	1.41	2.82	0.62	3.16	2.14	1.69	1.74
	40-60	1.10	1.57	0.49	2.54	1.98	1.83	1.62
S12 Oyamel	0-5	1.64	1.72	0.36	3.05	1.97	1.99	0.36
	5-20	1.06	1.82	0.43	2.16	1.95	1.80	0.42
	20-40	1.77	1.81	0.31	2.04	1.16	1.72	0.33
	40-60	1.47	1.76	0.36	2.48	1.04	2.36	0.40

Fe_o, Al_o, Si_o: aluminio, hierro y silicio extraído con oxalato ácido; Fe_{dcb}, Al_{dcb}: aluminio y hierro extraído con ditionito-citrato-bicarbonato; Fe_p, Al_p: aluminio y hierro extraído con pirofosfato de sodio.

Tabla 10. Relaciones molares de Fe, Al y Si en suelos del Parque Nacional El Chico

Zona de muestreo	Profundidad cm	Alp/Alo	Alp/Ald	Alo/Ald	Alofano	Oxidos amorfos Fe	Oxidos cristalinos Fe	Feo/Fed	Arcilla/Fed	Fep/Fed	Fep/Feo
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
S1 Pino-Encino	0-5	1.00	0.82	1.00	0.01	1.34	0.09	0.90	2.99	0.87	0.96
	5-20	0.96	0.98	1.04	0.16	1.17	0.68	0.50	1.81	0.59	1.18
	20-40	0.62	1.16	1.61	1.61	1.17	1.07	0.39	0.76	0.44	1.12
	40-60	0.89	1.80	1.13	0.48	1.33	0.77	0.50	0.83	0.33	0.66
S1 Oyamel-Tlaxcal	0-5	0.50	0.45	2.00	1.61	1.67	0.01	0.99	1.96	0.42	0.42
	5-20	0.50	0.49	2.01	0.93	1.84	0.01	0.99	1.72	0.41	0.42
	20-40	0.49	0.51	2.05	1.15	1.96	0.04	0.97	1.54	0.39	0.41
	40-60	0.38	0.83	2.61	1.57	1.51	0.09	0.91	0.95	0.49	0.54
S3 Oyamel-Encino	0-5	0.47	0.38	2.13	1.11	2.13	0.03	0.97	1.78	0.25	0.25
	5-20	0.41	0.41	2.43	3.75	2.11	0.10	0.92	1.63	0.25	0.27
	20-40	0.68	0.71	1.48	1.84	2.41	0.20	0.87	1.29	0.30	0.34
	40-60	0.65	1.25	1.55	0.96	2.55	0.14	0.91	0.70	0.26	0.29
S4 Oyamel	0-5	0.83	0.93	1.20	0.49	1.41	0.14	0.86	1.52	0.46	0.53
	5-20	0.83	1.31	1.20	0.32	1.68	0.47	0.68	0.88	0.32	0.48
	20-40	0.65	1.26	1.53	0.72	2.68	0.45	0.78	0.68	0.23	0.30
	40-60	0.58	1.24	1.73	1.46	2.30	1.81	0.43	0.41	0.13	0.30
S5 Oyamel-Tlaxcal	0-5	0.82	0.87	1.21	0.68	2.69	0.01	1.08	1.72	0.46	0.43
	5-20	0.89	1.04	1.13	0.64	3.24	0.05	0.97	1.10	0.39	0.40
	20-40	0.84	0.89	1.19	0.36	3.68	0.01	1.05	1.14	0.33	0.31
	40-60	0.87	1.04	1.15	0.27	3.28	0.73	0.73	0.70	0.22	0.30
S6 Cedro	0-5	0.45	0.83	2.23	2.58	1.34	0.99	0.44	0.67	0.15	0.34
	5-20	0.82	0.85	1.22	0.34	1.30	1.78	0.30	0.46	0.10	0.34
	20-40	0.59	0.98	1.69	1.00	1.47	1.54	0.36	0.45	0.16	0.46
	40-60	0.58	1.13	1.72	1.31	1.25	1.65	0.31	0.44	0.11	0.36

Continuación tabla anterior

S7 Oyamel	0-5	0.85	0.66	1.18	0.59	2.80	0.01	1.04	2.05	0.32	0.31
	5-20	0.94	0.78	1.06	0.10	2.59	0.07	0.96	1.81	0.27	0.28
	20-40	0.82	0.77	1.21	0.29	1.94	0.77	0.60	1.35	0.25	0.42
	40-60	0.97	0.73	1.04	0.06	2.54	0.50	0.75	1.22	0.28	0.37
S8 Oyamel	0-5	0.42	0.41	2.41	1.36	2.04	0.36	0.77	1.46	0.21	0.27
	5-20	0.44	0.43	2.28	2.11	2.47	0.01	1.04	1.56	0.32	0.31
	20-40	0.61	0.66	1.64	2.31	2.41	1.02	0.58	0.89	0.26	0.45
	40-60	0.88	0.23	1.14	0.43	2.41	0.82	0.63	3.60	0.30	0.48
S9 Oyamel-Tlaxcal	0-5	0.78	0.71	1.28	0.40	1.19	0.86	0.45	1.93	0.38	0.85
	5-20	0.88	0.72	1.13	0.22	2.54	0.42	0.78	1.55	0.33	0.42
	20-40	0.74	0.91	1.35	0.76	2.60	0.56	0.73	1.27	0.30	0.41
	40-60	0.70	0.86	1.43	0.90	2.81	0.38	0.81	1.28	0.26	0.32
S10 Encino-oyamel	0-5	0.61	0.80	1.64	1.60	2.31	0.30	0.82	1.42	0.28	0.34
	5-20	0.80	0.88	1.25	0.77	2.48	0.06	0.96	1.49	0.31	0.33
	20-40	0.85	0.96	1.18	0.45	3.50	0.55	0.79	0.83	0.19	0.25
	40-60	0.68	0.76	1.47	1.06	2.67	0.94	0.63	0.85	0.13	0.20
S11 Oyamel-Encino	0-5	0.72	1.05	1.39	0.79	2.13	0.00	1.00	1.71	0.46	0.46
	5-20	0.87	1.07	1.15	0.30	2.05	0.51	0.70	1.47	0.35	0.51
	20-40	0.54	0.79	1.87	0.84	2.40	1.40	0.50	0.76	0.22	0.44
	40-60	0.72	0.92	1.39	0.44	1.86	0.47	0.70	1.26	0.31	0.44
S12 Oyamel	0-5	0.65	1.01	1.54	2.94	2.79	0.08	0.95	1.14	0.21	0.22
	5-20	0.83	0.93	1.20	0.86	1.80	0.77	0.58	1.07	0.24	0.41
	20-40	0.84	1.49	1.18	0.97	3.01	0.04	0.98	0.64	0.17	0.18
	40-60	0.95	2.26	1.05	0.30	2.49	0.29	0.83	0.59	0.21	0.25

Al_o, Fe_o, aluminio y hierro extraído con oxalato ácido; Al_{dc}, Fe_{dc}, aluminio y hierro extraído con ditionito-citrato-bicarbonato; Al_p, Fe_p, aluminio y hierro extraído con pirofosfato de sodio, alofano: (Al_o-Al_p)/Si_o (Parfitt, 1990)

El Fe y el Al juegan un papel fundamental en la acumulación de la materia orgánica, los mecanismos por los que estos metales influyen en la dinámica y evolución de la MO son múltiples:

- Formando complejos órgano-metálicos, que se hacen insolubles al aumentar su carga metálica.
- Favoreciendo la formación de complejos arcillo-húmicos, al actuar como nexo de unión entre los minerales de arcilla y las moléculas orgánicas.
- Como óxidos sobre cuyas superficies puede adsorberse directamente la MO.
- Catalizando las transformaciones de oxidación y polimerización de la MO, que conducen a la formación de compuestos húmicos más estables.
- Favoreciendo la agregación del suelo, lo que tiene como consecuencia que la materia orgánica ocluida en el interior de los agregados de alta densidad queda protegida frente al ataque de los microorganismos.

El resultado general de estas interacciones es una estabilización de la materia orgánica, lo que favorece su acumulación.

6.4 Análisis de Elementos Mayores

En base a las cantidades que se determinaron de óxidos totales (Tabla 12), la cantidad de SiO_2 es muy elevada en comparación con la de Al_2O_3 , con un orden y abundancia de óxidos $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{CaO}$, los valores de Mg, Na y K son bajos, corresponden a una etapa temprana en el desarrollo de los suelos, reflejándose un bajo grado de alteración del material (Chesworth, 1979; Acevedo & Flores, 2000). Las relaciones molares del índice de meteorización (Tabla 13) donde $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (2.54 a 3.77) está indicando la disminución de Si por meteorización donde los suelos menos meteorizados corresponden a vegetación Oyamel, Oyamel-Encino, Cedro, y los más avanzados corresponde a vegetación Pino-Encino.

Tabla 12. Composición promedio de óxidos de elementos mayores (%) en suelos con cobertura vegetal y contenido de carbono extraíble (CP)

Vegetación	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	CP
Pino-Encino	53.75	1.11	18.13	5.52	0.08	1.48	1.94	1.68	1.61	0.49	13.81	3.00
Oyamel-Encino	49.54	0.88	15.65	4.54	0.20	1.17	3.24	1.92	1.66	0.32	20.63	3.15
Cedro	54.62	1.01	21.33	5.61	0.13	1.19	0.93	0.86	1.36	0.14	12.71	1.91
Oyamel-Tlaxcal	48.45	0.90	16.43	4.51	0.14	1.23	2.06	1.28	1.11	0.20	23.75	5.33
Oyamel	52.27	0.75	14.57	4.36	0.14	1.41	3.26	2.30	1.43	0.30	19.40	3.97

Tabla 13. Índices de alteración de sedimentos

Vegetación	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	CIA	PIA
Pino-Encino	2.97	9.29	2.96	77.47	82.10
	2.97	9.56	2.96	77.28	81.96
	2.95	10.29	2.93	77.26	81.68
	2.97	9.87	2.96	78.46	82.40
Oyamel-Encino	3.14	10.65	3.10	69.45	73.17
	3.16	11.01	3.12	69.60	73.18
	3.25	11.56	3.21	69.35	72.75
	3.12	10.52	3.08	70.24	73.22
Cedro	2.54	10.11	2.53	87.10	91.98
	2.56	9.68	2.55	86.97	91.90
	2.58	9.39	2.54	86.47	91.29
	2.57	9.76	2.56	88.14	92.02
Oyamel-Tlaxcal	2.91	10.52	2.88	78.88	82.50
	2.96	10.80	2.94	78.61	82.14
	3.02	10.35	2.99	78.16	81.58
	2.91	11.31	2.89	78.99	82.09
Oyamel	3.52	12.18	3.49	67.23	70.27
	3.57	12.23	3.53	67.29	70.13
	3.50	11.56	3.47	68.63	71.21
	3.77	11.99	3.73	67.13	69.43

La figura 10 muestra las composiciones de los sedimentos de los suelos con diferente cobertura vegetal. Le Bas *et al.* (1986), afirman que la composición de las rocas varía de basalto a basalto andesita y que corresponde a la composición de las rocas del área de estudio.

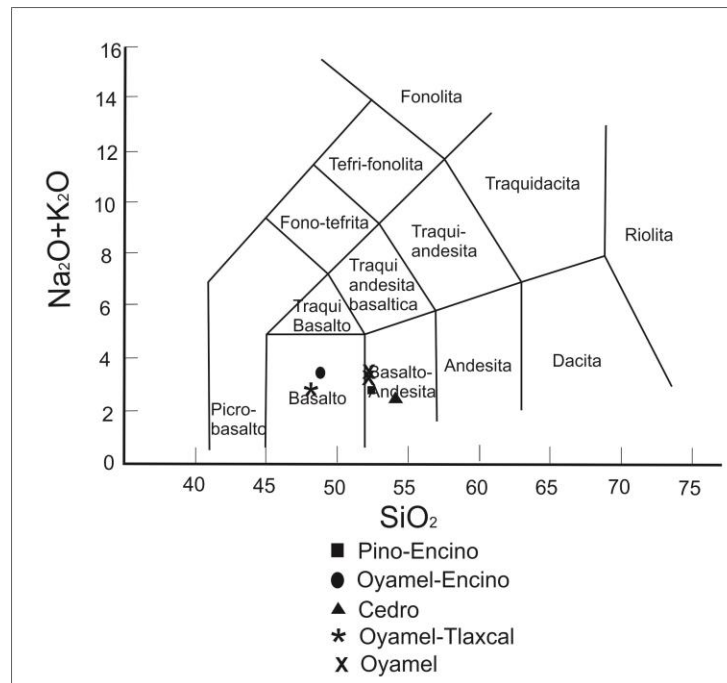


Figura 10. Diagrama de Le Maitre *et al.* (1989) para la clasificación de las rocas volcánicas.

El grado de meteorización es uno de los factores más significantes que controlan el tipo y abundancia de los minerales de arcilla (Duzgoren *et al.*, 2002).

Nesbitt y Young (1984) proponen como medida del grado de meteorización de los materiales de los perfiles el CIA donde CaO^* es la cantidad de CaO incorporado en la fracción de silicato de la roca. Asumiendo un comportamiento inmóvil del Al , cambios en el CIA reflejan cambios en la proporción de feldespatos y de varios minerales de arcilla desarrollados en los perfiles. Altos valores de CIA reflejan la pérdida de elementos móviles relativos a los constituyentes residuales estables durante la meteorización, y bajos valores de CIA indican la ausencia de alteración química. Los valores del CIA son generalmente representados en diagramas A-CN-K. Donde el CIA corresponde a la proyección horizontal sobre una escala vertical que varía desde 0, el cual corresponde al eje A-CN, hasta 100, el cual corresponde al vértice A, donde la línea de feldespato tiene un valor de 50. Las rocas y minerales frescos sin importar su composición tienen valores similares de CIA alrededor de 40-50, en tanto que muestras completamente meteorizadas tienen valores de CIA alrededor de 100 (Fedo *et al.*, 1995).

Los diagramas A-CN-K son utilizados para evaluar la composición de rocas ricas en plagioclasa fresca y feldespato potásico, y examinar los patrones de meteorización y sus productos, los minerales de arcilla (Nesbitt & Young, 1984, 1989; Nesbitt *et al.*, 1996). Las muestras más intensamente meteorizadas aparecen en la parte alta del diagrama, reflejando la preponderancia de los minerales arcillosos de alúmina. La tendencia observada corresponde a una línea paralela al eje A-CN, debido a que la plagioclasa es más susceptible a la meteorización que los feldespatos potásicos, por lo que el Ca y Na se van empobreciendo en comparación con el K. Este patrón intersecta el eje A-K una vez toda la plagioclasa ha sido eliminada, entonces el patrón de meteorización continúa hacia el vértice A, una vez que el K es extraído de los materiales residuales preferentemente al A.

En la figura 11 se muestra el CIA para los sedimentos con valores de 60 a 80 indican un intemperismo moderado a excepción de suelos con cobertura de Cedro donde el intemperismo que presenta es elevado (CIA > 80), donde el calcio, el sodio y el potasio son generalmente removidos de los feldespatos, incrementando la proporción de alúmina y álcalis en los productos de la meteorización (Nesbitt & Young, 1982)

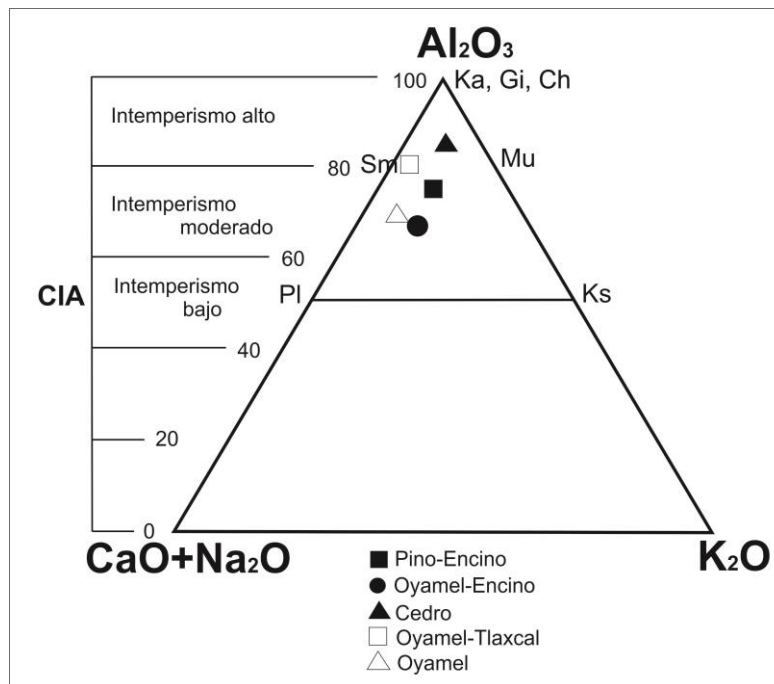


Figura 11. Diagrama ternario de Nesbitt y Young (1984), valores de CIA para los sedimentos con diferente cobertura vegetal

En general, los patrones de meteorización del área de estudio son similares a los descritos por Nesbitt & Young (1984, 1989) alrededor del mundo. Las muestras de roca y bloques ligeramente meteorizados se ubican cerca de la línea de feldespatos; las muestras moderadamente meteorizadas poco meteorizada caen en la parte media y alta del triángulo, y la mayoría de las muestras intensamente meteorizados aparecen en la parte alta del diagrama. Las muestras derivas de rocas vulcano sedimentarias se localizan hacia el centro del triángulo, reflejando sus mayores protolitos félsicos.

Para el PIA (figura 12) marca que la tendencia del intemperismo en las plagioclasas tiende a ser mayor en sedimentos de suelos con vegetación Cedro y menor en sitios con cobertura de Oyamel, así como un enriquecimiento en anortita comparado con albita, sin embargo, con el aumento de los valores de PIA, los sedimentos muestran bajos valores de CaO* y altos valores de Al₂O₃, indicando que con el aumento del intemperismo químico los sedimentos son gradualmente empobrecidos en anortita y enriquecidos en minerales secundarios de Al.

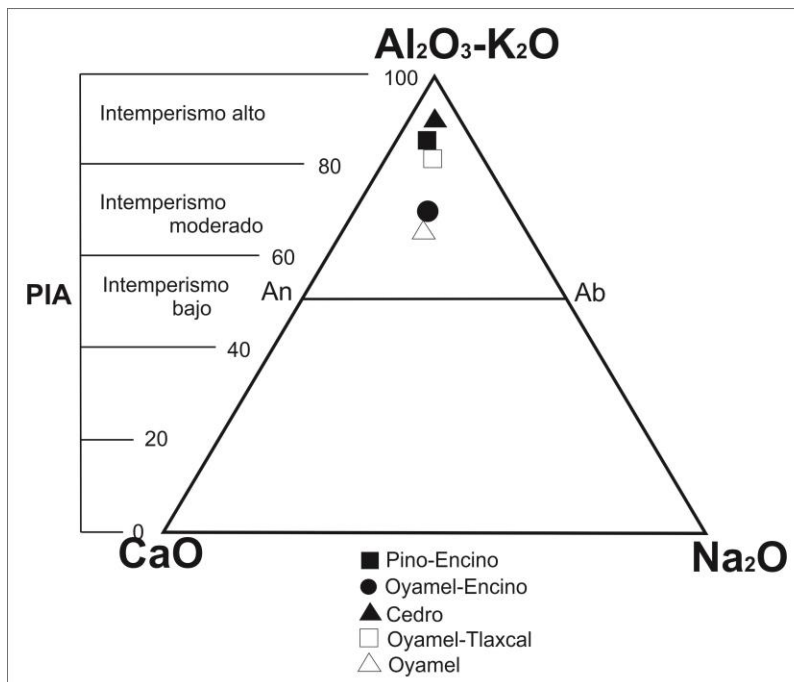


Figura 12. Diagrama ternario de Fedo *et al.* (1995) composiciones químicas de los sedimentos con diferente cobertura vegetal An: Anortita, Ab: Albita.

En la figura 13 se ilustra la composición mineralógica aproximada de los sedimentos, donde se sugiere una tendencia que con el incremento de intemperismo los componentes son preferentemente ricos en Al

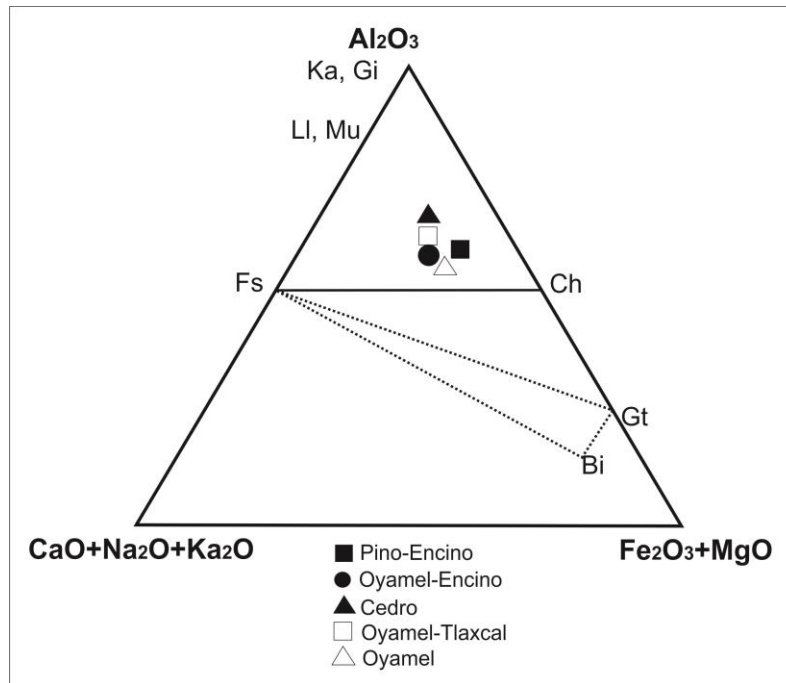


Figura 13. Diagrama ternario de Nesbitt y Young (1984), Nesbitt y Wilson (1992), composiciones químicas de los sedimentos con diferente cobertura vegetal Ka: Caolinita, Gi: Gibbsita, Ll: Illita, Mu: Muscovita, Fs: Feldespatos-K, Gt: clorita, Bi: biotita

En base a las diferentes características evaluadas se puede determinar que los suelos del área de estudio presentan una tendencia similar de intemperismo y alteración, por lo que la vegetación no está influenciando en estos parámetros, siendo las características del área y principalmente la altitud las características que determinan estos procesos.

VII. CONCLUSIONES

- El efecto de la vegetación es un factor importante ligado a la formación de las diversas formas de carbono, influye en los contenidos de carbono, presenta los mayores contenidos de CT y CO en suelos con cobertura vegetal de Oyamel y sus asociaciones con Encino y Tlaxcal y los menores contenidos en sitios de vegetación Cedro.
- La capacidad de fijación de carbono orgánico en suelos preservados de vegetación oyamel y sus asociaciones es superior a la de suelos en recuperación y de uso público con cobertura vegetal cedro, lo que pone de manifiesto la influencia antrópica en su potencial como sumidero de carbono.
- Las formas de carbono en el suelo presentó importantes variaciones según el tipo de cobertura vegetal, pero en todos los suelos se presentan formas estables (CNo, CP) que no participan en los procesos bióticos del suelo y que por lo tanto, pueden mantenerse estables por largos periodos de tiempo.
- El Fe y el Al presentan un papel fundamental en la acumulación de carbono en los suelos dando como resultado una estabilización, favoreciendo su acumulación, por lo tanto son suelos con alto potencial en el secuestro de carbono, aunque se conoce poco aún acerca de la dinámica del carbono y de los mecanismos que gobiernan la estabilización de los compuestos orgánicos.
- Los suelos del área de estudio presentan una tendencia similar de intemperismo y alteración, por lo que la vegetación no está influenciando en estos parámetros, siendo las características del área y principalmente la altitud las características que determinan estos procesos.
- La génesis de los suelos del área de estudio presentan una tendencia de alteración e intemperismo con aumento de óxidos de Al principalmente lo que favorece su posible recombinación para formar nuevos constituyentes estables y minerales.

VIII. BIBLIOGRAFÍA

Acevedo, S. A. O. & Flores, R. D. 2000. Génesis of White fragipans of volcanic origin. *Revista de Ciencias Geológicas*. 17(2): 152-161.

Acevedo, S. O., Prieto, G. F., & Gordillo, M. A. 2008. Identificar las fracciones de aluminio en un andosol del estado de Hidalgo, México. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21 (3-4), 125-132.

Acevedo, O.; Valera, M.; Prieto, F. 2010. “Propiedades físicas, químicas y mineralógicas de suelos forestales en Acaxochitlan, Hidalgo, México”, *Universidad y Ciencia*, 26 (2): 137-150.

Acevedo S. O., Prieto M. J., Vela C. G., Cruz S. M., Ortíz H. E., Cruz S. E. & Prieto G. F. 2011. Óxidos de Fe, Al y Si en “Fragipanes” blancos desarrollados en materiales de origen volcánico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 23 (3-4).

Acosta, M. M., Carrillo, A. F., & Díaz, L. M. 2009. Determinación del carbono total en bosques mixtos de *Pinus patula* Schl. et Cham. *Terra Latinoamericana*, 27: 105–114.

Adams, J. 2002. An inventory of data for reconstructing ”natural steady state” carbon storage in terrestrial ecosystems. INQUA Terrestrial Carbon Commission, 17 p.

Aerts, R., F. Berendse, N.M. Klerk & C. Bakkar. 1989. Root production and root turnover in two dominant species of wet heathlands. *Oecologia* 81: 374-378.

Aggarwal, P., Choudhary, K.K., Singh, A.K., Chakraborty, D. 2006. Variation in soil strength and rooting characteristics of wheat in relation to soil management. *Geoderma*. 136, 353-363.

Alameda, D. 2010. Journey to the center of the soil. Ecophysiological implications of soil compaction on plant development. Tesis doctoral. Universidad de Córdoba.

Amelung, W., Lobe, I. & Du Preez, C.C. 2002. Fate of microbial residues in sandy soils of the South African Highveld as influenced by prolonged arable cropping. *European Journal of Soil Science*, 53, 29–35.

Apps, M.J. & D.T. Price. 1995. *Forest Ecosystem, Forest Management, and Global Carbon Cycle*. Springer-Verlag. Berlin.

- Arnalds, O. 2004. Volcanic soils of Iceland. *Catena* 56: 3–10.
- Avendaño, H. D. M., Acosta, M. M., Carrillo, A. F., & Etchevers, B. J. D. 2009. Estimación de biomasa y carbono en un bosque de *Abies religiosa*. *Revista Fitotecnia Mexicana*, 32: 233–238.
- Avilés, H. V., Velázquez, M. A., Ángeles, P. G., Etchevers, B. J. D., De los Santos, P. H., & Llanderal, T. 2009. Variación en almacenes de carbono en suelos de una toposecuencia. *Agrociencia*, 43: 457–464.
- Bai, Z. G., D. L Dent, L. Olsson, & M. E.Schaepman. 2008. Proxy global assessment of land degradation. *Soil Use and Management*, 24: 223-234.
- Balairón, L. (Coord.). 2000. El Cambio Climático. El Campo nº 137, Servicio de Estudios del BBVA.
- Baldock, J.A., J.M. Oades, A.G. Waters, X. Peng, A.M. Vassallo & M.A.Wilson. 1992. Aspects of the chemical structure of soil organic materials as revealed by solid state ¹³C NMR spectroscopy. *Biogeochemistry* 16: 1-42.
- Baldock, J.A. & Skjemstad, J.O. 2000. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Org Geochem.* 31:697-710.
- Baldock, T. E. 2004. Dynamics of a transient wave group breaking on a beach. Proc. 15th Aust. Fluid Mech. Conf., University of Sydney, CD-ROM.
- Bardgett, R.D. 2005. *The Biology of Soil: A Community and Ecosystem Approach*. Oxford University Press, EEUU.
- Barraqueta P., & Basagoiti M. 1988. Producción de hojarasca y aporte de nutrientes en plantaciones de *Pinus radiata* en el País Vasco. *Actas del Congreso Mundial Vasco. Biología ambiental, Tomo I*: 411–426.
- Batjes, N.H. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science* 47: 151-163.
- Batjes, N.H. 1999. Management Options for Reducing CO₂ Concentrations in the Atmosphere by Increasing Carbon Sequestration in the Soil. Dutch National Research Programme on Global Air. Pollution and Climate Change & Technical Paper 30. 410200-031. Wageningen: International Soil Reference and Information Centre.

- Beraa,Ranjan; Antara Seala; Thako Hari Dasb; Dipak Sarkarb & Ashis Kumar Chatterjee. 2015. Characterization of soils in terms of pedological variability under different physiography of Damodar command area, West Bengal, India.Cogent Food & Agriculture.Vol. 1, Issue 1.
- Berg, B. 2000. Litter decomposition and organic matter turnover in northern forest soils. *Forest Ecology and Management* 133: 13-22.
- Birdsey, R.A., Platinga, A.J.& Heath, L.S. 1993.Past and prospective carbon storage in United States forests. *Forest Ecology and Management* 58: 33–40.
- Blake, G.R. & K.H. Hartge. 1986. Bulk Density. In: A. Klute, ed., *Methods of Soil Analysis, Part I. Physical and Mineralogical Methods: Agronomy Monograph no. 9* (2nd ed.) ASA and SSSA, Madison, WI. pp. 363-375.
- Blum, W.E.H. 2002. Soil Quality Indicators Based on Soil Functions. En: J.L. Rubio, R.P.C. Morgan, S. Asins & V. Andreu (Eds.). *Man and Soil at the Third Millennium, Vol. I. Geoforma Ediciones, S.L. Logroño.* pp. 149-151.
- Bohn, H., McNeal, B. & O'Connor, G. 1979.*Soil chemistry.*John Wiley & Sons. New York. pp. 83-84.
- Bouwman, A.F., 1990. *Soils and Greenhouse Effect.*John Wiley & Sons. Baffins Lane.
- Boyle, M., Frankenberger, W.T. & Stoltzy, L.H. 1989.The influence of organic matter on soil aggregation and water infiltration.*Journal of Prod. Agri.* 2: 290-299.
- Brady, N. C. & R. R. Weil. 2002. *The Nature and Properties of Soils.* 13ra. Ed. Prentice Hall. New Jersey-Estados Unidos de Norte America.
- Brady CN, Weil RR. 1999. *The nature and properties of soils.* Prentice Hall. Upper Saddle River, NJ.
- Bronick, C.J. & R. Lal. 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma* 124:3-22.
- Bunnell, F., D. Tait, P.W. Flanagan & K. Van Cleve.1977. Microbial respiration and substrate weight-loss. 1. General model of influences of abiotic variables. *Soil Biology and Biochemistry* 9: 33-40.

Buñuel G. M., Corrales R. M. & Merchán, R.J. 2000. La actualidad del tratamiento internacional del problema del cambio climático: La Cumbre de La Haya. En: El Cambio Climático. El Campo n° 137. Servicio de Estudios del BBVA. pp. 503-520.

Burgos P; Madejon E. & Cabrera, F. 2002. Changes in soil organic matter, enzymatic activities and heavy metal availability induced by application of organic residues. En: Violante A; Huang P; Bollag M; Gianfreda L (ed) Soil mineral-Organic matter-microorganisms interactions and ecosystem health. Ecological significance of the interactions among clay minerals, organic matter and soil biota, pp.346-353.

Cadish, G. & Giller, K.E. 1997. Driven by Nature: Plant Litter Quality and Decomposition. Wallingford: CAB Int.

Camps-Arbestain, M., Barreal., M.E., Mourenza, C., Alvarez, E., Kidd, P., Macías, F. 2003. Rhizosphere chemistry in acid forest soils that differ in their degree of Al-saturation of organic matter. Soil Science 168: 267-279.

Camps-Arbestain, M., Martínez de Arano, I., Mendarte, S., Aizpurua, A. & Pinto, M. 2004. Pautas para inducir una acumulación adicional de carbono orgánico en biomasa forestal y en suelos agrícolas y forestales de la CAPV. Edafología 11: 52-78.

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.

Castellanos, J.Z., Uvalle, B.J.X. y Aguilar, S.A. 2000. Manual de interpretación de análisis de suelos y aguas. Colección INCAPA. Colección INCAPA. Segunda Edición 226 p.

Chabbi, A. & Rumpel, C. 2009. Guest Editors' Introduction. Organic matter dynamics in agro-ecosystems – the knowledge gaps. European Journal of Soil Science, 60, 153- 157.

Chenu C. & Plante A.F. 2006. Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: revisiting the concept of the 'primary organo-mineral complex'. European Journal of Soil Science 57, 596- 607.

Chen, H. R., Hou, Y., Gong, H. Li., Fan, M. & Kuzyakov, Y. 2009. Effects of 11 years of conservation tillage on soil organic matter fractions in wheat monoculture in Loess Plateau of China. Soil Till. Res. 106, 85-94.

- Chesworth, W. 1979. The major elements geochemistry and the mineralogical evolution of granitic rocks during weathering. In *Origin and distribution of the elements* (Ed. L. H. Ahrens). Pergamon Press Oxford. 305-313 pp.
- CMNUCC. 1992. Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. <http://unfccc.int/resource/docs/convkp/convsp.pdf>.
- CONANP. 2005. Los humedales prioritarios de México. INE-SEMARNAT. México 48pp.
- Cooper MP, Vidal-Torrado P, Chaplot V. 2005. Origin of microaggregates in soils with ferrallic horizons. *Science Agriculture (Piracicaba, Braz.)*. 62: 256-263.
- Coyne, M. 2000. *Microbiología del suelo: un enfoque exploratorio*. Editorial Paraninfo. Madrid, España.
- Cruz, F. G., & Etchevers, B. J. D. 2011. Contenidos de carbono orgánico de suelos someros en pinares y abetales de áreas protegidas de México. *Agrociencia*, 45(8), 849–862.
- Dai, X., Boutton T. W., Glaser B., Ansley R. J. & Zech W. 2005. Black carbon in a temperate mixed grass savanna. *Soil Biology and Biochemistry* 37:1879–1881.
- Dahlgren, R., Shoji, S., & Nanzyo, M. 1993. Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. In: S. Shoji, M. Nanzyo & Dahlgren, R.A. (Editors), *Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization*. Developments in Soil Science 21, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, The Netherlands, pp. 101-143.
- Dawson, J.J.C. & Smith, P. 2007. Carbon losses from soil and its consequences for land use management. *Science of the Total Environment* 382: 165-190.
- Dell'Abate, M.T., Benedetti, A., Trinchera, A., and Dazzi, C., 2002. Humic substances along the profile of two Typic Haploxerert. *Geoderma*, Volume 107: 281-296
- De Vos, B., Van Meirvenne, M., Quataert, P., Deckers, J. y Muys, B. (2005). Predictive Quality of Pedotransfer Functions for Estimating Bulk Density of Forest Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69:500-510.
- Dell'Abate M., Pinzari F., Benedetti A., Petronio B. & Dazz C. 2002. Soil humic acids formation and characteristics in a Xeric Mollisol reforested with two tree species. En: Violante A; Huang P; Bollag M; Gianfreda L (ed) *Soil mineral-Organic matter-microorganisms interactions and ecosystem health. Ecological significance of the interactions among clay minerals, organic matter and soil biota*, pp.378-393.

- Díaz Pineda, F. 2000. El ciclo del carbono en el globo. En: El Cambio Climático. El Campo n° 137. Servicio de Estudios del BBVA. pp. 111-140.
- Díaz-Maroto, I., Vila-Lameiro, P. 2006. Litter production and composition in natural stands of *Quercus robur* L. (Galicia, Spain). *Polish Journal of Ecology*. 54: 429-439.
- Dick, W.A. 1984. Influence of long-term tillage and crop rotation combinations on soil enzyme activities. *Soil Science Society of America Journal*. 48: 569-584.
- Dixon, J. B. 2000. Functional roles of soil minerals. In R. Quintero-Lizaola, T. Reyna, T. L. Corlay, C. A. Ibáñez, H. N. E. García, C. (Eds.) 2000. La edafología y sus perspectivas al siglo XXI. Tomo I Colegio de Postgraduados en Ciencias agrícolas, Universidad Nacional Autónoma de México, Universidad Autónoma de Chapingo, México. pp.434.
- Duzgoren, N., Aydin, A. and Malpas, J., 2002. Distribution of clay minerals along a weathered pyroclastic profile, Hong Kong. *Catena*. 50: 17-41.
- Emanuel, W. R., G. G. Killough, W. M. Post & H. H. Shugart. 1984. Modeling terrestrial ecosystems in the global carbon cycle with shifts in carbon storage capacity by land-use change. *Ecology* 65(3): 970 - 983.
- Estévez, V., J. V. 2005. Productividad aérea y subterránea en tres estadios sucesionales de un bosque de montaña en el santuario de flora y fauna de Iguaque. *IaVH*. 43 p.
- Estrada, H. I. 2007. Carbono en biomasa aérea en suelo y su relación con la fracción fina de este reservorio, Colegio de Posgraduados, Montecillo, Texcoco, Edo, de México, pp. 1-24
- Eswaran, H., Van Den Berg E. & Reich P. 1993. Organic carbon in soils of the World. *Soil Science Society of America Journal* 57: 192-194.
- Eswaran, H., E. Van Den Berg, P. Reich, and J. Kimble. 1995. Global soil carbon resources. p. 27-43. In R. Lal et al. (ed.) *Soils and global change*. Adv. Soil Sci. CRC Press, Boca Raton, FL.
- 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.

Etchevers, J. D., C. Prat, C. Balbontín, M. Bravo, & M. Martínez. 2006. Influence of land use in carbon sequestration and erosion in México: A review. *Agron. Sustain. Dev.* 26: 21-28.

Eusterhues, K., Rumpel, C., Kleber, M. & Kögel-Knabner, I. 2003. Stabilisation of soil organic matter by interactions with minerals as revealed by mineral dissolution and oxidative degradation. *Organic Geochemistry*, 34: 1591–1600.

Evans, J.L., Fernández, I.J., Rustad, L.E. & S.A. Norton 2001. Methods for Evaluating Carbon Fractions in Forest Soils: A Review. Technical Bulletin 178. Agricultural and Forest Experiment Station. University of Maine.

FAO. Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura. 2001. Soil Carbon Sequestration for Improved Land Management. World Soil Resources Report, 96. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma.

FAO. Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura. 2002. Captura de carbono en los suelos para un mejor manejo de la tierra. Informe sobre recursos mundiales de suelos no. 96. Roma, IT. pp.73.

Fedo, C., Nesbitt, H. and Young, G., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*. Vol. 23: 921-924.

Feller, C. & Beare, M.H. 1997. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma* 79: 69-119.

Fernández-Palacios, J.M. & A. De Los Santos 1996. Ecología de las Islas Canarias. Muestreo y análisis de poblaciones y comunidades. Sociedad La Cosmológica. Santa Cruz de La Palma, España.

Franks, C. D., Kimble, J. M., Samson-Liebig, S.E. & Sobecki, T.M. 2001. Organic Carbon Methods, Microbial Biomass, Root Biomass and Sampling Design under Development by NRCS. En: R. Lal, J.M. Kimble, R.F. Follet & B.A. Stewart (Eds.). Assessment, Methods for Soil Carbon. *Advances in Soil Science*. CRC Press, Lewis Publishers. Pp. 105-113.

Fuentes Yague, J.L. 1983. El suelo y los fertilizantes. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Madrid, 181 p.

Gallina Tessaro M.P., González Romero A., Moutal Fua R. C. & Tello Sandoval G.C. 1974. Bases para la reestructuración del Parque Nacional El Chico, Hidalgo, México. Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias. UNAM. México. 114 pp.

Gamboa, A. M., & Galicia, L. 2012. Land-use/cover change effects and carbon controls on volcanic soil profiles in highland temperate forests. *Geoderma*, 170, 390–402. doi:10.1016/j.geoderma.2011.11.021

Gandoy, B.W. 1992. Manual de laboratorio para el manejo físico de suelo (temporal y riego. Parcela y cuenca). Universidad Autónoma de Chapingo. Pp.20.

García E. 1981. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Instituto de Geografía UNAM. México. pp.166.

García R., S., S. Espinoza B., E. García C. & F. Gallardo L. 2006. Reservas de carbono orgánico y de fracciones húmicas en vertisol sometido a siembra directa. *Terra Latinoam.* 24: 241-251.

García C. N.E. & Galicia P. M. del S. 2008. Transformación de la materia orgánica del suelo. Taller de actualización: metodologías para la investigación aplicada en sistemas agroproductivos y forestales RE. No. ECBUAPICUAP-DICA/T-135/07. Puebla, México, pp. 64-101.

Garrido, M.V. 2001. Ciclos de nutrientes: producción, descomposición y dinámica de los elementos minerales de los detritos arbóreos. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 251 pp.

Gerzabek, M. H. Antil, R.S. Kögel Knabner, I. Knicker, H. Kirchmann, H. & Haberhauer, G. 2006. How are soil use and management reflected by soil organic matter characteristics: a spectroscopic approach. *Eur. J. Soil Science*, vol. 57: 485-494.

Gholz, H.L., Hendry, L.C. & Cropper Jr. W.P. 1985. Organic matter dynamics of fine roots in plantations of slash pine (*Pinus ellittii*) in north Florida. *Canadian Journal of Forest Research* 16: 529-538.

Gleixner, G., Poirier, N., Bol, R. & Balesdent, J. 2002. Molecular dynamics of organic matter in a cultivated soil. *Organic Geochemistry*, 33: 357-366.

Gómez-Díaz, Jesús D.; Monterroso-Rivas, Alejandro I.; Tinoco-Rueda, Juan A.; Etchevers-Barra, Jorge D. 2012. Almacenes de carbono en el piso forestal de dos tipos de bosque. *Terra Latinoamericana*, vol. 30, núm. 2: 177-187

González-Arias, A., Amezaga, I., Echeandía, A., Domingo, M. & Onaindia, M. 1998. Effects of pollution on the nutrient return via litterfall for *Pinus radiata* plantations in the Basque Country. *Plant Ecology* 139: 247-258.

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.

Götz, S., Krauss, U. 2006. Biological Soil Fertility Management for Tree-Crop Agroforestry. In: Uphoff N, Fernandes E, Herren H, Hunsson O, Laing M, Palm C, Pretty J, Sánchez P, Sanginga N, Thies J (ed) *Biological Approaches to sustainable soil systems*. Taylor y Francis Group. Boca Ratón FL. pp.291-304.

Grayston, S.J. & Prescott, C.E., 2005. Microbial communities in the forest floors under four tree species in coastal British Columbia. *Soil Biology and Biochemistry* 37: 1157-1167.

Grigatti, M., M. Dios P., B. Wim J. C. Ciavatta, and A. Veeken. 2007. A standardized method for the determination of the intrinsic carbon and nitrogen mineralization capacity of natural organic matter sources. *Soil Biol. Biochem.* 39: 1493-1503.

Guggenberger, G., Kaiser, K. 2003. Dissolved organic matter in soil: challenging the paradigm of sorptive preservation. *Geoderma* 113: 293-310.

Gu, B., Schimt, J. & Chen, J., 1994. Adsorption and desorption of natural organic matter on iron oxide: mechanisms and models. *Environmental Science Technology* 28: 38-46.

Guo, L. B. & Gifford, R. M. 2002. Soil carbon stocks and land use change. *Global Change Biology*, 8: 345-360.

Hagedorn, F., Spinnler, D., Bundt, M., Blaser, P. & Siegwolf, R., 2003. The input and fate of new C in two forest soils under elevated CO₂. *Global Change Biology* 9: 862-872.

Hansen, S., H.E. Jensen, N.E. Nielsen & H. Svendsen, 1991. Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the Danish simulation model DAISY. *Fertilizer Research* 27: 245-259.

Hättenschwiler, S., Tiunov, A.V. & Scheu, S. 2005. Biodiversity and litter decomposition in terrestrial ecosystems. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics* 36: 191-218.

Hedges, J.I., Eglinton, G., Hatcher, P.G., Kirchman, D.L., Arnosti, C., Derenne, S., Evershed, R.P., Kögel-Knabner, I., de Leeuw, J.W., Littke, R., Michaelis, W. & Rullkötte,

J., 2000. The molecularly uncharacterized component of nonliving organic matter in natural environments. *Organic Geochemistry* 31:945–958.

Helfrich, M., Flessa, H., Mikutta, R., Dreves, A. & Ludwig, B. 2007. Comparison of chemical fractionations methods for isolating stable soil organic carbon pools. *Eur. J. Soil Sci.* 58: 1316-1329.

Hernández Fernández, T. & García Izquierdo, C. 2003. Estimación de la respiración microbiana del suelo. En: C. García, F. Gil, T. Hernández & C. Trasar (Eds.). *Técnicas de Análisis de Parámetros Bioquímicos en Suelos: Medida de Actividades Enzimáticas y Biomasa microbiana*. Ediciones Mundi-Prensa. Murcia, España. pp. 311-346.

Holeplass, H., B. R. Singh, & R. Lal. 2004. Carbon sequestration in soil aggregates under different crop rotation and nitrogen fertilization in an inceptisol in southeastern Norway. *Nutr.Cycl.Agroecosyst.* 70: 167-177.

Huang, W., Zhou, G., Liu, J., Zhang, D., Xu, Z. & Liu, S. 2012 "Effects of elevated carbon dioxide and nitrogen addition on foliar stoichiometry of nitrogen and phosphorus of five tree species in subtropical model forest ecosystems", *Environmental Pollution*, (168): 113-120.

Hyvönen, R.; Berg, M. P. & Agren, G.I. 2002. Modelling carbon dynamics in coniferous forest soils in a temperature gradient. *Plant and Soil* 242: 33-39.

INEGI. 2011. Censo de población y vivienda 2010. México.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2000. *Land Use, Land-Use Change and Forestry. Special Report of Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, UK.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical Summary*. Cambridge: WMO-UNEP. Cambridge University Press.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. 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*. IPCC, Ginebra, Suiza.

Jandl, R., Lindner, M., Vesterdal, L., Bauwens, B., Baritz, R., Hagedorn, F., Johnson, D.W., Minkinen, K. & Byrne, K.A. 2007. How strongly can forest management influence soil carbon sequestration? *Geoderma* 137, 253-268.

Jaramillo, J.D.F. 2002. Introducción a la ciencia del suelo. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.

Jenkinson, D. S. & J. H. Rayner. 1977. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Science* 123: 298-305.

Jiménez-Ramos, L. E. 2007. Estimación del contenido de carbono en mantillo, en el bosque de Carricito, Jalisco, México. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de México. México, pp.50.

Johansson, M. B., Berg, B. & Meentemeyer, W. 1995. Litter mass-loss rates in late stages of decomposition in a climatic transect of pine forest. Long-term decomposition in a Scots pine forest. IX. *Canadian Journal of Botany* 73: 1509-1521.

Johnson, C. E. 2002. Cation exchange properties of acid forest soils of the northeastern USA. *European Journal of Soil Science*. 53: 271–282.

Johnson, C. E.; Ruiz-Mendez, J. J.; Lawrence, G. B. 2000. Forest soil chemistry and terrain attributes in a Catskills Watershed. *Soil Science Society American Journal*. 64: 1804-1814.

Johnson, M.G. & Kern, J.S. 2002. Quantifying the organic carbon held in forested soils of the United States and Puerto Rico. En: J.M. Kimble, L.S. Heath, R.A. Birdsey & R. Lal (Eds.). *The Potential of U.S. Forest Soils to Sequester Carbon and Mitigate the Greenhouse Effect*. Lewis Publishers, Boca Raton, FL, EEUU. pp. 47-72.

Kaiser, K., Eusterhues, K., Rumpel, C., Guggenberger, G. & Kögel- Knabner, I. 2002. Stabilization of organic matter by soil minerals – investigations of density and particle-size fractions from two acid forest soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 165: 451–459.

Kalbitz, K., K. Kaiser, J. Bargholz, and P. Dardenne. 2006. Lignin degradation controls the production of dissolved organic matter in decomposing foliar litter. *Eur. J. Soil Sci.* 57: 504-516.

Kandeler E., Stemmer M. & Gerzabek M.H. 2005. Role of microorganisms in carbon cycling in soils. In: F. Buscot and A. Varma (eds.). *Microorganisms in soils: roles in genesis and functions* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp 139 – 157.

Kavvadias, V.A., Alifragis, D., Tsiontsis, A., Brofas, G. & Stamatelos, G. 2001. Litterfall, litter accumulation and litter decomposition rates in four forest ecosystems in northern Greece. *Forest Ecology and Management* 144: 113-127.

Khanna. D. R., Gautam, A., Chugh, T. & Sarkar, P. 2000. Impact of abiotic factors on the phytoplanktonic population of a pond. *Environment Conservation Journal*. 1: 41-46.

Khanna, Tarun, Joe Kogan & Krishna Palepu. 2001. Globalization and Corporate Governance Convergence? A Cross-Country Analysis. NYU Stern, <http://w4.stern.nyu.edu/emplibrary/Khanna01.pdf>

Kiem, R. & Kögel-Knabner, I. 2003. Contribution of lignin and polysaccharides to the refractory carbon pool in C-depleted arable soils. *Soil Biol. Biochem.* 35: 101– 118.

Killham, K. 1994. *Soil Ecology*. Cambridge University Press.

Kirschbaum, M. U. F. 2000. Will changes in soil organic carbon act as a positive or negative feedback on global warming? *Biogeochemistry*, 48: 21-51.

Kleber, M., Mertz, C., Zikeli, S., Knicker, H. & Jahn, R. 2004. Changes in surface reactivity and organic matter composition of clay subfractions with duration of fertilizer deprivation. *European Journal of Soil Science*, 55: 381–391.

Knicker, H. 2004. Stabilization of N-compounds in soil and organic matter- rich sediments – what is the difference? *Marine Chemistry*, 92: 167–195.

Kögel-Kagner. 2002. The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as input to soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, 34: 139-162.

Lal, D. 1991. ‘Cosmic ray labeling of erosion surfaces: In situ production rates and erosion models’, *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 424-439.

Lal, R., Kimble, J., Levine, E. & Whitman, C. 1995. World soils greenhouse effect: An Overview. In: R. Lal, J. Kimble, E. Levine, C. Whitman (Eds.). *Soils and Global Change*. CRC Press, Boca Raton, Florida. pp.1-7.

Lal, R. 1998. Soil Processes and Greenhouse Effect. En: R. Lal, W.H. Blum, C. Valentine & B.A. Stewart (Eds.). *Methods for Assessment of Soil Degradation*. CRC Press, Boca Raton, FL, USA. pp. 199-212.

- Lal, R. 1999. Soil management and restoration for C sequestration to mitigate the accelerated greenhouse effect. *Progress in Environmental Science* 1 (4): 307-326.
- Lal, R. 2000. Soil management in the developing countries. *Soil Sci.* 165, 57-72.
- Lal, R. 2001. Soil Carbon Sequestration and the Greenhouse Effect. SSSA Spec. Publ. N° 57, Soil Science Society of America, Inc. Madison, WI, USA.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma* 123: 1-22.
- Lal, R. 2004a. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 304, 1623-1627.
- Lal, R. 2004b. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123, 1-22.
- Lal, R. 2005. World crop residues production and implication of its use as a biofuel. *Env. Intl.* 31: 575-586.
- Lal, R. 2007. Carbon sequestration. *Phil. Trans. R. Soc. B.* 363: 815-830.
- Lal, R. 2008. Carbon sequestration. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 363, 815-830.
- Lal, R., Hassan, H.M. & Dumanski, J. 1999. Desertification control to sequester C and mitigate the greenhouse effect. En: N.J. Rosenberg, R.C. Izaurralde & E.L. Malone (Eds.). *Carbon Sequestration in soils: science, monitoring and beyond*. Battelle Press, Columbus, OH, USA. Pp. 83-130.
- Lamb P.J. 2002. The climate revolution: A Perspective. *Climatic Change* 54: 1-9.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.
- Le Maitre, R. W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Pub. Ltd. Oxford.
- Lebret, M.; Nys, C. & Forgeard, F. 2001. Litter production in an Atlantic beech (*Fagus sylvatica* L.) time sequence. *Annals of Forest Science* 58: 755-768.

- Leifeld, J. 2008. Calorimetric characterization of grass during its decomposition. *J Therm Anal Calorim* 93:651–655
- Leifeld, J., & Kögel, K. I. (2005). Soil organic matter fractions as early indicators for carbon stock changes under different land-use? *Geoderma*, 124: 143–155.
- Leifeld, J., Zimmermann, M., Fuhrer, J. 2008. Simulating decomposition of labile soil organic carbon: Effects of pH. *Soil Biology and Biochemistry* 40: 2948-2951.
- Lilienfein J, Wilcke W, Ayarza MA, Vilela L, do Carmo-Lima S, Zech W. 2000. Soil acidification in *Pinus caribea* forest on Brazilian savanna Oxisols. *Forest Ecology & Management* 128: 145–157.
- López Bermúdez, F. 2001. El riesgo de desertificación. En: F. M. de Santa Olalla Mañas (Ed.). *Agricultura y desertificación*. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid, España. pp. 15-38.
- Lorentz, K., Lal, R. & Shipitalo, M.J., 2006. Stabilisation of organic carbon in chemically separated pools in no-till and meadow soils in Northern Appalachia. *Geoderma* 137: 205-211.
- Lorenz, K., Lal, R. & Shipitalo, M.J. 2008. Chemical stabilization of organic carbon pools in particle size fractions in no-till and meadow soils. *Biol. Fertil. Soils* DOI 10.1007/s00374-008-0300-8.
- Ludwig, B., John, B., Ellerbrock, R., Kaiser, M. & Flessa, H. 2003. Stabilization of carbon from maize in a sandy soil in a long-term experiment. *European Journal of Soil Science*, 54: 117–126.
- Luis, M. S., Gómez, G. A., Etchevers, B. J. D., Ángeles, P. G., López, L. M., & Horwath, W. R. 2007. Acumulación de carbono orgánico en el suelo en reforestaciones de *Pinus michoacana*. *Agrociencia*, 41: 711–721.
- Luo, Z., Wang, E. & Sun, O. J. 2010. Soil carbon change and its responses to agricultural practices in Australian agro-ecosystems: A review and synthesis. *Geoderma*, 155: 211-223.
- 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.

- Macías, F. et al. 2001. Los suelos como sumidero de carbono: Materia orgánica de los suelos de Galicia. XXII Reunión Nacional de la Sociedad Española de la Ciencia del Suelo. Universidad de Santiago de Compostela, pp. 118-121.
- Macías, F.; Calvo De Anta, R.; Rodríguez, L. L.; Verde, R.; Pena, P. X., & Camps, A. M. 2004. El sumidero de carbono de los suelos de Galicia (España). *Edafología* 11(3), 341-376.
- Macías, F., Camps, A. M. & Rodríguez, L. L. 2005. Alternativas de secuestro de carbono orgánico en suelos y biomasa de Galicia. IBADER. Recursos Rurais. 1 (1), 71-85.
- Matus, F., Amigo, X. and Kristiansen, S. 2006. Aluminium stabilization controls organic carbon levels in Chilean volcanics soils. *Geoderma*, 132: 158-168.
- MacRae, A. & Mehuys, G.R. 1985. The effect of green manuring on the physical properties of temperate area soils. *Advances in Soil Science* 3: 71-94.
- Magdoff, F., & Weil, R. 2004. *Soil Organic Matter in Sustainable Agriculture*. CRC Press USA. 331: 131-168.
- Mahieu, N.; Powlson, D.S. & Randall, E.W. 1999. Statistical analysis of published carbon-13 CPMAS NMR spectra of soil organic matter. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63:307-319.
- Martínez Linares, J. 2009. *La crisis del clima. Evidencias del cambio climático en España*. Greenpeace, España.
- Mayea, S., Novo, R., & Valiño, A. 1982. *Introducción a la Microbiología del suelo*. Primera Edición. Editorial Pueblo y Educación. Ciudad de la Habana. pp. 102-106.
- McKeague, J.A., & Day, J.H. (1966): Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Canadian Journal Soil Science*. 46: 13-22.
- Medina J.M. & Rzedowsky, J. 1981. Guía botánico-forestal de la parte alta de la Sierra de Pachuca. En: *Guías Botánicas de Excursiones en México*. Sociedad Botánica de México, (IV):1-19.
- Meentemeyer, V. 1978. Macroclimate and lignin control of litter decomposition rates. *Ecology* 59: 465-472.
- Mehra, O.P. & Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered by sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals* 7: 317-327.

Melillo, J.M.; Aber, J.D. & Muratore, J.F. 1982. Nitrogen and lignin control of hardwood leaf litter decomposition dynamics. *Ecology* 63: 621-626.

Melillo, J.M., Naiman, R.J., Aber, J.D. & Eshleman, K.N. 1983. The influence of substrate quality and stream size on wood decomposition dynamics. *Oecologia* 58: 281-285.

Melo Gallegos C. & López García J. 1993. Parque Nacional El Chico, marco geográfico-natural y propuesta de zonificación para su manejo operativo. *Investigaciones Geográficas del Instituto de Geografía, UNAM, número 28, México, 1994. 65-128 pp.*

Monreal, C. M., Etchevers, B. J. D., Acosta, M., Hidalgo, C., Padilla, J., López, R. M., Jiménez, L. & Velásquez, A. 2005. A method for measuring above-and below-ground C stocks in hillside landscapes. *Can. J. Soil Sci.* 85: 523-530.

Moraes F. C. 2001. Almacenamiento de carbon en bosques secundarios en el municipio de San Carlos, Nicaragua. Tesis de Maestría. CATIE. Turrialba Costa Rica. 116 p.

Nellemann, C., Corcoran, E., Duarte, C. M., Valdés, L., DeYoung, C., Fonseca, L. & Grimsditch, G. (Eds). 2009. Blue Carbon. A rapid Response Assessment. United Nations Environment Programme, GRID-Arendal. Norway.

Nesbitt, H. & Young, G. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. 279: 715-717 pp.

Nesbitt, H. W.; Young, G. M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1523-1534 pp.

Nesbitt, H. W.; Young, G. M. 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geology* 97, 129-147 pp.

Nesbitt, H.; Young, G.; McLennan, S.; Keays, R. 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implication for provenance studies. *J. Geol.* Vol. 104. 525-542 pp.

Nesbitt, H. W., & Wilson, R. E., (1992). Recent weathering of basalts. *American Journal of Science.*, 292:740 – 777.

Newman, A. C. D. & Hayes, M. H. B. 1990. Some properties of clays and of other soil colloids and their influences on soils. In M. F. De Boodt, M. H. B. Hayes, A. Herbillon, E. B. A. De Strooper and J. J. Tuck (eds.), *Soil colloids and their associations in aggregates*. Plenum, New York and London. Pp. 39-55.

Nieto, O. 2011. Propiedades de los suelos de olivar con diferentes manejos. simulación del carbono orgánico fijado aplicando el Modelo de Rothc. Tesis doctoral. Universidad de Granada.

Norma Oficial Mexicana NOM-021-SEMARNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos, estudio, muestreo y análisis.

Oades, J.M. 1984. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil* 76: 319-337.

Ochoa, J. Oballos S. & H. Bracho. 2002. Pedological significance of iron in a sequence of the San Eusebio Experimental Station, Mérida, Venezuela, *Agronomía Tropical* 50(4): 589-613.

Oliver, L., Pérez. M., y Bermudez, F. 2002. Degradación de la hojarasca en un pastizal oligotrófico mediterráneo del centro de la Península Ibérica. *Anales de Biología* 24: 21-32.

Palacios-Roji, S. 2008. Estimación del contenido de carbono en el mamntillo del Ejido de San Pedro Jacuaro, Michoacan, México. Tesis de Licenciatura en Biología, Facultad de Ciencias UNAM.

Palm, Ch., P. Sanchez, S. Ahamed, and A. Awiti. 2007. Soils: A contemporary perspective. *Ann. Rev. Environ. Resour.* 32: 99-129.

Pardo, F., GIL, L. & Pardos, J.A. 1997. Field study of beech (*Fagus sylvatica* L.) and oak (*Quercus pyrenaica* Will.) leaf litter decomposition in the centre of the Iberian Peninsula. *Plant and Soil* 191: 89-100.

Parfitt, R.L., Theng, B.K.G., Whitton, J.S. & Shepherd, T.G. 1997. Effects of clay minerals and land use on organic matter pools, *Geoderma*, 75: 1-12.

Paterson, E., Clark, L., y Birnie, A.C. 1993. Sequential selective dissolution of iron, aluminium and silicon from soils. *Communication. Soil Science Plant Anal.* 24(15-16): 2015-2023.

Peña-Ramírez, V. M., Vázquez-Selem, L., & Siebe, C. 2009. Soil organic stocks and forest productivity in volcanic ash soils of different age (1835-30,500 years B.P.) in Mexico. *Geoderma*, 149, 224–234. doi: 10.1016/j.geoderma.2008.11.038.

- Pérez C. J. V. 2006. Estimación del contenido de carbon en mantilla de diferentes tipos de cobertura vegetal y uso del suelo en la region Purépecha, Michoacán, México. Tesis de licenciatura, Facultad de Estudios Superiores UNAM, México.pp. 54
- Pérez, R. S., Ramírez, M. I., Jaramillo, L. 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.
- Piatek, K. B. & Alen, H.L. 2000. Site preparation effects on foliar N and P use, retranslocation, and transfer to litter in 15-years old *Pinus taeda*. *Forest Ecology and Management* 129: 143-152.
- Pierzynski, G.M., J.T. Sims & G.F. Vance.2000. *Soils and Environmental Quality*, 2nd Edition. CRC Press. Boca Raton, FL, USA.
- Pikul, J.L. & Zuzel, J.F., 1994. Soil crusting and water infiltration affected by long-term tillage and residue management. *Soil Science Society of America Journal* 58: 1524-1530.
- Porta, J., López-Acevedo, M. & Roquero, C. 2003. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. 3 a ed. Mundi-Prensa, Madrid, pp. 165-226.
- Post, W.M., Emmanuel, W.R., Zinke, P.J. & Stangenberger.A.F. 1982.Soil carbon pools and world life zones. *Nature* 258: 159-165.
- Post, W. M. & Kwon, K. C. 2000. Soil carbon sequestration and land-use change: processes and potential. *Global Change Biology*, 6: 317-327.
- Powers, J.S., and W.H. Schlesinger. 2002. Relationships between soil carbon distributions and biophysical factors at nested spatial scales in rain forests of Northeastern Costa Rica. *Geoderma* 109: 165-190.
- Prescott, C.E. 2002. The influence of forest canopy on nutrient cycling. *Tree Physiology* 22, 1193-1200.
- Puget, P., Chenu, C. & Balesdent, J. 2000. Dynamics of soil organic matter associated whit particle-size fraction of water-stable aggregates. *European Journal of Siol Science*, 51, 595-605.

Kyoto Protocol. 2009. Status of Ratification. Organización de las Naciones Unidas. Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. 14 de enero de 2009.

Preston, C.M., Trofymow, J.A.T. 2000. Variability in litter quality and its relationship to litter decay in Canadian forest. *Canadian Journal of Botany* 78: 1269-1287.

Ranger, J.; Gérard, F.; Lindemann, M.; Gelhaye, D. & Gelhaye, L. 2003. Dynamics of litterfall in a chronosequence of Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii* Franco) stands in the Beaujolais mounts (France). *Annals of Forest Science* 60: 475-488.

Reeves, D.W., 1997. The role of soil organic matter in maintaining soil quality in continuous cropping systems. *Soil and Tillage Research* 43: 131-167.

Ribó, M. 2004. Balance de macronutrientes y materia orgánica en el suelo de agrosistemas hortícolas con manejo integrado ecológico. Tesis de Doctorado. Universidad de Valencia. Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias (IVIA) Facultad de Farmacia. Departamento de Recursos Naturales. Pp. 19-41-

Richter, D.D., Markewitz, D., Trumbore, S.E. & Wells, C.G., 1999. Rapid accumulation and turnover of soil carbon in a re-establishing forest. *Nature* 400: 56-58.

Rivadeneira, O. G., Solís S. M. L., Fleites, L. G., Calderon, G. N. E., & Flores, T. J. V. 2012. Descripción de la Dinámica de carbono en suelos forestales mediante un modelo de reservorios. *Avances en Ciencias e Ingeniería*. Vol. 3 (1) pp. 123-135.

Rodríguez, R. A., Arbelo C. D., Notario J. S., Mora J. L., Guerra, J. A. & Armas C. M. 2004. Contenido y formas de carbono orgánico en Andosoles forestales: aproximación a su dinámica. *Edafología* 11:67-102.

Rosenberg, N., R.C. Izaurralde & E.L. Malone. 1999. *Carbon Sequestration in Soils*. Battelle Press, Columbus, OH, USA.

Rovira, P. & Vallejo, V.R. 2007. Labile, recalcitrant, and inert organic matter in Mediterranean forest soils. *Soil Biology and Biochemistry* 39: 202-215.

Rubio, G.A.M. 2010. "La densidad aparente en suelos forestales del Parque natural los Alcornocales". Tesis de licenciatura. Universidad de Sevilla.

Rueda. A., Rodríguez. E., Poutou. R., & Matiz. A. 2001. Aislamiento, identificación y caracterización de bacterias termofílicas aerobias con actividad proteolítica, a partir de

pilas de compost en fase termofílica. Tesis de pregrado en Microbiología Industrial. Pontificia Universidad Javeriana. Facultad de ciencias. Departamento de Microbiología. Bogotá. pp. 21-30.

Rumpel, C., Ba, A., Darboux, F., Chaplot, V. & Planchon O. 2009. Erosion budget of pyrogenic carbon at meter scale and process selectivity. *Geoderma* 154:131–137

Rumpel, C., Eusterhues, K. & Kögel-Knabner, I. 2010. Noncellulosic neutral sugar contribution to mineral associated organic matter in top-and subsoil horizons of two acid forest soils. *Soil Biol Biochem* 42:379–382

Rumpel, C. & Kögel, K. I. (2011) Deep soil organic matter – a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. *Plant and Soil* 338: 143-158.

Rustad, L.E. & Fernández, I.J. 1998. Experimental soil warming effects on CO₂ and CH₄ flux from a low elevation spruce-fir soil in Maine, USA. *Global Change Biology* 4: 597-605.

Rustad, L.E., Huntington, T.G. & Boone, R.D. 2000. Controls on soil respiration: Implications for climate change. *Biogeochemistry* 48: 1-6.

Saggar, S., Parshotam, A., Sparling, G.P., C.W., F. & Hart, P.B. 1996. ¹⁴C-labelled rygrass turnover and residence times in soils varying in clay content and mineralogy. *Soil Biology & Biochemistry* 28: 1677–1686.

Sainz Rozas, H; HE Echeverría & HP Angelini. 2011. Niveles de materia orgánica y de pH en suelos agrícolas de la región pampeana y extrapampeana Argentina. *Ciencia del Suelo* 29(1): 29-37.

Sánchez-Rojas, E., Arredondo-Mendoza, J.A., Cardoso-Vásquez, E.A., 2005, Carta Geológico-Minera Pachuca escala 1:50 000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, informe técnico, pp. 110.

Sandoval, E. M., Stolpe, L. 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(2), 139-149.

Sariyildiz, T. and J. M. Anderson. 2005. Variation in the chemical composition of green leaves and leaf litters from three deciduous tree species growing on different soil types. *For. Ecol. Manage.* 210: 303-319.

Scharpenseel, H.W. & Pfeiffer, E.M. 1998. Impacts of Possible Climate Change upon Soils. Some Regional Consequences. En: H.P. Blume (Ed.). Towards Sustainable Land Use. *Advances in Geocology* 31, Catena Verlag, Germany. Pp. 193-208.

Schlesinger W.H. 1991 *Biogeochemistry: An analysis of global change*. Academic Press, San Diego. pp.443.

Schlesinger, W.H. 1995. An overview of the Carbon Cycle. En: R. Lal, J. Kimble, E. Levine & B.A. Stewart (Eds.). *Soils and Global Change. Advances in Soil Science*, CRC Lewis Publishers. Boca Raton, Florida. pp. 9-25.

Schmidt, M. W. I. 2002. Carbon isotope geochemistry and nanomorphology of soil black carbon: Black chernozemic soils in central Europe originate from ancient biomass burning. *Global Biogeochemical Cycles* 16:1123.

Schutz, C.J. 1990. Site relationships for *Pinus patula* in the Eastern Transvaal Escarpment Area. Ph. D. Tesis University of Natal, Pietermaritzburg.

Seastedt, T.R. 1984. The role of microarthropods in decomposition and mineralization processes. *Annual Review of Entomology* 29: 25-46.

SEDUE. 1988. Plan de Manejo Parque Nacional El Chico. Secretaria de Desarrollo Urbano y Ecología (SEDUE), Delegación Hidalgo. Pachuca, Hgo. pp.55.

Segura, C. M. A., Sánchez, G. P., Ortiz, S. C. A., & Gutiérrez, C. M. C. 2005. Carbono orgánico de los suelos de México. *Terra Latinoamericana*, 23: 21–28.

Shen, Y.-H., 1999. Sorption of humic acid to soil: the role of soil mineral composition. *Chemosphere* 38, 2489-2499.

Six, J., Elliott, E.T. & Paustian, K. 2000. Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. *Soil Biology and Biochemistry*, 32: 2099–2103.

Six, J., Conant, R.T., Paul, E.A. & Paustian, K., 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil* 241:155-176.

Skjemstad, J.O., Janik, L.J. & Taylor, J.A. 1998. Non-living soil organic matter: what do we know about it? *Australian Journal of Experimental Agriculture*, 38: 667–680.

Skjemstad, J. O. & Spouncer, L. R. 2004. "Calibration of the Rothamsted organic carbon turnover model (RothC ver. 26.3), using measurable soil organic carbon pools." *Australian Journal of Soil Research* 42(1): 79- 88.

Skopp, J. M. 2000. Physical properties of primary particles A3–A17. In: Sumner, M.E. (Ed in Chief) *Handbook of soil science*. CRC Press USA.

Smith, B. F. L. 1994. Characterization of poorly ordered minerals by selective chemical methods. En: *Clay mineralogy spectroscopic and chemical determinative methods*. Wilson, M. J. (ed.) Chapman and Hall, London. 333-357.

Smith, P. 2008. Land use change and soil organic carbon dynamics. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 81: 169-178.

Sollins, P., Homann, P. & Caldwell, B.A., 1996. Stabilisation and destabilisation of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, 74:65–105.

Sombroek, W.G., F.O. Nachtergaele & A. Hebel. 1993. Amounts, dynamics and sequestering of carbon in tropical and subtropical soils. *Ambio* 22: 417-426.

Stevenson, F.J. & Cole, M.A. 1999. *Cycles of Soil*. John Wiley and Sons, Inc., New York.

Stump, L.M. & Binkley D. 1992. Relationships between litter quality and nitrogen availability in Rocky Mountain forests. *Canadian Journal of Forest Research* 23: 1402-1407.

Swift, M.J., Heal O.W. & Anderson, J.M. 1979. *Decomposition in terrestrial ecosystems*. University of California. U.S.A. 372 pp.

Swift, R.S. 2001. Sequestration of carbon by soil. *Soil Science*, 166: 858–871.

Tejada, M. & Gonzalez, J. L. 2008. Influence of two organic amendments on the soil physical properties, soil losses, sediments and runoff water quality. *Geoderma*. 145: 325-334.

Terradas, J. 2001. *Ecología de la vegetación. De la ecofisiología de las plantas a la dinámica de comunidades y paisajes*. Ediciones Omega. Barcelona, España.

Thompson, L.M., & Troeh, F.R. (Ed.). 2002. *Los suelos y su fertilidad* (4ta. ed.). España: Reverté.

Tisdall, J.M. & Oades, J.M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science* 33: 141-163.

Torn, M.S., Trumbore, S.E., Chadwick, O.A., Vitousek, P.M. & Hendricks, D.M. 1997. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature* 389:170–173.

Torn, M.S., Lapenis, A.G., Timofeev, A., Fischer, M.L., Babikov, B.V. & Harden, J.W., 2002. Organic carbon and carbon isotopes in modern and 100-year-old-soil archives of the Russian steppe. *Global Change Biology* 8: 941–953.

Trumbore, S. E. 1997. Potential responses of soil organic carbon to global environmental change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 94: 8284-8291.

Uehara G, Gillman G. 1981. The mineralogy, chemistry and physics of tropical soils with variable charge clays. Westview Press. Boulder, Colorado 170 pp.

UNCED.1992. Agenda 21: Earth Summit-United Nations Program of Action from Río. United Nations Publication, New York, NY, USA.

UNFCCC.1994. United Nations Framework Convention on Climate Change. <http://www.unfccc.de>.

USDA. 1977. Manual del Conservación de Suelos. 2 ed. México. D.F., Editorial Limusa, p. 10-31.

USDA.1998. Soil Carbon Sequestration: Frequently Asked Questions. USDA Global Change Fact Sheet. <http://www.usda.gov>.

USDA.2001. Carbon Sequestration: Position of the Soil Science Society of America. SSSA Ad Hoc Committee S893. <http://www.soils.org>.

Vásquez, P. J. R., Macías, V. F., & Menjivar, F. J. C. 2011. Formas de carbono orgánico en suelos con diferentes usos en el departamento del Magdalena (Colombia). *Acta Agron.* 60 (4), 369-379.

Vela, G., López, J., & Rodríguez, M. 2012. Niveles de carbono orgánico total en el Suelo de Conservación del Distrito Federal, centro de México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 77: 18–30.

- Velazco, M. M., Almeida, J. A., Vidal, T. P., & Macías, F. 2010. Fraccionamiento químico de carbono en Acrisoles con horizontes sómbricos del Sur de Brasil. *Rev. Ciencias Agrarias*. 33 (1), pp. 277-286.
- Vesterdal, L., I. K. Schmidt, I. Callesen, L. O. Nilsson, and P. Gundersen. 2008. Carbon and nitrogen in forest floor and mineral soil under six common European tree species. *For.Ecol. Manag.* 255: 35-48.
- Villavicencio, M., B. Pérez, Y. Marmolejo & F. Pérez. (1992). Programa de Manejo del Parque Nacional El Chico. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Pachuca, Hidalgo. pp. 422.
- Vogt, K.A., Vogt, D.J., Palmiotto, P.A., Boon, PHara, J.O. & Asbjornsen. H. 1996. Review of root dynamics in forest ecosystems grouped by climate, climatic forest type, and species. *Plant and Soil* 187: 159-219.
- Von Lützw, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B. & Flessa, H., 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions - a review. *European Journal of Soil Science* 57: 426-445.
- Von Lutzow, M., Kogel-Knabner, I., Ekschmittb, K., Flessa, H., " Guggenberger, G., Matzner, E. & Marschner, B. 2007. SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms, *Soil Biol. Biochem.*, 39: 2183–2207.
- Wardle, D.A. 2002. *Communities and Ecosystems: Linking the Aboveground and Belowground Components*. Princeton, NJ: Princeton Univ. Press.
- Wattel-Koekkoek, E.J.W., Buurman, P., Van Der Pflicht, J., Wattel, E. & Van Breemen, N., 2003. Mean residence time of soil organic matter associated with kaolinite and smectite. *European Journal of Soil Science* 54: 269–278.
- Weart, S. 2008. *The Discovery of global warming*. Harvard University Press, 2nd Edition.
- Weltzin, J.F., Keller, J.K., Bridgham, S.D., Pastor, J., Allen, P.B. & Chen, J. 2005. Litter controls plant community composition in a northern fen. *Oikos* 110: 537-546.
- West, S. L., White, G. N., Deng, Y., Mc Innes, K. J., Juo A. S. R. & Dixon J. B. 2004. Kaolinite, halloysite and iron oxide influence on physical behavior of for mulated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68: 1452–1460.

Zapata, H. R. 2004. Química de la acidez del suelo. Primera Edición. Cali, Colombia. Impresión Cargraphics Impresion Digital, pp. 208.

Zavala C. F. 1995. Encinos Hidalguenses. División de Ciencias Forestales, Universidad Autónoma Chapingo. pp.133.

Zou, C., Sands, R., Buchan, G. & Hudson, I., 2000. Least limiting water range: A potential indicator of physical quality of forest soils. Australian Journal of Soil Research 38: 947-958.

ANEXO A
SITIOS DE MUESTREO

Sitio 1



Área de muestreo con vegetación Pino-Encino



Suelo con hojarasca de Pino-Encino

Sitio 2.



Área de muestreo con vegetación Oyamel-Tlaxcal



Suelo con hojarasca de Oyamel-Tlaxcal

Sitio 3.



Área de muestreo con vegetación Oyamel-Encino



Suelo con hojarasca de Oyamel-Encino

Sitio 4.



Área de muestreo con vegetación Oyamel



Suelo con hojarasca de Oyamel

Sitio 5.



Área de muestreo con vegetación Oyamel-Tlaxcal



Suelo con hojarasca de Oyamel-Tlaxcal

Sitio 6.



Área de muestreo con vegetación Cedro



Suelo con hojarasca de Cedro

Sitio 7.



Área de muestreo con vegetación Oyamel



Suelo con hojarasca de Oyamel

Sitio 8.



Área de muestreo con vegetación Oyamel



Suelo con hojarasca de Oyamel

Sitio 9.



Área de muestreo con vegetación Oyamel-Tlaxcal



Suelo con hojarasca de Oyamel-Tlaxcal

Sitio 10.



Área de muestreo con vegetación Oyamel-Encino



Suelo con hojarasca de Oyamel-Encino

Sitio 11.



Área de muestreo con vegetación Oyamel-Encino



Suelo con hojarasca de Oyamel-Encino

Sitio 12.



Área de muestreo con vegetación Oyamel-Encino



Suelo con hojarasca de Oyamel

ANEXO B

ANÁLISIS DE VARIANZA

ANOVA de las características Físico-químicas del suelo bajo diversa cobertura vegetal

Variable	Cuadrados medios		F-valor	Pr>F
	Tipo de Vegetación	Error		
Da (Mg m-3)	0.217	0.018	12.04	<0.0001
Dr (Mg m-3)	0.755	0.219	3.45	0.0101
PT	303.815	114.639	2.65	0.0358
Arcilla	515.526	22.855	22.56	<.0001
pH H2O	0.625	0.111	5.64	0.0003
pH KCl	1.628	0.172	9.43	<.0001
MO	199.704	21.396	9.33	<.0001
NT	0.496	0.053	9.27	<.0001
CIC	330	37.998	8.69	<.0001

ANOVA de las características Físico-químicas del suelo a diferentes profundidades

Variable	Cuadrados medios		F-valor	Pr>F
	Profundidad	Error		
Da (Mg m-3)	0.501	0.013	37.22	<.0001
Dr (Mg m-3)	6.74	0.094	71.25	<.0001
PT	1227.038	96.207	12.75	<.0001
Arcilla	100.34	35.271	2.84	0.04
pH H2O	0.462	0.118	3.92	0.0101
pH KCl	2.663	0.1607	16.56	<.0001
MO	704.33	11.856	59.41	<.0001
NT	1.762	0.0296	59.49	<.0001
CIC	444.232	37.64	11.8	<.0001

ANOVA de formas de carbono en el suelo bajo diversa cobertura vegetal

Variable	Cuadrados medios		F-valor	Pr>F
	Tipo de Vegetación	Error		
CT	89.52	3.91	22.87	<.0001
CO	58.57	1.66	35.3	<.0001
CNO	8.31	2.66	3.12	0.0171
CP	0.85	0.1	8.23	<.0001

ANOVA de formas de carbono en el suelo a diferente profundidad

Variable	Cuadrados medios		F-valor	Pr>F
	Profundidad	Error		
CT	403.56	3.91	103.09	<.0001
CO	257.91	1.66	155.47	<.0001
CNO	17.96	2.66	6.75	0.0003
CP	1.72	0.1	16.55	<.0001

ANOVA de formas de carbono en el suelo bajo diferentes usos de suelo.

Variable	Cuadrados medios		F-valor	Pr>F
	Uso de suelo	Error		
CT	87.86	5.18	16.96	<.0001
CO	83.5	2.12	39.35	<.0001
CNO	0.31	2.86	0.11	0.8961
CP	1.76	0.1	17.39	<.0001

ANEXO C

COMPARACIÓN DE MEDIAS DE TUKEY

Comparación de medias de Tukey para características Físico-Químicas del suelo bajo diversa cobertura vegetal

Tipo de Vegetación	DA	DR	PT	Arena	Arcilla	Limo	pH H ₂ O	pH KCl	MO	NT	CIC
Pino-Encino	0.96 a	2.08 ab	54.26 a	64.00 ab	17 b	19 b	5.49 b	4.20 c	6.22 b	0.31 b	16.73 c
Oyamel-Tlaxcal	0.77 b	1.89 abc	57.11 a	63.50 ab	11.22 c	25.28 a	5.74 a	4.74 ab	9.55 a	0.48 a	26.58 a
Oyamel-Encino	0.74 b	1.66 c	50.35 a	68.61 a	7.75 d	23.64 ab	5.77 a	4.81 ab	11.34 a	0.57 a	19.77 bc
Oyamel	0.75 b	1.79 bc	57.04 a	68.17 a	9.37 cd	22.46 ab	5.96 a	4.99 a	10.16 a	0.51 a	23.49 ab
Cedro	0.96 a	2.12 a	52.48 a	59.67 b	20.67 a	20 b	5.84 a	4.65 b	2.86 c	0.14 c	23.61 ab

Comparación de medias de Tukey para características Físico-Químicas del suelo a diferentes profundidades

Profundidad	DA	DR	PT	Arena	Arcilla	Limo	pH H ₂ O	pH KCl	MO	NT	CIC
0-5	0.62 c	1.26 d	46.68 b	68.56 a	10.78 ab	20.67 b	5.93 a	5.09 a	14.72 a	0.74 a	27.40 a
5-20	0.79 b	1.78 c	55.05 a	68.42 a	10.17 ab	21.47 ab	5.86 ab	4.93 a	11.04 b	0.55 b	23.60 b
20-40	0.86 a	2.03 b	56.94 a	61.64 b	13.42 a	24.94 a	5.78 ab	4.66 b	6.96 c	0.34 c	19.81 c
40-60	0.88 a	2.27 a	60.43 a	65.61 ab	9.67 b	24.78 ab	5.66 b	4.48 b	4.74 d	0.24 d	20.31 bc

Comparación de medias de Tukey para formas de carbono en el suelo bajo diversa cobertura vegetal

Tipo de Vegetación	CT	CO	CNO	CP
Pino-Encino	5.50 c	3.59 b	1.91 ab	0.75 b
Oyamel-Tlaxcal	6.95 b	5.53 a	1.42 b	1.03 a
Oyamel-Encino	8.64 a	6.02 a	2.61 ab	1.02 a
Oyamel	7.58 ab	5.76 a	1.82 ab	0.97 a
Cedro	2.72 d	1.55 c	1.17 b	0.49 c

Comparación de medias de Tukey para formas de carbono en el suelo a diferentes profundidades.

Profundidad	CT	CO	CNO	CP
0-5	11.39 a	8.5 a	2.89 a	1.22 a
5-20	7.97 b	6.2 b	1.76 b	0.99 b
20-40	5.38 c	3.82 c	1.56 b	0.83 c
40-60	3.70 d	2.42 d	1.28 b	0.71 c

Comparación de medias de Tukey para formas de carbono en el suelo en base a diferentes usos de suelo.

Uso de Suelo	CT	CO	CNO	CP
Recuperación	6.11 b	4.36 b	1.76 a	0.78 b
Público	6.46 b	4.55 b	1.92 a	0.86 b
Preservado	8.66 a	6.75 a	1.91 a	1.16 a

ANEXO D

Coefficiente de correlación entre las diversas variables

	DA	DR	PT	pH H ₂ O	pH KCl	MO	NT	CIC	CT	CO	CNO	CP	Feo	Fed	Fep	Alo	Ald	Alp	Sio
DA	1.00																		
DR	0.76**	1.00																	
PT	0.18*	0.70**	1.00																
pH H ₂ O	-0.29*	-0.18	0.10	1.00															
pH KCl	-0.59**	-0.45**	-0.04	0.84**	1.00														
MO	-0.81**	-0.73**	-0.85**	0.42**	0.59**	1.00													
NT	-0.81**	-0.73**	-0.26*	0.42**	0.59**	0.99**	1.00												
CIC	-0.57**	-0.43**	-0.08	0.43**	0.53**	0.47**	0.47**	1.00											
CT	-0.84**	-0.80**	-0.84**	0.21	0.51**	0.87**	0.87**	0.46**	1.00										
CO	-0.85**	-0.80**	-0.85**	0.25	0.56**	0.96**	0.96**	0.50**	0.90**	1.00									
CNO	-0.42**	-0.40**	-0.42**	0.03	0.16	0.31**	0.31**	0.16	0.68**	0.28**	1.00								
CP	-0.7**	-0.59**	-0.70**	0.11	0.34**	0.60**	0.60**	0.45**	0.72**	0.66**	0.47**	1.00							
Feo	-0.27*	-0.06	-0.27*	0.12	0.27*	0.21*	0.20	0.14	0.02	0.19	-0.25*	0.10	1.00						
Fed	0.21	0.33**	0.22	-0.05	-0.12	-0.45**	-0.45**	0.04	-0.44**	-0.44	-0.21*	-0.25*	0.36**	1.00					
Fep	-0.04	-0.03	-0.04	0.37**	-0.23	-0.04	-0.04	-0.07	0.45**	0.05	0.11	0.58**	0.11	-0.05	1.00				
Alo	-0.33**	-0.30**	-0.21	-0.35**	-0.13	0.26*	0.26*	0.15	0.28**	0.29**	0.12	0.35**	0.32**	0.17	0.38**	1.00			
Ald	-0.12	-0.03	-0.06	-0.05	0.02	0.06	0.06	0.01	0.08	0.08	0.04	0.06	0.13	0.02	0.27**	0.11	1.00		
Alp	-0.30	-0.22*	-0.07	0.30**	-0.11	0.24*	0.25	0.19	0.55**	0.30**	0.05	0.62**	0.33**	0.13	0.56**	0.67**	0.19	1.00	
Sio	-0.18	-0.01	0.09	-0.30**	-0.14	-0.07	-0.08	0.18	0.12	0.01	0.26**	0.30	0.08	0.17	0.17	0.34**	0.08	0.25*	1.00

* P ≤ 0.01 ** P ≤ 0.001

ANEXOS

