

# TERRA

## Latinoamericana

*Esta publicación está dedicada al Dr. Gilberto Gaxiola Castro, fundador y premio nacional del Programa Mexicano del Carbono por su generosa y trascendental aportación para originar nuevo conocimiento y consolidar el generado previamente en relación al ciclo del carbono y sus interacciones, desde una perspectiva multi-institucional y multidisciplinaria*



**PM**  
Programa Mexicano del Carbono



Órgano Oficial de Divulgación de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo

Julio • Septiembre de 2016 • Volumen 34 • Número 3 ISSN 2935-8030

# TERRA LATINOAMERICANA

JULIO – SEPTIEMBRE DE 2016 • VOLUMEN 34 • NÚMERO 3

<http://www.terralatinoamericana.org.mx>

<http://www.chapingo.mx/terra/>

**Terra Latinoamericana** es una publicación trimestral de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, A.C. y tiene como finalidad difundir la investigación edafológica generada en el ámbito latinoamericano.

**Terra Latinoamericana** está incluida en la Red de Revistas Científicas de América Latina, El Caribe, España y Portugal (REDALyC).

**Terra Latinoamericana** está indizada en AGRIS (FAO), AGRICOLA (USDA), CAB ABSTRACTS y PERIODICA.

# TERRA LATINOAMERICANA

## COMITÉ EDITORIAL

<b>EDITORIA</b>	<b>Dra. Mariela Hada Fuentes Ponce</b> Universidad Autónoma Metropolitana Unidad Xochimilco
<b>COEDITOR</b>	<b>Dr. David Espinosa Victoria</b> Colegio de Postgraduados Campus Montecillo
<b>EDITORES ASOCIADOS DE ESTE NÚMERO</b>	<b>Dra. Alma S. Velázquez Rodríguez</b> Universidad Autónoma del Estado de México <b>Dr. Felipe García Oliva</b> Universidad Nacional Autónoma de México
<b>EDITORES ADJUNTOS</b>	<b>Dr. Jorge D. Etchevers Barra</b> Colegio de Postgraduados <b>Dr. Manuel Sandoval Villa</b> Colegio de Postgraduados <b>Dra. Claudia Hidalgo Moreno</b> Colegio de Postgraduados <b>Dr. Fernando De León González</b> Universidad Autónoma Metropolitana <b>Dra. Norma E. García Calderón</b> Universidad Nacional Autónoma de México <b>Dr. David Cristóbal Acevedo</b> Universidad Autónoma Chapingo <b>Dra. Elizabeth Hernández Acosta</b> Universidad Autónoma Chapingo
<b>EDITORIA DE ESTILO EN INGLÉS</b>	<b>Diane Fumiko Miyoshi Udo</b>
<b>EDITORIA DE FORMATO</b>	<b>Rosa María López Atilano</b>

---

**EQUIPO EDITORIAL ADMINISTRATIVO**  
Eva Geraldina Vázquez Martínez

**WEBMASTER** Lic. Christopher Escalera de la Rosa  
**Fotografía Portada** Programa Mexicano del Carbono

---

### EDITORES ASOCIADOS NACIONALES

**Dr. Antonio Turrent Fernández**  
**Dr. Carlos Ortiz Solorio**  
**Dr. Enrique Palacios Vélez**  
**Dr. Gabriel Alcántar González**  
**Dr. Javier Z. Castellanos Ramos**  
**Dr. Juan José Peña Cabriales**  
**Dr. Manuel Anaya Garduño**  
**Dr. Oscar L. Palacios Vélez**  
**Dr. Ronald Ferrera Cerrato**

---

### EDITORES ASOCIADOS INTERNACIONALES

<b>Dr. Alberto Hernández</b>	<b>Cuba</b>
<b>Dr. Bernardo Van Raij</b>	<b>Brasil</b>
<b>Dr. Christian Prat</b>	<b>Francia</b>
<b>Dr. Daniel Buschiazzo E.</b>	<b>Argentina</b>
<b>Dr. Donald L. Suarez</b>	<b>EE. UU.</b>
<b>Dr. Eric S. Jensen</b>	<b>Dinamarca</b>
<b>Dr. Fernando Santibañez Q.</b>	<b>Chile</b>
<b>Dra. Floria Bertsch Hernández</b>	<b>Costa Rica</b>
<b>Dr. Hari Eswaran</b>	<b>EE. UU.</b>
<b>Dr. Héctor J. M. Morrás</b>	<b>Argentina</b>
<b>Dr. Jorge A. Delgado</b>	<b>EE. UU.</b>
<b>Dr. José Aguilar Ruiz</b>	<b>España</b>
<b>Dr. José M. Hernández Moreno</b>	<b>España</b>
<b>Dr. Juan F. Gallardo Lancho</b>	<b>España</b>
<b>Dr. Karl Stahr</b>	<b>Alemania</b>
<b>Dr. Narciso Pastor Saez</b>	<b>España</b>
<b>Dr. Rafael Villegas Delgado</b>	<b>Cuba</b>
<b>Dr. Renato Grez Z.</b>	<b>Chile</b>
<b>Dr. Walter Luzio Leighton</b>	<b>Chile</b>
<b>Dr. Winfried E. H. Blum</b>	<b>Austria</b>

# TERRA LATINOAMERICANA

## EDITORIAL COMMITTEE

<b>EDITOR</b>	<b>Dra. Mariela Hada Fuentes Ponce</b> Universidad Autónoma Metropolitana Unidad Xochimilco
<b>COEDITOR</b>	<b>Dr. David Espinosa Victoria</b> Colegio de Postgraduados Campus Montecillo
<b>ASSOCIATE EDITORS OF THIS ISSUE</b>	<b>Dra. Alma S. Velázquez Rodríguez</b> Universidad Autónoma del Estado de México <b>Dr. Felipe García Oliva</b> Universidad Nacional Autónoma de México
<b>ASSOCIATE EDITORS</b>	<b>Dr. Jorge D. Etchevers Barra</b> Colegio de Postgraduados <b>Dr. Manuel Sandoval Villa</b> Colegio de Postgraduados <b>Dra. Claudia Hidalgo Moreno</b> Colegio de Postgraduados <b>Dr. Fernando De León González</b> Universidad Autónoma Metropolitana <b>Dra. Norma E. García Calderón</b> Universidad Nacional Autónoma de México <b>Dr. David Cristóbal Acevedo</b> Universidad Autónoma Chapingo <b>Dra. Elizabeth Hernández Acosta</b> Universidad Autónoma Chapingo
<b>ENGLISH EDITOR</b>	<b>Diane Fumiko Miyoshi Udo</b>
<b>FORMAT EDITOR</b>	<b>Rosa María López Atilano</b>
<b>EDITORIAL STAFF</b>	<b>Eva Geraldina Vázquez Martínez</b>
<b>WEBMASTER</b>	<b>Lic. Cristopher Escalera de la Rosa</b>
<b>Cover Photograph</b>	<b>Programa Mexicano del Carbono</b>

## NATIONAL ASSOCIATE EDITORS

**Dr. Antonio Turrent Fernández**  
**Dr. Carlos Ortiz Solorio**  
**Dr. Enrique Palacios Vélez**  
**Dr. Gabriel Alcántar González**  
**Dr. Javier Z. Castellanos Ramos**  
**Dr. Juan José Peña Cabriales**  
**Dr. Manuel Anaya Garduño**  
**Dr. Oscar L. Palacios Vélez**  
**Dr. Ronald Ferrera Cerrato**

## INTERNATIONAL ASSOCIATE EDITORS

<b>Dr. Alberto Hernández</b>	<b>Cuba</b>
<b>Dr. Bernardo Van Raij</b>	<b>Brasil</b>
<b>Dr. Christian Prat</b>	<b>Francia</b>
<b>Dr. Daniel Buschiazzo E.</b>	<b>Argentina</b>
<b>Dr. Donald L. Suarez</b>	<b>USA</b>
<b>Dr. Eric S. Jensen</b>	<b>Dinamarca</b>
<b>Dr. Fernando Santibañez Quezada</b>	<b>Chile</b>
<b>Dra. Floria Bertsch Hernández</b>	<b>Costa Rica</b>
<b>Dr. Hari Eswaran</b>	<b>USA</b>
<b>Dr. Héctor J. M. Morrás</b>	<b>Argentina</b>
<b>Dr. Jorge A. Delgado</b>	<b>USA</b>
<b>Dr. José Aguilar Ruiz</b>	<b>España</b>
<b>Dr. José M. Hernández Moreno</b>	<b>España</b>
<b>Dr. Juan F. Gallardo Lancho</b>	<b>España</b>
<b>Dr. Karl Stahr</b>	<b>Alemania</b>
<b>Dr. Narciso Pastor Saez</b>	<b>España</b>
<b>Dr. Rafael Villegas Delgado</b>	<b>Cuba</b>
<b>Dr. Renato Grez Z.</b>	<b>Chile</b>
<b>Dr. Walter Luzio Leighton</b>	<b>Chile</b>
<b>Dr. Winfried E. H. Blum</b>	<b>Austria</b>

# TERRA

# LATINOAMERICANA

**SOCIEDAD MEXICANA DE LA CIENCIA DEL SUELO A. C.**

## **MESA DIRECTIVA 2016-2018**

Presidente	<b>Dr. Enrique Troyo Diéguez</b>
Vicepresidente	<b>Dr. Juan Pedro Flores Margez</b>
Secretario General	<b>Dr. Félix Alfredo Beltrán Morales</b>
Tesorera	<b>Dra. Norma Eugenia García Calderón</b>
Secretario de Relaciones Públicas	<b>Dr. Juan Manuel Covarrubias Ramírez</b>
Secretario Técnico	<b>Dr. Juan Manuel Cortés Jiménez</b>
Secretario de Eventos Nacionales e Internacionales	<b>M.C. Baltazar Corral Díaz</b>
Coordinador de Comité de Apoyo	<b>Dra. Catarina Loredo Osti</b>
Primer Vocal	<b>Dr. Armando Guerrero Peña</b>
Segundo Vocal	<b>Dra. Claudia Isabel Hidalgo Moreno</b>

## **TERRA LATINOAMERICANA**

Órgano Científico de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo A. C.  
Julio - Septiembre de 2016 · Volumen 34 · Número 3  
**ISSN ELECTRÓNICO 2395-8030**

Los artículos publicados son responsabilidad absoluta de los autores. Se autoriza la reproducción parcial o total de esta revista, citándola como fuente de información. Las contribuciones a esta revista deben enviarse en versión electrónica conforme a las Normas para Publicación en la Revista TERRA LATINOAMERICANA a:

Editor de la Revista TERRA LATINOAMERICANA. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo A. C.  
Apartado Postal 45, 56230 Chapingo, estado de México, México.

**Oficina:** Edificio del Departamento de Suelos  
Universidad Autónoma Chapingo  
56230 Chapingo, estado de México.

**Teléfono y fax:** 01(595) 95 2 17 21

# TERRA LATINOAMERICANA

MEXICAN SOCIETY OF SOIL SCIENCE

## BOARD

President	<b>Dr. Enrique Troyo Diéguez</b>
Vicepresident	<b>Dr. Juan Pedro Flores Margez</b>
Secretary	<b>Dr. Félix Alfredo Beltrán Morales</b>
Treasurer	<b>Dra. Norma Eugenia García Calderón</b>
Public Relations	<b>Dr. Juan Manuel Covarrubias Ramírez</b>
Technical Adviser	<b>Dr. Juan Manuel Cortés Jiménez</b>
National and International Events	<b>M.C. Baltazar Corral Díaz</b>
Coordinator Support Committee	<b>Dra. Catarina Loredo Osti</b>
Voters	<b>Dr. Armando Guerrero Peña</b> <b>Dra. Claudia Isabel Hidalgo Moreno</b>

## TERRA LATINOAMERICANA

Scientific publication of the Mexican Society of Soil Science

July - September, 2016 · Volume 34 · Number 3

**ISSN 2395-8030 (Online)**

The authors take full responsibility for the articles published. Partial or total reproduction of the content of this journal is authorized, as long as this publication is cited as the information source. When submitting articles to this journal an electronic version must be sent to:

Editor de la Revista TERRA LATINOAMERICANA, Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo A.C.

Apartado Postal 45, 56230 Chapingo, estado de México, México.

**Office address:** Soils Department building  
Universidad Autónoma Chapingo  
56230 Chapingo, estado de México.

**Telephone - fax:** +52 (595) 952 17 21

# EDITORIAL

## El Carbono en los Suelos de México II

La revista Terra Latinoamericana y el Programa Mexicano del Carbono presentan en forma conjunta el segundo número sobre el papel de los suelos mexicanos en el ciclo del carbono, en conmemoración del *Año Internacional del Suelo*. Bajo la misma premisa que el primer número, esta segunda colaboración pretende permitir el acceso a los lectores a trabajos que abordan distintos aspectos del carbono edáfico y su relación con el ambiente y la sociedad. El presente número está conformado por tres secciones: i) estudios de síntesis sobre el conocimiento del carbono edáfico en México; ii) modelación de diagnóstico y predictiva de la dinámica del carbono en los suelos y iii) carbono más allá del suelo.

En la primera sección se incluyen tres artículos que sintetizan el conocimiento actual sobre procesos que inciden en la degradación de los suelos mexicanos y la distribución espacial del carbono. En el primero destaca el hecho de que, a pesar de que la respiración del suelo constituye el segundo flujo de C más importante hacia la atmósfera, únicamente existen 28 estudios en los que se realizaron mediciones directas de intercambio de gases en campo. La necesidad de seguir investigando en este campo es inminente, ya que los estudios publicados se centran en sistemas agrícolas y bosques del centro y sur del país, sin que exista información de los ecosistemas áridos y semiáridos, tropicales y humedales, cuya importancia radica no sólo en su mayor cobertura espacial, si no en que son sistemas con amplios intervalos de temperatura-humedad y la respiración es un proceso que depende, directamente, de la temperatura y humedad del suelo, la fotosíntesis, la disponibilidad de materia orgánica y la composición de la biota edáfica, además de que están fuertemente amenazados por los cambios en el uso de suelo. En el segundo artículo se presenta el Mapa Nacional de Erosión escala 1:50 000, cuya elaboración denota la compaginación de diversas fuentes de información, técnicas de fotointerpretación de imágenes de satélite de alta resolución, cartografía especializada e información de campo, en un producto cuyo principal aporte es poner en un solo documento, la información necesaria para estimar las pérdidas de carbono orgánico del suelo debidas a éste fenómeno. Los resultados muestran que el 76% de la superficie nacional tiene algún grado de afectación por erosión hídrica; de ésta, el 6.79% corresponde a erosión extrema, 5.79% a fuerte, 26.37% moderada y 37.06% leve. Los estados más afectados por erosión apreciable son: Ciudad de México, Tlaxcala, Estado de México y Michoacán y, los menos afectados: Tabasco, Quintana Roo y Campeche. El tercer artículo presenta la distribución espacial actual del carbono orgánico de los suelos (COS) y su inventario, elementos indispensables para definir los requerimientos mínimos para el desarrollo de políticas públicas de medidas de mitigación de gases efecto invernadero. Se demuestra que las estimaciones del inventario del almacén del COS a escala global son dependientes de las fuentes de información y metodologías usadas, por lo que generalmente tienen una alta incertidumbre. Se revisan los inventarios del COS en los ecosistemas terrestres y se discuten las causas de variación en las estimaciones nacionales. Con la finalidad de reducir la incertidumbre, tanto en la caracterización espacial, como en la evolución temporal del COS, se analiza la relación textura-COS por ecosistema, como base para el establecimiento de desarrollos futuros.

En la segunda sección se presentan cuatro artículos que representan importantes ejercicios de modelación, tanto diagnóstica, como predictiva, de la dinámica del carbono en el suelo. El primero de ellos presenta un modelo que muestra que el limo y la arcilla juegan un papel clave en la estabilización del carbono orgánico del suelo por ser fracciones susceptibles de saturarse de carbono. Se comparó el C en las fracciones del tamaño del limo y arcilla en suelos templados y subtropicales de cultivo, con un intervalo contrastante de texturas y mineralogías. Los resultados mostraron una relación positiva entre el COS y el C en la fracción de limo, mientras que en la fracción arcilla fue constante o mostró un comportamiento asintótico, lo que implica que la fracción de limo, a diferencia de la arcilla, no muestra evidencia de saturación. La fracción de limo se considera parcialmente reactiva, mientras que la fracción de arcilla acumula C hasta un valor máximo. El segundo trabajo se estudian las emisiones de gases efecto invernadero asociadas al carbono orgánico del suelo, mediante modelos simples que ofrecen la oportunidad de analizar la dinámica de las alteraciones provocadas por los cambios en el uso de suelo, la vegetación

y las prácticas de manejo. Se analizan diferentes esquemas para parametrizar el modelo COLPOS, el cual permite caracterizar la distribución del COS en fracciones físicas del suelo y diferentes almacenes. Los resultados muestran que el carbono orgánico inerte y el tamaño de partícula asociado, permiten precisar los parámetros del modelo COLPOS y determinar las pérdidas potenciales de carbono orgánico del suelo. La validación de los métodos de parametrización del modelo COLPOS permite su implementación operativa empleando solamente la información de COS y textura del suelo, disponible en México. La tercera contribución muestra la modelación de la distribución vertical del carbono orgánico en los suelos, como respuesta a la evidencia de que el COS puede ser desestabilizado por diferentes mecanismos conforme se incrementa la profundidad. Mediante el análisis de una base de datos de COS de perfiles de suelos distribuidos en todo México, se demostró la existencia de un comportamiento logarítmico, que permitió desarrollar un esquema para estimar el carbono orgánico inerte a partir del modelo. Adicionalmente, se desarrolló un método para estimar el COS a una profundidad de 30 cm a partir de parámetros asociados a los ecosistemas y tipos de vegetación. Los resultados mostraron que el modelo de estimación del carbono orgánico inerte y, del carbono orgánico a profundidad usando sólo el COS, es adecuado y puede implementarse en forma operativa. El cuarto artículo muestra un ejemplo de aplicación del modelo RothC-26.3 (RothC), que es uno de los más usados en el mundo para estudiar la dinámica del C en diferentes sistemas. Se evaluó el desempeño del modelo en la simulación de los cambios del COS a nivel de parcela, en experimentos de corta duración y diferentes sistemas: agrícola con residuos vegetales, agrícola sin residuos, forestales, praderas y agostaderos. Se midieron y estimaron los parámetros de entrada al modelo. El grado de asociación entre el COS medido y el simulado fue de 0.76 y hasta 1.0 en todos los sitios. La eficiencia del modelo varió entre 0.53 y 0.93, excepto en el sitio en el que se evaluaron sistemas de labranza. De acuerdo con los resultados por sitios, sistemas y forma de simulación, el modelo RothC se puede usar con buena aceptación para simular los cambios de COS a nivel de parcela en los sistemas agrícolas y forestales, media en praderas y, baja en agostaderos.

La tercera sección está formada por un artículo en el que se hace una recopilación y análisis de la información disponible sobre una alternativa tecnológica que ha sido poco o no empleada en México: el biocarbón (*biochar*), que es un subproducto de la pirólisis de biomasa residual. De acuerdo con los autores, existen experiencias positivas derivadas de su aplicación al suelo, ya que genera una mejoría en sus propiedades físicas, químicas y biológicas, lo que se traduce en un aumento de la productividad de los cultivos. Por ser una forma recalcitrante de carbono, el biocarbón actúa como reservorio de larga duración de este elemento, retardando su retorno a la atmósfera como CO<sub>2</sub>, situación que contribuye a mitigar el cambio climático. Un beneficio adicional es que la materia prima para su producción proviene de residuos orgánicos, que a menudo causan problemas de contaminación ambiental. El desarrollo de procesos tecnológicos para elaborar biocarbón, factibles de ser implementados en México, constituye un desafío para los tecnólogos locales y adicionalmente, es una potencial fuente de trabajo para productores del sector agroforestal y entidades municipales, al generar ingresos extras dando valor agregado a los residuos orgánicos y generar un producto con valor comercial.

Las conclusiones generales que surgen de los trabajos que constituyen este número son: i) México representa una oportunidad importante para entender la compleja dinámica del COS, debido a la fuerte estacionalidad que se presenta en la mayoría de los ecosistemas mexicanos, lo cual es particularmente relevante, ya que la deforestación y la degradación de dichos ecosistemas se incrementa rápidamente mientras que se vislumbran cambios importantes en el clima del país ii) la ausencia de información y de estudios a largo plazo para evaluar los complejos procesos asociados a la dinámica del COS, constituye una oportunidad para el desarrollo de investigación científica y tecnológica, si se apoya en los modelos de diagnóstico y predicción desarrollados a partir de la información que se tiene disponible en el país iii) es poco lo que se sabe del efecto de algunos componentes del biocarbón en las plantas y aún existen muchas interrogantes respecto a los materiales que se usan para su elaboración, pero las respuestas a dichas interrogantes servirán para generar bases sólidas y proponer su uso como mejorador del suelo y como un mecanismo para el secuestro de carbono en el mismo.



**El** proceso de síntesis sobre la dinámica del carbono en los ecosistemas terrestres de México, promovido por el Programa Mexicano del Carbono, muestra un diagnóstico del estado del conocimiento actual, así como vacíos y oportunidades para nuevos desarrollos, particularmente bajo un esquema de trabajo colectivo. Los retos son muchos y variados, pero la coordinación de esfuerzos abre nuevos caminos para enfoques integrales y armónicos con las necesidades del país.

Los Editores del PMC

**Alma S. Velázquez Rodríguez**

Facultad de Ciencias, UAEM

**Felipe García Oliva**

Instituto de Investigación en Ecosistemas y Sustentabilidad, UNAM

# TERRA

## LATINOAMERICANA

JULIO – SEPTIEMBRE DE 2016 • VOLUMEN 34 • NÚMERO 3  
JULY – SEPTEMBER, 2016 • VOLUME 34 • NUMBER 3

### I. Estudios de Síntesis sobre el Conocimiento del Carbono Edáfico en México

- 253** Soil respiration in Mexico: Advances and future directions.  
Respiración del suelo en México: Avances y direcciones futuras.  
*Alejandro Cueva, Carlos A. Robles Zazueta, Jaime Garatuza Payan y Enrico A. Yépez*
- 271** Mapa de erosión de los suelos de México y posibles implicaciones en el almacenamiento de carbono orgánico del suelo.  
Erosion map of Mexico soils and its possible implications for soil organic carbon pool.  
*Martín A. Bolaños González, Fernando Paz Pellat, Carlos O. Cruz Gaistardo, Jesús A. Argumedo Espinoza, Víctor M. Romero Benítez y Julio C. de la Cruz Cabrera*
- 289** Distribución espacial y temporal del carbono orgánico del suelo en los ecosistemas terrestres de México.  
Spatial and temporal distribution of soil organic carbon in the terrestrial ecosystems of Mexico.  
*Fernando Paz Pellat, Jesús A. Argumedo Espinoza, Carlos O. Cruz Gaistardo, Jorge D. Etchevers B. y Ben de Jong.*

### II. Modelación de Diagnóstico y Predictiva de la Dinámica del Carbono en los Suelos

- 311** Carbon saturation in the silt and clay particles in soils with contrasting mineralogy.  
Saturación del carbono en las partículas de limo y arcilla en suelos con mineralogía contrastante.  
*Francisco Matus, Estrella Garrido, Claudia Hidalgo, Fernando Paz, Jorge Etchevers, Carolina Merino y Aurelio Báez*
- 321** Modelación simple y operativa de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en los suelos.  
Simple and operational modeling of organic carbon in physical fractions in soils.  
*Fernando Paz Pellat, Sara Covaleda, Claudia Hidalgo, Jorge Etchevers y Francisco Matus*

# TERRA

## LATINOAMERICANA

339 Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México.  
Depth distribution of soil organic carbon in Mexico soils.  
*Fernando Paz Pellat y Jorge D. Etchevers*

357 Desempeño del modelo Rothc-26.3 a nivel de parcela en México.  
Performance of the Rothc-26.3 model at the plot level in Mexico.  
*Lucila González Molina, Jorge D. Etchevers Barra, Fernando Paz Pellat,  
Fernando Carrillo Anzures, Miguel Acosta Mireles y Aurelio Báez Pérez*

### III. Carbono más allá del Suelo

367 Biocarbón (biochar) I: Naturaleza, historia, fabricación y uso en el suelo.  
Biocarbon (biochar) I: Nature, history, manufacture and use in soil.  
*Ariadna Escalante Rebolledo, Guadalupe Pérez López, Claudia Hidalgo Moreno,  
Jorge López Collado, Julio Campo Alves, Esteban Valtierra Pacheco y  
Jorge D. Etchevers Barra*

Revisores de este número  
Reviewers of this number

383

# Soil respiration in Mexico: Advances and future directions

## Respiración de suelo en México: Avances y direcciones futuras

Alejandro Cueva<sup>1</sup>, Carlos A. Robles Zazueta<sup>2</sup>, Jaime Garatuza Payan<sup>3</sup> y Enrico A. Yépez<sup>3‡</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Biología de la Conservación, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Carretera Ensenada-Tijuana 3918. 22860 Ensenada, Baja California, México.

<sup>2</sup> Departamento de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Universidad de Sonora. Universidad de Sonora, Blvd. Luis Encinas y Rosales s/n, Col. Centro. 83000 Hermosillo, Sonora, México.

<sup>3</sup> Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora. 5 de Febrero 818 Sur, Col. Centro. 85000 Ciudad Obregón, Sonora, México.

‡Author responsable (enrico.yepez@itson.edu.mx)

---

### SUMMARY

Soil respiration ( $R_s$ ) is a  $CO_2$  efflux from the soil to the atmosphere defined as the sum of autotrophic (respiration by roots and mycorrhizae), and heterotrophic (respiration of microorganisms that decompose fractions of organic matter and of soil fauna) respiration. Globally,  $R_s$  is considered to be the second largest flux of C to the atmosphere. From published literature it is clear that its main controls are soil temperature, soil moisture, photosynthesis, organic matter inputs and soil biota composition. Despite its relevance in C cycle science, there have been only twenty eight studies in Mexico in the last decade where direct measurement of gas exchange was conducted in the field. These studies were held mostly in agricultural and forest ecosystems, in Central and Southern Mexico where mild subtropical conditions prevail. However, arid, semi-arid, tropical and wetland ecosystems may have an important role in Mexico's  $CO_2$  emissions because of their extent and extensive land use changes. From the twenty eight studies, only two provided continuous measurements of  $R_s$  with high temporal resolution, highlighting the need for long-term studies to evaluate the complex biophysical controls of this flux and associated processes over different ecological succession stages. We conclude that Mexico represents an important opportunity to understand its complex dynamics, in national and global context, as ecosystems in the country cover a wide range of climatic conditions. This is particularly important because deforestation and degradation of Mexican ecosystems is rapidly increasing along with expected changes in climate.

*Index words: biogeosciences; carbon cycle; soil  $CO_2$  efflux; soil temperature; soil moisture.*

### RESUMEN

La respiración del suelo ( $R_s$ ) se define como la suma de la respiración autótrofa (raíces y micorrizas) y la respiración heterótrofa (la de los microorganismos del suelo que descomponen materia orgánica y de la fauna del suelo). A nivel global, a  $R_s$  se le considera el segundo flujo de C más importante hacia la atmósfera. La literatura denota que sus principales controles son la temperatura y humedad del suelo, la fotosíntesis, la disponibilidad de materia orgánica y la composición de la biota del suelo. A pesar de su relevancia en la ciencia del ciclo del C, ha habido solamente 28 estudios publicados en revistas indizadas en México en la última década, en los cuales se llevaron a cabo mediciones directas de intercambio de gases en campo. Estos estudios principalmente representan sistemas agrícolas y bosques en el centro y sur del país. Los ecosistemas áridos y semiáridos, tropicales y los humedales requieren atención debido a su cobertura espacial, su variación de temperatura y humedad, y la amenaza de los cambios de uso de suelo. De los 28 trabajos en la literatura, sólo en dos midieron  $R_s$  de manera continua, remarcando la necesidad de llevar a cabo estudios a largo plazo para evaluar los complejos controles biofísicos y procesos asociados a este flujo en distintas fases de sucesión ecológica. Concluimos que México representa una oportunidad importante para entender la compleja dinámica de  $R_s$ , relevante en contextos nacionales e internacionales, debido a la fuerte estacionalidad que gobierna en la mayoría de

---

#### Como citar este artículo:

Cueva, A., C. A. Robles Zazueta, J. Garatuza Payan y E. A. Yépez. 2016. Soil respiration in Mexico: Advances and future directions. *Terra Latinoamericana* 34: 253-269.

---

Recibido: agosto de 2015. Aceptado: enero de 2016.

Publicado en *Terra Latinoamericana* 34: 253-269.

los ecosistemas mexicanos. Esto es particularmente relevante ya que la deforestación y la degradación en los ecosistemas mexicanos están incrementando rápidamente mientras que se avizoran cambios importantes en la climatología del país.

**Palabras clave:** *biogeociencias; ciclo de carbono; flujo de CO<sub>2</sub> del suelo; temperatura de suelo; humedad de suelo.*

## INTRODUCTION

Soil respiration ( $R_s$ , also known as soil CO<sub>2</sub> efflux) is the second largest carbon (C) flux between terrestrial ecosystem and the atmosphere (Raich and Schlesinger 1992; Bond-Lamberty and Thomson 2010). Globally, it exceeds the input of carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) by anthropogenic fossil fuels combustion to the atmosphere by an order of magnitude (Reichstein and Beer, 2008). Then, the importance of understand the dynamics and controls of  $R_s$  is that it represents a net loss of C from the soils (Lal, 2004), and even a small change in this pool could represent a significant feedback to the Earth system (Reichstein *et al.*, 2003).

There is a growing community across the globe interested in measuring and understanding soil C fluxes. Furthermore, there are growing databases for ecosystem CO<sub>2</sub> fluxes (e.g., FLUXNET, AmeriFlux, MexFlux) (Baldocchi *et al.*, 2001; Vargas *et al.*, 2013) and  $R_s$  (Bond-Lamberty and Thomson, 2014). However, most of the studies had been carried out in Europe and the United States (Bond-Lamberty and Thomson, 2010) at latitudes above 30° N. Ecosystems in those regions are characterized by temperate climates, with mean annual temperatures between 5-17 °C and annual rainfall above 600 mm; in contrast, arid, semiarid, tropical, and subtropical regions have been poorly represented, denoting that more tropical countries are underrepresented in continental-to-global understanding of the C cycle (Vargas *et al.*, 2012). This bias has regional, continental, and global implications, from scientific understanding to policy making and management that could be reduced if more spatially refined and *equally* distributed estimations and measurements exists, to improve our knowledge of the factors that govern  $R_s$  across time and space (King *et al.*, 2015).

Mexico has many contrasting ecosystems, spanning from arid deserts to evergreen and tropical

forest. Besides, Mexico exhibits heterogeneous landscapes due to land use change, mainly from deforestation, and livestock grassing (Vargas *et al.*, 2012). Furthermore, Mexico is prone to natural hydrometeorological disturbances, such as the North American Monsoon across the Pacific Ocean, and tropical cyclones occurring in the Caribbean and the Gulf of Mexico. Despite the great opportunity describe natural phenomena in contrasting gradients (e.g., altitudinal, disturbances) and the potential for manipulative experiments, Mexican scientists have barely studied the dynamics of  $R_s$  and other ecosystem C fluxes (Escobar *et al.*, 2008).

The main objective of this paper is to highlight the opportunities that scientists interested in  $R_s$  (e.g., biologists, ecologists, soil scientists, hydrologists, modelers) have to advance on the knowledge of soil C cycle science. We first review the global literature of  $R_s$  in order to give a brief description of the main mechanisms that controls  $R_s$ , as well as common methodologies to measure it. Then, we make a synthesis from  $R_s$  studies held in Mexico, to discuss the state of the art in this topic in the country. For the latter, we only focused on published literature where fluxes were measured or sampled in the field, excluding studies where soil samples were incubated in the laboratory.

## MECHANISMS

Soil respiration ( $R_s$ ) is a composite of two main CO<sub>2</sub> sources (Ryan and Law, 2005): i) autotrophic respiration, the respiration by roots and mycorrhizae, and ii) heterotrophic respiration, the respiration of microorganisms within the soil that decompose fractions of organic matter plus the respiration of soil fauna. In view of the latter,  $R_s$  exhibits complex dynamics across different spatio-temporal scales (Vargas *et al.*, 2010b). The main abiotic controls of  $R_s$  are soil temperature (Lloyd and Taylor, 1994; Davidson and Janssens, 2006) and soil moisture (Kim *et al.*, 2012), while soil physical characteristics (Pumpanen *et al.*, 2003) and organic matter inputs (Curiel Yuste *et al.*, 2007) influence the composition of soil biota (Nannipieri *et al.*, 2003). Although  $R_s$  is the main CO<sub>2</sub> efflux from the soil to the atmosphere, other non-biological processes contributes to CO<sub>2</sub> emissions (Rey, 2015). An example of the latter is the chemical weathering of calcium carbonate (Ca CO<sub>3</sub>) (Serrano-Ortiz *et al.*, 2010; Hamerlynck *et al.*, 2013) and pore

degassing following major inputs of water (Liu *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2004).

### Biophysical Controls

At different spatial scales (e.g., plot to continental), soil temperature and soil moisture have been considered the main abiotic factors that account for the major temporal variability of  $R_s$  (Subke and Bahn, 2010). Although the temperature dependence of  $R_s$  has been greatly studied, there is still an open discussion about the temperature sensitivity of soil organic matter (SOM) decomposition (Giardina and Ryan, 2000; Davidson and Janssens, 2006; Conant *et al.*, 2011), and the dependence of  $R_s$  on soil moisture is not well understood (Moyano *et al.*, 2012; Vicca *et al.*, 2014). Furthermore, studies in the last two decades have demonstrated that photosynthesis plays also a key role regulating  $R_s$  (Högberg *et al.*, 2001; Vargas *et al.*, 2011). Thus, the interactions among these factors across temporal scales cause great uncertainties in estimations of  $R_s$ , and it becomes difficult to extrapolate site measurements to the estimation of C budgets at different spatial scales.

### Temperature

In most of the global literature, the variation of  $R_s$  has been treated as a function of soil temperature (Lloyd and Taylor, 1994), the most widely used equations being those of van't Hoff and Arrhenius (Sierra *et al.*, 2011). The temperature dependence of  $R_s$  reflects the effect of temperature on microbial metabolism which is derived from enzymatic kinetics (Schipper *et al.*, 2014). This temperature dependence of  $R_s$  had received much attention in recent years due to contradictory results (von Lützow and Kögel-Knabner, 2009) resulting from different methods, such as incubation experiments, field measurements (Rinkes *et al.*, 2013), different substrate pools [e.g., high-quality-labile-fresh or low-quality-recalcitrant-old (Van Hees *et al.*, 2005)], different metabolic temperature sensitivities of autotrophic or heterotrophic components (Boone *et al.*, 1998), or different indices or empirical relations used to describe this relationship (Sierra, 2012). An important factor is the heterogeneity of abiotic and biotic factors within the soil profile (texture, temperature, moisture, microorganism composition, life strategies, acclimatization delays, root composition and distribution).

In temperate ecosystems, the diurnal increase and decrease of soil temperature is generally reflected in  $R_s$  (Xu and Qi, 2001; Subke *et al.*, 2003). Some researchers have observed diel hysteresis and two arguments have been proposed to explain this phenomenon: i) environmental variables such as photosynthate production, litterfall, and soil organic carbon (SOC) availability may oscillate out of phase with soil temperature (Carbone *et al.*, 2008; Vargas and Allen, 2008a); ii) soil temperature is measured at a fixed depth but  $\text{CO}_2$  efflux represents a profile, leading to differences in magnitude and phase (Lasslop *et al.*, 2012). Of course,  $\text{CO}_2$  production has an intrinsic lag with surface efflux, dependent on depth and diffusion (Vargas *et al.*, 2010a). The temperature response of  $R_s$  has concerned the scientific community because climate change would lead to positive feedback of  $\text{CO}_2$  emission to the atmosphere (Fang and Moncrieff, 2001).

### Moisture

Microbial decomposition as well as root respiration may be limited by water availability. Global patterns of precipitation are changing in terms of number of events, event size, and the number of dry days between events (Knapp *et al.*, 2015). However, the response of  $R_s$  to precipitation events, or soil moisture, is relatively unknown (Kim *et al.*, 2012).

For these reason researches had proposed several explanations and hypothesis of what could be happening after rain events: i) a rapid degasification of soil air-filled pore spaces (Yépez and Williams, 2009), ii) a re-hydration of dormant fungi and microbes and an increase of their biomass (Chowdhury *et al.*, 2011), iii) microbial cell lysis due to a osmotic shock (Van Gestel *et al.*, 1992), iv) release of microbial osmolytes that may support broader increases in metabolism (*metabolic hypothesis*) (Xiang *et al.*, 2008), v) rewetting of old, non-available or recalcitrant compounds (*physical hypothesis* or *priming effect*) (Kuzyakov, 2010). Also, root respiration should affected by the return of moist conditions. Ecosystems with highly seasonal hydrology are common in Mexico, so soil moisture is likely to be a key limiting factor in many processes controlling  $R_s$  in Mexican ecosystems.

Mexico has a coastline of 12 122 km, where other non-rainfall inputs of water could influence the C exchange from terrestrial ecosystems to the atmosphere. Reimer

*et al.* (2015) found that sea surface temperature could influence gross primary productivity (GPP) through fog formation in the Baja California Peninsula; fog is an important non-rainfall water input in tropical cloud forests in Veracruz, as well in the deserts across Baja California, but it has not been linked with  $R_s$  yet. Carbone *et al.* (2011) found in the Santa Cruz Island in California that seasonal and episodic moisture inputs from fog can influence the magnitude of  $R_s$ . Thus, it is important to recognize that not only water inputs from precipitation triggers  $R_s$ , but other non-rainfall inputs, such as dew or fog could influence  $R_s$ .

### Photosynthesis

Although temperature and moisture are the main temporal controls of  $R_s$ , recent studies provide evidence that plant photosynthesis influence  $R_s$  at different temporal scales, challenging the assumption that most of the soil  $CO_2$  efflux is microbial-derived (Kuzyakov and Gavrichkova, 2010; Mencuccini and Hölttä, 2010; Brüggemann *et al.*, 2011; Vargas *et al.*, 2011). For example, there is evidence that >60% of the C released by  $R_s$  in a temperate forest could be related to recent photo-assimilates transported belowground (Taneva *et al.*, 2006), and root respiration could be insensitive to decreasing temperatures while microbial metabolism is inhibited (Singh *et al.*, 2003).

This relationship of  $R_s$  with photosynthesis showed temporal lags and phase differences from hours to days. However, these relations depend on ecosystem type, as well as vegetation phenology. For example, Vargas *et al.* (2011) showed that different forest types (e.g., Mediterranean, temperate, boreal) could present the same temporal lag between photosynthesis and  $R_s$  (i.e., one day) but the duration (in days) of the effect differed. In contrast, grasslands used photoassimilates produced the same day for root respiration (Tang *et al.*, 2005; Bahn *et al.*, 2009).

### Temporal Variation

Seasonal variation of  $R_s$  has been observed in almost every ecosystem. This variation is driven by seasonality of temperature, light, soil moisture, and the derived growing seasons of the vegetation and soil biota. This variation can be explained by leaf area index (LAI), litter production and root biomass (Thomas *et al.*, 2000). Phenology plays a key role,

mainly through the timing of litterfall, labile C fraction availability, and root turnover (Curiel Yuste *et al.*, 2004). In special cases like wetlands, the main factor controlling  $R_s$  is the tidal fluctuation where spring-neap tide cycles results in a fluctuating soil  $O_2$  concentration, which limits or enhances both microbial and root activity and thus  $R_s$  (Lovelock, 2008).

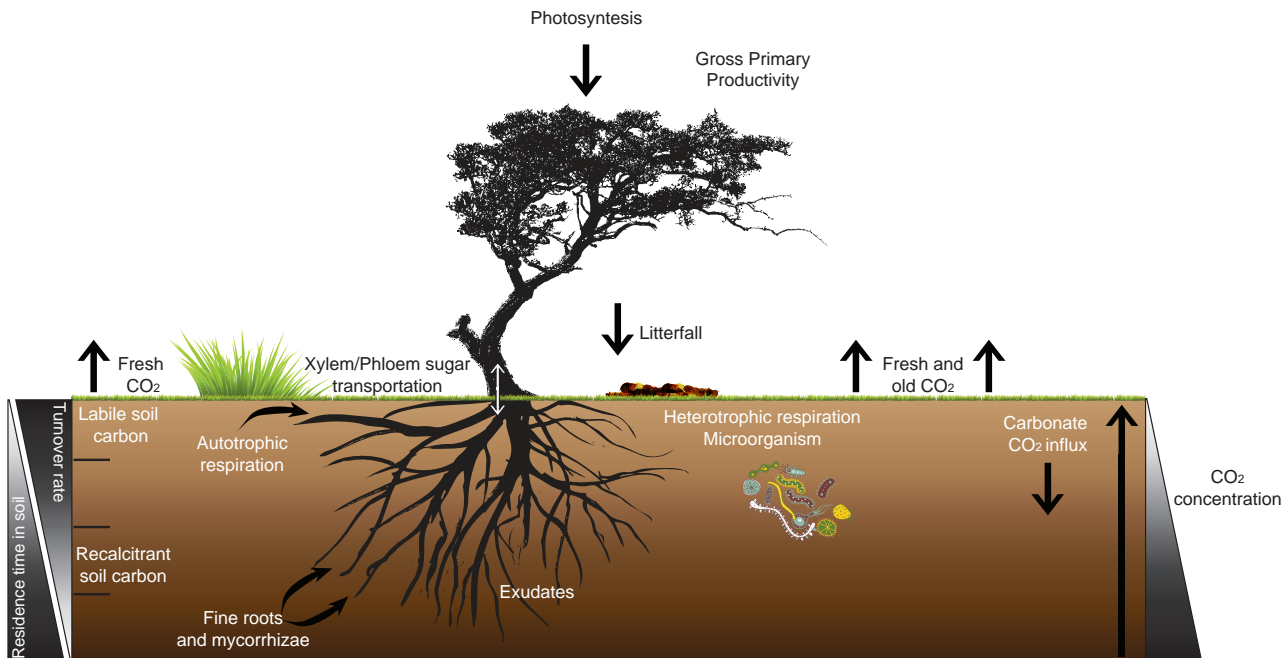
Successional changes in an ecosystem also drive variability of  $R_s$  during long-time scales (Chapin *et al.*, 2002). During secondary succession,  $R_s$  may rise substantially because some disturbances (e.g., logging, hurricanes, floods, but not fire) may input large amounts of labile C into the soil (Vargas, 2012a). This enhancement of  $R_s$  eventually subsides (Luo and Zhou, 2006). In late succession,  $R_s$  is expected to be high due to litter production and accumulation, and root density (Kolari *et al.*, 2004; Luo and Zhou, 2006; Kopittke *et al.*, 2013).

### Spatial Variation

Soil properties and dynamics are vertically and horizontally heterogeneous across the landscape, changing within a few centimeters (Figure 1). Soil texture and tortuosity affect the diffusion rate of the gases within the soil (Moldrup *et al.*, 2001). The local availability of nutrients affects soil microbiota composition and activity, influencing  $R_s$  rates (Lipson *et al.*, 2005; Almagro *et al.*, 2013). Soil temperature and moisture are spatially heterogeneous (Huxman *et al.*, 2004), creating spots where the metabolic activity of microbes and fine roots are higher or lower (Jenerette *et al.*, 2008) producing hot spots and hot moments of  $R_s$  across the landscape (Leon *et al.*, 2014). Special attention has been paid to the effect of vegetation on  $R_s$ . For example, Barron-Gafford *et al.* (2011) studied the dynamics of  $R_s$  under different cover types (under grasses or mesquites, and inter-canopy), Tang and Baldocchi (2005) evaluated the influence of the proximity of trees on  $R_s$ , Cable *et al.* (2011) compared  $R_s$  in seven different deserts, and Rochette *et al.* (1991) evaluated the influence of different crops on the efflux of  $CO_2$  from the soil.

### METHODS AND TECHNIQUES TO MEASURE AND ESTIMATE SOIL RESPIRATION

There are different approaches to measure  $R_s$  in the field (Figure 2): i)  $CO_2$  trapping, ii) measurement of



**Figure 1.** Schematic representation of the main components of soil respiration. Autotrophic respiration is mainly controlled by carbon allocation by the xylem/phloem transport, meanwhile heterotrophic respiration is controlled by substrate availability; however, both fluxes are temperature and moisture dependent. The scales on the sides represent a gradient, being darker the highest and clearer the lowest. This figure was recreated after the conceptual models of Ryan and Law 2005; Kuzyakov and Gavrichkova, 2010; Brüggemann *et al.*, 2011. Figure produced by Lluvia B. Vargas-Gastélum.

surface concentration changes, and iii) measurement of  $\text{CO}_2$  along soil profiles. These techniques had been widely used elsewhere but seldom in Mexico. Here we briefly describe their operational principles. The first two are typically used with a ring inserted several centimeters into the ground and projecting above the surface, defining both a surface and its lower entry, installed some weeks in advance of measurements to allow acclimation of the soil system to the disturbance.

The trapping technique consists of placing a chamber hermetically in the soil ring, collecting air or  $\text{CO}_2$  after some time interval for further analysis in the lab. Collecting devices are typically syringes or alkali. With syringes, the  $\text{CO}_2$  concentration is measured using a gas chromatograph; for the alkali trap,  $\text{CO}_2$  is measured by simple chemical procedures.

For estimation from the rate of change of  $\text{CO}_2$  concentration, a chamber placed on the soil ring, attached to an Infra-Red Gas Analyzer (IRGA), air is circulated actively or passively in the system and  $\text{CO}_2$  concentration is measured repeatedly (for a few minutes) through its adsorption of specific bands of light (Cueva-Rodríguez *et al.*, 2012).

The gradient method is based on the Fick's law of diffusion and consists of measuring  $\text{CO}_2$  concentrations

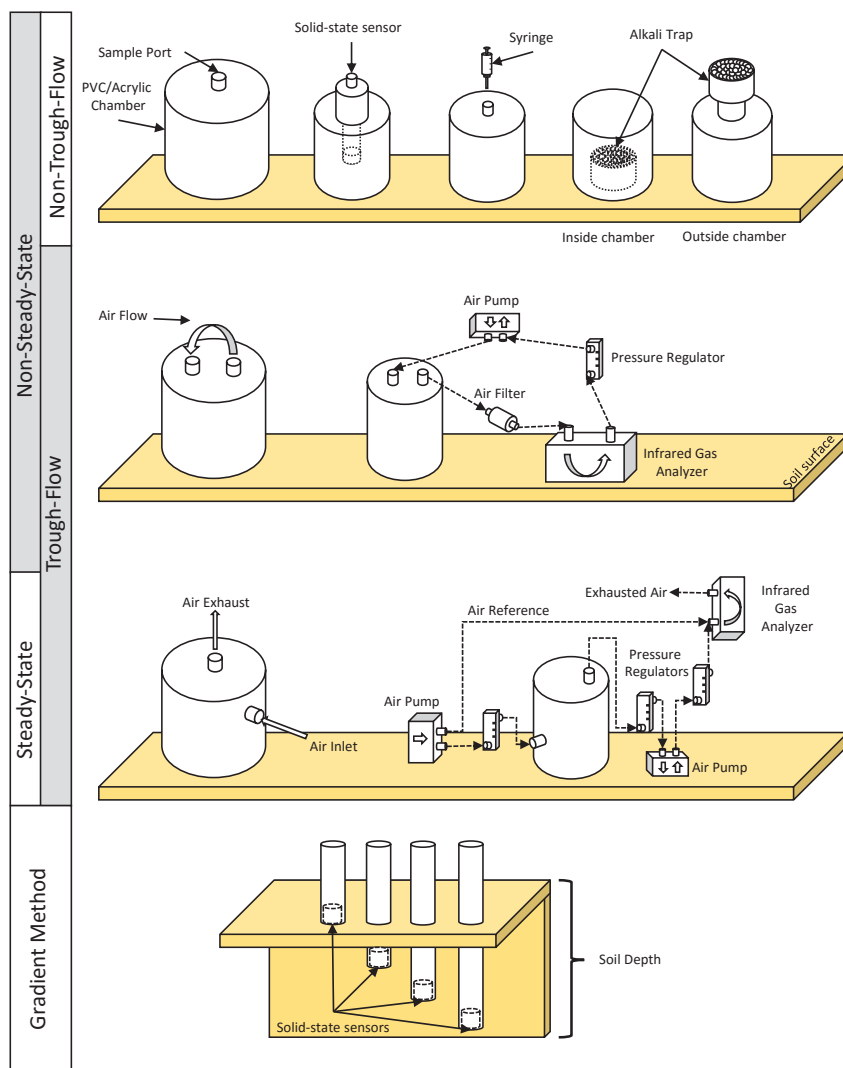
at several depths in the soil profile with solid-state non-dispersive infrared  $\text{CO}_2$  sensors (De Jong and Schappert 1972; Tang *et al.*, 2003; Maier and Schack-Kirchner, 2014). Measurements are made often over weeks or months (after acclimation to the installation).

These methods have errors, both systematic (Davidson *et al.*, 2002; Pumpanen *et al.*, 2004) and random (Savage *et al.*, 2008; Cueva *et al.*, 2015), but the former are relatively well-studied (Simunek and Suarez, 1993; Fang and Moncrieff, 1996; Janssens *et al.*, 2000; Rayment, 2000; Davidson *et al.*, 2002; Pumpanen *et al.*, 2003, 2004; Pingingtha *et al.*, 2010; Heinemeyer *et al.*, 2011; Maier and Schack-Kirchner, 2014). While systematic errors are related to improper calibration, instrument malfunction, or mistakes in data handling, random errors are caused by unknown and unpredictable sources (Cueva *et al.*, 2015).

## SOIL RESPIRATION IN MEXICO

While gas emissions from soils have been measured since almost 90 years ago (Lundegårdh, 1927), the first measurements of soil gas exchange published in peer review literature from Mexico were in the early 90s, (Davidson *et al.*, 1991, 1993; García-





**Figure 2.** Schematic representation of the different methods and techniques to measure and estimate soil respiration. See Section 3 for further explanation. Figure based on Livingston and Hutchinson, 1995; Luo and Zhou, 2006; Vargas and Allen, 2008c; Risk *et al.*, 2011; Cueva-Rodríguez *et al.*, 2012.

Méndez *et al.*, 1991). The first measurements of soil CO<sub>2</sub> efflux were reported in 2004 (Table 1). Most of the research on R<sub>s</sub> in Mexico had been carried out in agroecosystems, followed by forests, shrublands, grasslands, and wetlands (Table 1). The most common method to estimate soil gas emissions had been the syringe method, followed by the IRGA-based (closed system) method, and least-used have been the alkali and gradient methods. It must be emphasized that most of the studies have focused on spatial variation or the effect of a treatment, and few studies had been about the temporal variation of R<sub>s</sub>.

The R<sub>s</sub> research in Mexico for agroecosystems have been focused on amending crops yields without

increasing soil CO<sub>2</sub> emissions. It is known that the conversion from natural to managed ecosystems (e.g., agroecosystems) causes depletion of SOC (Guo and Gifford, 2002), due to the alteration of the balance between C inputs (e.g., GPP, photosynthesis, litterfall) and outputs (e.g., R<sub>s</sub>, photodegradation) of (Kim and Kirschbaum, 2015). This type of research has been preponderant in Mexico, reflecting the high rate of land use change (Balbontín *et al.*, 2009; Sánchez-Colón *et al.*, 2009).

Changes in soil CO<sub>2</sub> efflux have also been examined for different management practices in agricultural land. For example, the addition of fertilizers increased soil CO<sub>2</sub> efflux in bean and maize cultivations (Fernández-

**Table 1. Soil respiration studies in Mexico.**

Reference	Method	Measurement type	Ecosystem type(s)	Question type	Scale
Campos, 2004	NSS-NTF	Alkali	Agroecosystem (C), tropical cloud forest	TV, SV	Season
Campos, 2006	NSS-NTF	Alkali	Agroecosystem (C), grassland, tropical cloud forest	TV, SV	Year
Vargas and Allen, 2008b	GM	IRGA	Tropical forest	TV	Year
Covalada <i>et al.</i> , 2009	NSS-TF	IRGA	Oak-pine forest, grassland	TV, SV	Year
Fernández-Luqueño <i>et al.</i> , 2009	NSS-NTF	Syringe	Agroecosystem (C)	ET, TV	Season
Fernández-Luqueño <i>et al.</i> , 2010	NSS-NTF	Syringe	Agroecosystem (C)	ET, TV	Season
López-Valdez <i>et al.</i> , 2011	NSS-NTF	Syringe	Agroecosystem (C)	ET, TV	Season
Aguilar-Chávez <i>et al.</i> , 2012	NSS-NTF	Syringe	Agroecosystem (C)	ET, TV	Season
Báez-Pérez <i>et al.</i> , 2012	NSS-TF	IRGA	Agroecosystem (C)		
Cueva-Rodríguez <i>et al.</i> , 2012	NSS-TF	IRGA	Semiarid shrubland	TV,SV	Days
Dendooven <i>et al.</i> , 2012	NSS-NTF	Syringe	Agroecosystem (C)	TV, SV	Years
Fuentes <i>et al.</i> , 2012	NSS-TF	IRGA	Agroecosystem (C)	TV, SV	Year
Juárez-Rodríguez <i>et al.</i> , 2012	NSS-NTF	Syringe	Agroecosystem (C)	ET, TV	Days
Ruiz-Vega <i>et al.</i> , 2012	NSS-TF	IRGA	Agroecosystem (C)	ET, TV	Season
Vargas, 2012	GM	IRGA	Tropical Forest	TV	Year
Vargas, 2012	GM	IRGA	Tropical Forest	TV	Year
Ikkonen <i>et al.</i> , 2013	NSS-NTF	Syringe	Montane Cloud Forest	TV, SV	Day
Ruiz-Valdiviezo <i>et al.</i> , 2013	NSS-NTF	Syringe	Agroecosystem (C)	ET, TV	Season
Báez-Pérez <i>et al.</i> , 2014	NSS-TF	IRGA	Agroecosystem (C)	ET, TV	Season
Campos, 2014	NSS-NTF	Alkali	Agroecosystem (C), coniferous forest, tropical cloud forest	SV, TV	Year
Díaz-Rojas <i>et al.</i> , 2014	NSS-NTF	Syringe	Agroecosystem (C)	ET, TV	Season
Hernandez <i>et al.</i> , 2014	NSS-NTF	Syringe	Wetland	SV, TV	Season
Hernández-Alarcón and Córdova, 2014	NSS-NTF	Syringe	Cloud forest, Agroecosystem (C,F)		
Leon <i>et al.</i> , 2014	NSS-TF	IRGA	Semiarid shrubland	SV, TV	Year
Robles-Zazueta <i>et al.</i> , 2014	GM	IRGA	Semiarid shrubland	TV, SV	Year
Villanueva-López <i>et al.</i> , 2014	NSS-TF	IRGA	Agroecosystem (C,F)	ET, TV	Season
González-Méndez <i>et al.</i> , 2015	NSS-NTF	Syringe	Agroecosystem (C)	TV, SV	Season
Marín-Muñiz <i>et al.</i> , 2015	NSS-NTF	Syringe	Wetland	TV, SV	Years

(N)SS = (Non-) Steady-State; (N) TF = (Non-) Trough-Flow; C = Cropland; F = Farmland; TV = Temporal Variation; SV = Spatial Variation; ET = Effect Treatment.

Luqueño *et al.*, 2009, 2010), but had no effect in a sunflower cultivation (López-Valdez *et al.*, 2011). The addition of charcoal reduced CO<sub>2</sub> emissions (Aguilar-Chávez *et al.*, 2012). Contrasting results were found in comparison between conventional and conservational agricultural practices, such as no changes in either maize or wheat cultivations (Dendooven *et al.*, 2012; Ruiz-Vega *et al.*, 2012), but reduced emissions with the reduction of mechanical disturbance and the retention of crop residues after harvest (Fuentes *et al.*, 2012).

Despite of the negative, null or positive effect on R<sub>s</sub>, many of the latter studies coincide that SOC increased when fertilizers or charcoal (e.g., urea, waste water, biochar) were added, and where little or no disturbance was present (e.g., reduced or zero tillage).

The first R<sub>s</sub> study in México was conducted in a tropical cloud forest (Table 1). It is important to highlight that several of the studies in forest landscapes Mexico deal with the effects of land use changes, where R<sub>s</sub> increases while SOC decreases (Campos,

2004, 2006, 2014; Covaleda *et al.*, 2009). It is also noteworthy that the highest  $R_s$  rates reported globally was from a Mexican tropical deciduous forest in the Yucatan Peninsula, after perturbation occasioned by Hurricane Wilma (Table 2; Vargas and Allen, 2008b; Bond-Lamberty and Thomson, 2010). The influence of the hurricane enhanced  $R_s$  due to plant defoliation (Vargas, 2012b). Thus, we highlight the importance of high-frequency (e.g., 30, 60 min) and also opportunistic measurements, to understand the effects of diurnal, seasonal, and inter-annual variations because they offer the opportunity to understand the effects of extreme events on ecosystem's carbon fluxes.

Although almost half of the Mexican territory is arid or semiarid, only a few studies of  $R_s$  had been carried out in these regions. Because ecosystems in these climates are characterized by patchy vegetation patterns, soil physical characteristics (e.g., moisture and temperature) that vary greatly across only a few meters. The complex spatio-temporal dynamics in soil processes can include ephemeral periods with very high  $R_s$  rates (Table 2). For example, in a subtropical shrubland in Sonora, Robles-Zazueta *et al.* (2014) estimated  $R_s$  under woody canopies and exposed patches (bare soil) over the growing season of 2012, finding evidence for a strong but differentiated control of precipitation pulses over  $R_s$  during the rainy season. Although no explicit measurements were carried to explain the  $R_s$  differences between the vegetated and the exposed patches, the larger  $R_s$  fluxes following

precipitation events in bare patches (Figure 3) are probably explained by rainfall not reaching the ground due to canopy interception in vegetated patches. On the same study site, Cueva-Rodríguez *et al.* (2012) found spatial differences in  $R_s$  related to different plant species. Also in a mediterranean-climate shrubland in Baja California, Leon *et al.* (2014) found that  $R_s$  increased by 522% after rewetting of the soil following the dry season but remained elevated during part of the growing season. Here, spatial variability was strong and best-related to local soil moisture and litter accumulation. These studies coincide that the main driver of  $R_s$  was water availability, while soil temperature only extended an influence when water was present. It has recently demonstrated that arid and semiarid ecosystems play a key role on the global carbon cycle (Poulter *et al.*, 2014), emphasizing the importance of studies that would propose alternative models to describe the functional controls on  $R_s$  water limited ecosystems

Hernández *et al.* (2014) measured  $CO_2$  emissions in freshwater wetlands and flooded grasslands in Veracruz.  $CO_2$  emissions were higher during the dry season and decreased during the rainy season, with rates similar to the windy season. In adjacent freshwater marshes and swamps Marín-Muñiz *et al.* (2015) measured  $R_s$  during two years, over the dry, rainy and windy seasons. The highest rates of emission were measured during the dry season, followed by the rainy season, and the lowest rates during the windy season. Soil  $CO_2$  emissions

**Table 2. Minimum and maximum values reported for soil respiration rates in Mexico ( $g\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$ ).**

Reference	Agricultural	Forest	Grassland	Shrubland	Wetland
Campos, 2004	2.76-8.45	1.8-5.22			
Campos, 2006	0.43-3.07	0.54-2.21	1.51-4.87		
Cueva-Rodríguez <i>et al.</i> , 2012				0.52-9.34	
Vargas, 2012		3.11-13.71			
Dendooven <i>et al.</i> , 2012	0.1-1.8				
Fuentes <i>et al.</i> , 2012	2.4-38.4				
Campos, 2014	0.43-3.1	0.54-2.15	1.51-4.87		
Leon <i>et al.</i> , 2014				0.41-2.18	
Robles-Zazueta <i>et al.</i> , 2014				0.01-3.31	
Villanueva-López <i>et al.</i> , 2014	0.93-1.4				
González-Méndez <i>et al.</i> , 2015	0.24-5.52				
Hernandez <i>et al.</i> , 2014					1.25-7.2
Marín-Muñiz <i>et al.</i> , 2015					0.13-4.91

from wetlands have been related to biological variables (SOC quality and availability, dissolved organic carbon (DOC); McLeod *et al.*, 2011), as well as to physical variables such as dissolved oxygen, hydroperiod, temperature, salinity, electrical conductivity and pH (Alongi, 2014).

While most research on  $R_s$  has been carried out in agroecosystems and forests, and many ecosystems have been poorly represented in Mexico some commonalities emerge across the available studies. For example, in most of the ecosystem presented in this manuscript  $R_s$  could be coupled with soil temperature, as long as moisture is not a limiting factor. However, since most of the studies of  $R_s$  in Mexico had been based in low frequency measurements, we cannot know which could be the threshold of soil moisture to become a limiting factor. Related to the latter, Kim *et al.* (2012) suggested the designs of manipulative experiments that could enhance our knowledge about the interaction of soil rewetting. Furthermore, also Kim

*et al.* (2012) highlighted that most of the studies that explores the effect of soil moisture on  $R_s$  are carried out on small spatial scales, and that is critical to scale up these interactions at ecosystem level.

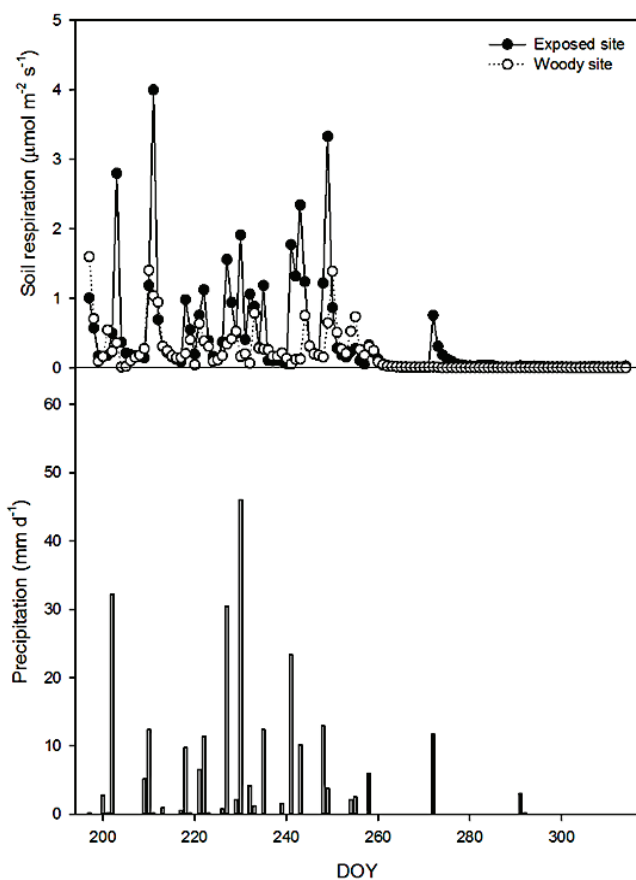
Mexico is a country with high rates of land use change, mainly by deforestation and livestock grassing. Thus, intensive agricultural practices could enhance  $R_s$  and deplete SOC pools, while conservation agricultural practices could decrease  $R_s$  and increase the SOC. However, despite that most of the studies of  $R_s$  in Mexico had been carried out in agroecosystems, few of them had compared the trade-off of converting natural to managed ecosystems.

### FUTURE DIRECTIONS OF SOIL RESPIRATION RESEARCH IN MEXICO

The Mexican Carbon Program (Programa Mexicano del Carbono; PMC) has developed databases and improved techniques and methodologies related to SOC stocks (Fuentes-Ponce *et al.*, 2012), however, these stocks result from different processes, both aboveground (e.g., photosynthesis) and belowground (e.g., decomposition) that are not well described in Mexican ecosystems. For example, although in Mexico exists long-term observations of above-ground production and below-ground decomposition (e.g., Anaya *et al.*, 2012), high-frequency measurements (e.g., every 30–60 min) are needed to understand short-term processes on an hourly-to-daily basis (Carbone and Vargas, 2008).

Most of the studies of C exchange between the ecosystems and the atmosphere in Mexico had been originated from individual efforts (Vargas *et al.*, 2013), and it is reflected in the  $R_s$  research in Mexico: few sites with various publications or many sites with one publication. Furthermore, most of the studies presented in this review do not meet the criteria to be included in global databases, being only the studies of Campos (2006) and Vargas and Allen (2008c) included on the Global Database of Soil Respiration Data (V 3.0, Bond-Lamberty and Thomson, 2014). This situation reflects that most of the studies of  $R_s$  in Mexico had been conducted on short-term scales (e.g., days, weeks, and season), making a poor representation of the country in continental-to-global synthesis.

For these reasons, is preponderant to adopt knowledge from global experiences and develop expertise across the country to acquire long-term  $R_s$  data



**Figure 3.** Seasonal variation of RS in a subtropical shrubland of Sonora. Estimates of RS were conducted with the gradient method during the rainy season of 2012 (Robles-Zazueta *et al.*, 2014).

and fulfill national needs to study the C cycle in Mexico. For example, methodologies should incorporate long-term high-and-low frequency measurement protocols, with criteria to study the spatial heterogeneity and a strategy to integrate high frequency measurements. Furthermore, it should be a priority for Mexican C cycle scientists to develop technologies that reduce costs to transfer these technologies from developed countries (i.e., Cueva-Rodríguez *et al.*, 2012). Meanwhile, we need to develop a strategic plan to advance on the  $R_s$  research in Mexico, as well as collaborative research groups.

It is noteworthy that none of the peer-reviewed studies of  $R_s$  in Mexico has been carried out in a Mexican Long-Term Ecological-Research site (Mex-LTER). Incorporating long-term measurements in Mex-LTER sites would offer a great variety of contrasting ecosystems with a natural altitudinal gradient, as well as an integrative framework between ecologists and social scientists (Maass *et al.*, 2010). Thus, long-term  $R_s$  studies in Mex-LTER sites could provide baseline information to identify the responses from ecosystems after low-but-constant or fast-and-rare disturbances (Turner *et al.*, 2003). However, little has been done in Mexico about how disturbances affects functional processes in ecosystems (Calderon-Aguilera *et al.*, 2012). For example, tropical cyclones and hurricanes are fast-and-rare natural disturbances that have a strong influence on terrestrial vegetation across Mexico (Farfán *et al.*, 2014). Vargas (2012a) highlighted the importance of high-frequency measurements in a fast-and-rare disturbance, documenting the legacies of a hurricane on  $R_s$  in the Yucatan Peninsula. However, if Vargas (2012a) had had only low-frequency measurements we would only know the status of the ecosystem *before-and-after* the hurricane, leading only to infer what happened *during* the hurricane.

MexFlux sites (Vargas *et al.*, 2013) also offer an opportunity to carry out  $R_s$  measurements across Mexican ecosystems. Since  $R_s$  estimates at the represented ecosystems would be accompanied by estimates the net ecosystem exchange of matter (e.g.,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ) and energy (e.g.,  $H_2O$ ) between the ecosystem and the atmosphere and combined efforts will allow more refined estimates of ecosystem fluxes by empirical models (e.g., Reichstein *et al.*, 2005; Lasslop *et al.*, 2010). Flux partitioning of different C fluxes within the ecosystem had been commonly compared with  $R_s$  measurements as a proxy of ecosystem respiration.

Moreover, data of  $R_s$  in conjunction with net ecosystem exchange (NEE) measurements to estimate ecosystem respiration could provide insights for partitioning of ecosystem respiration on its, heterotrophic and autotrophic components, which reminds as a central question in C cycle research.

Thus, the future directions on  $R_s$  research in Mexico should be:

a) Develop a base-line understanding of the biophysical controls of  $R_s$  across different ecosystems in Mexico, including the responses when a land use change occurs,

b) establish long-term (>5 years) observatory networks to measure  $R_s$  across different ecosystems and management schemes,

c) within the latter, establish manipulative experiments to obtain mechanistic knowledge of how different scenarios (e.g., increasing temperature or changing timing and magnitude of precipitation) could affect  $R_s$  (Norby and Luo, 2004),

d) when an array of long-term measurements has been established, large-scale modelling of  $R_s$  using satellite data could be carried out (i.e., Wu *et al.*, 2014),

e) develop a Mexican database of  $R_s$  records, with a quality assurance and quality control (QA/QC) protocols (Carbone and Vargas, 2008),

f) integrate aboveground phenological measurements and net fluxes (e.g., phenocams, Richardson *et al.*, 2007; Vargas *et al.*, 2013),

g) integrate belowground phenological measurements (e.g., minirhizotrons, (Hasselquist *et al.*, 2009),

h) integrate emerging disciplines to explain patterns and mechanisms (e.g., ecological genomics, Escalante *et al.*, 2014),

i) isolate autotrophic and heterotrophic respiration from total  $R_s$  (Hanson *et al.*, 2000),

j) integrate other greenhouse gases related to  $R_s$  measurements (e.g.,  $CH_4$ ,  $NO$ ,  $NO_2$ ),

k) continuous interaction of universities, research centers, and government agencies, as well as with other networks (e.g., MexFlux, Mex-LTER).

Coupled with the lack of knowledge of  $R_s$  in Mexican ecosystems, predicted and actual temperature changes across the country (Diffenbaugh *et al.*, 2008; Tejeda-Martínez *et al.*, 2008; Pavia *et al.*, 2009; García-Cueto *et al.*, 2010), as well as changes in precipitation patterns (Arriaga-Ramírez and Cavazos, 2010; Pérez-Morga *et al.*, 2013) with less frequent but more intense precipitation events (Cavazos, 2012),

longer and drier dry seasons, and increasing water stress across the country (Fuentes-Franco *et al.*, 2015), urges the Mexican scientific community to increase its interest and efforts in studying ecosystem C fluxes. We believe that strong synergies could become fruitful if interdisciplinary research in this field is carried out. Concluding, this review should not be considered as a baseline of the knowledge on  $R_s$  in Mexico, but it should be re-evaluated on the middle (e.g., 5 years) and long (e.g., 10 years) term to know what progresses had been made.

## ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the Programa Mexicano del Carbono for extending the invitation for this contribution. AC acknowledges CONACYT for a doctorate scholarship (CVU 397284). CARZ also acknowledges CONACYT for a master scholarship (CVU 626989). We also thank funding for performed research from PROFAPITSON, CONACYT CB-2013-01: 221014 and SEP-CONACYT CB-2010-01: 152671. All the authors thank Rodrigo Vargas, Stephen Bullock, Julio César Rodríguez, and two anonymous reviewers for insightful comments on previous draft of the manuscript.

## REFERENCES

- Aguilar-Chávez, Á., M. Díaz-Rojas, M. D. R. Cárdenas-Aquino, L. Dendooven, and M. Luna-Guido. 2012. Greenhouse gas emissions from a wastewater sludge-amended soil cultivated with wheat (*Triticum* spp. L.) as affected by different application rates of charcoal. *Soil Biol. Biochem.* 52: 90-95. doi:10.1016/j.soilbio.2012.04.022.
- Almagro, M., J. I. Querejeta, C. Boix-Fayos, and M. Martínez-Mena. 2013. Links between vegetation patterns, soil C and N pools and respiration rate under three different land uses in a dry Mediterranean ecosystem. *J. Soils Sediments* 13: 641-653. doi:10.1007/s11368-012-0643-5.
- Alongi, D. M. 2014. Carbon cycling and storage in mangrove forests. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 6: 195-219. doi:10.1146/annurev-marine-010213-135020.
- Anaya, C. A., V. J. Jaramillo, A. Martínez-Yrizar, and F. García-Oliva. 2012. Large rainfall pulses control litter decomposition in a tropical dry forest: Evidence from an 8-year study. *Ecosystems* 15: 652-663. doi:10.1007/s10021-012-9537-z.
- Arriaga-Ramírez, S. and T. Cavazos. 2010. Regional trends of daily precipitation indices in northwest Mexico and southwest United States. *J. Geophys. Res.* 115:D14111. doi:10.1029/2009JD013248.
- Báez-Pérez, A., O. A. Grageda-Cabrera, M. Irizar-Garza, L. González-Molina y M. A. Cruz-Bautista. 2014. Prácticas agrícolas para revertir la degradación del suelo, capturar carbono y mitigar las emisiones de CO<sub>2</sub>. pp: 209-302. *In: F. Paz y J. Wong-González (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2014.* Programa Mexicano del Carbono, Texcoco, Estado de México, México.
- Báez-Pérez, A., E. Huerta-Martínez, J. Velázquez-García y M. A. Bautista-Cruz. 2012. Acumulación y flujo de carbono en vertisoles cultivados en labranza de conservación. pp: 222-229. *In: F. Paz y R. Cuevas (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011.* Programa Mexicano del Carbono, Texcoco, Estado de México, México.
- Bahn, M., M. Schmitt, R. Siegwolf, A. Richter, and N. Brüggemann. 2009. Does photosynthesis affect grassland soil-respired CO<sub>2</sub> and its carbon isotope composition on a diurnal timescale? *New Phytol.* 182: 451-460. doi: 10.1111/j.1469-8137.2008.02755.x
- Balbontín, C., C. O. Cruz, F. Paz, and J. D. Etchevers. 2009. Soil carbon sequestration in different ecoregions of Mexico. pp. 71-96. *In: R. Lal and R. F. Follet (eds.). Soil carbon sequestration and the greenhouse effect.* Soil Science Society of America. Madison, WI, USA.
- Baldocchi, D., E. Falge, L. Gu, R. Olson, D. Hollinger, S. Running, P. Anthoni, C. Bernhofer, K. Davis, R. Evans, J. Fuentes, A. Goldstein, G. Katul, B. Law, X. H. Lee, Y. Malhi, T. Meyers, W. Munger, W. Oechel, K. T. Paw, K. Pilegaard, H. P. Schmid, R. Valentini, S. Verma, T. Vesala, K. Wilson, and S. Wofsy. 2001. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 82: 2415-2434. doi:10.1175/1520-0477(2001)082<2415:fanfts>2.3.co;2.
- Barron-Gafford, G. A., R. L. Scott, G. D. Jenerette, and T. E. Huxman. 2011. The relative controls of temperature, soil moisture, and plant functional group on soil CO<sub>2</sub> efflux at diel, seasonal, and annual scales. *J. Geophys. Res.* 116: G01023. doi:10.1029/2010JG001442.
- Bond-Lamberty, B. and A. Thomson. 2010. Temperature-associated increases in the global soil respiration record. *Nature* 464: 579-82. doi:10.1038/nature08930.
- Bond-Lamberty, B. and A. Thomson. 2014. A global database of soil respiration data, Version 3.0. Data Set. Oak Ridge Natl. Lab. Distrib. Act. Arch. Cent. doi:10.3334/ORNLDAAAC/1235.
- Boone, R. D., K. J. Nadelhoffer, J. D. Canary, and J. P. Kaye. 1998. Roots exert a strong influence on the temperature sensitivity of soil respiration. *Nature* 396: 570-572. doi: 10.1038/25119.
- Brüggemann, N., A. Gessler, Z. Kayler, S. G. Keel, F. Badeck, M. Barthel, P. Boeckx, N. Buchmann, E. Brugnoli, J. Esperschütz, O. Gavrichkova, J. Ghashghaie, N. Gomez-Casanovas, C. Keitel, A. Knohl, D. Kuptz, S. Palacio, Y. Salmon, Y. Uchida, and M. Bahn. 2011. Carbon allocation and carbon isotope fluxes in the plant-soil-atmosphere continuum: A review. *Biogeosciences* 8: 3457-3489. doi:10.5194/bg-8-3457-2011.
- Cable, J. M., K. Ogle, R. W. Lucas, T. E. Huxman, M. E. Loik, S. D. Smith, D. T. Tissue, B. E. Ewers, E. Pendall, J. M. Welker, T. N. Charlet, M. Cleary, A. Griffith, R. S. Nowak, M. Rogers, H. Steltzer, P. F. Sullivan, and N. C. van Gestel. 2011. The temperature responses of soil respiration in deserts: A seven desert synthesis. *Biogeochemistry* 103: 71-90. doi:10.1007/s10533-010-9448-z.

- Calderon-Aguilera, L. E., V. H. Rivera-Monroy, L. Porter-Bolland, A. Martínez-Yrizar, L. B. Ladah, M. Martínez-Ramos, J. Alcocer, A. L. Santiago-Pérez, H. A. Hernandez-Arana, V. M. Reyes-Gómez, D. R. Pérez-Salicrup, V. Díaz-Nuñez, J. Sosa-Ramírez, J. Herrera-Silveira, and A. Búrquez. 2012. An assessment of natural and human disturbance effects on Mexican ecosystems: current trends and research gaps. *Biodivers. Conserv.* 21: 589-617. doi:10.1007/s10531-011-0218-6.
- Campos, A. 2004. Effects of subsistence farming system on soil surface CO<sub>2</sub>-C flux on Cofre de Perote volcano slopes, Veracruz (Mexico). *For. Ecol. Manage.* 199: 273-282. doi:10.1016/j.foreco.2004.05.045.
- Campos, A. 2006. Response of soil surface CO<sub>2</sub>-C flux to land use changes in a tropical cloud forest (Mexico). *For. Ecol. Manage.* 234: 305-312. doi:10.1016/j.foreco.2006.07.012.
- Campos, A. 2014. Trends in soil respiration on the eastern slope of the Cofre de Perote Volcano (Mexico): Environmental contributions. *Catena* 114: 59-66. doi:10.1016/j.catena.2013.10.010.
- Carbone, M. S. and R. Vargas, 2008. Automated soil respiration measurements: New information, opportunities and challenges. *New Phytol.* 177: 295-297. doi:10.1111/j.1469-8137.2007.02328.x.
- Carbone, M. S., G. C. Winston, and S. E. Trumbore. 2008. Soil respiration in perennial grass and shrub ecosystems: Linking environmental controls with plant and microbial sources on seasonal and diel timescales. *J. Geophys. Res.* 113: 1-14. doi:10.1029/2007JG000611.
- Carbone, M. S., C. J. Still, A. R. Ambrose, T. E. Dawson, A. P. Williams, C. M. Boot, S. M. Schaeffer, and J. P. Schimel. 2011. Seasonal and episodic moisture controls on plant and microbial contributions to soil respiration. *Oecologia* 167: 265-278. doi:10.1007/s00442-011-1975-3.
- Cavazos, T. 2012. Challenges of Mexico to face climate change. pp. 149-160. *In: J. Klapp, A. Cros, O. Velasco-Fuentes, C. Stern y M. A. Rodríguez-Meza (eds.). Experimental and theoretical advances in fluid dynamics.* Springer. Berlin, Alemania. doi:10.1007/978-3-642-17958-7.
- Chapin, F. S., P. A. Matson, and H. A. Mooney. 2002. *Principles of terrestrial ecosystem ecology.* Springer. Nueva York, NY, USA. doi:10.1007/978-1-4419-9504-9
- Chowdhury, N., R. G. Burns, and P. Marschner. 2011. Recovery of soil respiration after drying. *Plant Soil* 348: 269-279. doi:10.1007/s11104-011-0871-2.
- Conant, R. T., M. G. Ryan, G. I. Ågren, H. E. Birge, E. A. Davidson, P. E. Eliasson, S. E. Evans, S. D. Frey, C. P. Giardina, F. M. Hopkins, R. Hyvönen, M. U. F. Kirschbaum, J. M. Lavelle, J. Leifeld, W. J. Parton, J. Megan Steinweg, M. D. Wallenstein, J. Å. Martin Wetterstedt, and M. A. Bradford. 2011. Temperature and soil organic matter decomposition rates - synthesis of current knowledge and a way forward. *Glob. Chang. Biol.* 17: 3392-3404. doi:10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x.
- Covalada, S., C. Prat, F. García-Oliva, J. D. Etchevers, J. F. Gallardo y F. Paz. 2009. Flujos de CO<sub>2</sub> edáfico en un transecto de bosque de pino-encino afectados por actividad antrópica en la microcuenca de Atécuaro (Michoacán, México). pp. 123-153. *In: J. Campo-Alves y M. E. Conti (eds.). Emisiones de gases con efecto invernadero en ecosistemas iberoamericanos.* Salamanca, España.
- Cueva-Rodríguez, A., E. A. Yépez, J. Garatuzza-Payan, C. J. Watts y J. C. Rodríguez. 2012. Diseño y uso de un sistema portátil para medir la respiración de suelo en ecosistemas. *Terra Latinoamericana* 30: 327-336.
- Cueva, A., M. Bahn, M. Litvak, J. Pumpanen, and R. Vargas. 2015. A multisite analysis of temporal random errors in soil CO<sub>2</sub> efflux. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 120: 737-751. doi:10.1002/2014JG002690.
- Curiel Yuste, J., I. A. Janssens, A. Carrara, and R. Ceulemans. 2004. Annual Q10 of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature sensitivity. *Glob. Chang. Biol.* 10, 161-169. doi:10.1111/j.1529-8817.2003.00727.x.
- Curiel Yuste, J., D. D. Baldocchi, A. Gershenson, A. Goldstein, L. Misson, and S. Wong. 2007. Microbial soil respiration and its dependency on carbon inputs, soil temperature and moisture. *Glob. Chang. Biol.* 13: 2018-2035. doi:10.1111/j.1365-2486.2007.01415.x.
- Davidson, E. A. and I. A. Janssens. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440: 165-73. doi:10.1038/nature04514.
- Davidson, E. A., P. M. Vitousek, P. A. Matson, R. Ripley, G. García-Méndez, and J. M. Maass. 1991. Soil emissions of nitric oxide in a seasonally dry tropical forest of México. *J. Geophys. Res. Atmos.* 96: 15439-15445. Doi: 10.1029/91JD01476.
- Davidson, E. A., P. A. Matson, P. M. Vitousek, R. Riley, K. Dunkin, and J. M. Maass. 1993. Processes regulating soil emission of NO and N<sub>2</sub>O in a seasonally dry tropical forest. *Ecology* 74: 130-139. doi: 10.2307/1939508.
- Davidson, E. A., K. Savage, L. V. Verchot, and R. Navarro. 2002. Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agric. For. Meteorol.* 113: 21-37. doi:10.1016/S0168-1923(02)00100-4.
- De Jong, E. and H. J. V. Schappert. 1972. Calculation of soil respiration and activity from CO<sub>2</sub> profiles in the soil. *Soil Sci.* 113: 328-333.
- Dendooven, L., V. F. Gutiérrez-Oliva, L. Patiño-Zúñiga, D. A. Ramírez-Villanueva, N. Verhulst, M. Luna-Guido, R. Marsch, J. Montes-Molina, F. A. Gutiérrez-Miceli, S. Vásquez-Murrieta, and B. Govaerts. 2012. Greenhouse gas emissions under conservation agriculture compared to traditional cultivation of maize in the central highlands of Mexico. *Sci. Total Environ.* 431: 237-244. doi:10.1016/j.scitotenv.2012.05.029.
- Díaz-Rojas, M., A. Aguilar-Chávez, M. D. R. Cárdenas-Aquino, V. M. Ruíz-Valdiviezo, E. Hernández-Valdez, M. Luna-Guido, V. Olalde-Portugal, and L. Dendooven. 2014. Effects of wastewater sludge, urea and charcoal on greenhouse gas emissions in pots planted with wheat. *Appl. Soil Ecol.* 73: 19-25. doi:10.1016/j.apsoil.2013.08.001.
- Diffenbaugh, N. S., F. Giorgi, and J. S. Pal. 2008. Climate change hotspots in the United States. *Geophys. Res. Lett.* 35: L16709. doi:10.1029/2008GL035075.
- Escalante, A. E., L. Jardón-Barbolla, S. Ramírez-Barahona, and L. E. Eguarte. 2014. The study of biodiversity in the era of massive sequencing. *Rev. Mex. Biodivers.* 85: 1249-1264. doi:10.7550/rmb.43498.
- Escobar, E., M. Maass, J. Alcocer-Durand, E. Azpra-Romero, I. I. Falcón-Álvarez, A. Gallegos-García, F. J. García, F. García-Oliva, V. Jaramillo, R. Lecuanda-Camacho, V. Magaña, A. Martínez-Yrizar, V. A. Muhlia, R. Rodríguez-Sobreyra, J. Zavala-Hidalgo, H. Cotler, O. Masera y P. Moreno-

- Casasola. 2008. Diversidad de los procesos funcionales en los ecosistemas. pp. 161-189. *In*: Conabio. Capital natural de México, vol. I: Conocimiento actual de la biodiversidad. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México.
- Fang, C. and J. B. Moncrieff. 1996. An improved dynamic chamber technique for measuring CO<sub>2</sub> efflux from the surface of soil. *Funct. Ecol.* 10: 297-305. doi: 10.2307/2389856.
- Fang, C. and J. B. Moncrieff. 2001. The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature. *Soil Biol. Biochem.* 33: 155-165. doi:10.1016/S0038-0717(00)00125-5
- Farfán, L. M., E. J. D'Sa, K. Liu, and V. H. Rivera-Monroy. 2014. Tropical cyclone impacts on coastal regions: The case of the Yucatán and the Baja California Peninsulas, Mexico. *Estuar. Coasts* 37: 1388-1402. doi:10.1007/s12237-014-9797-2.
- Fernández-Luqueño, F., V. Reyes-Varela, C. Martínez-Suárez, R. E. Reynoso-Keller, J. Méndez-Bautista, E. Ruiz-Romero, F. López-Valdez, M. L. Luna-Guido, and L. Dendooven. 2009. Emission of CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O from soil cultivated with common bean (*Phaseolus vulgaris* L.) fertilized with different N sources. *Sci. Total Environ.* 407: 4289-4296. doi:10.1016/j.scitotenv.2009.04.016.
- Fernández-Luqueño, F., V. Reyes-Varela, F. Cervantes-Santiago, C. Gómez-Juárez, A. Santillán-Arias, and L. Dendooven. 2010. Emissions of carbon dioxide, methane and nitrous oxide from soil receiving urban wastewater for maize (*Zea mays* L.) cultivation. *Plant Soil* 331: 203-215. doi:10.1007/s11104-009-0246-0.
- Fuentes, M., C. Hidalgo, J. Etchevers, F. de León, A. Guerrero, L. Dendooven, N. Verhulst, and B. Govaerts. 2012. Conservation agriculture, increased organic carbon in the top-soil macro-aggregates and reduced soil CO<sub>2</sub> emissions. *Plant Soil* 355: 183-197. doi:10.1007/s11104-011-1092-4.
- Fuentes-Franco, R., F. Giorgi, E. Coppola, E. Pavia, and F. Graef. 2015. Inter-annual variability of precipitation over Southern Mexico and Central America and its relationship to sea surface temperature from RegCM4 CORDEX projections. *Clim. Dyn.* 45: 425-440. doi:10.1007/s00382-014-2258-6.
- Fuentes-Ponce, M. H., J. D. Etchevers-Barra y O. Briones. 2012. El papel del Programa Mexicano del Carbono en México en relación a los suelos. pp: 537-542. *In*: F. Paz, M. Bazan y V. Saynes (eds.). Dinámica del carbono en el suelo. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México, México.
- García-Cueto, R. O., A. Tejada-Martínez, and E. Jáuregui-Ostos. 2010. Heat waves and heat days in an arid city in the northwest of México: current trends and in climate change scenarios. *Int. J. Biometeorol.* 54: 335-345. doi: 10.1007/s00484-009-0283-7
- García-Méndez, G., J. M. Maass, P. A. Matson, and P. M. Vitousek. 1991. Nitrogen transformations and nitrous-oxide flux in a tropical deciduous forest in Mexico. *Oecologia* 88: 362-366. doi:10.1007/bf00317579.
- Giardina, C. P., and M. G. Ryan. 2000. Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature. *Nature* 404: 858-861. doi:10.1038/35009076.
- González-Méndez, B., R. Webster, S. Fiedler, E. Loza-Reyes, J. M. Hernández, L. G. Ruiz-Suárez, and C. Siebe. 2015. Short-term emissions of CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O in response to periodic flood irrigation with waste water in the Mezquital Valley of Mexico. *Atmos. Environ.* 101: 116-124. doi:10.1016/j.atmosenv.2014.10.048.
- Guo, L. B. and R. M. Gifford. 2002. Soil carbon stocks and land use change : A meta analysis. *Glob. Chang. Biol.* 8: 345-360. doi: 10.1046/j.1354-1013.2002.00486.x.
- Hamerlynck, E. P., R. L. Scott, E. P. Sánchez-Cañete, and G. A. Barron-Gafford. 2013. Nocturnal soil CO<sub>2</sub> uptake and its relationship to subsurface soil and ecosystem carbon fluxes in a Chihuahuan Desert shrubland. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 118: 1593-1603. doi:10.1002/2013JG002495.
- Hanson, P. J., N. T. Edwards, C. T. Garten, and J. A. Andrews. 2000. Separating root and soil microbial contributions to soil respiration : A review of methods and observations. *Biogeochemistry* 48: 115-146. doi: 10.1023/A:1006244819642.
- Hasselquist, N. J., R. Vargas, and M. F. Allen. 2009. Using soil sensing technology to examine interactions and controls between ectomycorrhizal growth and environmental factors on soil CO<sub>2</sub> dynamics. *Plant Soil* 331: 17-29. doi:10.1007/s11104-009-0183-y.
- Heinemeyer, A., C. Di Bene, A. R. Lloyd, D. Tortorella, R. Baxter, B. Huntley, A. Gelsomino, and P. Ineson. 2011. Soil respiration: Implications of the plant-soil continuum and respiration chamber collar-insertion depth on measurement and modelling of soil CO<sub>2</sub> efflux rates in three ecosystems. *Eur. J. Soil Sci.* 62: 82-94. doi:10.1111/j.1365-2389.2010.01331.x.
- Hernández, M. E., J. L. Marín-Muñiz, P. Moreno-Casasola, and V. Vázquez. 2014. Comparing soil carbon pools and carbon gas fluxes in coastal-forested wetlands and flooded grasslands in Veracruz, Mexico. *Int. J. Biodivers. Sci. Ecosyst. Serv. Manag.* 11: 1-12. doi:10.1080/21513732.2014.925977.
- Högberg, P., A. Nordgren, N. Buchmann, A. F. S. Taylor, A. Ekblad, M. N. Högberg, G. Nyberg, M. Ottosson-Löfvenius, and D. J. Read. 2001. Large-scale forest girdling shows that current photosynthesis drives soil respiration. *Nature* 411: 789-792. doi:10.1038/35081058.
- Huxman, T. E., K. A. Snyder, D. Tissue, A. J. Leffler, K. Ogle, W. T. Pockman, D. R. Sandquist, D. L. Potts, and S. Schwinning. 2004. Precipitation pulses and carbon fluxes in semiarid and arid ecosystems. *Oecologia* 141: 254-268. doi:10.1007/s00442-004-1682-4.
- Ikkonen, E. N., N. E. García-Calderón, G. Álvarez-Arteaga, A. Ibáñez-Huerta, E. Fuentes-Romero, and J.M. Hernández-Solís. 2013. The CO<sub>2</sub> concentration in soils of montane cloud forests of southern Mexico. *Euras. Soil Sci.* 46: 153-157. doi:10.1134/S1064229313020063.
- Janssens, I. A., A. S. Kowalski, B. Longdoz, and R. Ceulemans. 2000. Assessing forest soil CO(2) efflux: An in situ comparison of four techniques. *Tree Physiol.* 20: 23-32. doi:10.1093/treephys/20.1.23.
- Jenerette, G. D., R. L. Scott, and T. E. Huxman. 2008. Whole ecosystem metabolic pulses following precipitation events. *Funct. Ecol.* 22: 924-930. doi:10.1111/j.1365-2435.2008.01450.x.
- Juárez-Rodríguez, J., F. Fernández-Luqueño, E. Conde, V. Reyes-Varela, F. Cervantes-Santiago, E. Botello-Alvarez, M. Cárdenas-Manríquez, and L. Dendooven. 2012. Greenhouse gas emissions from an alkaline saline soil cultivated with maize (*Zea mays* L.) and amended with anaerobically digested cow manure: a greenhouse experiment. *J. Plant Nutr.* 35: 511-523. doi:10.1080/01904167.2012.644371.



- Kim, D. G. and M. U. F. Kirschbaum. 2015. The effect of land-use change on the net exchange rates of greenhouse gases: A meta-analytical approach. *Biogeosci. Discuss.* 208: 114-126. doi:10.5194/bgd-11-1053-2014.
- Kim, D. G., R. Vargas, B. Bond-Lamberty, and M. R. Turetsky. 2012. Effects of soil rewetting and thawing on soil gas fluxes: A review of current literature and suggestions for future research. *Biogeosciences* 9: 2459-2483. doi:10.5194/bg-9-2459-2012.
- King, A. W., R. J. Andres, K. J. Davis, M. Hafer, D. J. Hutzinger, B. de Jong, W. A. Kurz, A. D. McGuire, R. Vargas, Y. Wei, T. O. West, and C. W. Woodall. 2015. North America's net terrestrial carbon exchange with the atmosphere 1990-2009. *Biogeosciences*. 12: 399-414. doi: 10.5194/bg-12-399-2015.
- Knapp, A. K., D. L. Hoover, K. R. Wilcox, M. L. Avolio, S. E. Koerner, K. J. La Pierre, M. E. Loik, Y. Luo, O. E. Sala, and M. D. Smith. 2015. Characterizing differences in precipitation regimes of extreme wet and dry years: Implications for climate change experiments. *Glob. Chang. Biol.* 21: 2624-2633. doi:10.1111/gcb.12888.
- Kolari, P., J. Pumpanen, Ü. Rannik, H. Ilvesniemi, P. Har, and F. Berninger. 2004. Carbon balance of different aged Scots pine forests in Southern Finland. *Glob. Chang. Biol.* 10: 1106-1119. doi:10.1111/j.1365-2486.2004.00797.x.
- Kopittke, G. R., E. E. van Loon, A. Tietema, and D. Asscheman. 2013. Soil respiration on an aging managed heathland: identifying an appropriate empirical model for predictive purposes. *Biogeosciences* 10: 3007-3038. doi: 10.5194/bg-10-3007-2013.
- Kuzyakov, Y. 2010. Priming effects: Interactions between living and dead organic matter. *Soil Biol. Biochem.* 42: 1363-1371. doi:10.1016/j.soilbio.2010.04.003.
- Kuzyakov, Y. and O. Gavrichkova. 2010. REVIEW: Time lag between photosynthesis and carbon dioxide efflux from soil: A review of mechanisms and controls. *Glob. Chang. Biol.* 16: 3386-3406. doi:10.1111/j.1365-2486.2010.02179.x.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science* 304: 1623-1627. doi:10.1126/science.1097396.
- Lasslop, G., M. Migliavacca, G. Bohrer, M. Reichstein, M. Bahn, A. Ibrom, C. Jacobs, P. Kolari, D. Papale, T. Vesala, G. Wohlfahrt, and A. Cescatti. 2012. On the choice of the driving temperature for eddy-covariance carbon dioxide flux partitioning. *Biogeosciences* 9: 5243-5259. doi:10.5194/bg-9-5243-2012.
- Lee, X., H. J. Wu, J. Sigler, C. Oishi, and T. Siccamo. 2004. Rapid and transient response of soil respiration to rain. *Glob. Chang. Biol.* 10: 1017-1026. doi:10.1111/j.1365-2486.2004.00787.x.
- Leon, E., R. Vargas, S. Bullock, E. Lopez, A. R. Panosso, and N. La Scala. 2014. Hot spots, hot moments, and spatio-temporal controls on soil CO<sub>2</sub> efflux in a water-limited ecosystem. *Soil Biol. Biochem.* 77: 12-21. doi:10.1016/j.soilbio.2014.05.029.
- Lipson, D., R. F. Wilson, and W. C. Oechel. 2005. Effects of elevated atmospheric CO<sub>2</sub> on soil microbial biomass, activity, and diversity in a chaparral ecosystem. *Appl. Environ. Microbiol.* 71: 8573-8580. doi:10.1128/AEM.71.12.8573.
- Liu, X., S. Wan, B. Su, D. Hui, and Y. Luo. 2002. Response of soil CO<sub>2</sub> efflux to water manipulation in a tallgrass prairie ecosystem. *Plant Soil* 240: 213-223. doi: 10.1023/A:1015744126533.
- Livingston, G. P. and G. L. Hutchinson. 1995. Enclosure-based measurement of trace gas exchange: applications and sources of error. pp. 14-51. *In*: P. A. Matson and R. C. Harriss (eds.). *Biogenic trace gases: Measuring emissions from soil and water.* Wiley-Blackwell. Oxford, Gran Bretaña.
- Lloyd, J. and J. A. Taylor. 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Funct. Ecol.* 8: 315-323. doi: 10.2307/2389824.
- López-Valdez, F., F. Fernández-Luqueño, S. Luna-Suárez, and L. Dendooven. 2011. Greenhouse gas emissions and plant characteristics from soil cultivated with sunflower (*Helianthus annuus* L.) and amended with organic or inorganic fertilizers. *Sci. Total Environ.* 412-413: 257-264. doi:10.1016/j.scitotenv.2011.09.064.
- Lovelock, C. E. 2008. Soil respiration and belowground carbon allocation in mangrove forests. *Ecosystems* 11: 342-354. doi:10.1007/s10021-008-9125-4.
- Lundegårdh, H. 1927. Carbon dioxide evolution of soil and crop growth. *Soil Sci.* 23: 417-453. doi:10.1097/00010694-192706000-00001.
- Luo, Y. and X. Zhou. 2006. *Soil respiration and the environment.* Academic Press. San Diego, CA, USA.
- Maass, M., E. Jardel, A. Martínez-Yrizar, L. Calderón, J. Herrera, A. Castillo, J. Euán-Ávila y M. Equihua. 2010. Las áreas naturales protegidas y la investigación ecológica de largo plazo en México. *Ecosistemas* 19: 69-83. doi:10.7818/re.2014.19-2.00.
- Maier, M. and H. Schack-Kirchner. 2014. Using the gradient method to determine soil gas flux: A review. *Agric. For. Meteorol.* 192-193: 78-95. doi:10.1016/j.agrformet.2014.03.006.
- Marín-Muñiz, J. L., M. E. Hernández, and P. Moreno-Casasola. 2015. Greenhouse gas emissions from coastal freshwater wetlands in Veracruz Mexico: Effect of plant community and seasonal dynamics. *Atmos. Environ.* 107: 107-117. doi:10.1016/j.atmosenv.2015.02.036.
- McLeod, E., G. L. Chmura, S. Bouillon, R. Salm, M. Björk, C. M. Duarte, C. E. Lovelock, W. H. Schlesinger, and B. R. Silliman. 2011. A blueprint for blue carbon: Toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO<sub>2</sub>. *Front. Ecol. Environ.* 9: 552-560. doi:10.1890/110004.
- Mencuccini, M. and T. Hölttä. 2010. The significance of phloem transport for the speed with which canopy photosynthesis and belowground respiration are linked. *New Phytol.* 185: 189-203. doi:10.1111/j.1469-8137.2009.03050.x.
- Moldrup, P., T. Olesen, T. Komatsu, P. Schjonning, and D. E. Rolston. 2001. Tortuosity, diffusivity, and permeability in the soil liquid and gaseous phases. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65: 613-623. doi:10.2136/sssaj2001.653613x.
- Moyano, F. E., N. Vasilyeva, L. Bouckaert, F. Cook, J. Craine, J. Curiel Yuste, A. Don, D. Epron, P. Formanek, A. Franzluebbers, U. Ilstedt, T. Kätterer, V. Orchard, M. Reichstein, A. Rey, L. Ruamps, J. A. Subke, I. K. Thomsen, and C. Chenu. 2012. The moisture response of soil heterotrophic respiration: Interaction with soil properties. *Biogeosciences* 9: 1173-1182. doi:10.5194/bg-9-1173-2012
- Nannipieri, P., J. Ascher, M. T. Ceccherini, L. Landi, G. Pietramellara, and G. Renella. 2003. Microbial diversity and soil functions. *Eur. J. Soil Sci.* 54: 655-670. doi:10.1046/j.1365-2389.2003.00556.x.

- Norby, R. J. and Y. Luo. 2004. Evaluating ecosystem responses to rising atmospheric CO<sub>2</sub> and global warming in a multi-factor world. *New Phytol.* 162: 281-293. doi:10.1111/j.1469-8137.2004.01047.x.
- Pavia, E. G., F. Graef, and J. Reyes. 2009. Annual and seasonal surface air temperature trends in Mexico. *Int. J. Climatol.* 29: 1324-1329. doi:10.1002/joc.1787.
- Pérez-Morga, N., T. Kretzschmar, T. Cavazos, S. V. Smith, and F. Muñoz-Arriola. 2013. Variability of extreme precipitation in coastal river basins of the southern Mexican Pacific region. *Geofísica Int.* 52: 277-291. doi:10.1016/S0016-7169(13)71477-6.
- Pingthong, N., M. Y. Leclerc, J. P. Beasley, G. S. Zhang, and C. Senthong. 2010. Assessment of the soil CO<sub>2</sub> gradient method for soil CO<sub>2</sub> efflux measurements: comparison of six models in the calculation of the relative gas diffusion coefficient. *Tellus Ser. B-Chemical Phys. Meteorol.* 62: 47-58. doi:10.1111/j.1600-0889.2009.00445.x.
- Poulter, B., D. Frank, P. Ciais, R. B. Myneni, N. Andela, J. Bi, G. Broquet, J. G. Canadell, F. Chevallier, Y. Y. Liu, S. W. Running, S. Sitch, and G. R. van der Werf. 2014. Contribution of semi-arid ecosystems to interannual variability of the global carbon cycle. *Nature* 509: 600-603. doi:10.1038/nature13376.
- Pumpanen, J., H. Ilvesniemi, and P. Hari. 2003. A Process-based model for predicting soil carbon dioxide efflux and concentration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 402-413.
- Pumpanen, J., P. Kolari, H. Ilvesniemi, K. Minkkinen, K., Vesala, S. Niinistö, A. Lohila, T. Larmola, M. Morero, M. Pihlatie, I. Janssens, J. Curiel Yuste, J. M. Grünzweig, S. Reth, J. A. Subke, K. Savage, W. Kutsch, G. Østreg, W. Ziegler, P. Anthoni, A. Lindroth, and P. Hari. 2004. Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO<sub>2</sub> efflux. *Agric. For. Meteorol.* 123: 159-176. doi:10.1016/j.agrformet.2003.12.001.
- Raich, J. W. and W. H. Schlesinger. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus* 44: 81-99.
- Rayment, M. B. 2000. Closed chamber systems underestimate soil CO<sub>2</sub> efflux. *Eur. J. Soil Sci.* 51: 107-110. doi:10.1046/j.1365-2389.2000.00283.x.
- Reichstein, M. and C. Beer. 2008. Soil respiration across scales: The importance of a model-data integration framework for data interpretation. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 171: 344-354. doi:10.1002/jpln.200700075.
- Reichstein, M., A. Rey, A. Freibauer, J. Tenhunen, R. Valentini, J. Banza, P. Casals, Y. Cheng, J. M. Grünzweig, J. Irvine, R. Joffre, B. E. Law, D. Loustau, F. Miglietta, W. Oechel, J. M. Ourcival, J. S. Pereira, A. Peressotti, F. Ponti, Y. Qi, S. Rambal, M. Rayment, J. Romanya, F. Rossi, V. Tedeschi, G. Tirone, M. Xu, and D. Yakir. 2003. Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. *Glob. Biogeochem. Cycles* 17: 1104. doi:10.1029/2003GB002035.
- Reimer, J. J., R. Vargas, D. Rivas, G. Gaxiola-Castro, J. M. Hernandez-Ayon, and R. Lara-Lara. 2015. Sea surface temperature influence on terrestrial gross primary production along the Southern California current. *PLoS One* 10: e0125177. doi:10.1371/journal.pone.0125177.
- Rey, A. 2015. Mind the gap: Non-biological processes contributing to soil CO<sub>2</sub> efflux. *Glob. Chang. Biol.* 21: 1752-1761. doi:10.1111/gcb.12821.
- Richardson, A. D., J. P. Jenkins, B. H. Braswell, D. Y. Hollinger, S. V. Ollinger, and M. L. Smith. 2007. Use of digital webcam images to track spring green-up in a deciduous broadleaf forest. *Oecologia* 152: 323-334. doi:10.1007/s00442-006-0657-z.
- Rinkes, Z. L., R. L. Sinsabaugh, D. L. Moorhead, A. S. Grandy, and M. N. Weintraub. 2013. Field and lab conditions alter microbial enzyme and biomass dynamics driving decomposition of the same leaf litter. *Front. Microbiol.* 4: 1-14. doi:10.3389/fmicb.2013.00260.
- Risk, D., N. Nickerson, C. Creelman, G. McArthur, and J. Owens. 2011. Forced diffusion soil flux: A new technique for continuous monitoring of soil gas efflux. *Agric. For. Meteorol.* 151: 1622-1631. doi: 10.1016/j.agrformet.2011.06.020.
- Robles-Zazueta, C. A., E. A. Yépez, J. C. Rodríguez, J. Garatuza-Payan, and C. J. Watts. 2014. Estimación de la respiración de suelo mediante el método del gradiente en un matorral subtropical de Sonora. pp: 55-61. *In:* F. Paz y J. Wong-González (eds.). *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2014.* Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México, México.
- Rochette, P., R. L. Desjardins, and E. Pattey. 1991. Spatial and temporal variability of soil respiration in agricultural fields. *Can. J. Soil Sci.* 71: 189-196. doi:10.4141/cjss91-018.
- Ruiz-Valdiviezo, V. M., A. Aguilar-Chávez, M. R. Cárdenas-Aquino, L. D. Mendoza-Urbina, S. C. Reynoso-Martínez, A. Bautista-Cerón, F. A. Gutiérrez-Miceli, J. A. Montes-Molina, and L. Dendooven. 2013. Greenhouse gas emissions from a soil cultivated with wheat (*Triticum spp.* L.) and amended with castor bean (*Ricinus communis* L.) or *Jatropha curcas* L. seed cake: A greenhouse experiment. *Plant Soil Environ.* 59: 556-561.
- Ruiz-Vega, T. de J., J. M. Cortés-Jiménez, E. A. Yépez, J. Garatuza-Payan y A. Cueva-Rodríguez. 2012. Flujo de CO<sub>2</sub> en los sistemas de siembra directa y labranza convencional en el Valle del Yaqui, Sonora, México. pp: 804-811. *In:* F. Paz y R. Cuevas (eds.) *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011.* Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México, México.
- Ryan, M. G. and B. E. Law. 2005. Interpreting, measuring, and modeling soil respiration. *Biogeochemistry* 73: 3-27. doi:10.1007/s10533-004-5167-7.
- Sánchez-Colón, S., A. Flores-Martínez, I. A. Cruz-Leyva y A. Velázquez. 2009. Estado y transformación de los ecosistemas terrestres por causas humanas. pp: 75-129. *In:* Conabio. *Capital natural de México, Vol. II: Estado de conservación y tendencias de cambio.* Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad. México.
- Savage, K., E. A. Davidson, and A. D. Richardson. 2008. A conceptual and practical approach to data quality and analysis procedures for high-frequency soil respiration measurements. *Funct. Ecol.* 22: 1000-1007. doi:10.1111/j.1365-2435.2008.0.
- Schipper, L. A., J. K. Hobbs, S. Rutledge, and V. L. Arcus. 2014. Thermodynamic theory explains the temperature optima of soil microbial processes and high Q10 values at low temperatures. *Glob. Chang. Biol.* 20: 3578-3586. doi:10.1111/gcb.12596.
- Serrano-Ortiz, P., M. Roland, S. Sanchez-Moral, I. A. Janssens, F. Domingo, Y. Goddérís, and A. S. Kowalski. 2010. Hidden, abiotic CO<sub>2</sub> flows and gaseous reservoirs in the terrestrial carbon cycle: Review and perspectives. *Agric. For. Meteorol.* 150: 321-329. doi:10.1016/j.agrformet.2010.01.002.

- Sierra, C. A. 2012. Temperature sensitivity of organic matter decomposition in the Arrhenius equation: Some theoretical considerations. *Biogeochemistry* 108: 1-15. doi:10.1007/s10533-011-9596-9.
- Sierra, C. A., M. E. Harmon, E. Thomann, S. S. Perakis, and H. W. Loescher. 2011. Amplification and dampening of soil respiration by changes in temperature variability. *Biogeosciences* 8: 951-961. doi:10.5194/bg-8-951-2011.
- Šimůnek, J. and D. L. Suarez. 1993. Modeling of carbon dioxide transport and production in soil 1. Model development. *Water Resour. Res.* 29: 487-497. doi: 10.1029/92WR02225.
- Singh, B., A. Nordgren, M. Ottosson Löfvenius, M. N. Högborg, P. E. Mellander, and P. Högborg. 2003. Tree root and soil heterotrophic respiration as revealed by girdling of boreal Scots pine forest: Extending observations beyond the first year. *Plant Cell Environ.* 26:1287-1296. doi:10.1046/j.1365-3040.2003.01053.x.
- Subke, J. A. and M. Bahn. 2010. On the “temperature sensitivity” of soil respiration: Can we use the immeasurable to predict the unknown? *Soil Biol. Biochem.* 42: 1653-1656. doi:10.1016/j.soilbio.2010.05.026.
- Subke, J. A., M. Reichstein, and J. D. Tenhunen. 2003. Explaining temporal variation in soil CO<sub>2</sub> efflux in a mature spruce forest in Southern Germany. *Soil Biol. Biochem.* 35: 1467-1483. doi:10.1016/S0038-0717(03)00241-4.
- Taneva, L., J. S. Phippen, W. H. Schlesinger, and M. A. Gonzalez-Meler. 2006. The turnover of carbon pools contributing to soil CO<sub>2</sub> and soil respiration in a temperate forest exposed to elevated CO<sub>2</sub> concentration. *Glob. Chang. Biol.* 12: 983-994. doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01147.x.
- Tang, J. and D. D. Baldocchi. 2005. Spatial-temporal variation in soil respiration in an oak-grass savanna ecosystem in California and its partitioning into autotrophic and heterotrophic components. *Biogeochemistry* 73: 183-207. doi:10.1007/s10533-004-5889-6.
- Tang, J., D. D. Baldocchi, Y. Qi, and L. Xu. 2003. Assessing soil CO<sub>2</sub> efflux using continuous measurements of CO<sub>2</sub> profiles in soils with small solid-state sensors. *Agric. For. Meteorol.* 118: 207-220. doi:10.1016/S0168-1923(03)00112-6.
- Tang, J., D. D. Baldocchi, and L. Xu. 2005. Tree photosynthesis modulates soil respiration on a diurnal time scale. *Glob. Chang. Biol.* 11: 1298-1304. doi:10.1111/j.1365-2486.2005.00978.x.
- Tejeda-Martínez, A., C. Conde-Álvarez, and L. E. Valencia-Treviso. 2008. Climate change scenarios of extreme temperatures and atmospheric humidity for México. *Atmósfera* 21: 357-372.
- Thomas, S. M., F. J. Cook, D. Whitehead, and J. A. Adams. 2000. Seasonal soil-surface carbon fluxes from the root systems of young *Pinus radiata* trees growing at ambient and elevated CO<sub>2</sub> concentration. *Glob. Chang. Biol.* 6: 393-406. doi:10.1046/j.1365-2486.2000.00321.x.
- Turner, M. G., S. L. Collins, A. L. Lugo, J. J. Magnuson, T. S. Rupp, and F. J. Swanson. 2003. Disturbance dynamics and ecological response: The contribution of long-term ecological research. *Bioscience* 53: 46-56. doi:10.1641/0006-3568(2003)053[0046:DDAERT]2.0.CO;2.
- Van Gestel, M., J. N. Ladd, and M. Amato. 1992. Microbial biomass responses to seasonal change and imposed drying regimes at increasing depths of undisturbed topsoil profiles. *Soil Biol. Biochem.* 24: 103-111. doi:10.1016/0038-0717(92)90265-Y.
- Van Hees, P. A. W., D. L. Jones, R. Finlay, D. L. Godbold, and U. S. Lundstrom. 2005. The carbon we do not see - the impact of low molecular weight compounds on carbon dynamics and respiration in forest soils: a review. *Soil Biol. Biochem.* 37: 1-13. doi:10.1016/j.soilbio.2004.06.010.
- Vargas, R. 2012a. How a hurricane disturbance influences extreme CO<sub>2</sub> fluxes and variance in a tropical forest. *Environ. Res. Lett.* 7: 035704. doi:10.1088/1748-9326/7/3/035704.
- Vargas, R. 2012b. Variación temporal de los flujos de CO<sub>2</sub> de suelo en un bosque tropical seco. pp: 817-822. *In:* F. Paz y R. Cuevas (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México, México.
- Vargas, R. and M. F. Allen. 2008a. Environmental controls and the influence of vegetation type, fine roots and rhizomorphs on diel and seasonal variation in soil respiration. *New Phytol.* 179: 460-471. doi:10.1111/j.1469-8137.2008.02481.x.
- Vargas, R. and M. F. Allen. 2008b. Diel patterns of soil respiration in a tropical forest after Hurricane Wilma. *J. Geophys. Res.* 113: G3. doi:10.1029/2007JG000620.
- Vargas, R. and M. F. Allen. 2008c. Dynamics of fine root, fungal rhizomorphs, and soil respiration in a mixed temperate forest: Integrating sensors and observations. *Vadose Zone J.* 7: 1055-1064. doi:10.2136/vzj2007.0138.
- Vargas, R., D. D. Baldocchi, M. F. Allen, M. Bahn, T. A. Black, S. L. Collins, J. Curiel Yuste, T. Hirano, R. S. Jassal, J. Pumpanen, and J. Tang. 2010a. Looking deeper into the soil: biophysical controls and seasonal lags of soil CO<sub>2</sub> production and efflux. *Ecol. Appl.* 20: 1569-82. doi: 10.1890/09-0693.1
- Vargas, R., M. Detto, D. D. Baldocchi, and M. F. Allen. 2010b. Multiscale analysis of temporal variability of soil CO<sub>2</sub> production as influenced by weather and vegetation. *Glob. Chang. Biol.* 16: 1589-1605. doi:10.1111/j.1365-2486.2009.02111.x.
- Vargas, R., D. D. Baldocchi, M. Bahn, P. J. Hanson, K. P. Hosman, L. Kulmala, J. Pumpanen, and B. Yang. 2011. On the multi-temporal correlation between photosynthesis and soil CO<sub>2</sub> efflux: reconciling lags and observations. *New Phytol.* 191: 1006-1017. doi:10.1111/j.1469-8137.2011.03771.x.
- Vargas, R., H. W. Loescher, T. Arredondo, E. Huber-Sannwald, R. Lara-Lara, and E. A. Yépez. 2012. Opportunities for advancing carbon cycle science in Mexico: Towards a continental scale understanding. *Environ. Sci. Pol.* 21:84-93. doi: 10.1016/j.envsci.2012.04.003.
- Vargas, R., E. A. Yépez, J. L. Andrade, G. Ángeles, T. Arredondo, A. E. Castellanos, J. Delgado-Balbuena, J. Garatuza-Payán, E. González-del Castillo, W. Oechel, J. C. Rodríguez, A. Sánchez-Azofeifa, E. Velasco, E. R. Vivoni, and C. Watts. 2013. Progress and opportunities for monitoring greenhouse gases fluxes in Mexican ecosystems: The MexFlux network. *Atmósfera* 26: 325-336.
- Vicca, S., M. Bahn, M. Estiarte, E. E. Van Loon, R. Vargas, G. Alberti, P. Ambus, M. A. Arain, C. Beier, L. P. Bentley, W. Borken, N. Buchmann, S. L. Collins, G. De Dato, J. S. Dukes, C. Escobar, P. Fay, G. Guidolotti, P. J. Hanson, A. Kahmen, G. Kröel-Dulay, T. Ladreiter-Knauss, K. S. Larsen, E. Lellei-Kovacs, E. Lebrija-Trejos, F. T. Maestre, S. Marhan, M. Marshall, P. Meir, Y. Miao, J. Muhr, P.A. Niklaus, R. Ogaya, J. Peñuelas, C. Poll, L. E. Rustad, K. Savage, A. Schindlbacher,

- I. K. Schmidt, A.R. Smith, E. D. Sotta, V. Suseela, A. Tietema, N. Van Gestel, O. Van Straaten, S. Wan, U. Weber, and I. A. Janssens. 2014. Can current moisture responses predict soil CO<sub>2</sub> efflux under altered precipitation regimes? A synthesis of manipulation experiments. *Biogeosciences* 11: 2991-3013. doi:10.5194/bg-11-3307-2014.
- Villanueva-López, G., F. Casanova-Lugo, L. Ramírez-Avilés y P. Martínez-Zurimendi. 2014. Influencia del sistema silvopastoril "Cercas Vivas" de *Gliricidia sepium* en la respiración de suelo en Tacotalpa, Tabasco, México. *Trop. Subtrop. Agroecosyst.* 17: 261-266.
- Von Lützow, M. and I. Kögel-Knabner. 2009. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition-what do we know? *Biol. Fertil. Soils* 46: 1-15. doi:10.1007/s00374-009-0413-8.
- Wu, C., D. Gaumont-Guay, T. A. Black, R. S. Jassal, S. Xu, J. M. Chen, and A. Gonsamo. 2014. Soil respiration mapped by exclusively use of MODIS data for forest landscapes of Saskatchewan, Canada. *ISPRS J. Photogram. Remote Sens.* 94: 80-90. doi: 10.1016/j.isprsjprs.2014.04.018.
- Xiang, S. R., A. Doyle, P. A. Holden, and J. P. Schimel. 2008. Drying and rewetting effects on C and N mineralization and microbial activity in surface and subsurface California grassland soils. *Soil Biol. Biochem.* 40: 2281-2289. doi:10.1016/j.soilbio.2008.05.004.
- Xu, M. and Y. Qi. 2001. Soil-surface CO<sub>2</sub> efflux and its spatial and temporal variations in a young ponderosa pine plantation in northern California. *Glob. Chang. Biol.* 7: 667-677. doi:10.1046/j.1354-1013.2001.00435.x.
- Yépez, E. A. and D. G. Williams. 2009. Precipitation pulses and ecosystem carbon and water exchange in arid and semi-arid environments. pp: 337-361. *In*: E. De la Barrera and W. K. Smith (eds.). *Perspectives in biophysical plant ecophysiology: A tribute to park S. Nobel*. Universidad Nacional Autónoma de México. México, D. F.

# Mapa de erosión de los suelos de México y posibles implicaciones en el almacenamiento de carbono orgánico del suelo

## Erosion map of Mexico soils and its possible implications for soil organic carbon pool

Martín A. Bolaños González<sup>1‡</sup>, Fernando Paz Pellat<sup>2</sup>, Carlos O. Cruz Gaistardo<sup>3</sup>,  
Jesús A. Argumedo Espinoza<sup>3</sup>, Víctor M. Romero Benítez<sup>3</sup> y Julio C. de la Cruz Cabrera<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Programa Mexicano del Carbono, Chiconautla No.8, Col. Lomas de Cristo. 56225, Texcoco, Estado de México.

<sup>‡</sup> Autor responsable (martinb72@gmail.com)

<sup>2</sup> Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Estado de México, México.

<sup>3</sup> Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Av. Héroe de Nacozari Sur N° 2301, Frac. Jardines del Parque. 20276. Aguascalientes, Ags., México.

### RESUMEN

Debido a la poca disponibilidad de información a nivel mundial y de manera acentuada en México del fenómeno de erosión de suelos; en este trabajo se presenta el Mapa Nacional de Erosión escala 1:50 000, el cual consolida un esfuerzo realizado por varios años en los que fue necesario conjuntar diversas fuentes de información para que mediante técnicas de fotointerpretación de imágenes de satélite de alta resolución, cartografía especializada e información de campo se concretara este producto, mismo que representa la información básica requerida para que, en el futuro, sea posible estimar de manera general las pérdidas de carbono orgánico del suelo debidas a éste fenómeno, dado que es uno de los componentes menos estudiados y, por consiguiente, menos cuantificados en el balance general de este elemento. Así, este primer resultado muestra que el 76% de la superficie nacional tiene algún grado de afectación por erosión hídrica, que corresponde a 6.79% con un grado de erosión extrema, el 5.79% fuerte, 26.37% moderada y 37.06% leve. Los estados más afectados por erosión apreciable (superficie relativa) son: Distrito Federal, Tlaxcala, Estado de México y Michoacán y, por el contrario, los menos afectados: Tabasco, Quintana Roo y Campeche.

**Palabras clave:** erosión hídrica; carbono orgánico del suelo; degradación del suelo.

### SUMMARY

Because of the limited availability of information worldwide and markedly in Mexico the phenomenon of soil erosion, in this work the National Map of erosion is presented, which consolidates an effort by several years

in which it was necessary to combine several sources of information for using techniques of photo interpretation of satellite images of high resolution, specialized mapping and field information took shape this product, it represents the basic information required for that, in a second stage, it be possible estimate generally losses of soil organic carbon due to this phenomenon, since it is one of the least studied components and, thus less quantified in the general balance of this element. Thus, this first result reveals that 76% of the national area has some degree of evident water erosion, which corresponds to 6.79% with a degree of extreme erosion, 5.79% strong, 37.06% moderate and 26.37% light erosion. The states most affected by significant erosion (relative surface) are: Federal District, Tlaxcala, State of Mexico and Michoacan and, conversely, the least affected: Tabasco, Quintana Roo and Campeche.

**Index words:** water erosion; soil organic carbon; soil degradation.

### INTRODUCCIÓN

La erosión del suelo se define en términos generales como la eliminación acelerada de la capa superior del suelo de la superficie de la tierra por agua, el viento o la labranza (FAO, 2015). El proceso de la erosión está estrechamente vinculado con la desertificación y el cambio climático, la pérdida de la biodiversidad, lo que acentúa los índices de pobreza y migración, disminución de la productividad del suelo e incrementa la frecuencia de eventos extremos como lluvias torrenciales, abandono de tierras por efectos de la sequía y desertificación (INEGI, 2014a). A pesar de que la erosión es la causa más común de la degradación del suelo en el mundo, ya que representa más del 80%

#### Como citar este artículo:

Bolaños González, M. A., F. Paz Pellat, C. O. Cruz Gaistardo, J. A. Argumedo Espinoza, V. M. Romero Benítez y J. C. de la Cruz Cabrera. 2016. Mapa de erosión de los suelos de México y posibles implicaciones en el almacenamiento de carbono orgánico del suelo. Terra Latinoamericana 34: 271-288.

Recibido: noviembre de 2015. Aceptado junio de 2016.

Publicado en Terra Latinoamericana 34: 271-288.

de la superficie terrestre con algún grado de afectación (Oldeman, 1994), las estadísticas disponibles de la extensión y gravedad de este fenómeno en su mayoría son subjetivas, cualitativas, obsoletas, gruesas y poco fiables, además de que existen incertidumbres en las estadísticas disponibles sobre la extensión y gravedad de la erosión del suelo (Lal, 2003). En este sentido, FAO e ITPS (2015) mencionan que durante la última década, las cifras publicadas de erosión hídrica se encuentran en un orden de magnitud de 20 Pg año<sup>-1</sup> a más de 200 Pg año<sup>-1</sup>, por lo que esta enorme variación sugiere, en un principio, que las estimaciones de la erosión global del suelo a nivel mundial son muy inciertas, aunque en un análisis más detallado muestra que las estimaciones superiores a 50 Pg año<sup>-1</sup> no son realistas.

Las estadísticas que se utilizan ampliamente con respecto a la degradación del suelo, son las generadas por Oldeman (1994), que se diseñaron para fines de comparación internacional en el proyecto denominado Evaluación Mundial de la Degradación de Tierras (GLASOD, por sus siglas en inglés), quien reporta que la erosión hídrica es el principal factor inducido por actividades humanas de degradación del suelo, estimando una superficie total de tierras afectadas de 1094 millones de hectáreas (Mha), de las cuales 751 Mha están afectadas gravemente; por erosión eólica 549 Mha, de las cuales 296 Mha están gravemente afectadas. En menor medida los suelos han sido afectados por degradación química (239 Mha) y física (83 Mha).

En México, los principales tipos de degradación del suelo son: erosión hídrica (37%), erosión eólica (14.9%) y degradación química; en tanto que el 36% de la superficie se encuentra sin algún tipo de degradación. De acuerdo con el nivel de degradación el 30.9% es moderada, 19.6% ligera, 12.6% severa y 0.9 extrema (SEMARNAT, 2002); aunque con fuertes variaciones que dependen de la fuente de información utilizada (Balbontín *et al.*, 2009). En contraste, el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), mediante el uso de técnicas de fotointerpretación de imágenes de satélite y puntos de verificación en campo, reportó que cerca de 52.86% de la superficie de México está afectada por erosión hídrica (INEGI, 2014b), aunque posteriormente, el mismo INEGI (2015a y 2015b) reportó que el 66% de la superficie nacional está afectado por erosión hídrica, de los cuales el 6% es erosión fuerte o extrema, aproximadamente

el 24% se clasificó como moderada, el 36% como leve y casi el 34% como suelo estable.

La erosión acelerada del suelo, agravada por las perturbaciones antropogénicas, es un proceso destructivo, ya que agota la fertilidad y degrada la estructura del suelo, reduce la profundidad efectiva de enraizamiento, destruyendo el más básico de todos los recursos naturales (Lal, 2003) y agrava la desertificación (Lal, 2004b; INEGI, 2014a); sin embargo, a sus efectos sobre la dinámica del carbono (C) y emisión de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y otros gases de efecto invernadero (GEI) a la atmósfera no se les ha dado el énfasis que merecen (Lal, 2003). La degradación del suelo exacerba el agotamiento del carbono orgánico del suelo (COS) debido a la reducción en la producción de biomasa y bajas cantidades de residuos que se integran al suelo (Lal, 2004b). Así, el uso de prácticas de manejo que previenen o reducen la erosión pueden ser la mejor estrategia para mantener o aumentar, posiblemente, el almacenamiento de C del suelo en el mundo (Gregorich *et al.*, 1998). Asimismo, el COS es una biomembrana que filtra los contaminantes, reduce la carga de sedimentos en los ríos, disminuye la hipoxia en ecosistemas costeros, degrada contaminantes y es un sumidero importante de CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> atmosféricos (Lal 2004a).

### **La Importancia del Suelo como Almacén de Carbono**

El almacén de C del suelo comprende dos componentes: el COS, estimado en 1550 Pg y el carbono inorgánico del suelo (CIS) estimado en 750 Pg (Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996), lo que da un almacén total de C en el suelo de aproximadamente 2300 Pg a 1 m profundidad. Aproximadamente 615 Pg del COS se almacena en los primeros 20 cm; en tanto la densidad a 1m de profundidad varía desde 30 Mg ha<sup>-1</sup> en climas áridos a 800 Mg ha<sup>-1</sup> en los suelos orgánicos de las regiones frías, con un rango predominante de 50-150 Mg ha<sup>-1</sup> (Lal, 2004a). De acuerdo con los datos presentados por Eswaran *et al.* (1993), los suelos que almacenan la mayor cantidad de C a nivel mundial son los Histosoles (357 Pg), Inceptisoles (352 Pg) y Entisoles (148 Pg); aunque los que tienen mayor densidad de C en promedio son los Histosoles (2045.85 Mg ha<sup>-1</sup>), Inceptisoles (305.64 Mg ha<sup>-1</sup>) y Andosoles (163.11Mg ha<sup>-1</sup>), siendo el promedio a nivel mundial para los suelos de 116.56 Mg ha<sup>-1</sup>. Cada año,

los suelos del mundo liberan aproximadamente el 4% de su almacén (60 Pg) a la atmósfera, que es diez veces la combustión de combustibles fósiles, aunque la magnitud exacta de la pérdida no se conoce y, de hecho, puede ser mucho mayor debido a las perturbaciones antropogénicas y la degradación de los ecosistemas (Lal, 2003).

El COS se remueve principalmente por el viento y sedimentos acarreados por el agua a través de procesos de erosión. Algunos de los sedimentos enriquecidos con COS se redistribuyen sobre el paisaje, otros se depositan en depresiones, y algunos son llevados a los ecosistemas acuáticos, donde contribuyen a la eutrofización, anoxia, turbidez, emisiones de gases de efecto invernadero (Starr *et al.*, 2000) y la degradación de la calidad del agua en general, antes de que una parte de ellos sean finalmente almacenados en los sedimentos. Aunque una parte del C trasladado por la erosión puede ser enterrado y redistribuido, el resto se emite a la atmósfera, ya sea como CO<sub>2</sub> por la mineralización o como CH<sub>4</sub> por la metanogénesis (Lal, 2004a). Así, mientras que la erosión y la deposición solamente redistribuyen suelo y C orgánico, la mineralización resulta en una pérdida neta de C del sistema suelo a la atmósfera (Gregorich *et al.*, 1998).

Lal (1995) estimó que 1.14 Pg C año<sup>-1</sup> se emite a la atmósfera por la erosión hídrica. Posteriormente, Lal (2003 y 2004a) calculó que, en la escala global, de los 4.0 a 6.0 Pg C año<sup>-1</sup> trasladados por la erosión hídrica, 2.8-4.2 Pg C año<sup>-1</sup> son redistribuidos sobre el paisaje y se transfieren a depresiones, en tanto 0.4-0.6 Pg C año<sup>-1</sup> se transportan al océano y pueden ser mineralizados o sepultados con los sedimentos marinos y los ecosistemas costeros y 0.8-1.2 Pg C año<sup>-1</sup> se emiten a la atmósfera.

La erosión es uno de los pocos procesos del suelo que puede eliminar COS estable en grandes cantidades, por lo que sus efectos pueden ser dramáticos (Starr *et al.*, 2000). Por lo tanto, la importancia de la degradación del suelo en general y la de la erosión en particular, en la dinámica del carbono y las posibles emisiones de gases de efecto invernadero, no se puede ignorar, por lo que el control efectivo de la erosión del suelo es esencial para el uso sostenible de los suelos agrícolas, pecuarios y forestales, así como la mejora de la calidad del medio ambiente.

En este trabajo se presenta una estimación tipo semi-cuantitativa de la erosión de los suelos de México, como un primer paso para la estimación de las pérdidas

de COS por este proceso y la estimación de emisiones de CO<sub>2</sub> a la atmósfera. El mapa generado de la erosión del suelo en México, basado en evidencia de campo e información satelital, será usado como insumo en estudios posteriores de estimación de la erosión, hídrica principalmente, analizando el transporte de sedimentos con mediciones en estaciones hidrométricas, así como sus contenidos de carbono.

## MATERIALES Y MÉTODOS

En el presente trabajo se reporta la elaboración del mapa nacional de erosión, el cual considera cinco grados y tres formas de erosión hídrica. Se realizaron procesos de fotointerpretación a partir de la información espectral contenida en imágenes de satélite para definir los polígonos de acuerdo al grado de erosión, dado que éstas contienen información útil y han sido utilizadas de manera efectiva para evaluar áreas erosionadas (Vrieling, 2006). El etiquetado de los atributos de los polígonos se apoyó en trabajo de campo y se sustentaron con datos y evidencias fotográficas puntuales. Este esfuerzo representa el primer acercamiento de conocimiento a los diversos grados y formas de la erosión hídrica del país a la escala de visualización 1:50 000, haciendo énfasis en los procesos acelerados o inducidos por el hombre. Los insumos principales fueron los conglomerados del Inventario Nacional Forestal y de Suelos 2009 de la Comisión Nacional Forestal (CONAFOR) y la cobertura nacional de imágenes multiespectrales y pancromáticas del satélite Spot 5, con 10 y 2.5 m de resolución espacial, respectivamente, adquiridas durante 2007, principalmente en la época seca (enero-mayo), en la que es más común encontrar imágenes de satélite libres de nubes; mismas que fueron suministradas por la Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación (SAGARPA). Para realizar los procesos de fotointerpretación se realizaron fusiones de las bandas pancromáticas y multiespectrales, que resultaron en imágenes compuestas en falso color con tamaño de píxel de 2.5 m.

Adicionalmente, se empleó información cuantitativa sobre perfiles de suelo y fotografías panorámicas georeferidas generadas en el INFyS para validar las coberturas de erosión extrema, fuerte y suelo estable a la erosión, incluyendo 23 000 perfiles de suelo levantados por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) de 1968 a 2008

(base de perfiles del suelo INEGI-COLPOS), con información indirectamente relacionada con procesos erosivos (textura, materia orgánica, etc.) de diversa magnitud, así como estudios y descripciones de campo sobre erosión en 4750 conglomerados, levantados por CONAFOR en su Inventario Nacional Forestal y de Suelos, que describieron en campo directamente la erosión y degradación del suelo, su causa, magnitud y principales relaciones geográficas. Ésta última información se utilizó de manera adicional a la fotointerpretación de imágenes de satélite para definir las áreas con erosión moderada y leve; es decir, se agregó evidencia de campo. Una debilidad del uso de información de perfiles de suelo es el amplio periodo que representa, generando datos difíciles de interpretar en términos del carbono (propiedad dinámica), pero no para el caso de la textura del suelo.

### Conceptos y Criterios de Diagnóstico

**Zona de exclusión.** Todos aquellos rasgos geográficos con posibles evidencias de erosión, pero no comparables con escurrimientos superficiales relativamente recientes. Pueden ser de cuatro tipos:

- a) Rasgos de erosión geológica neta: declives naturales abruptos, abanicos aluviales extremos, cauces estables, afloramientos rocosos, malpaíses y dunas.
- b) Rasgos de erosión antrópica dominante: Asentamientos humanos, con superficie de suelo removida para construcción urbana, bancos de material a cielo abierto, salinas artificiales o con remoción de material por construcción de caminos y obras de infraestructura mayor. Los asentamientos humanos se consideran zonas de erosión extrema debido a que la mayor parte del suelo superficial ha sido removido por obras de construcción o ha sido sepultado bajo una capa de concreto (Tecnosoles ekránicos). Los asentamientos humanos incluyen áreas urbanas consideradas por INEGI. Sin embargo, existen áreas con población densa no consideradas aún dentro de la cartografía temática oficial, pero para efectos de este trabajo han sido digitalizadas y representadas espacialmente. Los criterios para delimitar asentamientos humanos son dos: área mínima superior a 10 ha y ser identificables claramente en la imagen de satélite en escala de visualización 1:50 000. La escala de visualización se refiere a la proyección en pantalla

de los insumos satelitales y otras fuentes, donde se realiza el rayado de polígonos en forma manual. Para el caso de imágenes satelitales, el tamaño de los píxeles fue de 2.5 m. En términos generales, la escala 1:50 000 tiene un tamaño mínimo de polígono de 10-20 ha y puede interpretarse como escala 1:125 000 en la impresión del mapa generado (*sensu* INEGI).

- c) Rasgos geográficos de acumulación de suelo. Representa en la práctica el concepto inverso de erosión: pantanos, zonas palustres, deltas y terrenos sujetos a inundación periódica.
- d) Rasgos geográficos complementarios: Cuerpos de agua de carácter intermitente o permanente.

**Erosión.** Es el desgaste que se produce en la superficie del suelo por la acción de agentes externos como el viento y el agua y que son acelerados por la acción del hombre (INEGI, 2014a). El proceso de desgaste/remoción fue antecedido de un intemperismo profundo del material parental (afloramientos rocosos y declives naturales abruptos) y es predecesor de un proceso intenso de transporte de sedimentos (cauces estables) con posible acumulación de material de suelo (rellenos aluviales y terrenos sujetos a inundación).

**Evidencia de erosión.** Ocurre cuando es posible delimitar e interpretar el grado y forma erosiva de un suelo en una imagen de satélite a partir del conocimiento y experiencia de campo del analista fotointérprete o por medio de evidencias históricas obtenidas mediante trabajo de campo. Los casos más frecuentes corresponden a eventos de erosión fuerte, extrema y suelos estables a la erosión. Esta situación es típica de áreas de vegetación densa o cubrimiento de nubes en las imágenes de satélite, donde las estimaciones fueron realizadas usando información de contexto y evidencias indirectas.

**Erosión apreciable.** Evidencia visual o documentada en campo de la remoción del horizonte superficial o exposición de la cementación o lecho rocoso. La intensidad de la forma erosiva y la proporción de superficie afectada es el criterio principal para diferenciar el grado fuerte o extremo de la erosión.

- *Erosión extrema.* Remoción del horizonte superficial o exposición frecuente de la cementación o lecho rocoso en más del 90% de la superficie del polígono de erosión cuando la forma erosiva dominante es lineal o planar y en cualquier proporción de la superficie cuando la forma erosiva es masiva.



- *Erosión fuerte.* Remoción del horizonte superficial o exposición frecuente de la cementación o lecho rocoso entre un 50 y 90% de la superficie del polígono de erosión cuando esta es lineal o planar. Se incluye la erosión masiva, excepto cuando corresponde a un rasgo de exclusión geomorfológica.
- *Suelo estable.* Cuando el suelo no presenta evidencias de erosión tanto en la imagen de satélite como evidencias de campo que indiquen afectación por escurrimiento superficial en el terreno. Generalmente sucede cuando la cobertura vegetal es cerrada, la vegetación es prístina o está en fase de sucesión muy temprana.

**Erosión no apreciable.** Cuando es necesario un análisis de elementos de fotointerpretación exhaustivo y la disposición de elementos cartográficos adicionales para lograr establecer algunas evidencias de erosión, por ejemplo: la posición en el relieve, el grado de afectación humana sobre la cobertura original del suelo y la erodabilidad de éste, etc.

- *Erosión moderada.* No hay evidencias visuales de erosión fuerte o extrema en la imagen de satélite, por lo que fue necesario un análisis de elementos de fotointerpretación tales como patrones de drenaje típicos, coberturas de vegetación abierta, posición en la geoforma relacionada con fenómenos de intensidad gravitacional o mayor evidencia de actividad humana aún en zonas con acumulación o cobertura vegetal cerrada.
- *Erosión leve.* No hay evidencias visuales de erosión fuerte o extrema en la imagen de satélite. El análisis de elementos de fotointerpretación y la disposición de elementos cartográficos adicionales no logró aportar alguna evidencia significativa de erosión tanto por causa antrópica como asociada (natural-antrópica).

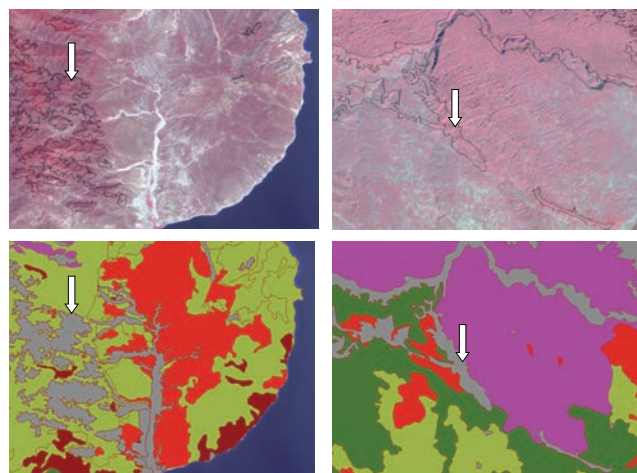
**Forma de la erosión.** Patrón espacial visible durante el proceso de fotointerpretación o donde existe documentación de formas erosivas ocultas por vegetación o actividad humana.

- *Erosión planar.* También conocida como erosión laminar. Ocurre cuando el desprendimiento del horizonte superficial es relativamente homogéneo en el polígono de erosión. Se considera grado fuerte cuando la evidencia visual ocupa aproximadamente entre 50 y 90% de la superficie del polígono y grado extremo cuando supera el 90%.

- *Erosión linear.* Incluye todas las formas de erosión con evidencias de cárcavas o surcos, la cual se consideró de grado fuerte cuando los patrones lineares se identificaron en más del 50% del polígono y grado extremo cuando la erosión linear se asoció fuertemente con erosión planar de grado extremo o cuando los patrones lineares ocupan más del 90% de la superficie del polígono de erosión.
- *Erosión masiva.* Están incluidos en este concepto los deslizamientos naturales de laderas escarpadas por causa de falla o fractura geológica. También se incluyen algunas formas de erosión planar o linear relacionadas con geoformas extensas donde muchas veces el hombre ha incrementado el proceso erosivo. Las formas especiales de abanico aluvial de gran superficie son consideradas zonas de exclusión geomorfológica.

### Criterios para Delimitar Zonas de Exclusión

**Declives naturales abruptos.** La identificación de los declives abruptos, se realizó empleando el modelo de elevación obtenido a partir de las curvas de nivel 1:50 000. Se generaron las áreas con pendiente mayor a 40%, valor arbitrario que fue seleccionado a partir de experiencia en campo. Las áreas resultantes se contrastaron con la imagen de satélite para determinar la autenticidad del rasgo localizado (Figura 1).



a) Declive mayor a 55%. Sierra San Bernardo, Baja, California Sur.

b) Declive entre 40 y 50%. Cordón El Pájaro, Chiapas.

**Figura 1. Identificación, delimitación y contraste de zonas con declives naturales abruptos.**

**Afloramientos rocosos y malpaíses.** Estructuras formadas por intemperismo del material rocoso o por el efecto gravitacional o de erosión eólica del escaso suelo presente en laderas escarpadas que terminan por desnudar la roca. También se incluyen derrames volcánicos con flujo lento que fueron solidificados al exterior de la corteza terrestre. Los afloramientos rocosos no tienen pérdida significativa de material reciente de suelo y se encuentran, por lo general, en las partes más elevadas de los sistemas montañosos o en sitios hiper-áridos donde la actividad humana es menor. En la Figura 2 se muestra un ejemplo de afloramientos rocosos extensos.

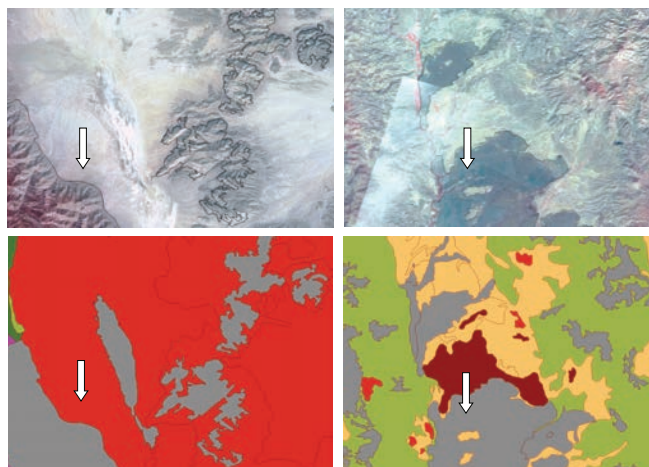
**Cauces estables.** Los cauces pueden clasificarse de acuerdo a su orden o posición dentro de la red de avenamiento, entre menor sea el orden del cauce el proceso erosivo resulta más activo. Los cauces de orden más alto corresponden a los cauces más estables. El diagnóstico de la erosión reciente excluyó los cauces estables debido a que son el transporte fluvial natural de sedimentos cuesta abajo. Mediante procesos de cruce entre los modelos digitales de elevación y del uso de la herramienta *Stream Order* de *ArcView<sup>MR</sup>* fue posible generar un primer acercamiento del ordenamiento fluvial según el índice de Horton (Horton, 1945; Pidwirny, 2006), seleccionando los cauces de orden 4 y 5 (600 m de amplitud promedio, 100 m amplitud en más del 50% del polígono, superficie promedio mayor a 4000 ha, generalmente próximos a desembocadura

o diseccionando valles extensos). Se corroboró la existencia del cauce y se afinó el límite mediante comparación directa con la imagen satelital, tal como se muestra en la Figura 3.

**Dunas y zonas arenosas.** La dinámica de formación en las dunas se relaciona estrechamente con la erosión eólica y generalmente no presentan evidencias de erosión hídrica. Para efectos de este trabajo, se delimitaron únicamente las zonas arenosas más importantes por su extensión y que no presentan evidencias de erosión hídrica.

**Salinas.** Se delimitaron las zonas que por su proximidad al mar o zonas donde su posición geográfica interior está asociada con clima extremo, lo que favorece la evaporación del agua para obtener sal. Los valores de reflectancia natural de los suelos salinos son altos en el visible e infrarrojo cercano de las imágenes de satélite (Rao *et al.*, 1995; Metternicht y Zinck, 2003), semejantes a las reflectancias de suelos con erosión extrema, por tanto, fue conveniente separarlos para evitar una posible confusión en el análisis del proceso erosivo (Figura 4).

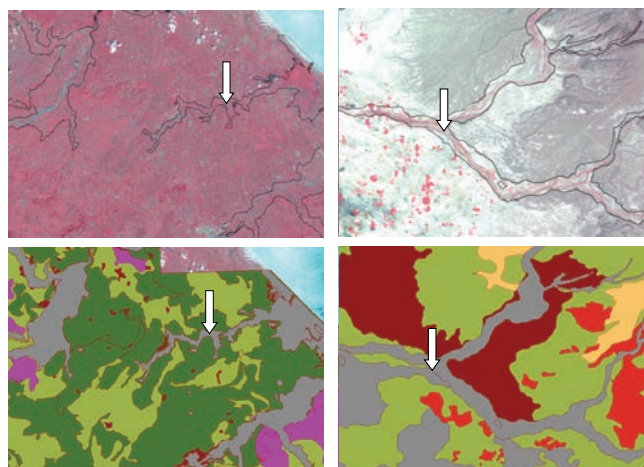
**Zonas palustres y terrenos sujetos a inundación.** Son sitios donde los sedimentos previamente removidos y transportados son acumulados constantemente. Las zonas palustres, los pantanos y los terrenos sujetos a inundación están asociados frecuentemente entre sí y en ocasiones están conectados con sitios lacustres, en especial los próximos al límite costero; sin embargo, no



a) Afloramiento rocoso: Cañada La Providencia, Baja California.

b) Malpaís: Volcán Cerro Blanco, Sonora.

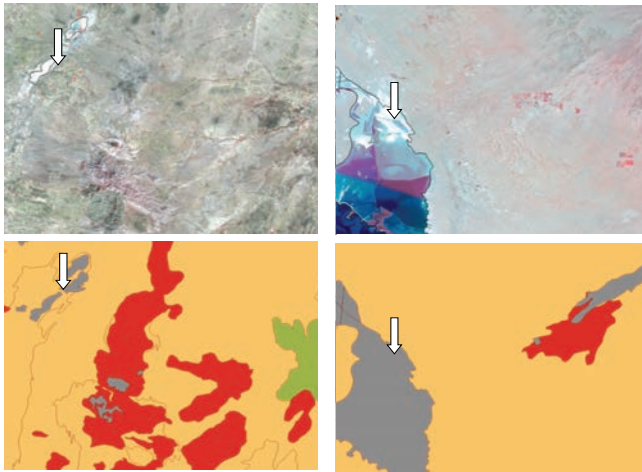
**Figura 2. Identificación, delimitación y contraste de zonas con afloramientos rocosos extensos.**



a) Río Bobos y río Tecolutla, Veracruz.

b) Arroyo San Lucas, Baja California Sur.

**Figura 3. Identificación, delimitación y contraste de cauces estables.**



a) Salinas de Hidalgo, San Luis Potosí.

b) Salinas Guerrero Negro, Baja California Sur.

**Figura 4. Identificación, delimitación y contraste de salinas naturales o artificiales.**

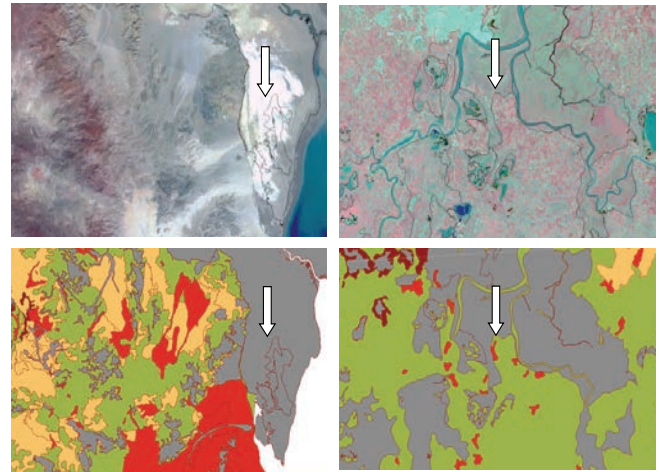
se consideran para este trabajo los sitios lacustres como zonas de exclusión natural debido a que en general su delimitación no corresponde necesariamente con el patrón erosivo observado en la imagen de satélite. Tanto las zonas palustres, como los terrenos sujetos a inundación fueron obtenidos de la cartografía nacional topográfica y geológica 1:50 000 y sus límites están validados o ajustados directamente sobre la imagen satelital (Figura 5).

**Asentamientos humanos.** Se consideran zonas de erosión extrema debido a que la mayor parte del suelo superficial ha sido removido por obras de construcción o ha sido sepultado bajo una capa de concreto (Tecnosoles ekránicos). Los asentamientos humanos incluyeron áreas urbanas consideradas por INEGI y áreas con población densa, no consideradas aún dentro de la cartografía temática oficial, pero que tuvieron un área mínima superior a 10 ha y se identificaron claramente en la imagen de satélite en escala de visualización 1:50 000.

**Cuerpos de agua.** Se excluyeron del concepto de suelo cualquier material encontrado bajo agua, con más de 1 m de profundidad durante la mayor parte del año y con una superficie mayor de 0.5 ha.

### **Criterios de Fotointerpretación para Identificar y Delimitar Áreas con Erosión Hídrica**

Se consideraron diversos criterios relacionados con textura, matiz, tono, moteado y patrón espacial de la imagen de satélite, así como interpretación de



a) Pantano y zona de inundación en la Reserva de la Biósfera del Alto Golfo de California, Baja California.

b) Confluencia de los ríos Uxpanapa y Coatzacoalcos con el estero Cuanochapa, Veracruz.

**Figura 5. Identificación, delimitación y contraste de zonas palustres, sujetas a inundación o pantanos extensos.**

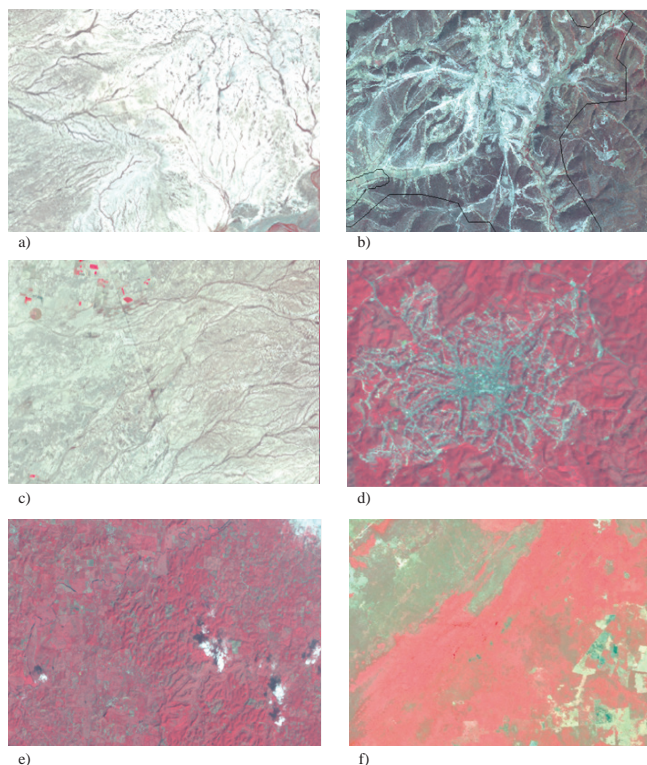
la uniformidad en los tamaños de polígonos resultantes y escalas máximas para digitalización. Algunos ejemplos de los grados y formas de erosión más comunes se muestran en la Figura 6.

### **Procedimiento para Delimitar Erosión no Apreciable: Erosión Leve o Moderada**

Una gran proporción de áreas en el país no manifestaron evidencias claras de erosión a partir del análisis exclusivo de las imágenes de satélite. Esto se debió tanto a los ruidos externos a la imagen (nubes o excesiva brillantez) como a la naturaleza homogénea del terreno, donde no se aprecia el contraste de los suelos con y sin remoción del horizonte superficial. Para generar nuevos elementos exógenos de fotointerpretación fue conveniente establecer las partes más altas y más bajas del paisaje, evaluar la transición de la geofoma y la sección donde la perturbación humana es más fuerte, identificar la orientación donde las corrientes recorren cuesta abajo con mayor devastación (sotavento, barlovento), asimismo, tener información más precisa del tipo de avenamiento asociando al elemento geomorfológico de la red hídrica.

### **Ajuste por Condiciones Geomorfológicas**

Una alternativa eficiente fue el procesamiento de los modelos digitales de elevación para obtener un modelo de pendientes del terreno para analizar patrones



**Figura 6. Ejemplos de erosión hídrica dominante:** a) Erosión planar extrema, asociada con fuerte erosión en cárcavas, b) Erosión linear extrema (asociada con erosión planar extrema), c) Erosión linear fuerte (con relictos de erosión planar extrema), d) Erosión antrópica intensa, asociada con erosión linear moderada e) Erosión leve (oeste) a moderada (este), se aprecia el avenamiento linear asociado con cobertura vegetal cerrada y f) Suelo estable, asociado con alto contenido de COS y cubierta vegetal bien conservada.

de erosión. Aunque en la mayoría de los casos la relación entre pendiente y grado de erosión es evidente, esta depende del contexto (p. ej.: geomorfometría y longitud de la pendiente) y, en otros casos, de otros factores con mayor influencia (p. ej.: uso del suelo y vegetación). Las pendientes, fueron estandarizadas en cuatro grupos diferentes:

- a) Menor de 1%. Sitios con pendiente plana, característicos de valles, llanuras costeras o zonas de relleno aluvial y que son profundos por lo general. Muchas de estas zonas son empleadas para asentamientos humanos y agricultura de riego. En general son suelos con erosión leve, donde las excepciones más importantes corresponden a las superficies de meseta que pueden presentar rasgos de erosión fuerte o incluso extrema.
- b) De 1 a 4%. Sitios con pendiente casi plana, característicos de lomeríos muy suaves. Muchas

regiones agrícolas de temporal están asentadas aquí. Generalmente los arrastres de material de estos sitios, en especial aquellos cercanos al pie de monte, alcanzan su punto máximo de velocidad y con ello su mayor poder erosivo de manera natural.

c) De 4 a 16%. Declives inferiores. Situados en la sección baja de una ladera, en una colina bien desarrollada o en una bajada pronunciada. Los declives inferiores están más afectados por las actividades humanas por su acceso más fácil y su mayor densidad de vías de transporte que las laderas fuertes.

d) De 16 a 40%. Declives superiores. Situados en la parte alta de una ladera o en un banco de terraza. Normalmente las sierras altas de tipo escarpado o plegado tienen bien diferenciada la localización de este tipo de declive. En campo puede distinguirse cuando un declive tiene una sección transversal cóncava o convexa. Las formas cóncavas son regularmente más erosionadas que las formas convexas, dependiendo de la posición geomorfológica del área de evaluación.

e) Mayores a 40%. Son identificadas finalmente como declives abruptos y se consideran zonas de exclusión no comparable con la erosión hídrica reciente.

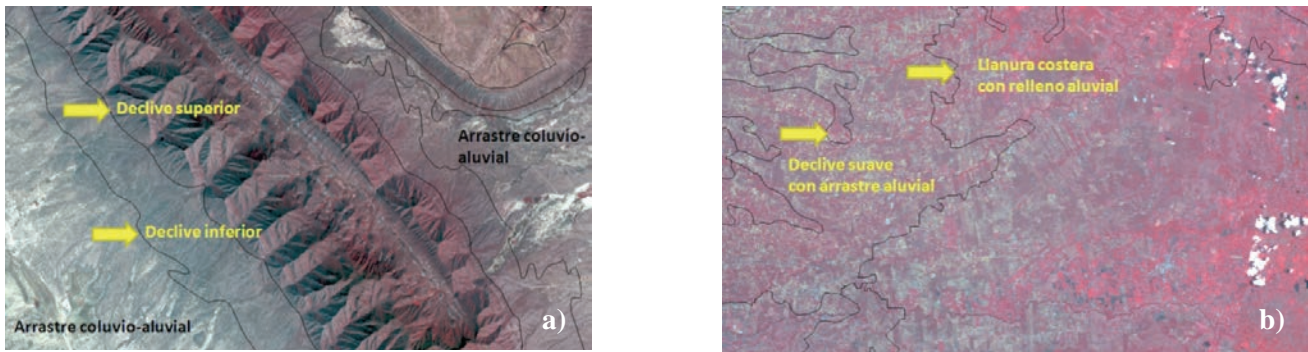
Finalmente, cuando el modelo de pendientes fue construido, se realizó un retoque o ajuste manual de los linderos contra el fondo de la imagen de satélite georeferida (Figura 7).

### Ajuste por Erodabilidad del Suelo

La sequía aparente y la reflectancia elevada que proporciona una superficie blanca pueden reducir la efectividad en el diagnóstico de la erosión, lo cual puede deberse a que suelos oscuros y profundos son ocultados con una superficie pedregosa, que refleja una aparente erosión extrema, pero que en realidad esconde suelos fértiles y mejor protegidos contra la erosión, por lo que fue necesario utilizar información adicional (como el tipo de suelo, textura y materia orgánica) para definir si la alta reflectancia visualizada se debe a este factor o a erosión extrema, tal como se muestra en los ejemplos de la Figura 8.

### Ajuste por Presión Antrópica

Indudablemente la actividad humana es el único factor no natural y una de las causales más importantes de la aceleración del proceso erosivo. Pudieron



**Figura 7. Ajuste del proceso erosivo a partir de la orientación y grado de inclinación de la pendiente.** La imagen a), muestra que la cobertura vegetal protectora más intensa se localiza en el declive superior. Por el contrario, sobre el declive inferior cruzan las corrientes más veloces que alcanzan su punto máximo en las zonas de arrastre coluvio-aluvial. La imagen b), corresponde a una zona costera donde la llanura aluvial es diferenciable con el apoyo del modelo de pendientes. La zona de transición entre el declive suave inferior y el relleno aluvial es la zona con mayor potencial de erosión. Conocer la posición geomorfológica es importante para sustentar los criterios de separación entre los procesos erosivos leves y moderados.

identificarse sobre las imágenes de satélite varios rasgos antrópicos causales de remoción directa del suelo: bancos de material, construcción urbana y obras de transporte, presión por actividad rural intensa y obras hidráulicas de diversa magnitud (Figura 9).

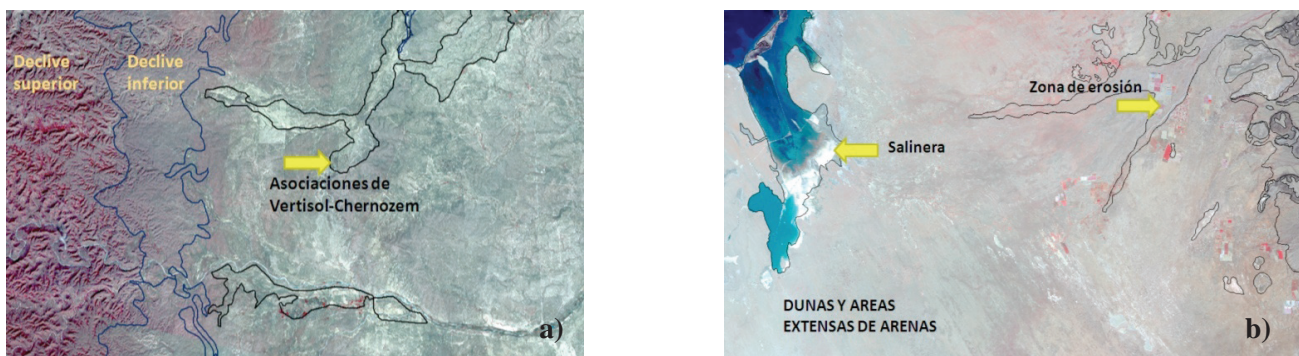
### Ajuste por Condiciones Climáticas

Finalmente, fue conveniente asociar los polígonos con erosión y su medio climático (expresada generalmente como un tipo particular de uso del suelo y vegetación), debido a que gran parte de los polígonos con erosión extrema están localizados en regiones de extrema aridez, donde el régimen de lluvias torrencial es el factor causal más relacionado. Por otro lado, la relación del clima y el componente geológico es tan estrecha que ciertas regiones de granito situadas bajo

régimen de lluvia abundante tienen fuerte erosión, aún bajo cobertura vegetal relativamente cerrada (Figura 10).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Mediante aplicaciones del software ArcInfo<sup>MR</sup> (dissolve, unión, eliminate, etc.) fueron integradas las coberturas relacionadas con erosión en una cobertura única en formato coverage y posteriormente exportada a cobertura shape para visualización en Arc View<sup>MR</sup>, Arc Explorer<sup>MR</sup>, Quantum GIS<sup>MR</sup>, etc. En la Figura 11 se muestra el mapa de erosión actual obtenido como resultado del presente trabajo. La escala de visualización de esta figura no permite apreciar los detalles de los polígonos generados, pero el producto digital generado evita esta restricción.



**Figura 8. Ajuste del grado de erosión en polígonos con información edafológica disponible.** a) Algunos ejemplos frecuentes son los Vertisoles áridicos y los Kastañozems hipercálcicos, que por un lado reflejan histogramas de alto contraste, similares a sitios con extrema erosión, pero que en realidad poseen alta fertilidad natural (profundidad, carbono orgánico, ligera basicidad) ideal para la actividad agrícola. b) Un caso especial son los Arenosoles con gran extensión, que en general no tienen problemas de erosión hídrica significativa, excepto los situados en los márgenes o dentro de los cauces más inestables.



Bancos de material localizados en el área metropolitana de Monterrey. Se observa el contraste de la superficie afectada con el complemento de la imagen.

Cuerpos de agua pequeños y frecuentes, dispuestos sobre una región rica en limolitas con gran potencial de erosión. Es notorio el contraste de la superficie erosionada que se encuentra justamente en la línea de conexión entre bordos de agua cuesta abajo.

Superficie de suelo según grado de erosión hídrica

- Extrema
- Fuerte
- Moderada
- Leve
- Suelo estable
- No aplica
- No determinado

Figura 9. Ajuste del grado de erosión en polígonos con información de actividad humana disponible.

**Estructura de la Tabla de Atributos (nombres de campos y valores)**

La tabla contiene 71 211 polígonos con atributos, de los cuales el 53% fue obtenido por fotointerpretación directa (erosión fuerte, erosión extrema y suelo estable

a la erosión), el 36% fue obtenido por modelación geomorfológica con ajuste directo por fotointerpretación y análisis de otras variables asociadas. Finalmente el 11% de los polígonos fue obtenido a través de diversas coberturas temáticas -escala 1:50 000- y con ajuste directo sobre imagen de satélite.

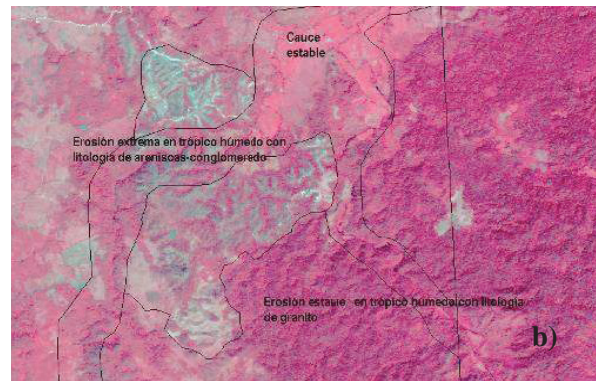
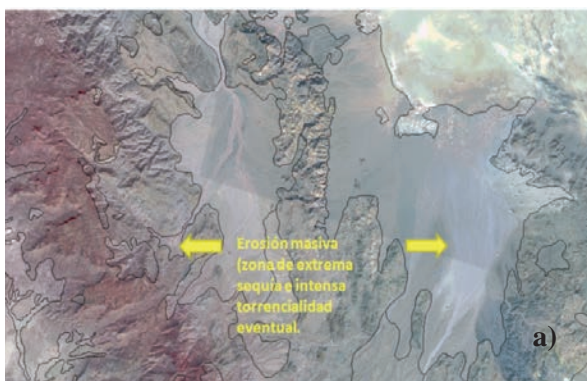


Figura 10. Ajuste del grado de erosión en polígonos con información climática disponible. a) Erosión extrema en ambiente de intensa sequía natural. b) Erosión extrema (zona de areniscas) y leve (zona de granito), con similar condición de precipitación, pero con litología y grado de actividad humana diferente.

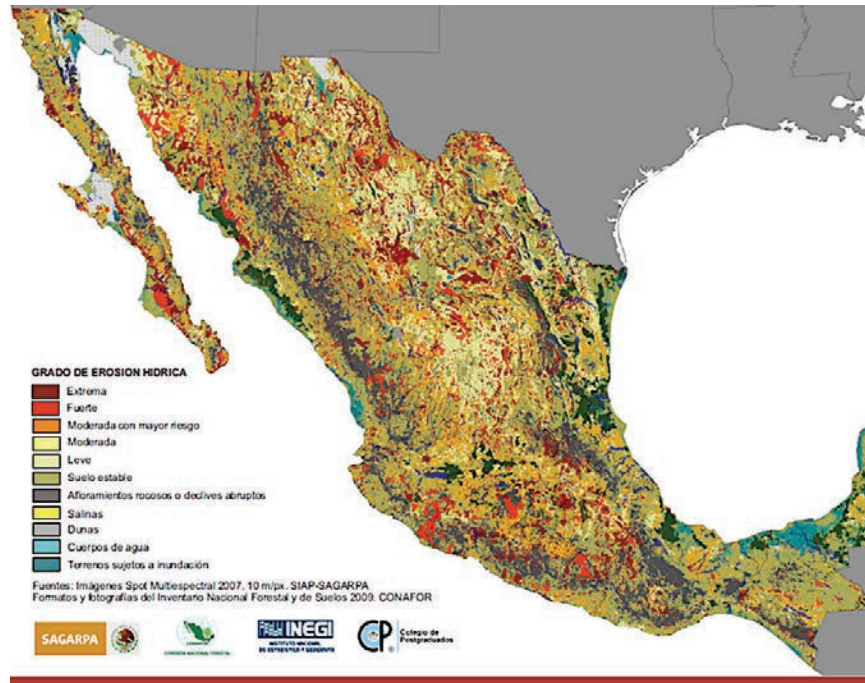


Figura 11. Mapa Nacional de Erosión, escala 1:50,000. SAGARPA- INEGI-CONAFOR- COLPOS.

Los valores empleados para describir los atributos de erosión son finitos y están distribuidos en cuatro columnas básicas de información (Cuadro 1).

De acuerdo con los resultados obtenidos, el 76% de la superficie de México tienen algún grado de erosión

hídrica, siendo el predominante el grado leve (37.06%) y moderado (26.37%), tal como se puede apreciar en la Figura 12. El resultado obtenido es similar al reportado por Oldeman (1994) a nivel mundial que es del 80% (incluye erosión hídrica y eólica) para erosión

Cuadro 1. Estructura de la tabla de atributos del Mapa Nacional de Erosión.

Grado	Forma	Componente geomorfológico	Componente antrópico
Extrema	Linear	Abanico aluvial	Construcción
Fuerte	Planar	Aluvial profundo	Caminos y carreteras
Moderada	Masiva	Cauce estable	Extracción
Leve	No apreciable	Coluvial-Aluvial	Presión rural
Suelo estable	Suelo estable	Cuerpo de Agua	Vegetación densa
Afloramiento rocoso	No aplica	Declive abrupto	No determinada
No aplica		Declive inferior	
		Declive superior	
		Dunas	
		Relieve mixto	
		Malpaís	
		No determinada	
		Salinas	
		Palustres-Pantano	
		Relleno aluvial	
		Zona de inundación	

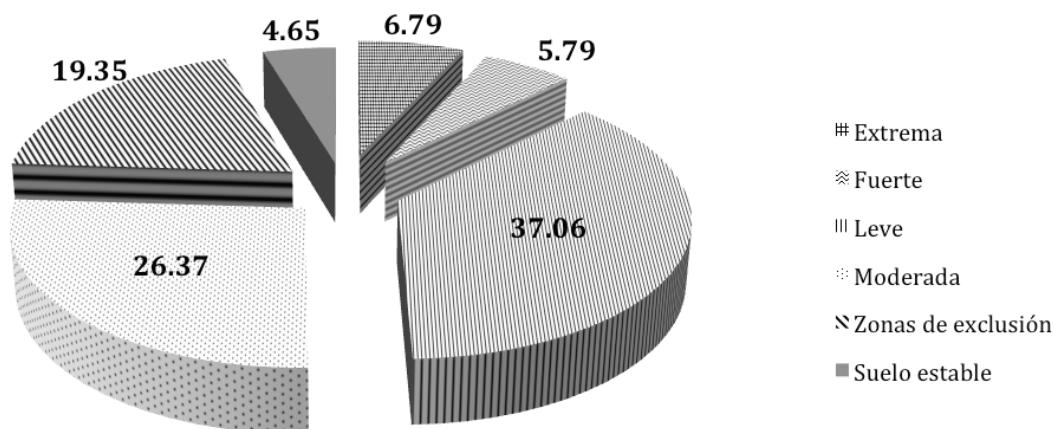


Figura 12. Porcentaje de superficie afectada por grado de erosión hídrica en México.

hídrica, quienes reportaron que un 37% de la superficie nacional es afectada por este fenómeno. Otro dato que es importante destacar es que solo el 4.6% de la superficie se clasificó como suelo estable, es decir, sin riesgo de erosión hídrica, por lo que, de continuar con las tendencias de cambio de uso de suelo, deforestación y degradación de los recursos naturales, el problema se puede agravar aún más.

De acuerdo al grado de erosión apreciable (fuerte + extrema) y utilizando el Marco Geoestadístico 2013 Versión 6.0 (INEGI, 2013), los estados con mayor superficie afectada por erosión hídrica fueron Chihuahua (4 362 953 ha), Coahuila (2 271 147 ha), Sonora (2 192 886 ha) y Durango (2 148 092 ha). Los estados anteriormente mencionados tienen una gran superficie afectada debido en gran medida a que son los estados más grandes del país, pero analizando la superficie relativa afectada por erosión apreciable, los casos más graves son: Distrito Federal (Figura 13), Tlaxcala (Figura 14), Estado de México (Figura 15) y Michoacán (Figura 16) y, por el contrario, los menos afectados: Tabasco, Quintana Roo y Campeche. Los datos completos de superficie relativa afectada se muestran en el Cuadro 2.

El Distrito Federal (Figura 13), ahora Ciudad de México, representa un caso particular, ya que al ser la mayor parte de su superficie de uso urbano y debido a los criterios utilizados en el presente trabajo, ésta se considera como erosión extrema. Asimismo, zonas extensas del Parque Nacional Cumbres del Ajusco están afectadas por erosión fuerte; en cambio, en la parte occidental del mismo parque existen grandes

áreas clasificadas como suelo estable, al igual que en el área del Parque Nacional Desierto de los Leones.

En el caso de Tlaxcala (Figura 14) existen zonas con erosión extrema en la parte occidental del estado, en el corredor Huyotlipan-San Simeón-Apizaco, así como en el suroeste, de Nanacamilpa a Villa Mariano Matamoros (límite con Puebla, próximo a San Martín Texmelucan); y en el noroeste, desde Tlaxco hasta el límite con Hidalgo (próximo a Apan). También existen zonas importantes con erosión fuerte, principalmente en la zona de La Malinche y en el corredor central del estado, desde el norte de Apizaco hasta el sur de Tlaxcala y Santa Ana Chiautempan.

En el caso del Estado de México (Figura 15), debido a los criterios utilizados en el presente trabajo como ya se mencionó anteriormente, se clasificó como erosión extrema las áreas conurbadas a la Ciudad de México (Naucalpan, Tlalnepantla, Cuatitlán, Ecatepec, Netzahualcóyotl y Chimalhuacán, principalmente) y el corredor Toluca-Metepec-Lerma-San Mateo Atenco. Adicionalmente, existen zonas con grado de erosión extrema en el área de Santa María Zolotepec-Temoaya-Jiquipilco-San Lorenzo Malacota (cara oeste de la Sierra de Las Cruces); en la zona centro occidente del estado (límite con Michoacán), desde el Oro de Hidalgo hasta Donato Guerra y en el sur del estado (Luvianos, Tejupilco y Sultepec).

En el estado de Michoacán (Figura 16) se encontraron zonas menos compactas de erosión extrema, la mayoría de ellas en la cuenca del Río Balsas, próxima a la presa El Infiernillo, principalmente



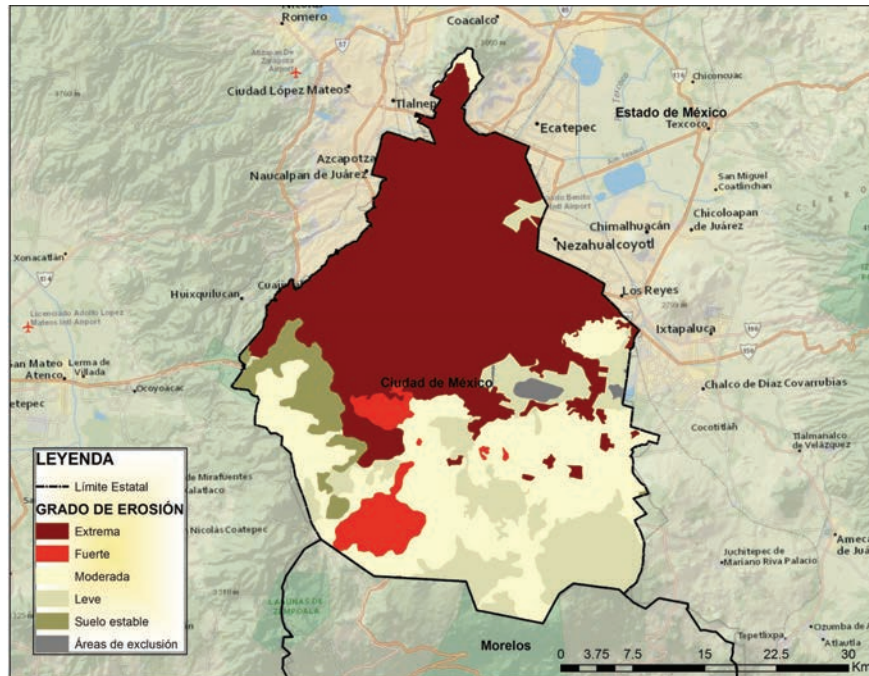


Figura 13. Grado de erosión actual, Ciudad de México.

en la zona de Churumuco, Huetamo, Nueva Italia, Parácuaro, Apatzingán y Buenavista Tomatlán. También existen zonas de erosión de grado extremo en las inmediaciones de Morelia y noreste del Estado, en los límites con el Estado de México y Guanajuato (Tlalpujahua y Maravatío).

### ESTIMACION DE LAS PÉRDIDAS DE CARBONO ORGÁNICO DE LOS SUELOS

Para estimar las pérdidas de carbono orgánico del suelo (COS) por erosión hídrica, es necesario realizar balances a escala de cuencas o subcuencas

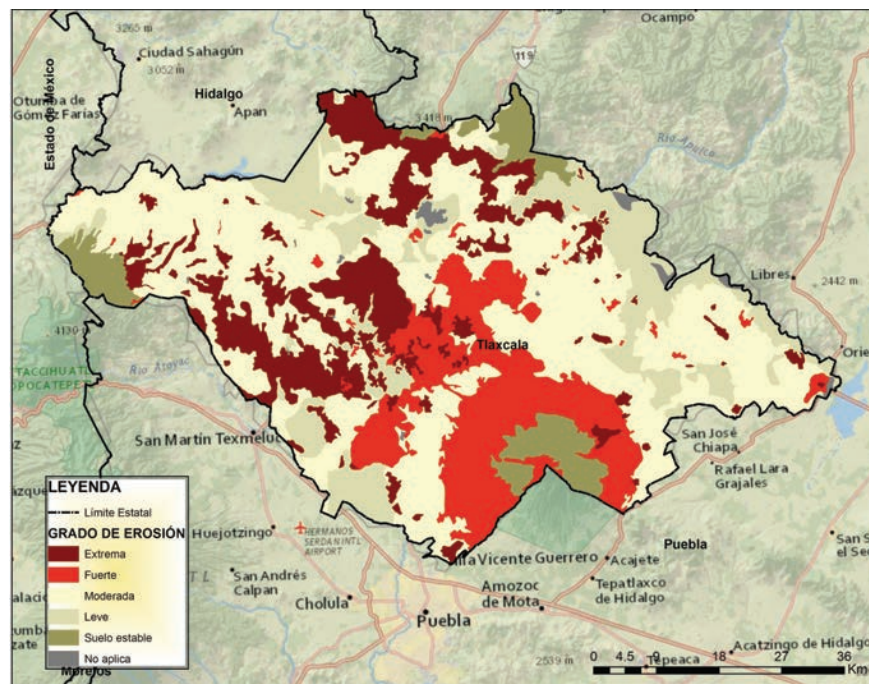


Figura 14. Grado de erosión actual, Tlaxcala.

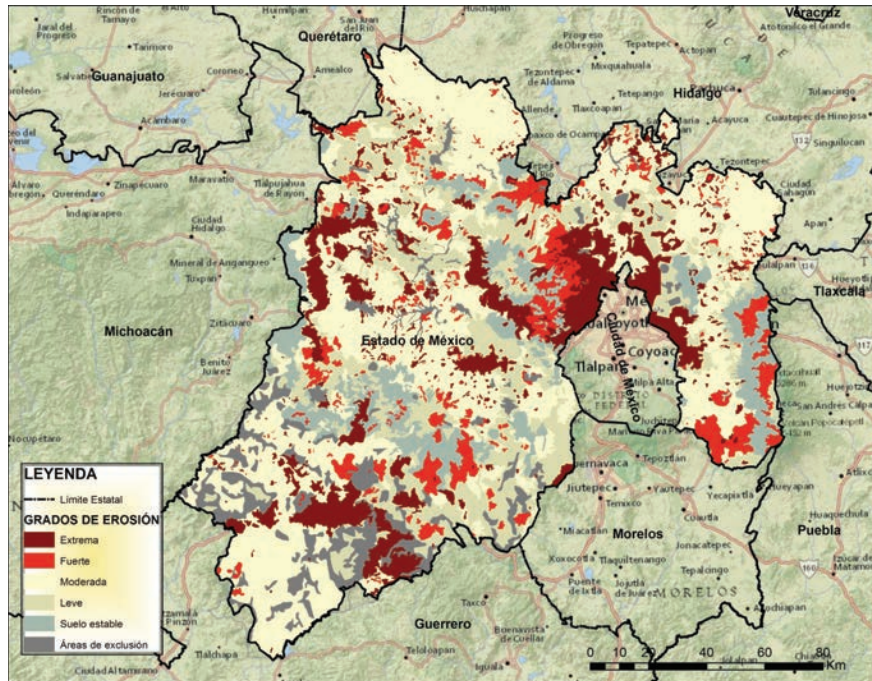


Figura 15. Grado de erosión actual, Estado de México.

hidrológicas, particularmente para el análisis de los flujos horizontales del carbono o las transferencias tierra-mar. El enfoque utilizado consiste generalmente de la estimación de la erosión bruta a nivel de áreas de una cuenca usando modelos de erosión (Smith

*et al.*, 2001) como el de la ecuación universal de pérdida del suelo (USLE; Wischmeier y Smith, 1978) o su revisión (RUSLE; Renard *et al.*, 1991). Desde el punto de vista de un área erosionada en relación a los sedimentos en el punto de salida de la cuenca,

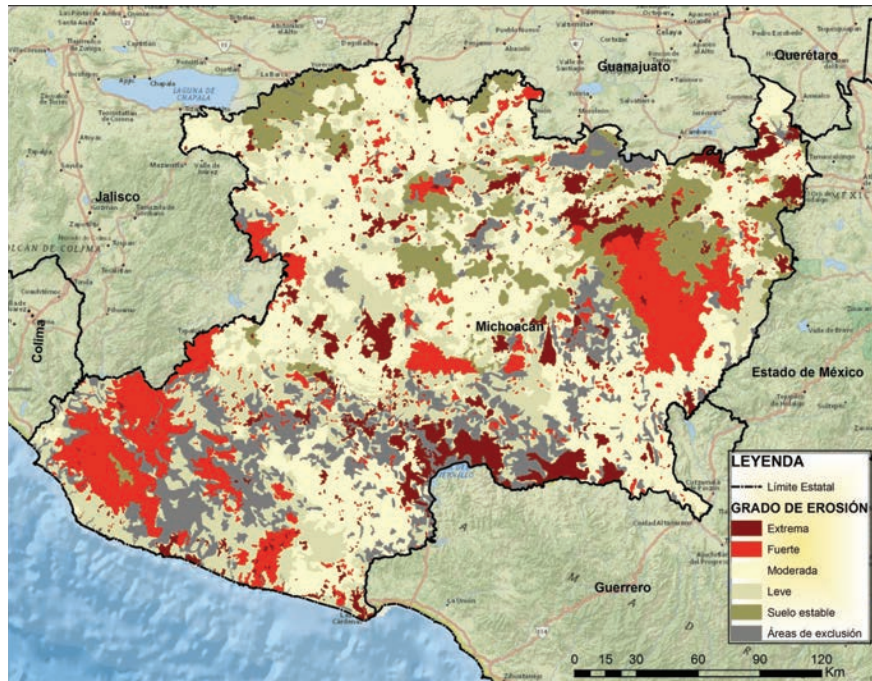


Figura 16. Grado de erosión actual, Michoacán.

**Cuadro 2. Superficie relativa afectada (%) por erosión hídrica por entidad federativa.**

Estado	Extrema	Fuerte	Leve	Moderada	Zona de exclusión	Suelo estable	Total erosión	Erosión apreciable
Aguascalientes	6.04	5.16	29.34	56.56	2.91	0.00	97.09	11.20
Baja California	4.85	3.35	32.90	15.61	42.36	0.92	56.72	8.21
Baja California Sur	10.33	8.93	33.39	20.03	27.32	0.00	72.68	19.26
Campeche	0.40	0.79	40.21	22.83	19.25	16.52	64.23	1.19
Chiapas	2.59	4.17	61.60	13.12	16.74	1.79	81.48	6.76
Chihuahua	10.32	7.34	30.23	33.80	17.57	0.74	81.69	17.67
Coahuila de Zaragoza	8.49	6.59	33.72	34.10	15.86	1.25	82.89	15.07
Colima	3.71	6.91	49.75	17.79	20.61	1.22	78.17	10.62
Distrito Federal	46.67	4.44	16.05	27.52	0.76	4.55	94.69	51.12
Durango	9.61	7.98	34.63	25.22	22.00	0.56	77.44	17.59
Estado de México	13.79	8.27	20.21	38.92	8.19	10.62	81.19	22.06
Guanajuato	7.83	5.77	22.05	42.24	6.78	15.34	77.89	13.60
Guerrero	9.00	9.45	34.75	15.34	31.35	0.10	68.55	18.46
Hidalgo	11.63	4.61	24.35	30.66	26.79	1.97	71.25	16.24
Jalisco	4.15	8.88	37.61	29.80	16.29	3.28	80.43	13.02
Michoacán de Ocampo	7.68	13.73	22.32	32.86	13.77	9.65	76.58	21.41
Morelos	11.58	6.56	27.59	49.01	4.63	0.63	94.74	18.14
Nayarit	2.60	7.86	48.60	7.12	33.83	0.00	66.17	10.45
Nuevo León	8.31	3.70	29.56	34.75	14.21	9.47	76.32	12.01
Oaxaca	5.95	3.09	45.00	9.63	31.77	4.55	63.68	9.05
Puebla	11.60	4.84	39.69	25.52	16.64	1.70	81.65	16.44
Querétaro	15.55	3.82	21.27	34.81	17.12	7.43	75.45	19.37
Quintana Roo	0.54	0.80	68.93	4.14	19.79	5.80	74.41	1.34
San Luis Potosí	8.18	5.46	33.32	40.58	4.83	7.62	87.55	13.64
Sinaloa	2.92	3.92	44.87	14.39	20.96	12.94	66.10	6.84
Sonora	6.20	6.01	36.85	23.18	25.30	2.46	72.24	12.21
Tabasco	0.93	0.60	44.16	4.35	35.38	14.60	50.03	1.52
Tamaulipas	5.26	2.48	31.97	30.03	12.59	17.67	69.74	7.74
Tlaxcala	16.76	16.28	15.55	44.39	0.76	6.25	92.99	33.04
Veracruz de I. de la Llave	1.63	0.69	41.66	26.24	15.09	14.68	70.23	2.32
Yucatán	1.98	0.93	91.73	0.03	4.37	0.96	94.67	2.92
Zacatecas	5.31	8.46	24.54	56.13	5.54	0.01	94.43	13.76

la pérdida de suelo es estimada de:

$$Ps = (Eb)(TTS) \quad (1)$$

donde Ps ( $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$ ) es la pérdida de suelo, producción de sedimentos, a la salida de la cuenca; Eb ( $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$ ) es la erosión bruta y TTS (adimensional) es la tasa de transporte de sedimentos (Walling, 1983), definida como la razón

entre el sedimento transportado en la salida de la cuenca y la erosión bruta. La TTS es dependiente de la configuración espacial del área erosionada en relación a los cauces de drenaje de la cuenca y la topografía, suelo y vegetación en la trayectoria de drenaje del área.

Desde el punto de una medición hidrométrica a la salida de una cuenca, la producción de sedimentos está definida por:

$$Ps = (Q)(Cs) \quad (2)$$

donde  $Q$  ( $L\ m^{-2}\ año^{-1}$ ) es el gasto medido y  $Cs$  ( $g\ L^{-1}$ ) es la concentración gravimétrica de los sedimentos. De la relación (2) podemos estimar  $Ps$  y así determinar TTS de la relación (1). Este esquema supone un simple balance de masa y es independiente del método de estimación de la erosión bruta. Por ejemplo, es posible usar un promedio ponderado de la erosión (asignada de alguna forma) de clases como las de este trabajo y estimar TTS.

En lo general, el uso de datos hidrométricos a la salida de las cuencas, relación (2), resulta en la mejor estimación de las pérdidas del suelo en las cuencas, evitando el uso de estimaciones indirectas y tasas de transferencia calibradas *ad hoc*. El problema de este enfoque es que no es posible establecer una relación de causa-efecto, tal como en el USLE o RUSLE, entre las actividades antropogénicas y naturales y la erosión y transporte de sedimentos.

Desde la perspectiva de pérdidas de carbono orgánico en los suelos (COSp) a la salida de las cuencas es necesario contar con mediciones de la concentración de carbono, dato que en lo general no está disponible. Un esquema de estimación de COSp ( $g\ C\ m^{-2}\ año^{-1}$ ) está dado por (Starr *et al.*, 2000):

$$COSp = (Ps)(COSo)(TEC) \quad (3)$$

donde COSo ( $g\ C\ g^{-1}$  suelo) es el COS original en la cuenca antes de ser erosionado y transportado; y TEC (adimensional) es la tasa de enriquecimiento del carbono (razón entre el C del sedimento y el C del suelo original).

En el caso de México se cuenta con 265 estaciones hidrométricas con datos de sedimentos (BANDAS, 2013), Figura 17, medidos en términos volumétricos, por lo que es necesario hacer estimaciones de la densidad aparente de los sedimentos.

Los datos de mediciones de sedimentos en México son de sólidos en suspensión y no consideran el sedimento de la cama de arrastre del cauce; aunque generalmente el sedimento en suspensión representa alrededor del 80% del total de los sedimentos (Smith *et al.*, 2001).

Para poder realizar estimaciones fundamentadas en medición de sedimentos en las cuencas de México, es necesario calibrar algún modelo que relacione los gastos de sedimentos con variables hidrológicas, climáticas, clases de suelos y vegetación, así como clases de erosión como las del presente trabajo, a nivel de cuencas instrumentadas y de esta manera extrapolar el modelo en cuencas no instrumentadas. Con datos

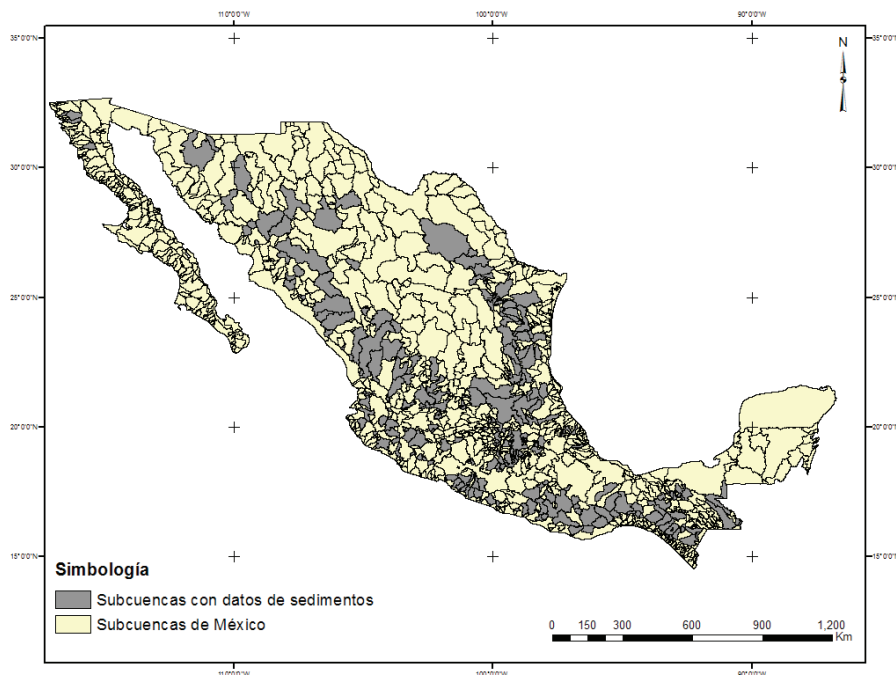


Figura 17. Distribución de las subcuencas instrumentadas en México con datos de sedimentos.

del carbono orgánico en los suelos, ligado a clases de uso del suelo y vegetación, tal como se discute en Balbontín *et al.* (2009), además de considerar una tasa de enriquecimiento de carbono por textura del suelo y clima (Müller-Nedebock y Chaplot, 2015), es posible realizar estimaciones razonablemente precisas de las pérdidas de COS por flujos laterales en las aguas continentales de México.

## CONCLUSIONES

Para poder estimar las pérdidas de COS a la atmósfera y transferencias ecosistemas terrestres-acuáticos, mismas que como se ha demostrado en diversos trabajos en la literatura están ocurriendo y son parte de los elementos desconocidos en el balance general del carbono, es indispensable, como primer paso, caracterizar y cuantificar el proceso de erosión hídrica del país, ya que como se mencionó anteriormente, es el principal agente de degradación del suelo, por lo que el presente trabajo contribuye significativamente en este esfuerzo, siendo el primer mapa de erosión hídrica elaborado a escala nacional 1:50 000. En el corto plazo se tiene planeado realizar una estimación actual de la erosión del suelo (año base 2014) usando la misma metodología empleada en este trabajo, para poder estimar y analizar las tasas de pérdidas de suelo por erosión entre estos periodos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se desarrolló gracias al financiamiento de la Coordinación General de Ganadería (CGG) de la Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación (SAGARPA), en convenio con el Colegio de Postgraduados.

## LITERATURA CITADA

- Balbontín, C., C. Cruz, F. Paz, and J. Etchevers. 2009. Soil carbon sequestration in different ecoregions of Mexico. pp 71-96. *In*: R. Lal and R. Follet (coeds). Soil carbon sequestration and the greenhouse effect. SSSA Special Publication 57. Madison, WI, USA.
- BANDAS (Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales). 2013. Consulta de datos hidrométricos, de presas y sedimentos. Comisión Nacional del Agua, México. [www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/contenido/documentos/portada%20bandas.htm](http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/contenido/documentos/portada%20bandas.htm) (Consulta: septiembre 15, 2015).
- Batjes, N. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.* 47: 151-163.
- CONAFOR-UACH (Comisión Nacional Forestal - Universidad Autónoma Chapingo). 2013. Línea Base Nacional de Degradación de Tierras y Desertificación. Informe Final. Jalisco, México.
- Eswaran, H., E. Van Den Berg, and P. Reich. 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:192-194.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2015. Chapter 6: Global soil status, processes and trends. *In*: FAO. Status of the World's Soil Resources. Rome, Italy. ISBN 978-92-5-109004-6.
- Gregorich, E. G., K. J. Greerb, D. W. Anderson, and B. C. Liang. 1998. Carbon distribution and losses: erosion and deposition effects. *Soil Tillage Res.* 47 291-302.
- Horton, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative geomorphology. *Bull. Geol. Soc. Am.* 56: 275-370.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2013. Marco geoestadístico 2013 versión 6.0 (Inventario Nacional de Viviendas 2012). <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/biblioteca/ficha.aspx?upc=702825292829>, (Consulta: marzo 15, 2016).
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2014a. Guía para la interpretación de la cartografía de erosión del suelo escala 1: 250 000 Serie I. INEGI, Aguascalientes, México. ISBN 978-607-739-013-8.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2014b. Erosión de suelos en México, escala 1: 250 000. Boletín de prensa Núm. 295/14 2014. INEGI, Aguascalientes, México. <http://www.noodls.com/view/>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2015a. Estadísticas a propósito del día mundial del suelo (5 de diciembre): datos nacionales. Aguascalientes, México, 2 de diciembre de 2015. <http://www.inegi.org.mx/saladeprensa/aproposito/2015/suelo0.pdf> (Consulta: abril 13, 2016).
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2015b. Conjunto de datos de erosión hídrica del suelo. Escala 1:250 000. INEGI. Aguascalientes, México. <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/biblioteca/ficha.aspx?upc=702825004223> (Consulta: abril 13, 2016).
- Lal, R. 1995. Global soil erosion by water and carbon dynamics. pp. 131-142. *In*: R. Lal, J. Kimble, E. Levine, and B. A. Stewart (eds.). Soil management and greenhouse effect. CRC/Lewis. Boca Raton, FL, USA.
- Lal, R. 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environ. Int.* 29: 437-450.
- Lal, R. 2004a. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science* 304: 1623-1627.
- Lal, R. 2004b. Offsetting China's CO<sub>2</sub> emissions by soil carbon sequestration. *Clim. Change* 65: 263-275.
- Lal, R., M. Griffin, J. Apt, L. Lave, and M. G. Morgan. 2004. Managing soil carbon. *Science* 304: 393. doi: 10.1126/science.1093079.
- Oldeman, L. R., D. J. Greenland, and I. Szabolcs. 1994. The global extent of soil degradation. pp. 99-118. *In*: D. J. Greenland and I. Szabolcs (eds.). Soil resilience and sustainable land use. CAB International. Wallingford, CT, USA.
- Metternicht, G. and J. A. Zinck. 2003. Remote sensing of soil salinity: Potentials and constraints. *Remote Sens. Environ.* 85: 1-20.

- Müller-Nedebock, D. and V. Chaplot. 2015. Soil carbon losses by sheet erosion: A potentially critical contribution to the global carbon cycle. *Earth Surf. Processes Landforms* 40: 1803-1813.
- Pidwirny, M. 2006. Stream morphometry. *Fundamentals of physical geography*. <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/10ab.html> (Consulta abril 5, 2016).
- Rao, B. R., R. C. Sharma, T. Ravi Sankar, S. N. Das, R. S. Dwivedi, S. S. Thammappa, and L. Venkataratnam. 1995. Spectral behaviour of salt-affected soils. *Int. J. Remote Sens.* 16: 2125-2136.
- Renard, K. G., G. R. Foster, G. A. Weesies, and J. R. Porter. 1991. RUSLE: A revised universal soil loss equation. *J. Soil Water Conserv.* 46: 30-33.
- SEMARNAT (Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2002. *Inventario Nacional de Suelos*. México, D.F.
- Smith, S. V., W. H. Renwick, R. B. Buddemeier, and C. J. Crossland. 2001. Budgets of soil erosion and deposition for sediments and sedimentary organic carbon across the conterminous United States. *Global Biochem. Cycles* 15: 697-707.
- Starr, G. C., R. Lal, R. Malone, D. Hothem, L. Owens, and J. Kimble. 2000. Modeling soil carbon transported by water erosion processes. *Land Degrad. Develop.* 11: 83-91.
- Vrieling, A. 2006. Satellite remote sensing for water erosion assessment: A review. *Catena* 65: 2-18.
- Walling, D. E. 1983. The sediment delivery problem. *J. Hydrol.* 65: 209-237.
- Wischmeier, W. H. and D. D. Smith. 1978. *Predicting rainfall erosion losses, a guide to conservation planning*. USDA Handbook 537. U.S. Gov. Print. Off. Washington, DC, USA.

# Distribución espacial y temporal del carbono orgánico del suelo en los ecosistemas terrestres de México

## Spatial and temporal distribution of soil organic carbon in the terrestrial ecosystems of Mexico

Fernando Paz Pellat<sup>1‡</sup>, Jesús Argumedo Espinoza<sup>2</sup>, Carlos O. Cruz Gaistardo<sup>2</sup>, Jorge D. Etchevers B.<sup>3</sup> y Ben de Jong<sup>4</sup>

<sup>1</sup> GRENASER, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Montecillo, Estado de México, México.

<sup>‡</sup> Autor responsable (ferpazpel@gmail.com)

<sup>2</sup> Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Av. Héroe de Nacozari Sur 2301, Fracc. Jardines del Parque. 20276 Aguascalientes, Ags., México.

<sup>3</sup> Laboratorio de Fertilidad, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Montecillo, Estado de México, México.

<sup>4</sup> El Colegio de la Frontera Sur. Av. Rancho Polígono 2-A, Ciudad Industrial Lerma. 24500 Campeche, Campeche, México.

### RESUMEN

La distribución espacial del carbono orgánico de los suelos (COS) y su inventario, definen los requerimientos mínimos (diagnóstico) para el desarrollo de políticas públicas de medidas de mitigación de gases efecto invernadero. Las estimaciones del inventario del almacén del COS a escala global son dependientes de las fuentes de información y metodologías usadas, generalmente con alta incertidumbre. Los inventarios del COS en los ecosistemas terrestres en México se revisan en este trabajo y muestran variaciones importantes en las estimaciones nacionales, las cuales son dependientes de los datos utilizados y las consideraciones en la estimación de la densidad aparente y la fracción de fragmentos gruesos (>2mm). Bajo la consideración de que la dinámica del COS puede caracterizarse por los cambios en las clases de uso del suelo y vegetación (USyV) del INEGI, se muestran los resultados de los patrones temporales del COS por USyV así como, de acuerdo con las clases de FAO, para los informes de evaluación de los recursos forestales mundiales. Los resultados muestran la necesidad crítica de desarrollo de políticas conjuntas entre los sectores forestales y agropecuarios. Finalmente, dada la información disponible en México y, para reducir las incertidumbres, se analiza la relación textura-COS por ecosistemas terrestres de México, caracterizando los valores máximos y mínimos del COS en función del porcentaje de arena de los suelos, a profundidades de 0 a 30 cm. Los análisis que se realizaron en este trabajo se discuten con la finalidad de establecer nuevos desarrollos futuros para reducir las incertidumbres en las estimaciones del COS, tanto en su caracterización espacial como su evolución temporal.

*Palabras clave:* inventarios COS; perfiles de suelos; usos del suelo y vegetación; políticas sectoriales; relación textura-COS.

### SUMMARY

The spatial distribution of soil organic carbon (SOC), and inventory, define the minimum requirements (diagnosis) for the development of public policies for mitigation of greenhouse gases. Inventory estimates of SOC reservoirs globally are dependent on sources of information and methodologies used, generally with high uncertainty. Inventories of SOC in terrestrial ecosystems in Mexico are reviewed in this paper, showing significant variations in national estimates, which are dependent on the sample data used and the considerations in the estimation of the bulk density and the fraction of coarse fragments (>2mm). Under the assumption that the dynamics of COS can be characterized by changes in the type of land use and vegetation (LUV) *sensu* INEGI, the results of the temporal patterns of SOC by LUV are shown, and according to classes FAO for reports for assessing world forest resources. The results show the critical need to develop joint policies between forest and agricultural sectors. Finally, given the information available in Mexico and the need to reduce uncertainties, the relationship between texture-SOC is analyzed in the terrestrial ecosystems of Mexico, characterizing the maximum and minimum values of SOC based on the percentage of sand in soil at depths of 0-30 cm. The analysis in this paper is discussed to establish new future developments to reduce uncertainties in the estimates of COS, both in its spatial and temporal evolution characterization.

#### Como citar este artículo:

F. Paz Pellat, J. Argumedo Espinoza, C. O. Cruz Gaistardo, J. D. Etchevers B. y B. de Jong. 2016. Distribución espacial y temporal del carbono orgánico del suelo en los ecosistemas terrestres de México. *Terra Latinoamericana* 34: 289-310.

Recibido: noviembre de 2015. Aceptado: mayo de 2016:

Publicado en *Terra Latinoamericana* 34: 289-310:

**Index words:** *SOC inventories; soil profiles; vegetation and soil land use; sectorial policies; texture-SOC relations.*

## INTRODUCCIÓN

Los suelos tienen múltiples funciones en beneficio del ambiente, que pueden utilizarse dentro de un marco de toma de decisiones, para el desarrollo de políticas públicas para su preservación o incremento (Schulte *et al.*, 2015). En especial, el secuestro de carbono en los suelos mejora su calidad y mantiene la fertilidad, al mejorar su estructura, capacidad de retención de humedad y nutrientes, así como al reducir la erosión, entre otras funciones (Brady y Weil, 2002). La pérdida de materia orgánica del suelo (MOS) reduce la productividad agrícola y forestal e incrementa los problemas relacionados con la seguridad alimentaria (Lal, 2004). Al incrementar la MOS se mantiene o aumenta la fertilidad, se incrementa la productividad y, al mismo tiempo, se aumenta mitigación del CO<sub>2</sub> atmosférico al secuestrarlo en el suelo, con lo que se generan esquemas de “ganar-ganar” entre seguridad alimentaria y cambio climático (Smith y Powlson, 2003; Saynes *et al.*, 2012). El conocimiento de los inventarios de carbono en los suelos es un primer paso hacia el establecimiento de estrategias para su conservación, al menos.

### Estimaciones del Carbono Orgánico de los Suelos a Escala Global

Para el desarrollo de estrategias y políticas de acción para el manejo del carbono orgánico del suelo (COS), es necesario, primero, conocer su estado actual (¿en dónde estamos?), así como la evolución temporal y espacial de ganancias o pérdidas (¿cuáles son las tendencias?). Con el conocimiento del COS en los diferentes usos del suelo/tierra es posible modelar escenarios de cambio de uso del suelo y analizar sus impactos (González *et al.*, 2014). En relación al cambio climático, las simulaciones de la dinámica del COS con modelos, muestran que este almacén es poco sensible (Smith, 2012), pero no para el caso de cambios de uso del suelo o de implementación de prácticas mejoradas de manejo.

A escala global, para el primer metro de profundidad, existen diferentes estimaciones del carbono en los suelos: 1576 Pg C (Eswaran *et al.*, 1993),

1462-1548 Pg C (Batjes, 1996), 1502 Pg C (Jobbagy y Jackson, 2000); 1416 Pg C (Carré *et al.*, 2010), 1417 Pg C (Hiederer y Köchy, 2011). Scharlemann *et al.* (2014) analizaron 27 estimaciones publicadas entre 1951 y el 2011, con un intervalo de 504 a 3 000 Pg C y una mediana de 1460 Pg C. Asimismo, Todd-Brown *et al.* (2013) estimaron un nivel de confianza del 95% para el intervalo de 890 a 1660 Pg C. Las estimaciones anteriores han permitido que algunos organismos internacionales adopten un valor de 1500 Pg C para el primer metro de profundidad (IPCC, 2000; FAO, 2001). Para el caso de la profundidad de 0 a 30 cm, recomendada por el IPCC (2003, 2006) para realizar los inventarios de gases de efecto invernadero (GEI), el COS es de alrededor del 50% del valor estimado para el primer metro de profundidad (Batjes, 1996; Hiederer, 2009; Carré *et al.*, 2010; Hiederer y Köchy, 2011). No obstante, estudios recientes muestran que para el primer metro el carbono es de 1915 Pg C y para la profundidad de 0 a 30 cm de 1199 Pg C, mayores que las estimaciones previas a esta profundidad de 30 cm (FAO e ITPS, 2015).

Con relación a las pérdidas de carbono en los suelos, las estimaciones son variadas (40 a 537 Pg C año<sup>-1</sup>), con un promedio de 223 Pg C año<sup>-1</sup> (FAO e ITPS, 2015).

### Estimaciones de Otros Almacenes de Carbono en Ecosistemas Terrestres a Escala Global

Para tener una perspectiva del carbono en los suelos en relación a otros almacenes, en la atmósfera se estiman reservorios de 720 Pg C (Falkowski *et al.*, 2000) a 820 Pg C (Mackey *et al.*, 2013) y en la biomasa viva y muerta de 456 Pg C (Carré *et al.*, 2010) a 500 Pg C (Ruesch y Gibbs, 2008). Estas estimaciones ponen en perspectiva el almacén del carbono en los suelos, siendo el más importante en los ecosistemas terrestres.

De las estimaciones recientes (FAO e ITPS, 2015) del carbono en los suelos y en la biomasa, sobresale que los suelos almacenan de la mitad a más de dos terceras partes del carbono en los ecosistemas terrestres, particularmente en la clase no bosque. Además, el carbono en la clase no bosque (p. ej.: pastizales, matorrales, agricultura y otras clases) es de alrededor del 40% de todo el carbono en los ecosistemas terrestres, enfatizando la necesidad de realizar estimaciones de los almacenes de carbono más allá de los bosques y el requerimiento de desarrollo de políticas públicas



multi-sectoriales, que consideren al paisaje rural como un todo y no fragmentado en bosque y no bosque.

### Metodologías de Estimación del Carbono en los Suelos

Para poder mejorar las estimaciones del carbono en los suelos, al agruparlos por propiedades/funciones similares (Kern, 1994), se ha utilizado la taxonomía de suelos (Kern, 1994; Amundson, 2001; Tomlinson y Milne, 2006; Yu *et al.*, 2007) y la clasificación por ecosistemas/ usos del suelo (Kern, 1994; Amundson, 2001; Tomlinson y Milne, 2006). Los resultados obtenidos con los dos enfoques de agrupación, arrojan resultados similares, donde los autores argumentan diferentes ventajas asociadas a interpretación y manejo de los resultados (Kern, 1994; Amundson, 2001).

Con relación a la distribución espacial del COS, las estimaciones se han realizado por diferentes técnicas, que van desde el uso del análisis multivariado (Meersmans *et al.*, 2008; Hiederer, 2009), hasta técnicas más complejas que combinan análisis de regresión con modelación de la variabilidad espacial del carbono en los suelos (Martin *et al.*, 2015). El COS muestra una alta variabilidad espacial (Post *et al.*, 2001) que puede caracterizarse mediante técnicas geoestadísticas (Goovaerts, 1999, 2001) o técnicas multifractales (Paz *et al.*, 2008, 2009 y 2010a), de las que estas últimas tienen la ventaja de modelar la variabilidad espacial y el efecto de escala en forma unificada. El uso de técnicas multivariadas y geoestadísticas se ha extendido para caracterizar la distribución tri-dimensional del carbono en los suelos (Mishra *et al.*, 2009; Meersman *et al.*, 2009; Kempen *et al.*, 2011).

Las estimaciones espaciales del COS requieren de mayor capacidad de análisis y proceso, con relación al uso de las técnicas simplificadas propuestas por el IPCC (2006) en su nivel 1 (*tier*, en inglés) que usa valores por defecto y datos estadísticos agregados. No obstante, Carré *et al.* (2010) mostraron que las estimaciones con nivel 1, profundidad de 0 a 30 cm, generaron estimaciones de únicamente 7.3% más COS en relación a las estimaciones espaciales, lo que concuerda con ejercicios en México de estimaciones mediante el uso de modelos y el nivel 1 del IPCC (González *et al.*, 2010)

Dado que el COS proviene, fundamentalmente, de la descomposición del material vegetal, la relación entre el carbono en el almacén del suelo y

el de la biomasa no muestra patrones de correlación significativos (Amundson, 2001). Esto puede deberse a la comparación de los almacenes en estados transitorios, particularmente en la dinámica del COS (Sanderman y Baldock, 2010). Cuando se usan condiciones de equilibrio o estado estacionario, Covalada *et al.* (2013) muestran relaciones lineales, estadísticamente significativas, entre el almacén de carbono en el suelo y el de la biomasa. Aun con estos hallazgos, la información disponible del COS en México (Etchevers, 2013) y otras partes del mundo, no permite determinar su condición dinámica (estacionaria o no), además de la situación que es más la excepción que la regla, de contar con datos co-localizados de ambos almacenes.

Para poder documentar las diferentes estimaciones y sus hipótesis, en este trabajo se revisan los diferentes ejercicios realizados en México para la estimación del carbono orgánico en los suelos de los ecosistemas terrestres; además, se generan nuevas estimaciones para actualizar los patrones temporales del COS, mediante hipótesis similares a las que se usaron para los inventarios del COS para la Evaluación de Recursos Forestales Mundiales de la FAO en el 2010. En una perspectiva de relacionar las estimaciones de la textura del suelo con el COS para reducir las incertidumbres, se discute esta relación, para definir límites en las estimaciones.

### INVENTARIOS DE CARBONO ORGÁNICO DE LOS SUELOS DE MÉXICO

El carbono orgánico de los suelos (COS) en términos de densidades se estima de la siguiente Ecuación 1:

$$COS = (DA)(P) \left( 1 - \frac{FG}{100} \right) (COSp)(100) \quad (1)$$

donde COS está en Mg C ha<sup>-1</sup>, DA es la densidad aparente en Mg m<sup>-3</sup>, P es la profundidad en metros, FG es el porcentaje de fragmentos gruesos (>2 mm), COSp está en porcentaje y 100 es un factor de conversión de unidades.

Las tendencias de cambios del COS requieren de mediciones en un mismo punto geográfico en diferentes tiempos, aunque es difícil detectar cambios en tiempos cortos (Post *et al.*, 2001; Schrumph *et al.*, 2011). En los inventarios realizados en México, los cambios del COS se asocian a cambios en los usos del suelo y vegetación (USyV) definidos en los mapas generados

por el INEGI, con la clasificación taxonómica del INEGI (1997). Esto es, se parte de la hipótesis de que los factores de emisión (densidades del COS) son los mismos para todas las clases de uso del suelo y vegetación y, que las variaciones se deben solamente a cambios en las clases de USyV (datos de actividad).

En lo general, a menos que se defina lo contrario, el método analítico de estimación de la materia orgánica de los suelos en México es el de Walkley-Black (Walkley y Black, 1934; Walkley, 1947). Para obtener el COS a partir de la MOS se asume una recuperación del 76%, por lo que el 58% de la MOS es COS. Las recuperaciones son función del uso del suelo, textura y profundidad de la muestra (Lettens *et al.*, 2007), por lo que los valores del COS de muestreos en diferentes tiempos pueden generar estimaciones diferentes. En ejercicios realizados en México (Padilla *et al.*, 2012), la recuperación promedio obtenida es del 76%, por lo que la estimación del COS por el método de Walkley-Black se considera consistente; con excepción de suelos con carbonatos libres.

#### **Inventario de Segura *et al.* (2004)**

Uno de los primeros inventarios del COS en México fue el realizado por Segura *et al.* (2004) a partir de los datos generados por SEMARNAT-CP (2002). En este trabajo se utilizaron 4583 muestras a una profundidad de 0 a 20 cm, distribuidas en el territorio nacional (Figura 1). La densidad aparente se estimó con el método de la parafina y solo en 1843 muestras del total. El resto de las DA se estimaron a partir de estos valores. No se consideraron los fragmentos gruesos,

por lo que se supuso  $FG = 0$  en la Ecuación (1).

Con los datos de las muestras de carbono orgánico se interpolaron los valores a una malla de  $5 \times 5$  km usando el método del inverso de la distancia. Este método es de tipo global, por lo que las estimaciones son dependientes de la configuración geométrica de las muestras, lo que produce mapas con efectos de anomalías en valores altos del COS (“*bull eyes*”, en inglés) (Goovaerts, 1997).

Para realizar los inventarios del COS, las superficies de las clases de USyV, con los valores promedio de COS asociados, se agruparon por estado, región ecológica, uso del suelo y, grado de influencia del hombre, lo que generó estimaciones del COS ( $FG = 0$  en la ecuación 1) a la profundidad de 0 a 20 cm de 10.5 a 10.7 Pg C. En este trabajo se presentan algunos valores de las densidades de carbono ( $Mg\ C\ ha^{-1}$ ) para algunos tipos de uso del suelo y vegetación.

#### **Inventario de Etchevers *et al.* (2006)**

Usando la misma base de datos que Segura *et al.* (2004), Etchevers *et al.* (2006) generaron un mapa nacional de distribución del COS ( $FG = 0$  en la ecuación 1) mediante el método del kriging de geostatística (Goovaerts, 1997). Este método de interpolación global genera anomalías similares al del inverso de la distancia, aunque su error de estimación es menor.

En este trabajo se muestran densidades de carbono por unidad/subunidad de suelo y no se presentan estimaciones globales del COS de México.



**Figura 1.** Distribución de las muestras del COS del estudio de SEMARNAT-CP (2002).

## INEGEI de la Tercera Comunicación de México ante la CMNUCC

Como país No Anexo I, México reporta inventarios nacionales de emisiones de gases efecto invernadero (INEGEI) en forma voluntaria ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (CMNUCC). Los primeros dos INEGEI de México se realizaron con valores de densidades de carbono por defecto (nivel 1 del IPCC) y estadísticas de uso del suelo nacionales (de Jong, 2012). El tercer INEGEI se desarrolló, por primera vez, con información de datos de COS (FG = 0 en la ecuación 1) nacionales (de Jong *et al.*, 2006 y 2010a).

Para el COS, el INEGEI se abordó con diferentes aproximaciones en función de la información disponible. Por un lado, los datos del Inventario Nacional Forestal y de Suelos (INFyS) de la CONAFOR estaban en proceso y no disponibles, por lo que las estimaciones de la biomasa se realizaron con el inventario de la SARH (1994), para el año base 1993. Para el caso del suelo, los datos del estudio SEMARNAT-CP (2002) estaban disponibles, así como datos de perfiles de suelo con mediciones de materia orgánica (INEGI, 2004), con diferentes fechas de muestreo.

En una primera aproximación al INEGEI se analizaron 9549 perfiles de suelo con fechas de muestreo alrededor del año 1993 (Balbontín *et al.*, 2004<sup>1</sup>) y se revisaron sus patrones en relación a los tipos de suelo (FAO 68), climas y USyV, generándose

estadísticas del COS (en porciento) por tipo de vegetación y ecorregiones de Norteamérica.

Si se considera que el IPCC (2006) recomienda estimaciones del COS a la profundidad de 0 a 30 cm y que los datos de SEMARNAT-CP (2002) tienen una profundidad de muestreo de 0 a 20 cm, en la segunda aproximación (Balbontín *et al.*, 2005<sup>2</sup>) se expandieron estas estimaciones a la profundidad de 0 a 30 cm usando el modelo lineal:

$$MO_{0-30} = a + bMO_{0-20} \quad (2)$$

Para realizar las estimaciones, se utilizó la base de perfiles de suelo del INEGI (2004) y se seleccionaron 4248 perfiles para estimar las constantes *a* y *b*. Los análisis se realizaron por tipo/subtipo de suelo mediante el uso de la clasificación de FAO 68 (INEGI, 2002), Figura 2.

Otro punto que se consideró en la segunda aproximación, fue el hecho de que los datos de SEMARNAT-CP (2002) solo contenían la densidad aparente en 1820 muestras. Para solucionar este problema, los datos existentes de DA se agruparon por tipos/subtipos de suelo de acuerdo a FAO 68 y se estimaron las DA para los casos con tres o más datos. En los casos de datos insuficientes, se utilizaron las estimaciones de DA de Batjes (1997).

Los resultados de las estimaciones de densidad aparente de los tipos/subtipos de suelos en México se muestran en la Figura 3.

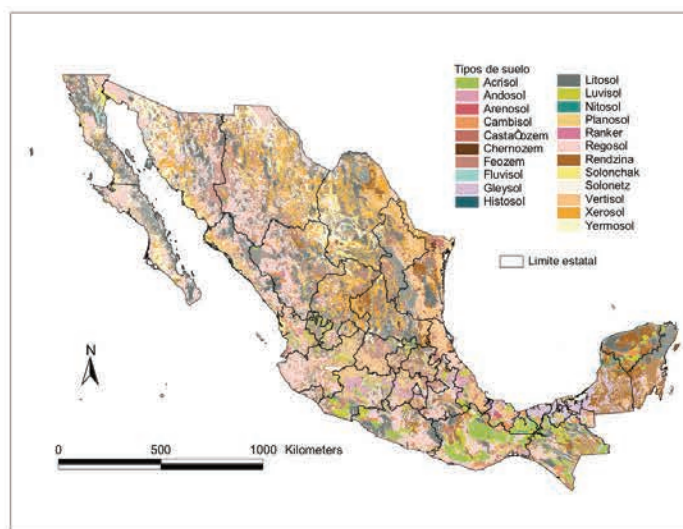


Figura 2. Tipos de suelo en México de acuerdo a la clasificación FAO 68.

<sup>1</sup> Balbontín, C., J. Etchevers y F. Paz. 2004. Inventario de carbono orgánico en los suelos de México. Informe preparado para el Instituto Nacional de Ecología y Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. D.F., México. Disponible en: [http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc\\_socios.php](http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc_socios.php)

<sup>2</sup> Balbontín, C., F. Paz y J. Etchevers. 2005. Inventario carbono orgánico en los suelos de México: segunda aproximación. Informe preparado para el Instituto Nacional de Ecología y Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. D.F., México. Disponible en: [http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc\\_socios.php](http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc_socios.php)

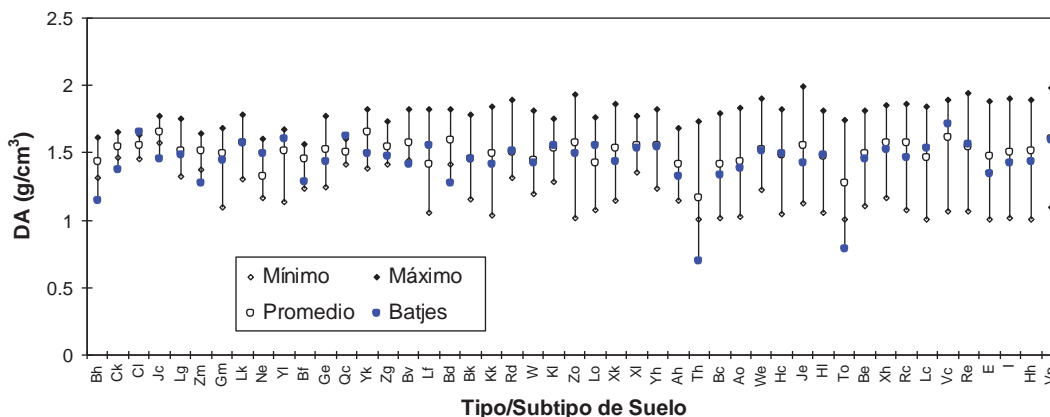


Figura 3. Estimaciones de la densidad aparente (DA) por tipo/subtipo de suelo (FAO 68) de México.

Para generar estimaciones de las densidades de carbono por tipo de suelo, se homologaron las clasificaciones de WRB (World Resources Base), USDA (U.S. Department of Agriculture) e IPCC (Intergubernamental Panel on Climate Change), Cuadro 1.

Para realizar estimaciones de las densidades de carbono se usaron los datos de SEMARNAT-CP (2002) para la Serie III (año base 2002) de USyV del INEGI, extrapolados a la profundidad de 0 a 30 cm. Para el caso de la Serie II (año base 1993) se utilizaron

8664 perfiles de suelo (INEGI, 2004), para realizar estimaciones del COS a la profundidad de 0 a 30 cm, Figura 4.

Los datos de carbono, para 1993 y 2002 se utilizaron para estimar densidades de carbono por tipo de suelo y USyV. La Figura 5 muestra los resultados para las clases de USyV.

Del análisis de la Figura 5 sobresale la alta incertidumbre asociada a las estimaciones del COS por clase de USyV y las diferencias al usar bases de datos independientes del COS. La gran variabilidad asociada

Cuadro 1. Clasificación de los tipos de suelos según WRB, USDA y su equivalente para IPCC (Adaptado de las directrices del IPCC del 2003).

WRB		Clasificación	
		USDA	IPCC
Albeluvisoles	Leptosoles	Alfisolos básicos	Suelos con arcillas de alta actividad
Alisoles	Luvisoles	Aridisoles	(HAC)
Calcisoles	Phaeozemes	Inceptisoles	
Cambisoles	Regosoles	Mollisoles	
Chernozem	Solonetz	Vertisoles	
Gypsisoles	Umbrisoles		
Kastanozem	Vertisoles		
Acrisoles		Alfisolos ácidos	Suelos con arcillas de baja actividad
Durisoles		Oxisoles	(LAC)
Ferralsoles		Ultisoles	
Lixisoles			
Nitisoles			
Arenosotes		Psammentes	Arenosos
Podzoles		Spodosoles	Espódicos
Andosoles		Andisoles	Volcánicos
Gleysoles		Aquic	Tierras húmedas (no-Histosoles)



Figura 4. Distribución de los perfiles de suelo para el año base 1993.

a las estimaciones de COS a escala global y local, se deben al uso de datos de diferentes fechas, integrados en una base de datos común, reflejando diferentes usos del suelo y manejo, climas, técnicas analíticas, etc. (Lettens *et al.*, 2007; FAO e ITPS, 2015).

Para el INEGI de la Tercera Comunicación (de Jong *et al.*, 2006 y 2010a), dada la información disponible, se decidió utilizar las estimaciones de biomasa con la base de datos de SARH (1994) para el año base 1993 y la base de datos del COS de SEMARNAT-CP (2002) para el año base 2002. Las estimaciones de biomasa y COS por clases de USyV se usaron para estimar el carbono a partir de los mapas de USyV del INEGI. Así, la dinámica de cambio se asoció a los cambios en

los mapas de USyV (solo se consideraron cambios en los datos de actividad, dejando los factores de emisión como fijos).

El inventario de COS nacional, a la profundidad 0 a 30 cm, fue de 15.381 Pg C usando el mapa de USyV del INEGI Serie II (año base 1993) y para la Serie III (año base 2002) de 15.307 Pg C.

**Inventario de Balbontín *et al.* (2009)**

El INEGI y el Colegio de Postgraduados iniciaron en el 2007 una colaboración para expandir la base de perfiles de suelo en México, al digitalizar la información archivada en papel del INEGI de perfiles de suelo y

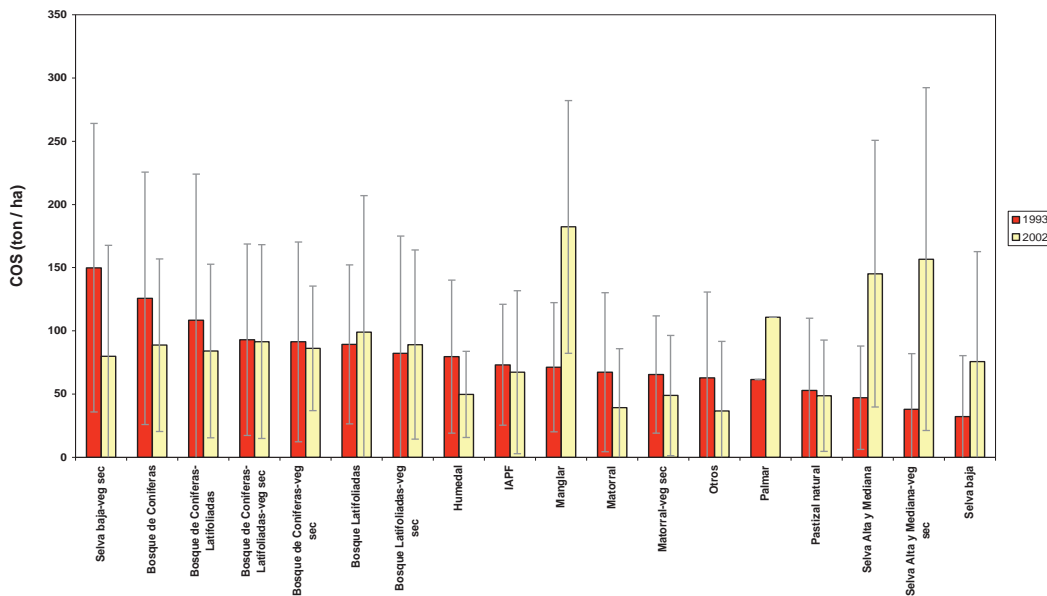


Figura 5. Estimaciones de COS por clases de USyV en los ecosistemas terrestres de México.

realizar un proceso detallado de digitalización para asignar coordenadas geográficas a los puntos de muestreo de los perfiles. Las bases de datos que se generaron consistieron de datos de laboratorio (textura, materia orgánica y otras mediciones analíticas de variables químicas) y de campo (compactación, estructura, génesis, etc.). Como resultado preliminar de esta colaboración fue posible contar con 12 224 perfiles para realizar una estimación del inventario del COS en México. Todos los perfiles se asociaron a tipos de suelo de FAO 68, de acuerdo con el mapa de la Figura 2.

Como la mayoría de los perfiles de suelo no contienen datos de densidad aparente, ésta se estimó a partir de los datos de campo y laboratorio. La profundidad del suelo se asignó en función del esqueleto del suelo, la cementación y limitación física, con una profundidad promedio nacional de 48.5 cm. Un 22.7% de los perfiles tuvieron una profundidad menor a 10 cm.

Las estimaciones del COS se realizaron a la profundidad de 0 a 100 cm (o hasta la profundidad efectiva) por unidad de suelo, ecorregiones y condiciones de aridez. El inventario de COS por grupo climático fue de 15.057 Pg C (desviación estándar de 14.971 Pg C) y por ecorregiones de 15.180 Pg C (desviación estándar de 15.381 Pg C), sobresaliendo la alta incertidumbre asociada a las estimaciones.

### INEGEI de la Cuarta Comunicación de México ante la CMNUCC

Para realizar el INEGEI de la Cuarta Comunicación de México ante la CMNUCC (de Jong *et al.*, 2009a) se utilizó una actualización de la base de perfiles de suelos del INEGI-COLPOS, que consistió en 21 806 perfiles.

Los valores de COS de los perfiles para la profundidad de 0 a 30 cm se estimaron con un promedio ponderado por el espesor ( $E_i$ ) de cada horizonte  $i$  (hasta 30 cm o la profundidad efectiva):

$$COS_{0-30} = \frac{\sum_{i=1}^n E_i COS_i}{\sum_{i=1}^n E_i} \quad (3)$$

En el caso de la densidad aparente, el 98% de los perfiles de suelo no contaron con ese dato, por lo que

fue necesario estimarlas indirectamente. Para estimar la DA se utilizó el procedimiento de FAO (2006), que consistió en asignar la DA en función de la clase textural (0 a 30 cm, estimada de un promedio ponderado por horizonte del suelo, similar a la ecuación 3), estructura y consistencia y, el contenido de COS. Para los casos con  $COS > 1.2\%$ , se realizó una disminución de la DA de  $0.03 \text{ Mg m}^{-3}$  por cada 0.6% de incremento en el valor del COS.

La fracción gruesa, ecuación (1), se estimó de los datos de campo de los perfiles de suelo para dos casos: (a) solo existían estimaciones del contenido de gravas (2.5 a 7.5 cm), guijarros (7.5 a 25 cm) y piedras (> 25 cm) de acuerdo con la escala de valores definida en los formatos de campo del INEGI (0 = sin fragmentos, 1 = menor del 5%, 2 = 5-10%, 3 = 10-20%, 4 = 20-40%, 5 = 40-80%, 6 = > 80%); y (b) existía información del esqueleto del suelo ( $sk = 40\%$ ,  $skp = 40\%$  y  $hk = 80\%$ ). En el 31% de los casos solo había información del contenido de gravas, guijarros y piedras, donde se estimó FG de la suma de los porcentajes y, el resto contenía información del esqueleto del suelo, estimándose directamente FG.

De lo anterior, por primera vez se estimó el COS de acuerdo a la ecuación (1) considerando todos sus factores.

Para los mapas de USyV, estos fueron revisados a detalle, homologando las clases de vegetación de las Serie II (año base 1993), Serie III (año base 2002) y Serie IV (año base 2007), para realizar el INEGEI para el periodo 1990 al 2006.

Las estimaciones de COS se realizaron para las clases de USyV, así como para las clases de suelos de acuerdo al WRB, FAO, USDA e IPCC. No se mostraron estimaciones de COS a escala nacional.

### Informe México para FAO FRA 2010

Con el objetivo de contar con inventarios consistentes del carbono en los ecosistemas terrestres de México para diferentes organismos internacionales, para el Informe de la Evaluación de los Recursos Forestales Mundiales 2010 (FAO FRA 2010) (CONAFOR, 2010), se homologaron las clases de FAO con las de los INEGEI. Para el caso del COS, se utilizó la misma base de perfiles de suelo y las estimaciones de carbono que el INEGEI de la Cuarta Comunicación (Paz *et al.*, 2010<sup>3</sup>).

<sup>3</sup> Paz, F., C. O. Cruz, J. A. Argumedo y J. D. Etchevers. 2010. Cálculo de COS para las diferentes clases de vegetación consideradas en el informe nacional sobre evaluación de recursos forestales mundiales, México 2010. Informe preparado para CONAFOR. Texcoco, Estado de México. Disponible en: [http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc\\_socios.php](http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc_socios.php)

Las estimaciones de COS se realizaron en forma espacialmente explícita, mediante el siguiente procedimiento:

- Se utilizaron los mapas de USyV de las Series II, III y IV del INEGI y cada polígono se etiquetó de acuerdo con el tipo de ecosistema y clase de USyV, considerando vegetación primaria y secundaria (sucesión herbácea, arbustiva o arbórea, *sensu* INEGI).
- Para cada polígono de las series del INEGI se estimó el COS promedio (y desviación estándar) y se le asignó a éste. En casos con datos menores a tres, no se estimó la desviación estándar.
- En caso de no contar con datos un polígono dado de USyV, el valor del COS promedio se asignó mediante el polígono más cercano con la misma clase

de USyV. En caso de no existir esta información, se usó el valor promedio del COS del tipo de ecosistema.

El procedimiento anterior permitió obtener un mapa de la distribución espacial del COS que refleja los USyV de los mapas del INEGI, armonizando ambos mapas a una misma distribución espacial de polígonos del carbono de la biomasa y del suelo.

La Figura 6 muestra el mapa de la distribución del carbono orgánico de los suelos a una profundidad de 0 a 30 cm y la Figura 7 el mapa a la profundidad de 0 a 100 cm, ambos para la Serie IV de USyV del INEGI (año base 2007).

Para el año base del 2007, el inventario nacional del COS a la profundidad de 0 a 30 cm fue de 9.160 Pg C y para la profundidad de 0 a 100 cm fue de 14.059 Pg C.

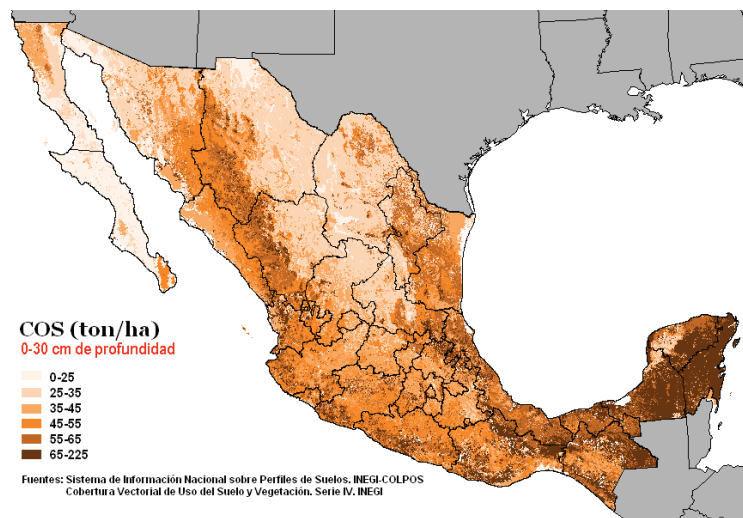


Figura 6. Distribución espacial del COS a la profundidad de 0 a 30 cm para el año base 2007.

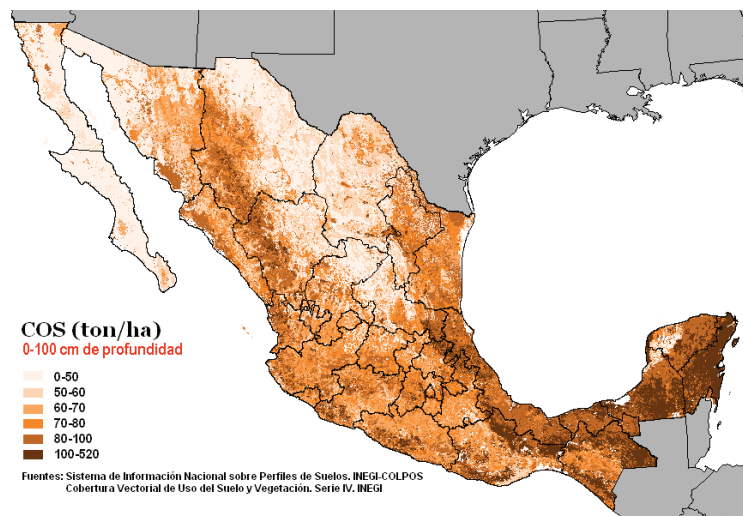


Figura 7. Distribución espacial del COS a la profundidad de 0 a 100 cm para el año base 2007.

En el caso del carbono en la biomasa viva, aérea y subterránea, se estimó de acuerdo con el procedimiento definido por de Jong *et al.* (2009<sup>4</sup>), extendido a todas las series de USyV del INEGI.

En el informe de México para FAO FRA 2010 (CONAFOR, 2010), por primera vez, el país reportó inventarios de carbono en la biomasa y el suelo, para el periodo 1990 a 2010; aunque no se reportaron las incertidumbres asociadas a las estimaciones.

### **INEGEI de la Quinta Comunicación de México ante la CMNUCC**

El INEGEI de la Quinta Comunicación de México ante la CMNUCC (Ordoñez *et al.*, 2012) no incluyó el carbono orgánico de los suelos.

### **Informe México para FAO FRA 2015**

El Informe México para FAO FRA 2015 (CONAFOR, 2014) no incluyó el carbono orgánico de los suelos.

### **Primer Informe Bienal de México ante la CMNUCC**

En el Primer Informe Bienal de México ante la CMNUCC, los datos reportados (INECC y SEMARNAT, 2015) están agregados y no es posible estimar la información asociada al COS. En el informe se menciona solamente que se usaron 1433 muestras del INFyS y 4657 muestras de la base de perfiles INEGI-COLPOS.

### **Nivel de Referencia de Emisiones Forestales de México**

En el informe de propuesta de nivel de referencia de emisiones forestales de México (CONAFOR-SEMARNAT, 2014) se presentaron las emisiones GEI para la deforestación y los incendios forestales, con la degradación forestal como anexo. En este informe se menciona que las emisiones asociadas a los suelos minerales no son significativas, por lo que no fueron consideradas.

El primer informe de México fue revisado por la CMNUCC (UNFCCC, 2015), proponiendo solo considerar la deforestación bruta y revisar las hipótesis

en las estimaciones de las emisiones GEI del suelo. En la revisión se estableció que México justificó que el carbono en los suelos minerales no es significativo, con un promedio anual de emisiones de 1118.6 Gg CO<sub>2eq</sub>, que representan alrededor del 2.5% de las emisiones de la biomasa viva. Las recomendaciones de la CMNUCC fueron consideradas por México en el envío de la versión modificada de las emisiones (CONAFOR-SEMARNAT, 2015), usando el mismo tratamiento previo para las emisiones de los suelos minerales y con el análisis de 29 611 muestras de COS.

### **Otros inventarios más recientes del carbono orgánico en los suelos de México**

Con base en un total de 21 196 perfiles del suelo de México, Paz *et al.* (2012) usaron un procedimiento de asignación del COS a los polígonos de USyV por adyacencia y estimaron inventarios del COS para las series de USyV del INEGI: Serie II: 8.466 Pg C, Serie III: 8.540 Pg C y Serie IV: 8.578 Pg C.

En otro ejercicio de asignación del COS de los perfiles de suelos a los polígonos de USyV del INEGI para la Serie IV (Cruz y Paz, 2013) la estimación del COS nacional fue de 9.146 Pg C.

A partir de la base de datos de SEMARNAT-CP (2002), Cruz *et al.* (2014) generaron estimaciones de la distribución espacial del COS (FG = 0 en la ecuación 1) en México usando el método del kriging de geoestadística (Goovaerts, 1997), sin reportar resultados a escala nacional.

### **Emisiones GEI de los suelos minerales de México**

En los INEGEI de la tercera y cuarta comunicación de México ante la CMNUCC (de Jong *et al.*, 2006 y 2009a), las emisiones GEI de los suelos minerales representaron entre el 25 al 35% de las emisiones totales. En inventarios estatales como el de Chiapas (de Jong *et al.*, 2010<sup>5</sup>), las emisiones GEI de los suelos minerales fueron alrededor del 50% de las totales. En el caso de Chiapas, las densidades de COS de los USyV se revisaron y homologaron a los criterios usados en el INEGEI de la Cuarta Comunicación (Paz *et al.*, 2010<sup>6</sup>).

En el informe de CONAFOR-SEMARNAT (2015) se definen emisiones GEI de los suelos minerales, por periodos, de: 1993-2002: 1298 Gg CO<sub>2eq</sub> año<sup>-1</sup>,

<sup>4</sup> de Jong, B. H. J., M. Olguin, F. Rojas, V. Maldonado, V. de la Cruz y F. Leyva. 2009. Informe del mapa de contenido de biomasa leñosa por hectárea año 2007. Informe preparado para CONAFOR. Texcoco, Edo. de México. Disponible en: [http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc\\_socios.php](http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc_socios.php)

<sup>5</sup> de Jong, B.H.J., F. Rojas, M. Olguin, V. de la Cruz, F. Paz, G. Jiménez y M.A. Castillo. 2010. Establecimiento de una línea base de las emisiones actuales y futuras de Gases de Efecto Invernadero provenientes de Agricultura, Silvicultura y otros usos del suelo. Informe final de consultoría para Conservación Internacional México A.C. Disponible en: [http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc\\_socios.php](http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc_socios.php)

<sup>6</sup> Paz, F., C.O. Cruz, J. A. Argumedo, M. I. Marín y J. Etchevers. 2010. Documento de referencia del carbono orgánico en el suelo (COS), en el Estado de Chiapas. Anexo 2 del Informe final consultoría para Conservación Internacional México A.C. Disponible en: [http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc\\_socios.php](http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc_socios.php)



2002-2006: 1465 Gg CO<sub>2eq</sub> año<sup>-1</sup> y 2007-2013: 596 Gg CO<sub>2eq</sub> año<sup>-1</sup>. Estas estimaciones son altamente contrastantes con las realizadas en el INEGI de la Tercera Comunicación (de Jong *et al.*, 2006) para el periodo 1993-2002 de 30.2 Tg CO<sub>2eq</sub> año<sup>-1</sup> y del INEGI de la Cuarta Comunicación (de Jong *et al.*, 2009a) de 17 598 Gg CO<sub>2eq</sub> para el año 1993 y 23 868 Gg CO<sub>2eq</sub> para el año 2007.

### ESTIMACIONES ESPACIALES Y MULTITEMPORALES DEL COS EN MÉXICO

Con el objetivo de realizar estimaciones multi-temporales del COS en los ecosistemas terrestres de México, se realizó un ejercicio de ampliación de las estimaciones usadas en el Informe México de FAO FRA (CONAFOR, 2010) para la Serie V del INEGI (año base 2011) y Serie VI (año base 2014) del PMC (2015), con hipótesis similares. Esta última serie se generó con procedimientos y metodologías similares a las usadas por el INEGI para el desarrollo de las Series II, III, IV y V, para tener un producto interoperable.

La base de datos del COS se obtuvo del análisis de 21 806 perfiles de suelo (Figura 8), procesados para estimar COS a la profundidad de 0 a 30 cm de acuerdo con las metodologías que se utilizaron para el Informe México de FAO FRA 2010 descritas anteriormente.

Para las clases de USyV y los tipos de ecosistemas, el Cuadro 2 muestra las estimaciones de las densidades de COS de la Serie IV del INEGI (año base 2007). Para el caso de no contar con datos para una determinada clase se utilizó el valor del ecosistema. Para la clase de USyV secundaria (fase sucesional herbácea, arbustiva o arbórea, cuando es aplicable), cuando no se contó con

datos, se utilizó el COS de la clase de USyV primaria, como criterio conservador.

En relación al uso de los diferentes mapas de USyV (series), las densidades de carbono por clase fueron estimadas de la intersección espacial de la localización de los perfiles de suelo con los polígonos de las clases de USyV de las series, generando situaciones donde el número de perfiles que se usó fue menor al disponible, al presentarse casos de clases de USyV de los perfiles sin contraparte de polígonos de USyV de las series que se analizaron.

Los valores de los promedios y desviaciones estándar del COS asociado a las clases de USyV del Cuadro 2 muestran valores altos de incertidumbre, que se asocian a la variabilidad espacial del COS y, posiblemente, a errores en las etiquetas de las clases de USyV, las cuales tienen un factor subjetivo importante de interpretación y asignación.

En el Cuadro 3 se muestran las superficies e inventarios del COS por tipo de vegetación y clase de FAO. Los inventarios del almacén COS corresponden a los años 1993, 2002, 2007, 2011 y 2014, generando una serie temporal suficiente para analizar los patrones de ganancias y pérdidas del COS en los ecosistemas terrestres de México. Las estimaciones del COS utilizan promedios del carbono orgánico de los suelos por tipo de vegetación o ecosistema que varía en función del número de datos utilizados (que intersectan los polígonos de USyV).

En relación a las incertidumbres de las estimaciones del Cuadro 2, la Figura 9 muestra la relación entre el promedio y la desviación estándar, usando una regresión lineal forzada a pasar por el origen. De esta figura, la desviación estándar de las estimaciones



Figura 8. Distribución espacial de los perfiles de suelos usados en las estimaciones multi-temporales.

**Cuadro 2. Estimaciones del carbono orgánico de los suelos (COS) por tipos de vegetación y ecosistema.**

Ecosistema	Tipo de vegetación	Primaria			Secundaria		
		No. datos	Promedio COS	Desv. Est. COS	No. datos	Promedio COS	Desv. Est. COS
		----- mg C ha <sup>-1</sup> -----			----- mg C ha <sup>-1</sup> -----		
Bosque de coníferas	Bosque de ayarín	1	175.58		1	61.61	
	Bosque de cedro	0	69.66	66.81	0	69.66	66.81
	Bosque de oyamel	34	167.47	103.86	2	62.05	
	Bosque de pino	334	68.03	66.40	59	84.76	74.87
	Bosque de pino-encino	617	65.83	62.35	117	60.16	51.46
	Bosque de táscate	25	52.80	43.47	9	84.96	93.91
	Matorral de coníferas	0	69.66	66.81	0	69.66	66.81
Bosque de encino	Bosque de encino	456	51.05	48.77	265	50.40	44.2
	Bosque de encino - pino	165	47.28	37.82	61	54.01	45.79
Bosque mesófilo de montaña	Bosque mesófilo de montaña	44	99.61	80.84	13	147.26	121.14
Selva perennifolia	Selva alta perennifolia	30	110.53	70.28	44	90.25	48.94
	Selva alta subperennifolia	1	29.40		2	68.07	
	Selva mediana perennifolia	1	67.28		0	67.28	
	Selva mediana subperennifolia	71	131.64	75.00	90	96.68	75.17
Selva baja perennifolia	Selva baja perennifolia	9	76.21	30.29	1	134.06	
	Selva mediana subcaducifolia	73	52.24	38.63	218	84.45	63.82
	Selva baja subcaducifolia	6	79.84	113.68	0	79.84	113.68
Selva caducifolia	Selva mediana caducifolia	12	44.76	52.06	5	37.70	26.17
	Selva baja caducifolia	359	44.31	40.61	511	52.47	46.11
	Matorral subtropical	81	43.34	40.95	115	44.04	34.12
Selva espinosa	Selva baja espinosa	26	45.21	38.83	27	29.10	19.06
	Selva baja subperennifolia	14	83.77	39.31	2	150.52	
	Mezquital (MKE)	0	31.72	22.74	0	32.11	21.68
Vegetación hidrófila	Selva de galería	0	74.03	96.44	0	74.03	96.44
	Bosque de galería	3	48.96	20.84	0	48.96	20.84
	Petén	0	74.03	96.44	0	74.03	96.44
	Manglar	44	88.58	106.98	1	99.00	
	Vegetación de galería	32	32.89	51.09			
	Vegetación halófila hidrófila (VHH)	0	74.03	96.44	0	74.03	96.44
	Popal	4	169.63	216.42			
Especial otros tipos de vegetación	Tular	24	88.40	86.77			
	Mezquital (MK)	377	32.12	21.97	1	32.32	
	Palmar natural	1	26.93		0	26.93	
	Vegetación de dunas costeras	12	12.65	10.35	0	12.65	10.35

**Cuadro 2 (continuación). Estimaciones del carbono orgánico de los suelos (COS) por tipos de vegetación y ecosistema.**

Ecosistema	Tipo de vegetación	Primaria			Secundaria		
		No. datos	Promedio COS	Desv. Est. COS	No. datos	Promedio COS	Desv. Est. COS
		- - - - mg C ha <sup>-1</sup> - - - -			- - - - mg C ha <sup>-1</sup> - - - -		
Matorral xerófilo	Matorral espinoso tamaulipeco	717	33.95	22.45	62	48.12	26.66
	Matorral sarco-crasicaule	71	9.77	10.52	0	9.77	10.52
	Matorral sarco-crasicaule de neblina	6	7.83	3.54	0	7.83	3.54
	Matorral sarcocaula	163	11.88	17.55	4	23.01	13.12
	Matorral submontano	355	59.11	46.34	105	53.73	36.52
	Chaparral	157	37.82	38.58	11	26.84	39.15
	Mezquital (MKX)	79	29.84	26.19	6	34.19	32.11
	Matorral crasicaule	220	32.11	27.92	69	38.76	26.92
	Matorral desértico micrófilo	3 160	28.03	23.49	581	26.41	17.53
	Matorral desértico rosetófilo	831	34.28	32.41	45	32.41	25.81
	Matorral rosetófilo costero	15	17.29	12.76	1	22.68	
	Vegetación de desiertos arenosos	85	9.67	8.88	0	9.67	8.88
	Vegetación gipsófila	15	17.58	14.17	0		
Vegetación halófila (VH)	485	24.79	24.38	60	22.88	25.13	
Pastizal	Pastizal natural	787	33.9	27.00	474	30.64	20.23
	Pastizal halófilo	351	24.24	20.14	64	25.86	18.95
	Pastizal gipsófilo	40	54.71	36.31	0	54.71	36.31
	Pradera de alta montaña	2	49.22		0		
	Sabana	36	52.13	52.40	0		
Vegetación inducida	Bosque inducido	0	47.67	43.53			
	Sabanoide	1	10.35				
	Pastizal inducido	1 236	47.6	43.43			
	Palmar inducido	6	68.84	62.91			
Información agrícola - pecuaria - forestal	Información agrícola - pecuaria - forestal	6 878	46.03	43.43			
Información complementaria	Zona Urbana	9	39.66	29.65			
	Cuerpos de agua	14	37.27	32.99			
	Área desprovista de vegetación	0					
	Asentamiento humano	0					
Sin vegetación aparente	Sin vegetación aparente	104	19.03	24.32			
Vegetación secundaria herbácea	Vegetación secundaria herbácea	51	51.85	57.89			
Bosque cultivado	Bosque cultivado	8	26.72	17.34			

**Cuadro 3. Estimaciones multi-temporales del COS por tipo de vegetación y clases de FAO.**

Clase FAO	Tipo de vegetación	1993		2002		2007		2011		2014	
		Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C
Bosques	Bosque de ayarín	40 045	5 479	40 007	5 472	39 850	5 444	39 850	5 223	39 850	5 584
	Bosque de cedro	2 521	176	2 246	156	1 979	138	1 979	144	1 979	144
	Bosque de oyamel	147 520	23 680	143 579	22 399	144 144	22 486	144 144	22 381	144 144	22 404
	Bosque de pino	7 527 230	541 631	7 277 254	529 800	7 279 002	530 094	7 279 002	557 991	7 279 002	542 943
	Bosque de pino-encino	8 915 737	574 168	8 689 256	555 971	8 658 794	553 845	8 658 794	548 950	8 658 794	550 255
	Bosque de táscate	324 763	22 381	315 454	22 028	317 598	22 265	317 598	20 349	317 598	24 010
	Bosque de encino	11 382 925	578 677	11 096 796	563 804	11 099 329	563 907	11 099 329	567 056	11 099 329	555 275
	Bosque de encino - pino	4 318 649	211 216	4 230 735	207 901	4 216 131	207 311	4 216 131	212 151	4 216 131	210 104
	Bosque mesófilo de montaña	1 803 680	217 869	1 711 615	211 780	1 702 639	210 498	1 702 639	230 837	1 702 639	230 807
	Selva alta perennifolia	3 772 081	375 501	3 574 239	350 634	3 448 868	338 920	3 448 868	316 244	3 448 868	306 812
	Selva alta subperennifolia	174 371	9 466	158 518	8 429	153 767	8 111	153 767	9 065	153 767	8 229
	Selva mediana perennifolia	1 099	74	550	37	550	37	550	43	550	41
	Selva mediana subperennifolia	5 815 131	622 255	5 428 486	579 686	5 325 448	570 131	5 325 448	589 158	5 325 448	574 565
	Selva baja perennifolia	56 002	4 299	44 164	3 559	39 794	3 247	39 794	3 472	39 794	4 429
	Selva mediana subcaducifolia	4 606 628	371 493	4 323 880	351 732	4 162 058	338 061	4 162 058	340 542	4 162 058	337 513
	Selva baja subcaducifolia	71 553	5 713	68 634	5 480	74 263	5 929	74 263	3 992	74 263	4 008
	Selva mediana caducifolia	1 107 947	42 777	998 376	38 574	971 515	37 571	971 515	40 743	971 515	40 190
	Selva baja caducifolia	15 452 673	754 001	14 460 224	704 173	14 166 078	689 517	14 166 078	693 621	14 166 078	675 843
	Selva baja espinosa	704 443	24 057	650 484	22 014	604 982	20 583	604 982	21 962	604 982	23 050
	Selva baja subperennifolia	1 028 865	126 027	991 203	122 514	984 625	121 804	984 625	134 045	984 625	144 228
	Mezquital (MKE)	81 522	2 593	72 684	2 312	73 827	2 348	73 827	4 692	73 827	4 641
	Selva de galería	2 782	206	2 445	181	1 963	145	1 963	399	1 963	367
	Bosque de galería	24 980	1 223	19 719	965	19 428	951	19 428	1 129	19 428	1 140
	Petén	44 708	3 310	44 648	3 305	44 869	3 322	44 869	4 502	44 869	4 515
	Manglar	914 610	81 113	882 033	78 602	886 561	79 149	886 561	84 156	886 561	85 815
	Mezquital (MK)	387 324	12 451	321 285	10 329	315 714	10 151	315 714	9 252	315 714	9 178
	Palmar natural	12 741	343	11 242	303	17 817	480	17 817	517	17 817	713
	Bosque inducido	290	14	58	3	360	17	360	225	360	225
	Total	68 722 818	4 612 190	65 559 811	4 402 145	64 751 953	4 346 463	64 751 953	4 422 837	64 751 953	4 367 026

**Cuadro 3 (continuación). Estimaciones multi-temporales del COS por tipo de vegetación y clases de FAO.**

Clase FAO	Tipo de vegetación	1993		2002		2007		2011		2014	
		Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C
Otras tierras boscosas	Matorral de coníferas	911	63	975	68	911	63	911	0	911	0
	Matorral subtropical	1 355 489	58 994	1 338 762	58 266	1 337 038	58 191	1 337 038	56 471	1 337 038	55 700
	Matorral espinoso tamaulipeco	3 460 945	129 783	3 289 821	123 718	3 263 050	122 491	3 263 050	124 141	3 263 050	121 896
	Matorral sarco-crasicaule	2 371 723	23 162	2 341 521	22 867	2 333 239	22 787	2 333 239	22 472	2 333 239	20 350
	Matorral sarco-crasicaule de neblina	580 135	4 544	570 750	4 471	568 963	4 457	568 963	4 428	568 963	4 268
	Matorral sarcocaulé	5 425 573	66 031	5 393 128	65 543	5 369 021	65 200	5 369 021	63 417	5 369 021	68 122
	Matorral submontano	2 817 996	164 191	2 772 725	161 573	2 758 033	160 756	2 758 033	157 563	2 758 033	157 463
	Chaparral	2 140 711	77 975	2 120 109	77 002	2 106 201	76 544	2 106 201	78 408	2 106 201	73 223
	Mezquital (MKX)	2 618 665	79 721	2 461 031	75 078	2 391 249	72 969	2 391 249	71 043	2 391 249	71 877
	Total	20 772 148	604 465	20 288 822	588 587	20 127 706	583 458	20 127 706	577 943	20 127 706	572 898
Otras tierras	Vegetación de galería	175 521	5 772	139 102	4 574	139 974	4 603	139 974	4 929	139 974	6 099
	Vegetación halófila (VHH)	462 851	34 267	444 581	32 914	432 378	32 010	432 378	27 099	432 378	28 004
	Popal	158 062	26 813	143 807	24 394	142 147	24 113	142 147	24 071	142 147	21 441
	Tular	898 875	79 459	908 775	80 334	909 719	80 418	909 719	81 203	909 719	89 726
	Vegetación de dunas costeras	169 126	2 139	159 429	2 017	157 505	1 992	157 505	1 910	157 505	1 939
	Matorral crasicaulé	1 586 132	53 606	1 534 164	51 530	1 514 861	50 860	1 514 861	51 185	1 514 861	51 715
	Matorral desértico micrófilo	22 022 673	614 094	21 728 149	605 797	21 522 612	600 015	21 522 612	591 531	21 522 612	581 539
	Matorral desértico rosetófilo	10 647 792	364 390	10 628 769	363 713	10 619 500	363 400	10 619 500	364 983	10 619 500	358 970
	Matorral rosetófilo costero	488 310	8 576	471 587	8 272	468 291	8 212	468 291	8 248	468 291	8 356
	Vegetación de desiertos arenosos	2 172 960	21 014	2 159 908	20 888	2 147 683	20 770	2 147 683	20 818	2 147 683	21 724
	Vegetación gipsófila	46 149	811	46 149	811	28 356	499	28 356	836	28 356	850
	Vegetación halófila (VH)	2 674 823	66 009	2 568 949	63 363	2 494 669	61 549	2 494 669	72 304	2 494 669	59 919
	Pastizal Natural	10 412 371	339 797	10 235 461	334 026	10 046 625	328 028	10 046 625	319 218	10 046 625	298 308
	Pastizal Halófilo	1 922 431	46 807	1 892 193	46 107	1 781 133	43 346	1 781 133	44 859	1 781 133	43 672
	Pastizal Gipsófilo	42 306	2 314	39 155	2 142	35 222	1 927	35 222	2 219	35 222	2 115
	Pradera de alta montaña	17 069	840	16 471	811	16 472	811	16 472	812	16 472	818
	Sabanoide	170 905	1 769	186 246	1 928	184 821	1 913	184 821	1 573	184 821	1 468
	Sabana	292 681	15 258	196 273	10 232	188 933	9 850	188 933	8 219	188 933	6 832
	Pastizal inducido	6 218 188	295 997	6 651 946	316 645	6 676 333	317 806	6 676 333	286 080	6 676 333	359 550

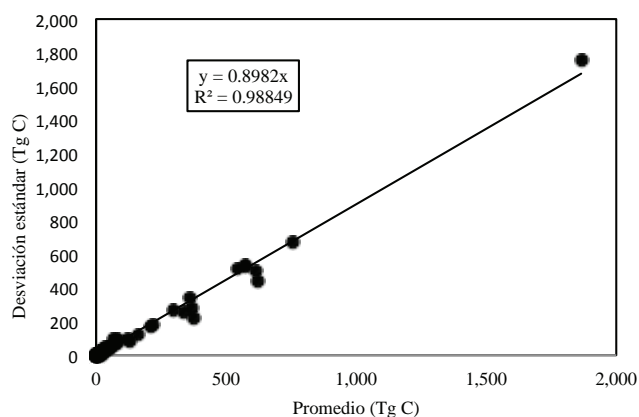
**Cuadro 3 (continuación). Estimaciones multi-temporales del COS por tipo de vegetación y clases de FAO.**

Clase FAO	Tipo de vegetación	1993		2002		2007		2011		2014	
		Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS total Gg C	Superficie ha	COS Total Gg C
	Palmar inducido	112 103	7 717	118 576	8 163	109 304	7 524	109 304	6 633	109 304	6 612
	Información agrícola - pecuaria - forestal	40 519 783	1 865 202	44 458 110	2 046 491	45 934 808	2 114 466	45 934 808	2 101 375	45 934 808	2 114 534
	Zona Urbana	1 112 466	44 115	1 112 466	44 115	1 112 466	44 115	1 112 466	46 825	1 112 466	47 881
	Área desprovista de vegetación	6 031	0	12 820	0	63 480	0	63 480	0	63 480	0
	Asentamiento humano	0	0	50 401	0	153 710	0	153 710	0	153 710	0
	Área sin vegetación aparente	957 283	18 216	994 242	18 919	976 503	18 582	976 503	18 469	976 503	25 912
	Vegetación secundaria herbácea	190 940	9 899	226 451	11 741	188 368	9 766	188 368	9 640	188 368	19 633
	Total	103 477 829	3 924 883	107 124 180	4 099 927	108 045 872	4 146 575	108 045 872	4 095 041	108 045 872	4 157 617
Agua	Cuerpos de agua	1 396 821	52 057	1 349 296	50 286	1 358 573	50 632	1 358 573	53 319	1 358 573	53 460
	Total	1 396 821	52 057	1 349 296	50 286	1 358 573	50 632	1 358 573	53 319	1 358 573	53 460
Bosque cultivado	Bosque cultivado					33 014	882	33 014	1 591	33 014	1 470
	Total					33 014	882	33 014	1 591	33 014	1 470
Totales		194 369 616	9 193 596	194 322 109	9 140 945	194 317 118	9 128 010	194 317 118	9 150 731	194 317 118	9 152 471

es 90% del promedio, por lo que resulta en una alta incertidumbre.

Las clases de uso del suelo y vegetación, así como las de ecosistemas, se dejaron acordes con las de INEGI (1997), con clases particulares entre paréntesis (*sensu* INEGI) para definiciones específicas.

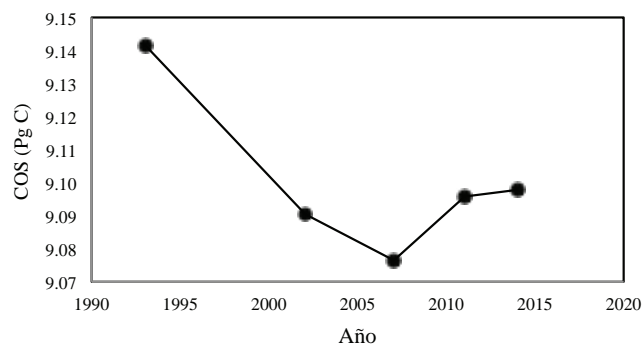
La Figura 10 muestra la evolución temporal del COS total en el país, donde a partir del 2007 se presenta una mejoría en las reservas del COS, revirtiendo la tendencia a la disminución en el periodo 1993-2007.



**Figura 9. Relación entre el promedio y la desviación estándar de las estimaciones del Cuadro 2 para los tipos de vegetación.**

Para analizar en forma desagregada la evolución temporal con las clases de FAO, en la Figura 11 se muestran los patrones de la clase Bosques y Otras Tierras (No Bosques), donde para Bosques el patrón de pérdidas de COS se ha estabilizado a partir del 2007 y para Otras Tierras el patrón de ganancias también se ha estabilizado en las mismas fechas. En el caso de la clase Otras Tierras Boscosas, el patrón de pérdidas de COS se ha mantenido hasta el 2014.

Es importante señalar que las tendencias de las Figuras 10 y 11 tienen alta incertidumbre, dadas las desviaciones estándar (Figura 9) e intervalos de



**Figura 10. Evolución temporal del COS total en el país.**

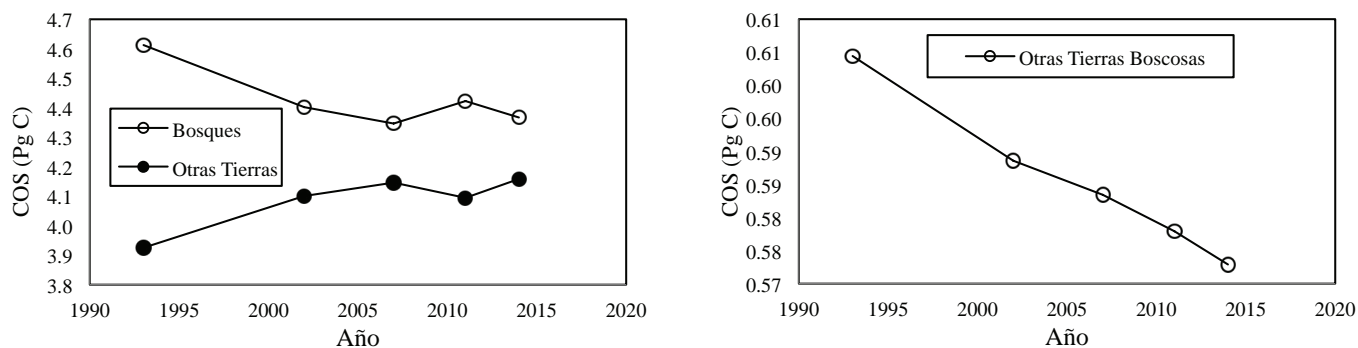


Figura 11. Patrones temporales para las clases Bosques, Otras Tierras y Otras Tierras Boscosas.

confianza asociados, por lo que los patrones de pérdidas y ganancias muestran traslapes importantes, que hacen altamente inciertas las conclusiones.

El análisis de la evolución temporal por sectores (Bosques para CONAFOR y Otras Tierras para SAGARPA; donde Otras Tierras Boscosas muestra traslapes entre CONAFOR y SAGARPA – ver Cuadro 3 para análisis de los USyV asociados) indica la necesidad de una coordinación entre sectores gubernamentales para instrumentar políticas conjuntas para mitigación de gases efecto invernadero (Paz, 2010<sup>7</sup>). En términos generales, el sector forestal muestra pérdidas de COS y el agropecuario ganancias; aunque además de inciertas estas tendencias no son claras las posibles explicaciones de estos patrones.

El análisis que se muestra, parte de la hipótesis de que los cambios de COS entre los diferentes años de los mapas del INEGI (datos de actividad) son independientes del tiempo y, que reflejan patrones agregados de la dinámica del COS. Esto es, no se considera la evolución temporal en forma explícita de cada polígono de USyV, pudiéndose presentar inconsistencias de cambios fuertes del COS en tiempos cortos, incoherentes con la dinámica esperada del COS.

## CARBONO ORGÁNICO DE LOS SUELOS Y TEXTURA

Dadas las altas incertidumbres en las estimaciones del carbono orgánico en los suelos, es importante analizar si es posible reducirlas al considerar otras variables asociadas a las bases de datos disponibles.

Muchos trabajos publicados establecen una relación funcional entre el COS y la textura del suelo, particularmente de la fracción limo + arcilla: suelos tropicales (Feller y Beare, 1997) y suelos templados

(Hassink, 1997; Konen *et al.*, 2003; Müller y Höper, 2004; Arrouays *et al.*, 2006). En la base INEGI-COLPOS de datos de perfiles de suelo de México y en el INFyS de la CONAFOR, los únicos datos disponibles son el COS total y la textura del suelo (Etchevers, 2013), por lo que es importante analizar los patrones COS-Textura, particularmente para revisar si las estimaciones del COS pueden mejorarse al usar datos de textura de los suelos.

En una perspectiva dinámica, la textura del suelo es un rasgo estático y el COS una propiedad dinámica, que varía en función del clima, uso del suelo, tipo de suelo, mineralogía, etc. Así, se espera que, para una textura dada del suelo, el COS varíe en función del estado de la vegetación (p. ej.: cambio de bosque a cultivo), rompiendo la relación con la textura, como propiedad estática; aunque para el caso de vegetación no perturbada (valores máximos del COS) se esperan relaciones más o menos bien definidas.

Con base en los perfiles de suelos de la sección anterior, se analizaron los patrones textura-COS por tipo de ecosistema, con el porcentaje de arena de los suelos (recíproco del porcentaje limo + arcilla, que generalmente se usa) y el COS a la profundidad 0 a 30 cm. El porcentaje de arena se calculó como un promedio ponderado por estrato, en forma similar al caso del COS, ecuación (3).

La Figura 12a muestra la relación Arena-COS para el ecosistema Bosque de Pino y la Figura 12b para Matorral Xerófilo. Para todos los ecosistemas se definió la envolvente superior (COS máximo) de los diagramas Arena-COS (Figura 12), para tener un estimado del valor máximo del COS para una textura dada.

Para caracterizar las envolventes superiores (COS máximo), la recta del límite a la izquierda (valores bajos de Arena) se definió como  $COS (\%) = A1 +$

<sup>7</sup> Paz, F. 2010. Evaluación, importancia y perspectivas de la captura de carbono y reducción de emisiones de gases efecto invernadero en pastizales y matorrales: hacia la implementación de REDD+. En: M. E. Velasco, M. Salvador, M. L. Adriano, R. A. Perezgrovas y B. Sánchez (eds). Memorias del I Congreso Internacional de Pastizales Chiapas 2010. SOMMAP. Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, México. pp. 7-22.

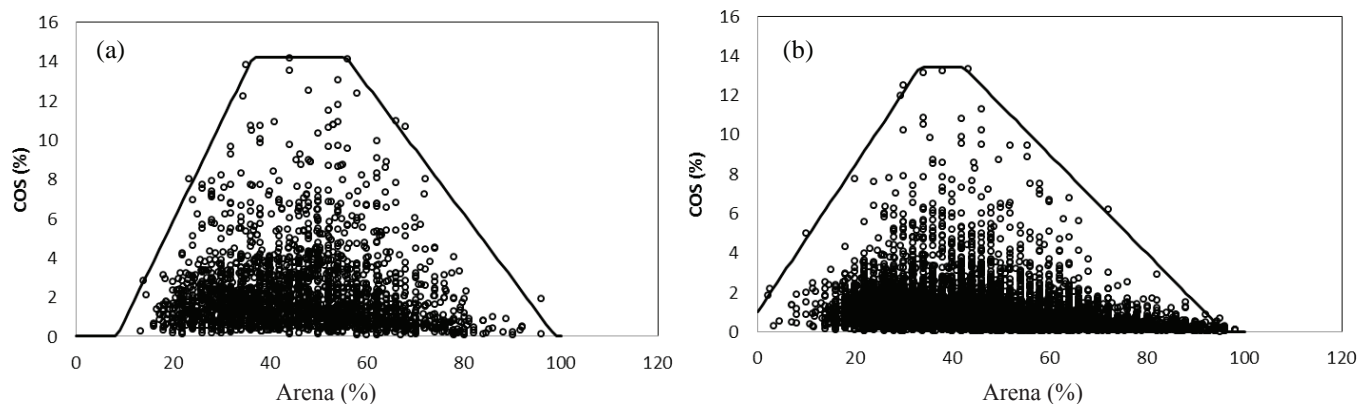


Figura 12. Dispersión de la relación Arena-COS y las envolventes superiores. (a) Bosque de Pino y (b) Matorral Xerófilo.

B1 Arena (%) y el límite a la derecha como COS (%) =  $A2 + B2$  Arena (%). Las constantes A1, B1, A2 y B2 se estimaron por regresión lineal con los puntos muestrales de los límites. El Cuadro 4 muestra los resultados que se obtuvieron para definir la envolvente superior para los ecosistemas de México.

En el caso de los valores mínimos, la gran mayoría es cero o cercana a cero, Figura 12. Para la técnica de Walkley-Black, De Vos *et al.* (2007) establecieron su límite de detección en alrededor de 0.05%, por lo que este valor se utilizó como un mínimo general para establecer los valores de COS mínimo para los ecosistemas. De esta consideración, en un análisis de estimación del COS mínimo se eliminaron los valores

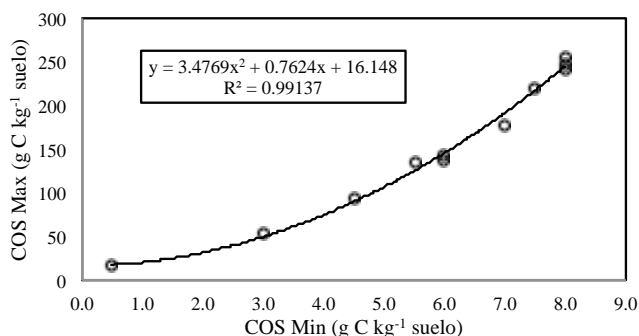
con  $COS < 0.05\%$  y se revisaron los histogramas de los valores mínimos de las muestras de los perfiles de suelos, estableciéndose estimaciones del COS mínimo para los ecosistemas, tal como se muestra en el Cuadro 4.

De los valores del Cuadro 4, la relación entre el COS máximo y el mínimo se muestra en la Figura 13, la cual puede usarse para establecer, como primera aproximación, la ganancia máxima de COS a obtener, dado un valor de COS actual del ecosistema. La estimación del déficit de ganancia (COS máximo – COS actual) define áreas de oportunidad para intervención, focalizándolas en donde es posible obtener la máxima ganancia de COS.

Cuadro 4. Parametrización de la envolvente superior de la relación Arena-COS y COS Min.

Ecosistema	A1	B1	A2	B2	COS Max	COS Min
					- - - - - % - - - - -	
Sin vegetación aparente	-0.745	0.068	2.485	-0.025	1.5	0.05
Matorral xerófilo	1.008	0.372	24.016	-0.251	13.4	0.55
Pastizal	0.388	0.180	19.807	-0.210	9.5	0.45
Otros tipos de vegetación	-4.599	0.336	12.168	-0.121	5.3	0.30
Bosque de coníferas	-4.279	0.508	32.487	-0.329	14.2	0.60
Bosque de encino	-10.888	0.918	22.282	-0.234	13.8	0.60
Bosque mesófilo de montaña	-2.539	0.385	49.067	-0.579	17.7	0.70
Selva caducifolia	2.403	0.771	36.756	-0.382	25.6	0.80
Selva espinosa	-0.619	0.381	72.637	-0.761	22.0	0.75
Selva subcaducifolia	3.064	0.259	57.427	-0.618	24.1	0.80
Selva perennifolia	-5.503	0.758	57.950	-0.598	24.7	0.80
Vegetación hidrófila	-4.277	0.581	53.296	-0.556	22.7	0.75





**Figura 13.** Relación entre el COS Min y el COS Max para los ecosistemas terrestres de México.

## CONCLUSIONES

- La estimación del almacén del carbono orgánico en los suelos (COS) minerales de México se ha realizado con diferentes conjuntos de muestras y diferentes metodologías, e hipótesis implícitas, con valores que difieren entre sí en función de la aproximación utilizada. Aunque el uso de esquemas de agregación por tipo de suelo o tipo de uso de suelo y vegetación da resultados similares, las hipótesis implícitas en los procesos de estimación son fuentes altas de incertidumbre. En lo general, el método de estimación de la densidad aparente produce estimaciones diferentes del COS nacional, por lo que es una de las fuentes de mayor error en las estimaciones (Schrumpf *et al.*, 2011). En el caso de no considerar la fracción de fragmentos gruesos (>2 mm) del suelo conduce a sobre estimaciones del COS, por lo que es necesario corregir los valores del COS por este factor.

- Independientemente de la metodología utilizada y sus bases de datos, las estimaciones realizadas tienen el defecto de que no pueden validarse al no utilizar modelos predictivos y solo agregaciones estadísticas asociadas a polígonos de uso del suelo y vegetación y, de otros tipos.

- El uso de bases de datos de mediciones de COS con diferentes fechas, agregadas en una sola base de datos, puede explicar las diferencias en las estimaciones del almacén (FAO e ITPS, 2015), por lo que es necesario considerar la situación de suponer como invariantes al tiempo las mediciones del COS.

- Las revisiones realizadas de inventarios del COS y las nuevas estimaciones parten de cambios en las clases de uso del suelo y vegetación (USyV) de los mapas

de INEGI y suponen que éstos no tienen incertidumbre, reflejando que la dinámica del COS es solo producto de cambios de las clases de USyV. En realidad, esto no es así, por lo que se requiere urgentemente estimar las incertidumbres de los mapas de actividad del INEGI para poder realizar estimaciones realistas, con la incertidumbre asociada.

- Una de las mayores limitaciones de las estimaciones que se analizaron en este trabajo, además de no proporcionar medidas de incertidumbre en esquemas de calibración-validación, fue que las mediciones del COS no fueron simultáneas a las de la biomasa, para poder establecer patrones entre ambos almacenes en las clases de USyV, así como para establecer condiciones de equilibrio, o no, en la dinámica del COS. A partir del 2009, la CONAFOR ha realizado mediciones conjuntas de ambos almacenes en el INFyS, por lo que su consideración en futuros inventarios definirá nuevas aproximaciones. El procesamiento de los datos de suelos del INFyS se está llevando a cabo actualmente (Tiscareño *et al.*, 2013), con algunas estimaciones preliminares de las densidades de COS y otros almacenes (Saynes *et al.*, 2012).

- El uso de técnicas geoestadísticas (variabilidad espacial) que fusionen diferentes fuentes de información y consideren el conocimiento de la dinámica del COS (Goovaerts, 1997), así como el efecto de escala (Paz *et al.*, 2006<sup>8</sup>), permitirá mejores estimaciones espaciales.

- La consideración de la textura del suelo, asociada al COS de una clase dada, está limitada en términos predictivos, dado el carácter dinámico del COS, solo pudiendo establecer valores límites máximo y mínimo de las estimaciones.

- La evolución temporal del COS en las clases de los Informes de Evaluación de los Recursos Forestales Mundiales de FAO, indica la necesidad de estructurar políticas conjuntas de intervención para mitigar, al menos, gases efecto invernadero entre el sector forestal y el agropecuario.

## LITERATURA CITADA

- Amundson, R. 2001. The carbon budget in soils. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 29: 535-562.
- Arrouays, D., N. Saby, C. Walter, B. Lemerrier, and C. Schvartz. 2006. Relationships between particle-size distribution and organic carbon in French arable topsoils. *Soil Use Manage.* 22: 48-51.

<sup>8</sup> Paz, F., C. Balbontín y J. Etchevers. 2006. Integración de información terrestre y satelital: un ejemplo para el caso del carbono orgánico en los suelos. Documento de trabajo COLPOS. Montecillo, Estado de México. Disponible en: [http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc\\_socios.php](http://www.pmc carbono.org/pmc/biblioteca/doc_socios.php)

- Balbontín, C., C. O. Cruz, F. Paz, and J. D. Etchevers. 2009. Soil carbon sequestration in different ecoregions of Mexico. pp. 71-96. *In*: R. Lal and R. F. Follett (eds.). Soil carbon sequestration and the greenhouse effect. SSSA special publication 57. ASA-CSSA-SSSA. Madison, WI, USA.
- Batjes, N. H. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.* 47: 161-163.
- Batjes, N. H. 1997. A World data set of derived soil properties by FAO-UNESCO soil unit for global modelling. *Soil Use Manage.* 13: 9-16.
- Brady, N. C. and R. Weil. 2002. The nature and properties of soils. Prentice Hall. Upper Saddle River, NJ, USA.
- Carré, F., R. Hiederer, V. Blujdea, and R. Koebler. 2010. Background guide for the calculation of land carbon stocks in the biofuels sustainability scheme drawing on the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. EUR 24573 EN. Office for Official Publications of the European Communities. Luxembourg.
- CONAFOR (Comisión Nacional Foresta). 2010. Evaluación de los recursos forestales mundiales 2010. Informe Nacional. FAO. Rome, Italy.
- CONAFOR (Comisión Nacional Foresta). 2014. Global forest resources assessment 2015. Country Report Mexico. Rome, Italy.
- CONAFOR-SEMARNAT (Comisión Nacional Foresta-Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2014. National Forest Reference Emission Level Proposal Mexico. Report prepared for United Nations Framework Convention on Climate Change. Lima, Peru.
- CONAFOR-SEMARNAT (Comisión Nacional Foresta-Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2015. National Forest Reference Emission Level Proposal Mexico (Modified Version). Report prepared for United Nations Framework Convention on Climate Change. Paris, France.
- Covaleda, S., F. Paz y B. De Jong. 2013. Parametrización de modelos de estados y transiciones para el carbono y caracterización de la incertidumbre. pp. 29-34. *In*: F. Paz, M. Bazan y V. Saynes (eds.). Dinámica del Carbono en el Suelo 2012. Serie Avances Temáticos del Ciclo del Carbono y sus Interacciones. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Sociedad Mexicana de Ciencias del Suelo. Texcoco, Estado de México, México.
- Cruz, C. y F. Paz. 2013. Mapa de carbono orgánico de los suelos de la República Mexicana. pp. 187-191. *In*: F. Paz, M. Bazan y V. Saynes (eds.). Dinámica del Carbono en el Suelo 2012. Serie Avances Temáticos del Ciclo del Carbono y sus Interacciones. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Sociedad Mexicana de Ciencias del Suelo. Texcoco, Estado de México, México.
- Cruz, G., L. López, C. A. Ortiz, J. L. Villaseñor, E. Ortiz, J.T. Silva, and F. Estrada. 2014. Interpolation of Mexican soil properties at a scale of 1:1 000 000. *Geoderma* 213: 29-35.
- de Jong, B. H. J. 2012. Step-wise approach in improving greenhouse gas inventories. The case of Mexico. pp. 47-52. *In*: B. Mora, M. Herold, V. De Sy, A. Wijaya, L. Verchot, and J. Penman. Capacity development in National Forest Monitoring. Experiences and Progress for REDD+. Joint report by CIFOR and GOF-C-GOLD. Bogor, Indonesia.
- de Jong, B., C. Anaya, O. Maser, M. Olguin, F. Paz, J. Etchevers, R. Martínez, G. Guerrero, and C. Balbontín. 2010a. Greenhouse gas emissions between 1993 and 2002 from land-use change and forestry in Mexico. *For. Ecol. Manage.* 260: 1689-1701.
- de Jong, B., O. Maser, R. D. Martínez, F. Paz, M. Olguin, C. Anaya, C. Balbontín, M. Motolinía y G. Guerrero. 2006. Inventario nacional de emisiones de gases invernadero 1993-2002. Uso del suelo, cambio de uso del suelo y bosques. Reporte preparado para el Instituto Nacional de Ecología. México, D. F.
- De Jong, B., M. Olguin, F. Rojas, V. Maldonado, F. Paz, J. Etchevers, C. O. Cruz y J. A. Argumedo. 2009a. Inventario nacional de emisiones de gases invernadero 1990-2006. Uso del suelo, cambio de uso del suelo y silvicultura. Reporte preparado para el Instituto Nacional de Ecología. México, D. F.
- De Vos, B., S. Lettens, B. Muys, and J. A. Deckers. 2007. Walkley-Black analysis of forest soil organic carbon: Recovery, limitations and uncertainty. *Soil Use Manage.* 23: 221-229.
- Eswaran, H., E. Van Den Berg, and P. Reich. 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 192-104.
- Etchevers, J. D. 2013. Estado actual de la investigación de los almacenes de carbono en México. pp. 27-31. *In*: F. Paz, M. Bazan y V. Saynes (eds.). Dinámica del Carbono en el Suelo 2012. Serie Avances Temáticos del Ciclo del Carbono y sus Interacciones. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Sociedad Mexicana de Ciencias del Suelo. Texcoco, Estado de México, México.
- Etchevers, J. D., O. Maser, C. Balbontín, D. Gómez, A. Monterroso, R. Martínez, M. Acosta, M. Martínez y C. Ortiz. 2006. Soil carbon sequestration in Mexico and Central America (Biome A). pp. 119-146. *In*: R. Lal, C. C. Cerri, M. Bernoux, J. Etchevers, and E. Cerri (eds.). Carbon Sequestration in Soils of Latin America. Howarth Press, Inc. New York, NY, USA.
- Falkowski, P., R. J. Scholes, E. Boyle, J. Canadell, D. Canfield, J. Elser, N. Gruber, K. Hibbard, P. Höglberg, S. Linder, F. T. MacKenzie, B. Moore, T. Pedersen, Y. Rosenthal, S. Seitzinger, V. Smetacek, and W. Steffen. 2000. The global carbon cycle: A test of our knowledge of Earth as a system. *Science* 290: 291-296.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2001. Soil organic sequestration for improved land management. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome, Italy.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2006. Guidelines for Soil Description. Fourth Edition. Rome, Italy.
- FAO-ITPS (Food and Agriculture Organization of the United Nations- Intergovernmental Technical Panel on Soils). 2015. Status of the World's Soil Resources (SWSR) – Main Report. Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical Panel on Soils. Rome, Italy.
- Feller, C. and M. H. Beare. 1997. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma* 79: 69-116.
- González, L., J. D. Etchevers, F. Paz, R. Valdez, J. M. González, and E. C. Moreno. 2010. Estimation of changes in soil organic carbon in hillside systems on a regional scale. *Trop. Subtrop. Agroecosyst.* 12: 57-67.

- González, L., M. Acosta, F. Carrillo, A. Baez y J. M. González. 2014. Cambios de carbono orgánico del suelo bajo escenarios de cambio de uso del suelo en México. *Rev. Mex. Cienc. Agríc.* 5: 1275-1285.
- Goovaerts, P. 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press. New York, NY, USA.
- Goovaerts, P. 1999. *Geostatistics in soil sciences: State-of-the-art and perspectives*. *Geoderma* 89: 1-45.
- Goovaerts, P. 2001. *Geostatistics modeling and uncertainty in soil science*. *Geoderma* 103: 3-26.
- Hassink, J. 1997. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant Soil* 191: 77-87.
- Hiederer, R. 2009. Distribution of organic carbon in soil profile data. EUR 23980 EN. Office of Official Publications of the European Communities. Luxembourg.
- Hiederer, R. and M. Köchy. 2011. Global soil organic carbon estimates of the harmonized world soil database. EUR 25225 En. Publication Office of the European Union. Luxembourg.
- INECC-SEMARNAT (Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático- Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2015. Primer informe bienal de actualización ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático. INECC / SEMARNAT. Mexico.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 1997. Base de datos geográficos. Diccionario de datos de uso del suelo y vegetación (vectorial). Escala 1:250,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Aguascalientes, Ags., México.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2002. Información geográfica sobre edafología. Serie I escala 1:250,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Aguascalientes, Ags., México.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2004. Información nacional sobre perfiles de suelo Versión 1.2. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Aguascalientes, Ags., México.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2000. *Special Report on Emissions Scenarios*. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge, U. K.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2003. *Good Practice Guidance for Land Use, Land-Use Change and Forestry*. In: J. Penman, M. Gytarsky, T. Hiraishi, T. Krug, D. Kruger, R. Pipatti, L. Buendía, K. Miwa, T. Ngara, K. Tanabe, and F. Wagner (eds.). Published by the Institute for Global Environmental Strategies (IGES) for the IPCC. Vienna, Austria.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2006. *Agriculture, forestry and other land use IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories*. In: H. S. Eggleston, L. Buendía, K. Miwa, T. Ngara, and K. Tanabe (eds.). Prepared by the National Greenhouse Gas Inventories Programme. Institute for Global Environmental Strategies. Hayama, Japan.
- Jobbagy, E. G. and R. B. Jackson. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol. Applic.* 10: 423-436.
- Kempen, B., D. J. Brus, and J. J. Stoorvogel. 2011. Three-dimensional mapping of soil organic matter content using soil type-specific depth functions. *Geoderma* 162: 107-123.
- Kern, J. S. 1994. Spatial patterns of soil organic carbon in the contiguous United States. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 439-455.
- Konen, M. E., C. L. Burras, and J. A. Sandor. 2003. Organic carbon, texture, and quantitative color measurement relationships for cultivated soils in North Central Iowa. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 1823-1830.
- Mackey, B., I. C. Colin Prentice, W. Steffen, J. I. House, D. Lindenmayer, H. Keith, and S. Berry. 2013. Untangling the confusion around land carbon science and climate change in mitigation policy. *Nature Climate Change* 3: 552-557.
- Martin, M. P., T. G. Orton, E. Lacarce, J. Meersmans, N. P. A. Saby, J. B. Paroissien, C. Jollivet, L. Boulonne, and D. Arrouays. 2015. Evaluation of modelling approaches for predicting the spatial distribution of soil organic carbon stocks at the national scale. *Geoderma* 223-225: 97-107.
- Meersmans, J., F. de Ridder, F. Cauters, S. de Baets, and M. Van Moile. 2008. A multiple regression approach to assess the spatial distribution of soil organic carbon (SOC) at regional scale (Flanders, Belgium). *Geoderma* 143: 1-13.
- Meersmans, J., B. van Wesemael, F. De Rodder, and M. Van Molle. 2009. Modelling the three-dimensional spatial distribution of soil organic carbon (SOC) at the regional scale (Flanders, Belgium). *Geoderma* 152: 43-52.
- Mishra, U., R. Lal, B. K. Slater, F. Calhoun, D. Liu, and M. Van Meirvenne. 2009. Predicting soil organic carbon stock using profile depth distribution functions and ordinary kriging. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73: 614-621.
- Müller, T. and H. Höper. 2004. Soil organic matter turnover as a function of the soil clay content: Consequences for model applications. *Soil Biol. Biochem.* 36: 877-888.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma* 123: 1-22.
- Letten, S., B. De Vos, P. Quataert, B. Van Wesemael, B. Muys, and J. Van Orshoven. 2007. Variable carbon recovery of Walkley-Black analysis and implications for national soil organic carbon accounting. *Eur. J. Soil Sci.* 58: 1244-1253.
- Ordoñez, J. A. B., T. Hernández, A. Galicia, I. E. Jiménez, A. Núñez, J. D. León, C. Tapia, J. F. Torres, M. Hernández, M. J. Ordoñez, F. A. González, J. A. Carrera, L. E. Piña, R. Gómez, H. Cervantes y G. E. Álvarez. 2012. Actualización del Inventario Nacional de Gases Efecto Invernadero 1990-2010, para el Sector Uso de Suelo, Cambio en el Uso de Suelo y Silvicultura. Reporte preparado para INECC-PNUD. México, D. F.
- Padilla, J., J. D. Etchevers, R. C. Gomora, C. I. Hidalgo, M. Carrasco y V. Saynes. 2012. Relación entre los métodos TOC, LOI, Walkley-Black y NIR para determinar carbono en suelos. pp. 187-194. In: F. Paz y R. Cuevas (eds.). *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011*. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de México y el Instituto Nacional de Ecología. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-715-085-5.
- PMC (Programa Mexicano del Carbono). 2015. Serie VI de Uso del Suelo y Vegetación, Año Base 2014. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México, México.
- Paz, F., C. Balbontín, J. Etchevers, M. Martínez y C. Ortiz. 2008. Análisis multifractal del carbono en los suelos 1. Función universal de escalamiento. *Terra Latinoamericana* 26: 183-191.

- Paz, F., C. Balbontín, J. Etchevers, M. Martínez y C. Ortiz. 2009. Análisis multifractal del carbono en los suelos 2. Divergencia de momentos estadísticos. *Terra Latinoamericana* 27: 257-264.
- Paz, F., C. Balbontín, J. Etchevers, M. Martínez y C. Ortiz. 2010. Análisis multifractal del carbono en los suelos 3. Estimaciones escalantes. *Terra Latinoamericana* 28: 89-95.
- Paz, F., C. Cruz, J. Argumedo y J. Etchevers. 2012. Mapas nacionales del carbono orgánico en los suelos a escala nacional para las series II, III y IV de uso del suelo de INEGI. pp. 296-306. *In*: F. Paz y R. Cuevas (eds.). *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de México y el Instituto Nacional de Ecología*. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-715-085-5.
- Post, W. M., R. C. Izaurralde, L. K. Mann, and N. Bliss. 2001. Monitoring and verifying changes of organic carbon in soil. *Climate Change* 51: 73-99.
- Ruesch, A. and H. K. Gibbs. 2008. New IPCC Tier-1 Global biomass carbon map for the year 2000. Carbon Dioxide Information Analysis Center (<http://cdiac.ornl.gov>). Oak Ridge National Laboratory. Oak Ridge, TN, USA.
- Sanderman, J. and J. A. Baldock. 2010. Accounting for soil carbon sequestration in national inventories: A soil scientist's perspective. *Environ. Res. Lett.* 5: 1-6. doi:10.1088/1748-9326/5/3/034003.
- SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos). 1994. *Inventario Nacional Forestal Periódico*. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. México, D. F.
- Saynes, V., J. Etchevers, F. Paz, B. De Jong, C. O. Cruz, M. Carrasco, C. Hidalgo y J. Padilla. 2012. Carbono en los suelos forestales de México: Revalorando nuestros almacenes. pp. 440-447. *In*: F. Paz y R. Cuevas (eds.), *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de México y el Instituto Nacional de Ecología*. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-715-085-5.
- Scharlemann, J. P. W., E. V. J. Tanner, R. Hiederer, and V. Kapos. 2014. Global soil carbon: Understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. *Carbon Manage.* 5: 81-91.
- Schrumpf, M, E. D. Schulze, K. Kaiser, and J. Schumacker. 2011. How accurately can soil organic carbon stocks and stock changes be quantified by soil inventories? *Biogeosciences* 8: 1193-1212.
- Schulte, R. P. O., F. Bampa, M. Bardy, C. Coyle, R. E. Creamer, R. Fealy, C. Gardi, B. B. Ghaley, P. Jordan, H. Laudon, C. O'Donoghue, D. Ó'hUallacháin, L. O'Sullivan, M. Rutgers, J. Six, G. L. Toth, and D. Vrebo. 2015. Making the most of our land: Managing soil functions from local to continental scale. *Front. Environ. Sci.* doi:10.3389/fenvs.2015.00081.
- Segura, M. A., P. Sánchez, C. A. Ortiz y M. C. Gutiérrez. 2004. Carbono orgánico de los suelos de México. *Terra Latinoamericana* 23: 21-28.
- SEMARNAT-CP (Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales-Colegio Postgraduados). 2002. Evaluación de la degradación de los suelos causada por el hombre en la República Mexicana, a escala 1:250,000. *Memoria Nacional*. México, D. F.
- Smith, P. 2012. Soils and climate change. *Current Opinion in Environ. Sustainab.* 4: 1-6
- Smith, P. and D. S. Powlson. 2003. Sustainability of soil management practices – a global perspective. pp. 241-254. *In*: L. K. Abbott and D.V. Murphy (eds.). *Soil Biological Fertility – A Key to Sustainable Land Use in Agriculture*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, Netherlands.
- Tiscareño, M., N. Cruz, I. Aguilera, H. Sánchez y C. O. Cruz. 2013. Preparación y análisis físicos de las muestras obtenidas en el Inventario Nacional Forestal y de Suelos 2009-2012. pp. 192-195. *In*: F. Paz, M. Bazan y V. Saynes (eds.). *Dinámica del Carbono en el Suelo 2012. Serie Avances Temáticos del Ciclo del Carbono y sus Interacciones. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Sociedad Mexicana de Ciencias del Suelo*. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-96490-0-5.
- Todd-Brown, K. E. O., J. T. Randerson, W. M. Post, F. M. Hoffman, C. Tamocai, E. A. G. Schuur, and S. D. Allison. 2013. Causes of variation in soil organic simulations from CMIP 5 earth system models and comparison with observations. *Biogeosciences* 10: 1717-1736.
- Tomlinson, R. W. and R. M. Milne. 2006. Soil carbon stocks and land cover in Northern Ireland from 1939 to 2000. *Appl. Geography* 26: 18-39.
- UNFCCC (United Nations Framework Convention on Climate Change). 2015. Report on the technical assessment of the proposed forest reference emission level of Mexico submitted in 2014. FCCC/TAR/2015/MEX.
- Walkley, A. 1947. A critical examination of a rapid method for determining organic carbon in soils. Effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil Sci.* 63: 251-264.
- Walkley, A. and I. A. Black. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.* 37: 29-38.
- Yu, D. S., X. Z. Shi, H. J. Wang, W. X. Sun, E. D. Warner, and Q. H. Liu. 2007. National scale analysis of soil carbon storage in China based on Chinese soil taxonomy. *Pedosphere* 17: 11-18.

# Carbon saturation in the silt and clay particles in soils with contrasting mineralogy

## Saturación del carbono en las partículas de limo y arcilla en suelos con mineralogía contrastante

Francisco Matus<sup>1,2‡</sup>, Estrella Garrido<sup>3</sup>, Claudia Hidalgo<sup>4</sup>, Fernando Paz<sup>4</sup>, Jorge Etchevers<sup>4</sup>,  
Carolina Merino<sup>1</sup> y Aurelio Báez<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Programa de Doctorado en Ciencias de Recursos Naturales, <sup>2</sup> Depto. de Ciencias Químicas y Recursos Naturales, Universidad de La Frontera. Av. Francisco Salazar 01145, P.O. Box 54-D. Temuco, Chile.

<sup>‡</sup> Autor responsable (francisco.matus@ufrontera.cl)

<sup>3</sup> Escuela de Agronomía Universidad Católica del Maule. Talca, VII Región. Chile.

<sup>4</sup> Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Montecillo, Estado de México, México.

<sup>5</sup> Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. Km.13.5 Carretera los Reyes-Texcoco. 56250 Coatlinchán, Texcoco, Estado de México.

---

### SUMMARY

The silt and clay particles play a key role as stabilizing agents of soil organic carbon (SOC). Several lines of evidence indicate a theoretical maximum of C saturation in individual particles. In the present study, we hypothesized that a C fraction displaying linear accumulation relative to the SOC is not influenced by C saturation, while a fraction displaying an asymptotic relationship is regarded as saturated (Stewart *et al.*, 2008). The aim of the present study was to compare the amount of C in the silt and clay sized fractions in temperate and subtropical cropping soils across a range of textures with different mineralogy. Twenty-one and 18 soil samples containing 1:1 and 2:1 clay of temperate soil from Chile under monoculture of maize (*Zea mays* L.) for at least 30 years and 9 subtropical soils from Mexico under maize and bean (*Phaseolus vulgaris* L.) cropping for 9 years having mixed clay were collected at 0-0.1 m. The SOC of 2:1 soils was significantly higher ( $14 \pm 0.5$  g kg<sup>-1</sup> dry soil) than 1:1 soils ( $10 \pm 0.7$  g kg<sup>-1</sup>). However, subtropical soils showed the highest values ( $59 \pm 0.5$  g kg<sup>-1</sup>). A positive ( $P < 0.01$ ) relationship was observed between the SOC and the C in the silt fraction ( $R^2$  0.80-0.97,  $P < 0.01$ ). In contrast, the clay fraction remained constant or showed asymptotic behavior. We conclude that the silt fraction, unlike clay, showed no evidence of C saturation, while clay accumulates C to a maximum. On average, the 2:1 clay was saturated at 1-2 g C kg<sup>-1</sup> and 1:1 at 1 g C kg<sup>-1</sup>, and subtropical soils at 14 g C kg<sup>-1</sup>.

**Index words:** *particle-size fractionation; ultrasonic dispersion; soil organic matter.*

### RESUMEN

El limo y la arcilla juegan un papel clave en la estabilización del carbono orgánico del suelo (SOC) y son fracciones susceptibles de saturarse de C. En este trabajo se postula que si un reservorio de carbono (C) muestra una acumulación lineal del contenido de SOC, la fracción no está saturada con C, mientras que una fracción que muestre un plató o una relación asintótica se considera saturada (Stewart *et al.*, 2008). Se comparó el C en las fracciones del tamaño del limo y arcilla en suelos templados y subtropicales de cultivo que presentan un intervalo contrastante de texturas con diferentes mineralogías. Se muestrearon de 0-0.1 m, 21 muestras con arcillas del tipo 1:1 y 18 con arcillas del tipo 2:1 de suelos templados de Chile bajo monocultivo de maíz (*Zea mays* L.) por al menos 30 años y, 9 suelos subtropicales de México bajo rotación de maíz y frijol (*Phaseolus vulgaris* L.) por 9 años con arcillas mixtas. En promedio, el C en suelos con arcillas 2:1 fue significativamente superior ( $14 \pm 0.5$  g kg<sup>-1</sup>) a los suelos con arcillas 1:1 ( $10 \pm 0.7$  g kg<sup>-1</sup>). Sin embargo, los suelos subtropicales mostraron el valor más alto ( $59.0 \pm 0.5$ ). Hubo una relación positiva entre el SOC y el C en la fracción de limo ( $R^2$  0.80-0.97;  $P < 0.01$ ). En contraste, la fracción arcilla fue constante o mostró un comportamiento asintótico. Se concluyó que la fracción de limo, a diferencia de la arcilla, no mostró evidencia de saturación con C. La fracción de limo se considera parcialmente reactiva, mientras que la fracción de arcilla acumula C hasta un valor máximo. En promedio la arcilla se saturó con 1-2 g C kg<sup>-1</sup> para suelos 2:1, con 1 g C kg<sup>-1</sup> para suelos 1:1 y los suelos subtropicales se saturaron con 14 g C kg<sup>-1</sup>.

---

#### Como citar este artículo:

Matus, F., E. Garrido, C. Hidalgo, F. Paz, J. Etchevers, C. Merino y A. Báez. 2016. Carbon saturation in the silt and clay particles in soils with contrasting mineralogy. *Terra Latinoamericana* 34: 311-319.

---

Recibido: noviembre de 2015. Aceptado: enero de 2016.

Publicado en *Terra Latinoamericana* 34: 311-319.

**Palabras clave:** fraccionamiento físico de partículas; dispersión por ultrasonido; materia orgánica del suelo.

## INTRODUCTION

Agricultural temperate and subtropical soils that have lost their soil organic carbon (SOC) might again accumulate a significant C stock (Paustian *et al.*, 1997, 2000; Lal, 2004; Smith, 2004). A new steady state can be achieved by increasing the C-input rates, improving soil fertility, conservation practices and zero tillage, converting cropping to grassland and improving agricultural practices as organic farming (Freibauer *et al.*, 2004). However, several lines of evidence indicate a maximal C pool (C-saturation) in the silt and clay fractions (Hassink, 1997; Six *et al.*, 2002), which might limit the stabilization capacity of bulk soil (Six *et al.*, 2002). C-saturation depends on the potential of silt and clay fractions to stabilize soil organic matter (SOM) from microbial mineralization (Baldock and Skjemstad, 2000). There are several mechanisms of SOM stabilization, including selective preservation by recalcitrant organic compounds, spatial inaccessibility within soil aggregates and SOM interaction with the mineral phase (Sollins *et al.*, 1996; von Lützow *et al.*, 2006). Mineral interaction is regarded as the most important mechanism. A direct relationship between SOC and the mass of silt and clay in tropical (Feller and Beare, 1997) and temperate soils (Quiroga *et al.*, 1996; Hassink, 1997; Carter *et al.*, 2003; Konen *et al.*, 2003; Galantini *et al.*, 2004; Müller and Höper, 2004; Arrouays *et al.*, 2006) has been demonstrated. Although these correlations have been improved by statistical treatments (Feng *et al.*, 2013), they are not widespread (Franzluebbers *et al.*, 1996; Scott *et al.*, 1996; Rühlmann, 1999).

On the other hand, despite the considerable evidence of textural control on SOM dynamics, the effect of mineralogy (2:1 and 1:1 clay) remains controversial. Soil samples rich in high-activity clay (2:1, smectites) do not retain more SOM than those dominated by low-activity clay (1:1, kaolinite) (Feller and Beare, 1997), including oxisols (Dalal and Mayer, 1986; Krull and Skjemstad, 2003). Wattel-Koekkoek *et al.* (2003) reported that the mean residence time of kaolinite-bound C in northern Mozambique did not differ significantly from that of smectite-bound C. Soil

organic C in kaolinitic soils in the tropics is similar to SOC in less-weathered soils of temperate climates (Sanchez and Logan, 1992). In contrast, Vertisols dominated by smectitic mineral clay contained greater amounts of organic matter than soils dominated by kaolinite, feldspars and quartz (Ngole and Ekosse, 2009). This is important because mineralogy can lead to C-saturation in the silt and clay fractions (Six *et al.*, 2002). The need for quantitative studies estimating the potential for C-sequestration and the role of soil texture and clay type on C-saturation is crucial (Curtin *et al.*, 2015).

It is very likely that soil C in silt and clay fractions can be in a steady-state (equilibrium) and, at the same time, be saturated with soil organic C. If the soil is under equilibrium, there is a potential for soil C sequestration, but when the maximum is achieved, further inputs of new organic matter cannot be stabilized in the fine particles of silt and clay. Based on the hypothesis that the C pool in the fine soil particles has an upper limit of soil C stabilization or C saturation, with respect to SOC levels (Stewart *et al.*, 2008), we used this approach to decide whether the C fraction is influenced by saturation. The C pool of a soil fraction displaying linear accumulation is interpreted as not being influenced by C saturation, while the opposite is true for a C pool exhibiting a plateau or asymptotic influence (Diekow *et al.*, 2005; Stewart *et al.*, 2008).

To test our hypothesis, we sampled 13 temperate soils in the central valley of Chile, which were compared with three subtropical soils sampled in three micro-basins of the southern region of Oaxaca, Mexico, by Matus *et al.* (2011). All soils were physically fractionated using the same method, ultrasonic dispersion and decantation. Ultrasonic procedures in soil without previous separation of particulate organic matter (POM) may contain a significant proportion of this material in the fine fraction (Amelung and Zech, 1999; Oorts *et al.*, 2005; Kaiser and Berhe, 2014). In the present study, soil particles were obtained using an optimized procedure. Consequently, we assumed a reduced redistribution of SOC in the fine fraction.

The goal of this study was to elucidate whether or not the silt and clay fractions are saturated in the silt and clay fractions of temperate and subtropical soil from Chile and Mexico, respectively.

## MATERIALS AND METHODS

### Sampling Sites

**Chile.** A sampling area was selected along a longitudinal transect between 33° 30' and 35° 02' Latitude S and between 70° 45' and 71° 48' Longitude W in the Central Valley of Chile. The soil samples were taken on September 2006 over a total of 13 modal pedons series belonging to Alfisol, Entisol, Inceptisol, Mollisol and Vertisol orders (Soil Survey Staff, 1999). The soils formed under similar vegetation, parent material and climatic conditions (Hajek and Di Castri, 1975). Most soils originated from alluvial sediments subject to seasonal droughts and floods (CIREN, 2001). The selected soils were mostly under maize monoculture with conventional tillage in the farmer's field for more than 30 years (INE, 2007). The maize crop yield fluctuates between 12 and 15 Mg grain ha<sup>-1</sup> (15% moisture). Depending on the amount of crop residues, they are burned or incorporated by conventional plowing to the Ap horizon (0-0.20 m). Mean annual precipitation in this valley is 676 mm and mean annual temperature is 13.8 °C (Santibañez and Uribe, 1993).

**Mexico.** Matus *et al.* (2011) conducted a study in three representative micro-basins of the Southern region of Mexico in the state of Oaxaca, namely the Cuicateca, Mazateca, and Mixe microbasins, where a sustainable hillside management project was established (PMSL, 2004). These soils are characteristic of steep sites (> 30% slope), Ferrasol (FAO-ISRIC-SICS, 1998), where small farmers conduct agriculture. The sampling area is subjected to slash and burn agriculture following cultivation of maize and beans. Traditional farming (conventional cropping) in this area has low-inputs of nutrients. After 9 and occasionally up to 60 years of cultivation, farmers move into new areas where they clear secondary tree vegetation and establish new crop rotation. The mean annual precipitation in the Cuicateca micro-basin (2180 m) is 700 mm and mean annual temperature 19 °C. These conditions for the Mazateca (1689 m) are 2000 mm and 22 °C and for the Mixe (1422 m), 1500 mm and 22 °C.

### Soil Sampling

At each sampling site, three soil pits were excavated 100 m apart on a line transect. Soil samples consisted of ~2 kg moist soil from the Ap horizon and they were

collected with a steel cylinder (0.05 m × 0.082 m diameter). Bulk density was also determined. In total, we took 39 soil samples in Chile and 9 samples in Mexico. The sampling areas and the scheme used in the present study followed the most common experimental design encompassing a single replicate per soil series when a large-scale experimental area is the only option and the knowledge is restricted to this particular area (Webster, 2007).

All soils were mixed and homogenized and coarse organic matter (leaves, wood, and roots), removed by hand. All soils were air dried and sieved through a 2 mm mesh.

### Physical Fractionation

We followed the sonication and decantation procedure used by Matus *et al.* (2011) to obtain four particle size fractions [coarse sand (250-2000 µm), fine sand (53-250 µm), silt (2-53 µm) and clay (< 2 µm)]. All 48 soil samples, except Palquibudi, Piuchen and Hualañé, were physically fractionated in duplicate or triplicate. All samples were fully dispersed after the light fraction and floatable organic materials were removed (Matus *et al.*, 2011). The fractionation procedure is as follows. About 50 g of moist soils were suspended in half-liter capped plastic bottles containing 10 glass beads (5 mm diameter) and 180 mL water. The suspension was shaken for 16 h (40 cycles min<sup>-1</sup>) and sieved through a 250-µm sieve. The material remaining on the sieve contained sand particles and visible fragments of organic debris (plant and animal structures). The material retained on the sieve was washed several times with tap water, then combined with < 250 µm fractions (fine sand, silt and clay) and re-suspended in 100 mL of water, and ultrasonically treated with 910 J mL<sup>-1</sup> (power output 37.3 W). The ultrasonic machine (Fisher Sonic Dismembrator, Model 300) was equipped with a titanium probe with flat tip (18.8 mm diameter and 56 mm length) operating at 20 kHz. The clay and silt fractions were separated after corrected settling time by gravity sedimentation, applying Stoke's law at room temperature until clear supernatant was obtained (15 decantation cycles). All fractions were oven-dried at 60 °C and weighed. The physical fractions of silt and clay (< 50 µm) did not show any visual evidence of plant and animal fragments that could have been transferred during the sonication and sedimentation procedure as observed under electron

scanning microscope (data not shown). On average, the amount of soil material recovered among all particle size fractions after dispersion and fractionation ranged between 93% and 111%. The slope of the regression analysis (e.g.,  $R^2 = 0.76$ ,  $P < 0.01$ ) between the soil mass recovered for coarse sand, fine sand, silt and clay by physical fractionation and using pipette method showed no significant differences.

### Carbon Analysis

Chilean soils and their physical fractions were analyzed for organic C in duplicates using acid dichromate oxidation by the Walkley and Black method (Matus *et al.*, 2009). The Mexican soil samples for the C concentration in the bulk soil and physical fractions were determined using an automatic C analyzer (TOC, Shimadzu 5000 SSM). The C concentration ( $\text{g C kg}^{-1}$  fraction) in each separate particle size was multiplied by the corresponding dry mass of the particle size to obtain the expression  $\text{g C kg}^{-1}$  soil for each fraction. Several studies have addressed the uncertainties of SOC determination by wet or dry combustion. However, no significant differences have been found (e.g., Arrouays *et al.*, 2001; Matus *et al.*, 2009). Therefore, we assumed that the SOC determined by the TOC method in subtropical soils were comparable with those obtained by wet combustion in temperate soils, particularly when the correction factor is used (Matus *et al.*, 2009).

### X-ray Diffraction

Soil mineralogy of Mexican soils was obtained from PMSL (2004), while no records were found for Chilean soils. Identification of clay ( $< 2 \mu\text{m}$ ) minerals of Colchagua, Macarena, Nilahue, Peteroa and San Vicente soils were conducted by X-ray diffraction (Shimadzu 5A, diffractometer) as exemplary soils to support early reports of similar genetic horizons sampled by Besoain *et al.* (1984) (see Table 1). Briefly, dry soil samples were prepared by removing the soil organic matter by strong oxidation with 30%  $\text{H}_2\text{O}_2$  at 50 °C. Clay fraction ( $< 2 \mu\text{m}$ ) was separated following the above indicated procedure and thereafter saturated with Mg ( $\text{MgCl}_2$  1M) to improve the intensity of the reflections at Cu-K $\alpha$  radiation (40 kV and 20 mA).

### Statistical Analysis

A Gaussian distribution of all variables was tested using a skewness test value of 0.5 (Webster and Oliver, 2001). The relationships between the C in the bulk soils and the C associated with fine particle-size fractions versus the silt and clay content of soils were examined by ordinary least square regression. The assumption of linearity and homoscedasticity of the predicted values was assessed. A paired t-test was used to compare the mean values. All regressions, t-test and ANOVAs were computed using JMP 3.2.2. (SAS Institute, Cary, NC, and U.S.A.) for  $P < 0.05$ .

## RESULTS

### Soil Characteristics

The sampled temperate soils presented different clay mineralogy (2:1 and 1:1) which were compared with the result presented by Besoain *et al.* (1984) (Table 1).

The clay content of the soils ranged from  $55 \pm 24$  to  $566 \pm 13 \text{ g kg}^{-1}$  soil in Chilean temperate soils, while these values in Mexican soils ranged from  $150 \pm 6$  to  $320 \pm 6 \text{ g kg}^{-1}$  (Table 1). The average of clay mass for 2:1 in Chilean soils was  $249 \pm 22 \text{ g kg}^{-1}$  and for 1:1 soils  $174 \pm 42 \text{ g kg}^{-1}$ , while the mixed clay in Mexican soils averaged  $213 \pm 53 \text{ g kg}^{-1}$ . In general, the coarse sand fraction was always lower than the fine sand fraction, with the exception of Mixe soil. For Chilean soils, coarse sand ranged  $56 \pm 11$ - $197 \pm 10 \text{ g kg}^{-1}$  for 2:1 and  $46 \pm 35$ - $421 \pm 16 \text{ g kg}^{-1}$  for 1:1 soils; while in Mexican soils it ranged between  $25 \pm 5$  and  $146 \pm 6 \text{ g kg}^{-1}$ .

For Chilean soils, SOC ranged between  $7.4 \pm 0.6$  and  $18 \pm 0.2 \text{ g kg}^{-1}$ , and 1:1 showed the lowest average C content ( $9.6 \pm 0.7 \text{ g kg}^{-1}$ ) compared with 2:1 soil ( $13.8 \pm 0.4 \text{ g kg}^{-1}$ ). In general, the agricultural plots of Oaxaca under conventional cropping showed the greatest accumulation of C. The soil C content in cropped soils ranged from  $24 \pm 0.3 \text{ g kg}^{-1}$  to  $120 \pm 0.08 \text{ g kg}^{-1}$ . Soil samples taken from the Mixe micro-basin showed the highest C content, while the samples from Cuicateca plots, the lowest (Table 1). On average, SOC in Mexican soils was more than four times higher than that in Chilean temperate soils (Table 2).



Bulk density ranged from  $0.61 \pm 0.04$  to  $1.44 \pm 0.01 \text{ kg m}^{-3}$ , and the highest values were generally found in temperate soils with lower SOC.

### Soil Fractions

The C in the clay fraction of Mexican soils was significantly higher (nine times) than the SOC accumulated in the clay fraction of temperate soils. However, C of 2:1 clay was twofold ( $2 \text{ g C kg}^{-1}$  soil) than the amount in 1:1 clay soil. Similar results are shown for the silt fraction, although the silt content in both sites were comparable (Table 2).

### X-ray Diffraction Results from Chilean Soils

X-ray diffraction analyses of clay fraction from five representative soils from Chile were consistent with those of similar modal top soils reported by Besoain *et al.* (1984) (Table 1) All soils showed evidence of

dominant phases of smectite (2:1), vermiculite (2:1), illite (2.1), chlorite (2:1) and kaolinite (1:1) and some amorphous silicate as reported earlier by Besoain *et al.* (1984). Results indicate that Peteroa and Nilahue soils had very clear reflections at 0.73 nm and 0.36 nm associated with the presence of kaolinite minerals. Both samples maintained the same *d*-spacing after ethylene-glycol solvation and heating at  $490^\circ\text{C}$  supporting the presence of kaolinite as the dominant clay mineral. The diffraction patterns for San Vicente, Colchagua and Macarena showed the basal reflections associated with smectitic clay. These reflections were moved to a 1.02 nm associated with mica structure when soils were treated and heated. All clay treatments confirmed the presence of smectite as the dominant clay in San Vicente, Colchagua and Macarena soils and minor presence of illite in Colchagua that was not evident in San Vicente and Macarena soils. The clay types for Mexican soils were obtained from PMSL (2004) and are shown in Table 1.

**Table 1.** Average of soil characteristics of soil sampled at 0-0.1 m<sup>†</sup>.

Soil <sup>‡</sup>	Lat/Lon <sup>§</sup>	Soil order <sup>¶</sup>	SOC <sup>#</sup>	Bulk density	Coarse sand <sup>**</sup>	Fine sand <sup>**</sup>	Silt <sup>**</sup>	Clay <sup>**</sup>	Clay min <sup>**</sup>
			g kg <sup>-1</sup>	kg m <sup>-3</sup>	----- g kg <sup>-1</sup> -----				
Chile 2:1 clay									
CUC	34°67' 71°29'	Mollisol	12.1±0.9	1.39±0.05	118±35	190±33	488±4	214±63	S, V
MAR	34°44' 71°02'	Inceptisol	10.9±0.5	1.43±0.01	161±16	274± 8	397±17	124± 5	S, Ch
MAO	33°41' 70°45'	Mollisol	12.3±0.8	1.44±0.01	145± 8	272±10	417± 0	134± 9	S
QHE	34°40' 71°22'	Vertisol	14.6±1.0	1.06±0.04	59± 9	81± 9	276±0	530±27	S
AGD	33°34' 71°08'	Mollisol	16.1±0.7	1.15±0.01	62± 3	116± 3	410±0	396±10	S
CLH	34°32' 71°24'	Vertisol	13.0±0.7	1.32±0.05	56±11	120±22	578±43	173±13	S, K, I
MPC	33°30' 70°48'	Mollisol	13.6±1.3	1.30±0.01	197±10	375±17	106±26	304± 0	S, V
SVT	34°25' 71°08'	Mollisol	18.0±0.2	1.30±0.02	61± 5	148±18	660±27	109± 9	S
Chile 1:1 clay									
HLE	34°58' 71°48'	Inceptisol	14.7±1.7	1.21±0.01	76±35	169±65	303±0	566±13	K, S, V
PIU	34°30' 71°33'	Alfisol	8.1±0.8	1.21±0.05	244±63	284± 2	424±28	55±24	K
NIL	34°23' 71°31'	Entisol	7.4±0.6	1.44±0.05	266±25	286±17	330±15	95±12	K, I
PQB	34°03' 71°32'	Mollisol	11.6±0.6	1.26±0.10	46± 4	132±16	556± 0	266±20	K, AS
PET	35°02' 71°42'	Mollisol	8.1±0.6	1.24±0.05	421±16	244±32	233±16	350±5	K, I
Mexico Mixed clay									
CUI	17°51' 96°51'	Ferrasol	23.5±0.3	1.15±0.06	146±6	195± 2	490±3	170±7	V, K
MAZ	18°09' 96°54'	Ferrasol	33.7±0.4	0.92±0.02	25±5	63± 2	590±2	320±6	V, S
MIX	17°01' 96°53'	Ferrasol	119.8±0.8	0.61±0.04	112±3	30± 1	710±12	150±6	V, S

<sup>†</sup> ±: standard error of the mean of six samples per soil series, except HLE, PIU and PQB where only three samples were considered. <sup>‡</sup> AGD = Agua del gato, CLH = Colchagua, CUC = Cunaco, HLE = Hualañé, MAO = Maipo, MPC = Mapocho, MAR = Macarena, NIL = Nilahue, PET = Peteroa, PIU = Piuchen, QHE = Quiahue, PQB = Palquibudi, SVT = San Vicente, CUI = Cuicateca, MAZ = Mazateca, Mix = Mixe. <sup>§</sup> Latitude and Longitude. <sup>¶</sup> Chilean soils classified by Soil Survey Staff (1999) and Mexican soils by (FAO-ISRIC-SICS, 1998). <sup>#</sup> Soil organic carbon. <sup>\*\*</sup> Coarse sand = 250-2000 µm; Fine sand = 53-250 µm; Silt and clay = < 53 µm. <sup>\*\*</sup> Clay mineralogy: Ch = Chlorite, K = Kaolinite, S = Smectite, V = Vermiculite, I=Illite, AS = Amorphous silicates (Besoain *et al.*, 1984).

**Table 2. Average of soil properties by clay type (0-0.1 m).**

	n	Weight		SOC <sup>†</sup> -g kg <sup>-1</sup> soil	C	
		Clay	Silt		Clay	Silt
Chile 2:1	18	135 ± 9 <sup>‡</sup>	545 ± 32	13.7 ± 0.5	1.9 ± 0.09	7.5 ± 0.53
Chile 1:1	21	58 ± 7	456 ± 54	9.6 ± 0.7	1.0 ± 0.13	5.0 ± 0.67
Mexico mixed	9	213 ± 6	597 ± 6	59 ± 0.5	13.6 ± 0.7	34.7 ± 0.5

<sup>†</sup> SOC = Soil organic carbon. <sup>‡</sup> ± = Standard error of the mean.

### Relationship of Soil Organic Carbon in the Bulk Soil, Silt and clay Fractions

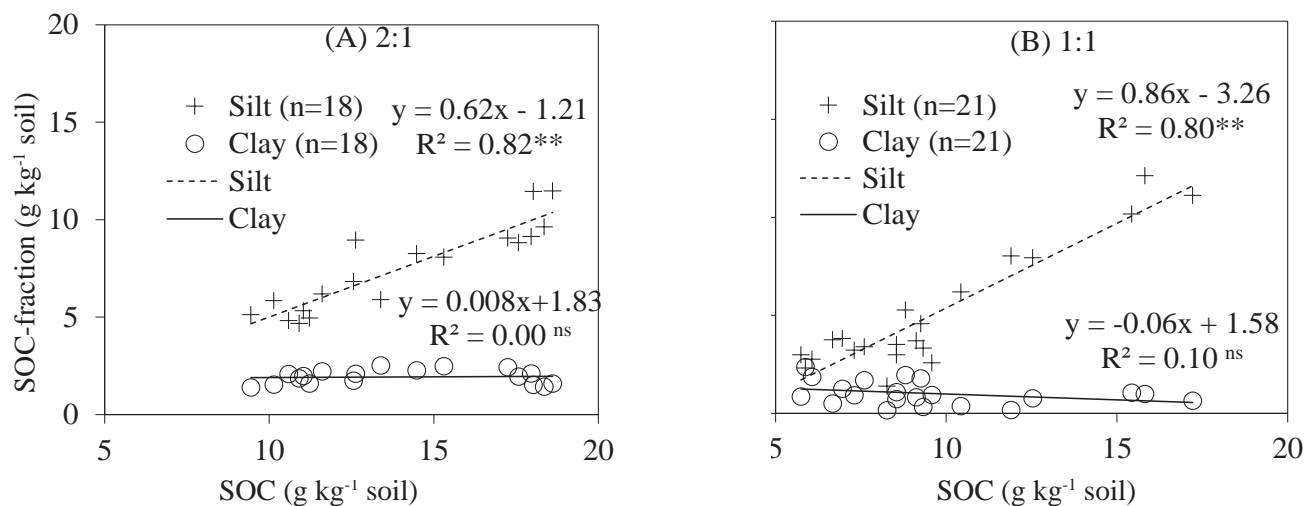
We found a positive and significant ( $P < 0.05$ ) relationship between SOC and the C in the silt fraction in both, 2:1 and 1:1 top Chilean soils (Figure 1). The slope of the linear regression for the silt fraction ranged from 0.62 to 0.86, but there was no relationship for the clay fraction (Figure 1). The same relationship for subtropical soils from Mexico showed similar trends (Figure 2). There was a significant relationship between SOC and C in the silt fraction. Although the values were concentrated at the two extremes, the slope was 0.70, similar to those values found in temperate soils. The clay fraction of Mexican soils exhibited asymptotic behavior.

### DISCUSSION

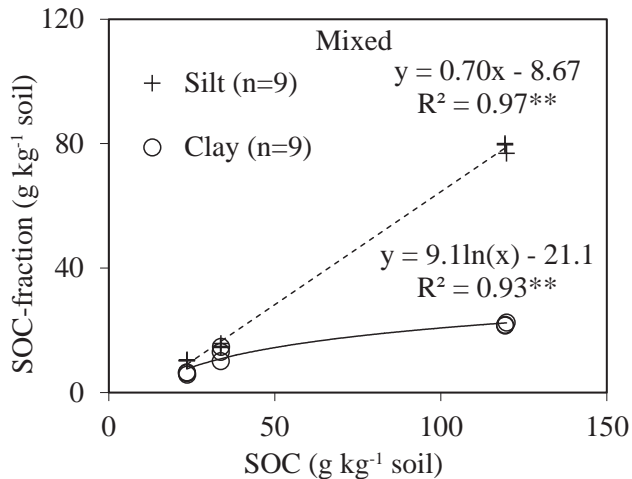
As expected, C in 2:1 soils was higher than that in 1:1 soil, indicating that the nature of clay type plays an

important role in SOC accumulation (Feller and Beare, 1997). Vertisols dominated by smectitic mineral clay have been reported to contain greater amounts of organic matter than soils dominated by kaolinite, feldspars and quartz (Ngole and Ekosse, 2009). However, subtropical Ferrasols, having a mixed clay type, showed higher SOM than temperate soils. This result reflects influence of management practices involving hand tilling and occasional plowing by animal traction with decades of maize and beans cultivation, leading to greater amount of C in subtropical soils (Matus *et al.*, 2011). In contrast, temperate soils have been arable for more than 30 years under conventional tillage with frequent plowing and burning.

In general, silt and clay fractions of subtropical soils exhibited more than 8 and 10 times more soil C than the same fractions of temperate soils. Our primary organo-mineral complexes are defined as the C bound to primary mineral particles, isolated after complete dispersion of soil (data not shown). Chenu and Plante (2006) reported that, in temperate silty soils, clay-



**Figure 1. Relationship between soil organic C (SOC) and the C in the individual particles of silt and clay of temperate cropped soils with maize in Central Chile. \*  $P < 0.05$ , \*\*  $P < 0.01$ .**



**Figure 2.** Relationship between soil organic C (SOC) and the C in the individual particles of silt and clay of subtropical cropped soils with maize in Oaxaca State, Mexico. \*  $P < 0.05$ , \*\*  $P < 0.01$ .

bound SOM was in fact nanometer- to micrometer-sized micro-aggregates in which SOM was encrusted by minerals or coated minerals. In their study, very small micro-aggregates were the major sites of SOM stabilization, both by adsorption and by entrapment of organic matter (Chenu and Plante, 2006). Caner *et al.* (2010) reported that temperate  $< 0.04 \mu\text{m}$  fraction of Neo-Luvisol, rich in smectite, displayed lower SOC than a ferralic Cambisol with kaolinite as the dominant species; however, the  $0.2\text{-}2 \mu\text{m}$  SOC fraction was higher for Neo-Luvisol. These supported the hypothesis that poorly crystallized kaolinite exhibits a large specific surface area allowing greater sorption of C than smectite clay. Thus, the low C in  $< 2 \mu\text{m}$  fraction in temperate soils having 2:1 clay compared to subtropical Ferrasols (mixed clay) can be explained by the stabilization of C within the micro-aggregates (Caner *et al.*, 2010).

### Soil Fraction and C Saturation

Based on the evidence that fine silt and clay fractions can become saturated with SOC, in the present study the approach of Stewart *et al.* (2008) was used to decide in which fractions C accumulation is influenced by saturation. A soil fraction exhibiting linear accumulation is interpreted as not being C saturated, while the opposite is true for asymptotic accumulation (Diekow *et al.*, 2005; Stewart *et al.*, 2008). Although the Mexican soils were located

at the extreme of the curve, the clay fraction reached a plateau along the SOC like temperate soils, while the soil C in the silt fraction increased proportionally, and this was interpreted as not influenced by C saturation. Our analyses are based on the fact that there is a hierarchical saturation level from primary to secondary soil structure (soil aggregates) (Six *et al.*, 2002; Kool *et al.*, 2007). Therefore, we expected clay particles to be saturated before silt particles. In the present study, differences in C in the clay and silt fractions of 1:1 and 2:1 soils suggest that SOC is controlled by organo-mineral interactions because the specific surface area and adsorptive capacity are clearly different among soil minerals (von Lützwow *et al.*, 2006; Wagai *et al.*, 2009). For the subtropical soils examined here, Matus *et al.* (2011) found that silt-associated C, unlike clay-associated C, increased linearly with SOC. This is because the silt-sized class includes a partially reactive C fraction (Diekow *et al.*, 2005; Virto *et al.*, 2008). The silt-sized particle class had a relatively high void volume, where the SOC is located and physically protected (Monreal and Kodama, 1997). Thus, the silt fraction allows a linear C fraction accumulation in similar proportions across the varied soil SOC level.

### CONCLUSIONS

The results of the present study confirm early findings that individual particles such as clay fraction can achieve a maximum C accumulation or saturation. When this maximum is reached, further inputs of new organic matter cannot be physically protected in the clay fraction and organic compounds progressively accumulate in the silt fraction and as uncomplexed free materials, namely particulate (POM) or free organic matter in the sand-sized fraction (Matus *et al.*, 2008). In fact, the silt-sized fraction of Chilean temperate alluvial soils and subtropical Ferrasol from Mexico did not show evidence of C saturation. In contrast, the clay fraction from the two sampled sites exhibited C saturation. On average, the clay fraction of temperate soils was saturated at  $1.9 \pm 0.1 \text{ g C kg}^{-1}$  in 2:1 soils and  $1.0 \pm 0.1 \text{ g C kg}^{-1}$  in 1:1 soils, while in subtropical soils they were saturated at  $13.6 \pm 0.7 \text{ g C kg}^{-1}$ . C accumulation in the silt fraction was explained in terms of partial reactivity and habitat pore space for microbial growth. Thus, the silt fraction allows linear C accumulation in similar proportions across SOC levels.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The authors gratefully acknowledge to FONDECYT project N° 1130193 from CONYCIT for their financial support. We acknowledge Noelia Sepulveda for her dedicated lab support.

## REFERENCES

- Amelung, W. and W. Zech. 1999. Minimisation of organic matter disruption during particle-size fractionation of grassland epipedons. *Geoderma*. 92: 73-85.
- Arrouays, D., W. Deslais, and V. Badeau. 2001. The carbon content of topsoil and its geographical distribution in France. *Soil Use Manage.* 17: 7-11.
- Arrouays, D., N. Saby, C. Walter, B. Lemerrier, and C. Schvartz. 2006. Relationships between particle-size distribution and organic carbon in French arable topsoils. *Soil Use Manage.* 22: 48-51. doi: 10.1111/j.1475-2743.2006.00020.x.
- Baldock, J. A. and J. O. Skjemstad. 2000. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Org. Geochem.* 31: 697-710. doi: org/10.1016/S0146-6380(00)00049-8.
- Besoain M., E., S. González M. y C. Sáez M. 1984. Mineralogía de las arcillas de algunos suelos de la zona central de Chile con exclusión de los suelos de cenizas volcánicas. Origen, alteración y distribución. *Boletín Soc. Chil. Cienc. Suelo*. 4: 31-65.
- Caner, L., F. Hubert, C. Moni, and C. Chenu. 2010. Impact of clay mineralogy on stabilisation of organic matter in the clay fraction of a Neo-Luvisol and a Cambisol. 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World 1 – 6 August 2010. Brisbane, Australia. Published on DVD. <http://www.iuss.org/19th%20WCSS/Symposium/pdf/0537.pdf>. (Consulta: agosto 17, 2015).
- Carter, M. R., D. A. Angers, E. G. Gregorich, and M. A. Bolinder. 2003. Characterizing organic matter retention for surface soils in eastern Canada using density and particle size fractions. *Can. J. Soil Sci.* 83: 11-23. doi: 10.4141/S01-087.
- Chenu, C. and A. F. Plante. 2006. Clay-sized organomineral complexes in a cultivation chronosequence: revisiting the concept of the 'primary órgano-mineral complex'. *Eur. J. Soil Sci.* 57: 596-607. doi: 10.1111/j.1365-2389.2006.00834.x.
- CIREN (Centro de Información de Recursos Naturales). 2001. Estudio agrológico, VI Región. Descripciones de suelo materiales y símbolos. Santiago, Chile.
- Curtin, D., M. H. Beare, and W. Qiu. 2015. Texture effects on carbon stabilisation and storage in New Zealand soils containing predominantly 2:1 clays. *Soil Res.* 54: 30-37. <http://dx.doi.org/10.1071/SR14292>.
- Dalal, R. C. and R. J. Mayer. 1986. Long-term trends in fertility of soils under continuous cultivation and cereal cropping in southern Queensland. II. Total organic carbon and its rate of loss from the soil profile. *Aust. J. Soil Res.* 24: 281-292. doi:10.1071/SR9860281.
- Diekow, J., J. Mielniczuk, H. Knicker, C. Bayer, D. P. Dick, and I. Kögel-Knabner. 2005. Carbon and nitrogen stocks in physical fractions of a subtropical Acrisol as influenced by long-term no-till cropping systems and N fertilisation. *Plant Soil* 268: 319-328. doi: 10.1007/s11104-004-0330-4.
- FAO-ISRIC-ISSS (Food and Agriculture Organization of the United Nations, International Soil Reference and Information Centre, International Society of Soil Science). 1998. World reference base for soil resources. 84 World Soil Resources Reports. FAO. Rome, Italy.
- Feller, C. and M. H. Beare. 1997. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma* 79: 69-116. doi:org/10.1016/S0016-7061(97).
- Feng, W., A. Plante, and J. Six. 2013. Improving estimates of maximal organic carbon stabilization by fine soil particles. *Biogeochemistry* 112: 81-93.
- Franzluebbers, A. J. and M. A. Arshad. 1996. Water-stable aggregation and organic matter in four soils under conventional and zero tillage. *Can. J. Soil Sci.* 76:387-393. doi:10.4141/cjss96-046.
- Freibauer, A., M. D. A. Rounsevell, P. Smith, and J. Verhagen. 2004. Carbon sequestration in the agricultural soils of Europe. *Geoderma* 122: 1-23. doi:10.1016/j.geoderma.2004.01.021.
- Galantini, J. A., N. Senesi, G. Brunetti, and R. Rosell. 2004. Influence of texture on organic matter distribution and quality and nitrogen and sulphur status in semiarid Pampean grassland soils of Argentina. *Geoderma* 123: 143-152. doi:10.1016/j.geoderma.2004.02.008.
- Hajek, E. R. and F. Di Castri. 1975. Bioclimatografía de Chile. Manual de Consulta. Dir. Inv. VRA. Universidad Católica de Chile. Santiago, Chile.
- Hassink, J. 1997. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant Soil* 191: 77-87.
- INE (Instituto Nacional de Estadísticas). 2007. Resultados Censo Agropecuario y Forestal. <http://www.censoagropecuario.cl> (Consulta: agosto 17, 2015).
- Kaiser, M. and A. A. Berhe. 2014. How does sonication affect the mineral and organic constituents of soil aggregates? -A review. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 177: 479-495.
- Konen, M. E., C. L. Burras, and J. A. Sandor. 2003. Organic carbon, texture, and quantitative color measurement relationships for cultivated soils in North Central Iowa. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 1823-1830. doi:10.2136/sssaj2003.1823.
- Kool, D. M., H. Chung, K. R. Tate, D. J. Ross, P. C. Newton, and J. Six. 2007. Hierarchical saturation of soil carbon pools near a natural CO<sub>2</sub> spring. *Glob. Chang. Biol.* 13: 1282-1293.
- Krull, E. S. and J. O. Skjemstad. 2003. δ<sup>13</sup>C and δ<sup>15</sup>N profiles in 14C-dated oxisol and vertisols as a function of soil chemistry and mineralogy. *Geoderma* 112: 1-29. doi: S0016-7061(02)00291-4.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science* 304: 1623-1627. doi: 10.1126/science.1097396.
- Matus, F., C. Christopher, and C. Maire. 2008 Effects of soil texture, carbon input rates, and litter quality on free organic matter and nitrogen mineralization in Chilean rain forest and agricultural soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 39:1-2, 187-201. doi:10.1080/00103620701759137.

- Matus, F., M. Escudey, J. E. Förster, M. Gutiérrez, and A. C. Chang. 2009. Is the Walkley Black method suitable for organic carbon determination in Chilean volcanic soils? *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 40: 1862-1872. doi: 10.1080/00103620902896746.
- Matus, F., C. Hidalgo, C. Monreal, I. Estrada, M. Fuentes, and J. Etchevers. 2011. Land use impacts on physical-based soil organic matter fraction on three hillside Ferrasols in Mexico. *Chil. J. Agr. Res.* 71: 283-292.
- Monreal, C. M. and H. Kodama. 1997. Influence of aggregate architecture and minerals on living habitats and soil organic matter. *Can. J. Soil Sci.* 77: 367-377.
- Müller, T. and H. Höper. 2004. Soil organic matter turnover as a function of the soil clay content: Consequences for model applications. *Soil Biol. Biochem.* 36: 877-888. doi:10.1016/j.soilbio.2003.12.015.
- Ngole, V. M. and G. E. Ekosse. 2009. Physico-chemistry and mineralogy related to productivity of arenosol, luvisol and vertisol. *Iran J. Sci. Technol. A: Sci.* 32(A2): 99-108.
- Oorts, K., B. Vanlauwe, S. Recous, and R. Merckx. 2005. Redistribution of particulate organic matter during ultrasonic dispersion of highly weathered soils. *Eur. J. Soil Sci.* 56: 77-91. doi: 10.1111/j.1351-0754.2004.00654.x.
- Paustian, K., O. Andrés, H. H. Janzen, R. Lal, P. Smith, G. Tian, H. Tiessen, M. Van Noordwijk, and P. L. Woomer. 1997. Agricultural soils as a sink to mitigate CO<sub>2</sub> emissions. *Soil Use Manage.* 13: 230-244. doi: 10.1111/j.1475-2743.1997.tb00594.x.
- Paustian, K., J. Six, E. T. Elliott, and H. W. Hunt. 2000. Management options for reducing CO<sub>2</sub> emissions from agricultural soils. *Biogeochemistry* 48: 147-163. doi: 10.1023/A:1006271331703.
- PMSL (Proyecto Manejo Sustentable de Laderas). 2004. Subproyecto II. Medición de la captura de carbono. *In: Etchevers, J. D.* (ed.). Colegio de Postgraduados, Montecillo, México. [http://www.colpos.mx/proy\\_rel/ladera/SubproyectoB.htm#RES](http://www.colpos.mx/proy_rel/ladera/SubproyectoB.htm#RES).
- Quiroga, A. R., D. E. Buschiazzi, and N. Peinemann. 1996. Soil organic matter particle size fractions in soils of the semiarid Argentinian pampas. *Soil Sci.* 161: 104-108.
- Rühlmann, J. 1999. A new approach to estimating the pool of stable organic matter in soil using data from long-term field experiments. *Plant Soil* 213: 149-160. doi:10.1023/A:1004552016182.
- Sanchez, P. and T. J. Logan. 1992. Myths and science about the chemistry and fertility of soils in the tropics. pp. 35-46. *In: R. Lal and P. A. Sanchez* (eds.). *Myths and science of soils of the tropics*. SSSA Special Publication 29, SSSA, Madison, WI, USA.
- Santibañez, F. y J. M. Uribe. 1993. Atlas agroclimático de Chile: Regiones VI y VII. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Laboratorio de Agroclimatología. Santiago, Chile.
- Scott, N., C. Vernon Cole, E. T. Elliott, and S. A. Huffman. 1996. Soil textural control on decomposition and soil organic matter dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 1102-1109. doi:10.2136/sssaj1996.03615995006000040020x.
- Six, J., R. T. Conant, E. A. Paul, and K. Paustian. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C – saturation of soils. *Plant and Soil* 241: 155-176. doi: 10.1023/A:1016125726789.
- Smith, P. 2004. Carbon sequestration in croplands: The potential in Europe and the global context. *Eur. J. Agron.* 20: 229-236. doi:org/10.1016/j.eja.2003.08.002.
- Soil Survey Staff. 1999. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agriculture Handbook 436. US Government Printing Office. Washington, DC, USA.
- Sollins, P., P. Homann, and B. A. Caldwell. 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: Mechanisms and controls. *Geoderma* 74: 65-105. doi: org/10.1016/S0016-7061(96)00036-5.
- Stewart, C., K. Paustian, R. Conant, A. Plante, and J. Six. 2008. Soil carbon saturation: Evaluation and corroboration by long-term incubations. *Soil Biol. Biochem.* 40: 1741-1750. doi: doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.02.014.
- Virto, I., P. Barré, and C. Chenu. 2008. Microaggregation and organic matter storage at the silt-size scale. *Geoderma*, 146: 326-335.
- von Lütow, M., I. Kögel-Knabner, K. Ekschmit, E. Matzner, G. Guggenberger, B. Marschner, and H. Flessa. 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions-a review. *Eur. J. Soil Sci.* 57: 426-445. doi: 10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x.
- Wagai, R., L. M. Mayer, and K. Kitayama. 2009. Extent and nature of organic coverage of soil mineral surfaces assessed by a gas sorption approach. *Geoderma* 149: 152-160. doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.11.032.
- Wattel-Koekkoek, E., P. Buurman, J. van der Plicht, E. Wattel, and N. van Breemen. 2003. Mean residence time of soil organic matter associated with kaolinite and smectite. *Eur. J. Soil Sci.* 54: 269-278. doi: 10.1046/j.1365-2389.2003.00512.x.
- Webster, R. and M. A. Oliver. 2001. *Geostatistics for Environmental Scientists*. J. Wiley and Sons, England.
- Webster, R. 2007. Analysis of variance, inference, multiple comparisons and sampling effects in soil research. *Eur. J. Soil Sci.* 58: 74-82. doi: 10.1111/j.1365-2389.2006.00801.x.

# Modelación simple y operativa de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en los suelos

## Simple and operational modeling of organic carbon in physical fractions in soils

Fernando Paz<sup>1‡</sup>, Sara Covaleda<sup>2</sup>, Claudia Hidalgo<sup>3</sup>, Jorge Etchevers<sup>3</sup> y Francisco Matus<sup>4</sup>

<sup>1</sup> GRENASER, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Montecillo, Estado de México, México.

<sup>‡</sup> Autor responsable (ferpazpel@gmail.com)

<sup>2</sup> Kibeltik Clima y Medio Ambiente A.C. Calle Tlaxcala 48, Barrio Tlaxcala, San Cristóbal de las Casas, Chiapas, México.

<sup>3</sup> Laboratorio de Fertilidad, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Montecillo, Estado de México, México.

<sup>4</sup> Departamento de Ciencias Químicas y Recursos Naturales, Universidad de la Frontera. Avda. Francisco Salazar 01145 Temuco, Chile.

---

### RESUMEN

Las emisiones de gases efecto invernadero asociadas al carbono orgánico del suelo (COS) son importantes para estudiar cambios en los ecosistemas terrestres. Hay modelos simples que, ofrecen la oportunidad de analizar la dinámica de las alteraciones provocadas por los cambios en el uso de suelo, la vegetación y las prácticas de manejo. En México se dispone de información del COS total y la textura del suelo. En el presente trabajo se analizan diferentes esquemas para parametrizar el modelo COLPOS, el cual se desarrolló para caracterizar la distribución del COS en fracciones físicas del suelo. El modelo considera el COS de diferentes almacenes: materia orgánica particulada (MOP, materia orgánica lábil) y complejos organominerales (MO + arena-limo-arcilla). El carbono orgánico inerte (COI), con tiempos medios de residencia de cientos a miles de años, y el tamaño de partícula asociado, permiten precisar los parámetros del modelo COLPOS y determinar las pérdidas potenciales de carbono orgánico del suelo. La validación de los métodos de parametrización del modelo COLPOS permite su implementación operativa empleando solamente la información disponible en México (COS y textura del suelo). La parametrización se desarrolló con base en los datos de experimentos de distribución del carbono asociadas al fraccionamiento físico de los suelos, después de la aplicación de dispersión ultrasónica para lograr fraccionamientos completos.

**Palabras clave:** modelo COLPOS; complejos organominerales; fraccionamiento físico; tamaño de partículas; materia orgánica particulada.

### SUMMARY

Greenhouse gases emissions related to soil organic carbon (SOC) are important in the study of changes in the terrestrial ecosystems. Simple operative models offer the opportunity to analyze the dynamics of alterations induced by land use change, vegetation and management practices. There are a reasonable number of studies reporting soil texture and SOC in Mexico that can be used to operate these simple models. The present study shows various alternatives for establishing parameters of the COLPOS model. This model was constructed to characterize the distribution of SOC in the physical fractions of the soil. The COLPOS model considers SOC in different soil pools: particulate organic matter (POM, labile organic matter) and organomineral complexes (organic matter + sand-silt-clay). Inert organic carbon (IOC), with mean residence times from hundreds to thousands of years and associated particle size, allow precise definition of the COLPOS model parameters and determination of potential SOC losses. Definition of these two parameters allows implementing the COLPOS model using only information on SOC and soil texture available in Mexico. The present approach to determine COLPOS model parameters was implemented from data obtained during physical soil fractionation after ultrasonic dispersion to ensure complete fractionation of soil.

**Index words:** COLPOS model; organomineral complexes; physical fractionation; particle size; particulate organic matter.

---

#### Como citar este artículo:

Paz, F., S. Covaleda, C. Hidalgo, J. Etchevers y F. Matus. 2016. Modelación simple y operativa de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en los suelos. *Terra Latinoamericana* 34: 321-337.

---

Recibido: septiembre de 2015. Aceptado: enero de 2016.

Publicado en *Terra Latinoamericana* 34: 321-337.

## INTRODUCCIÓN

En términos globales, el almacén de carbono (C) total del suelo es almacén, es cuatro veces mayor que el almacén biótico (árboles, arbustos, etc.) y, alrededor de tres veces más que el almacén atmosférico (Lal, 2004). Estas cifras ponen en perspectiva la importancia del carbono orgánico del suelo (COS). El análisis y síntesis de la distribución del COS en los suelos de México, mediante el uso de bases de datos históricas, plantean retos importantes en los ejercicios orientados a su modelación (Paz *et al.*, 2014), ya que sólo se cuenta con valores asociados al carbono orgánico total y la textura del suelo. Si bien, los inventarios nacionales de gases efecto invernadero (GEI) muestran que alrededor de un tercio de las emisiones provienen de los suelos minerales (de Jong *et al.*, 2010), en inventarios estatales alcanza valores de la mitad de las emisiones (de Jong *et al.*, 2010<sup>1</sup>), aunque las incertidumbres de estas emisiones son altas (de Jong *et al.*, 2010). La información disponible hace muy difícil realizar mejores aproximaciones a las definidas en el nivel 2 (*tier* en inglés) del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) de las Naciones Unidas (IPCC, 2006).

El secuestro de C en los suelos puede ser resultado, principalmente de: el incremento en las tasas de entrada de materia orgánica (MO), el decremento en las tasas de descomposición de la MO, la reducción de las tasas de pérdida de C por respiración del suelo, la translocación de la MO hasta profundidades mayores a los 10 cm y la mejora de la protección física o química de los suelos (Lal, 2004).

Para considerar el potencial de captura de C de los suelos (Lal, 2004) es importante establecer sus límites, especialmente si se considera la existencia de una capacidad, aparentemente finita, de los suelos para almacenar C orgánico (Gulde *et al.*, 2008; Stewart *et al.*, 2008). Carter *et al.* (2003) encontraron que en suelos ricos en MO y cercanos a su capacidad de saturación, definida ésta por su contenido de arcilla y limo, el carbono se acumula solo en la fracción de MOP. El conocimiento de la capacidad límite, si existe, de almacenamiento de COS permite definir el potencial de ganancias en el suelo. En el otro extremo de los límites del suelo para almacenar carbono orgánico, el carbono orgánico inerte (COI) define el límite de pérdida de COS asociado a prácticas de intervención

por actividades humanas. El conocimiento de la fracción de COS disponible (la diferencia entre el COS total y el inerte) en un uso del suelo y vegetación (USV) dados (INEGI, 1997), con sus prácticas de manejo, permite definir el potencial de pérdidas en el suelo.

Los modelos de la dinámica del C del suelo permiten explicar los cambios del COS y se pueden usar en términos predictivos cuando se comprenden los procesos que se asocian a los cambios de USV y esquemas de manejo, entre otros (Lal, 2009). A este respecto, una aproximación que se usa frecuentemente, es una síntesis hecha por el IPCC, que deriva de bases de datos de múltiples experimentos internacionales. En ésta, es común el uso de factores de cambio de almacenes de C (Ogle *et al.*, 2005) y, aunque éstos generan resultados comparables con otros modelos de la dinámica del COS (González *et al.*, 2010), se critican por no considerar en forma explícita la transición a estados no permanentes de éste (Sanderman y Baldock, 2010).

La mayoría de los modelos de la dinámica del C orgánico en los suelos supone un incremento lineal de este elemento, al incrementarse sus entradas (Paustian *et al.*, 1997). Estos modelos dependen de la tasa de descomposición y asimilación de carbono en el sistema suelo. En algunas situaciones, los incrementos de ingresos de C no se manifiestan por aumentos del COS, especialmente en suelos ricos en C (Paustian *et al.*, 1997). Los modelos como el RothC (Coleman y Jenkinson, 1996), SOCRATES (Grace *et al.*, 2006) y Century (Parton *et al.*, 1988), usan ecuaciones cinéticas de primer orden y almacenes virtuales para caracterizar el COS que se asocia a cambios de USV y esquemas de manejo. Aunque el RothC y SOCRATES se consideran como modelos con pocas necesidades de parametrización con datos, sus requerimientos de iniciación y caracterización de cambios en el pasado complican sus aplicaciones.

Elliot y Paustian (1996) describieron un esquema para aislar almacenes significativos para su modelación a través de mediciones analíticas, lo que permite modelar lo cuantificable, a diferencia de los almacenes que se usan en los modelos actuales, que se consideran virtuales y difíciles de parametrizar con técnicas de laboratorio. Aunque se han hecho numerosos intentos para asociar los almacenes virtuales a los físicos (Buyanovsky *et al.*, 1994; Balesdent, 1996; Zimmermann *et al.*, 2007), éstos han sido relativamente

<sup>1</sup> de Jong, B. H. J., F. Rojas, M. Olgún, V. Maldonado, V. de la Cruz, F. Paz, S. Covaleda, G. Jiménez, A. Flores, E. Marinidou y M. A. Castillo. 2010. Establecimiento de una línea base de las emisiones actuales y futuras de gases de efecto invernadero provenientes de agricultura, silvicultura y otros usos del suelo. Informe final de consultoría para Conservación Internacional México A.C. México, D. F.

poco exitosos. Dichos trabajos tratan de relacionar los almacenes virtuales, cinéticamente definidos, con fracciones físicas o químicas del carbono orgánico del suelo. En particular, el fraccionamiento físico del suelo en materia orgánica particulada (MOP), complejos organominerales primarios (arcilla, limo y arena) y complejos organominerales secundarios (micro-agregados y macro-agregados, entre otros) ha sido la base de estos esfuerzos de asociar cinéticas de descomposición/asimilación a las fracciones físicas del suelo (Christensen, 2001),

En este trabajo se plantea un procedimiento para parametrizar el modelo de cinética lineal simple de Paz *et al.* (2012a, 2013 y 2014) únicamente con el uso de información del COS total, dato disponible en forma espacialmente exhaustiva en México (Etchevers, 2013). El modelo de Paz y colaboradores se renombra en este trabajo como COLPOS (Carbono y otros elementos: componentes Organomineral, Lábil-Particulado y de Orden inerte de los Suelos).

### Modelo Simplificado de Cinética Lineal

Los desarrollos que se presentan en esta sección son con base en Paz *et al.* (2012a, 2013 y 2014), para el caso de complejos organominerales primarios (arena, limo y arcilla), que se obtienen después de la dispersión completa del suelo (Christensen, 2001; Chenu y Plante, 2006). Estas partículas se pueden considerar, de manera más precisa, como almacenes virtuales, debido a que las arcillas son realmente microagregados donde está secuestrada la materia orgánica, ya sea incrustada en los minerales o, en forma de recubrimientos en los mismos (Chenu y Plante, 2006). Al usar modelos de cinética lineal entre fracciones del carbono en los suelos, Stewart *et al.* (2008) plantean una relación entre el carbono de una fracción física del suelo ( $C_f$ ) y el C total ( $C_t$ ), ambos expresados en kilos de C por kilo de suelo:

$$\omega_f = \frac{C_f}{C_t} \quad (1)$$

La relación (1), en cinéticas lineales, implica que la concentración de C en cualquier fracción (en términos acumulados) es función lineal de la concentración total y depende de la proporción de C de ingreso en cada fracción y sus tasas de descomposición (Stewart *et al.*, 2008).

El modelo COLPOS de la distribución del C por fracciones físicas T (tamaño de las partículas), con base en balances de masa de la cinética lineal, plantea la siguiente relación para la distribución de las partículas organominerales:

$$C_f = C_t - q \left( \frac{1}{T_f} \right) \\ q = C_t (1 - \omega_m) T_m \quad (2)$$

donde:  $T_f$  es el tamaño de las partículas asociado a la fracción  $f$  del suelo;  $\omega_m$  es la fracción de carbono asociada al tamaño mínimo; ( $T_m$ ) de las partículas que se considere; el valor de  $C_t$  se refiere al C total del suelo con referencia a un tamaño máximo de partículas  $T_t$  (normalmente  $T_t = 2000$  micras,  $1/T_t = 0.0005$ ). En lo siguiente, para considerar el tamaño de la fracción gruesa del suelo como límite, a los valores de  $1/T_f$  se les restará ( $1/2000$ ), de tal manera que el  $C_f$  tiene asociada  $1/T_t = 0$ .

Con base en lo anterior, la relación (2) se puede reescribir como:

$$\omega_f = 1 - (1 - \omega_m) \left( \frac{T_m}{T_f} \right) \quad (3)$$

### Fraccionamiento Físico de los Suelos

El modelo de la distribución del carbono orgánico que se presenta para los complejos organominerales, en las fracciones físicas, considera la dispersión completa del suelo y ausencia de contaminación debida al uso del ultrasonido. La dispersión del suelo en partículas primarias organominerales y de MOP, mediante ultrasonido, se ha usado ampliamente para el fraccionamiento físico del carbono en los suelos (North, 1976; Christensen, 1992). Cabe señalar que, aun cuando los métodos de disrupción del suelo con energía ultrasónica permiten lograr un buen nivel de dispersión, sin la introducción de elementos químicos o de cambio de las condiciones (p. ej.: pH) del medio (Christensen, 1992), el fraccionamiento de C de las fracciones físicas de los suelos depende del tipo de tratamiento que se utiliza en las muestras de suelos (Oorts *et al.*, 2005), por lo que es necesario definir un criterio objetivo para determinar cuándo el fraccionamiento es mínimamente producto de la energía de dispersión y no presenta



contaminación entre fracciones. El uso de un nivel bajo de energía de dispersión puede provocar la dispersión incompleta del suelo y, en el otro extremo, un nivel alto puede producir la abrasión de los complejos primarios organominerales (Christensen, 1992).

Uno de los problemas de la dispersión del carbono orgánico total en fracciones organominerales y particuladas, es la contaminación de las fracciones menores por efecto de productos de la abrasión, carbonato de calcio impropriadamente removido o moléculas orgánicas de tamaño similar (Baldock y Skjemstad, 2000; Balesdent *et al.*, 1998). En el caso de la fracción arcilla, la inclusión de la materia orgánica particulada y de partículas de limo y microagregados, puede ser importante (Chenu y Plante, 2006) y ocasionar patrones erráticos en el modelo propuesto. La combinación de fracciones organominerales y particuladas (suelo mineral y no mineral, respectivamente) presenta tasas de descomposición que dependen de condiciones locales como la incorporación de residuos vegetales o animales que se convierten en MOP (Christensen, 1996), por lo que resulta más complejo caracterizarlas.

El efecto de las energías de dispersión fueron analizadas por Paz *et al.* (2012b) e Hidalgo *et al.* (2013) en el modelo de cinética lineal COLPOS y definieron criterios para considerar cuando la dispersión del suelo está completa. Una discusión detallada de protocolos y metodologías para definir las energías de dispersión, así como los problemas de contaminación entre fracciones, se presenta en Báez *et al.* (2011).

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Fraccionamiento Físico del Carbono Orgánico en Suelos Mexicanos

Los trabajos sobre fraccionamiento físico de la distribución de COS en suelos mexicanos, son escasos, por lo que sólo se describen brevemente los procedimientos de laboratorio de dos grupos de muestreos y análisis publicados en la literatura.

### Suelos de Cultivos Agrícolas y Sitios Pareados de Bosques-Cultivos

La técnica de análisis de laboratorio que se utilizó fue la de Balesdent *et al.* (1991). El suelo se separó primero en dos fracciones: 2000-250  $\mu\text{m}$  y < 250  $\mu\text{m}$ . La primera estuvo constituida por la MOP y por arena

gruesa y, la segunda, por arena fina, limo y arcilla. Se colocaron 50 g de suelo seco al aire y tamizado en abertura de malla de 2 mm en vasos de acero inoxidable de 500 ml; se les agregó 180 ml de agua destilada y se dejaron reposar durante 24 h a temperatura ambiente. A cada vaso se adicionaron 10 esferas de vidrio de 5 mm de diámetro y se colocaron en un agitador de vaivén de acción recíproca regulado a 60 ciclos  $\text{min}^{-1}$  por 16 h; la separación se hizo por tamizado en húmedo a través de una malla de 250  $\mu\text{m}$ . Las fracciones se secaron en vasos de vidrio de 600 ml en estufa a 60 °C de 7 a 10 días. La fracción <250  $\mu\text{m}$  se disgregó en un mortero de ágata, se tomó una muestra de 10 g y se colocó en un vaso de precipitado de 250 ml. Se adicionaron 100 ml de agua destilada y la muestra se dejó saturar por 12 h a temperatura ambiente. La suspensión en agua se sometió a cinco niveles de energía con una sonda de ultrasonido: 0, 228, 455, 910 y 1365  $\text{J ml}^{-1}$ , energías que se alcanzaron al hacerla funcionar por 0, 10, 20, 40 y 60 min, respectivamente. Las muestras sonificadas se colocaron en columnas de vidrio y las partículas de limo (50 a 2  $\mu\text{m}$ ) y arcilla (< 2  $\mu\text{m}$ ) se separaron por medio de un sifón, después de un tiempo determinado de agitación y reposo, acorde con la Ley de Stokes. Las fracciones recolectadas después de cada proceso de agitación se pusieron en vasos de precipitado de 600 ml y se secaron en estufa a 60 °C. Las muestras secas se homogenizaron y se disgregaron en un mortero de ágata. Las partículas más gruesas correspondientes a las arenas finas (250 a 50  $\mu\text{m}$ ) se recolectaron después de separar completamente las partículas más finas. La concentración de C en cada fracción de tamaño se determinó con un analizador automatizado para carbono total TOC-5050A Shimadzu.

La descripción de los sitios y métodos que se usaron en este grupo de experimentos se describe en Matus *et al.* (2011) y Báez *et al.* (2011). En el Cuadro 1 se presentan las características de los sitios y suelos que se usaron (segunda mitad inferior del cuadro).

### Suelos de Cultivos Agrícolas y Toposecuencia de Degradación Forestal

El COS se determinó por combustión seca en un analizador LECO. Para el fraccionamiento físico por tamaño de partícula, el equipo de ultrasonido que se utilizó fue un Vibracell<sup>MR</sup> (Sonics & Materials Inc., USA) con una potencia máxima de 600 W y una sonda de 13 mm de diámetro. Previo a su uso, el equipo se

**Cuadro 1. Sitios y suelos de fraccionamientos físicos del carbono orgánico en México.**

Tipo de vegetación / uso del suelo	Tratamiento / Condición	Ubicación	Altitud	Posición en paisaje	Pp	T	Textura	Tipo de suelo
			m		mm	°C		
Pastizal (vegetación secundaria)	Ninguno		2615	Cumbre			Franco arcillo limosa	Andosol
Bosque Pino-Encino conservado	Ninguno		2472	Ladera			Franco arcillo limosa y franco limosa	Andosol
Bosque Pino-Encino degradado	Ninguno		2435	Ladera			Franco arcillo limosa	Andosol
Bosque Pino-Encino con extracción de leña	Ninguno		2415	Ladera			Arcillo limosa	Cambisol
Bosque Pino-Encino degradado	Ninguno		2400	Ladera	884	16.8	Franco arcillo limosa y arcillo limosa	Cambisol
Cultivo	Recién abandonado	Cuenca de Cuitzeo, Michoacán, México	2360	Piedemonte			Franco arcillosa y franco arcillo limosa	Andosol
Bosque Pino-Encino degradado	Ninguno		2355	Piedemonte			Arcillo limosa	Andosol
Bosque Pino-Encino degradado	Ninguno		2300	Piedemonte			Franco arcillo limosa	Acrisol
Cultivo	Tradicional, muestreado en 2000		2281	Valle			Arcillosa	Acrisol
Cultivo	Tradicional, muestreado en 2002		2281	Valle	800	14	Arcillosa	Acrisol
Sin uso (sin vegetación aparente)	Ninguno		2281	Valle			Arcillosa	Acrisol
Pastizal	Ninguno		2290	Valle			Arcillosa	Acrisol
Cultivo	Tradicional de maíz y frijol, con menos de 30 años de establecimiento	Región Cuicateca, Oaxaca, México	2180	Ladera	700	19	Franca	Ferrasol
Bosque de Encino	Con 40 años de existencia						Franca	
Cultivo	Tradicional de maíz y frijol, con 60 años de establecimiento	Región Mazateca, Oaxaca, México	1689	Ladera	2000	22	Franco arcillo limosa	Ferrasol
Bosque de Liquidámbar	Con 40 años de existencia						Franco limosa	
Cultivo	Tradicional de maíz y frijol, 9 60 años de establecimiento	Región Mixe, Oaxaca, México	1422	Ladera	1500	22	Franco limosa	Ferrasol
Bosque de Pino	Con 40 años de existencia						Franca	
Cultivo	Tradicional, con 15 años de establecimiento	Tlalpan, Tlaxcala, México	2600	Valle	543	14	Franca	Tepetate
Cultivo	Tradicional Orgánico						Arcillosa	Acrisol
Cultivo	Tradicional Orgánico	Cuenca de Coixtlahuacán, Michoacán, México	2280	Valle	900	13.8	Franco limosa	Andosol

Pp = precipitación; T = temperatura.

calibró por el método calorimétrico (Roscoe *et al.*, 2000; Oorts *et al.*, 2005). Para el fraccionamiento físico, de cada muestra se pesaron 20 g de suelo seco equivalente, que se tamizaron a malla 2 mm y se transfirieron a un vaso de precipitados de 150 ml. En seguida, se añadieron 100 ml de agua destilada (relación suelo: suspensión 1:5) y se introdujo la sonda de 20 mm dentro de la suspensión. Para determinar la cantidad mínima de energía necesaria para dispersar las muestras completamente, se hicieron pruebas con los tres tipos de suelos, aplicando cantidades crecientes de energía a las muestras. Tras este proceso se decidió aplicar  $244 \text{ J ml}^{-1}$  a las muestras de Andosoles y Cambisoles y  $354 \text{ J ml}^{-1}$  a las muestras de Acrisoles. Una vez zonificadas las muestras con la energía necesaria para su dispersión completa, se procedió a la separación de las fracciones. En primer lugar, se separaron las fracciones arena gruesa (2000-200  $\mu\text{m}$ ) y arena fina (200-50  $\mu\text{m}$ ) mediante tamizado en húmedo. En cada una de estas fracciones, además, se separó la fracción mineral de la MOP mediante un proceso de flotación-decantación en agua. El resto de la suspensión se sometió a centrifugación para conseguir la separación de las fracciones limo (50-2  $\mu\text{m}$ ) y arcilla (< 2  $\mu\text{m}$ ). Una vez separadas las fracciones se transfirieron a botes para su secado en estufa. Tras el fraccionamiento, las muestras de suelo quedaron divididas en las siguientes fracciones: arcilla, limo, arena fina, arena gruesa, MOP tamaño arena fina y arena gruesa.

La descripción de los sitios y métodos que se usaron en este grupo de experimentos se describe en Covaleda *et al.* (2006 y 2011).

Las características de los sitios y suelos que se consideraron se presentan en la mitad superior del Cuadro 1.

### Datos Complementarios de Experimentos en México

El uso de fraccionamientos físicos parciales, sin zonificación, de los suelos en México, puede utilizarse para complementar los fraccionamientos con energías ultrasónicas de dispersión.

En el caso de suelos mexicanos, se analizaron dos experimentos: bosques de pino-encino localizados en Ixtlán de Juárez, Oaxaca, México, en suelos Acrisoles, con diferentes grados de recuperación después de la extracción maderable y en dos regiones climáticas: seca y húmeda (Saynes *et al.*, 2012) y tres sitios en Yucatán, México, en suelos Leptosoles, de bosques

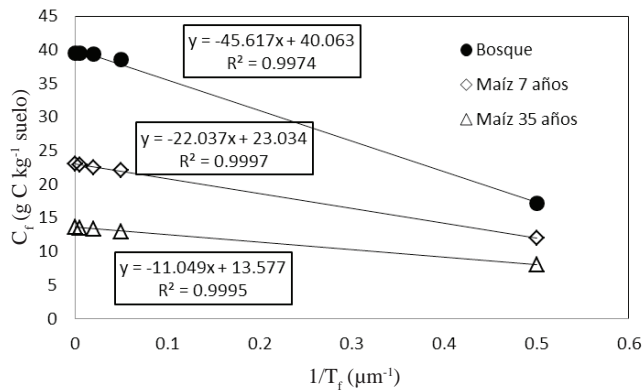
tropicales caducifolios, distribuidos en tres regiones climáticas: seca, transicional y húmeda (Cuevas *et al.*, 2013a). La toma de muestras por sitio y región climática, se realizó en la época de sequía y lluvias de los años de medición.

El protocolo de análisis que se utilizó en las separaciones (Cuevas *et al.*, 2013b), fue el fraccionamiento secuencial de Meijboom *et al.* (1995), el cual consta de tres fases: separación por tamaño de partícula, suspensión en agua y separación por densidades. Brevemente, el método consiste de los siguientes pasos: las muestras colectadas frescas se mezclan y se remueve las fracciones mayores con una malla de 8 mm. Se toma una muestra de suelo (100 g) de la fracción que pasa la malla y se separa por tamizado en húmedo en mallas de 2000 y 150  $\mu\text{m}$ . Esta separación en las fracciones 2000-150  $\mu\text{m}$  y < 150  $\mu\text{m}$ , permite obtener una fracción no pesada y una pesada, respectivamente. El material retenido en cada malla se suspende en agua y el material orgánico flotante se separa por decantación. El material orgánico recuperado se fracciona con *ludox* (líquido denso formado por una dispersión coloidal acuosa de cristales de silicio), fracción 2000-150  $\mu\text{m}$  (no pesada): fracción ligera (flota a  $1.13 \text{ g cm}^{-3}$ ), fracción intermedia (flota entre  $1.13$  y  $1.3 \text{ g cm}^{-3}$ ) y fracción pesada (flota a  $> 1.37 \text{ g cm}^{-3}$ ).

La fracción que pasa la malla 150  $\mu\text{m}$  puede considerarse como una aproximación al  $C_f$  (total) de ese tamaño de partícula y difiere de los fraccionamientos físicos discutidos previamente, al no utilizar métodos adicionales (p. ej.: ultrasonido) de separación de MOP.

### Patrones del Modelo de Cinética Lineal

Para el modelo COLPOS, la relación implica un equilibrio meta-estable entre las tasas de descomposición, transferencia y asimilación, las cuales varían de acuerdo con los ingresos de C (evaluado indirectamente como C orgánico total, solo el organomineral). Esto es más claro si se analiza la cronosecuencia de bosque a maíz descrita en Balesdent *et al.* (1998), Figura 1. Esta figura muestra la distribución del COS en función de los tamaños de las fracciones físicas de los suelos. Al perder C el suelo (bosque a cultivo), la pendiente del modelo se modifica en forme coherente y se mantienen las proporciones constantes (Paz *et al.*, 2012a, 2013 y 2014). Así,

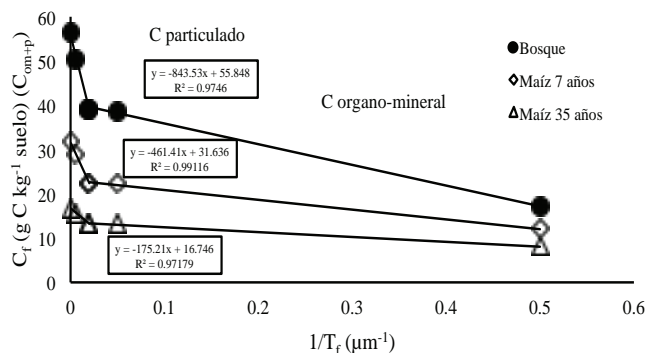


**Figura 1.** Modelos de distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en una cronosecuencia de bosque-cultivo de maíz, caso de solo carbono organomineral.

con solo el conocimiento del carbono total y el de la fracción mínima (medido o inferido), es posible modelar en forma completa la distribución del carbono para cualquier fracción física.

La existencia de dos cinéticas en el carbono orgánico del suelo (organomineral primario y particulado), puede visualizarse fácilmente si se realiza un análisis similar al de la Figura 1, pero ahora al considerar el carbono orgánico total e incluir la MOP. La Figura 2 muestra esta condición, en donde se observa que el carbono de la fracción inferior a la arcilla + limo no varía al considerar o no a la MOP, ya que esta fracción supuestamente no la contiene.

De acuerdo con el patrón lineal de la Figura 1, es necesario conocer dos puntos (tamaño de partícula y carbono) para caracterizar la línea recta, si se parte de que solo se conocen el C<sub>t</sub> y el C<sub>min</sub> (no particulado) total. Algo similar sucede con la Figura 2, en donde con el conocimiento del C total, es necesario conocer el C de la fracción limo + arcilla (C<sub>arc+limo</sub>) para caracterizar



**Figura 2.** Modelos de distribución de carbono orgánico por fracciones físicas en una cronosecuencia de bosque-cultivo de maíz, caso de carbono organomineral y particulado.

el patrón de la MOP. Con el conocimiento del C<sub>arc+limo</sub>, es necesario conocer el C de alguna fracción menor o mayor a la de arcilla-limo (T < 50 o T > 50 micras) para caracterizar este patrón.

## Relaciones Generales para Simplificar la Modelación

### Carbono Orgánico Inerte (COI)

En el modelo RothC (Coleman y Jenkinson, 1996), uno de sus reservorios más críticos es el COI que tiene tiempos medios de residencia mayores de 50 000 años en este modelo. Este modelo aproxima el COI usando una relación derivada por Fallon *et al.* (1998):

$$COI = 0.049C_t^{1.139} \quad (4)$$

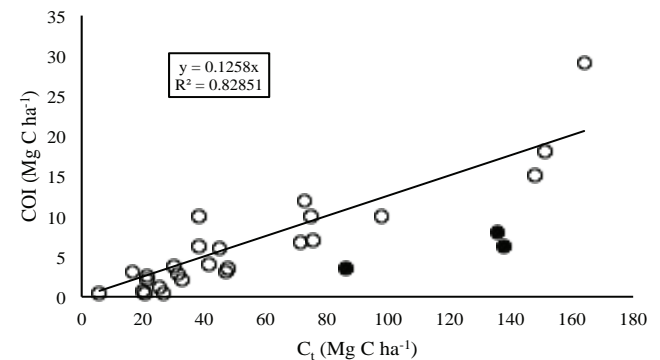
con R<sup>2</sup> = 0.6472.

La relación (4) ha sido reevaluada para definir intervalos de confianza que permiten caracterizar de mejor forma la incertidumbre de esta aproximación (Fallon *et al.*, 2000).

La relación (4) se puede representar de acuerdo con el modelo desarrollado como:

$$COI = \omega_{COI} C_t \quad (5)$$

Al usar los datos originales de Fallon *et al.* (1998) y, con una regresión lineal simple forzada al origen, se obtiene  $\omega_{COI} = 0.1053$  (R<sup>2</sup> = 0.6559). Si se eliminan dos datos inconsistentes, entonces se obtiene  $\omega_{COI} = 0.117$  (R<sup>2</sup> = 0.7614). Finalmente, si se elimina un dato inconsistente adicional se obtiene  $\omega_{COI} = 0.126$  (R<sup>2</sup> = 0.8285). La Figura 3 muestra el ajuste de esta última



**Figura 3.** Modelo del carbono orgánico inerte (COI) al usar los datos de Fallon *et al.* (1998), al eliminar tres datos inconsistentes (círculos rellenos).

relación, con los datos eliminados. La eliminación de datos se fundamenta en la hipótesis de la ecuación (1), donde se espera una relación lineal. El ejercicio no tiene mayor trascendencia que analizar si el patrón es general, tal como se discute más adelante.

De acuerdo con la Figura 1 y, si se supone como conocido el  $C_{\min}$ , Paz *et al.* (2013) parametrizaron el modelo con  $\omega_m = \omega_{\text{COI}} = 0.117$  y  $T_m = T_{\text{COI}} = 1.913 \mu\text{m}$ , en donde para valores de energías altas de dispersión, los ajustes experimentales resultaron aceptables. Por otro lado, al considerar fija  $\omega_m = \omega_{\text{COI}} = 0.117$ , Hidalgo *et al.* (2013) estimaron el tamaño de partícula que se asocia de acuerdo con la relación (3), mediante un proceso de minimización del error cuadrático de estimación, con la función Solver<sup>MR</sup> de Excel<sup>MR</sup>.

El esquema de parametrización del modelo con  $\omega_{\text{COI}}$  y  $T_{\text{COI}}$  permitió obtener aproximaciones aceptables para tamaños de partículas  $T > 2$  micras y mayor variabilidad en la fracción arcilla. Esta situación se puede explicar, en parte, por los problemas de contaminación de las fracciones más pequeñas en el proceso de zonificación.

### Relación Carbono Orgánico Total y el de la Fracción Arcilla + Limo

Adicionalmente al uso del COI, se pueden establecer relaciones entre el C de la fracción arcilla + limo ( $C_{\text{arc+lim}}$ ) con el C total ( $C_t$ ), para definir la posición de la unión del patrón particulado y el organomineral que se muestra en la Figura 2. Bajo diferentes argumentos, se espera que esta relación sea estable para diferentes tipos de suelos, diferentes climas, diferentes usos del suelo, diferentes prácticas de manejo y diferentes mineralogías de los suelos.

### Relación Carbono Orgánico Total y el Organomineral Total

En forma similar al caso del carbono de la fracción arcilla+limo, de la Figura 1, se espera que exista una relación estable entre  $C_{\min}$  y  $C_t$ . Adicionalmente, se espera una relación definida entre  $C_{\text{arc+lim}}$  y  $C_{\min}$ .

### Relaciones entre el Carbono Orgánico Total y Fracciones del Particulado Total

De la Figura 2 se espera que existan relaciones entre las fracciones del carbono orgánico particulado total y  $C_t$ , como derivada de las relaciones para la Figura 1.

### Estimación Directa del Carbono Orgánico Inerte y su Tamaño de Partícula Asociado

Dados dos (o más) usos del suelo provenientes de un tipo de vegetación (p. ej.: bosques), se pueden estimar directamente el COI y  $T_{\text{COI}}$ . Si se parte de que un conjunto de rectas con un punto de intersección común, sus parámetros (constante aditiva y multiplicativa) generan una línea recta en el espacio meta-paramétrico (Paz *et al.*, 2009). De la Figura 1, los parámetros  $q$  y  $C_t$  (ecuación 2) de las líneas rectas definen la relación ( $q$  con signo):

$$C_t = \text{COI} - q \left( \frac{1}{T_{\text{COI}}} \right) \quad (6)$$

La Figura 4 muestra la relación meta-paramétrica de la Figura 1, con  $\text{COI} = 5.64$  y  $(1/T_{\text{COI}}) = 0.7592$  ( $T_{\text{COI}} = 1.32 \mu\text{m}$ ).

La Figura 5 muestra el modelo que se plantea para el COI y  $T_{\text{COI}}$ .

## ANÁLISIS DE RESULTADOS

### Patrones Generales de las Relaciones entre Fracciones del COS

La Figura 6 muestra la relación entre  $C_t$  y  $C_{\text{arc+lim}}$  ( $T_f = 50 \mu\text{m}$ ) para el caso de los fraccionamientos físicos con energía ultrasónica, que muestra un valor de  $C_{\text{arc+lim}} \approx 0.82 C_t$ .

En la Figura 7 se presentan los resultados al extrapolar los datos de la separación secuencial (Meijboom *et al.*, 1995) de los suelos mexicanos descritos previamente y la fracción de  $C_t$  de las fracciones 150 a  $50 \mu\text{m}$  (arcilla + limo), mismos que ratifican la relación de la Figura 6.

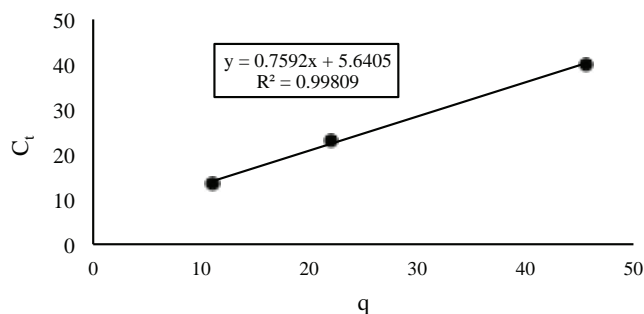


Figura 4. Estimación directa de COI y  $T_{\text{COI}}$  de las líneas rectas de la Figura 1 ( $q$  sin signo).

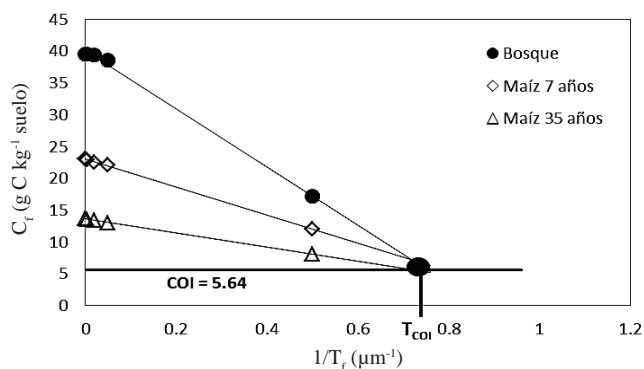


Figura 5. Ejemplo del modelo general de la distribución del carbono organomineral en los suelos.

Para el caso de la relación entre  $C_t$  y  $C_{\min}$ , la Figura 8a muestra los resultados que se obtuvieron para los fraccionamientos físicos con ultrasonido y la Figura 8b para todos los datos (fraccionamiento con ultrasonido y fraccionamiento secuencial). Ambos patrones son similares y ratifican la generalidad que se planteó, hasta cierto grado (dados los usos y tipos de suelos que se utilizaron).

En la Figura 8, se utiliza el  $C_{\min}$  medido (o estimado de las mediciones del fraccionamiento secuencial), por lo que es importante desarrollar una aproximación que permita estimar  $C_{\min}$  a partir de fraccionamientos físicos, con dispersión ultrasónica, mediante el uso del carbono de la fracción arcilla y arcilla+limo. Al respecto, la Figura 9 muestra la estimación de  $C_{\min}$  a partir del ajuste de una relación en los puntos ( $C_{\text{arc}}$ ,  $T_{\text{arc}}$ ) y ( $C_{\text{arc+lim}}$ ,  $T_{\text{arc+lim}}$ ). Los resultados son precisos ( $R^2 > 0.98$ ), por lo que este método se puede usar para estimar  $C_{\min}$ .

La relación entre  $C_{\min}$  y  $C_{\text{arc+lim}}$  se muestra en la Figura 10, para el caso de usar  $C_{\min}$  medido y  $C_{\min}$

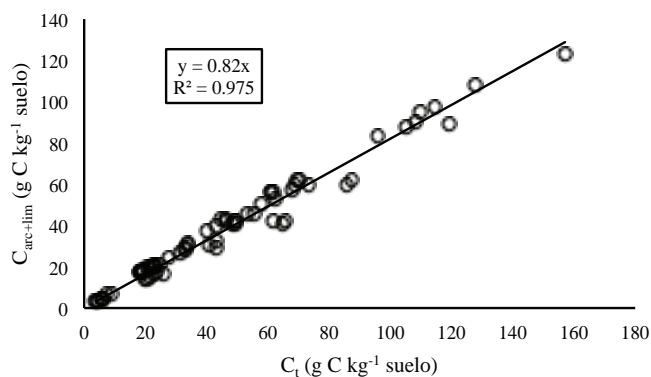


Figura 6. Relación entre  $C_t$  y  $C_{\text{arc+lim}}$  para los suelos con separación física con ultrasonido.

estimado de los datos de la fracción arcilla y arcilla+limo, para los datos asociados al fraccionamiento físico con ultrasonido, a partir de los cuales se obtiene un excelente ajuste experimental, como consecuencia de los patrones lineales de la Figura 1.

De la Figura 9 y la 10a, se tiene que de la relación de  $C_{\min}$  medida a la  $C_{\min}$  estimada, el valor de la proporción entre  $C_{\min}$  y  $C_{\text{arc+lim}}$  es  $(0.9589/0.9834) = 0.9751$ , valor similar al de la Figura 10b.

Con relación a los datos del fraccionamiento secuencial, la Figura 11 muestra la relación entre  $C_t$  y  $C_{150}$  (COS total asociado a la fracción de  $150 \mu\text{m}$ ).

Finalmente, para el caso de solo la MOP (macromateria orgánica), la Figura 12 muestra la relación entre la MOP<sub>t</sub> (total) y la fracción con densidad (d) menor a  $1.37 \text{ g cm}^{-3}$ .

### Estimación de COS por Fracciones Físicas

A partir del conocimiento de dos puntos se puede caracterizar una línea recta y se pueden plantear los patrones lineales de la Figura 1, en términos relativos, mediante  $\omega_{\text{fm}} = (C_{\text{fm}}/C_{\min})$ , ecuación (3), donde  $C_{\text{fm}}$  se refiere solo al carbono organomineral. De la relación de la Figura 10a para  $(C_{\text{arc+lim}}/C_{\min})$ , donde  $C_{\text{arc+lim}}$  es organomineral, es posible establecer la relación siguiente partiendo de la relación (3):

$$\frac{C_{\text{fm}}}{C_{\min}} = 1 - 2.06 \left( \frac{1}{T_{\text{fm}}} \right)$$

$$\frac{C_{\text{arc+lim}}}{C_{\min}} = 0.9589 \quad (7)$$

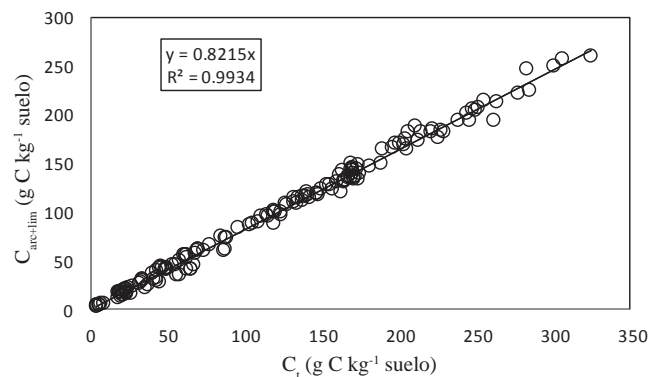


Figura 7. Relación entre  $C_t$  y  $C_{\text{arc+lim}}$  para los suelos con separación física con ultrasonido y extrapolación de los muestreos del fraccionamiento secuencial de Meijboom *et al.* (1995).

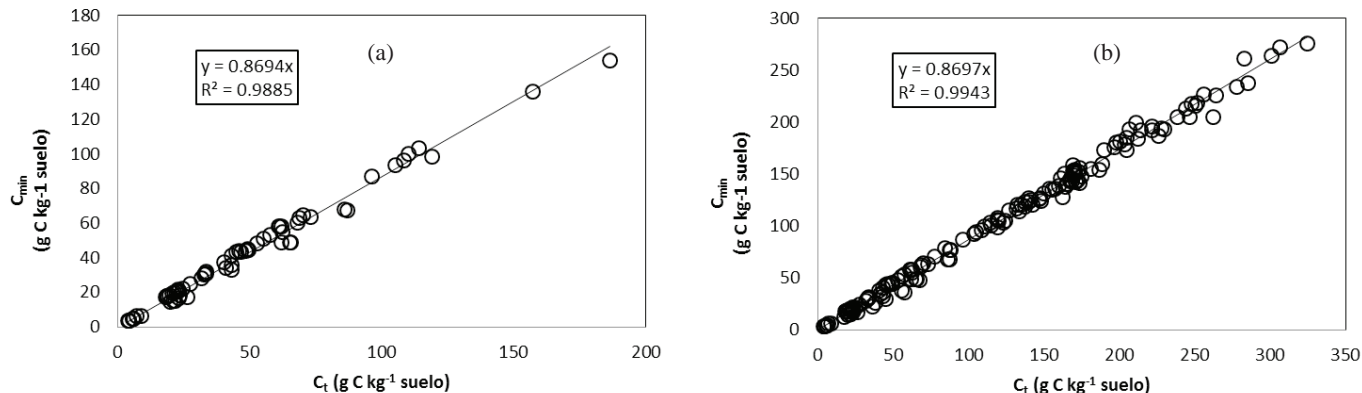


Figura 8. Relación entre  $C_t$  y  $C_{min}$ . (a) para los suelos con separación física con ultrasonido y (b) los mismos suelos y la extrapolación de los muestreos del fraccionamiento secuencial de Meijboom *et al.* (1995).

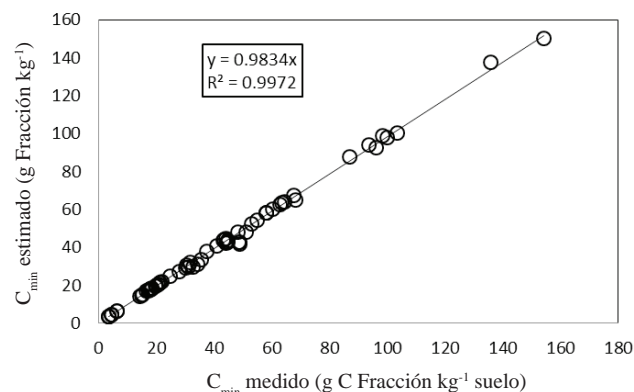


Figura 9. Comparación de  $C_{min}$  medido y estimado, a partir del uso de datos de la fracción arcilla y arcilla+limo (fraccionamiento físico con ultrasonido).

La relación 7 genera valores negativos para la fracción arcilla ( $T_{fm} = 2$ ), por lo que el usar este enfoque, en función de los patrones universales que se desarrollaron, no es adecuado.

Una solución al uso del formato de la relación (7) es determinar la constante multiplicativa por un proceso de minimización del error cuadrático de estimación (función Solver<sup>MR</sup> de Excel<sup>MR</sup>). La relación que se obtiene, caso de  $C_{min}$  medido, con este procedimiento se define como:

$$\frac{C_{fm}}{C_{min}} = 1 - 1.287 \left( \frac{1}{T_{fm}} \right) \tag{8}$$

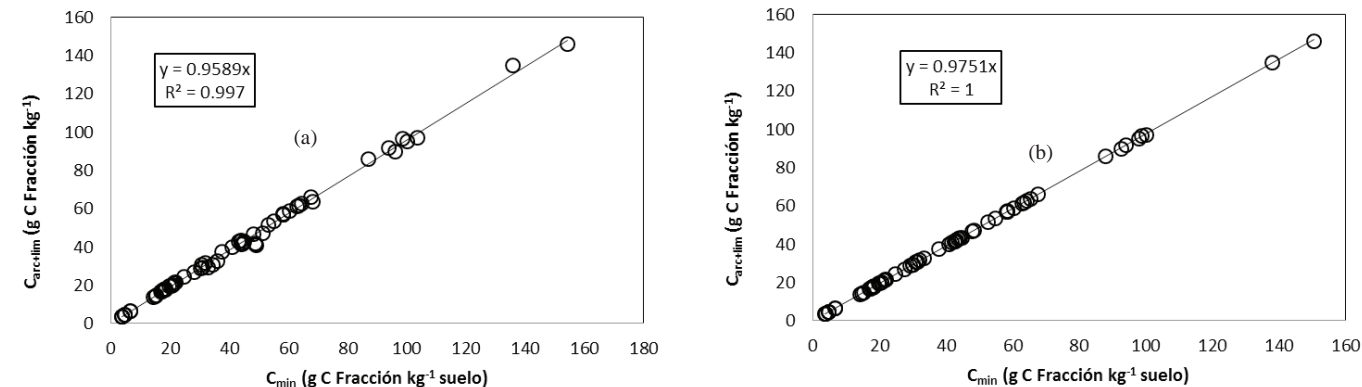


Figura 10. Relación entre  $C_{min}$  y  $C_{arc+lim}$  para los datos del fraccionamiento físico con ultrasonido: (a)  $C_{min}$  medido y (b)  $C_{min}$  estimado de los datos de la fracción arcilla y arcilla + limo.

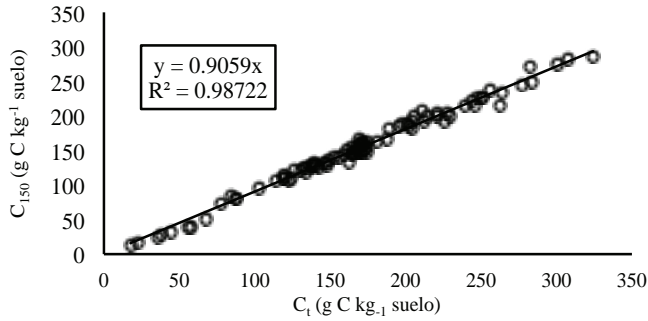


Figura 11. Relación entre  $C_t$  y  $C_{150}$  (COS total asociado a la fracción de 150  $\mu\text{m}$ ) para los datos del fraccionamiento secuencial.

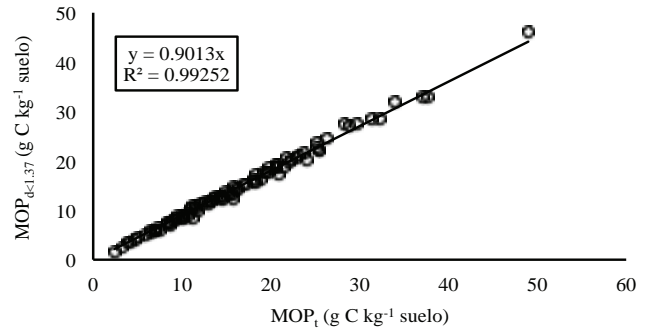


Figura 12. Relación entre el COS total y la fracción con densidad (d) menor a 1.37  $\text{g cm}^{-3}$  para los datos del fraccionamiento secuencial.

y, para el caso de  $C_{\text{min}}$  que se estima en función de  $C_t$  (Figura 8b) se tiene:

$$\frac{C_{\text{fm}}}{C_{\text{min}}} = 1 - 1.306 \left( \frac{1}{T_{\text{fm}}} \right) \quad (9)$$

La Figura 13 muestra la relación entre el  $C_{\text{fm}}$  medido y el estimado, de acuerdo con las relaciones (8) y (9).

Una variación del proceso de estimación previo es utilizar la relación (3), solo carbono organomineral y, estimar el valor de  $\omega_m = \omega_{\text{arc}}$  para  $T_m = 2 \mu\text{m}$ . Para el caso de  $C_{\text{min}}$  medida o estimada, con el proceso de optimización se obtuvo  $\omega_{\text{arc}} = 0.35 (= C_{\text{arc}}/C_{\text{min}})$ . La Figura 14 muestra los resultados de la estimación.

Si se ajusta la relación (2) a los datos experimentales por regresión lineal, se obtienen los parámetros (q,  $C_t$ ) para cada fraccionamiento físico por zonificación. Los resultados de la relación q- $C_t$  se muestran en

la Figura 15, por lo que es posible estimar COI y  $T_{\text{COI}}$  de acuerdo con la relación (6).

La Figura 16a muestra los resultados que se obtienen al usar los datos de la Figura 15a y b y, la Figura 16b, muestra el ajuste al forzar la regresión lineal para  $\text{COI} = 6 \text{ g C kg}^{-1} \text{ suelo} (= 0.6\%)$ .

Las estimaciones que se obtienen con la línea recta entre los puntos (0,  $C_{\text{m}}=1$ ) y ( $T_{\text{COI}}=1.4$ ,  $\text{COI}=6$ ) mediante la relación de la Figura 16b para obtener estos puntos (relación 6), se muestran en la Figura 17.

De los análisis que se realizaron y, los errores de estimación que se obtuvieron, el esquema de usar una estimación general de ( $T_{\text{COI}}$ , COI) resulta mejor, además de que tiene la flexibilidad de que las  $\omega_{\text{fm}}$  ( $C_{\text{fm}}/C_{\text{min}}$ ) son variables, a diferencia de los otros dos esquemas analizados, que las dejan fijas. Al sustituir ( $T_{\text{COI}}$ , COI) de la Figura 16b, la relación (2) para carbono organomineral puede quedar como:

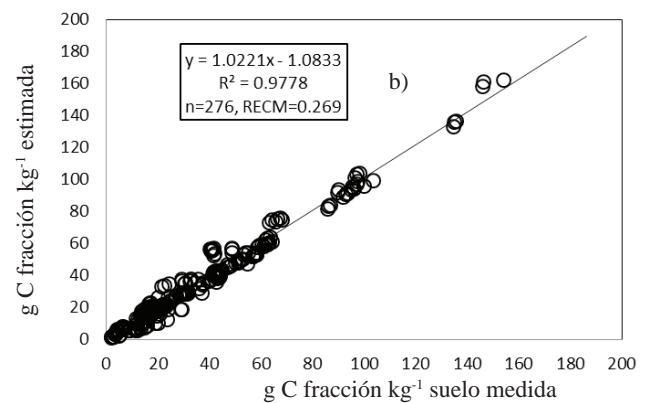
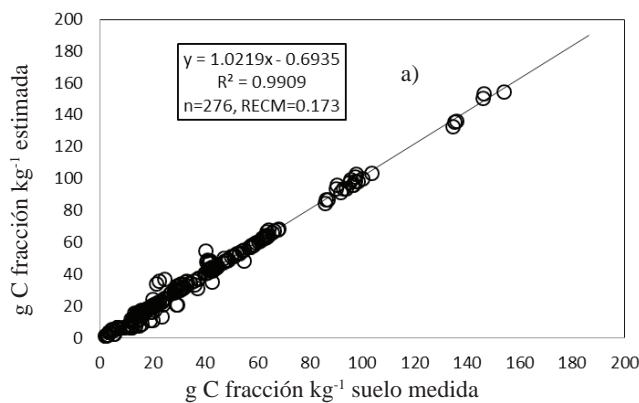


Figura 13. Relación entre  $C_{\text{min}}$  medido y estimado, usando las relaciones (8) y (9). (a)  $C_{\text{min}}$  medida y (b)  $C_{\text{min}}$  estimada de  $C_t$ .



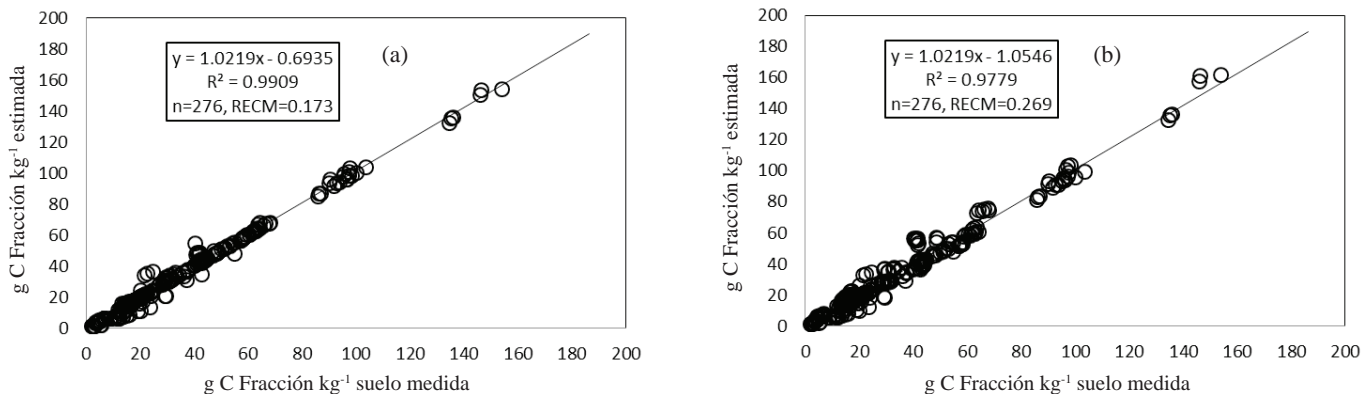


Figura 14. Relación entre  $C_{fm}$  medido y estimado con  $\omega_{arc} = 0.35$  en la relación (3). (a)  $C_{min}$  medida y (b)  $C_{min}$  estimada de  $C_t$ .

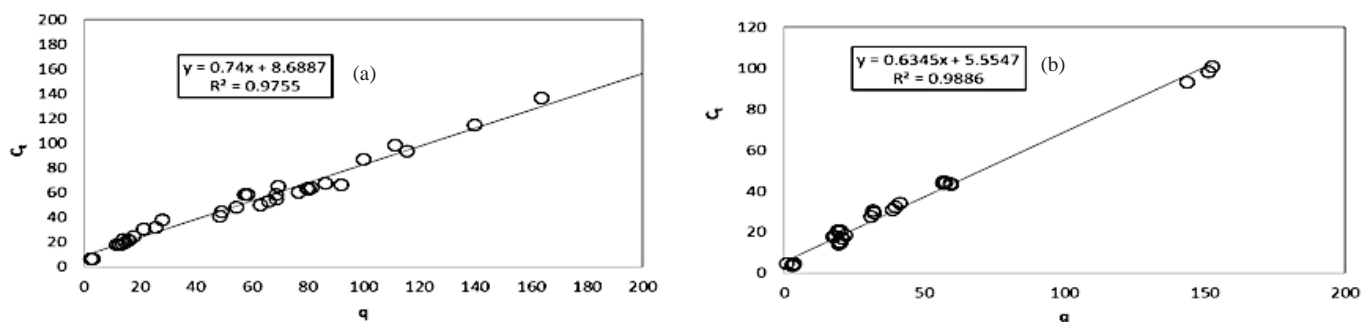


Figura 15. Relación entre  $q$  y  $C_t$  para estimar COI y  $T_{cor}$ . (a) Datos de Covalada *et al.* (2006 y 2011) y (b) datos de Matus *et al.* (2011) y Báez *et al.* (2011).

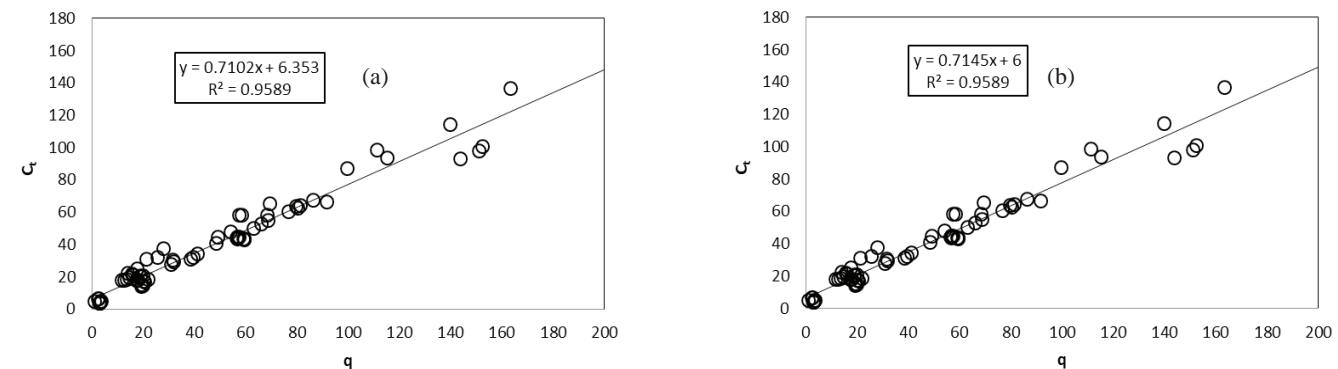


Figura 16. Relación entre  $q$  y  $C_t$  para todos los datos del fraccionamiento por sonicación. (a) relación original y (b) relación forzada a  $COI = 6 \text{ g C kg}^{-1}$  suelo.

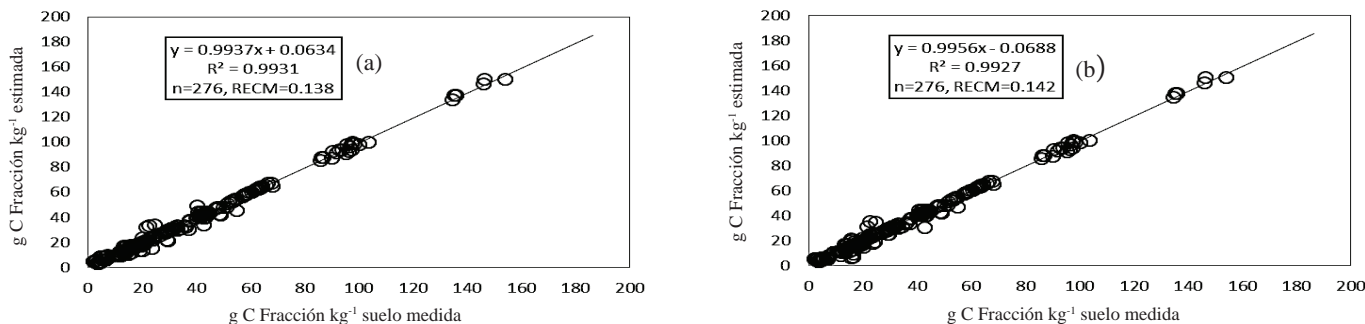


Figura 17. Relación entre el  $C_{fm}$  medido y el estimado para el caso de utilizar ( $T_{cor}$ , COI). (a) con  $C_{min}$  medida y (b) con  $C_{min}$  estimada de  $C_t$ .

$$C_{fm} = C_{\min} - p \left( \frac{1}{T_{fm}} \right)$$

$$p = C_{\min} \left( 1 - \frac{COI}{C_{\min}} \right) T_{COI}$$

$$p = 1.4C_{\min} - 8.4$$

$$COI = 6, T_{COI} = 1.4 \quad (10)$$

La relación (10) estima  $C_{\text{arc+lim}}$  en forma precisa (Figura 18), por lo que con este valor y el de  $C_t$  es posible estimar el COS de cualquier fracción (particulado y organomineral) de acuerdo con:

$$C_f = C_t - (1.4C_t - 8.4) \left( \frac{1}{T_f} \right), \quad 50 \mu\text{m} < T_f \leq 2,000 \mu\text{m}$$

$$C_f = C_{\min} - (1.4C_{\min} - 8.4) \left( \frac{1}{T_f} \right), \quad T_{COI} \leq T_f \leq 50 \mu\text{m}$$

$$C_{\min} = 0.869C_t, T_{COI} = 1.4 \mu\text{m}, COI = 6 \quad (11)$$

donde a  $(1/T_f)$  debe restársele  $(1/2000)$  para tener origen en  $(0, C_t)$ .

La Figura 19 muestra los resultados de las estimaciones de  $C_t$  total mediante la relación (11).

### Análisis de una Base de Datos Global de Fraccionamiento de Suelos y Generalización del Modelo

Para tener una perspectiva más allá de los grupos de experimentos en México, se analizaron los datos de la compilación realizada por Six *et al.* (2002), después de consultar las fuentes originales, para tener todos los datos de los fraccionamientos. Six *et al.* (2002) solo presentan datos de  $C_{\text{arc+lim}}$  y la masa del suelo asociada.

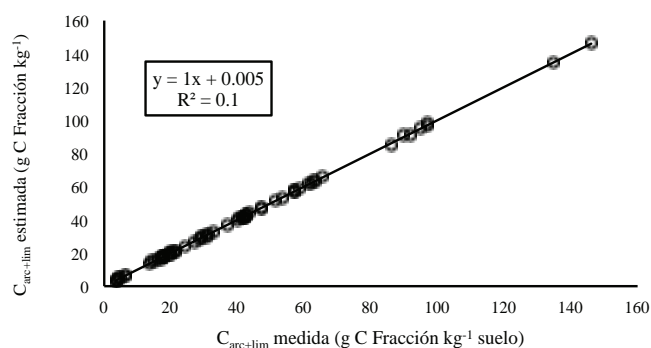


Figura 18. Relación entre el  $C_{\text{arc+lim}}$  medido y el estimado, para el modelo desarrollado.

Para la fracción que va desde la arcilla hasta los limos, la Figura 20 muestra los dos tipos de patrones que se encuentran, cuando hay datos del COS para fracciones intermedias.

El patrón no lineal se puede deber a un fraccionamiento incompleto del suelo al usar energías de dispersión (Figura 21) o a problemas de contaminación de fracciones físicas, tal como ya se discutió. En lo general, el patrón lineal se presenta para fracciones menores a  $20 \mu\text{m}$ , por lo que en los análisis realizados con la base de Six *et al.* (2002), casos de patrones no lineales, se eliminó este dato (solo uno) y se ajustó una línea recta al patrón del carbono entre la fracción arcilla y la arcilla+limo, tal como se discutió previamente. En todos los casos, al eliminar el dato el ajuste de la regresión lineal resultó en excelentes resultados.

Dado que no todos los fraccionamientos de la base de datos de Six *et al.* (2002) contienen el valor de la fracción arcilla+limo ( $T_f = 50 \mu\text{m}$ ), su valor se extrapoló bajo dos consideraciones: cuando el valor de la fracción limo fue mayor de  $50 \mu\text{m}$  (p. ej.:  $63 \mu\text{m}$ ), la extrapolación se realizó con la información de  $2000 \mu\text{m}$  hasta el valor de la fracción limo. Cuando el valor de la fracción limo fue menor a  $50 \mu\text{m}$  (p. ej.:  $45$  ó  $20 \mu\text{m}$ ), entonces la extrapolación se realizó con los valores mayores o iguales a  $2 \mu\text{m}$ , hasta el valor de la fracción limo.

La Figura 22 muestra los patrones entre fracciones del COS para la base de datos analizada, donde en lo general se muestran resultados similares al caso de los suelos mexicanos que se revisaron previamente.

Con relación a la estimación del COI y  $T_{COI}$ , se realizaron modelaciones similares al caso donde  $C_{\min}$  se estima de los datos entre la fracción arcilla y

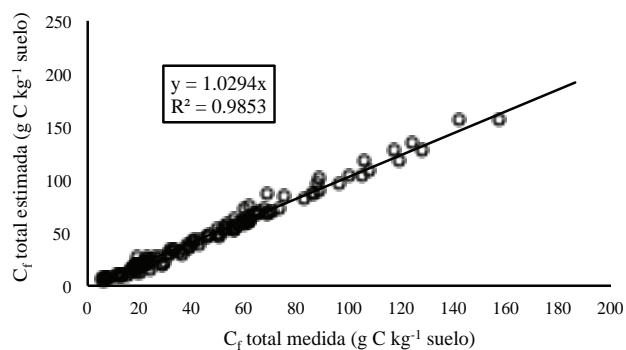


Figura 19. Relación entre  $C_t$  total medido y estimado, mediante las ecuaciones (11), para la base de datos de Covalda *et al.* (2006 y 2011).

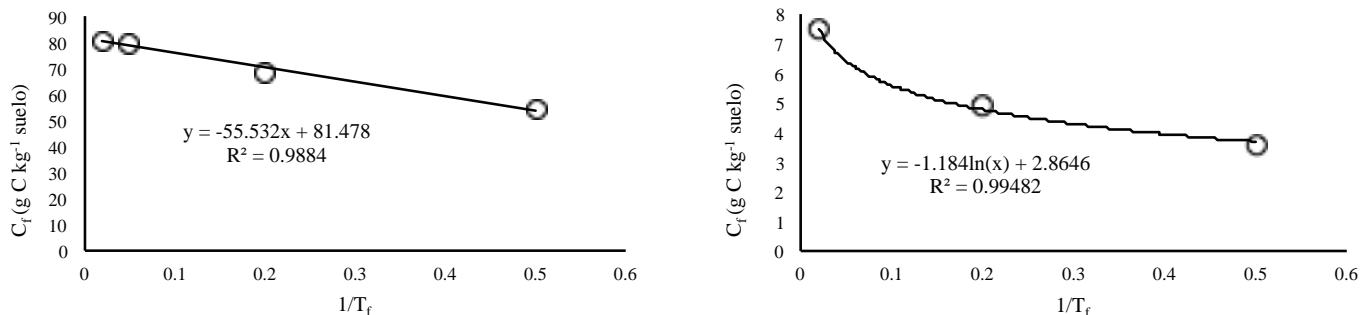


Figura 20. Distribución del  $C_f$  en función de fracciones físicas del suelo, entre la fracción arcilla y la arcilla+limo: (a) patrón lineal (adaptado de Tiessen y Stewart, 1983) y (b) patrón no lineal (logarítmico) (adaptado de Turcheneck y Oades, 1979).

arcilla+limo. La Figura 23 muestra los resultados que se obtuvieron.

En la Figura 23 se muestra el ajuste de los límites de los patrones ( $q$ ,  $C_t$ ), donde ambos límites convergen en el punto ( $q = -12.5$ ,  $C_t = -8.5$ ), por lo que la relación entre el  $T_{COI}$  y  $COI$  está dada por:

$$\frac{1}{T_{COI}} = 0.68 + 0.08COI \quad (12)$$

Del modelo COLPOS generalizado, Ecuaciones (10) y (11), con el conocimiento de  $COI$ ,  $T_{COI}$  calculado de la Ecuación (12), el modelo de distribución del COS, por fracciones físicas, queda totalmente parametrizado con el valor de  $C_t$ .

Al analizar los patrones de los diferentes experimentos de los datos de la Figura 23, la mayoría de los datos caen en líneas rectas con valores de  $COI$  por grupos: 0.5, 1.7, 4.0, 6.5 y 7.4 g C kg<sup>-1</sup> suelo. De esta manera solo es necesario definir al  $COI$  en grandes grupos.

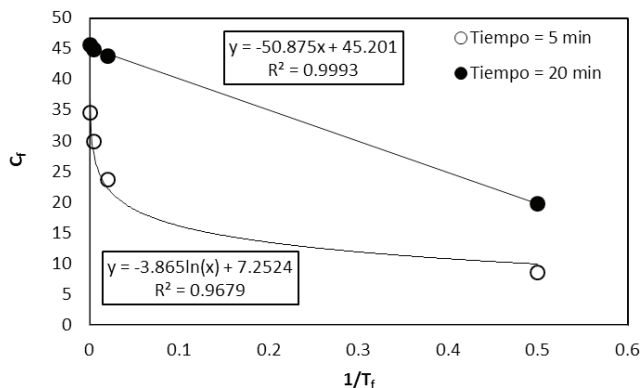


Figura 21. Efecto del tiempo de sonificación (energías diferentes) en el fraccionamiento de un Andosol (adaptado de Covalada, 2008<sup>2</sup>).

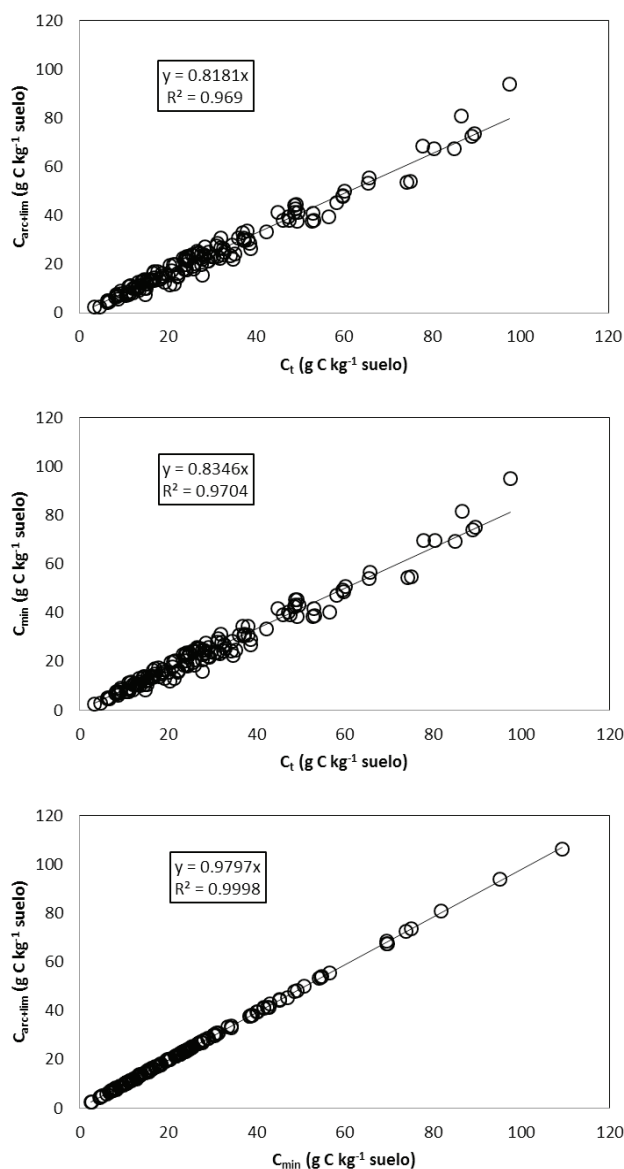


Figura 22. Patrones entre las fracciones del COS, del análisis de la base de datos de Six *et al.* (2002).

<sup>2</sup> Covalada, S. 2008. Influencia de diferentes impactos antrópicos en la dinámica del carbono y la fertilidad de suelos volcánicos mexicanos, implicaciones sobre el secuestro de carbono. Tesis Doctoral. Departamento de Ciencias Agroforestales, EscuelaTécnica Superior de Ingenierías Agrarias, Universidad de Valladolid. Palencia, España 417 p.

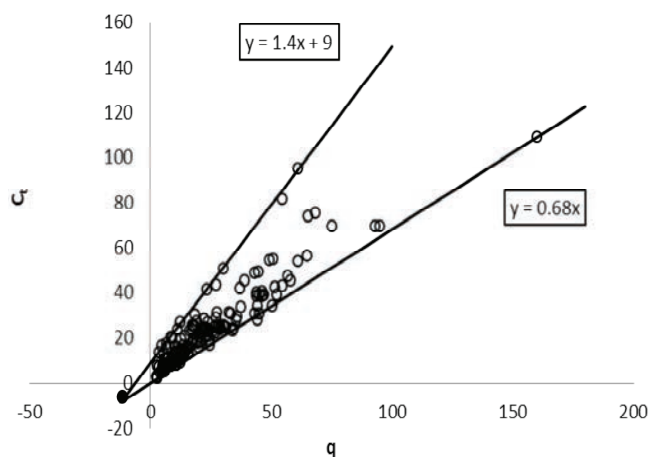


Figura 23. Patrón de los datos ( $q$ ,  $C_i$ ) de la base de datos de Six *et al.* (2002).

## DISCUSIÓN

Los análisis que se realizaron en este trabajo, regiones templadas, permiten obtener la distribución del carbono orgánico en los suelos por fracciones físicas (tamaño de partículas). Al usar como referencia el modelo COLPOS y una estimación del carbono orgánico inerte (COI) de  $6 \text{ g C kg}^{-1}$  suelo (= 0.6%) asociado al tamaño de partícula de  $1.4 \mu\text{m}$ , es posible realizar estimaciones completas del COS por fracciones físicas, tanto a nivel solamente de complejos organominerales, o bien, de carbono total (complejos organominerales y carbono particulado). Estos resultados son solo válidos para regiones templadas en México, de donde provienen los datos que se analizaron.

Aun cuando los datos analizados para generar la parametrización del modelo COLPOS provienen de unos cuantos tipos de suelo y usos forestales y agrícolas en México, representativos de regiones templadas, el valor de COI = 6 es congruente con estimaciones de valores mínimos del COS para áreas con vegetación de bosques (Balbontín *et al.*, 2009). Para suelos fuertemente áridos y climas muy secos y cálidos, el valor de COI es de alrededor de  $1\text{-}3 \text{ g C kg}^{-1}$  suelo (Balbontín *et al.*, 2009).

El modelo parametrizado se puede usar para determinar el potencial de pérdidas de COS en los suelos de México, si se define la capacidad de almacenamiento actual como la diferencia entre el COS total y el COI. En términos dinámicos, puede establecerse que alrededor del 13% del COS total es lábil (particulado) y se perderá cuando el suelo pierda la cobertura vegetal.

El resto del carbono es relativamente estable, por lo que puede perderse a medio plazo si se deja al suelo desnudo.

En otra perspectiva, la capacidad máxima de almacenamiento requiere de reevaluarse en términos de cambios momentáneos o permanentes, en relación a los ingresos de carbono al sistema suelo. Una aproximación para estimar el potencial de almacenamiento de COS es usar el valor máximo de COS para un tipo de uso de suelo y vegetación y, tipo de suelo. Así, el potencial estará definido por este valor máximo y el actual.

Finalmente, el carbono orgánico inerte (COI) no necesariamente representa una fracción totalmente inerte con tiempos medios de residencia de decenas de miles de años como en el modelo RothC, sino una fracción pasiva con tiempos medios de residencia de cientos a miles de años.

## CONCLUSIONES

- En México, las bases de datos espaciales del carbono orgánico de los suelos (COS) consisten, principalmente, solo de valores del total (organomineral y particulado), por lo que para implementar modelos de la dinámica del COS es necesario el desarrollo de modelos sólidamente sustentados en evidencia experimental y que puedan parametrizarse con la información disponible (COS total).
- Para avanzar en el objetivo de desarrollar modelos simples y operativos para México, en este trabajo se parametrizó el modelo COLPOS solo en función del COS total y el carbono orgánico inerte (asociado a regiones climáticas y tipos de vegetación), lo que permite realizar estimaciones razonablemente precisas de la distribución del COS por almacenes asociados a fracciones físicas (tamaño de partículas) del suelo.

## LITERATURA CITADA

- Balbontín, C., C. O. Cruz, F. Paz, and J. D. Etchevers. 2009. Soil carbon sequestration in different ecoregions of Mexico. pp. 71-96. *In*: Lal R. and R. F. Follett (eds.). Soil Carbon Sequestration and the Greenhouse Effect. SSSA Special Publication 57. ASA-CSSA-SSSA. Madison, WI, USA.
- Báez, A., C. Hidalgo, F. Matus, C. Prat y J. Etchevers. 2011. Fraccionamiento y acumulación de carbono orgánico en tres suelos volcánicos degradados de México. pp: 61-79. *In*: Gallardo J. A. (ed.). Materia orgánica edáfica y captura de carbono en sistemas Iberoamericanos. Red POCAIBA. SiFyQA. Salamanca, España.

- Baldock, J. A. and J. O. Skjemstad. 2000. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Org. Geochem.* 31: 697-710.
- Balesdent, J. 1996. The significance of organic separates to carbon dynamics and its modeling in some cultivated soils. *Eur. J. Soil Sci.* 47: 485-493.
- Balesdent, J., E. Besnard, D. Arrouays, and C. Chenu. 1998. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. *Plant Soil* 201: 49-57.
- Balesdent, J., J. P. Pétraud, and C. Feller. 1991. Effets des ultrasons sur la distribution granulométrique des matières organiques des sols. *Sci. Sol* 29: 95-106.
- Buyanosky, G. A., M. Aslam, and G. H. Wagner. 1994. Carbon turnover in soil physical fractions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 1167-1173.
- Carter, M. R., D. A. Angers, E. G. Gregorich, and M. A. Bolinder. 2003. Characterizing organic matter retention for surface soils in eastern Canada using density and particle size fractions. *Can. J. Soil Sci.* 83: 11-23.
- Chenu, C. and A. F. Plante. 2006. Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: revisiting the concept of the 'primary organo-mineral complex'. *Eur. J. Soil Sci.* 57: 596-607.
- Christensen, B. T. 1992. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Adv. Soil Sci.* 20:1-90.
- Christensen, B. T. 1996. Carbon in primary and secondary organomineral complexes. pp: 97-165. *In: M. R. Carter and B. A. Stewart (eds.). Advances in Soil Science. Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils.* CRC Lewis Publisher/CRC Press. Boca Raton, FL, USA.
- Christensen, B. T. 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *Eur. J. Soil Sci.* 52: 345-353.
- Coleman, K. and S. D. Jenkinson. 1996. RothC-26.3: A model of the turnover of carbon in soil. pp. 237-246. *In: D. S. Powlson, P. Smith, and J. U. Smith (eds.). Evaluation of Soil Organic Matter Models using Existing Long-term Datasets.* Springer-Verlag. Berlin.
- Covaleda, S., J. F. Gallardo, F. Garcia-Oliva, H. Kirchmann, C. Pratt, and M. Bravo. 2011. Land-use effects on the distribution of soil organic carbon within particle-size fractions of volcanic soils in the Transmexican Volcanic Belt (Mexico). *Soil Use and Management* doi:10.1111/j.1475-2743.2011.00341.x
- Covaleda, S., S. Pajares, J. F. Gallardo, and J. D. Etchevers. 2006. Short-term changes in C and N distribution in soil particle size fractions induced by agricultural practices in a cultivated volcanic soil from Mexico. *Org. Geochem.* 37: 1943-1948.
- Cuevas, R. M., C. Hidalgo, F. Payan, J. D. Etchevers, and J. Campo. 2013a. Precipitation influences on active fractions of soil organic matter in seasonally dry tropical forests of the Yucatan: regional and seasonal patterns. *Eur. J. Forest Res.* doi: 10.1007/s10342-013-0703-4.
- Cuevas, R. M., V. Saynes y F. Paz. 2013b. Modelación de las fracciones de carbono en la materia orgánica del suelo separadas por diferencias en densidad. pp. 180-189. *In: F. Paz, M. Bazan y V. Saynes (eds.). Dinámica del Carbono en el Suelo 2012. Serie Avances Temáticos del Ciclo del Carbono y sus Interacciones.* Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Sociedad Mexicana de Ciencias del Suelo. Texcoco, Estado de México, México.
- de Jong, B., C. Anaya, O. Maserá, M. Olguin, F. Paz, J. Etchevers, R. Martínez, G. Guerrero, and C. Balbontin. 2010. Greenhouse gas emissions between 1993 and 2002 from land-use change and forestry in Mexico. *For. Ecol. Manage.* 260: 1689-1701.
- Elliot, E. T. and T. K. Paustian. 1996. Modelling the measurable or measuring the modelable: a hierarchical approach to isolating meaningful soil organic fractionation. pp. 161-179. *In: D. S. Powlson, P. Smith, and J. U. Smith (eds.). Evaluation of Soil Organic Matter Models Using Long-Term Datasets.* NATO ASI Series 1: Global Environment Change, 38, Springer-Verlag. Heidelberg.
- Etchevers, J. D. 2013. Estado actual de la investigación de los almacenes de carbono en México. pp. 27-31. *In: F. Paz, M. Bazán y V. Saynes (eds.). Dinámica del Carbono en el Suelo 2012. Serie Avances Temáticos del Ciclo del Carbono y sus Interacciones.* Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Sociedad Mexicana de Ciencias del Suelo. Texcoco, Estado de México, México.
- Fallon, P., P. Smith, K. Coleman, and S. Marshall. 1998. Estimating the size of the inert organic matter pool for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biol. Biochem.* 30: 1207-1211.
- Fallon, P., P. Smith, K. Coleman, and S. Marshall. 2000. How important is inert organic matter for predictive soil carbon modelling using the Rothamsted carbon model? *Soil Biol. Biochem.* 32: 443-436.
- González, L., J. D. Etchevers, F. Paz, R. Valdez, J. M. González, and E. C. Moreno. 2010. Estimation of changes in soil organic carbon in hillside systems on a regional scale. *Trop. Subtrop. Agroecosyst.* 12: 57-67.
- Grace, P. R., J. N. Ladd, G. P. Robertson, and S. H. Gage. 2006. SOCRATES – A simple model for predicting long-term changes in soil organic carbon in terrestrial ecosystems. *Soil Biol. Biochem.* 38: 1172-1176.
- Gulde, S., H. Chung, W. Amelung, C. Chang, and J. Six. 2008. Soil carbon saturation controls labile and stable carbon pool dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72: 605-612.
- Hidalgo, C., F. Paz y J. Etchevers. 2013. Efecto de las energías de dispersión en la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas del suelo. pp. 66-72. *In: Paz, F., M. Bazan y V. Saynes (eds.). Dinámica del Carbono en el Suelo 2012. Serie Avances Temáticos del Ciclo del Carbono y sus Interacciones.* Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Sociedad Mexicana de Ciencias del Suelo. Texcoco, Estado de México, México.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). 1997. Diccionario de datos de uso del suelo y vegetación (vectorial) escala 1:250,000. Aguascalientes, México. 56 p.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2006. Agriculture, forestry and other land use IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. Eggleston H. S., L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara, and K. Tanabe (eds.). Prepared by the National Greenhouse Gas Inventories Programme. Institute for Global Environmental Strategies. Hayama, Japan.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma* 123: 1-22.

- Lal, R. 2009. Challenges and opportunities in soil organic matter research. *Eur. J. Soil Sci.* 60: 158-169.
- Matus, F., C. Hidalgo, C. Monreal, I. Estrada, M. Fuentes, and J. Etchevers. 2011. Land use impacts on physical-based soil organic matter fractions on three hillside ferrasols in Mexico. *Chilean Journal of Agricultural Research* 71:283-292.
- Meijboom, F. W., J. Hassink, and M. Van Noordwijk. 1995. Density fractionation of soil macroorganic matter using silica suspensions *Soil Biol. Biochem.* 27: 1109-1111.
- North, P. F. 1976. Towards an absolute measurement of soil structural stability using ultrasound. *J. Soil Sci.* 27: 451-459.
- Ogle, S. M., F. J. Breidt, and K. Paustian. 2005. Agricultural management impacts on soil organic carbon storage under moist and dry climatic conditions of temperate and tropical regions. *Biogeochemistry* 72: 87-121.
- Oorts, K., B. Vanlauwe, S. Recous, and R. Merckx. 2005. Redistribution of particulate organic matter during ultrasonic dispersion of highly weathered soils. *Eur. J. Soil Sci.* 56: 77-91.
- Parton, W. J., J. W. B. Stewart, and C. V. Cole. 1988. Dynamic of C, N, P and S in grassland soil: a model. *Biogeochemistry* 5: 109-131.
- Paustian, K., H.P. Collins, and E.A. Paul. 1997. Management controls on soil carbon. pp: 15-49. *In: E. A. Paul, K. H. Paustian, E. T. Elliott, and C. Vernon Cole (eds.). Soil organic matter in temperate agroecosystems: Long term experiments in North America.* CRC Press. Boca Raton, FL, USA.
- Paz, F., S. Covalada y J. Etchevers. 2012a. Modelación de la distribución del carbono orgánico de los suelos por fracciones físicas. pp. 230-239. *In: Paz F. y R. Cuevas (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de México y el Instituto Nacional de Ecología.* Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-715-085-5.
- Paz, F., S. Covalada y J. Etchevers. 2014. Distribución del carbono orgánico en los diferentes tamaños de partículas del suelo: Modelo simple de cinética lineal. *Terra Latinoamericana* 32: 127-142.
- Paz, F., S. Covalada, C. Hidalgo y J. Etchevers. 2013. Modelación de la distribución del carbono orgánico en las fracciones físicas de los suelos usando solo el carbono orgánico total. pp. 85-91. *In: F. Paz, M. Bazan y V. Saynes (eds.). Dinámica del Carbono en el Suelo 2012. Serie Avances Temáticos del Ciclo del Carbono y sus Interacciones. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Sociedad Mexicana de Ciencias del Suelo.* Texcoco, Estado de México, México.
- Paz, F. C. Hidalgo y J. Etchevers. 2012b. Análisis y modelación de las energías de dispersión en la distribución del carbono orgánico en los suelos por fracciones físicas. pp. 240-247. *In: F. Paz y R. Cuevas (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de México y el Instituto Nacional de Ecología.* Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-715-085-5.
- Paz, F., M. Odi, A. Cano, M. A. Bolaños y A. Zarco. 2009. Equivalencia ambiental en la productividad de la vegetación. *Agrociencia* 43: 635-648.
- Roscoe, R., P. Buurman, and E. J. Velthorst. 2000. Disruption of soil aggregates by varied amounts of ultrasonic energy in fractionation of organic matter of a clay Latosol: Carbon, nitrogen and  $\delta^{13}\text{C}$  distribution in particle-size fractions. *Eur. J. Soil Sci.* 51: 445-454.
- Sanderman, J. and J. A. Baldock. 2010. Accounting for soil carbon sequestration in national inventories: a soil scientist's perspective. *Environ. Res. Lett.* 5: 1-6.
- Saynes, V., J. D. Etchevers, L. Galicia, C. Hidalgo, and J. Campo. 2012. Soil carbon dynamics in high-elevation temperate forests of Oaxaca (Mexico): thinning and rainfall effects. *Bosque* 33: 3-11.
- Six, J., R. T. Conant, E. A. Paul, and K. Paustian. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. *Plant Soil* 241: 155-176.
- Stewart, C. E., A. F. Plante, K. Paustian, R. C. Conant, and J. Six. 2008. Soil carbon saturation: Linking concept and measurable carbon pools. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72: 379-392.
- Tiessen, H. and J. W. B. Stewart. 1983. Particle-size fractions and their use in studies of soil organic matter: II Cultivation effects on organic matter composition in size fractions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 509-514.
- Turcheneck, L. W. and J. M. Oades. 1979. Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques. *Geoderma* 21: 311-343.
- Zimmermann, M., J. Leifeld, M. W. I. Schmidt, P. Smith, and J. Fuhrer. 2007. Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model. *Eur. J. Soil Sci.* 58: 658-667.

# Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México

## Depth distribution of soil organic carbon in Mexico soils

Fernando Paz<sup>1‡</sup> y Jorge Etchevers<sup>2</sup>

<sup>1</sup> GRENASER, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Montecillo, Estado de México, México.

<sup>‡</sup> Autor responsable (ferpazpel@gmail.com)

<sup>2</sup> Laboratorio de Fertilidad de Suelos y Química Ambiental, Colegio de Postgraduados, 56230 Montecillo, Estado de México, México.

---

### RESUMEN

La caracterización de la distribución vertical del carbono orgánico en los suelos (COS) en México es una tarea importante, dada la evidencia acumulada que muestra que el COS puede ser desestabilizado por diferentes mecanismos al incrementar la profundidad a la que se encuentra en el perfil. Con el objetivo de modelar la variación del COS con la profundidad, se analizó una base de datos de COS de perfiles de suelos distribuidos en todo México (base de datos INEGI-COLPOS). Esta base se depuró usando diferentes restricciones congruentes con el objetivo de desarrollar modelos matemáticos de la distribución del carbono con la profundidad ( $z$ ). Los resultados de los ajustes estadísticos mostraron que modelo logarítmico,  $\text{COS}(z) = a - b \ln(z)$ , resultó adecuado para lo planteado, por lo que se procedió a su síntesis. Se usó la propiedad de que un conjunto de rectas que se intersectan en un punto común, sus parámetros generan una línea recta. Con base en ella se desarrolló un esquema para estimar el carbono orgánico inerte (COI) del espacio  $b-a$  del modelo logarítmico. Adicionalmente, para realizar estimaciones del COS a profundidad (hasta su valor máximo) usando sólo el valor del COS de 0 a 30 cm, se desarrolló un método para realizar estas estimaciones a partir de parámetros asociados a los ecosistemas y tipos de vegetación. Los resultados de los ejercicios realizados para estimar el COI y el carbono orgánico a profundidad en los suelo usando sólo el COS 30 cm muestran ser adecuados y pueden ser implementados en forma operativa.

**Palabras clave:** *modelo logarítmico; COI; COS 30 cm; ecosistemas y tipos de vegetación; modelo COLPOS.*

### SUMMARY

The characterization of the vertical distribution of soil organic carbon (SOC) in Mexican soils is an important assignment, given the accumulated evidence that the SOC can be destabilized by different mechanisms as depth in the profile increases. In order to model the SOC variation with depth, a database of SOC from profiles distributed throughout Mexico was analyzed (INEGI-COLPOS database). This database was filtered using different restrictions consistent with the objective of developing mathematical models of carbon distribution with depth ( $z$ ). The statistical adjusted results showed the logarithmic model,  $\text{SOC}(z) = a - b \ln(z)$ , being suitable for the planned purpose, so we proceeded to its synthesis. We used the property that a set of lines that intersect at a common point when their parameters are plotted generates a straight line. Based on this scheme it was developed an estimation of the inert organic carbon (IOC) considering the  $a-b$  space of the logarithmic model. In addition, to estimate the SOC at different soil depth using the values of SOC from 0 to 30 cm, a method was developed from parameters associated to ecosystems and vegetation types. The results of the exercises carried out to estimate the IOC and organic carbon in the soil depth using only the COS measured in the 0 to 30 cm depth prove to be appropriate and can be implemented operationally.

**Index words:** *logarithmic model; IOC; SOC 30 cm; ecosystems and vegetation types; COLPOS model.*

### INTRODUCCIÓN

A escala mundial, el almacén de carbono (C) total del suelo, es cuatro veces mayor que el almacén de

---

#### Como citar este artículo:

Paz, F. y J. Etchevers. 2016. Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México. *Terra Latinoamericana* 34: 339-355.

---

Recibido: diciembre de 2015. Aceptado: junio de 2016.  
Publicado en *Terra Latinoamericana* 34: 339-355.

biomasa viva y muerta (árboles, arbustos, hierbas, etc.) y aproximadamente tres veces el almacén atmosférico (Lal, 2004). En el primer metro de profundidad, las estimaciones del carbono orgánico en los suelos (COS) son de alrededor de 1500 Pg C (Batjes, 1996; Jobbágy y Jackson, 2000; FAO, 2001). Las estimaciones de carbono contenido en el segundo metro de profundidad del suelo se incrementan entre 33% (Jobbágy y Jackson, 2000) y 60% (Batjes, 1996). El COS en los primeros 30 cm de profundidad, en relación al primer metro, representa alrededor de 50% (Jobbágy y Jackson, 2000, 2001; Hiederer, 2009). En México, las estimaciones del COS en la profundidad 0 a 30 cm representan alrededor de un tercio de las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) totales del sector uso del suelo, cambio de uso del suelo y silvicultura (de Jong *et al.*, 2010), por lo que al incrementar las estimaciones del COS a un metro, las contribuciones del COS en las emisiones GEI nacionales se estima que representarán aproximadamente 100% adicional.

En la mayoría de las prácticas actuales de inventarios del carbono en los suelos, se recomienda que la profundidad de muestreo sea de 0 a 30 cm, siguiendo las directrices del IPCC (2006). Este tipo de muestreo parte del supuesto que el COS ubicado a mayor profundidad es estable/recalcitrante (Lorenz y Lal, 2005; Lorenz *et al.*, 2011), con tiempos de residencia grandes (Kaiser *et al.*, 2002; Rumpel *et al.*, 2002; Jenkinson *et al.*, 2008; Chabbi *et al.*, 2009; Rumpel y Kögel-Knabner, 2011), concordante con modelos de datación del COS en el subsuelo (Mathieu *et al.*, 2015) y menores tasas de mineralización/descomposición (Jenkinson y Coleman, 2008; Schrumpf *et al.*, 2013). El COS ubicado a mayor profundidad se encuentra más procesado y con mayor cantidad de compuestos microbianos derivados (Rumpel y Kögel-Knabner, 2011), a pesar de existir biomasa microbiana más pequeñas, éstas son metabólicamente activas y contienen un número importante de microorganismos (Taylor *et al.*, 2002).

Aunque existen muchos mecanismos para la estabilización del COS (von Lützow *et al.*, 2006, 2008), estos pueden ser reversibles, dependiendo del mecanismo específico y las condiciones cambiantes que operen. Entre algunos mecanismos de desestabilización del COS que ocurren a mayor profundidad se encuentran: la activación del proceso microbiano por ingresos de carbono fresco rico en energía (Fontaine *et al.*, 2007; Drigo *et al.*, 2008);

incrementos en la temperatura (Fang *et al.*, 2005; Knorr *et al.*, 2005; Conant *et al.*, 2008); perturbaciones físicas (Diochon y Kellman, 2008, 2009); fertilización con nitrógeno (Canary *et al.*, 2000; Adams *et al.*, 2005) y retención de materia orgánica post cosecha en rodales con manejo maderable intensivo (Strahm *et al.*, 2009).

La desestabilización del COS a profundidad, por diferentes mecanismos (James *et al.*, 2014), ha generado mayor interés en las estimaciones del COS del subsuelo, a profundidades de varios metros o decenas de metros (Harper y Tibbet, 2013; Wang *et al.*, 2015), las opciones de secuestro de carbono en profundidad (Lorenz y Lal, 2005; Lorenz *et al.*, 2011); así como la discusión sobre muestreos del COS a mayores profundidades (Harrison *et al.*, 2011).

La distribución del carbono a medida que aumenta la profundidad en los suelos (Rumpel y Kögel-Knabner, 2011; Braakhekke *et al.*, 2013) se atribuye a ingresos provenientes de las raíces, por movimiento (transporte) de la fase líquida y por dispersión del carbono debido al mezclado con la matriz del suelo (bioturbación) en esa dirección. En el caso del transporte, éste puede ser por movimiento difusivo o por migración convectiva o advección, aunque este último proceso tiene poca influencia (Elzein y Balesdent, 1995).

Los modelos de la dinámica del carbono del suelo permiten explicar los cambios del COS y se pueden usar en términos predictivos cuando se comprenden los procesos que se asocian a los cambios de uso del suelo y vegetación (USV) y esquemas de manejo, entre otros (Lal, 2009). La mayoría de los modelos de la dinámica del COS supone un incremento lineal de este elemento, al incrementarse sus entradas (Paustian *et al.*, 1997). Los modelos como el RothC (Coleman y Jenkinson, 1996), SOCRATES (Grace *et al.*, 2006) y Century (Parton *et al.*, 1998) usan ecuaciones cinéticas de primer orden y almacenes virtuales para caracterizar el COS que se asocia a cambios de USV y esquemas de manejo; con diferentes niveles de complejidad en sus parametrizaciones. Estos modelos, en su versión clásica, no consideran la distribución vertical del COS al incrementar la profundidad, por lo que se ha planteado como una de las áreas activas de expansión de los modelos clásicos (Campbell y Paustian, 2015).

Los modelos que describen la distribución del COS de acuerdo a la profundidad del suelo utilizan diferentes aproximaciones en relación a los procesos involucrados. Elzein y Balesdent (1995) consideran el movimiento difusivo y la tasa de descomposición



en función de la profundidad. Braakhekke *et al.* (2011) toman en cuenta el transporte de la fase líquida (difusión y advección) y la bioturbación. La bioturbación (Meysman *et al.*, 2006) ha sido planteada como el principal proceso de la distribución vertical del carbono (Jobbágy y Jackson, 2001), por lo que debe considerarse. De esta manera, la incorporación de la modelación de la distribución vertical del COS en modelos clásicos ha sido realizada con éxito relativo: RothC (Jenkinson y Coleman, 2008) y CENTURY (Hilinski, 2001).

La modelación de la distribución espacial, vertical y horizontal, del COS es un requerimiento para reducir la incertidumbre en las estimaciones del COS en inventarios regionales o nacionales (Arrouays *et al.*, 2003). En una perspectiva empírica, la modelación de la distribución vertical del COS ha sido analizada usando diferentes funciones matemáticas (Arrouays y Pelisser, 1994; Jobbágy y Jackson, 2000; Minasny *et al.*, 2006; James *et al.*, 2014). Las relaciones que han resultado en mejores ajustes estadísticos, o que han sido seleccionados por los autores *a priori*, han sido las siguientes: función potencial (Zinke *et al.*, 1978; Jobbágy y Jackson, 2000; Guillaume *et al.*, 2015), función exponencial (Bennema, 1974; Arrouays y Pelisser, 1994; Bernoux *et al.*, 1998; Acosta y Etchevers<sup>1</sup>, 2002; Minasny *et al.*, 2006; Mishra *et al.*, 2009; Meersmans *et al.*, 2009; Kempen *et al.*, 2011), función logarítmica (Hiederer, 2009) y función inversa polinómica de primer grado (Li y Zhao, 2001; James *et al.*, 2014), principalmente. Aunque es posible utilizar otras funciones con más de dos parámetros (Nakane, 1976; Arrouays y Pelisser, 1994), de acuerdo a lo revisado en la literatura, los ajustes estadísticos por regresión resultan más complejos y, generalmente, no mejoran las estimaciones usando funciones matemáticas con dos parámetros.

En especial, la función exponencial se ha utilizado en modelos de la dinámica del COS con la profundidad (Elzein y Balesdent, 1995; Hilinski, 2001) y de la evolución geomórfica del COS en paisajes (Rosenbloom *et al.*, 2001 y 2006). Suponiendo un proceso difusivo dominante de la transferencia del COS con la profundidad y usando una cinética de primer orden, la ecuación exponencial es una solución analítica o aproximada (Takahashi *et al.*, 2004; Wynn *et al.*, 2005; Diochon y Kellman, 2008), aunque la textura del suelo puede cambiar el patrón (Wynn *et al.*, 2005).

Paz *et al.* (2014 y 2016) utilizó un enfoque holístico de modelación de la distribución del COS por fracciones físicas del suelo, empleando un esquema simplificado que sólo requiere el carbono orgánico inerte (COI) asociado a un tipo de suelo y prácticas de manejo. En esta perspectiva, se plantea la hipótesis que el COS a una determinada profundidad (cuando la materia orgánica particulada es nula o insignificante) puede ser usado para estimar el COI, permitiendo el uso de estrato secuencias en lugar de observaciones de largo plazo en el mismo sitio o cronosecuencias, que implican un cambio de tiempo por espacio.

Los objetivos de este trabajo son modelar la distribución vertical del COS en forma empírica y desarrollar un esquema operativo que permita estimar el COS en diferentes profundidades con solo conocer el COS a una profundidad de 30 cm; adicionalmente se busca estimar el COI de acuerdo al tipo de vegetación o ecosistema (*sensu* INEGI, 1997).

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Base de Perfiles de Suelos

Para realizar los análisis de la distribución vertical del carbono orgánico en los suelos se utilizó la base de perfiles de suelo INEGI-COLPOS, que consta de 22 145 perfiles con 55 315 datos analíticos, tomados de 1968 al 2007. La Figura 1 muestra la distribución geográfica de los perfiles, que cubre prácticamente todos los tipos de vegetación de México.

La base de perfiles del suelo fue revisada y solo se seleccionaron aquellos perfiles con información completa (dato de carbono orgánico, delimitación profundidad inferior y superior de estratos, no traslape de límites en estratos y dato del número de estratos o horizonte), quedando 20 376 perfiles con 49 370 datos analíticos de materia orgánica por horizonte del suelo.

La cantidad de perfiles y datos en función del número de datos por perfil disponibles ( $\geq$ ) y casos de existencia de patrones no decrecientes (algún estrato rompe el patrón decreciente del carbono orgánico), caso del carbono orgánico (CO) en estrato 1 (superior)  $< CO$  en estrato 2 y, perfiles con datos a profundidades  $< 90$  cm, se muestra en el Cuadro 1.

En estudios previos (Jobbágy y Jackson, 2000; Hiederer, 2009) de la distribución del COS a profundidad solo se consideraron perfiles con tres o más datos; además de no incluir perfiles de suelos

<sup>1</sup> Acosta, M. y J. D. Etchevers. 2002. Distribución de carbono orgánico en el perfil del suelo, en diferentes sistemas de bosques de la Sierra Norte de Oaxaca. Memorias del Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Torreón, Coahuila (CD-ROM).

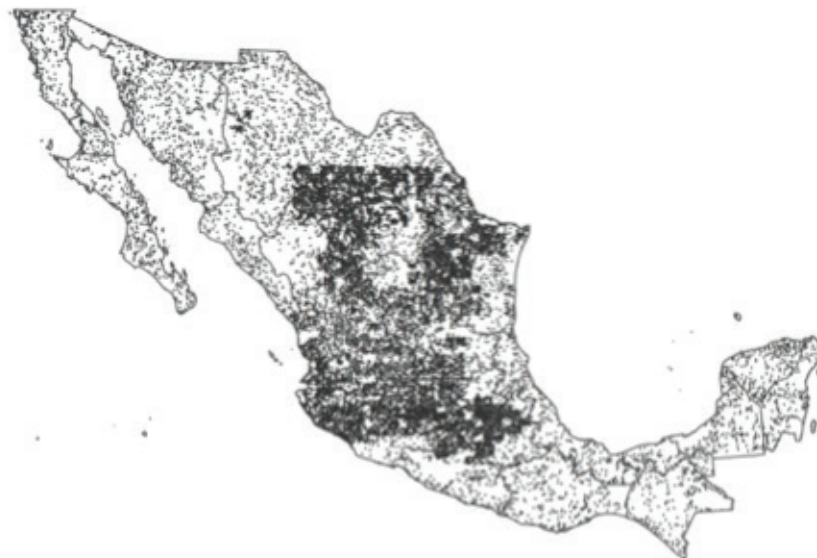


Figura 1. Distribución geográfica de los perfiles de suelos en la base de datos original.

agrícolas, donde generalmente el CO en el estrato 1 está afectado por labranza y sufre efectos de erosión (Jobbágy y Jackson, 2000; Meersman *et al.*, 2009; Kempen *et al.*, 2011; Guillaume *et al.*, 2015), lo que rompe el patrón decreciente (caso de CO estrato 1 < CO estrato 2, dado que se espera que sea mayor el CO del estrato 1 que el del 2). El patrón decreciente típico de la distribución del CO a profundidad puede ser alterado por horizontes enriquecidos o empobrecidos, por lo que el ajuste de una función continua puede tener resultados no satisfactorios (rompe la continuidad del patrón del CO a profundidad). En esta situación se pueden usar modelos discontinuos (Meersman *et al.*, 2009; Kempen *et al.*, 2011; Guillaume *et al.*, 2015). La Figura 2 muestra cuatro patrones de la distribución vertical

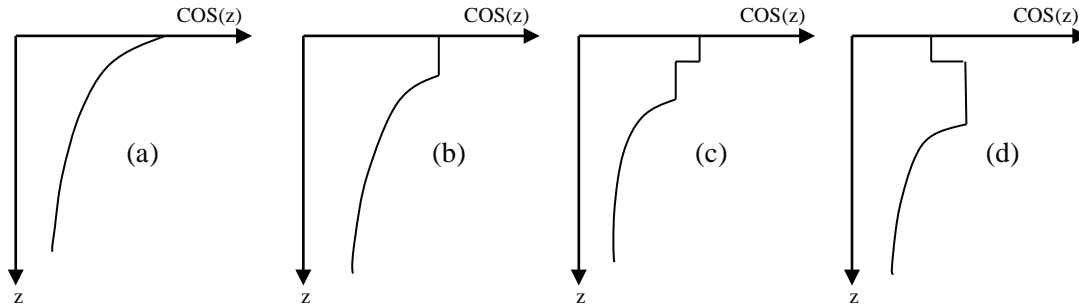
(z es profundidad) del COS, para patrones típicos y atípicos asociados a tipos de vegetación (Meersman *et al.*, 2009; Kempen *et al.*, 2011; Guillaume *et al.*, 2015).

En lo siguiente todos los análisis tienen la restricción que el número de datos por perfil es tres o más. El Cuadro 2 muestra la distribución de perfiles por tipo de ecosistema *sensu* INEGI (1997), donde hay algunos ecosistemas de vegetación sobre y sub representados.

En relación a las mediciones de carbono en los suelos (método de Walkley-Black) representan una fracción del carbono orgánico (fácilmente oxidable). La consideración del carbono inorgánico en los suelos está fuera del alcance de este trabajo, además que presentan patrones diferentes del COS (Wang *et al.*, 2010).

Cuadro 1. Descripción del número de datos por perfil y restricciones asociadas.

No. de datos por perfil ( $\geq$ )	No. de perfiles	No. de datos	CO no decreciente	CO estrato 1 < CO estrato 2	Profundidad < 90 cm
1	20376	49370	-	-	12928
2	13969	42963	2544	1309	6640
3	8788	32601	2046	811	2432
4	4031	18330	1187	391	497
5	1559	8442	496	134	68
6	499	3142	191	51	12
7	102	760	41	8	1
8	30	256	16	2	0



**Figura 2. Patrones de la distribución vertical del COS. (a) Vegetación natural, (b) cultivos, (c) y (d) patrones no típicos asociados a la existencia de horizontes diferenciados.**

### Modelos Matemáticos de la Distribución Vertical del COS

De las revisiones de modelos empíricos (funciones matemáticas) usados para caracterizar la distribución vertical del COS en los suelos, se presentan ocho modelos seleccionados para análisis de la base de perfiles de los suelos mexicanos (Cuadro 3). La variable  $X$  es la profundidad del suelo (cm) y la variable  $Y$  es la concentración de carbono ( $\text{g C kg}^{-1}$ ). Los modelos analizados fueron ajustados por regresión lineal usando la transformación:

$$Y_t = c + dX_t \quad (1)$$

**Cuadro 2. Número de perfiles por ecosistema.**

Tipo de ecosistema	No. de perfiles
Bosque de coníferas	394
Bosque de encino	284
Bosque mesófilo de montaña	22
Selva caducifolia	310
Selva espinosa	26
Selva subcaducifolia	97
Selva perennifolia	155
Matorral xerófilo	2357
Pastizal	432
Vegetación hidrófila	49
Vegetación inducida	652
Sin vegetación aparente	39
Información agrícola-pecuaria-forestal	2065
Información complementaria	9
Sin información	1897

en donde las transformaciones  $X_t$  y  $Y_t$  están definidas en el Cuadro 3, así como el significado de los parámetros  $c$  y  $d$ .

Los modelos seleccionados fueron aplicados a los datos de los perfiles en formato normal y acumulado del COS (Jobbágy y Jackson, 2000; Minasny *et al.*, 2006; James *et al.*, 2014). Para los acumulados se inició del estrato más superficial al más profundo; aunque también se puede iniciar del más profundo al más superficial (James *et al.*, 2014).

Para considerar los casos con información completa y con patrones estrictamente relacionados con los modelos empíricos del análisis, se introdujo una restricción para incluir solo patrones decrecientes del COS, una profundidad del perfil del suelo mayor o igual a 90 cm y un  $R^2 \geq$  valor definido; (p. ej.: 0.7, 0.8 y 0.9). El caso sin restricciones también se analizó.

### Estrato Secuencias y Estimación del Carbono Orgánico Inerte (COI)

El modelo COLPOS (Paz *et al.*, 2014 y 2016) establece patrones del COS en función del fraccionamiento físico (tamaño de partícula,  $T$ ) del suelo (Figura 3). A medida que el suelo no recibe ingresos de materia orgánica, caso de suelo desnudo o en descanso (no uso agrícola), el carbono orgánico particulado (COP) de la fracción de  $50 \mu\text{m}$  a  $2,000 \mu\text{m}$  se pierde. El carbono organomineral o COM (fracción  $< 50 \mu\text{m}$ ) se reduce, pero mantiene proporciones estables en relación al COS total o  $\text{COS}_t$  (Paz *et al.*, 2016). El COS para cualquier fracción ( $f$ ) del COM es una relación lineal con una constante aditiva ( $a$ ) y una multiplicativa ( $b$ ) (Figura 3a). Los parámetros  $a$  y  $b$  de la relación lineal, cuando se intersectan en un punto

**Cuadro 3. Modelos utilizados para la distribución del COS.**

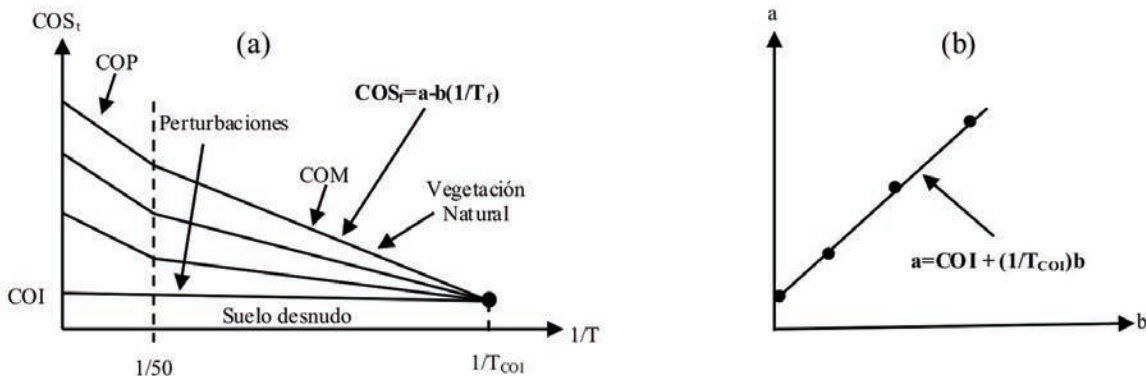
Modelo	Representación	Xt	Yt	c	d
1	$Y = a + bX$	X	Y	a	b
2	$Y = aX^b$	ln(X)	ln(Y)	exp(a)	b
3	$Y = a \exp(bX)$	X	ln(Y)	exp(a)	b
4	$Y = a + b \ln(X)$	ln(X)	Y	a	b
5	$Y = a + b \left(\frac{1}{X}\right)$	1/X	Y	a	b
6	$Y = \frac{1}{a + bX}$	X	1/Y	a	b
7	$Y = \frac{X}{a + bX}$	1/X	1/Y	a	b
8	$Y = a \exp\left[b \left(\frac{1}{X}\right)\right]$	1/X	ln(Y)	exp(a)	b

común, forma una línea recta (Paz *et al.*, 2016) cuyos parámetros definen el punto de intersección (COI,  $1/T_{COI}$ ) (Figura 3b).

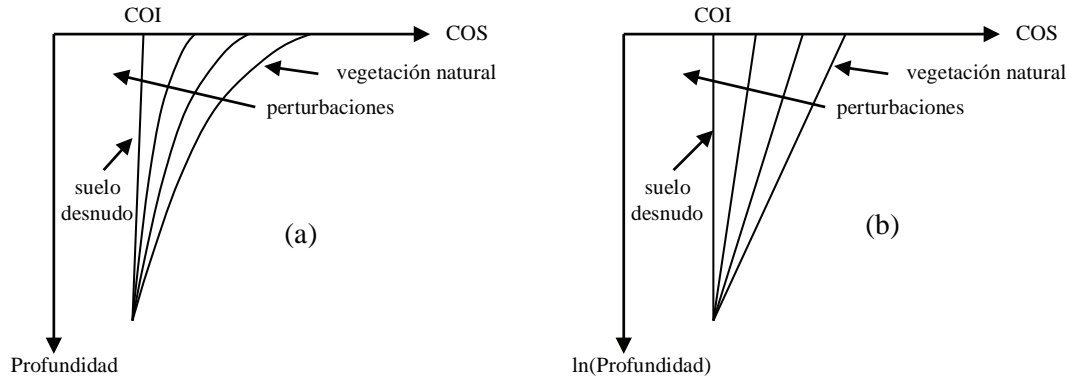
El modelo COLPOS ha sido parametrizado usando cronosecuencias (Balesdent *et al.*, 1998). Un esquema alternativo de parametrización (estimación del COI) es el uso de estrato secuencias, bajo la consideración de que el COI define el punto cuando el COP es nulo o insignificante (Desjardins *et al.*, 1994; Wynn *et al.*, 2005; Schrupf *et al.*, 2013; Beniston *et al.*, 2014) (Figura 3a).

En el caso de la distribución del COS con el aumento de la profundidad en secuencias de perturbación de la vegetación natural, la Figura 4a muestra en forma esquemática los patrones (Desjardins *et al.*, 1994; Gregorich *et al.*, 1995; Guillaume *et al.*, 2015). Suponiendo un modelo de distribución vertical del tipo logarítmico, Cuadro 3, la Figura 4b muestra que el COS de los perfiles se interseca en un punto común.

De la discusión de la Figura 3, el COI se determina del espacio de parámetros b-a, del modelo de distribución vertical del COS = a + b ln (Profundidad),



**Figura 3. Patrones asociados al modelo COLPOS. (a) Espacio  $1/T_r - COS_r$  y (b) espacio b-a.**



**Figura 4. Patrones de secuencias de perturbación de vegetación natural y sus estrato secuencias asociadas (mayor COS en vegetación natural, reduciendo al perturbarse la vegetación). (a) Patrones Profundidad-COS y (b) patrones Ln (Profundidad)-COS.**

para cada uso del suelo y vegetación analizado. Con el COI estimado, el modelo COLPOS de la dinámica del COS queda parametrizado (Paz *et al.*, 2016).

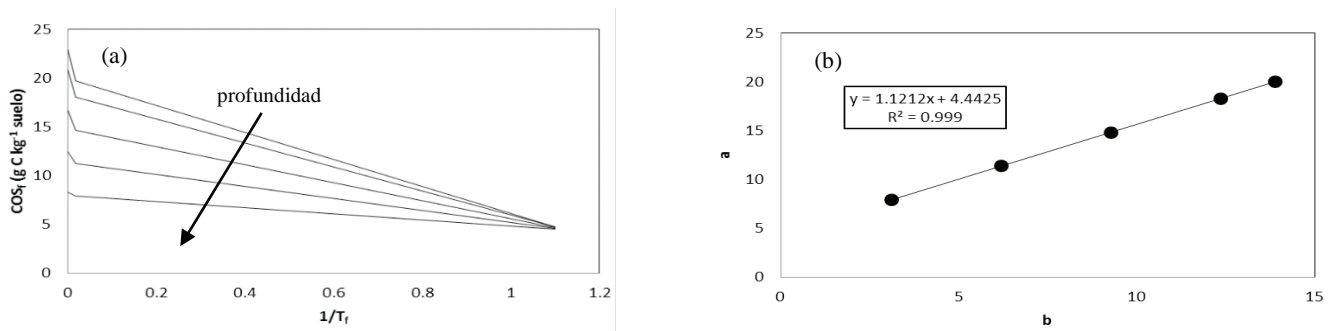
De las Figuras 3 y 4, el COI está planteado como alcanzable a largo plazo, al suprimir todos los ingresos de C al suelo y después que el carbono en el suelo ha llegado a un equilibrio, donde las tasas de descomposición o mineralización del COS son marginales e insignificantes. Los experimentos de largo plazo de suelos en descanso muestran que estas condiciones se pueden alcanzar entre los 50 y 100 años (Jenkinson y Rayner, 1977; Barré *et al.*, 2010; Menichetti *et al.*, 2014).

En la literatura es difícil encontrar trabajos de la distribución del COS por fraccionamientos físicos. Aunque los fraccionamientos físicos son incompletos (técnica de tamizado en húmedo), el trabajo de Beniston (Beniston, 2009<sup>2</sup>; Beniston *et al.*, 2014) se puede utilizar en forma esquemática para analizar las hipótesis planteadas para estimar el COI. Este autor

analizó la distribución del COS, por fracciones físicas, a medida que aumentaba la profundidad en un pastizal alto en remanentes de áreas con terrenos sembrados con trigo por al menos 75 años, de tal manera que fue posible tener dos usos del suelo de largo plazo. La Figura 5 muestra el caso del pastizal alto en relación a la distribución del COS por fracciones e incremento de la profundidad (Figura 5a) y el análisis de los parámetros a y b para estimar el COI (= 4.44 g C kg<sup>-1</sup> suelo) (Figura 5b).

La Figura 6 muestra el caso del cultivo de trigo, donde el COI estimado es de 2.06 g C kg<sup>-1</sup> suelo.

Una posible explicación de los diferentes COI a largo plazo, es que los pastizales altos tienen una distribución del COS más profunda que los cultivos anuales (Jobbágy y Jackson, 2000; DuPont *et al.*, 2014) y que los sistemas están en equilibrio, donde el cultivo ha formado un sistema nuevo. Esto implica que el COI del pasto se encuentra a mayor profundidad que el del cultivo de trigo (Qiu *et al.*, 2015).



**Figura 5. Distribución del COS con el aumento de la profundidad por fracciones físicas de un pastizal alto. (a) Espacio 1/T<sub>f</sub> - COS<sub>f</sub> y (b) espacio b-a de la relación COS<sub>f</sub> = a + b(1/T<sub>f</sub>) a diferentes profundidades.**

<sup>2</sup> Beniston, J. B. S. 2009. Soil organic carbon dynamics in tallgrass prairie land managements. B.Sc. Thesis. Graduate Program Environment and Natural Resources. The Ohio State University.

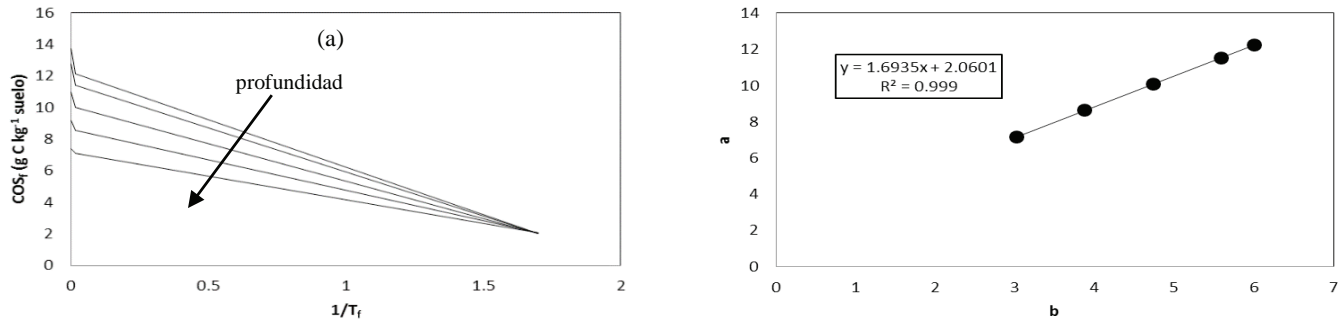


Figura 6. Distribución del COS con el aumento de la profundidad por fracciones físicas de un cultivo de trigo. (a) Espacio  $1/T_f - \text{COS}_f$  y (b) espacio b-a de la relación  $\text{COS}_f = a + b(1/T_f)$  del COM a diferentes profundidades.

## RESULTADOS

### Modelación de la Distribución del COS a Profundidad

Los datos de distancias verticales del COS en los perfiles están en función de las dimensiones de cada estrato de suelo definido, por lo que su patrón es irregular. Los análisis de la distribución vertical del COS en los perfiles de suelos fueron realizados bajo el supuesto que el valor promedio del COS está localizado en el punto medio de cada estrato del perfil. El error de localización, dependiente de cada modelo utilizado, es generalmente despreciable y dentro de los límites de incertidumbre de las posiciones verticales de los estratos. Esta situación ha sido analizada para el modelo potencial (Bennema, 1974), exponencial (Bennema, 1974; Bernoux *et al.*, 1998) y logarítmico (Hiederer, 2009), con conclusiones similares.

El ajuste de los modelos del Cuadro 3 fue realizado por regresión lineal usando la transformación de la ecuación (1). Para el caso de aplicar una restricción en los procesos de la base de datos esta fue definida como:  $R^2$  del ajuste mayor al dado (0.7, 0.8 y 0.9), patrón no decreciente y perfil con profundidad  $\geq 90$  cm. El caso sin restricciones considera solamente la situación con ajustes con  $R^2 \geq$  al definido (0.7, 0.8 y 0.9). En el caso de los valores mínimos, la gran mayoría es cero o cercana a cero. Para la técnica de Walkley-Black (Walkley y Black, 1934; Walkley, 1947), De Vos *et al.* (2007) establecieron su límite de cuantificación en alrededor de 0.3% (0.2-0.4%), por lo que este valor fue utilizado como un mínimo general para establecer los valores de COS mínimo para los ecosistemas. En la base de datos del COS de perfiles, la situación de  $\text{COS} = 0$  fue

modificada a  $\text{COS} = 3 \text{ g C kg}^{-1}$ , para evitar problemas de límites de cuantificación de los procedimientos de laboratorio usados.

El caso del modelo exponencial, seleccionado como el de mejor ajuste en la literatura, es aplicado por lo general definiendo los valores del COS límites (más superficial y más profundo), por lo que las estimaciones se concretan a estimar el valor de la pendiente b del modelo (Arrouays y Pelisser, 1994; Bernoux *et al.*, 1998; Minasny *et al.*, 2006; Meersmans *et al.*, 2009). Acotando la regresión a los límites resulta generalmente en mejores ajustes estadísticos.

El Cuadro 4 muestra el porcentaje de los perfiles disponibles que cumplen los criterios definidos, como forma de analizar los mejores ajustes de los modelos utilizados.

En lo general, el uso del formato de acumulados (del COS del estrato más superficial al más profundo) resulta en mejores ajustes. Para los criterios definidos los modelos potencial y logarítmico resultan en los mejores, tanto en formato normal como de acumulados, en su conjunto.

En relación a límites, el modelo potencial presenta el problema que cuando la profundidad tiende a cero, el COS tiende a infinito, restringiendo su uso (Bennema, 1974). Para el caso del modelo logarítmico, datos de profundidad en centímetros, para  $z = 1$  cm, se tiene  $\text{COS}(z) = a$  y para el caso de  $\text{COS}(z) = 0$  esta condición se alcanza cuando  $z = \exp(a/b)$ , con el parámetro  $a$  sin signo, definiendo una mejor versatilidad en los ajustes que en el caso del modelo potencial.

El uso de patrones indiferenciados por perfiles de suelos agrícolas, genera un sesgo al no considerar la situación de perturbación del suelo por efectos de labranza (Guillaume *et al.*, 2015) y sus consecuencias

**Cuadro 4. Resultados de los ajustes de regresión de los modelos, en porcentaje los que cumplen los criterios establecidos.**

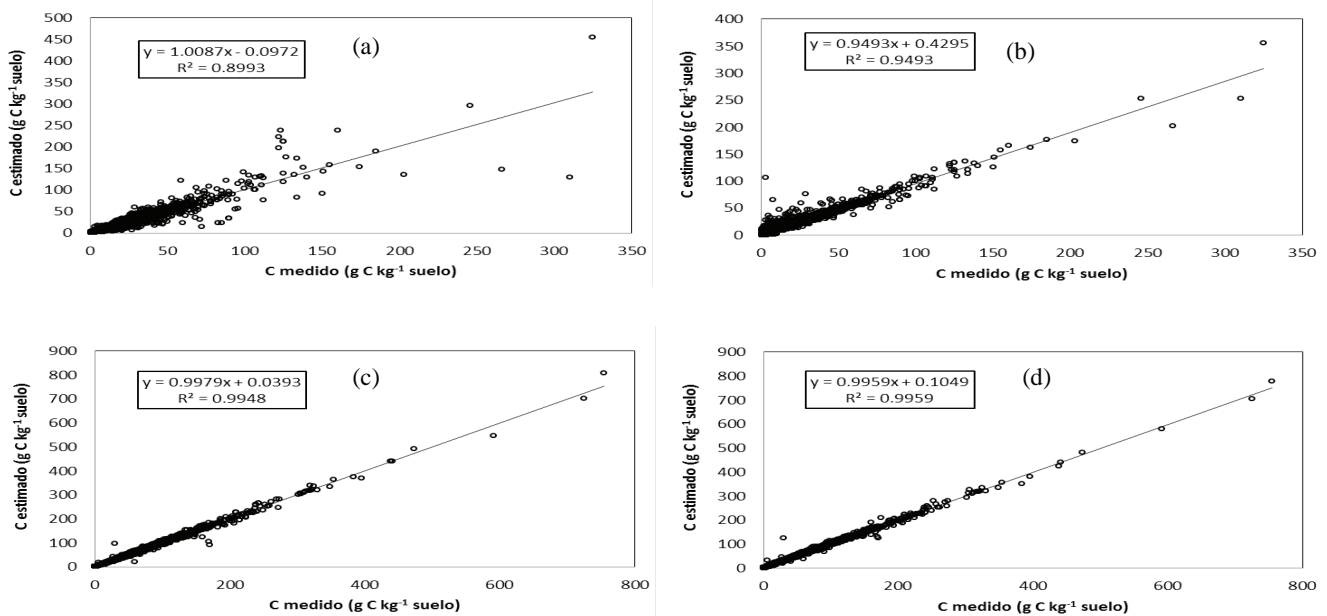
R <sup>2</sup> (≥)	Formato	Restricción	Modelo							
			1	2	3	4	5	6	7	8
0.7	Normal	No	62.69	69.01	68.30	73.26	67.11	68.39	35.39	54.50
	Normal	Si	70.21	80.40	79.48	85.40	75.18	79.71	37.09	59.07
	Acumulado	No	97.48	99.45	93.82	99.15	92.85	84.00	98.97	97.81
	Acumulado	Si	96.93	99.81	91.11	99.78	98.27	82.45	99.78	99.65
0.8	Normal	No	46.94	57.67	56.84	65.29	59.54	56.40	26.17	42.25
	Normal	Si	70.21	80.40	79.48	85.80	75.18	79.71	37.09	59.07
	Acumulado	No	90.27	98.94	79.95	97.49	81.85	61.27	97.53	93.83
	Acumulado	Si	88.01	99.68	76.38	99.68	90.47	56.45	99.48	98.62
0.9	Normal	No	29.12	37.73	39.74	46.57	47.20	36.75	17.32	29.29
	Normal	Si	70.21	80.40	79.48	85.80	75.18	79.70	37.09	59.06
	Acumulado	No	70.63	95.13	49.59	91.29	52.26	27.85	92.44	80.32
	Acumulado	Si	68.84	97.39	42.50	97.62	5.62	21.33	96.91	87.53

en la erosión del suelo y remoción del COS superficial (Lal, 2001). No obstante esto, que puede fácilmente modelarse (Meersmans *et al.*, 2009; Kempen *et al.*, 2011), el uso no restringido de condiciones en el ajuste de los modelos define una perspectiva de aplicaciones más genérica al incluir estos casos particulares.

Si se usan las bases de datos completas del COS en los perfiles de suelos, bajo la restricción de  $R^2 > 0$

de los ajustes y sin incluir valores negativos del COS (artefactos del ajuste estadístico de los modelos), la Figura 7 muestra los resultados generales del modelo potencial y logarítmico en formato normal y la Figura 8 en formato acumulado.

De los resultados mostrados en las Figuras 7 y 8, caso general de aplicación de los modelos a toda la base de datos del COS de los perfiles, el modelo



**Figura 7. Resultados del ajuste del modelo potencial y logarítmico. (a) formato normal sin restricciones, modelo potencial, (b) formato normal sin restricciones, modelo logarítmico, (c) formato normal con restricciones, modelo potencial y, (d) formato normal con restricciones, modelo logarítmico.**

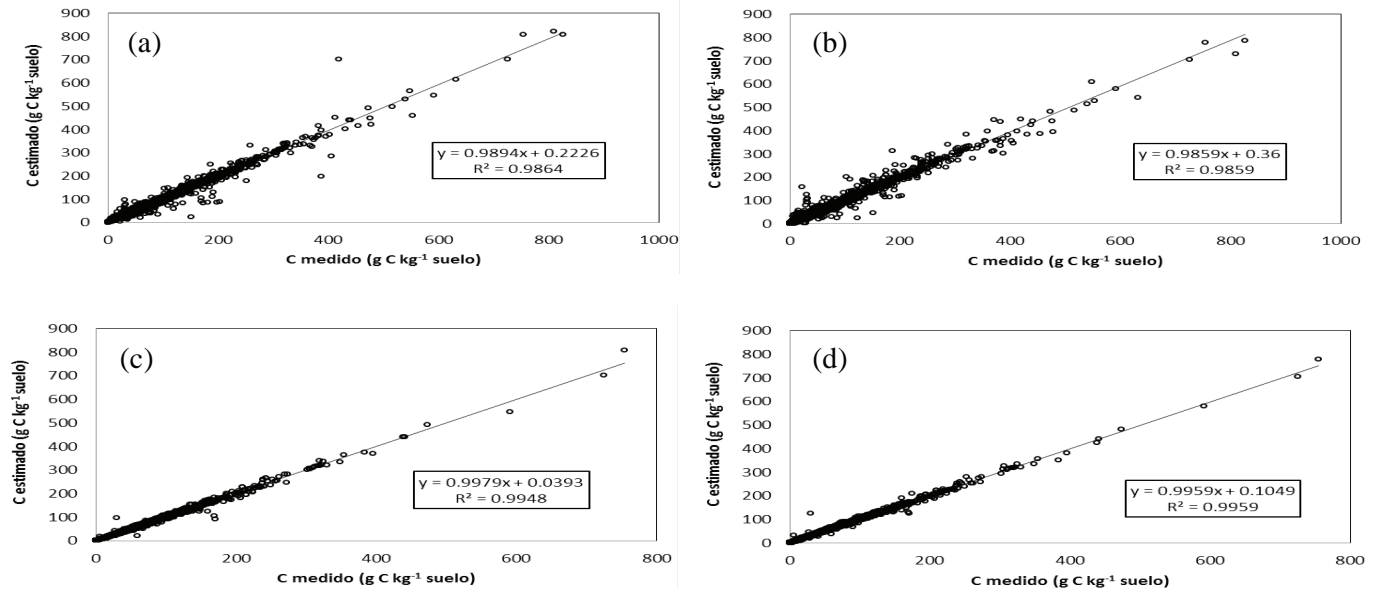


Figura 8. Resultados del ajuste del modelo potencial y logarítmico. (a) Formato acumulado sin restricciones, modelo potencial, (b) formato acumulado sin restricciones, modelo logarítmico, (c) formato acumulado con restricciones, modelo potencial y, (d) formato acumulado con restricciones, modelo logarítmico.

logarítmico resulta en ajustes adecuados y comparables con el modelo potencial, por lo que fue seleccionado dada su flexibilidad en los límites.

Considerando que los ajustes del modelo logarítmico al formato normal de los datos del COS resulta adecuado, en lo siguiente solo se consideran los análisis relacionados con este formato.

### Estimación del COI Usando Espacios Paramétricos y Estimación del COS en el Perfil

Los patrones de ajuste de los modelos de distribución vertical del COS en los perfiles de suelos pueden ser analizados principalmente en función de los tipos o grupos funcionales de la vegetación, la textura del suelo y el clima (Jobbágy Jackson, 2000). Jobbágy y Jackson (2000), usando datos de la distribución de las raíces (Jackson *et al.*, 1996), establecieron que la vegetación es la principal condicionante de la distribución del COS en los perfiles de suelos. Esta condición ha sido ratificada por diversos autores (Jobbágy y Jackson, 2001; Wang *et al.*, 2010; Lorenz *et al.*, 2011; Jafari, 2013), aunque hay evidencia de control fuerte por la textura del suelo (Zinn *et al.*, 2005).

Si el marco teórico-conceptual de la Figura 3 se aplica a la Figura 4, se obtiene un análisis de la agrupación de perfiles por ecosistemas de vegetación (*sensu* INEGI), donde para cada perfil individual se le buscó perfiles

cercanos usando un radio de búsqueda de 1000, 2500, 5000, 10 000 y 20 000 m para contar con secuencias de perturbación. Los perfiles seleccionados (parámetros del modelo logarítmico), que cumplen las condiciones o restricciones definidas (ajustes con  $R^2 \geq 0.7$ , patrón decreciente y profundidad del perfil  $\geq 90$  cm), se consideraron ecosistemas similares (sucesión primaria o secundaria, *sensu* INEGI) o vegetación alterada por actividades humanas (agricultura, bosque cultivado, zona urbana o vegetación inducida). El número de perfiles que cumplieron las condiciones fue de 4116. El uso de valores de radio de búsqueda pequeños (p. ej.: 1000 m) reduce la incertidumbre de considerar otros tipos de ecosistemas cercanos y los radios grandes (p. ej.: 10 000 m o 20 000 m) incrementa los errores de ecosistemas por traslape, pudiendo generarse un número de perfiles mayor al disponible.

La Figura 9 muestra un espacio b-a [modelo  $COS(z) = a + b \ln(z)$ ] para el ecosistema “Matorral Xerófilo”, donde los ajustes del patrón propuesto son adecuados, generando un patrón del tipo:

$$a = A + Bb \quad (2)$$

con  $A = COI$  en el suelo ( $g C kg^{-1}$ ) y  $B$  una constante multiplicativa.

El Cuadro 5 muestra los resultados obtenidos para todos los ecosistemas analizados.



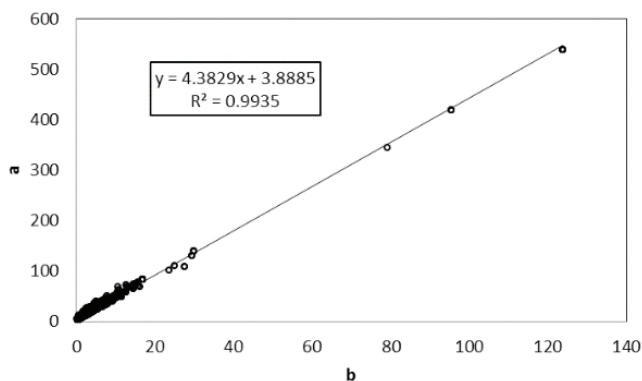


Figura 9. Espacio b-a para estimar COI del ecosistema “Matorral Xerófilo”.

En los inventarios nacionales GEI de México (de Jong *et al.*, 2010) se ha utilizado el valor del COS a la profundidad 0 a 30 cm (COS 30) estimado de la base de datos de perfiles analizada en este trabajo, a través de un promedio ponderado del COS por las dimensiones de los estratos en los perfiles. El COS 30 (medido) usando un promedio ponderado se muestra en la Figura 10, en relación al estimado usando la función logarítmica (no restricciones) para cada perfil, con  $z = 15$  cm para definir el centro del intervalo de 0 a 30 cm. La Figura 10 expresa que el modelo logarítmico reproduce en forma adecuada el COS 30.

Bajo consideraciones funcionales de relaciones matemáticas, se espera que el COS 30 medido (promedio ponderado de estratos u horizontes) esté relacionado con el parámetro  $a$  y  $b$  de la función logarítmica (Figura 11). En lo general, se espera que la mejor relación de COS 30 medido sea con el parámetro  $a$ , mediante la relación:

$$a = A1 + B1COS30 \tag{3}$$

Los parámetros  $A1$  y  $B1$  para los ecosistemas vegetales analizados están mostrados en el Cuadro 5, donde los ajustes estadísticos son adecuados.

Para el caso de tipos de vegetación *sensu* INEGI, el Cuadro 6 muestra los parámetros  $A$  y  $B$ , así como  $A1$  y  $B1$ , con resultados adecuados de los ajustes estadísticos.

Usando los parámetros  $A1$  y  $B1$  de los Cuadros 5 y 6 para estimar el parámetro  $a$  del modelo logarítmico del COS a profundidad y el parámetro  $b$  estimado de la relación (2) definida por  $A$  y  $B$  (Cuadros 5 y 6), la Figura 12 muestra los resultados obtenidos, que resultan adecuados para estimar el COS en el perfil del suelo con solo COS 30 cm medido y usando el tipo de ecosistema (caso con restricción) o vegetación (sin restricción).

### DISCUSIÓN

Los ajustes estadísticos del modelo logarítmico que se muestran para caracterizar la distribución del COS en profundidad de perfiles de suelos de México, plantean patrones relativamente regulares que pueden ser usados para analizar relaciones generales del COS en los diferentes tipos de ecosistemas y vegetación. Aunque en este trabajo solo se consideró el formato normal (no valores acumulados) de distribución del COS, usando el formato del COS acumulado a medida que aumenta la profundidad, las estimaciones asociadas a los ajustes de los modelos matemáticos pueden mejorarse y reducir las incertidumbres (errores de estimación).

Cuadro 5. Parámetros estimados de los ecosistemas de vegetación ( $A$  y  $B$  definidos en la Ecuación 2 y  $A1$  y  $B1$  en la Ecuación 3).

Ecosistema vegetación	A	B	R <sup>2</sup>	A1	B1	R <sup>2</sup>	n
Bosque de coníferas	5.404	4.444	0.991	-1.297	2.425	0.981	207
Bosque de encino	5.111	4.364	0.957	-0.222	2.455	0.968	145
Bosque mesófilo de montaña	5.317	4.368	0.997	-2.742	2.566	0.993	18
Matorral xerófilo	3.888	4.383	0.994	-3.241	2.528	0.968	2492
Pastizal	3.147	4.450	0.982	-4.290	2.589	0.966	287
Selva caducifolia	4.376	4.326	0.999	-2.820	2.562	0.991	140
Selva espinosa	2.082	4.476	0.992	-2.973	2.487	0.970	9
Selva perennifolia	2.475	4.408	0.994	-4.278	2.575	0.995	51
Selva subcaducifolia	4.064	4.350	0.995	-2.888	2.526	0.986	90
Vegetación hidrófila	4.566	4.297	0.997	-4.871	2.525	0.989	61

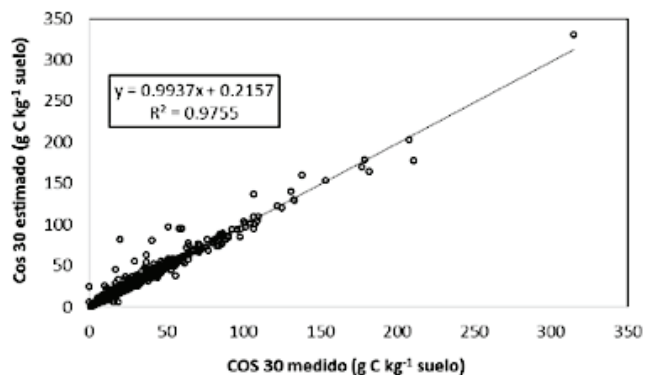


Figura 10. Relación entre el COS medido y el estimado usando la función logarítmica, caso sin restricciones.

Al usar valores de carbono acumulados del estrato más inferior al superior, se llega a un esquema similar al utilizado en las estimaciones del COI. No obstante los aspectos de mejoría de las estimaciones que pudiesen lograrse, los ejercicios realizados muestran que es posible modelar en forma estadísticamente adecuada la distribución vertical del COS en los suelos de México.

Si se considera que la información disponible en México consiste solo de mediciones del COS en la capa superficial del suelo (0-30 cm), la extensión de estas mediciones a profundidades mayores (p. ej.: 1.0 m) permite considerar el problema de desestabilización del COS por diferentes mecanismos, además de tener inventarios de GEI con enfoques de almacenes de carbono completos. El uso de la metodología planteada de estimación de los parámetros del modelo logarítmico usando el COS 30 y la información de ecosistema o tipo de vegetación genera resultados adecuados para expandir las estimaciones a profundidad, requiriéndose contar con una mapa de profundidad de los suelos, para

acotar las estimaciones cuando exista alguna barrera en el suelo (p. ej.: roca, cementación, etc.).

El análisis de las pendientes del modelo logarítmico de distribución vertical del COS para los diferentes ecosistemas y tipos de vegetación, muestra que sus valores son muy cercanos entre si y solo las intersecciones muestran variaciones significativas, planteando que es posible generar un modelo general con una pendiente única, que crea un espacio  $b-a$  del modelo logarítmico de líneas rectas paralelas, cuyas intersecciones con el eje  $a$  definen el carbono orgánico inerte (COI). Algo similar ocurre con los valores de las pendientes asociadas al espacio de COS 30 —Parámetro  $a$  del modelo logarítmico.

Las variaciones limitadas de los parámetros  $B$  y  $B1$  (ver Cuadros 5 y 6) muestran cierto grado de universalidad de patrones del COS a profundidad, por lo que permitirían unificar esquemas de caracterización de los suelos en una perspectiva más holística de la biogeoquímica (Fierer *et al.*, 2009).

Para modelos de la dinámica del COS como el COLPOS (Paz *et al.*, 2016), las estimaciones del COI generadas para los ecosistemas y tipos de vegetación analizados permiten parametrizaciones operativas, las cuales pueden ser usadas para estimar el COS en las diferentes fracciones físicas. De esta manera, para cada profundidad del suelo, es posible estimar el COS en los compartimento del carbono orgánico particulado, organomineral e inerte.

El uso de estrato secuencias, como equivalente al de las cronosecuencias, permite un método simple y operativo para caracterizar dinámicas del COS asociadas a gradientes de perturbación o cambio de uso del suelo. Este enfoque es novel y resulta muy atractivo para su aplicación en países con recursos económicos restringidos.

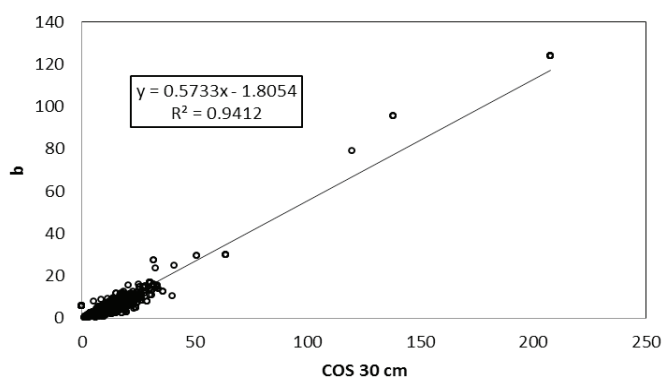
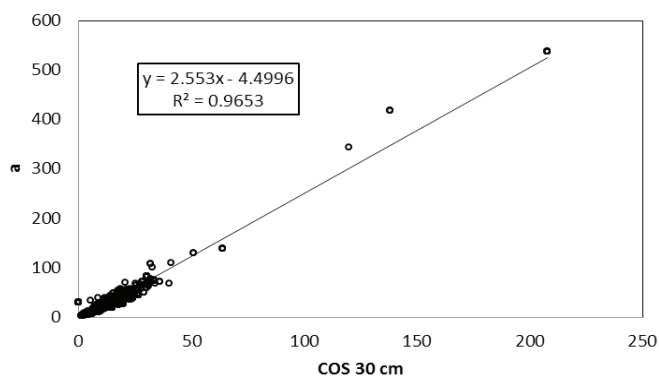


Figura 11. Relación entre COS 30 cm medido y el parámetro  $a$  y  $b$  para el ecosistema "Matorral Xerófilo".

**Cuadro 6. Parámetros estimados de los tipos de vegetación.**

Tipo vegetación	A	B	R <sup>2</sup>	A1	B1	R <sup>2</sup>	N
Bosque de oyamel	1.921	4.862	0.934	13.208	1.915	0.876	32
Bosque de pino	3.431	4.480	0.980	-0.332	2.377	0.962	331
Bosque de pino-encino	4.880	4.293	0.970	0.481	2.384	0.951	984
Bosque de encino	4.911	4.284	0.967	-1.999	2.449	0.948	581
Bosque de encino-pino	7.399	3.857	0.937	-3.615	2.425	0.915	9
Chaparral	3.155	4.628	0.980	-4.594	2.574	0.992	24
Matorral crasicaule	5.317	4.097	0.960	-3.290	2.558	0.976	180
Matorral desértico micrófilo	4.176	4.331	0.982	-2.192	2.371	0.940	2565
Matorral desértico rosetófilo	4.761	4.345	0.995	-7.417	2.759	0.972	188
Matorral espinoso tamaulipeco	2.739	4.544	0.977	-3.081	2.435	0.957	755
Matorral rosetófilo costero	1.851	4.708	0.987	1.588	2.209	0.815	19
Matorral sarcocaula	3.364	4.336	0.998	-2.847	2.594	0.988	60
Matorral submontano	6.843	4.203	0.953	-3.279	2.387	0.853	346
Matorral subtropical	6.276	4.037	0.922	-1.994	2.285	0.894	79
Mezquital	4.205	4.406	0.938	-0.168	2.163	0.881	75
Vegetación de desiertos arenosos	1.863	4.467	0.987	-1.641	2.255	0.902	9
Vegetación de dunas costeras	3.566	4.320	0.999	-2.537	2.591	0.994	25
Vegetación halófila	2.819	4.436	0.965	-2.931	2.521	0.958	411
Pastizal gipsófilo	4.377	4.549	0.954	-5.929	2.611	0.997	16
Pastizal halófilo	4.022	4.351	0.994	-3.116	2.487	0.975	121
Pastizal natural	3.860	4.275	0.969	-1.254	2.361	0.868	403
Sabana	4.051	4.327	0.999	-3.738	2.563	0.991	36
Selva baja caducifolia	3.869	4.270	0.993	-3.584	2.542	0.976	805
Selva mediana caducifolia	5.072	4.095	0.969	-0.109	2.213	0.902	11
Selva baja espinosa	1.464	4.554	0.991	-2.020	2.369	0.976	7
Selva alta perennifolia	6.139	4.119	0.981	-0.003	2.302	0.902	44
Selva mediana subperennifolia	3.960	4.270	0.980	1.481	2.303	0.867	72
Selva baja subcaducifolia	2.882	4.113	0.820	-2.072	2.408	0.893	5
Selva mediana subcaducifolia	5.060	4.291	0.983	-1.614	2.459	0.948	213
Manglar	4.030	4.284	0.997	-2.701	2.547	0.987	58
Popal	3.720	4.243	0.984	-7.055	2.564	0.971	6
Tular	2.686	4.862	0.918	-4.817	2.508	0.968	37
Vegetación de galería	3.604	4.160	0.977	-4.531	2.564	0.955	8

Los desarrollos presentados implican que es necesario reconsiderar las estrategias y métodos de muestreo, que además de considerar todos los factores para la estimación del COS (Hamburg, 2000), deben ser realizados a profundidades de al menos 100 cm (Harrison *et al.*, 2011). La urgente necesidad de estandarizar métodos, protocolos de análisis y estudios

cruzados de caso (Fierer *et al.*, 2009; Jandl *et al.*, 2014) permitirá obtener caracterización biogeoquímicas de los suelos generalizables y parametrizaciones de modelos en forma interoperable. Un buen ejemplo de considerar estas visiones integrales en la medición de todos los almacenes de carbono en ecosistemas terrestres es el de Monreal *et al.* (2005).

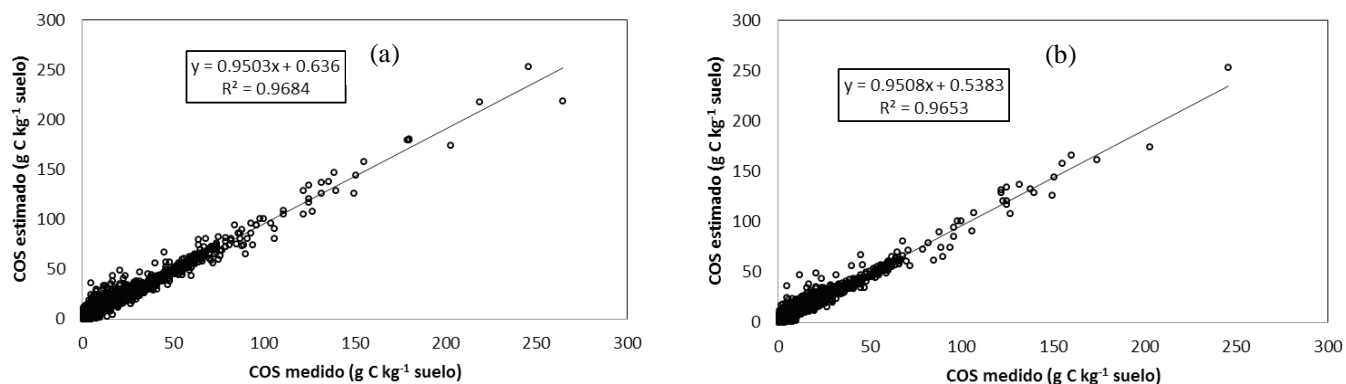


Figura 12. Estimaciones del COS en los perfiles del suelo usando solamente COS 30 cm. (a) Caso sin restricciones y (b) caso con restricciones.

## CONCLUSIONES

Los resultados en este trabajo plantean que es posible generar metodologías alternativas para parametrización de modelos de la dinámica del carbono orgánico de los suelos (COS), particularmente el carbono orgánico inerte (COI). El análisis, modelación y síntesis de la base de datos de COS de perfiles distribuidos geográficamente en todo México, con algunos sesgos de representatividad de ecosistemas y tipos de vegetación, permite obtener una serie de conclusiones relevantes:

- El modelo logarítmico, caracterizado por los parámetros “a” (intersección) y “b” (pendiente) resulta adecuado para modelar la mayoría de la distribución vertical del COS en los perfiles de suelos de México.
- El COS de 0 a 30 cm, usado en los inventarios nacionales de GEI, puede relacionarse con los parámetros “a” o “b” del modelo logarítmico, aunque la relación con “a” conlleva mejores resultados.
- Las relaciones entre los parámetros “b” y “a” para ecosistemas y tipos de vegetación muestran ser estables y producen una estimación adecuada del COI.
- Usando las relaciones genéricas desarrolladas por ecosistemas y tipos de vegetación, se pueden obtener estimaciones adecuadas del carbono a profundidad con solo el dato del COS de 0 a 30 cm.
- Los desarrollos obtenidos en este trabajo permiten estimar el COI por ecosistema o grupo de vegetación, para parametrizar modelos de la dinámica del COS por horizonte del suelo y extenderlos hasta los límites de su profundidad. Para esto es necesario desarrollar mapas de profundidad de suelos, lo cual será explorado en otro trabajo.

## LITERATURA CITADA

- Adams, A. B., R. B. Harrison, R. S. Sletten, B. D. Strahm, E. C. Turnblom, and C. M. Jensen. 2005. Nitrogen-fertilization impacts on carbon sequestration and flux in managed coastal Douglas-fir stands of the Pacific Northwest. *For. Ecol. Manage.* 220: 313-325. doi:10.1016/j.foreco.2005.08.018.
- Arrouays, D., C. Feller, C. Jolivet, N. Saby, F. Andreux, M. Bernoux, et C. Cerri. 2003. Estimation de stocks de carbone organique des sols à différentes échelles d'espace et des temps. *Étude Gest. Soils* 10: 347-355.
- Arrouays, D. and P. Pelissier. 1994. Modeling carbon storage profiles in temperate forest humic loamy soils of France. *Soil Sci.* 157: 185-192.
- Balesdent, J., E. Besnard, D. Arrouays, and C. Chenu. 1998. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. *Plant Soil* 201: 49-57.
- Barré, P., T. Eglin, B. T. Christensen, P. Ciais, S. Houot, T. Kätterer, F. van Oort, P. Peylin, P. R. Poulton, V. Romaneukov, and C. Chenu. 2010. Quantifying and isolating stable soil organic carbon using long-term bare fallow experiments. *Biogeosciences* 7: 3839-3850.
- Batjes, N. H. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.* 47: 151-163.
- Bennema, J. 1974. Organic carbon profiles in oxisols. *Pédologie* 24: 119-146.
- Beniston, J. W., S. T. DuPont, J. D. Glover, R. Lal, and J. A. J. Dungait. 2014. Soil organic carbon dynamics 75 years after land-use change in perennial grassland and annual wheat agricultural systems. *Biogeochemistry* 120: 37-49. doi:10.1007/s10533-014-9980-3.
- Bernoux, M., D. Arrouays, C. C. Cerri, and H. Bourennane. 1998. Modeling vertical distribution of carbon in oxisols of the western Brazilian Amazon (Rondonia). *Soil Sci.* 163: 941-951.
- Braakhekke, M. C., C. Beer, M. R. Hoosbeek, M. Reichstein, B. Kruijt, M. Schrumpf, and P. Kabat. 2011. SOMPROF: A vertically explicit soil organic model. *Ecol. Modell.* 222: 1712-1730.
- Braakhekke, M. C., T. Wutzler, C. Beer, J. Kattge, M. Schrumpf, B. Ahrens, I. Schöning, M. R. Hoosbeek, B. Kruijt, P. Kabat, and M. Reichstein. 2013. Modeling the vertical soil organic matter

- profile using Bayesian parameter estimation. *Biogeosciences* 10: 399-420.
- Campbell, E. E. and K. Paustian. 2015. Current developments in soil organic matter modeling and the expansion of model applications: A review. *Environ. Res. Lett.* 10(12):123004. doi:10.1088/1748-9326/10/12/123004.
- Canary, J. D., R. B. Harrison, J. E. Compton, and H. N. Cheppell. 2000. Additional carbon sequestration following repeated urea fertilization of second-growth Douglas-fir stands in western Washington. *For. Ecol. Manage.* 138: 225-232.
- Chabbi, A., I. Kögel-Knabner, and C. Rumpel. 2009. Stabilized carbon in subsoil horizons is located in spatially distinct parts of the soil profile. *Soil Biol. Biochem.* 41: 256-261.
- Coleman, K. and D. S. Jenkinson. 1996. RothC-26.3: A model of the turnover of carbon in soil. pp. 237-246. *In*: D. S. Powlson, P. Smith, and J. U. Smith (eds.). *Evaluation of soil organic matter models. Using existing long-term datasets.* Springer-Verlag, Berlin.
- Conant, R. T., J. M. Steinweg, M. L. Haddix, E. A. Paul, A. F. Plante, and J. Six. 2008. Experimental warming shows that decomposition temperature sensitivity increases with soil organic matter recalcitrance. *Ecology* 89: 2384-2391.
- de Jong, B., C. Anaya, O. Masera, M. Olguín, F. Paz, J. Etchevers, R. Martínez, G. Guerrero, and C. Balbontín. 2010. Greenhouse gas emissions between 1993 and 2002 from land-use change and forestry in Mexico. *For. Ecol. Manage.* 260: 1689-1701.
- De Vos, B., S. Lettens, B. Muys, and J. A. Deckers. 2007. Walkley-Black analysis of forest soil organic carbon: Recovery, limitations and uncertainty. *Soil Use Manage.* 23: 221-229.
- Desjardins, T., F. Anreux, B. Volkoff, and C. C. Cerri. 1994. Organic carbon and  $^{13}\text{C}$  contents in soils and soil size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. *Geoderma* 61: 103-118.
- Diochon, A. C. and L. Kellman. 2008. Natural abundance measurements of  $^{13}\text{C}$  indicate increased deep soil carbon mineralization after forest disturbance. *Geophys. Res. Lett.* 35: L14402. doi:10.1029/2008GL034795.
- Diochon, A. C. and L. Kellman. 2009. Physical fractionation of soil organic matter: Destabilization of deep soil carbon following harvesting of a temperate coniferous forest. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 114: 01016. doi: 10.1029/2008JG000844.
- Drigo, B., G. A. Kowalchuck, and J. A. van Veen. 2008. Climate change goes underground: Effects of elevated atmospheric  $\text{CO}_2$  on microbial community structure and activities in the rhizosphere. *Biol. Fertil. Soils* 44: 667-679.
- DuPont, S. T., J. Beniston, J. D. Glover, A. Hodson, S. W. Culman, R. Lal, and H. Ferris. 2014. Root traits and soil properties in harvested perennial grassland, annual wheat, and never-tilled annual wheat. *Plant Soil* 381: 405-420. doi:10.1007/s11104-014-215-2.
- Elzein, A. and J. Balesdent. 1995. Mechanistic simulation of vertical distribution of carbon concentrations and residence times in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 1328-1335.
- Fang, C., P. Smith, J. B. Moncrieff, and J. U. Smith. 2005. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature* 433: 57-59.
- FAO (Food and Agriculture Organization). 2001. *Soil organic sequestration for improved land management.* Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome.
- Fierer, N., A. S. Grandy, J. Six, and E. A. Paul. 2009. Searching for unifying principles in soil ecology. *Soil Biol. Biochem.* 41: 2249-2256. doi:10.106/j.soilbio.2009.06.009.
- Fontaine, S., S. Barot, P. Barré, N. Bdioui, B. Mary, and C. Rumpel. 2007. Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature* 450: 277-310.
- Grace, P. R., J. N. Ladd, G. P. Robertson, and S. H. Gage. 2006. SOCRATES – A simple model for predicting long-term changes in soil organic carbon in terrestrial ecosystems. *Soil Biol. Biochem.* 38: 1172-1176.
- Gregorich, E. G., B. H. Ellert, and C. M. Monreal. 1995. Turnover of soil organic matter and storage of corn residue carbon estimated from natural  $^{13}\text{C}$  abundance. *Can. J. Soil Sci.* 75: 161-167.
- Guillaume, T., M. Damris, and Y. Kuzyakov. 2015. Losses of soil carbon by converting tropical forest to plantations: Erosion and decomposition estimated by  $\delta^{13}\text{C}$ . *Glob. Change Biol.* 21: 3548-3560. doi:10.1111/gcb.19907.
- Hamburg, S. P. 2000. Simple rules for measuring changes in ecosystem carbon in forestry-offset projects. *Mitig. Adapt. Strat. Glob. Change* 5:25-37.
- Harper, R. J. and M. Tibbett. 2013. The hidden organic carbon in deep mineral soils. *Plant Soil* 368: 641-648.
- Harrison, R. B., P. W. Footen, and B. D. Strahm. 2011. Deep soil horizons: Contribution and importance to soil carbon pools in assessing whole-ecosystem response to management and global change. *For. Sci.* 57: 67-76.
- Hilinski, T. E. 2001. Implementation of exponential depth distribution of organic carbon in Century model. [www.nrel.colostate/projects/century5/reference/html/century/exp-c-distrib.htm](http://www.nrel.colostate/projects/century5/reference/html/century/exp-c-distrib.htm). (Consulta: junio15, 2015).
- Hiederer, R. 2009. *Distribution of organic carbon in soil profile data.* EUR 23980 EN. Office of Official Publications of the European Communities. Luxembourg.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). 1997. *Base de datos geograficos. Diccionario de datos de uso del suelo y vegetación (vectorial).* Escala 1:250,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Aguascalientes, Ags., México.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2006. *2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories, Prepared by the National Greenhouse Gas Inventories Programme. Agriculture, forestry and other land use.* H. S. Eggleston, L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara, and K. Tanabe (eds.). Published: IGES. Japan.
- Jackson, R. B., J. Canadell, J. R. Ehleringer, H. A. Mooney, O. E. Sala, and E. D. Schulze. 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* 108: 389-411.
- Jafari, H. J. 2013. Relationship between root biomass and soil organic carbon: Case study of arid shrub lands of semman province. *Desert* 18: 173-176.
- James, J., W. Devine, R. Harrison, and T. Terry. 2014. Deep soil carbon: Quantification and modeling in subsurface layers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 78: S1-S10. doi:10.2136/sssaj2013.06.0245nafsc.
- Jandl, R., M. Rodeghiero, C. Martinez, M. F. Cotrufo, B. Bampa, B. van Wesemael, R. B. Harrison, I. A. Guerrini, D. B. Richter, L. Rustad, K. Lorenz, A. Chabbi, and F. Miglietta. 2014. Current status, uncertainty and future needs in soil organic carbon monitoring. *Sci. Total Environ.* 468-469: 376-383.

- Jenkinson, D. S. and K. Coleman. 2008. The turnover of organic carbon in subsoils. Part 2. Modelling carbon turnover. *Eur. J. Soil Sci.* 59: 400-413.
- Jenkinson, D. S. and J. H. Rayner. 1977. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Sci.* 123: 298-305.
- Jenkinson, D. S., P. R. Poulton, and C. Bryant. 2008. The turnover of organic carbon in subsoils. Part 1. Natural and bomb radiocarbon in soil profiles from the Rothamsted long-term field experiments. *Eur. J. Soil Sci.* 59: 391-399.
- Jobbágy, E. G. and R. B. Jackson. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol. Applic.* 10: 423-436.
- Jobbágy, E. G. and R. B. Jackson. 2001. The distribution of soil nutrients with depth: Global patterns and the imprint of plants. *Biogeochemistry* 53: 51-77.
- Kaiser, K., K. Eusterhues, C. Rumpel, G. Guggenberger, and I. Kögel-Knabner. 2002. Stabilization of organic matter by soil minerals - investigations of density and particle-size fractions from two acid forest soils. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 165: 451-459.
- Kempen, B., D. J. Brus, and J. J. Stoorvogel. 2011. Three-dimensional mapping of soil organic matter content using soil type-specific depth functions. *Geoderma* 162: 107-123.
- Knorr, W., I. C. Prentice, J. I. Hoose, and E. A. Holland. 2005. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature* 433: 298-301.
- Lal, R. 2001. Soil degradation by erosion. *Land Degradat. Dev.* 12: 519-539.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma* 123: 1-22.
- Lal, R. 2009. Challenges and opportunities in soil organic matter research. *Eur. J. Soil Sci.* 60: 158-169.
- Li, Z. and Q. Zhao. 2001. Organic carbon content and distribution in soils under different land uses in tropical and subtropical China. *Plant Soil* 231: 175-185.
- Lorenz, K. and R. Lal. 2005. The depth distribution of soil organic carbon in relation to land use and management and the potential of carbon sequestration in subsoil horizons. *Adv. Agron.* 88: 35-66.
- Lorenz, K., R. Lal, and M. J. Shipitalo. 2011. Stabilized soil organic pools in subsoil under forest are potential sinks for atmospheric CO<sub>2</sub>. *For. Sci.* 57: 19-25.
- Mathieu, J. A., C. Hatté, J. Balesdent, and E. Parent. 2015. Deep soil carbon dynamics are driven more by soil type than by climate: a worldwide meta-analysis of radiocarbon profiles. *Global Change Biol.* 21: 4278-4292.
- Meersmans, J., B. van Wesemael, F. De Rodder, and M. Van Molle. 2009. Modelling the three-dimensional spatial distribution of soil organic carbon (SOC) at the regional scale (Flanders, Belgium). *Geoderma* 152: 43-52.
- Menichetti, L., S. Houot, F. van Oort, T. Kätterer, B. T. Christensen, C. Chenu, P. Barré, N. A. Vasilyeva, and A. Ekblad. 2014. Increase in soil stable carbon isotope ratio relates to loss of organic carbon: Results from five long-term bare fallow experiments. *Oecologia* 177: 811-821. doi:10.1007/s00442-014-3114-4.
- Meysman, F. J. R., J. J. Middelburg, and C. H. R. Heip. 2006. Bioturbation: A fresh look at Darwin's last idea. *Trends Ecol. Evolut.* 21: 688-695.
- Minasny, B., A. B. McBratney, M. L. Mendoca-Santos, I. O. A. Odeh, and B. Guyon. 2006. Prediction and digital mapping of soil carbon storage in the Lower Namoi Valley. *Aust. J. Soil Res.* 44: 233-244.
- Mishra, U., R. Lal, B. Slater, F. Calhoun, D. Liu and M. Van Meirvenne. 2009. Predicting soil organic carbon stock using profile depth distribution functions and ordinary kriging. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73: 614-621.
- Monreal, C. M., J. D. Etchevers, M. Acosta, C. Hidalgo, J. Padilla, R. M. López, L. Jiménez, and A. Velázquez. 2005. A method for measuring above – and below-ground C stocks in hillside landscapes. *Can. J. Soil Sci.* 85: 523-530.
- Nakane, K. 1976. An empirical formulation of the vertical distribution of carbon concentration in forest soils. *Jpn. J. Ecol.* 26: 171-174.
- Parton, W. J., J. W. B. Stewart, and C. V. Cole. 1988. Dynamic of C, N, P and S in grassland soil: A model. *Biogeochemistry* 5: 109-131.
- Paustian, K., H. P. Collins, and E. A. Paul. 1997. Management controls on soil carbon. pp: 15-49. *In*: H. P. Collins, E. A. Paul, K. Paustian, and E. T. Elliott (eds.). *Soil organic matter in temperate agroecosystems: Long term experiments in North America*. CRC Press. Boca Raton, FL, USA.
- Paz, F., S. Covaleda y J. Etchevers. 2014. Distribución del carbono orgánico en los diferentes tamaños de partículas del suelo: modelo simple de cinética lineal. *Terra Latinoamericana* 32: 127-142.
- Paz, F., S. Covaleda, C. Hidalgo, J. Etchevers y F. Matus. 2016. Modelación simple y operativa de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en los suelos. *Terra Latinoamericana* 34: 321-337
- Qiu, L., X. Wei, T. Ma, Y. Wei, R. Horton, X. Zhang, and J. Cheng. 2015. Effects of land-use change on soil organic carbon and nitrogen in density fractions and soil  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{14}\text{N}$  in semiarid grasslands. *Plant Soil* 390: 419-430.
- Rosenbloom, N. A., S. C. Doney, and D. S. Schimel. 2001. Geomorphic evolution of soil texture and organic matter in eroding landscapes. *Global Biogeochem. Cycl.* 15: 365-381.
- Rosenbloom, N. A., J. W. Harden, J. C. Neff, and D. S. Schimel. 2006. Geomorphic control of landscape carbon accumulation. *J. Geophys. Res.* 111: 1-10. doi:10.1029/2005JG000077.
- Rumpel, C. and I. Kögel-Knabner. 2011. Deep soil organic matter – a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. *Plant Soil* 338: 143-158.
- Rumpel, C., I. Kögel-Knabner, and F. Bruhn. 2002. Vertical distribution, age, and chemical composition of organic carbon in two forest soils of different pedogenesis. *Org. Geochem.* 33: 1131-1142.
- Schrumpf, M., K. Kaiser, G. Guggenberger, T. Persson, I. Kögel-Knabner, and E. D. Schulze. 2013. Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals. *Biogeosciences* 10: 1675-1691.

- Strahm, B. P., R. B. Harrison, T. A. Terry, T. B. Harrington, A. B. Adams, and P. W. Foten. 2009. Changes in dissolved organic matter with depth suggest the potential for postharvest organic matter retention to increase subsurface soil carbon pools. *For. Ecol. Manage.* 258: 2347-2352.
- Takahashi, A., T. Hiyama, H. A. Takahashi, and Y. Fukushima. 2004. Analytical estimation of the vertical distribution of CO<sub>2</sub> production within soil: Application to Japanese temperate forest. *Agric. For. Meteorol.* 126: 223-235.
- Taylor, J. P., B. Wilson, M. S. Mills, and R. G. Burns. 2002. Comparison of microbial numbers and enzymatic activities in surface soils and subsoils using various techniques. *Soil Biol. Biochem.* 34: 387-401.
- von Lütow, M., I. Kögel-Knabner, K. Ekschmitt, E. Matzner, G. Guggenberger, B. Marschner, and H. Flessa. 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – A review. *Eur. J. Soil Sci.* 57: 426-445.
- von Lütow, M., I. Kögel-Knabner, B. Ludwig, E. Matzner, H. Flessa, K. Ekschmitt, G. Guggenberger, B. Marschner, and K. Kalbitz. 2008. Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: development and application of a conceptual model. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 171: 111-124.
- Walkley, A. 1947. A critical examination of a rapid method for determining organic carbon in soils – effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil Sci.* 37: 29-38.
- Walkley, A. and A. I. Black. 1934. An examination of the Degt Jareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.* 37: 29-38.
- Wang, Y., Y. Li, X. Ye, Y. Chu, and X. Wang. 2010. Profile storage of organic/inorganic carbon in soil: From forest to desert. *Sci. Total Environ.* 408: 1925-1931.
- Wang, Y., M. Shao, C. Zhang, Z. Liu, J. Zou, and J. Xiao. 2015. Soil organic carbon in deep profiles under Chinese continental monsoon climate and its relations with land uses. *Ecol. Engineer.* 82: 361-367.
- Wynn, J. G., M. I. Bird, and V. N. L. Wong. 2005. Rayleigh distillation and the depth profile <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratios of soil organic matter from soils of disparate texture in Iron Range National Park, Far North Queensland, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69: 1961-1973.
- Zinke, P. J., S. Sabharsi, and P. Kunstader. 1978. Soil fertility aspects of the Lua forest fallow system of shifting cultivation. pp. 134-159. *In*: P. Kundtader, E. C. Chapma, and S. Sabharsi (eds.). *Farmers in the forest*. Univerty Press of Hawaii. Honolulu, HI, USA.
- Zinn, Y. L., R. Lal, and D. V. S. Resck. 2005. Texture and organic relations described by a profile pedotransfer function for Brazilian Cerrado soils. *Geoderma* 127: 168-173.

# Desempeño del modelo rothc-26.3 a nivel de parcela en México

## Performance of the rothc-26.3 model at the plot level in Mexico

Lucila González Molina<sup>1‡</sup>, Jorge D. Etchevers Barra<sup>2</sup>, Fernando Paz Pellat<sup>3</sup>,  
Fernando Carrillo Anzures<sup>1</sup>, Miguel Acosta Mireles<sup>1</sup> y Aurelio Báez Pérez<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP). Carretera Los Reyes-Textcoco, Km 13.5 56250 Coatlínchán, Estado de México, México.

<sup>‡</sup>Autora responsable (gonzalez.lucila@inifap.gob.mx)

<sup>2</sup> Edafología, <sup>3</sup> Hidrociencias, Campus Montecillo. Colegio de Postgraduados. Carretera México-Textcoco km 36.5. 56230 Montecillo, Estado de México, México.

<sup>4</sup> Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP), C.E. Bajío. Km. 6.5 Carretera Celaya-San Miguel de Allende s/n, Col. Roque. 38110 Celaya, Guanajuato, México.

### RESUMEN

De acuerdo con el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (PICC), deben reportarse los almacenes y cambios del carbono orgánico del suelo (COS) en el tiempo. El modelo RothC-26.3 (RothC) es uno de los más usados en el mundo para estudiar la dinámica del C en diferentes sistemas. Se evaluó el desempeño del RothC en la simulación de los cambios del COS, a nivel de parcela, en experimentos de corta duración. Se evaluaron nueve sitios y los sistemas: agrícola con residuos vegetales (A+R), agrícola sin residuos (A-R), forestales (F), praderas (PR) y agostaderos (AGOS). Las parcelas experimentales se ubicaron en los estados de México, Tlaxcala, Michoacán, Guanajuato, Oaxaca, Jalisco y Nuevo León. El RothC se ejecutó (i) con el  $COS_{inicial}$ , medido en cada punto de muestreo (\*CIPUN) en parcelas de la Sierra Norte de Oaxaca y, (ii) con el  $COS_{inicial}$  promedio medido por parcela (\*CIPAR) en el resto de los sitios. Se midieron y estimaron los parámetros de entrada al modelo, como residuos vegetales y abonos orgánicos. El grado de asociación entre el COS medido y el simulado fue de 0.76 y hasta 1.0 en todos los sitios. La eficiencia del modelo (EF) varió entre 0.53 y 0.93, excepto en el Batán, donde se evaluaron sistemas de labranza (EF= -0.60). La  $r$ , en ambas formas de simulación, varió entre 0.63 y 0.97, excepto en AGOS; EF en los agrícolas fue de 0.48 a 0.84 y de 0.81 en F \*CIPAR. La EF fue insatisfactoria obtenida para los AGOS (\*CIPAR) y forestales y praderas (\*CPUN). Considerando los resultados de los sitios y sistemas y, la forma de simulación \*CIPAR, el modelo RothC se puede usar con buena aceptación para simular

los cambios de COS a nivel de parcela en los sistemas agrícolas y forestales, mediana en praderas y baja en agostaderos.

**Palabras clave:** *residuos vegetales; uso de suelo; sistemas de cultivo.*

### SUMMARY

To comply with the guidelines of the Intergovernment Panel on Climate Change (IPCC), it is necessary to report changes in soil organic carbon (SOC) stocks. The RothC-26.3 (RothC) model is one of the most used models worldwide to study C dynamics in different systems. This study evaluated the performance of RothC in simulating SOC stocks changes at the plot level in short-term experiments. Nine sites were assessed as well as five systems: agriculture with plant residues (A+R), agriculture without residues (A-R), forest (F), grassland (GL) and grazing commons (GRC). The experimental plots were located in the states of México, Tlaxcala, Michoacán, Guanajuato, Oaxaca, Jalisco and Nuevo León. RothC was run (i) with  $SOC_{initial}$  measured at each sampling point (\*CIPUN) only in the plot in the Sierra Norte of Oaxaca and (ii) with average  $SOC_{initial}$  measured in each plot (\*CIPAR) in the rest of the plots. The entry parameters of the model, as well as the plant residues and organic fertilizers, were measured and estimated. The degree of association  $r$  between measured and simulated SOC was in the range of 0.7 to 1.0 in all of the sites. Model efficiency (EF) was between 0.53 and 0.93, except at the Batán site where tillage systems were assessed. In the evaluation by system, in both forms

#### Como citar este artículo:

González Molina, L., J. D. Etchevers Barra, F. Paz Pellat, F. Carrillo Anzures, M. Acosta Mireles y A. Báez Pérez. 2016. Desempeño del modelo rothc-26.3 a nivel de parcela en México. *Terra Latinoamericana* 34: 357-366.

Recibido: noviembre de 2015. Aceptado: marzo de 2016.

Publicado en *Terra Latinoamericana* 34: 357-366.



of simulation,  $r$  was between 0.63 and 0.95, except in GRC. EF was 0.48 to 0.84 in A+R and A-R and 0.81 in F\*CIPAR. The grazing commons are complex because of heterogeneity of vegetation, soil, climate variability and grazing. Considering the results in the study sites, RothC can be used acceptably in the simulation of SOC changes without modifying its internal parameters.

**Index words:** *plant residues; land use; cropping systems.*

## INTRODUCCIÓN

El carbono orgánico del suelo (COS) además de ser uno de los principales reservorios terrestres de carbono con 760 Pg (1 Pg =  $1 \times 10^{15}$  g) a un metro de profundidad (Eswaran *et al.*, 1993) tiene un efecto sobre la calidad del suelo y productividad de los sistemas agrícolas, también puede secuestrar CO<sub>2</sub> atmosférico (Farage *et al.*, 2007). Para predecir la dinámica de los cambios de COS (secuestro o pérdida) por diferentes esquemas de cambio de uso del suelo o prácticas de manejo en los sistemas agrícolas se han usado modelos (Lal, 2009). Aunque la modelación es una herramienta útil en la ciencia del suelo, el desempeño los modelos debe ser evaluado estadísticamente y debe documentarse (O'leary *et al.* 2016).

El RothC es un modelo ampliamente utilizado para modelar los cambios de COS, cuenta con un registro de más de 1300 usuarios en 80 países (Francaviglia *et al.*, 2012), es simple en su estructura y requiere pocos parámetros y datos de entrada (Coleman y Jenkinson, 1996). El desempeño de este modelo ha sido probado en experimentos de larga duración en diferentes ecosistemas (Smith *et al.*, 1997; Ludwig *et al.*, 2007); se ha usado en sistemas agrícolas, bosques y pastizales (Cerri *et al.*, 2007; Hillier *et al.*, 2009). Es uno de los pocos modelos que actualmente se usan a escala regional y nacional en estudios de la dinámica de C global y para reportar inventarios nacionales de almacenes de C ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNCC) (Richards, 2001; Falloon *et al.*, 2002; Milne *et al.*, 2007; Wesemael *et al.*, 2010).

La mayoría de los estudios en los que se usan modelos como: RothC, DNDC, CENTUR y DAISY para reportar el cambio de COS se han realizado en experimentos de larga duración (Smith *et al.*, 1997; Grant *et al.*, 2015). En el presente estudio, desarrollado en México, se emplean bases de datos de COS

compiladas en experimentos de corta duración. El trabajo que reportó mayor duración (25 años) fue el de Villa Diego, Guanajuato.

Se evaluó el desempeño del RothC en la simulación de los cambios del COS a nivel de parcela. Se evaluaron cuatro sistemas: agrícola, forestal, praderas y agostaderos, se seleccionaron nueve sitios ubicados en: Estado de México, Tlaxcala, Michoacán, Guanajuato, Oaxaca, Jalisco y Nuevo León. El modelo RothC se ejecutó en dos formas: (i) se usó el COS<sub>inicial</sub> medido en cada punto de muestreo (\*CIPUN) en algunos sitios de Oaxaca y (ii) el COS<sub>inicial</sub> promedio medido por parcela (\*CIPAR).

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Características de los Sitios y Sistemas de Estudio

(1) El Batán, Estado de México, estación experimental del Centro Internacional de Maíz y Trigo (CIMMYT) cuya información de COS corresponde a sistemas de manejo agrícola de 16 parcelas. Se consideró: (i) tipo de labranza, cero (LZ) o tradicional (LC); (ii) manejo de residuos, con (+R) o sin residuos (-R); (iii) monocultivo maíz (m) o trigo (t); y (iv) rotación trigo-maíz y maíz-trigo, lo que hizo un total de 16 tratamientos. Se evaluó el periodo 1996-2006 (Fuentes *et al.*, 2009).

(2) Linares, Nuevo León, cuya información del COS proviene de 10 parcelas con sistemas agrícolas con cultivos de maíz y sorgo; 3 parcelas con praderas con zacate buffel (*Pennisetum ciliare* L.) y 17 parcelas de agostadero que son sistemas de conversión de vegetación primaria o secundaria a sistemas de introducción de ganado y, matorral espinoso tamaulipeco que representó un sitio conservado. Algunas especies que dominan este sitio son arbustos espinosos (*Acacia farnestana* L.) Willd y *Acacia greggii* Gray) y árboles (*Prosopis laegeviata* Humb y Bonpl. Ex Willd) (Reid *et al.*, 1990). El periodo de estudio fue de 1993 a 1999 (Pando *et al.*, 2004).

(3) Sierra Norte de Oaxaca en tres regiones: Mazateca (2 sitios), Cuicateca (2 sitios) y Mixe (1 sitio). La información de COS se obtuvo de sistemas agrícolas, café (CA) (*Coffea arabica* L.) en las regiones Mazateca y Mixe. En la región Cuicateca se consideraron sitios con maíz (*Zea mays* L.) con labranza tradicional (LT) o de conservación (LC) y con maíz intercalado con hileras de durazno (*Prunus persica* L.)

o café, que forman barreras (BMV) o terrazas de muro vivo (MIAF). En el MIAF al pie de la hilera de los árboles frutales se colocaron ramas y los restos de las podas de los árboles, los cuales actúan como filtro de los escurrimientos. En el resto de la parcela (donde no hay árboles) se maneja con LT o LC. También se obtuvo información del COS de sistemas forestales. En la región Mazateca se consideraron sitios de vegetación secundaria como el bosque de liquidámbar (BL) (*Liquidambar* sp) y el bosque de aile (BA) (*Alnus* sp.). En la región Mixe se seleccionaron acahuales de 6 años de edad (ACA6). Adicionalmente se consideraron las praderas en las regiones Cuicateca y Mazateca (Cortés *et al.*, 2005). Algunas especies importantes en estos acahuales son: *Clethra hartwegii* Britt (*Clethra*), *Rapanea myricoides* (Schl.) Lundell (*Rapanea*), *Alnus glabrata* Fernald (*Alnus*), *Liquidambar macrophylla* Oerst (*Liquidambar*) (Acosta 2003<sup>1</sup>). Los sitios de las tres regiones de Oaxaca se evaluaron de 2000-2004 (Acosta, 2003<sup>1</sup>; González *et al.*, 2008).

(4) Atécuaro, Michoacán, donde se consideró un Andosol y un Acrisol. En el primer caso se integraron: 10 sitios forestales (B1-B10) constituidos principalmente por dos especies de pino y siete de encino, un sitio de pastoreo (P1) y otro agrícola (C1). En el segundo se incluyeron varios sistemas: (i) un tradicional sin descanso (Tt) con un cultivo anual usando un bajo nivel de fertilizantes químicos; (ii) un tradicional mejorado (TM) con cultivos asociados y aporte de RV y otro con uso moderado de agroquímicos; (iii) uno sitio con manejo orgánico (To), con cultivos asociados y abonos orgánicos y, (iv) un sistema de año y vez (Tav) que consiste en un barbecho anual con pastoreo de bovinos, seguido de un año de cultivo (Covaleda, 2008<sup>2</sup>).

(5) Santiago Tlalpan, Tlaxcala, donde la información del COS provino de: (i) sistemas agrícolas tradicionales (Tt) con un cultivo anual y con dosis bajas de fertilizantes químicos; (ii) sistemas tradicionales mejorados (TM), con cultivos asociados, aporte de RV y mayor aporte de agroquímicos; (iii) un sistema orgánico (To), con empleo de cultivos asociados y abonos orgánicos; (iv) tepetate roturado con manejo tradicional (Rt) y, (v) tepetate roturado con manejo orgánico (Ro) (Covaleda, 2008<sup>2</sup>).

(6) Zaachila, Oaxaca, donde se consideraron los siguientes sistemas: (i) tradicional con maíz intercalado con calabaza (TMC), cuya distancia entre plantas fue de 0.75 m y 1.5 m, respectivamente; (ii) multiestrato

(MUL) con higuierilla, calabaza y maíz; donde el arreglo de las hileras fue el siguiente: (a) maíz, (b) calabaza, (c) maíz e (d) higuierilla y así sucesivamente, la distancia entre plantas de higuierilla fue de 1.5 m, de maíz 0.75 y de calabaza 1.5; (iii) monocultivo de higuierilla con 24 meses de establecido (HIG). Para evaluar los cambios del COS, los tratamientos se compararon con una parcela con más de 30 años de uso tradicional (González *et al.*, 2012).

(7) Localidades de la Cuenca Cuitzeo con suelos vertisoles: Indaparapeo, Álvaro Obregón, Queréndaro I y Queréndaro II Michoacán (Báez *et al.*, 2011).

(8) Localidad de Villa Diego y la estación Experimental del Bajío en Celaya, en Guanajuato, con labranza de conservación (Báez *et al.*, 2011).

En las localidades de Michoacán y Guanajuato, los cultivos fueron maíz, sorgo, trigo y leguminosas (haba) y se establecieron bajo labranza de conservación y en rotaciones gramínea - gramínea y gramínea-leguminosas. En estas localidades el periodo de evaluación fue de cuatro años, excepto en Villa Diego donde el periodo fue de 25 años (Báez *et al.*, 2011).

(9) La Huerta, Jalisco con plantaciones de especies forestales tropicales con manejo y sin manejo de hierbas y arbustos: rosa morada (*Tabebuia rosea* (Bertol) DC), Teca (*Tectona grandis* L.), melina (*Gmelina arborea* Roxb) y parota (*Enterolobium cyclocarpum* (Jacq.) Griseb). Se evaluaron plantaciones de quince años de establecidas (Buendía, 2011<sup>3</sup>).

Las características principales de los sitios y sistemas de estudio se encuentran en el Cuadro 1 y 2.

## Modelo RothC

El modelo RothC-26.3, tiene su origen en las primeras versiones del RothC desarrolladas por Jenkinson y Rayner (1977). Éste, divide al COS en cuatro compartimentos activos y uno pasivo según su velocidad de descomposición: (1) material vegetal de fácil descomposición (MVD); (2) material vegetal resistente (MVR); (3) biomasa microbiana (BIO); (4) materia orgánica humificada (HUM) y (5) materia orgánica inerte (MOI). El COS de los compartimentos MVD y MVR se descompone para formar otros, BIO, HUM además de CO<sub>2</sub> una parte del cual se acumula en la MOI. El contenido de arcilla determina la proporción de COS que pasa a CO<sub>2</sub> o a BIO+HUM (Coleman y Jenkinson, 1996). El COS de los compartimentos

<sup>1</sup> Acosta M., M. 2003. Diseño y aplicación de un método para estimar los almacenes de carbono en sistemas con vegetación forestal y agrícolas de ladera en México. Tesis Doctor en Ciencias. Colegio de Postgraduados. Programa Forestal, Montecillo. México.

<sup>2</sup> Covaleda O., S. 2008. Influencia de diferentes impactos antrópicos en la dinámica del carbono y la fertilidad de los suelos volcánicos mexicanos implicaciones sobre el secuestro de carbono. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid. Escuela Técnica superior de ingenierías agrarias. Departamento de Ciencias Forestales. Palencia, España. 352 p.

<sup>3</sup> Buendía C., R. 2011. Estimación de almacenes de carbono en el suelo de cuatro especies tropicales en una plantación forestal en la Huerta, Jalisco. Tesis Profesional. División de Ciencias Forestales. Universidad Autónoma Chapingo. Chapingo, Texcoco, Estado de México. 67 p.

**Cuadro 1. Características generales de los sitios y sistemas de estudio.**

Sitios	Sistemas	Latitud	Longitud	Altitud	TMA	PMA
				m	°C	mm
Batán, Méx.	Agrícola	19° 31' N	98° 50' O	2259	15	634
Linares N. L.	Matorral espinoso tamaulipeco, agostadero, praderas, y agrícola	24° 47' N	99° 32' O	350	19	763
Cuicateca, Oax.	Agrícola, forestal, praderas	17° 51' N	96° 51' O	1700 y 2200	14	1038
Mazateca, Oax.	Agrícola, forestal, praderas	18° 09' N	96° 54' O	1380 y 1910	14	1440
Mixe, Oax.	Agrícola y forestal	17° 01' N	96° 53' O	1500 y 2000	16	2583
Atécuaro, Mich.	Agrícola y forestal	19° 30' N	101° 09' O	2048	16	824
Tlaxcala	Agrícola	19° 28' N	98° 19' O	2540	14	769
Zaachila, Oax.	Agrícola y forestal	16° 54' N	96° 46' O	1940	20	744
La Huerta, Jal.	Forestal	19° 31' N	134° 32' O	298	23	1285
Localidades, Mich.†	Agrícola	19° 59' N	101° 00' W	1840	19	637
Localidades, Gto.†	Agrícola	20° 31' y 20° 23' N	100° 48' y 101° 11' O	1749	19	631

† Localidades con suelos vertisoles. TMA = temperatura media anual; PMA = precipitación media anual.

activos se descomponen siguiendo una cinética de primer orden, y cada uno presenta una tasa constante (k) de descomposición: MVD (10); MVR (0.3); BIO (0.66) y HUM (0.02). La k es modificada por los factores: humedad del suelo, temperatura y cobertura vegetal. La MOI ( $\text{Mg ha}^{-1}$ ) se obtiene de la ecuación de Falloon *et al.* (1998):  $\text{MOI} (\text{Mg ha}^{-1}) = 0.049 \times \text{COT}^{1.139}$  (Ecuación 1). Los parámetros de entrada incluyen temperatura del aire ( $^{\circ}\text{C}$ ) (TPM), precipitación (mm) (PPM) y evaporación (mm) promedio mensual (EPM), contenido de arcilla, profundidad del muestreo del suelo,

entrada mensual de C de residuos vegetales (RV) y abonos orgánicos (AO). Además, información mensual de la cobertura del suelo, si el suelo está desnudo o con cobertura vegetal y la relación MVD/MVR. La relación MVD/MVR la que recomienda el modelo RothC por defecto, su valor es de 0.25 para la vegetación forestal (por ejemplo, si 20% de los restos vegetales son MVD y el 80% de MVR), se considera 1.44 para los cultivos y pastos con manejo (donde 59% son MVD y 41% MVR) y es de 0.67 para los pastos no explotados y matorrales (incluyendo sabana) (Coleman y Jenkinson, 1996).

**Cuadro 2. Características edáficas de las parcelas en los sitios y sistemas de estudio.**

Sitios	Suelo†	Profundidad muestreo	Arcilla
		cm	%
Batán, Méx.	Phaeozem	20	38
Linares N. L.	Vertisol y Regosol	30	43
Cuicateca, Oax.	Ferrasol	30	30
Mazateca, Oax.	Ferrasol	30	35
Mixe, Oax.	Ferrasol	30	37
Atécuaro, Mich.	Andosol	10	27
Atécuaro, Mich.	Acrisol	10	67
Tlaxcala	Tepetate	20	33
Zaachila, Oaxaca	Regosol eútrico	40	13
La Huerta, Jalisco	Feozem háplico	30	32
Localidades, Michoacán y Guanajuato	Vertisol	30	46 y 61

† (FAO-ISRIC-SICS, 1998).

## Simulación de los Cambios de COS con el Modelo RothC

La simulación con el modelo RothC se desarrolló en dos etapas: inicialización y simulación. En la etapa inicialización se supuso, de acuerdo a la propuesta de Jenkinson *et al.* (1999) que en los sistemas el contenido de COS medido alcanzó la condición de equilibrio. El modelo RothC se ejecutó de manera inversa para obtener la cantidad de C que entraba anualmente al suelo para mantener el contenido específico de  $COS_{inicial}$  medido en el experimento. La condición de equilibrio se logró al ejecutar el RothC para un periodo de 10 000 años continuos, durante este proceso el RothC determinó la distribución de C en los compartimentos activos. En la etapa de simulación, el modelo se ejecutó con los contenidos C de cada compartimento, la información de clima, suelo, relación MVD/MVR y la información mensual del escenario de manejo que incluye: la entrada de C al suelo proveniente de RV y abono orgánico, así como la cobertura del suelo. En los meses con cobertura la distribución de los RV fue uniforme en el suelo. Esto se consideró porque Coleman y Jenkinson (1996) indican que los cálculos de COS son afectados por la forma en que las entradas se distribuyen en el suelo. Al inicio de las simulaciones de cada experimento se hicieron pruebas considerando el C de RV y de abono orgánico en la entrada del modelo debido a que ambos son parámetros importantes en la calibración del modelo (Guo *et al.*, 2007).

### Condiciones de Simulación

En las parcelas se simuló el cambio de COS con el modelo RothC en dos formas: (i) con el  $COS_{inicial}$  medido en cada punto de muestreo (\*CIPUN) y (ii) con el  $COS_{inicial}$  promedio medido por parcela (\*CIPAR). El primer caso se usó la información de las parcelas de la Sierra Norte de Oaxaca y en el segundo la información obtenida para el resto de las parcelas.

### Datos de Entrada

Los datos climáticos obtenidos en los sitios fueron: TPM, PPM y EPM correspondientes al periodo 1951-2012 y se obtuvieron de la base de datos Extractor Rápido de Información Climatológica (IMTA, 2000), de la Comisión Nacional del Agua (CNA, 2014) y de las estaciones climáticas de campos experimentales.

Los datos del suelo se obtuvieron directamente de los sistemas. La MOI se obtuvo mediante la Ecuación 1, la relación MVD/MVR fue la recomendada por el modelo RothC por defecto. En la etapa de predicción, el modelo se ejecutó considerando los contenidos C de cada compartimento, la información edafo-climática, la relación MVD/MVR y la información mensual del escenario de manejo que incluye: la entrada de C ( $Mg\ ha^{-1}$ ) de RV y de abono orgánico, así como la cobertura del suelo. La distribución de los RV fue uniforme en los meses donde el suelo presentó cobertura. De acuerdo con Coleman y Jenkinson (1996) la forma en que las entradas son distribuidas tienen un bajo efecto sobre los cálculos de COS. Ejemplo de la parametrización de RV y de la información necesaria para hacer las simulaciones para las especies tropicales de la Huerta, Jalisco se presentan en los Cuadros 3 y 4, respectivamente. Otro ejemplo de esta información para los sistemas bajo labranza de conservación en localidades de Michoacán y Guanajuato se indica en los Cuadros 5 y 6.

### Criterios de Evaluación del Desempeño del RothC

Para su análisis, los pares de datos de COS observado y predicho de las parcelas se agruparon por sistemas en ambas formas de simulación \*CIPUN y \*CIPAR. Para el análisis de los sitios se usaron las simulaciones \*CIPAR. Los sistemas se agruparon en: (1) agrícolas adicionados con residuos (A+R), (2) agrícolas sin adición de residuos (A-R), (2) forestales (F), (3) praderas (PR), y (3) agostaderos (AG).

En la evaluación del desempeño del modelo RothC, se utilizaron los siguientes criterios: la raíz cuadrada del cuadrado medio del error (RCME) (%), el error relativo (ER) y la eficiencia del modelo (EF) expresada por (Smith *et al.*, 1997) además el coeficiente de correlación (r) y el parámetro b de la ecuación de regresión lineal simple con la ordenada al origen. El valor de RCME va de 0 a  $\infty$ , ER de  $-\infty$  a  $\infty$ , r de 0 a 1 y EF de  $-\infty$  a 1. En una prueba ideal RCME y ER son iguales a 0 y r, b y la EF son iguales a 1.

## RESULTADOS

### Desempeño del RothC en los Sitios de Estudio

Los valores de r estuvieron en el rango de 0.7 a 1.0 e indicaron alta asociación de COS medido y simulado

**Cuadro 3. Entrada de carbono al suelo de residuos vegetales medidos de especies forestales tropicales de la Huerta, Jalisco.**

Componente/Sistema	Con manejo			Sin manejo	
	Melina	Teca	Rosa morada	Parota	Rosa morada
	----- Mg ha <sup>-1</sup> año <sup>-1</sup> -----				
Hojarasca	5.8	3.1	2.9	6.4	3.5
Hierbas y arbustos	0.0	0.0	0.0	2.1	1.9
Raíces total	2.0	2.1	2.0	2.1	2.4
40% raíces	0.8	0.9	0.8	0.9	0.9
Residuos vegetales	6.6	3.9	3.7	9.3	6.3

en los sitios de clima templado (Batan, Sierra Norte de Oaxaca, Santiago T. y Atécuaro) y clima cálido (Linares, Zaachila, La Huerta y las Localidades de Michoacán y Guanajuato). La RCME tuvo valores en un intervalo de 10 al 37%, los de mayor magnitud correspondieron a los sitios en la Sierra Norte de Oaxaca y en Linares Nuevo León. El ER indicó un sesgo negativo entre valores medidos y simulados en las parcelas de Santiago Tlalpan y el Batán; en tanto que el sesgo fue positivo (5-28%) en las parcelas de las localidades de Michoacán, Guanajuato y la Sierra Norte de Oaxaca. Con base al parámetro “b”, se considera que el modelo subestimó los valores medidos entre 8 y 31%, en todos los sitios, excepto en Santiago Tlalpan. Si se considera el criterio de Ludwig *et al.* (2010), la eficiencia del

modelo RothC en la simulación de los cambios de COS fue insatisfactoria ( $EF \leq 0$ ) en las parcelas del Batán; pero satisfactoria ( $0 < EF < 0.7$ ) en la Sierra Norte de Oaxaca y La Huerta, Jalisco; y buena ( $EF \geq 0.7$ ) en Linares Nuevo León, Atécuaro, Michoacán, Zaachila, Oaxaca, Santiago Tlalpan, Tlaxcala, y en las localidades en Guanajuato y Michoacán con suelo vertisol (Cuadro 7).

Los valores de RCME están dentro de los valores reportados por Cerri *et al.* (2007) (RMSE=6 a 73%) en condiciones tropicales del Amazonas en Brasil (22 a 27 °C) donde se evaluaron 11 cronosecuencias de cambio de uso de bosque a pastizal. Shirato *et al.* (2005) reportaron valores de RCME entre 20 y 60% en suelos de clima tropical de Tailandia (27 y 28 °C) en parcelas

**Cuadro 4. Parámetros para la inicialización y elaboración de escenarios para ejecutar el RothC, en plantaciones forestales tropicales de la Huerta, Jalisco.**

Parámetro/Sistema	Con manejo			Sin manejo	
	Melina	Teca	Rosa morada	Parota	Rosa morada
Inicialización <sub>0</sub>					
Arcilla (%)	32	24	31	40	31
CVS <sup>†</sup> (meses)	8	8	8	8	8
RV <sub>RothC</sub> (Mg ha <sup>-1</sup> año <sup>-1</sup> )	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76
MOI (Mg ha <sup>-1</sup> )	4.41	4.41	4.41	4.41	4.41
MVD/MVR	1.44	1.44	1.44	1.44	1.44
Escenarios					
RV <sub>medido</sub> (Mg ha <sup>-1</sup> año <sup>-1</sup> )	6.6	3.9	3.7	9.3	6.3
MVD/MVR	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
CVS (meses)	12	12	12	12	12
MOI	4.41	4.41	4.41	4.41	4.41
MVD/MVR	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25

<sup>†</sup> CVS = cobertura vegetal del suelo, RV<sub>RothC</sub> = entrada promedio de C de residuos vegetales (Mg ha<sup>-1</sup>) inicial calculado por RothC; RV = entrada promedio C de residuos vegetales medidos; MOI = materia orgánica inerte; MVD/MVR = relación entre el material vegetal de fácil descomposición y el material vegetal de difícil descomposición.

**Cuadro 5. Información necesaria para calcular la entrada de carbono al suelo de residuos de cultivo en sistemas bajo labranza de conservación en localidades de Michoacán y Guanajuato.**

Localidad/Variable		IC <sup>†</sup>	Y	BT	BA	Rizodeposición	RV
		--- Mg C ha <sup>-1</sup> año <sup>-1</sup> ---				BT*0.18	Mg C ha <sup>-1</sup> año <sup>-1</sup>
Indaparapeo y Álvaro Obregón	Maíz	0.5	5.4	10.1	4.7	1.8	6.5
	Cártamo	0.2	3.1	3.1	2.5	0.6	3.1
	Trigo	0.4	1.2	7.6	4.5	1.4	5.9
	Frijol	0.8	0.5	1.5	0.4	0.3	0.7
	Haba	0.3	0.7	1.4	0.9	0.2	1.1
	Garbanzo	0.7	2.6	1.0	0.3	0.2	0.5
	Sorgo	0.4	5.0	7.0	4.4	1.3	5.7
Queréndaro I	Maíz	0.8	3.1	6.4	1.4	1.1	2.5
	Trigo	0.7	5.4	4.4	1.4	0.8	2.2
Queréndaro II	Maíz	0.6	3.1	9.4	4.0	1.7	5.7
	Trigo	0.4	3.3	7.8	4.7	1.4	6.1
Celaya	Maíz	0.4	2.2	9.2	5.9	1.7	7.6
	Trigo	0.3	2.9	6.7	4.5	1.2	5.7
Villa Diego	Maíz	0.5	1.5	6.1	3.2	1.1	4.3
	Trigo	0.5	5.4	2.9	1.4	0.5	1.9

<sup>†</sup> IC = índice de cosecha; Y = rendimiento; BT = biomasa total; BA = biomasa aérea medida; RV = residuos vegetales.

cultivadas con maíz y cassava. Para condiciones templadas en Australia (19 °C), Senapi *et al.* (2014) obtuvieron valores de RCME entre 6 y 15% en suelos con algodón bajo diferentes sistemas de labranza. Los valores altos obtenidos en la Sierra Norte de Oaxaca (37%) y Linares Nuevo León (32%) pueden estar asociados a errores de precisión de los datos analíticos, que considera errores de medición en laboratorio y de muestreo. Adicionalmente se debe considerar la variabilidad intrínseca del COS (Guo *et al.*, 2007). En el caso de Oaxaca, el C asociado a la fracción

mineral fue sobrestimado en un 17%, (González *et al.*, 2008) debido a la presencia de residuos orgánicos (raíces) que fueron removidos después de una segunda limpieza. En Linares, donde se evaluaron parcelas con agostaderos, los errores en los resultados se asociaron a la complejidad de este sistema donde son frecuentes los disturbios por sobre-pastoreo, erosión, invasión de plantas arbustivas, plantas tóxicas, roedores y fuego; además de la heterogeneidad de la vegetación, y amplia variabilidad de clima y suelo (Melgoza, 2006).

En general la EF del modelo fue calificada como

**Cuadro 6. Resumen de la información necesaria para simular los cambios de COS sistemas bajo labranza de conservación en localidades de Michoacán y Guanajuato.**

Localidad/Variable#	COS <sup>†</sup> inicial	MOI	RV_RothC	Arcilla	CVS
	--- Mg ha <sup>-1</sup> año <sup>-1</sup> ---			%	Meses
Indaparapeo	73	6.4	3.94	52	8
Álvaro Obregón	80	7.2	4.34	50	12
Queréndaro I	87	7.9	4.72	50	12
Queréndaro III	87	7.9	5.15	34	12
Celaya	31	2.4	1.33	64	12
Villa Diego	44	3.6	1.60	58	12

<sup>†</sup> COS = carbon orgánico del suelo; MOI = materia orgánica inerte; RV\_RothC = residuos vegetales obtenidos al ejecutar el RothC; CVS = cobertura vegetal del suelo.

**Cuadro 7. Estadísticos que describen el desempeño del RothC en experimentos de corta duración en sitios experimentales de México.**

Sitios/Estadísticos	n	r	RCME	EF	ER	b
El Batán, Méx.	48	0.76	0.19	-0.60	0.05	0.97
Linares, N. L.	61	0.88	0.32	0.76	-0.03	0.77
S. Tlalpan Tlax.	15	0.98	0.10	0.93	-0.10	1.05
Atecuaro, Mich.	24	0.95	0.11	0.89	0.09	0.92
Sierra Norte, Oax.	27	0.90	0.37	0.53	0.28	0.69
Zachila, Oax.	6	1.00	0.11	0.89	0.05	0.92
La Huerta, Jal.	5	0.77	0.10	0.56	0.10	0.98
Localidades de Michoacán y Guanajuato	16	0.87	0.09	0.84	0.05	0.96

n = número de pares de datos de COS simulados y observados; r = coeficiente de correlación; RCME = raíz del cuadrado medio del error; EF = eficiencia del modelo; b = parámetro de la ecuación de regresión lineal simple.

satisfactoria y buena con excepción del Batán donde se evaluaron diversos sistemas de labranza. Senapi *et al.* (2014) reportaron mejor desempeño del modelo bajo labranza mínima en relación a labranza convencional intensiva en condiciones semiáridas subtropicales de Australia. En contraste Liu *et al.* (2009) quienes evaluaron sistemas donde se mantuvieron residuos sobre el suelo, encontraron un mejor desempeño del modelo en sistemas con labranza cero y en tratamientos donde los RV fueron quemados. En ambos casos las simulaciones sobrestimaron en la modelación del C en los sistemas de labranza, por lo que se deben considerar factores de pérdida de COS (Senapi *et al.*, 2014) y de RV de la superficie, estos últimos se pueden perder antes de entrar al suelo para formar parte del COS (Liu *et al.*, 2009).

### Desempeño del RothC en Sistemas

En las simulaciones puntuales (\*CIPUN) y por parcela (\*CIPAR) que agrupada sistemas agrícolas con (A+R) y sin (A-R) residuos vegetales sistemas

**Cuadro 8. Estadísticos que describen desempeño del RothC con simulaciones puntuales de COS en sistemas de Oaxaca.**

Sistemas/Estadísticos	n	r	SRME	EF	ER	b
Agrícolas + residuos	122	0.86	0.25	0.67	0.08	0.86
Agrícolas - residuos	126	0.86	0.36	0.48	0.19	0.73
Forestales	76	0.84	0.47	-1.22	0.28	0.69
Praderas	19	0.63	0.24	-0.89	0.18	0.81

n = número de pares de datos de COS simulados y observados; r = coeficiente de correlación; RCME = raíz del cuadrado medio del error; EF = eficiencia del modelo; b = parámetro de la ecuación de regresión lineal simple.

forestales (F), praderas (PR) y agostaderos (AGOS) hubo asociación de COS medido y simulado con una r en el intervalo de 0.63 a 0.97, con excepción del sistema de AGO (r = 0.24). La RCME presentó valores en el intervalo de 18 a 47%, los de mayor magnitud correspondieron a los sistemas F (\*CIPUN). El ER indicó un sesgo negativo entre valores medidos y simulados en los sistemas A+R y AGOS de \*CIPAR. En general para las \*CIPUN se obtuvieron valores mayores debido a que no hubo efecto del valor promedio como fue el caso de las \*CIPAR. Al considerar el criterio de Ludwig *et al.* (2010) en la evaluación de la EF, la modelación fue insatisfactoria (EF ≤ 0) en los sistemas F y PR (\*CIPUN) y en los AGO \*CIPAR; satisfactoria (0 < EF < 0.7) en A+G y A-G \*CIPUN; y buena (EF ≥ 0.7) en los sistemas F, A+G y A-G \*CIPAR. De acuerdo con el parámetro “b” de la ecuación de regresión lineal, ambas simulaciones del modelo RothC indicaron una subestimación de las mediciones de COS de 14 a 31% (Cuadros 8 y 9).

**Cuadro 9. Estadísticos que describen desempeño del RothC en experimentos de corta duración en sistemas de México con simulaciones promedio de COS.**

Sistemas/Estadísticos	n	r	SRME	EF	ER	b
Agrícolas + residuos	71	0.95	0.36	0.69	-0.01	0.87
Agrícolas - residuos	65	0.97	0.43	0.84	0.12	0.74
Forestales	24	0.93	0.31	0.81	0.10	0.82
Agostaderos	34	0.24	0.40	-0.16	-0.08	0.86
Praderas	9	0.81	0.18	0.31	0.12	0.86

n = número de pares de datos de COS simulados y observados; r = coeficiente de correlación; RCME = raíz del cuadrado medio del error; EF = eficiencia del modelo; b = parámetro de la ecuación de regresión lineal simple.

De acuerdo con el análisis del desempeño del modelo, la EF insatisfactoria de los sistemas F y PR \*CIPUN puede explicarse por la alta variabilidad del (CV) (25- 68%) reportada por González *et al.* (2010) y Vergara *et al.* (2014) para las mismas parcelas. En el caso de los AGOS, como se ha mencionado antes, en México estos sistemas son complejos debido a que se puede presentar una mayor variabilidad espacial de COS producto de la entrada residuos, abono orgánico y pastoreo, los que varía dependiendo del periodo de lluvias (Melgoza, 2006).

En ambas formas de simulación la EF varió de buena a satisfactoria en los sistemas agrícolas (A+R y A-R), de insatisfactoria a satisfactoria en los forestales y praderas y fue insatisfactoria en AGOS. Esto se explica porque el RothC se desarrolló y parametrizó para modelar cambios de COS en cultivos en experimentos de larga duración (Smith *et al.*, 2000). Sin embargo, aunque en años más recientes se han modelado con RothC cambios de COS en bosques y pastizales (Coleman *et al.*, 1997; Falloon *et al.*, 1998; Falloon y Smith, 2002, entre otros), así como también en sistemas agroforestales (Kaonga y Coleman, 2008) para agostaderos no se ha reportado su aplicación.

## CONCLUSIONES

Con base en los resultados de desempeño del modelo RothC en la simulación de los cambios de COS en sitios y sistemas a nivel de parcela, en el caso de los sitios la EF del modelo fue calificada como satisfactoria y buena con excepción del Batán y, en los sistemas sin considerar las simulaciones puntuales de los sitios de la Sierra norte de Oaxaca, la EF varió de buena a satisfactoria a buena en los sistemas agrícolas, forestales y praderas y fue insatisfactoria en AGOS. En ambos casos, las simulaciones indicaron que es necesario uniformizar y evitar errores asociados a las bases de datos (analíticos y de muestreo) y que falla en la modelación de sistemas más heterogéneos con mayor variabilidad del COS como sucede en los agostaderos.

## LITERATURA CITADA

- Báez, P. A. E., E. Huerta M., J. Velázquez G. y M. A. Bautista C. 2011. Acumulación y flujo de carbono en vertisoles cultivados en labranza de conservación. pp. 2004-201. *In*: F. Paz y R. M. Cuevas (eds.). Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México. Síntesis a 2011 del Programa Mexicano del Carbono. Instituto Nacional de Ecología. México. D. F.
- Cerri, C. E. P., M. Easter, K. Paustian, K. Killian, K. Coleman, M. Bernoux, P. Falloon, D. S. Powlson, N. Batjes, E. Milne, and C. C. Carlos. 2007. Simulating SOC changes in 11 land use change chronosequences from the Brazilian Amazon with RothC and Century models. *Agric. Ecosyst. Environ.* 122: 46-57.
- CNA (COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA). 2011. Estación: Normales Climatológicas 1971-2000. <<http://smn.cna.gob.mx/climatologia/normales/estacion/oax/NORMAL20209.TXT>>. (Consulta: enero 4, 2011).
- Coleman, K. and D. S. Jenkinson. 1996. RothC-26.3 – A model for the turnover of carbon in soil. pp. 237–246. *In*: D. S. Powlson, P. Smith, and J. U. Smith (eds.). Evaluation of soil organic matter models using existing, long-term datasets. NATO ASI Series I, Volume 38 Springer-Verlag, Berlin.
- Coleman, K., D. S. Jenkinson, G. J. Crocker, P. R. Grace, J. Klír, M. Korschens, P. R. Poulton, and D. D. Richter. 1997. Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using RothC-26.3. *Geoderma* 81: 29-44.
- Cortés, J. I., A. Turrent, P. Díaz, E. Hernández, R. Mendoza y E. Aceves. 2005. Manual para el establecimiento y manejo del sistema milpa intercalada con árboles frutales (MIAF) en laderas. Colegio de Postgraduados. México.
- Eswaran, H., E. Van Den Berg, and P. Reich. 1993. Organic carbon soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:192-194.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 1998. World reference base for soil resources. World soil resources report, 84. Rome.
- Falloon, P., P. Smith, K. Coleman, and S. Marshall. 1998. Estimating the size of the inert organic matter pool from total soil organic carbon content for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biol. Biochem* 30: 1207-1211.
- Falloon, P. and P. Smith. 2002. Simulating SOC changes in long-term experiments with RothC and CENTURY: model evaluation for a regional scale application. *Soil Use Manage.* 18: 101-111.
- Farage, P. K., J. Ardo, L. Olsson, E. A. Rienzi, A. S. Ball, and J. N. Pretty. 2007. The potential for soil carbon sequestration in the tropic dryland farming systems of Africa and Latin America: A modelling approach. *Soil Tillage Res.* 94: 457-472.
- Francaviglia, R., K. Coleman, A. P. Whitmore, L. Doro, G. Urracci, M. Rubino, and L. Ledda. 2012. Changes in soil organic carbon and climate change – Application of the RothC model in agro-silvo-pastoral Mediterranean systems. *Agric. Syst.* 112: 48-64
- Fuentes, M., B. Govaerts, F. De León, C. Hidalgo, K. D. Sayre, J. Etchevers, and L. Dendooven. 2009. Fourteen years of applying zero and conventional tillage, crop rotation and residue management systems and its effect on physical and chemical soil quality. *Eur. J. Agron.* 30: 228-237.
- González, M. L., J. D. Etchevers B. y C. Hidalgo M. 2008. Carbono en suelos de ladera: Factores que deben considerarse para determinar su cambio en el tiempo. *Agrociencia* 42: 741-751.
- González, M. L., J. Etchevers B., J. M. González C., and F. Paz P. 2010. Soil organic changes at the plot level in hillside Systems. *Agric. Ecosyst. Environ.* 139: 508-515. doi:10.1016/j.agee.2010.09.010
- González, M., L. E. del C. Moreno P., L. R. Krishnamurty, A. Baéz P. y M. M. Acosta. 2012. Simulación de los cambios de carbono orgánico del suelo en sistema de cultivo con higuera por el modelo RothC. *Pesquisa Agropec. Brasil.* 47: 1647-1654.



- Grant, B. B., W. N. Smith, C. A. Campbell, R. L. Desjardins, R. L. Lemke, R. Kröbel, B. G. McConkey, E. G. Smith, and G. P. Lafond. 2015. Comparison of DayCent and DNDC Models: Case studies using data from long-term experiments on the Canadian prairies. pp. 21-57. *In*: S. Del Grosso, W. Parton, and L. Ahuja (eds.). Synthesis and modeling of greenhouse gas emissions and carbon storage in agricultural and forest systems to guide mitigation and adaptation. *Advances in Agricultural Systems Modeling*, Volume 6. Madison, WI, USA. doi:10.2134/advagriscystmodel6.2013.0035.
- Guo, L., P. Falloon, K. Coleman, B. Zhou, Y. Li, E. Lin, and F. Zhang. 2007. Application of the RothC model to synthesis and modeling of greenhouse gas emissions and carbon storage in agricultural and forest systems to guide mitigation and adaptation of the results of long-term experiments on typical upland soils in northern China. *Soil Use Manage.* 23: 63-70.
- Hillier, J., C. Whittaker, G. Dailey, M. Aylott, E. Casella, G. M. Richter, A. Riche, R. Murphy, G. Taylor, and P. Smith. 2009. Greenhouse gas emissions from four bioenergy crops in England and Wales: Integrating spatial estimates of yield and soil carbon balance in life cycle analyses. *Bioenergy* 1: 267-281. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1757-1707.2009.01021.x>.
- IMTA (Instituto Mexicano de Tecnología del Agua). 2000. Extractor rápido de información climatólogica, ERIC-2. Disco compacto. México.
- Jenkinson, D. S., J. Meredith, J. I. Kinyamario, G. P. Warren, M. T. H. Wong, D. D. Harkness, R. Bol and K. Coleman. 1999. Estimating net primary production from measurements made on soil organic matter. *Ecology* 80: 2762-2773.
- Jenkinson, D. S. and H. J. Rayner. 1997. The turnover of soil organic matter in some of Rothamsted classical experiments. *Soil Science.* 125: 298-305. doi: 10.1097/00010694-197705000-00005.
- Kaonga, M. L. and K. Coleman. 2008. Modelling soil organic carbon turnover in improved fallows in eastern Zambia using the RothC-26.3 model. *For. Ecol. Manage.* 256: 1160-1166.
- Ludwig, B., E. Schulz, I. Merbach, J. Rethemeyer, and H. Flessa. 2007. Predictive modelling of the C dynamics for eight variants of the long-term static fertilization experiment in Bad Lauchstädt using the Rothamsted Carbon Model. *Eur. J. Soil Sci.* 58:1155-1163.
- Ludwig, B., H. Kellin, N. Langan, and L. Xuejun. 2010. Modelling the dynamics of organic carbon in fertilization and tillage experiments in the North China plain using the rothamsted carbon model-initialization and calculation of C inputs. *Plant Soil* 332: 193-206.
- Lal, R. 2009. Challenges and opportunities in soil organic matter research. *Eur. J. Soil Sci.* 60: 158-169.
- Liu, D. L., K. Y. Chan, and M. K. Conyers. 2009. Simulation of soil organic carbon under different tillage and stubble management practices using the Rothamsted carbon model. *Soil Tillage Res.* 1: 65-73. doi:10.1016/j.still.2008.12.011
- Milne, E. R., A. L. Adamat, N. H. Batjes, M. T. Bhattacharyya, C. C. Cerri, C. E. P. Cerri, K. Coleman, M. Easter, M. Easter, P. Falloon, C. Feller, P. Gicheru, P. Kamoni, K. Killian, D. K. Pal, K. Paustian, D. S. Powlson, Z. Rawajfih, M. Sessay, S. Williams, and S. Wokabi. 2007. National and sub-national assessments of soil organic carbon stocks and changes: The GEFSOC modelling system. *Agric. Ecosyst. Environ.* 122: 3-12.
- Melgoza-Castillo, A. 2006. Current situation of rangelands in Mexico. pp. 85-86. *In*: X. Basurto and D. Hadley (eds.). Grasslands ecosystems, endangered species, and sustainable ranching in the Mexico-U.S. borderlands: Conference proceedings. RMRS-P-40. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. Fort Collins, CO, USA.
- O'Leary, G., L. D. Li, Y. Ma, F. Y. Li, M. McCaskill, M. Conyers, R. Dalal, S. Reeves, K. Page, Y.P. Dang, and F. Robertson. 2016. Modelling soil carbon 1. Performance of APSIM crop and pasture modules against long-term experimental data. *Geoderma* 264: 227-237.
- Pando M., M., E. Jurado, M. Manzano y E. Estrada. 2004. The influence of land use on desertification processes. *J. Range Manage.* 57: 320-324.
- Reid, N., J. Marroquin, and O. Beyer-Munzel. 1990. Utilization of shrubs and trees for browse fuelwood and timber in the Tamaulipan thornscrub, northeastern México. *For. Ecol. Manage.* 36: 61-79.
- Richards, G. P. 2001. The FullCam carbon accounting model: Development calibration and implementation for the national carbon accounting system. Technical report 28 of the Australian Greenhouse Office, 60 pp
- Senapati, N., N. R. Hulugalle, P. Smith, B. R. Wilson, J. B. Yeluripati, H. Daniel, S. Ghosh, and P. Lockwood 2014. Modelling soil organic carbon storage with RothC in irrigated Vertisols under cotton cropping systems in the sub-tropics. *Soil Tillage Res.* 143: 18-49.
- Shirato, Y., K. Paisancharoen, P. Sangtong, C. Nakviro, M. Yokozawa, and N. Matsumoto. 2005. Testing the rothamsted carbon model against data from long-term experiments on upland soils in Thailand. *Eur. J. Soil Sci.* 56: 179-188.
- Smith, P., J. U Smith, D. S. Powlson, W. B. McGill, J. R. M. Arah, O. G. Chertov, K. Coleman, U. Franjo, S. Frolking, D. S. Jenkinson, L. S. Jensen, R. H. Kelly, H. Klein-Gunnewiek, A. S. Komarov, C. Li, J.A.E. Molina, T. Muller, W. J. Parton, J. H. M. Thornle, and A. P. Whitmore. 1997. A comparison of the performance of nine soil organic matter models using datasets from seven long-term experiments. *Geoderma* 81: 153-225.
- Vergara, S. M. A., J. D. Etchevers y M. Vargas. 2004. Variabilidad del carbono orgánico en suelos de ladera del sureste de México. *Terra Latinoamericana* 22: 359-367.
- Wesemael, B., K. Paustian, J. Meersmans, E. Goidts, G. Barancikova, and M. Easter. 2010. Agricultural management explains historic changes in regional soil carbon stocks. *PNAS* 107: 14926-14930. [www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1002592107](http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1002592107).

# Biocarbón (biochar) I: Naturaleza, historia, fabricación y uso en el suelo

## Biocarbon (biochar) I: Nature, history, manufacture and use in soil

Ariadna Escalante Rebolledo<sup>1</sup>, Guadalupe Pérez López<sup>2</sup>, Claudia Hidalgo Moreno<sup>3‡</sup>,  
Jorge López Collado<sup>3</sup>, Julio Campo Alves<sup>4</sup>, Esteban Valtierra Pacheco<sup>3</sup> y Jorge D. Etchevers Barra<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidad Veracruzana. Lomas del Estadio s/n, Zona Universitaria. 91000 Xalapa Enríquez, Veracruz, México.

<sup>2</sup> Colegio de Postgraduados, Campus Campeche. Carretera Haltunchén-Edzná km 17.5, Sihochac. 24450 Champotón, Campeche, México.

<sup>3</sup> Colegio de Postgraduados Campus Montecillo. 56230 Montecillo, Estado de México, México.

<sup>‡</sup> Autora responsable (hidalgo@colpos.mx)

<sup>4</sup> Instituto de Ecología, UNAM. Ciudad Universitaria, Coyoacán. 04510 Ciudad de México, México.

---

### RESUMEN

Los suelos de México exhiben una fuerte degradación física, química y biológica. Existen tecnologías para contrarrestar la degradación del suelo, ayudar a recuperar su fertilidad y secuestrar carbono, como la aplicación de biocarbón (*biochar*), que es un subproducto de la pirólisis de biomasa residual. Existen experiencias positivas derivadas de la aplicación de biocarbón al suelo, que generan una mejoría en sus propiedades físicas, químicas y biológicas, lo que se traduce en un aumento de la productividad de los cultivos. El biocarbón, por ser una forma recalcitrante de carbono, actúa como reservorio de larga duración de este elemento, retardando su retorno a la atmósfera como CO<sub>2</sub>, situación que contribuye a mitigar el cambio climático. Un beneficio adicional es que la materia prima para su producción proviene de residuos orgánicos, que a menudo causan problemas de contaminación ambiental. La generación de biocarbón y su aplicación es una alternativa tecnológica que ha sido poco o no empleada en México. El desarrollo de procesos tecnológicos para elaborar biocarbón, factibles de ser implementados en México, constituye un desafío para los tecnólogos locales. Adicionalmente, constituye una potencial fuente de trabajo, no convencional, para productores del sector agroforestal y entidades municipales, al generar ingresos extras dando valor agregado a los residuos orgánicos y al generar un producto con valor comercial. Poco se sabe del efecto que tiene en las plantas el tipo de materia prima empleada para la generación del biocarbón o, de la pirólisis que se usa para su producción; tampoco hay mucha información sobre la presencia de sustancias que pudiesen resultar tóxicas para los microorganismos

edáficos o las plantas. Las respuestas a las interrogantes anteriores servirán para generar bases sólidas y proponer su uso como mejorador del suelo y como un mecanismo para el secuestro de carbono en el mismo.

**Palabras clave:** *pirólisis; secuestro de carbono; bioenergía.*

### SUMMARY

There are recent technologies that can help counter soil degradation and sequester carbon. One is the application of biochar (*biochar*) to the soils. Biochar is a material produced by pyrolysis of waste biomass or organic waste from urban life. Mexico soils exhibit a strong physical, chemical and biological degradation, which has not been assessed in its proper dimension. Recent literature indicates positive experiences resulting from the application of biochar to the soil, generating an improvement of the physical, chemical and biological properties, which result in increased crop productivity. The biochar, a recalcitrant form of carbon incorporated into the soil, acts as a reservoir of long life of carbon, delaying its return to the atmosphere as CO<sub>2</sub>, a situation that would help to mitigate climate change. An additional benefit of this product is that the raw material for its production comes from a renewable source and municipal organic waste, which often constitute environmental pollution problems. The generation and soil application is a relatively recent technology or alternative, which has been little or not used in Mexico. Therefore, it is advisable to know more about it and its benefits. Little is known about the effect of the type of raw material used for the generation of biochar, the effect of the pyrolysis

---

#### Como citar este artículo:

Escalante Rebolledo, A., G. Pérez López, C. Hidalgo Moreno, J. López Collado, J. Campo Alves, E. Valtierra Pacheco y J. D. Etchevers Barra. 2016. Biocarbón (biochar) I: Naturaleza, historia, fabricación y uso en el suelo. *Terra Latinoamericana* 34: 367-382.

---

Recibido: noviembre de 2015. Aceptado: junio de 2016:  
Publicado en *Terra Latinoamericana* 34: 367-382.

is used for production or the effect it has on plants, as well as the presence of substances that could be toxic to soil microorganisms or plants. To avoid unnecessary risks or adverse effects on its use, it is necessary to characterize the chemical and physical properties of different types of biochar and elucidating the effect of its application on soil properties and crops. The answers to the above questions and the effect of the application of biochar to soils of Mexico will serve to generate solid foundation and propose their use as practice for improvement and as a mechanism for carbon sequestration in the soil. The development of technological processes for making biochar, feasible to be implemented in Mexico, is a challenge for local technologists and a potential source of non-standard work, apart from the possibility of generating additional income to producers of agricultural and forestry sector and municipal entities that could transform organic waste into a product with commercial value. This paper is a review of the literature and some personal experiences of the authors.

**Index words:** *pyrolysis; soil carbon sequestration; biofuels.*

## INTRODUCCIÓN

La pérdida de la fertilidad y la degradación del suelo en México es un fenómeno agravado por el cambio climático que perturba la producción de alimentos y afecta la disponibilidad de agua (deficiencia o exceso) causada por sequías extremas o lluvias torrenciales, o por temperaturas muy altas o muy bajas. La gestión sustentable de éste y de los cultivos que en él se siembran contribuiría a la recuperación de la fertilidad perdida (Funes y Monzote, 2001; Sánchez *et al.*, 2011) en este componente fundamental del agroecosistema. El empleo de biocarbón puede ser una posibilidad para contribuir a paliar la pérdida de fertilidad y la declinación de las propiedades químicas, físicas y biológicas de los suelos de México (Semarnat-Colpos, 2003) y particularmente la disminución de la materia orgánica, el incremento de la erosión y la degradación física.

La aparición de deficiencias nutrimentales generadas entre otros, por la pérdida de la fertilidad del suelo y en especial de la materia orgánica, reduce los rendimientos que pueden alcanzar los agrosistemas. Este es el caso del nitrógeno, un elemento

generalmente escaso en el suelo. Este problema es frecuentemente subsanado con aplicaciones de fertilizantes inorgánicos. En ciertas zonas del país éstos se usan indiscriminadamente (hiperfertilización) lo que ha llegado a provocar contaminación de los cuerpos de agua y degradación en el suelo. Otros pocos agricultores usan abonos orgánicos (Fortis *et al.*, 2007). Existen reportes que indican que el biocarbón puede retener temporalmente nitrógeno soluble en su estructura y liberarlo más lentamente que los productos inorgánicos, incrementando así la eficiencia de este elemento y la productividad de los cultivos (Zheng *et al.*, 2013). También se ha considerado que el empleo de nuevas tecnologías como el uso de biofertilizantes, microorganismos y fertilizantes minerales para mejorar una deficiente fertilidad del suelo, podría verse apoyada por el empleo del biocarbón (Yamoah *et al.*, 2002). El biocarbón provoca cambios positivos en el suelo que favorecen sus propiedades y el crecimiento de los cultivos (Ippolito *et al.*, 2011). También contribuye a reducir el impacto del cambio climático, por estar constituido principalmente por formas resistentes a la oxidación, con lo que el carbono puede permanecer por largo tiempo en el suelo sin regresar a la atmósfera.

El biocarbón es un producto factible de ser obtenido sólo donde hay suficiente biomasa disponible, tal es el caso de los subproductos de actividades agroforestales o residuos orgánicos urbanos, que pueden ser usados como materia prima. Aunque la producción de biocarbón y su aplicación al suelo son nuevas tecnologías empleadas en varias partes del mundo (Lehman y Joseph, 2009; Major, 2010; Steiner, 2010; van Zwieten *et al.*, 2010), en México, hay poca información disponible acerca de este producto. Si atendemos a las ventajas descritas en la literatura (Downie *et al.*, 2009; Lehmann y Joseph, 2009; Amonette, 2009) y, en particular, a que su elaboración puede realizarse con materiales derivados de recursos renovables e *in situ*, es preciso hacer un análisis preliminar que avale futuras decisiones con respecto a su posible uso.

Los usos del biocarbón son múltiples (Schmidt y Wilson, 2014) y la aplicación de éste al suelo ya constituye una práctica común (Lehmann y Joseph, 2009; Verheijen *et al.*, 2009). Varios investigadores (Chan *et al.*, 2007; Lehmann y Joseph, 2009; Steiner, 2010) reportan que su empleo podría conducir a una mayor producción de los cultivos y mejoramiento de la calidad del suelo, de ahí el interés en esta práctica. Sin embargo, en otras partes del mundo ha sido cuestionado

su uso (Ernsting y Smolker, 2009) y hay reservas para su aplicación (Mills, 2012). Efectos negativos del uso de biocarbón en el rendimiento de los cultivos han sido reportados por Manya (2012). A largo plazo, es de interés conocer las consecuencias para la salud y la seguridad de los seres humanos, especialmente en relación con los contaminantes potenciales como los HAP'S (Hidrocarburos Aromáticos Policíclicos), los metales pesados, los compuestos clorinados, etc. que podrían estar presentes en algunos tipos de biocarbones. Es por ello que antes de recomendar la aplicación del biocarbón al suelo, es necesario someter a prueba su tecnología de producción y uso.

El objetivo de este trabajo fue compilar información relevante acerca del biocarbón generada en diversas partes del mundo, como base para iniciar en México estudios a nivel de laboratorio, invernadero y campo, que permitan verificar su eficacia como mejorador de suelos y como medio para secuestrar carbono. Dado que en muchas ocasiones se confunde el término biocarbón (biochar) con el de carbón se realizó una exhaustiva revisión bibliográfica dirigida a cubrir las siguientes reflexiones ¿Qué es el biocarbón? ¿De dónde deriva su importancia? ¿Cómo se produce? ¿Cuáles son los beneficios al ser usado en el suelo? Los autores de esta revisión bibliográfica están conscientes que existe una enormidad de literatura sobre el tema, baste para ello la consulta del tema en la Web o red informática sin embargo se trató de seleccionar prioritariamente los documentos originales que dieron origen a esta nueva tecnología, el célebre libro de Lehmann y Joseph (2009) “*Biochar: Environmental Management*” y artículos del mismo autor. También se seleccionaron artículos científicos disponibles en las bases de datos referenciales de SCOPUS, porque son documentos que pueden ser consultados más fácilmente dada su disponibilidad. Se sabe de otro tipo de literatura sobre el tema, sin embargo, su disponibilidad es limitada para la mayor parte de los usuarios que pueden estar interesados en esta tecnología en el país.

Es importante señalar que en esta revisión no se trata de abarcar toda la gama de componentes que definen el proceso de la pirólisis, ni tampoco se aborda este proceso como alternativa a la producción de energía renovable, para lo cual probablemente ha sido desarrollado prioritariamente este proceso. Se quiso abordar el tema de la pirólisis ya que es una parte indispensable dentro del proceso de generación del biocarbón, para que los interesados en la tecnología tengan una idea general

de la necesidad de definir condiciones y características del mismo. El proceso de pirólisis es complejo en tanto que para ello intervienen elementos a definir con precisión tales como materia prima y sus características (tamaño, porcentaje de humedad, etc.), condiciones de pirólisis (temperaturas, velocidad de la reacción, tasas de calentamiento, tiempos de residencia etc.) y otros aspectos que requieren una mayor extensión en el tema. Es por ello que en este trabajo no se comparan los distintos procesos que existen o usan para tal propósito, ni se evalúan las energías asociadas a cada proceso. Esto es motivo de otras contribuciones que están siendo generadas por los autores.

La mayoría de los trabajos desarrollados sobre biocarbón (*biochar*) en el mundo presentan los beneficios del uso del mismo dentro de una visión de manejo agronómico enfocado a la productividad de los agosistemas. También se ha dado mucho énfasis en los últimos años a los aspectos microbiológicos asociados a las funciones de éste en el suelo. Sin embargo, en esta revisión los autores hemos querido centrar el interés en el uso del biocarbón como mejorador de suelo, una visión raramente abordada por los expertos del tema. De ahí que uno de los ejes del trabajo hace referencia a la situación de degradación y disminución de la fertilidad del suelo asociada a la pérdida de la materia orgánica, problemática presente en los suelos de México. Es por ello que se dio mayor importancia a la información sobre las propiedades físicas y químicas del biocarbón y a aquellas relacionadas con su estructura, en tanto que son éstas las que se asocian más con la problemática de la degradación del suelo. El biocarbón se propone como mejorador de las propiedades físicas (porosidad, infiltración de agua, estructura, entre otros), también como material de encalado ya que muchos biocarbones tienen valores de pH altos. Tiene potencial en la captura de carbono en el suelo, sobre todo de suelos degradados que han perdido la materia orgánica que es básica en la fertilidad física del suelo.

### **Naturaleza: ¿Qué es el Biocarbón?**

El biocarbón es el producto de la descomposición térmica de materiales orgánicos (biomasa) con escaso o limitado suministro de oxígeno (pirólisis), a temperaturas relativamente bajas (inferiores a los 700 °C) y que es destinado a uso agrícola, lo que hace que sea diferente al carbón usado como combustible y al carbón activado. La International Biochar Initiative o

IBI (2012) en su “Standardized Product Definition and Product Testing Guidelines for Biochar that is Used in Soil”, define al biocarbón como “un material sólido obtenido de una conversión termoquímica de biomasa en un ambiente limitado de oxígeno”.

### Estructura Química

Algunos autores consideran que la composición química de los biocarbones es muy similar al carbón producido para combustible y que lo único que los distingue es el objetivo para el cual fueron preparados (Schahczenski, 2010). Sin embargo, el biocarbón presenta relaciones O/C más altas que el carbón mineral, que también tiene su origen en la biomasa, pero que se forma por procesos geológicos en tiempos que comprenden escalas geológicas (Major, 2011).

Numerosos estudios (Lehmann y Joseph, 2009; Woolf *et al.*, 2010; Shrestha *et al.*, 2010; Major, 2010) sugieren que los componentes del biocarbón son altamente recalcitrantes en los suelos; esto es, que resisten la oxidación química y biológica, por lo que su tiempo de residencia es de cientos a miles de años, al menos de 10 a 10 mil veces más grande que los tiempos de residencia de la mayoría de la materia orgánica del suelo. Por esta característica de recalcitrancia, la adición de este producto al suelo puede actuar como un sumidero potencial de carbono (Verheijen *et al.*, 2009) y así contribuir a la mitigación del exceso de CO<sub>2</sub> en la atmósfera. Sin embargo, es importante mencionar que no todo el biocarbón permanece inalterado en el suelo, sino que una parte de éste puede ser oxidada (Cheng *et al.*, 2008) lo que modifica algunas cualidades del suelo.

El proceso de pirólisis involucra una red compleja de reacciones asociadas a la descomposición de los principales constituyentes de la biomasa, como son la celulosa, la hemicelulosa y la lignina, que se caracterizan por su reactividad diferente. La celulosa es uno de los componentes importantes de los residuos agrícolas, por ello resulta interesante observar cuál es su cambio durante la pirólisis. Su degradación térmica entre 250 y 350 °C da lugar a muchos compuestos volátiles (vapores de agua y alquitrán, hidrocarburos, ácidos, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO y CO<sub>2</sub>) quedando una matriz de carbono amorfa y rígida (Novak *et al.*, 2009). Al aumentar la temperatura, se incrementa la proporción relativa de carbono aromático por la pérdida de compuestos volátiles y se lleva a cabo la conversión de carbonos,

de oxialquilos a arilos y oxiarilos cuyas estructuras son semejantes a la del furano (Baldock y Smernik, 2002). A 330 °C las láminas de grafeno poliaromático empiezan a crecer lateralmente, a expensas de la fase de carbono amorfo y eventualmente coalescen. A 600 °C, el proceso dominante es la carbonización, lo que provoca la remoción de la mayoría de átomos no carbonosos como Ca, Mg, K, que se mantienen en la materia original por lo que aumenta aún más la proporción relativa de carbono, que puede ser mayor del 90% en peso en los biocarbones de materias primas de madera (Antal y Grønli, 2003). Novak *et al.* (2010) investigaron la química superficial de un biocarbón derivado de cáscara de nuez y revelaron que los principales grupos funcionales existentes eran hidroxil fenólico, C = O aromático, grupos alifáticos, entre otros. La caracterización de un biocarbón no fresco reveló que contiene una gran fracción de benceno y cantidades significativas de otros compuestos aromáticos como tolueno, benzonitrilo e hidrocarburos aromáticos policíclicos, además de éteres y ésteres metílicos aromáticos dentro de su estructura (Kaal *et al.*, 2008).

En resumen, es comúnmente aceptado que cada partícula de biocarbón consiste de dos fracciones estructurales principales: láminas juntas de grafeno cristalino y estructuras aromáticas amorfas ordenadas, ambas asociadas con enlaces de carbono en forma de anillos de tipo benceno con oxígeno o hidrógeno (Lehmann y Joseph, 2009). Estos enlaces entre estructuras aromáticas de C-O y C-H gobiernan la estabilidad del biocarbón y son usados para medir su grado de aromaticidad (Hammes *et al.*, 2006). También tiene estructuras de carbono oxidadas y alifáticas muy fácilmente degradables.

### Características Físicas-Químicas

Con respecto a sus propiedades físicas, el biocarbón es un sólido carbonoso, de color negro, con una superficie intrincada y desordenada, cuyas características estructurales varían por el tipo y tiempo de la pirólisis. En general es amorfo según estudios de microscopía electrónica de barrido realizados por Qiu *et al.* (2008). El biocarbón está constituido por partículas de diferentes tamaños, lo que depende de la fuente y tamaño de la materia prima (Lehmann, 2007). Posee una alta porosidad con micro, meso y macroporos, cuyos tamaños van de <2 nm, 2-50 nm y

>50 nm, respectivamente por lo cual lo han comparado con un “arrecife subterráneo” que puede ser hábitat para microorganismos (Rouquerol *et al.*, 1999; Downie *et al.*, 2009). Los macroporos provienen de los espacios propios de la materia prima original y permiten el transporte rápido de sorbatos, para su posterior difusión en el volumen de microporos, ayudando al transporte de moléculas concentradas (Martínez *et al.*, 2006). Los microporos son generados en el proceso de pirólisis, por lo que al aumentar la temperatura aumenta la microporosidad, además generan más área de carga reactiva. Los microporos están asociados a la adsorción de compuestos líquidos, sólidos y de gases (Verheijen *et al.*, 2009). Presenta muy baja densidad aparente, entre 0.30 a 0.43 g cm<sup>-3</sup> como es el caso de biocarbones de diferentes tipos de madera producidos en diferentes tipos de hornos (Pastor *et al.*, 1993). En general presenta una alta área superficial, entre 200 y 400 m<sup>2</sup> g<sup>-1</sup> (Kishimoto y Sugiura, 1985), aunque también se han encontrado valores tan bajos como 3.64 y 14.14 m<sup>2</sup> g<sup>-1</sup> para biocarbones producidos de pasta de semilla de cártamo prensado, bajo una atmósfera estática de nitrógeno (Angin y Sensoz, 2011). En otro estudio, dos biocarbones derivados de residuos de fábrica de papel generados bajo una pirólisis lenta, presentaron valores de 2.9 a 114.9 m<sup>2</sup> g<sup>-1</sup> (van Swieten *et al.*, 2010a). Ocasionalmente, han excedido los 1000 m<sup>2</sup> g<sup>-1</sup>, lo cual es importante por el efecto que ello tiene sobre la capacidad de retener nutrientes y agua (Downie *et al.*, 2009). Sin embargo, debe considerarse que el biocarbón experimenta cambios químicos y estructurales durante los procesos de “envejecimiento”, es decir, con el tiempo (Cheng y Lehmann, 2009) lo que modifica sus propiedades físicas, químicas y biológicas.

Un esquema de caracterización general del biocarbón considera la determinación de: humedad, ceniza (sílice, hierro, alúmina y materia no combustible), materia volátil o móvil y materia residente o recalcitrante (carbono fijado) que corresponde al sólido que queda después de que la materia volátil ha sido expulsada, pero no es carbono en su totalidad (McLaughlin *et al.*, 2009).

La materia volátil o móvil, es la fase gaseosa que se produce cuando el biocarbón es calentado. La proporción de ésta es transcendental cuando se aplica biocarbón al suelo, ya que existe evidencia que precipita dentro del mismo. Al suelo le provee una fuente de carbono soluble que puede causar una deficiencia

de nutrientes a corto plazo, porque estimula el crecimiento de microorganismos que compiten con la planta por nitrógeno disponible y, además, desaparece generalmente en una estación de crecimiento, sin contribuir a mejorar las propiedades del suelo a largo plazo (McLaughlin *et al.*, 2009). El contenido de materia volátil ha sido usado como una medida de la susceptibilidad del biocarbón a degradarse. También se sabe que a mayor contenido de material volátil es mayor la repelencia del biocarbón al agua.

El biocarbón puede presentar valores elevados de la relación C:N. Se han reportado valores de esta relación de 245 en un biocarbón de cáscara de nuez. Novak *et al.* (2010) concluyeron que el 58% de carbono se encuentra formando parte de estructuras aromáticas altamente condensadas, y una menor cantidad se presenta en forma alifática (29%) y carboxílica (13%), por lo que es poco probable que altere la biodisponibilidad de carbono en el suelo. Los materiales ricos en nitrógeno con una baja relación C:N son buenos para producir composta, y favorecen la liberación de nitrógeno para las plantas y microorganismos. Sin embargo, cuando esa relación es alta, como en los materiales leñosos, la liberación de nitrógeno es disminuida o nulificada. Debido a su recalcitrancia, el uso del biocarbón como mejorador de suelos no conlleva un aumento de carbono lábil, por lo tanto, la relación C:N efectiva no aumenta, por lo que no se tiene un efecto adverso en la asimilación de nitrógeno por las plantas (Kimetu *et al.*, 2008). En estudios recientes en los cuales se adicionó abonos ricos en nitrógeno al biocarbón, se observó una reducción de la pérdida de este elemento arriba del 50% por volatilización en forma de amoníaco (Steiner *et al.*, 2010).

La composición química de los biocarbones es muy variable. Por ejemplo, un biocarbón producido a partir de roble blanco y rojo presentó 90.8% de carbono, 7.2% de oxígeno y 1.7% de hidrógeno (Cheng *et al.*, 2008). Mientras que un biocarbón de arroz y otro de trigo presentaron 80.7 y 80.4% de carbono, 9.11 y 9.03% de oxígeno y 2.79 y 2.75% de hidrógeno, respectivamente, lo que pone de manifiesto su amplia variabilidad (Qiu *et al.*, 2008). El nitrógeno de la biomasa original puede no estar realmente disponible. El fósforo generalmente es conservado durante la volatilización de moléculas orgánicas asociadas y está presente como cenizas dentro del biocarbón, y al solubilizarse queda disponible para las plantas (Mašek y Brownsort, 2011).

Estudios de caracterización de biocarbones han consignado reacciones donde el pH varía de ácido a alcalino, con una media de pH 8.1 y un intervalo de pH entre 6.2 y 13 (Chang y Xu, 2009; Srinivasarao *et al.*, 2013). En cuanto a la capacidad de intercambio catiónico (CIC) ésta es muy variable y va desde unas cuantas unidades hasta 40 cmol kg<sup>-1</sup> producto de su química superficial. Ésta cambia después de su incorporación a los suelos por las interacciones con el ambiente. Se ha demostrado que la CIC puede ser muy baja cuando se usan bajas temperaturas en la pirólisis, pero se incrementa significativamente a temperaturas más altas (Lehmann, 2007). También se ha reportado que el biocarbón presenta una mayor capacidad de intercambio de cationes (CIC) por unidad de carbono que la materia orgánica del suelo (Sombroek *et al.*, 1993), debido a su mayor área y carga negativa superficial, y a una mayor densidad de carga (CIC potencial por unidad de área). Los responsables del incremento de la CIC y la reactividad del biocarbón en el suelo son los grupos carboxílicos que se forman sobre los puentes de núcleos aromáticos del biocarbón que resultan de su oxidación (Liang *et al.*, 2006). En comparación con otros tipos de materia orgánica, el biocarbón es capaz de adsorber fuertemente aniones fosfato, aunque el mecanismo aún no se conoce (Lehmann, 2007). Esto es debido a que las cargas superficiales del biocarbón pueden ser positivas, principalmente en los biocarbones recién preparados. A medida que avanza el envejecimiento del biocarbón se generan más cargas negativas que positivas y se incrementa la acidez superficial con el consecuente decrecimiento de la basicidad (Cheng y Lehmann, 2009). Los cambios en las cargas superficiales del biocarbón están correlacionados muy fuertemente con el tiempo y las temperaturas anuales medias. Los biocarbones maduros presentan mayor CIC que los jóvenes, por su contacto con el oxígeno y el agua (Cheng *et al.*, 2008). La CIC se reduce conforme a la disminución del pH del biocarbón, así valores de CIC son bajos a pH bajo y se incrementa a pH alcalinos. Es posible que pueda presentarse un punto en el que la CIC tenga el valor de cero (punto de carga neta cero, de manera similar al término usado en los suelos) el cual depende de la temperatura de pirólisis. La CIC potencial (a pH 7) y el área superficial de un biocarbón recién producido parecen incrementarse con la temperatura de la pirólisis. Lehmann (2007) considera que entre 450 y 550 °C podría ser la temperatura óptima para la elaboración del biocarbón.

## HISTORIA DEL BIOCARBÓN

Este producto tuvo su origen al ser redescubiertas las tierras negras de los indios amazónicos de Brasil, descritas como Terra Preta (tierra negra), por Smith en 1879 y Hartt en 1885 (Woods, 2004). Estos autores consignaron la existencia de unos suelos oscuros y fértiles en la Amazonia brasileña, pero no pudieron precisar su origen. Falcao (2012) consideró que dichos suelos fueron desarrollados por los indios mediante depósito de materiales orgánicos, derivados de la quema de biomasa y restos de esqueletos de pescado, lo cual los transformaba en suelos fértiles al agregársele cierta riqueza de nutrientes. Las altas concentraciones de carbón pirogénico en la Terra Preta provinieron principalmente del carbón de cocina y restos de incendios y productos no combustibles (Glaser *et al.*, 2001). Un contenido anormalmente alto de nutrimentos esenciales como P, Ca y K en muchos de estos suelos, apoyan tales pronunciamientos. Las teorías acerca del origen antropógeno de las tierras negras también incluyen quema de los sitios, ya sea por incendios casuales en el área o intencionales, realizados para destruir bosques con el fin de usarlos como tierras de cultivo y para eliminar la maleza (Woods y Glaser, 2004). Sin embargo, hoy es ampliamente aceptado que las Terras Pretas fueron no solamente usadas por los pobladores locales recientes, sino que también son un producto de la gestión indígena del suelo como lo propuso Gorou (1950). Estudios posteriores (Sombroek, 1966; Smith, 1980; Kern y Kämpf, 1989) confirmaron estas propuestas.

Se considera que los inicios de la formación de Terra Preta de Indio corresponden aproximadamente a los últimos tiempos del período pre-colombino en la Amazonia (Neves *et al.*, 2003). Orlando (2012) comentó que antes se pensaba que sólo se encontraban en la Amazonia, pero aseguró que recientemente este tipo de suelos también pueden encontrarse en México y África. Asimismo se tienen evidencias de su existencia en Borneo (Sheil *et al.*, 2012) y, en Estados Unidos de América, desde hace más de 10 mil años. En esos casos habrían sido generados por incendios, tanto naturales como inducidos, en las praderas (Skjemstad *et al.*, 2002; Laird *et al.*, 2009). En Australia, Alemania (Skjemstad *et al.*, 2002) y en Japón (Ishii y Kadoya, 1994) se han encontraron suelos similares.

El estudio de esos suelos con alto contenido de carbón llevó a concluir que presentaban excelentes

propiedades, entre las que podemos mencionar su elevado contenido de materia orgánica y carbono residente, una elevada disponibilidad nutrimental y altos contenidos de humedad, mayor capacidad de intercambio catiónico y mayor actividad microbiológica (Lehmann y Joseph, 2009).

En el trabajo publicado por Neves *et al.* (2003) se citan a muchos investigadores (Retan, 1915; Morley, 1927; Tyron, 1948; Santiago y Santiago, 1989), que estudiaron el uso de carbón en la gestión del suelo. En el mismo trabajo se indica que, incluso Liebig (1878) describió una práctica en China en la cual la biomasa de desecho era mezclada con suelo e incendiada durante varios días hasta obtener una tierra negra, la cual proveía de vigor a las plantas. Pero no fue sino hasta 1966 que el científico holandés Wim Sombroek (1966) en su publicación “Suelos de la Amazonia” prestó atención a estos suelos y tiempo después promovió la idea de desarrollar nuevas tierras negras como almacenes de carbono para cultivos intensivos que él llamó Tierra Negra Nueva (Woods y McCann, 1999; Neves *et al.*, 2003). De aquí nació la idea de usar una tecnología semejante para que el carbón de la quema de desechos vegetales fuese enterrado en el suelo, como una forma de capturar de manera relativamente permanente (secuestrar) el exceso de carbono atmosférico y contribuir a paliar el efecto del cambio climático. El intento de imitar o recrear este tipo de suelos con altos contenidos de carbón y tan buenas características y alta productividad, originó el interés particular en el estudio del biocarbón.

## PROCESOS DE FABRICACIÓN DEL BIOCARBÓN

### Materias Primas

Los materiales usados para elaborar biocarbón son muy numerosos. Sin embargo, no todos los residuos o subproductos son materias primas apropiadas para producirlo. Una de las características que deben ser prioritarias para su selección es que los materiales no deben competir con otros usos, principalmente si éstos generan productos de mayor valor económico que el biocarbón, o bien que compitan con la producción de alimentos y de bienes y servicios ambientales. Entre los materiales más citados en la literatura se tienen a los residuos de cosecha, plantas secas, biomasa de árboles,

desechos de papel, de arroz; los residuos de aceituna, desperdicios orgánicos de la vida urbana. Lehmann y Joseph (2009) mencionan entre dichas materias primas a: madera, estiércol, hojas, residuos de cultivos y Brick (2010) agregó a éstas, camas de aves, algas, cáscaras de naranja, de nueces y lodos residuales. La transformación de estos últimos a biocarbón al menos asegura, la exclusión de gérmenes que pudiesen resultar nocivos para los cultivos de consumo humano o animal. Esta transformación representa una alternativa al depósito de lodos residuales que se incrementará en el futuro cercano, en la medida en que en el país se construyan más plantas de tratamiento de aguas grises. La materia prima usada para elaborar los biocarbones y las reacciones químicas que ocurren en el proceso de pirólisis definen las características estructurales y químicas específicas para los biocarbones dando origen a materiales muy heterogéneos (Antal y Grønli, 2003; Brick, 2010). Esto se debe a que los componentes orgánicos que conforman la biomasa original influyen directamente en las propiedades químicas y físicas del biocarbón formado, lo que define a su vez los efectos benéficos del biocarbón y su tiempo de residencia en el suelo (Schmidt y Noack, 2000; Lehmann, 2007). En México se han elaborado biocarbones a partir de aserrín, bagazo de caña de azúcar, residuos de encino y pino, lirio acuático y cascarilla de café, con objeto de dar valor agregado a estos residuos que tradicionalmente son poco valorados en el medio y también porque se trata de evitar que generen problemas de salud y contaminación de ecosistemas. Por ejemplo, en México el aserrín es uno de los residuos más generados en los aserraderos, se genera aproximadamente 7.95% de aserrín por cada 35.75% de residuos como tiras, recortes, etc. (Cruz, 2012<sup>1</sup>). El aserrín se ha asociado a afecciones respiratorias como asma, bronquitis crónica y otras como alergias y dermatitis. Otro residuo muy abundante en el campo mexicano es generado en la industria de la caña de azúcar. Los residuos que quedan en el campo cañero mexicano varían de 16 a 30 toneladas por hectárea (Toledo *et al.*, 2008), el bagazo que queda por cada tonelada procesada de tallo es de 250 a 400 kg (Hernández *et al.*, 2008). La práctica más común dada a estos residuos ha sido la quema, actividad que ha sido considerada como inapropiada en el marco de la sustentabilidad y la ecología pero que es muy practicada. Aunque el bagazo de caña tiene otros usos como materia prima para la producción de energía

<sup>1</sup> Cruz, C. C. 2012. Residuos generados del aprovechamiento maderable en el estado de Durango. Tesis Ingeniero forestal industrial. Chapingo, Texcoco, Estado de México.



en las calderas de los ingenios o centrales azucareras, o para la extracción de subproductos como alcohol, se ha considerado como materia prima para la producción de biocarbón en planes del gobierno mexicano.

### Procesos para Obtener Biocarbón

Éstos son diversos, principalmente se consideran las tecnologías termoquímicas para transformar la biomasa en fuentes de energía renovable. Éstas pueden ser clasificadas en cuatro categorías generales: pirólisis lenta, pirólisis rápida, pirólisis ultrarrápida y gasificación (Laird *et al.*, 2009; Brick 2010; Ippolito *et al.*, 2011). La pirólisis ocurre en ausencia completa de oxígeno mientras que la gasificación se da con reducida cantidad de él, Brick (2010) propone un quinto proceso que es la carbonización hidrotérmica.

La pirólisis, es el proceso termoquímico usado para transformar biomasa y otros materiales orgánicos de baja densidad energética ( $\sim 1.5 \text{ GJ m}^{-3}$ ) a: líquidos de alta densidad energética, conocidos como bio-aceites ( $\sim 22 \text{ GJ m}^{-3}$  o  $\sim 17 \text{ MJ kg}^{-1}$ ), a sólidos de alta densidad energética conocidos como biocarbón ( $\sim 18 \text{ GJ kg}^{-1}$ ) y a un gas de relativamente baja densidad energética, conocido como gas de síntesis (syngas) ( $\sim 6 \text{ MJ kg}^{-1}$ ) (Laird *et al.*, 2009). Fundamentalmente la pirólisis involucra el calentamiento de materiales orgánicos a temperaturas superiores a  $400^\circ\text{C}$  en ausencia de oxígeno. A estas temperaturas, los materiales se descomponen térmicamente, liberando una fase de vapor y generando una fase sólida residual (biocarbón). Si los vapores de la pirólisis son enfriados ocurre una condensación en compuestos líquidos polares y de alto peso molecular (bio-aceite), mientras que los compuestos volátiles de bajo peso molecular permanecen en la fase gaseosa (gas de síntesis o syngas). Las transformaciones físicas y químicas que ocurren durante la pirólisis son muy complejas y dependen tanto de la naturaleza de la biomasa como de las condiciones del reactor. Cuando se usa una tecnología de alta eficiencia es posible alcanzar rendimientos de masa alrededor del 30-40% (base húmeda), con producciones de energía de cerca del 30% (contenida en el carbón) y contenidos de carbono fijado arriba del 90% de la biomasa original (McHenry, 2009). Las condiciones de pirólisis y las características de la materia prima (composición, distribución de tamaño de partícula y de tamaño de poro, entre otras), determinan en gran medida las propiedades físicas y químicas del carbón producido

lo que apoya la conveniencia de hacer su aplicación en un suelo, registrar su comportamiento, transporte y destino en el ambiente (Verheijen *et al.*, 2009).

**Pirólisis lenta.** La pirólisis convencional o lenta se caracteriza por lapsos de calentamiento de la biomasa pausados, temperaturas bajas y largos tiempos de residencia de los sólidos y el gas. De acuerdo al sistema, los lapsos de calentamientos son cerca de  $0.1$  a  $2^\circ\text{C}$  por segundo y prevalecen las temperaturas alrededor de los  $500^\circ\text{C}$ . El tiempo de residencia del gas puede ser mayor de  $5$  s, mientras que para la biomasa puede ser de minutos a días (Sadaka, 2007). Según Gheorghie *et al.* (2009) este sería el proceso con el más alto rendimiento de biocarbón.

**Pirólisis rápida.** El calentamiento es mayor a  $200^\circ\text{C s}^{-1}$  y las temperaturas que prevalecen son usualmente mayores a los  $550^\circ\text{C}$ . Debido al corto tiempo de residencia del vapor, los productos son de alta calidad, principalmente son líquidos, como los bioaceites y gases ricos en etileno que podrían ser usados para producir alcoholes o gasolina. La producción de carbón y alquitrán es mucho menor en este proceso (Farag *et al.*, 2002; Czernik y Bridgwater, 2004; Sadaka, 2007). El tratamiento provoca la ruptura de los polímeros de los componentes de la biomasa en vapores condensables que forman bioaceite. Además, potencialmente podría ser un método seguro de eliminación de materias primas contaminadas por toxinas (Mullen *et al.*, 2010).

**Pirólisis ultrarrápida.** La pirólisis ultrarrápida se caracteriza porque las temperaturas a las que se lleva a cabo el proceso son moderadas ( $400$ - $600^\circ\text{C}$ ) y las tasas de calentamiento son rápidas ( $>2^\circ\text{C s}^{-1}$ ). Los tiempos de residencia del vapor son usualmente menores a  $2$  s. En este sistema se produce considerablemente menos alquitrán y gas. Sin embargo, los productos aceitosos obtienen su máximo rendimiento ( $75$  y  $80\%$ ) (Sadaka, 2007; Demirbas, 2009).

**Gasificación.** En este proceso la biomasa, especialmente madera, se quema en una secuencia de dos reacciones. La primera es la conversión de madera a carbón y se le llama carbonización con gasificación de la madera. Esto, básicamente, es la misma conversión que ocurre en la pirólisis lenta. Después que el carbón se ha formado, la segunda reacción, con mayor temperatura, convierte el carbón a ceniza y es llamada gasificación de carbón. Si hay demasiado oxígeno entonces todo el carbón es consumido y sólo quedan cenizas. Si la cantidad de oxígeno es limitada, entonces sólo una parte del carbón es consumido y algunos remanentes

salen por el fondo del gasificador (McLaughlin *et al.*, 2009).

**Carbonización hidrotérmica.** Otra tecnología para producir biocarbón es la carbonización hidrotérmica, que consiste en aplicar calentamiento a materiales con gran contenido de agua, como lodos residuales, pulpa de café, estiércoles, algas, entre otros, que son sumergidos en agua, y aunque la temperatura es alta, no se llega a la ebullición (Brick, 2010). Mediante este proceso ha sido posible carbonizar materiales sólidos con lignina y celulosa, y polisacáridos disueltos en agua, con la obtención de productos carbonosos nanoestructurados (Baccile *et al.*, 2010). Asimismo, se pueden producir biocarbones a temperaturas bajas (~200 °C) y tiempos muy cortos (Titirici *et al.*, 2007). Además, como no es necesario secar los materiales para hacer el biocarbón, hay un gran ahorro de energía y por tanto los costos de producción disminuyen. Sin embargo, no ha tenido gran desarrollo y sólo existen algunas plantas piloto.

La pirólisis rápida produce cerca del 12% de biocarbón, la moderada el 20%, la lenta el 35%, la gasificación del 10 al 20% y la combustión hidrotérmica del 37 al 70% (Brick, 2010). Verheijen *et al.* (2009) consideran que el proceso más adecuado para producir biocarbón como mejorador de suelos y a fin de ayudar a mitigar el cambio climático es la pirólisis lenta, ya que maximiza la producción de biocarbón que es el compuesto más estable de los productos finales de la pirólisis. Las temperaturas de 300 a 500 °C optimizan el rendimiento de biocarbón (Hayes, 2009).

### Variables que Afectan la Pirólisis

Diversas variables afectan el mecanismo y la cinética de las reacciones de pirólisis. Estas variables, incluyen la composición del sustrato, el intervalo de calentamiento, la temperatura y presión de la cama, atmósfera ambiental presente y uso de catalizadores, por lo que deben ser completamente comprendidas y apreciadas. Entre otras cosas, estas variables tienen un efecto profundo en la secuencia y cinética de las reacciones y por tanto, en el rendimiento de los productos formados. Al entender la influencia de estas variables en el proceso, las condiciones de pirólisis pueden ser anticipadas y controladas para reducir las reacciones secundarias no deseadas y promover la formación de productos deseables, ya que las cantidades de fracciones sólida, líquida y gaseosa dependen marcadamente de tales variables (Sadaka, 2007).

**Composición del sustrato.** La biomasa que se puede emplear para producir biocarbón está formada de materiales complejos y heterogéneos derivados de diferentes orígenes. Su estructura y composición varía de acuerdo a las especies de las cuales proviene y dichos componentes son responsables de la variedad y complejidad de los productos formados durante la pirólisis. Krull *et al.* (2010), encontraron que la mayoría de las propiedades agronómicas del biocarbón variaban de acuerdo a la materia prima. La heterogeneidad de la biomasa resulta ser un obstáculo para su uso químico, esto debido a que se obtiene un rendimiento más bajo al considerarse los productos individuales derivados de cada uno de sus elementos. Esto también afecta el rendimiento del biocarbón y de combustibles que pueden ser productos de la pirólisis (Sadaka, 2007). Además, es necesario considerar que en la actualidad, para producir biocarbón, no sólo se usan los materiales que originalmente contribuyeron a la formación de la Terra Preta, que eran principalmente restos de árboles, malezas, huesos, sino que también se utilizan restos de plantas cultivadas cuyo manejo agronómico ha aportado agroquímicos, como es el caso de los lodos residuales o camas avícolas que probablemente contienen concentraciones importantes de herbicidas, pesticidas, fungicidas, metales pesados y antibióticos, que pueden afectar al suelo, a los cultivos y, finalmente, a la salud humana (Verheijen *et al.*, 2009).

**Intervalo de calentamiento.** Este parámetro representa el aumento de temperatura por segundo, que aunado a la duración del calentamiento y a su intensidad, afectan la velocidad, grado, secuencia de las reacciones de pirólisis, y la composición de los productos resultantes. Las reacciones ocurren en una amplia gama de temperaturas; por lo tanto, los productos formados al principio tienden a experimentar una transformación adicional y su descomposición en una serie de reacciones consecutivas. Al ser más bajo el intervalo de temperatura se aumenta la producción de biocarbón y al ser mayor, disminuye (Antal y Grønli, 2003; Sadaka, 2007). Este parámetro es importante porque modifica su posible valor para la agricultura, aún cuando no existe un consenso sobre cuál sería la mejor materia prima en términos de su uso en el suelo y de la producción de energía (Sohi *et al.*, 2010).

El nivel de calentamiento es función de las dimensiones de la materia prima y el tipo de equipo de pirólisis empleado. La velocidad de difusión térmica dentro de una partícula disminuye con el incremento de su

tamaño, lo que resulta en un intervalo de calentamiento más bajo. Los productos líquidos son favorecidos por la pirólisis de partículas pequeñas y temperatura elevada, mientras que el rendimiento de productos volátiles (gases y líquidos) se incrementa con el aumento de la temperatura de calentamiento y en ese caso los residuos sólidos disminuyen (Sohi *et al.*, 2010). El carbón es maximizado por la pirólisis de partículas grandes con bajas tasas de calentamiento y baja temperatura (Sadaka, 2007).

**Temperatura.** El tiempo requerido para obtener un cierto nivel de conversión disminuye con el incremento de temperatura. A baja temperatura, el carbón es el producto dominante seguido por el agua. Las maderas duras producen menos carbón, pero más ácidos que las maderas blandas (Sohi *et al.*, 2010).

## EFFECTOS DEL USO DE BIOCARBÓN EN EL SUELO

### Propiedades del Suelo

La incorporación de biocarbón al suelo puede alterar sus propiedades físicas tales como la textura, la estructura, la distribución del tamaño de poro, el área superficial total, y la densidad aparente, con repercusión en la aireación, capacidad de retención de humedad, crecimiento de las plantas y facilidad de laboreo del suelo. En ocasiones las partículas de biocarbón que son muy pequeñas pueden bloquear parcial o totalmente la porosidad del suelo con la consecuente alteración de su estructura y la disminución de infiltración de agua (Downie *et al.*, 2009).

El biocarbón por lo general incrementa la capacidad de intercambio catiónico (CIC) del suelo y, por lo tanto, la retención de  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , lo que probablemente se atribuye a su elevada superficie específica, alta carga superficial negativa y elevada densidad de carga, aspectos que no son frecuentemente desarrollados en los estudios sobre biochar.

### Funciones y Procesos en el Suelo

Según varios autores, el biocarbón puede mejorar las funciones del suelo, así como intervenir en los procesos que en él se desarrollan (Verheijen *et al.*, 2009). Algunas evidencias muestran que el biocarbón funciona como portador de microorganismos, por lo que su adición al suelo puede incrementar la población

de hongos micorrízicos y los niveles de infección por *Rhizobium* siendo por ello incorporado a los trabajos de bioremediación de suelos (Amonette, 2009). En plantas de tomate inoculadas con *Botrytis* se reporta que su aplicación indujo respuestas en las rutas de resistencia sistémica adquirida e inducida en el dosel, lo que sugiere que favoreció la resistencia al estrés biótico (Elad *et al.*, 2011). Según Amonette (2009), la aplicación de biocarbón aumenta la capacidad de retención de nutrimentos en el suelo con la consecuente reducción de la necesidad de aplicar altas dosis de fertilizantes (Glaser, 2001) lo que se traduce en un aumento de la eficiencia de uso del fertilizante (Gaunt y Cowie, 2009; Laird *et al.*, 2009).

Al aplicar biocarbón al suelo se puede aumentar su permeabilidad al agua y se reduce la escorrentía y los costos de riego (De Gryze *et al.*, 2010). Esto se constató en suelos de Australia (Chan *et al.*, 2007) y el Reino Unido (Gathorne *et al.*, 2009) donde la aplicación de biocarbón mejoró la aireación del suelo e hizo más fácil el laboreo. Cuando se ha usado con fines de encalado, el biocarbón ha mejorado el balance del pH (Granatstein *et al.*, 2009; Amonette, 2009). Las mejoras del suelo atribuidas a la adición de biocarbón incluye también el incremento en la retención de humedad, y la permeabilidad del aire (McLaughlin, 2009).

Aún cuando la mayoría de estudios demuestran el efecto benéfico del biocarbón, algunos investigadores no han obtenido los mismos resultados. Por ejemplo, van Swieten *et al.* (2010), ensayaron el uso de dos biocarbones en un suelo australiano calcáreo, con una aplicación de  $4.5 \text{ Mg acre}^{-1}$  ( $11.1 \text{ Mg ha}^{-1}$ ). Los resultados mostraron un incremento en el contenido de carbono total pero no en los nutrimentos extraíbles. Por su parte McClellan *et al.* (2007) probaron un biocarbón de cáscara de nuez macadamia de carbonizado ultrarrápido, en un estudio en macetas con suelos derivados de cenizas volcánicas, fértiles, cultivados, y usando lechuga como planta indicadora. Los mejores resultados en aumento de biomasa y consumo de nitrógeno correspondieron al testigo y a las macetas con biocarbón al 5%. En otro experimento en el que se probaron tratamientos con biocarbón, fertilización NPK y cal en un suelo infértil y usando maíz como cultivo indicador, el mejor tratamiento fue aquel sin biocarbón pero con fertilización NPK y cal. Por su parte Unger y Killorn (2011) evaluaron la aplicación de biocarbón y urea en un experimento de campo con maíz

durante tres años. Ellos constataron que el rendimiento de grano y biomasa no presentaron diferencias entre los tratamientos que usaron biocarbón, con y sin fertilizante, pero sí hubo una respuesta a la sola aplicación de fertilizante.

Se ha demostrado que el biocarbón puede retener elementos metálicos o contaminantes (Hiller *et al.*, 2007). Por ejemplo, un biocarbón de estiércol probado por Brendová *et al.* (2012) puede retener particularmente cadmio, otro de cascarilla de semilla de algodón retuvo además otros metales pesados, lo cual se atribuye a su alta área específica. Resultados similares se obtuvieron al usar biocarbón como adsorbente en un cultivo de arroz donde el suelo estaba contaminado con cadmio. Verheijen *et al.* (2009) reportan que el bicarbón también puede favorecer la sorción de compuestos orgánicos como herbicidas, pesticidas, enzimas; así como compuestos hidrofóbicos como hidrocarburos aromáticos policíclicos (HAP), bifenilos policlorinados en suelos y sedimentos, contribuyendo así a evitar efectos nocivos a corto y largo plazo (Verheijen *et al.*, 2009).

Si se aplica biocarbón al suelo es indispensable considerar la Capacidad de Carga con Biocarbón (CCB) que es la cantidad máxima de carbono, en forma de biocarbón, que puede ser adicionada a los suelos de manera segura sin comprometer otras funciones de éste o del ambiente en general. Sin embargo, no es claro cómo se determina esta cantidad. Tampoco se sabe si la CCB varía en los biocarbones producidos por distintas materias primas y procesos, o si varía en diferentes tipos de suelos y condiciones ambientales (Verheijen *et al.*, 2009) lo cual debería ser motivo de mayor estudio. Se han reportado en la literatura cargas mayores a 140 Mg ha<sup>-1</sup> (Lehmann *et al.*, 2003). Otros trabajos reportan cargas superiores a 50 Mg ha<sup>-1</sup> y 60 Mg ha<sup>-1</sup>; sin embargo, en este caso, los efectos positivos en el rendimiento desaparecieron al aumentar la dosis, lo que llevó a atribuir la respuesta positiva al clima y el suelo (Rondon *et al.*, 2007). También se han usado dosis menores, de 5 a 50 Mg ha<sup>-1</sup> complementadas con una gestión correcta de fertilización, con lo cual se obtuvieron efectos positivos sobre el rendimiento de cultivos. Como la aplicación de biocarbón al suelo es una acción irreversible, se destaca que es muy complejo calcular la CCB adecuada para los cultivos, suelos y otras condiciones de manejo. Al respecto, es necesario considerar además de la productividad del cultivo otros aspectos como son la biología del suelo, el transporte

de partículas finas del biocarbón a través del agua superficial y subterránea, entre otros. Por último, se debe tomar en cuenta el riesgo de una combustión espontánea del biocarbón en el suelo (Verheijen *et al.*, 2009). De ahí la necesidad de recopilar resultados de experimentos en campo, los cuales son pocos y revisar con detalle la gran cantidad de experimentos en diferentes agroecosistemas.

### Secuestro de Carbono y Cambio Climático

La agricultura y el cambio climático están fuertemente ligados, ya que la actividad agrícola contribuye a la formación de gases de efecto invernadero (GEI) en un alto porcentaje del total emitido (Sohi *et al.*, 2009), sobre todo por el uso no racional de fertilizantes y las prácticas de cultivo (Martínez *et al.*, 2008). En México, el sector agrícola representa el 6.4% del total de emisiones de GEI (INEGI, 2009). Asimismo, la actividad forestal también contribuye a éstos como resultado de la deforestación y los incendios provocados. La actividad pecuaria, en particular la de rumiantes, aporta, 14.5% del total de emisiones de GEI (Maserá *et al.*, 1997; FAO, 2013). Otro factor que contribuye a la generación de éstos gases es el cambio en el uso de la tierra (Akala y Lal, 2001). Ante este escenario, uno de los beneficios que se espera por el uso de biocarbón es la captura de carbono. En el ciclo del carbono las plantas toman CO<sub>2</sub> de la atmósfera para la fotosíntesis y al morir forman parte de la materia orgánica del suelo, presentando carbono en sus estructuras. Sin embargo, la mayor parte de esta materia es mineralizada por los microorganismos del suelo, en este proceso se libera CO<sub>2</sub> a la atmósfera, que se suma al producido por la respiración de las plantas. Las cantidades de CO<sub>2</sub> absorbidas y liberadas en este proceso están balanceadas, este es el caso de un balance de carbono neutral, es decir, que no incrementa la cantidad neta de este gas en la atmósfera. La adición neta de carbono a la atmósfera representa el carbono positivo, en tanto que la reducción neta de este gas refiere al carbono negativo. En este sentido, cuando se aplica biocarbón al suelo, dado que el carbono está en forma recalcitrante, tarda mucho tiempo en degradarse, convirtiéndose en carbono negativo (Schahczenski, 2010).

Lehmann y Joseph (2009) y Downie *et al.* (2009) consideran que la aplicación de biocarbón al suelo, debería considerarse como un mecanismo

de secuestro de carbono. El biocarbón posee alto contenido de carbono orgánico, altamente resistente a la descomposición, por lo que funciona como un almacén de formas recalcitrante de este elemento cuando aplicado al suelo como mejorador (Amonette, 2009) por lo que se puede considerar como un factor inhibidor del cambio climático (Granatstein *et al.*, 2009). También disminuye las emisiones de óxido nitroso que es otro GEI (Gathorne *et al.*, 2009).

Para tener un conocimiento concreto del potencial del biocarbón para retener carbono en el suelo por largo tiempo, se debe realizar un análisis de ciclo de vida del biocarbón. Para ello se debe considerar la eficiencia energética, las emisiones de GEI y otras evaluaciones del ambiente global asociadas a su elaboración. Este es un método que se usa para evaluar las cargas ambientales asociadas a un producto, proceso o actividad a lo largo de su vida útil, con la cuantificación de la energía, los recursos y las emisiones usados en su generación (Schahczenski, 2010). Mediante el análisis del ciclo de vida del biocarbón se ha podido demostrar que puede reducir las emisiones de GEI en diversas magnitudes, lo que depende del tipo de materia prima y de los sistemas de pirólisis empleados para producirlo (De Gryze *et al.*, 2010). Otros estudios (Gaunt y Lehmann, 2008; Lehmann y Joseph, 2009; Cayuela *et al.*, 2010; Roberts *et al.*, 2010) reportan que el biocarbón sí conduce a una reducción neta en la emisión de GEI y que el uso de la biomasa es eficiente desde el punto de vista energético. Woolf *et al.* (2010) indican que es posible disminuir de las emisiones de carbono equivalente de CO<sub>2</sub> en el orden de 1.8 Pg CO<sub>2</sub>-C<sub>e</sub> anualmente, y 130 Pg CO<sub>2</sub>-C<sub>e</sub> en un siglo, considerando disponibilidad de materia prima para producir biocarbón, y preservando la biodiversidad, la estabilidad de los ecosistemas y la seguridad alimentaria. Esta capacidad del biocarbón de contribuir al secuestro del carbono y disminuir los GEI requiere tecnologías adecuadas que respeten las áreas de cultivo, las selvas y bosques, de manera que no se genere un problema entre la seguridad alimentaria, la producción de biocombustibles y la conservación del ambiente (Tilman *et al.*, 2009). Una estimación efectuada por la Iniciativa Internacional de Biochar (IBI, 2009) indica que si el 2.1% del carbono anual fotosintetizado e incorporado en las plantas pudiera usarse para producir biocarbón, con una eficiencia de carbonización del 40%, se podría secuestrar 0.5 mil millones de toneladas del carbono de la atmósfera.

La Convención de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático y Desertificación, en 2009, determinaron que el biocarbón podría ser considerado como una estrategia de mitigación para las negociaciones del segundo periodo del Protocolo de Kyoto que iniciará en 2013. Sin embargo, los cuestionamientos que todavía se tienen respecto al uso del biocarbón sugiere mayor investigación no sólo a nivel de laboratorio, sino que son imprescindibles los trabajos en campo (Bracmort, 2009; Shrestha *et al.*, 2010).

### **Métodos de Aplicación al Suelo**

Para aplicar biocarbón al suelo se deben considerar una serie de factores: (1) los relacionados con el suelo (tipo y erodabilidad), (2) prácticas de cultivo, (3) condiciones del entorno (clima, humedad), (4) la forma de aplicación (con maquinaria o manual, superficial a 0-30 cm o a mayor profundidad > 30 cm, en banda o cerca de las raíces), entre otras cosas. Puede aplicarse en forma de perdigones junto con otro tipo de mejoradores como abonos o compostas, y en ocasiones se requiere humedecerlo para evitar pérdidas en el aire y que sea aspirado por quien lo aplica. Las cantidades aplicadas deben estar basadas en resultados experimentales. Además, no es necesario aplicarlo repetidamente en un cultivo como en el caso de abonos o compostas, ya que su efecto perdura en el suelo debido a la recalcitrancia que exhibe el biocarbón (Major, 2010).

### **CONCLUSIONES**

Esta revisión evidencia que el uso del biocarbón es una tecnología que ha demostrado proveer beneficios al suelo, aumentando su fertilidad a través de su influencia en sus propiedades físicas, químicas y biológicas; y presenta un alto potencial para ayudar al secuestro de carbono en el suelo. Ambos aspectos tienen gran futuro, en la medida que se tenga apoyo para probarlo en diferentes agroecosistemas de México. La factibilidad de su obtención podría llevarse a cabo directamente en el campo, aprovechando los residuos de las labores agrícolas, a los cuales bajo este enfoque se les confiere un valor agregado. En estas condiciones se disminuyen los costos de aplicación y se puede obtener mayor rentabilidad. A nivel mundial el estudio del biocarbón tiene mucho auge pues se considera una tecnología

que puede aumentar la fertilidad de los suelos y el rendimiento de los cultivos, de igual forma el secuestro de carbono, efecto positivo sobre el cambio climático y con potencial para la obtención de créditos de carbono. Sin embargo, falta mucho conocimiento respecto al efecto a largo plazo del uso del biocarbón en los suelos y en el ambiente, ya que la investigación a nivel de campo es todavía limitada. Asimismo, todavía se están desarrollando las técnicas para la caracterización de los biocarbones, aspecto indispensable para definir sus propiedades físicas, químicas, fisicoquímicas y biológicas, que son las que determinan su comportamiento en el suelo y su eficiencia en la mejora de la calidad de éste. Por otra parte, la infinita gama de agroecosistemas en el mundo, la gran diversidad de biocarbones por los parámetros empleados en su producción, las innumerables interrogantes respecto a las dosis y forma de aplicación del biocarbón, así como las diversas respuestas probables en cultivos y ambientes diferentes, hacen necesario el desarrollo de más investigación. En México es necesario impulsar esta tecnología para obtener los beneficios reportados en otras partes del mundo y para poder usarlo como mejorador de suelo. Para ello se requiere comprobar los resultados que muchos investigadores han generado, lo que permitirá transferir esta tecnología a los productores agrícolas de México.

### LITERATURA CITADA

- Akala, V. A. and R. Lal. 2001. Soil organic carbon pools and sequestration rates in reclaimed Minedoils in Ohio. *J. Environ. Qual.* 30: 2098-2104.
- Amonette, J. 2009. An introduction to biochar: Concept, processes, properties, and applications. *Harvesting Clean Energy 9. Special Workshop.* [www.harvestcleanenergy.org/conference/HCE9/Post-conference/PPT/JeanAmonette.pdf](http://www.harvestcleanenergy.org/conference/HCE9/Post-conference/PPT/JeanAmonette.pdf). (Consulta: marzo 13, 2013).
- Angin, D. and S. Sensoz. 2011. Characterización of bio-chars obtained at static and nitrogen atmosphere. pp. 191-193. *In: 6<sup>th</sup> International Advanced Technologies Symposium (IATS'11), Elazig, Turkey.*
- Antal, Jr. M. J. and M. Grønli. 2003. The art, science, and technology of charcoal production. *Ind. Eng. Chem. Res.* 42: 1619-1640.
- Baccile, N., M. Antonietti, and M. M. Titirici. 2010. One-step hydrothermal synthesis of nitrogen-Doped nanocarbons: Albumine directing the carbonization of glucose. *ChemSusChem* 3: 246-253.
- Baldock, J. A. and R. J. Smernik. 2002. Chemical composition and bioavailability of thermally altered *Pinus resinosa* (Red pine) wood. *Org. Geochem.* 33: 1093-1109.
- Bracmort, K. 2009. Biochar: Examination of an emerging concept to sequester carbon. Congressional Research Service. USDA. USA. [http://www.eoearth.org/files/177501\\_177600/177531/r40186.pdf](http://www.eoearth.org/files/177501_177600/177531/r40186.pdf).
- Brendová, K., P. Tlustos, J. Száková, and J. Habart. 2012. Biochar properties from different materials of plant origin. *Eur. Chem. Bull.* 1: 535-539.
- Brick, S. 2010. Biochar: Assessing the promise and risks to guide U.S. policy. Natural Resources Defense Council. USA. [http://www.nrdc.org/energy/files/biochar\\_paper.pdf](http://www.nrdc.org/energy/files/biochar_paper.pdf).
- Cayuela, M. L., P. J. Kuikman, O. Oenema, R. R. Bakker, and J. W. Groenigen. 2010. Bioenergy residues and biochar as soil amendments: Climate-relevant C and N dynamics during decomposition in soil. Use of manures and organic wastes to improve soil quality and nutrient balances. [http://www.ramiran.net/ramiran2010/docs/Ramiran2010\\_0319\\_final.pdf](http://www.ramiran.net/ramiran2010/docs/Ramiran2010_0319_final.pdf).
- Chan, K. Y., L. Van Zwieten, I. Meszaros, A. Downie, and S. Joseph. 2007. Agronomic values of greenwaste biochar as a soil amendment. *Aust. J. Soil Res.* 45:629-634.
- Chan, K. Y. and Z. H. Xu. 2009. Biochar: Nutrient properties and their enhancement. pp. 67-84. *In: J. Lehmann and S. Joseph (eds.). Biochar for environmental management: Science and technology.* Earthscan. London, UK.
- Cheng, C. H. and J. Lehmann. 2009. Ageing of black carbon along a temperature gradient. *Chemosphere* 75: 1021-1027.
- Cheng, C. H., J. Lehmann, and M. H. Engelhard. 2008. Natural oxidation of black carbon in soils: Changes in molecular form and surface charge along a climosequence. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 72: 1598-1610.
- Czernik, S. and A. V. Bridgwater. 2004. Overview of applications of biomass fast pyrolysis. *Oil. Eng. Fuels* 18: 590-598.
- De Gryze, S., D. M. Cullen, and L. Durschinger. 2010. Evaluation of the opportunities for generating carbon offsets from soil sequestration of biochar. Climate action reserve. Terra Global Capital. LLC. [http://www.climateactionreserve.org/wp-content/uploads/2009/03/Soil\\_Sequestration\\_Biochar\\_Issue\\_Paper1.pdf](http://www.climateactionreserve.org/wp-content/uploads/2009/03/Soil_Sequestration_Biochar_Issue_Paper1.pdf).
- Demirbas, M. F. 2009. Biorefineries for biofuel upgrading: A critical review. *Appl. Eng.* 86: S151-S161.
- Downie, A., A. Crosky, and P. Munroe. 2009. Physical properties of biochar. pp. 13-30. *In: J. Lehmann and S. Joseph (eds.). Biochar for environmental management: Science and technology.* Earthscan. London, UK.
- Ernsting, A. and R. Smolker. 2009. Biochar for climate change mitigation: Fact of Fiction? pp. 1-10. *In: www.biofuelwatch.org.uk/docs/biocharbriefing.pdf.* (Consulta: julio 4, 2014).
- Elad, Y., E. Cytrin, H. Y. Meller, B. Lew, and E. R. Graver. 2011. The biochar effect: Plant resistance to biotic stresses. *Phytopathol. Mediterr.* 50: 335-349.
- Falcao, N. 2012. Pesquisadores garipam a história contida na terra preta de índio. *Do Globo Natureza, com informações do Globo Rural* (ed.). <http://g1.globo.com/natureza/noticia/2012/06/pesquisadores-garimpam-historia-contida-na-terra-preta-de-indio.html>.
- FAO (Food and Agriculture Organization). 2013. Major cuts of greenhouse gas emissions from livestock within reach. <http://www.fao.org/news/story/en/item/197608/>.

- Farag, I. H., C. E. LaClair, and C. J. Barrett. 2002. Technical, environmental and economic feasibility of bio-oil in New Hampshire's north country. New Hampshire Industrial Research Center. [www.unh.edu/p2/biooil/bounhif.pdf](http://www.unh.edu/p2/biooil/bounhif.pdf).
- Fortis H., M., E. Salazar, I. Orono, J. Leos, J. Cruz, J. A. Montemayor, J. A. García y R. A. Aldaco. 2007. Estadísticas de la producción orgánica. pp. 1-33. In: E. Salazar S., H. I. Trejo E., I. Orono C., C. Vázquez V., J. D. López M., M. Fortis H., A. Flores H., F. J. Sánchez R., J. A. Léos R. y F. Jiménez D. (eds.). Uso y aprovechamiento de abonos orgánicos e inocuidad. FAZ- UJED, Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, COCYTED. ISBN: 978-968-9304-13-5. Gómez Palacio, Durango, México.
- Funes-Monzote, F. y M. Monzote. 2001. Unir en un todo coherente una opción sustentable y productiva. Experiencia cubana de integración ganadería-agricultura sobre bases agroecológicas. Boletín de ILEIA 16 : 22-24.
- Gathorne-Hardy, A., J. Knight, and J. Woods. 2009. Biochar as a soil amendment positively interacts with nitrogen fertilizer to improve barley yields in the UK. Climate Change: Global Risks, Challenges and Decisions IOP Publishing IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 6 (2009) 372052 doi:10.1088/1755-1307/6/7/372052.
- Gaunt, J. L. and J. Lehmann. 2008. Energy balance and emissions associated with biochar sequestration and pyrolysis bioenergy production. Environ. Sci. Technol. 42: 4152-4158.
- Gaunt, J. L. and A. Cowie. 2009. Biochar, greenhouse gas accounting and emissions trading. pp. 317-340. In: J. Lehmann and S. Joseph (eds.). Biochar for Environmental Management: Science and Technology. ISBN: 9781844076581. Earthscan, London.
- Gheorghe, C., C. Marculescu, A. Badea, C. Dinca, and T. Apostol. 2009. Effect of pyrolysis conditions on bio-char production from biomass. pp. 239-241. In: Proceedings of the 3rd WSEAS Int. Conf. on Renewable Energy Sources, July 1-3 2009. Tenerife Canary Island, Spain. ISBN: 978-960-474-093-2.
- Glaser, B., L. Haumaier, G. Guggenberger, and W. Zech. 2001. The "terra preta" phenomenon: A model for sustainable agriculture in the humid tropics. Naturwissenschaften 88: 37-41.
- Gorou, P. 1950. Observações geográficas na Amazônia. Rev. Brasil. Geog. 12: 171-250.
- Granatstein, D., C. E. Kruger, H. Collins, S. Galinato, M. Garcia-Perez, and J. Yoder. 2009. Use of biochar from the pyrolysis of waste organic material as a soil amendment. Final report. Center for Sustaining Agriculture and Natural Resources. Washington State University. Wenatchee, WA, USA.
- Hammes, K., R. J. Smernick, J. O. Skjemstad, A. Herzog, U. Vogt, and M. W. I. Schmidt. 2006. Synthesis and characterization of laboratory-charred grass straw (*Oriza sativa*) and chesnut wood (*Castanea sativa*) as reference materials for black carbon quantification. Org. Geochem. 37: 1629-1633.
- Hayes, D. J. 2009. An examination of biorefining processes, catalysts and challenges. Catalysis Today 145: 138-151.
- Hernández, G. I., S. Salgado, D. Palma, L. del C. Lagunes, M. Castelán y O. Ruiz. 2008. Vinaza y composta de cachaza como fuente de nutrientes en caña de azúcar en un Gleysol mólico de Chiapas, México. Interciencia. 33: 855-860.
- Hiller, E., A. Fargasova, L. Zemanova, and M. Bartal. 2007. Influence of wheat ash on the MCPA immobilization in agricultural soils. Bull. Environ. Contaminat. Toxicol. 79: 478-481.
- INEGEI (Inventario Nacional de Emisiones de Gases de Efecto Invernadero). 2009. ii. National greenhouse gas emissions inventory. Fourth National Communication of Mexico. 1990-2006. <http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones/libros/654/nationalgreenhouse.pdf>
- IBI (International Biochar Initiative). 2012. Standardized product definition and product testing guidelines for biochar that is used in soil. [www.biochar-international.org](http://www.biochar-international.org). Document reference code: IBI-STD-01.
- IBI (International Biochar Initiative). 2009. How much carbon can biochar systems offset-and when? [http://www.biochar-international.org/images/final\\_carbon.pdf](http://www.biochar-international.org/images/final_carbon.pdf).
- Ippolito, J. A., R. D. Lentz, M. J. Novak, K. A. Spokas, H. P. Collins, and J. Streubel. 2011. Biochar usage: Pros and cons. Western Nutrient Management Conference. 9: 93-98. Reno, NV, USA.
- Ishii, T and K. Kadoya. 1994. Effects of charcoal as a soil conditioner on citrus growth and vesicular-arbuscular mycorrhizal development. J. Jap. Soc. Hortic. Sci. 63: 529-535.
- Kaal, J., S. Brodowski, J. A. Baldock, K. G. J. Nierop, and A. Martínez C. 2008. Characterisation of aged black carbon using pyrolysis-GC/MS, thermally assisted hydrolysis and methylation (THM), direct and cross-polarisation 13C nuclear magnetic resonance (DP/CP NMR) and the benzenepolycarboxylic acid (BPCA) method. Org. Geochem. 39: 1415-1426.
- Kern, D. C. e N. Kämpf. 1989. O efeito de antigos assentamentos indígenas na formação de solos com Terra Preta arqueológicas na região de Oriximiná-PA. Rev. Brasil. Ciên. Solo 13: 219-225.
- Kimetu, J. M., J. Lehmann, S. O. Ngoze, D. N. Mugendi, J. M. Kinyangi, S. Riha, L. Verchot, J. W. Recha, and A. N. Pell. 2008. Reversibility of soil productivity decline with organic matter of differing quality along a degradation gradient. Ecosystems 11: 726-739.
- Kishimoto, S. and G. Sugiura. 1985. Charcoal as soil conditioner. Int. Achieve. Future 5: 12-23.
- Krull, E., R. Kookana, R. Smernik, A. McBeath, S. Jahanshahi, J. McGowan, S. Donne, and J. Lehmann. 2010. Agronomic and environmental implications of biochar sourcing, production and application. 3rd International Biochar Conference IBI 2010 Progressing from Terra Preta de Indois to the Whole World. International Biochar Initiative. Identifier: EP104238. Rio de Janeiro.
- Laird, D. A., R. Brown, J. Amonette, and J. Lehmann. 2009. Review of the pyrolysis platform for coproducing bio-oil and biochar. Biofpr 3: 547-562.
- Lehmann, J. 2007. Bio-energy in the black. Front. Ecol. Environ. 5: 381-387.
- Lehmann, J., J. P. da Silva Jr., C. Steiner, T. Nehls, W. Zech, and B. Glaser. 2003. Nutrient availability and leaching in an archaeological anthrosol and a ferralsol of the Central Amazon basin: Fertilizer, manure and charcoal amendments. Plant Soil 249: 343-357.
- Lehmann, J. and S. Joseph. 2009. Biochar for environmental management. Science and technology. Earthscan. UK-USA.
- Liang, B., J. Lehmann, D. Solomon, J. Kinyangi, J. Grossman, B. O'Neill, J.O. Skjemstad, J. Thies, F.J. Luizao, J. Petersen, and G. Neves. 2006. Black carbon increases cation exchange capacity in soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 70: 1719-1730.

- Major, J. 2010. Guidelines on practical aspects of biochar application to field soil in various soil management systems. International Biochar Initiative. [www.biochar-international.org](http://www.biochar-international.org).
- Major, J. 2011. Biochar for soil quality improvement, climate change mitigation and more. A literature review. <http://biochar-atlantic.org/assets/pdf/BiocharSoilFertility.pdf>.
- Manya, J. J. 2012. Pyrolysis for biocarbón purposes: A review to establish current knowledge gaps and research needs. *Environ. Sci. Technol.* 46: 7939-7954.
- Martínez, E., J. P. Fuentes, and E. Acevedo. 2008. Carbono orgánico y propiedades del suelo. *J. Soil Sc. Plant Nutr.* 8: 68-96.
- Martínez, M. L., M. M. Torres, C. A. Guzmán, and D. M. Maestri. 2006. Preparation and characteristics of activated carbon from olive stones and walnut shells. *Ind. Crops Prod.* 23: 23-28.
- Mašek, O. and P. Brownsort. 2011. Biochar Production. pp. 37-44. *In: S. Shackley and S. Sohi (eds.). An Assessment of the benefits and issues associated with the application of biochar to soil.* UK Biochar Research Centre. UK.
- Masera, O., M. J. Ordóñez, and R. Dirzo. 1997. Carbon emissions from mexican forests: Current situation and long-term scenarios. *Clim. Change* 35: 265-295.
- McClellan, T., J. Deenik, G. Uehara, and M. Antal. 2007. Effects of flashed carbonized macadamia nutshell charcoal on plant and soil. The ASA-CSSA-SSSA Intenational Annual Meetings. New Orleans, LA, USA. [http://www.ctahr.hawaii.edu/deenikj/Downloads/Tai\\_Charcoal\\_CTAHR\\_Sym\\_2007.pdf](http://www.ctahr.hawaii.edu/deenikj/Downloads/Tai_Charcoal_CTAHR_Sym_2007.pdf).
- McHenry, M. P. 2009. Agricultural bio-char production, renewable energy generation and farm carbon sequestration in Western Australia: Certainty, uncertainty and risk. *Agric. Ecosyst. Environ.* 129: 1-7.
- McLaughlin, H., P. S. Anderson, F. E. Shields, and T. B. Reed. 2009. All biochars are not created equal, and how to tell them apart. North American Biochar Conference. Boulder, CO <http://www.biochar-international.org/sites/default/files/All-Biochars--Version2--Oct 2009.pdf>.
- Mills, E. 2012. Weighing the risks of climate change mitigation strategies. *Bull. Atomic Sci.* 68: 67-78.
- Mullen, Ch. A., A. A. Boateng, K. B. Hicks, N. M. Goldberg, and R. A. Moreau. 2010. Analysis and comparison of bio-oil produced by fast pyrolysis from three barley biomass/byproduct streams. *Eng. Fuels* 24: 699-706.
- Neves, E. G., J. B. Petersen, R. N. Bartone, and C. A. da Silva. 2003. Historical and socio-cultural origins of Amazonian dark earths. pp. 29-35. *In: J. Lehmann, W. I. Woods, W. G. Teixeira, C. Steiner, A. M. G. A. WinlerPrins, and L. Rebellato (eds.). Amazonian dark earths: Origin, properties, management.* Kluwer Academic Publishers. Netherlands.
- Novak, J. M., I. Lima, B. Xing, W. Gaskin, C. Steiner, K.C. Das, M. Ahmedna, D. Rehrach, D.W. Watts, W. J. Busscher, and H. Schomberg. 2009. Characterization of designer biochar produced at different temperatures and their effects on a loamy sand. *Ann. Environ. Sci.* 3: 195-206.
- Novak, J. M., W. J. Busscher, D. W. Watts, D. A. Laird, M. A. Ahmedna, and M. A. S. Niandou. 2010. Short-term CO<sub>2</sub> mineralization after additions of biochar and switch grass to a Typic Kandudult. *Geoderma* 154: 281-288.
- Orlando, P. 2012. Pesquisadores garipam a história contida na terra preta de índio. *Natureza*. <http://g1.globo.com/natureza/noticia/2012/06/pesquisadores-garipam-historia-contida-na-terra-preta-de-indio.html>
- Pastor-Villegas, J., C. Valenzuela-Calahorro, A. Bernalte-Garcia, and V. Gomez-Serrano. 1993. Characterization study of char and activated carbon prepared from raw and extracted rockrose. *Carbon* 31: 1061-1069.
- Qiu, S., A. J. McComb, and R. W. Bell. 2008. Ratios of C, N and P in soil water direct microbial immobilization–mineralization and N availability in nutrient amended sandy soils in southwestern Australia. *Agric. Ecosyst. Environ.* 127: 93-99.
- Roberts, K. G., B. A. Gloy, S. Joseph, N. R. Scott, and J. Lehmann. 2010. Life cycle assessment of biochar systems: Estimating the energetic, economic and climate change potential. *Environ. Sci. Technol.* 44: 827-833.
- Rondon, M. A., J. Lehmann, J. Ramírez, and M. Hurtado. 2007. Biological nitrogen fixation by common beans (*Phaseolus vulgaris* L.) increases with bio-char additions. *Biol. Fertil. Soils* 43: 699-708.
- Rouquerol, F., I. Rouquerol, and K. Sing. 1999. Adsorption by powders and porous solids. Academic Press. ISBN: 978-0-12-598920-6. London, UK.
- Sadaka, S. 2007. 2. PYROLYSIS. Center for sustainable environmental technologies. Departament of Agricultural and Biosystems Engineering. Iowa State University. Nevada. <http://bioweb.sungrant.org/NR/rdonlyres/57BCB4D0-1F59-4BC3-A4DD-4B72E9A3DA30/0/Pyrolysis.pdf>.
- Sánchez, S., M. Hernández, and F. Ruz. 2011. Alternativas de manejo de la fertilidad del suelo en ecosistemas agropecuarios. *Pastos Forrajes.* 34: 375-392.
- Schaczenski, J. 2010. Biochar and Sustainable Agriculture. pp. 1-12. *In: H. Michels (ed.). National Sustainable Agriculture Information Service* [www.attra.ncar.org/attra-pub/biochr.html](http://www.attra.ncar.org/attra-pub/biochr.html) or [www.attra.ncat.org/attra-pub/PDF/biochar.pdf](http://www.attra.ncat.org/attra-pub/PDF/biochar.pdf).
- Schmidt, M. W. I. and A. G. Noack. 2000. Black carbon in soils and sediments: Analysis, distribution, implications, and current challenges. *Global Biogeochem. Cycles* 14: 777-793.
- Schmidt, H. P. and K. Wilson. 2014. The 55 uses of biochar, the Biochar Journal 2014, Arbaz, Switzerland. ISSN 2297-1114. [www.biochar-journal.org/en/ct/2](http://www.biochar-journal.org/en/ct/2). Version of 12 th May 2014. Accessed: 07.07.2016
- SEMARNAT-Colpos (Secretería de Medio Ambiente y Recursos Naturales-Colegio de Postgraduados). 2003. Evaluación de la degradación del suelo causada por el hombre en la República Mexicana, escala 1:250 000. Memoria Nacional 2001-2002. México.
- Sheil, D., I. Basuki, L. German, T. W. Kuyper, G. Limberg, R. K. Puri, B. Sellato, M. van Noordwijk, and E. Wollenberg. 2012. Do anthropogenic dark earths occur in the interior of borneo? Some initial observations from East Kalimantan. *Forests* 3: 207-209.
- Shrestha, G., S. J. Traina, and C. W. Swanston. 2010. Black carbon's properties and role in the environment: A comprehensive review. *Sustainability* 2: 294-320.
- Skjemstad, J., D. Reicosky, A. Wilts, and J. McGowan. 2002. Charcoal carbon U.S. agricultural soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 1249-1255.



- Smith, N. J. H. 1980. Anthrosols and human carrying capacity in Amazonia. *Ann. Assoc. Am. Geograp.* 70: 553-566.
- Sohi, S., E. Lopez-Capel, E. Krull, and R. Bol. 2009. Biochar's roles in soil and climate change: A review of research needs. CSIRO Land and Water Science Report 05/09, 64 pp. <http://www.csiro.au/files/files/poei.pdf>
- Sohi, S. P., E. Krull, E. Lopez-Capel, and R. Bol. 2010. A review of biochar and its use and function in soil. *Adv. Agron.* 105: 47-82.
- Sombroek, W. 1966. Amazon Soil: A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region. Centre for Agricultural Publications and Documentation. Wageningen, Netherlands.
- Sombroek, W. G., F. O. Nachtergaele, and A. Hebel. 1993. Amounts, dynamics and sequestering of carbon in tropical and subtropical soils. *Ambio* 22: 417-426.
- Srinivasarao, Ch., K. A. Gopinath, G. Venkatesh, A. K. Dubey, H. Wakudkar, T. J. Purakayastha, H. Pathak, P. Jha, B. L. Lakaria, D. J. Rajkhowa, S. Mandal, S. Jeyaraman, B. Venkateswarlu, and A. K. Sikka. 2013. Use of biochar for soil health management and greenhouse gas mitigation in India: Potential and constraints. Central Research Institute for Dryland Agriculture. Hyderabad, Andhra Pradesh.
- Steiner, C. 2010. Biochar in agricultural and forestry applications in: *Biochar from Agricultural and Forestry Residues – A complimentary use of “waste” biomass*. pp. 1-14. *In: J. Levine (ed.)*. Assessment of Biochars Benefits for the USA. Boulder, CO, USA.
- Steiner, C., K. C. Das, N. Melear, and D. Lakely. 2010. Reducing nitrogen loss during poultry litter composting using biochar. *J. Environ. Qual.* 39: 1236-1242.
- Tilman, D., R. Socolow, J. A. Foley, J. Hill, E. Larson, L. Lynd, S. Pacala, J. Reilly, T. Searchinger, C. Somerville, and R. Williams. 2009. Beneficial biofuels - the food, energy, and environment trilemma. *Science* 325: 270-271.
- Titirici, M. M., A. Thomas, and M. Antonietti. 2007. Back in the black: Hydrothermal carbonization of plant material as an efficient chemical process to treat the CO<sub>2</sub> problem? *New J. Chem.* 31: 787-789.
- Toledo, E., J. A. Cabrera, A. Leyva y H. A. J. Pohlan. 2008. Estimación de la producción de residuos agrícolas en agroecosistemas de caña de azúcar. *Cult. Trop.* 29: 17-21.
- Unger, R. and R. Killorn. 2011. Effect of the application of biochar on selected soil chemical properties, corn grain, and biomass yields in Iowa. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 42: 2441-2451.
- Van Zwieten, L., S. Kimber, S. Morris, K. Y. Chan, A. Downie, J. Rust, S. Joseph, and A. Cowie. 2010. Effects of biochar from slow pyrolysis of papermill waste on agronomic performance and soil fertility. *Plan Soil.* 327: 235-246.
- Verheijen, F. G. A., S. Jeffery, A. C. Bastos, M. van der Velde, and I. Diafas. 2009. Biochar application to soils - A critical scientific review of effects on soil properties. Processes and Functions. EUR 24099 EN, Office for the Official Publications of the European Communities. Luxembourg.
- Woods W. I. and J. M. McCann. 1999. The anthropogenic origin and persistence of amazonian dark earths. *Yearbook. Conference of Latin Americans Geographers* 25: 7-14.
- Woods, W. I. 2004. Development of anthrosol research. pp. 1-14. *In: J. Lehman, D. C. Kern, B. Glaser, and W. I. Woods (ed.)*. Amazonian Dark Earths. Kluwer Academic Publishers. Netherlands.
- Woods, W. I. and B. Glaser. 2004. Amazonian dark earths: Explorations in space and time. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Woolf, D., J. E. Amonette, F. A. Street-Perrott, J. Lehmann, and S. Joseph. 2010. Sustainable biochar to mitigate global climate change. *Nat. Commun.* 1: 56.
- Yamoah, C. F., A. Bationo, B. Shapiro and S. Koala. 2002. Trend and stability of millet yields treated with fertilizer and crop residues in the Sahel. *Field Crops Res.* 75: 53-62.
- Zheng, H., Z. Wang, X. Deng, S. Herbert, and B. Xiang. 2013. Impacts of adding biochar on nitrogen retention and bioavailability in agricultural soil. *Geoderma* 206: 32-39.

**Revisores de este número**  
**Reviewers of this number**

Abbruzzini, Thalita Fernanda	Federal University of Lavras. Lavras - MG, Brasil.
Acosta Mireles, Miguel	INIFAP, C.E. Valle de México. Coatlinchán, Texcoco, Estado de México, México.
Arredondo Moreno, José Tulio	IPICYT. San Luis Potosí, S.L.P., México.
Briones Villarreal, Oscar L.	Instituto de Ecología, A. C. Xalapa, Veracruz, México.
Campos Cascaredo, Adolfo	Instituto de Ecología, A. C. Xalapa, Veracruz, México.
Covaleda Ocón, Sara	Pronatura Sur. San Cristóbal de las Casas, Chiapas, México.
Gómez Díaz, Jesús David	Depto.de Suelos, Universidad Autónoma de Chapingo. Chapingo, Estado de México, México.
González Molina, Lucila	INIFAP, C.E. Valle de México. Coatlinchán, Texcoco, Estado de México, México.
Hidalgo Moreno, Claudia	Colegio de Postgraduados Campus Montecillo. Montecillo, Estado de México, México.
Martínez Menes, Mario Roberto	Colegio de Postgraduados Campus Montecillo. Montecillo, Estado de México, México.
Quevedo Nolasco, Abel	Colegio de Postgraduados Campus Montecillo. Montecillo, Estado de México, México.
Sandoval Fabián, Georgina Coral	CIATEJ. Guadalajara, Jal., México.
Saynes Santillán, Vinisa	Colegio de Postgraduados Campus Montecillo. Montecillo, Estado de México, México.
Sotelo Ruiz, Erasto Domingo	INIFAP, C.E. Toluca. Zinacantepec, Estado de México, México.
Vargas Ramos, Rodrigo	Department of Plant and Soil, University of Delaware. Newark, DE, USA.
Vela Correa, Gilberto	División de Ciencias Biológicas y de la Salud. UAM-Xochimilco. México, D. F.
Yépez González, Enrico A.	ITSON, Depto. de Ciencias del Agua y del Medio Ambiente. Cd. Obregón, Sonora, México.