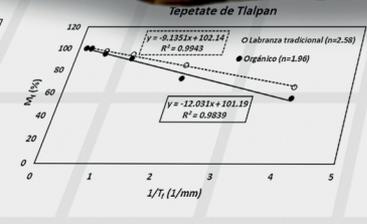
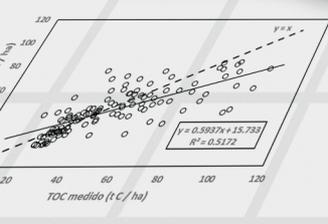
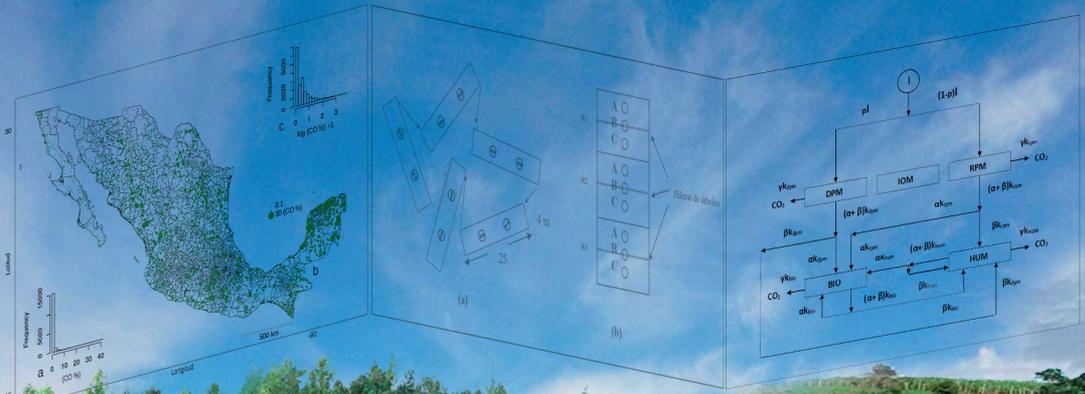
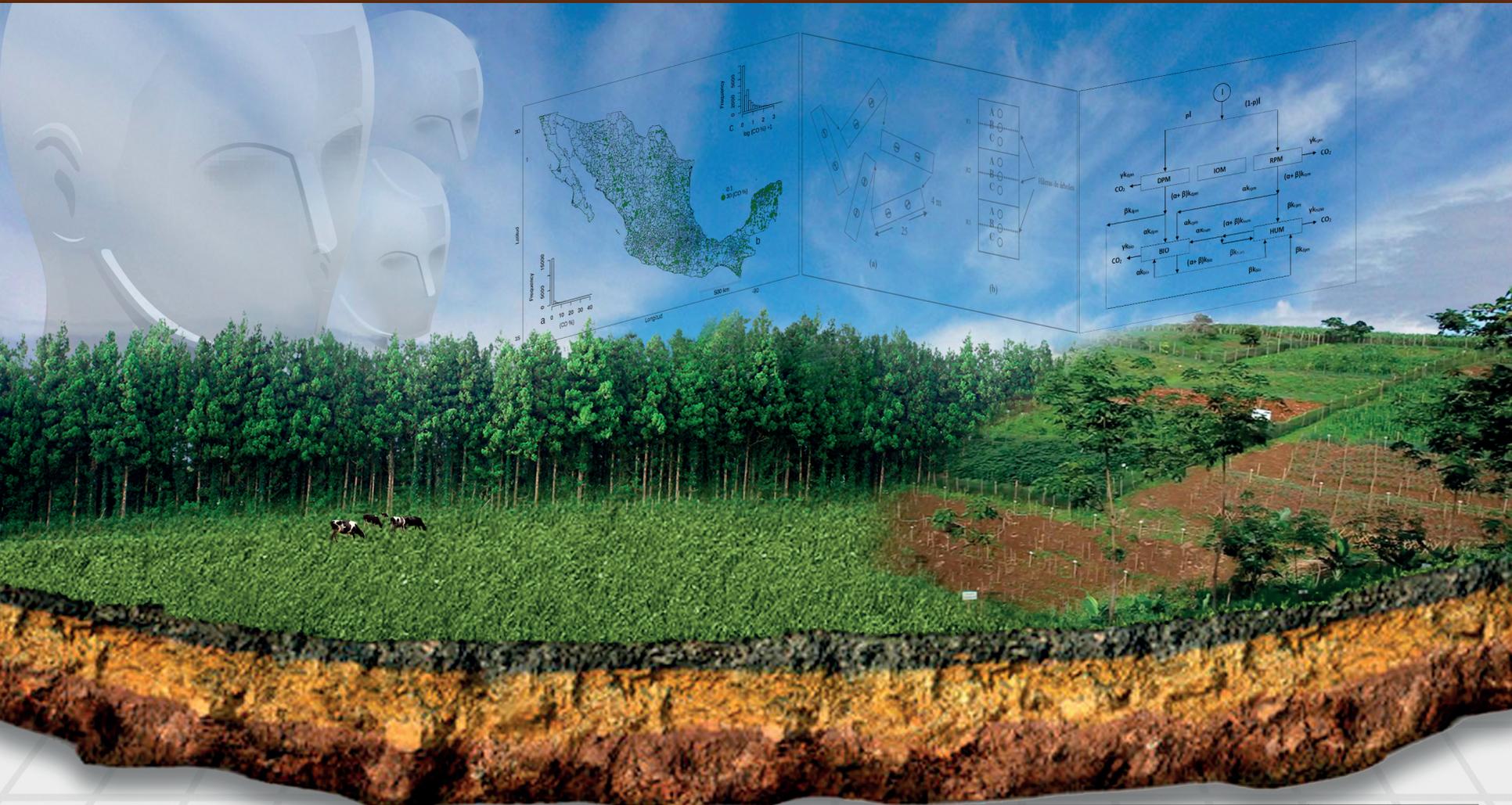
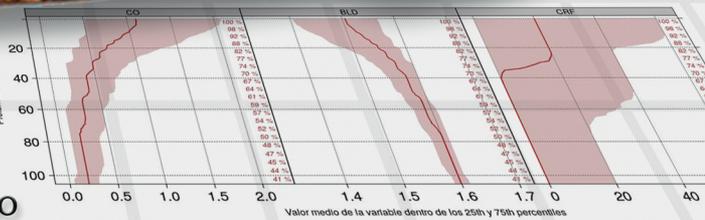


TERRA

Latinoamericana



PMOC
Programa Mexicano del Carbono



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

EDITORIAL

Se presenta el tercer número especial del Programa Mexicano del Carbono (PMC) en colaboración con la revista Terra Latinoamericana, orientado hacia la síntesis y modelación del carbono orgánico de los suelos y sus interacciones, en seguimiento al esfuerzo del PMC para el desarrollo de los elementos para el Segundo Reporte del Estado del Ciclo del Carbono en México. Los artículos incluidos en este número abordan diferentes perspectivas sobre el quehacer de avanzar en el conocimiento de la ciencia del suelo, con la finalidad de construir escenarios de medidas de intervención para mitigar y, adaptarse, al cambio climático a escala de país, desde lo local.

Se evaluó el uso de biocarbón, generado a partir de bagazo de caña de azúcar, como sustrato para la producción de pino prieto (*Pinus greggi*) en condiciones de vivero. Los resultados mostraron una alta viabilidad del material, en conjunto con la fertilización (relación 1:9 de biocarbón y suelo), para la producción de plantas de pino. En los últimos años se ha hecho énfasis en el uso de biocarbón como medio de captura de carbono, por lo que su estudio es clave para el avance del conocimiento del ciclo del carbono.

La respiración de los suelos, con relación a la del ecosistema, en el entendimiento y control de los factores incidentes en su variabilidad interanual en los ecosistemas áridos, se analizó en el Desierto de Chihuahua, en donde la respiración del suelo estuvo controlada por la temperatura del aire y, la del ecosistema, por el contenido del agua del suelo. El déficit de presión de vapor, en forma no esperada, tuvo un efecto negativo directo en la respiración del ecosistema en soporte de la componente de vegetación, que tiene un papel crítico en los flujos de CO₂. El conocimiento de los factores que controlan la respiración del suelo y del ecosistema en zonas áridas permite generar las bases del entendimiento de la partición de flujos de CO₂, para una mejor comprensión de la variabilidad temporal observada.

Los sistemas ribereños contribuyen fuertemente a los servicios ecosistémicos en los ambientes de montaña. Los análisis de sistema agua-suelo en las laderas occidentales del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl mostraron relaciones significativas entre las variables medidas en el agua y los suelos rivereños, particularmente entre el contenido de carbono orgánico del suelo con el carbono orgánico particulado, nitrato y nitritos, conductividad y oxígeno disuelto. El contenido de carbono orgánico del suelo y el de carbono particulado, fue diferente para cada uso del suelo. El contenido de carbono orgánico mostró diferencias significativas en suelos ribereños conservados con relación a los degradados. Los resultados destacan la importancia del manejo en el contenido de carbono orgánico, enfatizando la importancia de la conservación y manejo del suelo.

Los agregados de los suelos ofrecen mecanismos de protección del carbono orgánico al mantener la estabilidad estructural de los mismos. El análisis de la distribución de la masa y

carbono orgánico en diferentes tamaños de los agregados, a distintas profundidades y usos del suelo, en secuencias de perturbación en el Monte Tláloc, Estado de México, permitió analizar un modelo de cinética de orden n para explicar las observaciones en una visión unificada de procesos, no de resultados. Los ajustes de la cinética mostraron excelentes ajustes empíricos. La propuesta de modelación introducida rompe el paradigma de modelación al introducir un modelo simple con resultados múltiples en función de sus parámetros, simplificando enfoques de modelación de compartimentos múltiples al uso de un solo compartimento, pero con comportamiento no lineal.

La formación de suelos a partir de capas endurecidas de origen volcánico, tepetates, requiere del entendimiento de la transformación de unidades estructurales (fragmentos y agregados). A través del uso de un modelo de cinética de orden n , se analizaron diferentes casos de estudio en suelos, marga y suelos degradados, para su validación. El modelo se aplicó a la distribución de las masas y carbono orgánico (agente cementante) de unidades estructurales, de fragmentos a agregados, para analizar la formación de suelos, con base en el nivel de agregación (estabilidad estructural), obteniéndose buenos resultados estadísticos. El modelo se puede ampliar para el caso del análisis de tepetates con agregación de unidades estructurales en procesos de corto plazo (menor a dos años), donde coexisten diferentes agentes cementantes.

La modelación de la distribución del carbono orgánico de los suelos a diferentes profundidades permite analizar los procesos de estabilización/desestabilización. Para este fin, es práctica común realizar ajustes empíricos de diferentes modelos matemáticos para definir el modelo del mejor ajuste para su selección. Con el uso de un enfoque gradual de modelación asociado a condicionantes límites, inferior y superior, se revisan los parámetros de los mejores ajustes empíricos de los modelos, en donde se observan patrones incoherentes y poco claros. Una alternativa al enfoque de modelación con uno o varios compartimientos, fue utilizar un modelo de cinética de orden n para generar diferentes modelos matemáticos producto de un mismo proceso, cambiando el paradigma de modelación a uno simple, más versátil, orientado a procesos; este modelo dio buenos resultados en los ajustes experimentales, generalmente mejores que los obtenidos con el uso de modelos clásicos. El ejercicio de modelación en secuencias de perturbación y sitios de referencia permitió obtener parámetros que pueden interpretarse fácilmente.

La distribución del carbono orgánico a distintas profundidades, asociados a diferentes usos del suelo, permite obtener patrones característicos. Con el uso de un modelo de cinética de orden n se realizaron ajustes estadísticos al carbono edáfico de diferentes usos del suelo, que van desde sistemas agrícolas anuales, a permanentes y sistemas agroforestales. Los resultados muestran un buen ajuste experimental de los patrones de carbono orgánico a profundidad, donde existen algunas diferencias asociadas a la posición del punto de muestreo relacionado con la cercanía a la vegetación.

Los modelos de distribución del carbono orgánico por fracciones de partículas primarias (arcilla, limo y arena) definen patrones genéricos asociados a la parte órgano mineral y particulada del carbono orgánico. En esta perspectiva, el modelo COLPOS, con comportamiento tri lineal, plantea un modelo simple en función del tamaño de las fracciones físicas del suelo. Para explorar los patrones asociados a las masas y, al enriquecimiento de las fracciones, se analizan las bases de datos de suelos mexicanos y algunas bases publicadas en la literatura. Bajo el supuesto de una relación lineal entre el tamaño y la masa de las partículas, el modelo COLPOS se reparametrizó, cabe destacar que para algunas bases de datos los patrones obtenidos no resultaron como se esperaba, producto de error de análisis o muestreo, aparentemente. Para simplificar la parametrización del modelo COLPOS, se extendieron las relaciones para estimar los parámetros en la región del carbono orgánico particulado y en la del carbono órgano mineral, facilitando la obtención de datos para el modelo.

El modelo COLPOS de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas ha sido presentado en su versión estática, por lo que se introduce una versión dinámica basada en tres compartimentos: carbono orgánico particulado, carbono órgano mineral y, carbono inerte (tasa de descomposición muy lenta). El modelo dinámico COLPOS se revisó para su parametrización, con el uso de cronosecuencias de asimilación y descomposición temporal del carbono orgánico, determinado con el uso de isotopos ^{13}C . Los resultados muestran buenos ajustes para determinar el parámetro q del modelo, único parámetro libre, aunque con variaciones con relación a los usos del suelo.

Uno de los modelos de mayor uso es el RothC, cuya parametrización es relativamente simple. El uso de modelos predictivos del carbono orgánico en los suelos permite analizar escenarios climáticos y de cambios de uso del suelo, por lo cual es importante conocer sus alcances y limitaciones. Se revisa el modelo RothC, así como uso a escala de parcela, sitio, sistemas y regiones, para el caso de sistemas agrícolas, forestales, praderas y agostaderos; así como para generar escenarios de cambios de uso del suelo. Los resultados obtenidos fueron adecuados, en donde las tendencias y tasas de cambio obtenidas coincidieron con las estimaciones de otros estudios; aunque con problemas de sobreestimación para valores altos de carbono orgánico del suelo. Se discuten los posibles caminos para mejorar las simulaciones.

El análisis y modelación de la variación espacial del carbono orgánico en los suelos de México es una tarea crítica para el conocimiento del ciclo del carbono. Se presenta un mapa digital del carbono a un metro de profundidad, con una resolución espacial de 90 m, para el periodo 1991-2009 a través del uso de un ensamble de árboles de regresión con una eliminación recursiva de variables, explicando el 54% de la variabilidad total, con el uso de una validación cruzada con muestras independientes. El carbono orgánico total estimado a la profundidad de un metro fue de 16.03 Pg de carbono, el cual resulta conservador comparado

con otros estimados globales y nacionales. El marco de trabajo de mapeo digital de suelos permite la utilización de monitoreos estatales y municipales con bajo costo computacional.

Los diferentes enfoques de síntesis y modelación de los patrones del carbono orgánico de los suelos que se presentan en este número especial, permiten avanzar en el conocimiento del ciclo del carbono, facilitando los procesos de comprensión de las dinámicas y relación entre variables analizadas. Es el deseo de los editores, que las contribuciones presentadas sirvan como carta de intención para nuevos desarrollos que permitan hacer viables los esquemas a implementar para generar escenarios de intervención asociados al Segundo Reporte del Estado del Ciclo del Carbono en México.

Predicción de carbono orgánico en los suelos de México a 1 m de profundidad y 90 m de resolución espacial (1999-2009)

Soil organic carbon predictions across Mexico at 1 m of soil depth and 90 m of spatial resolution (1999-2009)

Mario Guevara¹  y Rodrigo Vargas^{1*} 

¹ Department of Plant and Soil Sciences, University of Delaware. 210 South College Ave. 19716 Newark, DE, USA.

* Autor para correspondencia (rvargas@udel.edu)

RESUMEN

Estudios sobre la variación espacial del carbono orgánico del suelo (COS) son indispensables para mejorar el conocimiento sobre el ciclo global del carbono. Este trabajo documenta el desarrollo de un mapa digital de COS para México a 1 m de profundidad y 90 m de resolución espacial representativo del periodo 1991-2009. Un ensamble de árboles de regresión con una eliminación recursiva de variables explica 54% de la variabilidad total empleando una técnica de validación cruzada de muestras independientes. El modelo predictivo produce un error promedio de 0.54 kg m² de COS a 1 m de profundidad. Se discuten las limitaciones del mapa presentado y las oportunidades de investigación para mejorar la precisión en trabajos futuros. Se estima un total de 16.03±4.24 Pg de COS en el primer metro de suelo mineral para el territorio mexicano. Este resultado es conservador comparado con otros trabajos previos (globales y nacionales). Con este trabajo se provee un marco de trabajo en mapeo digital de suelos útil para habilitar programas de monitoreo estatales y municipales de COS con bajo costo computacional.

Palabras clave: *carbono orgánico del suelo 0-100 cm, mapeo digital de suelos, 90 m de resolución espacial, predicción espacial.*

SUMMARY

Studies of spatial variation of soil organic carbon (SOC) are essential to improve knowledge about the global carbon cycle. This work documents the development of a digital SOC map for Mexico at 1 m of soil depth and at 90 m of spatial resolution representative of the period 1991-2009. A model ensemble of regression trees with a recursive elimination of variables explains 54% of the total variability using a cross-validation technique of independent samples. The predictive model produces an average error of 0.54 kg m² of SOC at 1 m depth. The limitations of the proposed map and the research opportunities to improve the accuracy in future work are discussed. A total of 16.03±4.24 Pg of SOC is estimated in the first meter of mineral soil for the Mexican territory. This result is conservative compared to previous works (global and national). In this study we provide a reference framework on digital soil mapping useful for enabling state and municipal SOC monitoring programs with low computational cost.

Index words: *soil organic carbon 0-100 cm, digital soil mapping, 90 m of spatial resolution, spatial prediction.*

Cita recomendada:

Guevara, M. y Vargas, R. (2021). Predicción de carbono orgánico en los suelos de México a 1 m de profundidad y 90 m de resolución espacial (1999-2009). *Terra Latinoamericana*, 39, 1-19. e1241. <https://doi.org/10.28940/terra.v39i0.1241>

Recibido: 05 de septiembre de 2021. Aceptado: 10 de diciembre de 2021.
Artículo. Volumen 39, diciembre de 2021.

INTRODUCCIÓN

Los mapas de distribución del carbono orgánico del suelo (COS) son herramientas de gestión requeridas para la formulación e implementación de políticas públicas relacionadas con el potencial natural de los suelos y su respuesta funcional al cambio ambiental global (Stockmann, *et al.*, 2013). Información actual y precisa sobre los contenidos y distribución espacial del COS es constantemente requerida para la planeación de sistemas agrícolas y la identificación de suelos degradados (Powlson, Stirling, Thierfelder, White y Jat, 2016). Esto es porque el COS es un indicador directo de la capacidad del suelo para regular funciones de los ecosistemas, como la infiltración de agua a horizontes más profundos o su capacidad para almacenar, transportar y transformar nutrientes en formas disponibles para las plantas (Lal *et al.*, 2018). El COS es entonces un indicador de funciones ecosistémicas e interacciones entre factores biofísicos del suelo, la vegetación y la atmósfera. El COS es también un indicador clave de procesos como la degradación de tierras o la productividad primaria, sin embargo, actualmente los estimados de COS a nivel global y nacional son una fuente principal de incertidumbre en modelos globales de carbono. Por tanto, los estimados actuales de COS requieren constantemente mayor precisión, exactitud y resolución espacial y temporal.

Actualmente existe gran incertidumbre en los modelos predictivos del ciclo global del carbono que proviene de los estimados de COS (Tifafi, Guenet y Hatté, 2018). Diversos esfuerzos por caracterizar los contenidos de COS muestran discrepancias a diversas escalas espaciales y temporales (p. ej.: Lajtha *et al.*, 2018). Esto es principalmente porque los diversos estimados de COS están basados en múltiples colecciones de datos patrimoniales y métodos de colecta de datos que representan indistintamente condiciones pasadas (en algunos casos >50 años) y condiciones actuales (Hengl *et al.*, 2017; Guevara *et al.*, 2018). México es un país pionero en cuanto al mapeo y documentación de sus recursos naturales ya que desde 1968, el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) trabaja en protocolos para generar información geográfica a nivel nacional sobre los recursos naturales (p. ej.: INEGI Serie 1 y 2, Krasilnikov *et al.*, 2013). Con la información disponible para México, se han presentado estimaciones de carbono en el suelo (dentro de los primeros 30 cm de profundidad) que varían

entre seis y 18 Pg (Guevara *et al.*, 2018). Síntesis recientes sugieren que el contenido actual de carbono en los primeros 30 cm de profundidad en México es cercano a 9 Pg (Paz, Argumedo, Cruz, Etchevers y de Jong, 2016), pero existen discrepancias entre diversos estimados (Tifafi *et al.*, 2018). En México se asume que el contenido a un metro de profundidad es de 18 Pg, el doble que a los 30 cm de profundidad (Lajtha *et al.*, 2018). Sin embargo, no existe información detallada (p. ej.: en píxeles con resolución espacial < 100 m) de cobertura nacional que nos permita saber cuál es la distribución espacial y el contenido de carbono en el suelo a un metro de profundidad. Esta alta resolución espacial no solo es importante para la caracterización espacial del COS pero también para proveer información a una escala relevante para generar planes de manejo y políticas públicas (FAO, 2017). El COS almacenado en la superficie del suelo (p. ej.: 0-15 o 0-30 cm) es más sensible a cambios de uso de suelo y transformaciones de la cobertura vegetal o a la acción directa del clima comparado con el carbono almacenado a mayores profundidades (p. ej.: 1 m de profundidad). El carbono almacenado a un metro de profundidad es por tanto considerado más estable que el COS almacenado en la superficie del suelo, pero es también un reservorio dinámico de carbono en suelos (Gross y Harrison, 2019).

La estimación del contenido de COS requiere dos variables edáficas adicionales: la densidad aparente del suelo (*i. e.*, la relación entre peso y volumen) y el contenido de fragmentos rocosos (fragmentos > 2 mm) (Nelson y Sommers, 1982). Estas variables tienen una disponibilidad limitada a nivel país y son la causa principal de errores en los estimados del COS (Poeplau, Vos y Don, 2017). A pesar de los grandes esfuerzos realizados (Cruz-Cárdenas *et al.*, 2014; Paz *et al.*, 2016), aún existen grandes áreas sin información disponible sobre mediciones directas de COS, densidad aparente o fragmentos rocosos (Krasilnikov *et al.*, 2013). Esto representa un gran reto para mejorar los estimados actuales de la distribución del COS a nivel nacional.

Existen varios métodos para predecir con datos de COS áreas sin información. Una posibilidad es asignar (p. ej.: con una ponderación) un valor de carbono a cada categoría de un mapa de suelos (p. ej.: tipos de suelo) disponible o a la intersección de varios mapas de variables relacionadas con la variabilidad espacial del COS (*i. e.*, tipos de clima, tipos de rocas, tipos de

geoformas, mapas de uso de suelo y tipos de vegetación) (Yigini *et al.*, 2018). Estas capas posteriormente se generalizan (p. ej.: con el criterio de área mínima cartografiable) a una escala donde (idealmente) todas las categorías en el mapa están representadas con mediciones directas y datos de carbono. Otra manera es hacer un mapeo predictivo de COS construyendo un modelo estadístico (p. ej.: lineal, no lineal, basado en hipótesis, basado en datos) (Hengl y MacMillan, 2019). Este modelo depende de las relaciones entre los datos de COS y la información ambiental disponible representativa del área de interés, la cual se puede obtener a partir de productos satelitales, modelos digitales de elevación (*i. e.*, geomorfometría o análisis digital de terreno) y diversos tipos de mapas temáticos para representar el ambiente de formación de suelos (Reuter y Hengl, 2012). El ambiente de formación de suelos deriva de la información asociada a los factores de formación de suelos: clima, organismos vivos, topografía (relieve) y geología, que interactúan en un periodo determinado de tiempo (para el caso de interés) (Jenny, 1941). Combinando los datos disponibles y las capas ambientales es posible generar predicciones continuas de COS (y de otras de sus propiedades físicas, químicas y biológicas) en áreas sin datos disponibles y estimar un error asociado a estas predicciones (Lagacherie *et al.*, 2019). Las técnicas asociadas a estas estimaciones estadísticas para generar mapas digitales de COS pertenecen al área de estudio del mapeo digital de suelos (McBratney, Mendonça y Minasny, 2003).

Avances recientes en mapeo digital de suelos y la disposición de datos relacionados al COS y el ambiente de formación de suelos han resultado en predicciones globales de COS a 250 m de resolución espacial (Hengl *et al.*, 2017). Las estimaciones globales de COS no necesariamente representan de manera precisa el COS para un país específico (Guevara *et al.*, 2018). Esto se debe a que cada región (o país) tiene limitaciones particulares de información y el COS está asociado a condiciones de formación de suelo específicas para dicha región (o país). Con la disponibilidad de información específica de COS para México y el desarrollo de nuevas técnicas de geomorfometría (*i. e.*, análisis digital de terreno) es posible generar predictores topográficos del COS a una escala espacial mucho más detallada (p. ej.: <100 m) usando datos a nivel país (Amatulli, McInerney, Sethi, Strobl y Domisch, 2020). Una estimación a esta resolución espacial para los más de 2 millones de kilómetros cuadrados de

México representa un reto computacional que hasta el momento ha sido reservado para instituciones con acceso a recursos de computación de alto rendimiento (High performance Computing o HPC en inglés). Por lo tanto, existe la necesidad de desarrollar técnicas para implementar estimaciones con gran resolución espacial de COS (y otras variables biofísicas del suelo) con recursos computacionales de bajo costo disponibles para múltiples usuarios (Beaudette y O'Geen, 2009).

El objetivo de este trabajo fue generar una predicción espacial del COS a 1 m de profundidad y a la resolución espacial de 90 m, empleando diversas capas de información ambiental como factores predictivos. Esta predicción se basó en un modelo estadístico seleccionado a partir de la comparación de diversas combinaciones de predictores ambientales y datos disponibles usando criterios de información como medidas de desempeño. La información generada será de utilidad para la validación y calibración de estimaciones nacionales y globales de carbono, y para la interpretación espacial de COS en México a escalas espaciales relevantes para el manejo de ecosistemas terrestres. Este objetivo se logró con recursos computacionales que generalmente están disponibles en la mayoría de las instituciones nacionales (p. ej.: agencias y centros de investigación) con intereses de predicción de COS y otros recursos naturales.

MATERIALES Y MÉTODOS

El mapa digital de COS de México a un metro de profundidad y 90m de resolución espacial fue generado en R Core Team (2018) y el código se encuentra disponible en el material suplementario. La predicción de COS fue preparada a lo largo de una cuadrícula regular de píxeles de 90 m (250 901 811 píxeles de 90 m) representativa del área dentro de los límites geográficos del país. La generación del modelo se basa en los datos disponibles a nivel nacional, y el proceso de predicción se genera por estado. En la predicción se aplican los coeficientes del modelo predictivo a toda el área de interés. Estos procesos (modelación y predicción) de México se realizan en una computadora portátil con 15.5 Gb de memoria, un procesador Intel® Core™ i7-7700HQ CPU @ 2.80GHz × 8 nodos y un sistema operativo Debian GNU/Linux 9 (stretch) 64-bit. El límite político para cada estado se obtuvo del proyecto Global Administrative Areas (GADM, 2012).

Para el desarrollo de nuestro modelo predictivo, solamente se usaron los datos disponibles entre 1999 y 2009 provenientes de 2852 perfiles de suelo descritos a lo largo del territorio nacional (Figura 1) por el INEGI en su serie 2 de información edafológica (Krasilnikov *et al.*, 2013). Para probar la capacidad predictiva de un modelo de aprendizaje automático aplicado a la variabilidad espacial del COS, fue seleccionada solo una década de datos relativamente bien representada en la serie 2 de INEGI para generar una línea base de mapeo (relativamente ‘reciente’) basada en un solo sistema de organización de la información de suelos disponible (INEGI, 2011, Figura 1). En este trabajo se asume un escenario de datos ‘estático’ pero representativo de la década analizada con la finalidad de evitar confusión en los resultados asociada a cambios en el carbono orgánico del suelo durante períodos más largos de tiempo. De esta manera emerge una fuente inevitable de incertidumbre asociada a posibles cambios, durante 1999 y 2009, en el ambiente de formación de suelos (y consecuentemente cambios en el COS) por actividad

humana o por patrones climáticos ocurridos durante este periodo de tiempo. Esta incertidumbre va más allá del enfoque principal de este trabajo, el cual está enfocado en la predicción de la variabilidad espacial del COS y en proponer un marco de trabajo que puede ser aplicado (en trabajos futuros) a múltiples series de colecta de datos en México. Trabajos previos han documentado las características principales de las bases de datos con información de suelos y series de colecta dirigidas por el INEGI (p. ej.: Krasilnikov *et al.*, 2013) que pueden ser usadas con fines de monitoreo de COS.

Para obtener un valor específico de COS para un metro de profundidad se aplicó la metodología propuesta por Beaudette, Roudier y O’Geen (2013) para estimar propiedades del suelo y relaciones con profundidad. Posteriormente aplicamos las funciones de suavizado de áreas equivalentes propuestas por Bishop, McBratney y Laslett (1999) y por Malone, McBratney, Minasny y Laslett (2009) para su aplicación en mapeo digital de suelos siguiendo la implementación de Hengl *et al.* (2017).

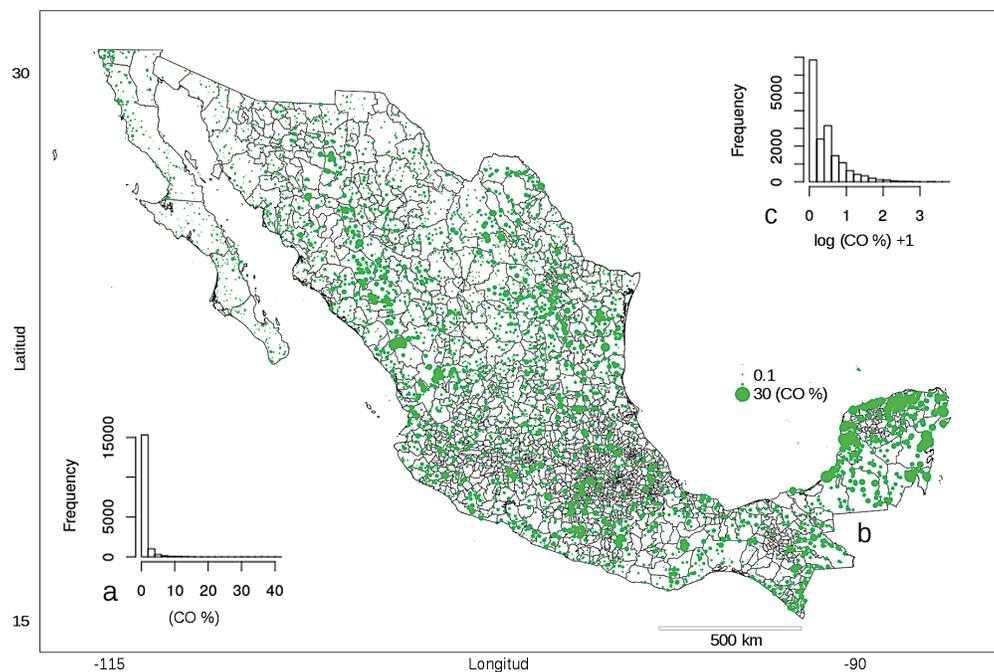


Figura 1. Distribución estadística de los datos disponibles de COS (a) y la transformación a su logaritmo natural + 1 (b). Distribución espacial de los datos de entrenamiento para el modelo predictivo (c). El tamaño del círculo está asociado con la concentración (%) de COS en cada punto.
Figure 1. Statistical distribution of the data available for COS (a) and the transformation to its natural logarithm + 1 (b). Spatial distribution of the training data for the predictive model (c). The size of the circle is associated with the concentration (%) of COS at each point.

Estimación de COS

Para el cálculo del COS se utilizó la ecuación (Ecuación 1) propuesta por Nelson y Sommers (1982). Esta ecuación relaciona de manera lineal la concentración de carbono orgánico (CO, g kg), la densidad aparente del suelo (BLD, gr cm³), el contenido de fragmentos rocosos (CFR, %) y la profundidad del suelo representada en cm (H, 1 m).

$$\text{COS} = \text{CO}/1000 \times \text{H}/100 \times \text{BLD} \times (100 - \text{CFR})/100 \quad (1)$$

donde: COS representa el contenido total de carbono orgánico (g kg) a 1 m de profundidad de suelo mineral. La base de datos utilizada no cuenta con información de BLD. Por tanto, la BLD fue estimada de manera lineal a partir del contenido de materia orgánica (MO) empleando la Ecuación 2, propuesta por Saini (1996).

$$\text{BLD} = 1.53 (\pm 0.1) - 0.05 (\pm 0.01) * \text{MO} \quad (2)$$

donde: MO es igual a CO * 1.724. Este método fue generado por Saini (1966) para diversos suelos a nivel global, mostrando una mayor precisión para suelos escasamente drenados ($r = 0.85$) que para suelos imperfectamente drenados ($r = 0.80$) o suelos bien drenados ($r = 0.63$). Los CFR (> 2 mm) fueron clasificados por su tamaño en piedras, guijarros o gravas y reportados en porcentaje en cada polígono de suelo analizado (INEGI, 2011). Para este trabajo estos valores fueron agrupados en 5 clases porcentuales (0, 20, 40, 60 y 80%) correspondientes con las 5 clases que usa INEGI para reportar la pedregosidad en cada perfil de suelo analizado (INEGI, 2011).

Factores de Predicción del COS

Para representar el ambiente de formación de suelos empleamos un conjunto armonizado de covariables ambientales en una cuadrícula regular de 90 × 90 m a lo largo del territorio mexicano. La base de referencia fue el modelo digital de elevaciones (MDE) de INEGI a 90 m de resolución espacial. De este MDE fueron calculados atributos topográficos primarios como la pendiente del terreno y la exposición. También se calcularon atributos topográficos secundarios como el índice de rugosidad del terreno, el índice de posición topográfica, el índice analítico de sombra del terreno y el índice de escurrimiento de flujo superficial

(Figura 3a). Estos atributos topográficos se calcularon en R empleando la implementación propuesta por Hijmans *et al.* (2017), con base en los trabajos previos de Burrough y McDonnell (1998) y de Wilson, O'Connell, Brown, Guinan, Grehan (2007). También fue utilizada la información climática (precipitación y temperatura) de WorldClim para condiciones 'recientes' (1970-2000, Fick y Hijmans, 2017). Estas capas de precipitación y temperatura fueron el insumo requerido para calcular el índice de aridez (evapotranspiración/precipitación) con base en el modelo de balance hídrico empírico propuesto por Thornthwaite (1948). Estas capas climáticas tienen una resolución espacial de 1 km y fueron armonizadas en la cuadrícula base de 90 m del MDE pero manteniendo el mismo valor en todos los píxeles de 90 m que corresponden a cada pixel de 1 km. Este procedimiento se repitió para armonizar en la cuadrícula regular de 90 × 90 m, dos capas adicionales de información preparadas para el proyecto SoilGrids (Hengl *et al.*, 2017): a) el índice de vegetación mejorada (EVI) derivado del sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer); y b) un producto satelital generado por el USGS (United States Geological Survey) que representa la edad aproximada (en millones de años) de la geología y variabilidad litológica asociada (Reuter y Hengl, 2012).

Un problema común en el mapeo digital de suelos es la selección del tamaño del pixel (Hengl, 2006). Para este trabajo decidimos utilizar un tamaño de píxel de 90 m de resolución espacial para seguir con las especificaciones de GlobalSoilMap.net para el mapa global de propiedades del suelo. En este trabajo se utilizaron capas ambientales con diversas resoluciones espaciales (clima y geología a 1 km, vegetación a 250 m y topografía a 90 m) y la armonización de esta información en un raster de 90 m de resolución espacial es otro factor que puede acarrear incertidumbre a nuestro modelo predictivo. Sin embargo, esta organización de covariables ambientales del suelo donde el clima y geología controlan la variación más general de suelos (p. ej.: a 1 km de resolución espacial) y el tipo de vegetación controlando una variación intermedia p. ej.: a 250 m de resolución espacial) entre la topografía (p. ej.: a 90 m de resolución espacial) y el clima también es congruente con la interacción de factores formadores del suelo propuestos anteriormente (Jenny, 1941). La ventaja de este marco de trabajo es que tanto los datos como las covariables ambientales pueden ser actualizadas en el sistema con la finalidad de mejorar

gradualmente (con nuevos datos y nuevas covariables) los resultados y mapas de COS.

Otro problema que también afecta la capacidad predictiva de los modelos tiene que ver con la multi-temporalidad de los datos disponibles para representar el ambiente de formación de suelos. Para este trabajo, covariables de COS como la topografía o la geología provienen de productos relativamente actuales (Reuter y Hengl, 2012) pero estáticos, como el modelo digital de elevaciones (que no explican la dinámica temporal de la topografía y su influencia en la evolución del paisaje edáfico). Otras capas climáticas como la precipitación y temperatura representan provienen de productos como worldclim (Fick y Hijmans, 2017) que representan un periodo de tiempo (1970-2000) diferente a la década de los datos de COS seleccionada para este trabajo. Estas incertidumbres pueden propagarse a los estimados de COS.

En este trabajo ejecutamos la rutina de mapeo digital de suelos (descrita en los párrafos anteriores) para México con la finalidad de demostrar el potencial de un modelo conceptual dirigido por datos para la constante actualización de mapas de COS y el establecimiento de programas de monitoreo de COS en México. Los estimados de COS entonces, a partir de la metodología empleada en el presente trabajo, pueden mejorar a medida que se incorporen en futuros esfuerzos, a) estrategias automáticas para la selección apropiada del pixel (p. ej.: mayor detalle espacial y menor error predictivo), 2) estrategias dirigidas por datos para la identificación de las variables más importantes controlando la variabilidad espacial del carbono (y su sensibilidad a diversos escenarios de disponibilidad de datos) y 3) estrategias automáticas para identificar eficientemente cambios en los reservorios de COS a los largo de distintos periodos de tiempo y sus principales variables explicativas.

Forma del Modelo

La media de estas capas de información se centró en 0 para reducir el riesgo de ruido en el modelo asociado a diversas dimensiones en los insumos empleados. De esta manera integramos un conjunto de variables ambientales para representar los diversos factores de formación de suelos (*i. e.*, clima, relieve, topografía, geología y vegetación, Jenny, 1941) y generar predicciones de carbono en suelos sin información disponible (entre perfiles de suelo) de acuerdo con

la ecuación (Ecuación 3) y la formulación del marco de trabajo para el mapeo digital de suelos descrito previamente por McBratney *et al.* (2003).

$$\text{COS}_{xyz} \sim f(\text{MDE}_{xyz} + \text{AT}_{xyz} + \text{P}_{xyz} + \text{T}_{xyz} + \text{BH}_{xyz} + \text{EVI}_{xyz} + \text{G}_{xyz}) + \varepsilon \quad (3)$$

donde: COS (representado por los datos disponibles entre 1999 y 2009) para un lugar determinado por las coordenadas (x, y) y a una profundidad específica de suelo (1 m), puede ser representado por una función estadística (f) a partir de las relaciones que presenta con las capas ambientales que representan el ambiente de formación de suelos. Estas capas incluyen al MDE y sus atributos topográficos derivados (AT), precipitación y temperatura (P, T), el balance hídrico (BH), el EVI (1970-2000) y la capa de edades geológicas (G). La f en la Ecuación 3 tomó forma de un ensamble de árboles de regresión conocido como bosques aleatorios (random forests en inglés, Breiman, 2001) y ε representa el error asociado a cada modelo (f). Random forests es una técnica de minería de datos que permite modelar relaciones no-lineales entre la variable de respuesta (*i. e.*, SOC) y sus variables explicativas (p. ej.: factores predictivos del COS). Esta técnica ha mostrado un elevado poder predictivo para el mapeo digital de suelos a escalas nacionales (Adhikari *et al.*, 2014), regionales (Guevara *et al.*, 2018) y globales (Hengl *et al.*, 2017).

Selección del Modelo

En este trabajo se reconoce que no existe un método único o ideal para utilizar las bases de datos de COS disponibles y que por tanto es necesario probar y comparar la capacidad predictiva de diversos modelos o algoritmos para la predicción espacial del COS (Guevara *et al.*, 2018). Existe una gran cantidad de métodos estadísticos para desarrollar predicciones de variables numéricas como el COS. Los modelos lineales (*i. e.*, regresión lineal múltiple) y los modelos basados en árboles de regresión como random forests son las formas estadísticas más comunes para el mapeo digital de COS (Lamichhane, Kumar y Wilson, 2019). Random forests fue escogido para el desarrollo de este trabajo porque mostró un mejor desempeño estadístico modelando COS dado el escenario de datos disponibles en la colección de perfiles de INEGI serie 2 (INEGI, 2011), comparado con otros métodos de aprendizaje automático.

Métodos como k-NN (vecinos cercanos ponderados por distancias y 'kernels' o funciones de forma de las distribuciones estadísticas de los datos de entrenamiento disponibles, Hechenbichler y Schliep, 2004) y maquinarias de soporte vectorial (Cortes y Vapnik, 1995), así como métodos basados en modelos lineales generalizados (Gelman, Jakulin, Pittau, y Su, 2009) y algoritmos impulsados por gradientes de aprendizaje automático (p. ej.: Gradient Boosting, Friedman, 2001) fueron sometidos a un proceso de validación cruzada repetida (V-fold cross validation) y comparados con random forests (Breiman, 2001). Por tanto, para respaldar la selección del modelo predictivo empleado, en este trabajo se reporta el resultado del proceso de remuestreo V-fold cross validation aplicado a los modelos anteriormente mencionados (y sus posibles combinaciones) (Polley y van der Lann, 2010). Con este proceso se obtiene información sobre la sensibilidad de los modelos a variaciones en los datos disponibles e información sobre el riesgo (V-fold cross validation risk estimate) de incrementar el error de predicción (p. ej.: generalización de errores) al usar un modelo que no se ajusta de manera estable (o precisa) a los datos disponibles cuando una porción de estos datos (*i. e.*, 5 y 10% de los datos disponibles) es removida con el propósito de validar un modelo predictivo en ausencia de una muestra totalmente independiente. El V-fold cross validation risk estimate fue estimado usando el paquete super learner de R (SL, Polley y van der Lann, 2010). Con este paquete podemos encontrar combinaciones óptimas de diversos modelos predictivos basados en ponderaciones asociadas con el error promedio de cada modelo usando diversas formas de remuestreo estadístico y validación cruzada. Random forests en el paquete super learner de R requiere del paquete ranger, una implementación rápida de random forests (en C++) variante del paquete original random forest de R (Liaw y Wiener, 2002; Wright y Ziegler, 2017).

Refinamiento y Verificación del Modelo Predictivo

Para verificar/validar nuestros modelos predictivos empleamos una técnica de eliminación recursiva de variables donde el modelo se repite muchas veces y en cada realización utiliza una combinación diferente de predictores ambientales. Este método ha sido explicado en trabajos previos y es comúnmente usado para selección de variables (Guyon, Weston, Barnhill

y Vapnik, 2002). Con este método podemos obtener información acerca de los factores de predicción que son más importantes disminuyendo los errores en el modelo predictivo (Kohavi y John, 1997). En cada modelo el predictor menos informativo (usando como indicador el error derivado de la validación cruzada de cada modelo random forest) queda afuera de la siguiente interacción hasta encontrar la combinación mínima de predictores ambientales que minimizan el error (p. ej.: error medio cuadrático, error medio absoluto) y maximizan la varianza explicada (r^2) de cada predicción. La estimación de medidas de desempeño (errores y r^2) se llevó a cabo empleando una técnica de validación cruzada con particiones de datos 80/20% para entrenar y validar los modelos predictivos.

Para obtener una medida espacialmente explícita de la incertidumbre fueron generadas predicciones a los datos de validación (datos que no se usaron en el modelo) y se calcularon los residuales independientes del modelo predictivo. Estos residuales fueron interpolados empleando el mismo algoritmo (random forest) y las mismas variables explicativas para generar un mapa de errores el cual expresamos en porcentaje promedio de error (p. ej.: $COS / \epsilon * 100$) para facilitar su lectura e interpretación.

Diversas combinaciones de predictores fueron comparadas. Este proceso se repitió 5 veces (*i. e.*, repeated 5 fold cross validation en inglés) para considerar la varianza en las predicciones asociada a combinaciones diferentes de datos y predictores ambientales. Una vez estimadas las medidas de desempeño del modelo (RMSE = raíz cuadrada del error medio cuadrático, r^2 = varianza explicada, MAE = error medio absoluto), fue generada una predicción a 90 m de resolución espacial a lo largo de la república mexicana, por estado, y usando en paralelo los recursos computacionales disponibles.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los datos de COS estimados muestran valores entre 0.03 a 135 kg m² a un metro de profundidad de suelo mineral, con un valor medio de 1.22 y una mediana de 0.67 kg m², indicando un sesgo hacia la derecha consistente con la distribución estadística de los datos disponibles (Figura 1a). Este sesgo a la derecha de la distribución estadística disminuye con la transformación logarítmica (Figura 1b). La mayoría de los valores más altos de carbono fueron encontrados

en los primeros 30 cm de suelo mineral, hacia el sureste del país, mientras que las áreas áridas y semiáridas del centro norte del país mostraron los menores valores de COS (Figura 1c).

Valores de COS

Los valores de COS tienen una variación inversamente proporcional con la BLD a lo largo del primer metro del suelo mineral (Figura 2). La BLD muestra valores entre 0.68 y 1.6 gr cm⁻³, un valor medio de 1.52 y una mediana de 1.55 gr cm⁻³. Los CFR, que van de 0 a >80%, presentaron una media de 30 y una mediana de 20% y los valores disponibles muestran una clara disminución con la profundidad de manera abrupta después de los primeros 25 cm de suelo mineral (Figura 2).

Correlación entre COS y sus Predictores

Los factores de predicción (Figura 3a) que mejor se correlacionaron positivamente con los datos de COS estimados fueron el EVI ($r = 0.37$), la precipitación ($r = 0.27$) y el BH ($r = 0.18$). De manera opuesta (*i. e.*, correlaciones negativas), las mejores correlaciones entre COS fueron con el índice de sombra ($r = -0.20$), el índice de posición topográfica ($r = -0.13$) y la temperatura ($r = -0.11$) (Figura 3b). Estas correlaciones son estadísticamente significativas y muestran

valores de probabilidad cercanos al 99% ($P < 0.001$). En relación con su posición geográfica, los datos disponibles muestran correlaciones significativas con las coordenadas de los puntos muestreados ($P < 0.001$). Identificamos una correlación positiva con la longitud ($r = 0.47$) y una correlación negativa con la latitud ($r = -0.30$), lo cual confirma que los datos estimados de COS muestran incrementos en sus valores de oeste a este y decrementos en sus valores del sur al norte de México (Figura 1c).

Selección del Modelo

El resultado de la validación cruzada aplicada a los distintos modelos predictivos usando V-fold cross validation y los datos de COS de la serie 2 de INEGI revela que random forest (SL.ranger, Figura 4) es el modelo que reduce al máximo el riesgo de errores (V-fold cross validation risk estimate) en la predicción de COS (Figura 4). El V-fold cross validation risk estimate muestra un error relativo mayor en otros modelos comparados con random forests. Las combinaciones de los algoritmos empleados (super learner, Figura 4) están ponderadas por el riesgo de errores de cada modelo y el mejor modelo (*i. e.*, el que más reduce el error, Discrete SL en Figura 4) no fue significativamente distinto al error generado por random forests (SL.ranger_All, Figura 4). Esto sugiere que esta técnica es predominantemente mejor

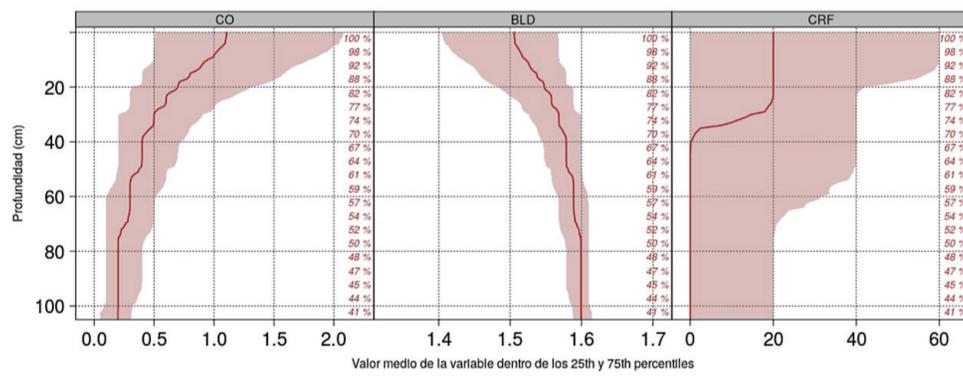


Figura 2. Variación de los datos de concentración de CO (eje X) con la profundidad del suelo mineral hasta 1.05 m (eje Y). Se muestran las relaciones entre la profundidad con los datos estimados de densidad aparente (BLD) y con los datos disponibles de fragmentos rocosos (CFR).

Figure 2. Variation of the CO concentration data (X-axis) with the depth of the mineral soil up to 1.05 m (Y-axis). Relationships between depth are shown with estimated bulk density (BLD) data and available rock fragment data (CFR).

prediciendo el COS que los otros algoritmos empleados (SL.bayesglm = modelos lineales generalizados, SL.kernelKnn_All=knn, SL.ksvm_All = maquinarias de soporte vectorial, SL.xgboost_All = Gradient Boosting, Figura 4) dados los datos disponibles en la serie dos de INEGI (Figura 1).

Eliminación Recursiva de Variables

La capacidad predictiva de nuestros modelos alcanzó una varianza explicada (r^2) de 54 ± 0.03 (por encima del 50% usando solo los datos de la serie 2 de INEGI, 2011) y empleando todas las variables disponibles para

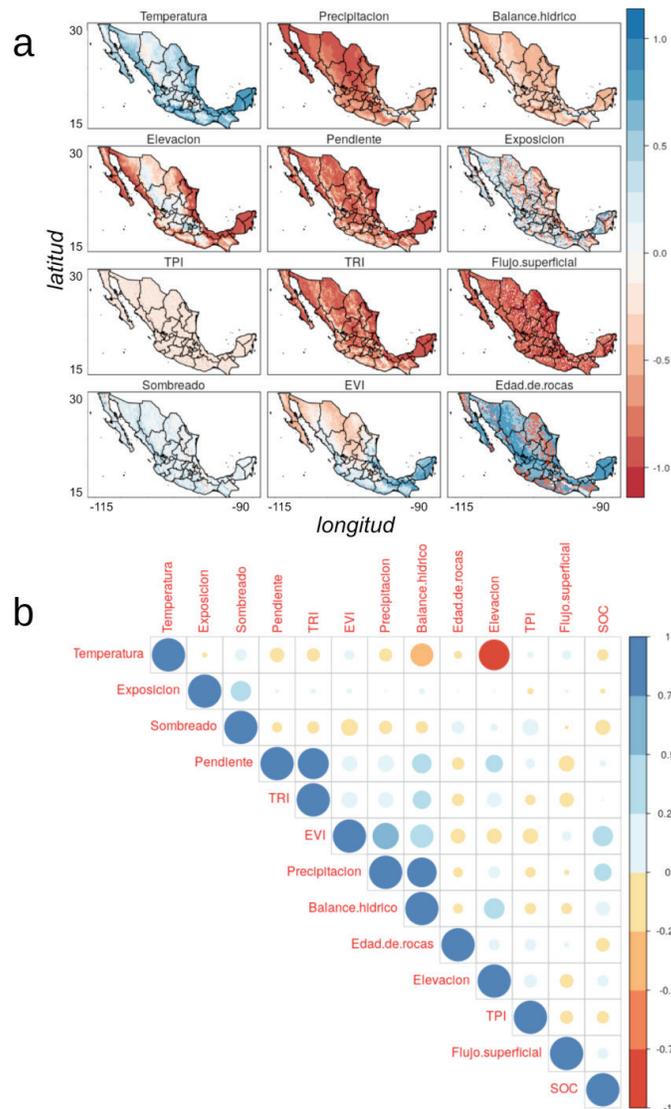


Figura 3. (a) Covariables ambientales usadas para predecir el COS en México a 90 m de resolución espacial. TPI = índice de posición topográfica. TRI = índice de rugosidad del terreno. EVI = índice de vegetación (a). Escala de valores estandarizada entre -1 y 1. Correlograma (coeficiente de Pearson) entre el COS y sus predictores ambientales (b).

Figure 3. (a) Environmental covariates used to predict SOC in Mexico at 90 m spatial resolution. TPI = topographic position index. TRI = ground roughness index. EVI = vegetation index (a). Standardized scale of values between -1 and 1. Correlogram (Pearson's coefficient) between COS and its environmental predictors (b).

representar el ambiente de formación de suelos ($n = 12$; Cuadro 1). Sin embargo, la eliminación recursiva de variables sugiere que esta capacidad predictiva puede lograrse empleando solamente la siguiente combinación de 6 variables explicativas: elevación + EVI + Precipitación + Temperatura + edad de rocas + TPI (Cuadro 1).

Usando solamente las variables más importantes, seleccionadas por la eliminación recursiva de predictores, se obtuvo un error promedio de

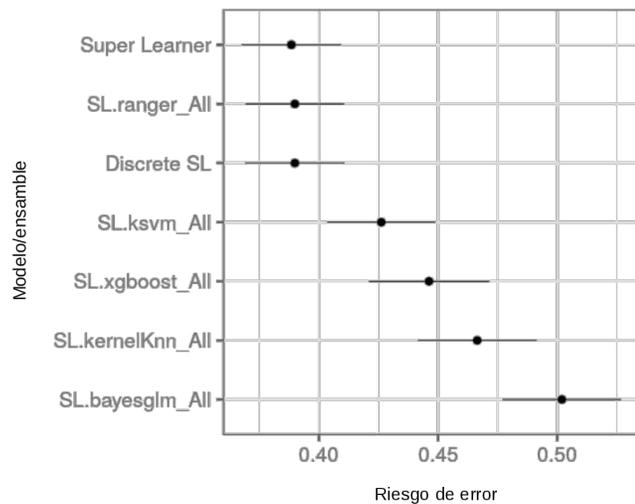


Figura 4. Gráfica nativa del paquete super learner para la selección de modelos predictivos empleando el índice de riesgo relativo de error (V-fold cross validation estimate) derivado de la validación cruzada. Super learner es una combinación de los modelos generados usando el error relativo como factor de ponderación y diversas combinaciones convexas. Discrete SL representa diversas combinaciones (con diversos pesos) de múltiples realizaciones del mejor modelo seleccionado por Super learner (random forests). Random forests fue implementado con el paquete ranger de R = SL.ranger_All. Los otros algoritmos empleados mostraron un mayor error relativo (SL.bayesglm = modelos lineales generalizados; SL.kernelKnn_All=kknn, SL.ksvm_All = maquinarias de soporte vectorial; SL.xgboost_All = gradient boosting).

Figure 4. Native graph of the super learner package for the selection of predictive models using the relative risk of error index (V-fold cross validation estimate) derived from cross validation. Super learner is a combination of the models generated using relative error as a weighting factor and various convex combinations. Discrete SL represents various combinations (with various weights) of multiple realizations of the best model selected by Super learner (random forests). Random forests was implemented with the ranger package from R = SL.ranger_All. The other algorithms used showed a greater relative error (SL.bayesglm = generalized linear models; SL.kernelKnn_All = kknn, SL.ksvm_All = vector support machinery; SL.xgboost_All = gradient boosting).

0.54 ± 0.0 kg m² a 1 m de profundidad de suelo mineral (Cuadro 1). Este valor se encuentra por debajo del primer cuartil de la distribución de los datos empleados para entrenar el modelo predictivo (3.39 kg m² a 1 m de profundidad). La varianza explicada decrece hasta $31 \pm 0.03\%$ y el error se incrementa hasta 0.67 kg m² a 1 m de profundidad cuando sólo se usan las dos variables explicativas más informativas en el modelo predictivo después de la eliminación recursiva de variables (EVI + temperatura).

El mapa nacional de COS en México sugiere un total de 16.03 ± 4.24 Pg de COS (± 1 desviación estándar, Figura 5a). El mapa de errores interpolados (ϵ) sugiere una incertidumbre de modelación de ± 1.68 Pg de COS, mostrando mayores incertidumbres (entre 50 y 100%) en sitios áridos y semiáridos del noroeste del país, en la Península de Baja California y el desierto de Sonora (Figura 5b). Al nivel nacional los resultados muestran un valor promedio de 8.68 kg m² a 1 m de profundidad con valores que varían de 0.27 a

Cuadro 1. Resultados de la validación cruzada (usando conjuntos de 5% de datos para validar, 5 realizaciones de cada modelo) derivada de nuestra estrategia de modelación basada en la eliminación recursiva de variables.

Table 1. Cross-validation results (using 5% data sets to validate, 5 realizations of each model) derived from our modeling strategy based on recursive elimination of variables.

Variables	RMSE	r ²	MAE	RMSESD	r ² SD	MAESD
1	0.81	0.09	0.63	0.03	0.03	0.02
2	0.67	0.31	0.50	0.02	0.03	0.01
3	0.62	0.40	0.46	0.02	0.03	0.01
4	0.58	0.48	0.43	0.01	0.03	0.01
5	0.56	0.51	0.42	0.01	0.02	0.01
6	0.54	0.54	0.40	0.01	0.02	0.01
12	0.54	0.54	0.40	0.01	0.03	0.01

RMSE = raíz cuadrada del error medio cuadrático; r² = varianza explicada; MAE = error medio absoluto; RMSESD = desviación estándar de la raíz cuadrada del error medio cuadrático; r²SD = desviación estándar de varianza explicada y MAESD = desviación estándar del error medio absoluto. Las desviaciones (SD) representan las medidas de incertidumbre y la varianza de cada modelo asociado a variaciones en los datos para entrenar y validar.

RMSE = square root of the mean square error; r² = explained variance; MAE = mean absolute error; RMSESD = standard deviation of the square root of the mean square error; r²SD = standard deviation of explained variance, and MAESD = standard deviation of the mean absolute error. The deviations (SD) represent the uncertainty measures and the variance of each model associated with variations in the data to train and validate.

38.77 kg m⁻² (Cuadro 2). A nivel estatal, los resultados muestran obvias relaciones entre el COS y el tamaño de los estados, pero los resultados muestran también variaciones importantes entre los contenidos de COS en estados con tamaños relativamente similares, pero bajo diversas condiciones geográficas (p. ej.: Yucatán-

Sonora, Nayarit-Tabasco, Tlaxcala-Aguascalientes). La Ciudad de México, Aguascalientes y Morelos son los estados con reservorios de COS menores (Cuadro 2). Gracias a su gran extensión territorial los estados Chihuahua, Coahuila y Durango mostraron los mayores reservorios de COS (Figura 6).

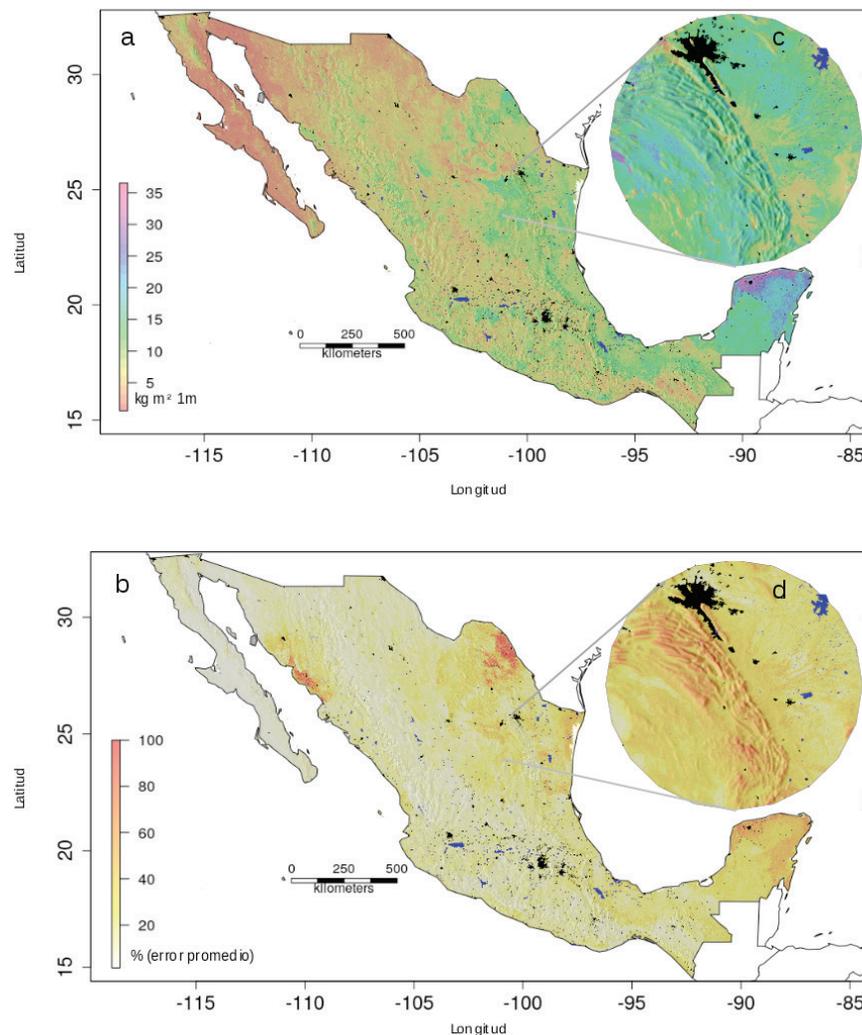


Figura 5. (a) Mapa digital de carbono orgánico en el suelo (kg m⁻²) a 1 m de profundidad y 90 m de resolución espacial, la línea negra representa límites entre países vecinos. Los colores negro y azul son áreas urbanas y cuerpos de agua. (b) ϵ , Porcentaje de errores en el modelo predictivo (mapa de incertidumbre). (c) Acercamiento, a un área en el norte de México para visualizar un ejemplo del nivel de detalle alcanzado mapeando el COS a 90 m de resolución espacial. (d) Acercamiento del mapa de errores en la misma área.

Figure 5. (a) Digital map of organic carbon in the soil (kg m⁻²) at 1 m depth and 90 m spatial resolution, the black line represents boundaries between neighboring countries. The colors black and blue are urban areas and bodies of water. (b) ϵ , Percentage of errors in the predictive model (uncertainty map). (c) Zoom in on an area in northern Mexico to visualize an example of the level of detail achieved by mapping the COS at 90 m spatial resolution. (d) Zoom in on the error map in the same area.

Cadro 2. Reporte de COS por estado. Total de COS en Pg y descripción estadística de los datos de COS modelados (media, mín, máx, desviación estándar (SD), el logaritmo del número de píxeles de 90 m modelados para cada estado (n) y la densidad del COS modelado en toneladas (toneladas km⁻²).**Table 2. COS report by state. Total COS in Pg and statistical description of the modeled COS data (mean, min, max, standard deviation (SD), the logarithm of the number of 90-m pixels modeled for each state (n) and the density of the modeled COS in tons (tons km⁻²).**

Estado	Total	Media	Mínima	Máxima	SD	Número de píxeles	Densidad
	Pg	----- kg m ⁻² -----					Toneladas m ⁻²
Aguascalientes	0.03	6.39	3.02	14.97	1.26	655329	7038.75
Baja California	0.29	3.57	0.63	18.23	2.20	9948743	3929.21
Baja California Sur	0.21	2.76	0.71	15.46	1.45	9249971	3040.89
Campeche	0.86	14.93	2.58	32.98	2.54	7095863	16453.99
Chiapas	0.63	8.69	1.44	21.99	2.79	8975054	9579.00
Chihuahua	1.51	5.84	0.98	19.12	1.71	31826863	6433.44
Coahuila	1.37	8.35	0.86	38.41	3.04	20280451	9196.86
Colima	0.05	8.28	3.30	18.93	1.67	690793	9129.61
Ciudad de México	0.01	8.56	2.30	32.87	3.10	198139	9435.31
Durango	0.97	7.46	1.61	32.86	2.35	15972961	8225.33
Guanajuato	0.21	6.62	3.09	19.89	1.30	3855479	7299.81
Guerrero	0.54	8.33	1.24	20.78	2.09	7966888	9177.39
Hidalgo	0.19	8.53	2.85	22.93	2.33	2797573	9402.95
Jalisco	0.56	7.33	1.63	18.59	1.65	9497597	8076.65
México	0.19	8.21	3.20	26.95	2.21	2871163	9046.71
Michoacán	0.49	8.26	1.65	30.70	2.61	7319411	9101.94
Morelos	0.04	7.81	3.41	16.29	1.45	626505	8607.18
Nayarit	0.21	7.49	2.31	23.47	1.95	3445650	8252.07
Nuevo León	0.63	9.29	2.13	21.55	2.58	8412272	10241.74
Oaxaca	0.77	8.62	1.84	25.08	2.75	11098742	9499.31
Puebla	0.29	8.74	2.33	25.51	2.07	4160136	9635.11
Querétaro	0.09	7.69	3.30	16.56	1.77	1439690	8471.49
Quintana Roo	0.83	18.92	2.74	32.02	3.61	5417598	20851.00
San Luis Potosí	0.62	9.65	3.14	21.46	2.33	7959124	10633.81
Sinaloa	0.37	6.67	1.34	21.18	1.81	6884320	7347.37
Sonora	0.94	4.73	0.27	22.64	2.34	24433438	5209.30
Tabasco	0.22	9.14	1.51	21.28	2.56	2923017	10074.28
Tamaulipas	0.77	9.39	1.81	23.64	2.61	10098778	10351.00
Tlaxcala	0.03	7.93	3.07	20.69	2.03	515708	8736.70
Veracruz	0.69	9.91	2.04	34.84	2.40	8539746	10919.12
Yucatán	0.87	22.74	3.17	38.77	5.24	4745119	25061.50
Zacatecas	0.55	7.00	2.27	18.96	1.72	9634081	7713.79
Nacional	16.03	8.68	0.27	38.77	4.24	250901811	8692.13

Las mayores densidades de COS a un metro de profundidad de acuerdo con el modelo predictivo son Campeche, Quintana Roo, y Veracruz. Los estados de Baja California (Norte y Sur), Sonora y Chihuahua presentaron las menores densidades de COS por unidad de área (Cuadro 2). Estas relaciones entre el área de los estados (representada por el número de píxeles modelados) y sus contenidos de COS son a nivel nacional significativas, con un valor r^2 igual a 0.71 (Figura 6).

DISCUSIÓN

Fue generado un mapa digital del contenido de COS en México a un metro de profundidad y con una resolución espacial de 90 m usando datos recolectados por INEGI entre 1999 y 2009. Este mapa (Figura 5a) sigue una metodología basada en minería de datos implementada en una plataforma de código abierto (R, Core Team 2018) que permite obtener información espacialmente explícita sobre el error asociado a

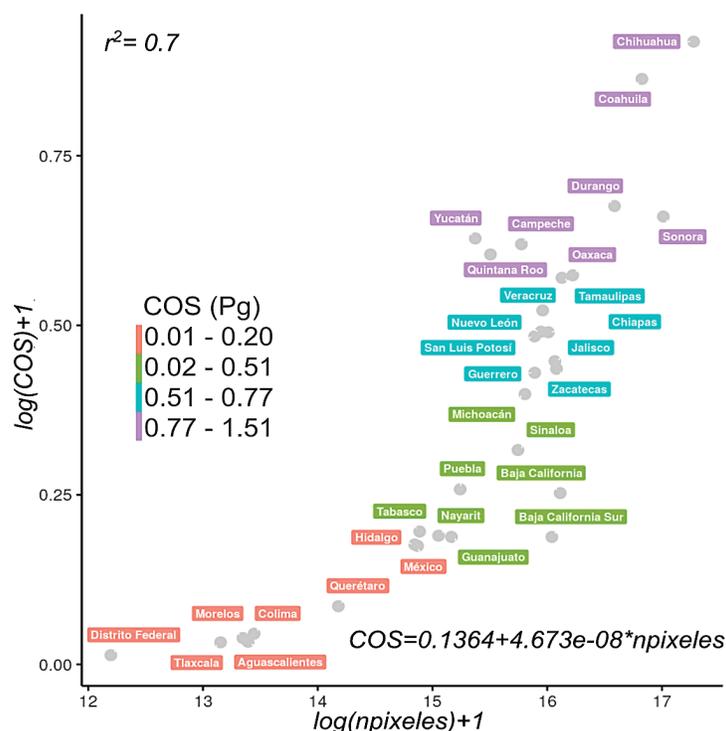


Figura 6. Relación entre el COS modelado y el área de cada estado representada por el número de píxeles (npixeles) de 90×90 m. Los valores de COS y área se presentan en una transformación logarítmica (+1) que permitió reducir el sesgo entre las diferentes magnitudes de las variables en ambos ejes del plano. Los colores muestran una agrupación por cuantiles basada en la distribución estadística de los estimados de carbono por estado. Mostramos los coeficientes del ajuste lineal (70% de varianza explicada) entre el contenido de COS (en Petagramos) y el área (número de píxeles = npixeles) para cada estado.

Figure 6. Relationship between the modeled COS and the area of each state represented by the number of pixels (npixels) of 90×90 m. The COS and area values are presented in a logarithmic transformation (+1) that allowed reducing the bias between the different magnitudes of the variables in both axes of the plane. Colors show quantile grouping based on statistical distribution of carbon estimates by state. We show the coefficients of the linear fit (70% of explained variance) between the COS content (in Petagrams) and the area (number of pixels = npixels) for each state.

la predicción de COS también a 90m de resolución espacial (Figura 4b). Proponemos el uso de fuentes de información pública y metodologías reproducibles para la generación de mapas digitales y estimaciones de COS a escalas relevantes (píxeles <100 m) para el manejo de ecosistemas y el desarrollo de políticas públicas. El mapa de COS generado en este trabajo representa una herramienta de análisis que puede ayudar a resolver la actual discrepancia entre los distintos estimados de COS existente a diversas escalas espaciales (Tifafi *et al.*, 2018; Guevara *et al.*, 2018), así como reducir la incertidumbre en los pronósticos de COS en relación con el cambio ambiental global (Crowther *et al.*, 2016; Murray-Tortarolo *et al.*, 2016; van Gestel *et al.*, 2018).

Contenidos de COS

Para el periodo de análisis (1999-2009), el COS estimado a 1 m de profundidad en este trabajo (16.03 ± 4.24 Pg) es un valor conservador comparado con reportes previos (Lajtha *et al.*, 2018). La baja disponibilidad de datos de BLD o la naturaleza categórica de datos disponibles de CFR pueden ser la causa principal del sesgo en los diversos estimados de COS (Poeplau *et al.*, 2017). Generar marcos de trabajo reproducibles para contar con estimados precisos de COS a 1 m de profundidad es una prioridad (para México y otros países de Latinoamérica) ya que existe una discrepancia en estimados disponibles que va de 6 a 18 Pg de COS, sólo en la superficie del suelo (p. ej.: 0-30 cm, Guevara *et al.*, 2018). Una síntesis para México, empleando diversas fuentes de datos (*i. e.*, puntos, polígonos, imágenes) de COS a 1 m de profundidad reporta 9 Pg para la superficie (0-30 cm de suelo mineral) y 14 Pg para el perfil de 0 a 100 cm (Paz *et al.*, 2016). Esta varianza es un factor común en muchos países y a escala global; por tanto, es imperante reducir la incertidumbre en los estimados actuales de COS para mejorar nuestro conocimiento sobre la representatividad del COS en el ciclo global del carbono.

El reto constante para reducir la incertidumbre en los estimados de COS es incrementar la resolución espacial y temporal de las predicciones e incrementar la precisión y exactitud de los modelos generados. Para esto es importante contar con sistemas de inferencia de suelos interoperables y replicables (Vargas *et al.*, 2017). Una fuente de discrepancia que afecta a los modelos de variabilidad espacial del COS es la resolución espacial

de los estimados disponibles (Hengl, 2006; Shangguan, Hengl, Mendes, Yuan y Dai, 2017). Otros estudios sugieren que el COS puede ser subestimado debido al uso de covariables (p. ej.: topográficas) derivadas a partir de resoluciones espaciales gruesas (p. ej.: píxeles de 1×1 km). Comparado con estimados previos a resoluciones más gruesas (Cruz-Cárdenas *et al.*, 2014; FAO e ITPS, 2020) o de carácter global (Hengl *et al.*, 2017), nuestros resultados proveen un nivel de detalle espacial de 90 m (Figura 5c) que puede contribuir con varios esfuerzos como: a) GlobalSoilMap.net para el mapa global de suelos (Sanchez *et al.*, 2009; Arrouays *et al.*, 2017); b) iniciativas de las Naciones Unidas para combatir la degradación de tierras (FAO, 2017); y c) reducir la incertidumbre en los pronósticos de cambio climático asociados al ciclo global del carbono (Crowther *et al.*, 2016; Walsh *et al.*, 2017).

Desempeño Estadístico

Como línea base de incertidumbre, nuestro mapa digital de COS está asociado con un reporte de desempeño estadístico y un mapa de errores (ϵ) que captura la varianza de diversas combinaciones de datos y parámetros de un modelo predictivo. Monitorear el desempeño estadístico de los modelos de variabilidad espacial del COS bajo distintos tratamientos de datos (*i. e.*, logaritmo, no logaritmo) y combinaciones de factores predictivos representativos de múltiples periodos de tiempo o colectados con diversos métodos es requerido para reducir la incertidumbre de los múltiples estimados actuales de COS (Lagacherie *et al.*, 2019). Esto es porque las diversas medidas de desempeño estadístico (r^2 , RMSE, MAE) proveen información útil para mejorar la selección de parámetros de los modelos predictivos del COS y consecuentemente, reducir los errores asociados a sus predicciones. Nuestro modelo predictivo sugiere errores promedio debajo del primer cuartil de la distribución estadística de los datos de COS disponibles (Cuadro 1), lo cual sugiere un poder predictivo capaz de capturar la distribución estadística de los datos de entrenamiento con una varianza explicada por encima del 50%. Con 6 variables explicativas (elevación, EVI, precipitación, temperatura, edad de rocas y TPI), estos valores son comparables con reportes de otros países que documentan el desempeño estadístico de los modelos predictivos para desarrollo de los mapas digitales de COS a nivel global (250 m de resolución espacial, Hengl

et al., 2017), continental (90 m de resolución espacial, Rossel, Webster, Bui y Baldock, 2014) y nacional (30 m de resolución espacial, Adhikari *et al.*, 2014).

Reto Computacional

Generar mapas de alta resolución espacial a nivel región-país se convierte en un reto computacional a medida que el área de interés incrementa. Es común que los mapas digitales del suelo a escalas detalladas (*i. e.*, píxeles $<1 \times 1$ km) de áreas de gran extensión territorial se desarrollen en sistemas de cómputo de alto rendimiento con infraestructura y mantenimiento costoso pero que facilitan el manejo de grandes bases de datos (Chaney *et al.*, 2019). Sin embargo, las instituciones mexicanas que tienen el mandato de generar y actualizar información relacionada con el suelo y sus funciones (p. ej.: INEGI, Comisión Nacional Forestal) no necesariamente cuentan con estos sistemas computacionales. Sin embargo, estas instituciones generalmente albergan la mayor cantidad de información de campo para generar y validar modelos de variabilidad espacial de COS a escalas nacionales (Krasilnikov *et al.*, 2013). Por lo tanto, es indispensable generar protocolos para análisis de datos y mapas digitales de COS con bajo costo computacional y con recursos computacionales disponibles en la mayoría de las instituciones interesadas en generar este tipo de información.

Por ejemplo, para analizar tendencias del COS asociadas a cambios de uso de suelo o clima a escalas detalladas (*i. e.*, píxeles de 90 m) en México, es necesario resolver primero el reto computacional para la construcción de un modelo predictivo preciso y de un algoritmo de predicción eficiente (*i. e.*, rápido) en los 2 millones de km² del país. Con esto podremos agilizar la obtención periódica de resultados y proveer una línea base para habilitar sistemas nacionales de monitoreo de COS. Hoy en día existen recursos computacionales de libre acceso para el análisis de datos geográficos como aquellos provistos por Google Earth Engine (Gorelick *et al.*, 2017). Aunque existen retos asociados a la transferencia eficiente de datos (depende de una buena conexión a internet) y requiere un lenguaje de programación de alto nivel llamado JavaScript, esta plataforma ha demostrado ser eficiente para el mapeo digital de suelos con grandes bases de datos (Padarian, Minasny y McBratney, 2015). En este trabajo un reto principal fue manejar grandes bases de datos (*i. e.*,

matrices de n píxeles por n predictores) usando R en computadoras convencionales. Por tanto, nuestros resultados representan un ejemplo de otra posibilidad para analizar la compleja variabilidad del COS al nivel nacional usando una plataforma de código abierto y fuentes públicas de información ambiental.

En este trabajo fue empleada una estrategia de modelación a nivel nacional empleando 6 núcleos de procesamiento de una computadora portátil en paralelo (*i. e.*, núcleos trabajando al mismo tiempo), lo cual permite llevar a cabo la eliminación recursiva de variables y simplificar el tiempo de procesamiento sin agotar la memoria disponible para cada núcleo en el procesador de la computadora portátil. Además, el modelo predictivo se dividió por estados para maximizar el uso de la memoria (16 MB RAM), la cual se hubiera saturado si se intentara predecir para toda el área de interés (*i. e.*, los 2 millones de km² del país) al mismo tiempo. Los estados de Chihuahua, Sonora y Coahuila resultaron ser demasiado grandes para generar las predicciones a 90m en una sola pieza; por tanto, estos estados fueron subdivididos en dos archivos del mismo tamaño. Usando este protocolo es posible generar el mapa de COS para México a 90 m de resolución en 24 horas con el sistema de cómputo descrito previamente. El avance computacional para las predicciones de COS representa una herramienta que puede ayudar con aplicaciones para el manejo de ecosistemas terrestres (FAO, 2017) y para caracterizar la calidad del suelo (Bünemann *et al.*, 2018). Una implicación directa de este trabajo es la posibilidad de informar el monitoreo del suelo a partir de la producción de mapas digitales de propiedades biofísicas del suelo (como el COS) que puedan ser mejorados a medida que nuevos datos y covariables (representativas de los factores de formación del suelo a profundidades específicas) sean disponibles.

Retos e Implicaciones

En este trabajo se propone que una forma de resolver el reto computacional requerido para hacer predicciones de COS a nivel nacional, a 90 m de resolución espacial, pero reconocemos que la información generada sobre COS no es libre de errores (Figura 5b). Es importante conocer la magnitud y ubicación de estos errores porque pueden propagarse en futuras aplicaciones de los productos de COS generados (Figura 5d). Nuestro mapa representa una línea base del periodo 1999-

2009, determinado por los datos de entrenamiento disponibles durante este periodo de tiempo. Estos datos de entrenamiento podrían no ser representativos de condiciones actuales en áreas sometidas a cambios de uso de suelo recientes (después de 2009), pero este es el caso para cualquier análisis usando datos de suelo patrimoniales (Mayr *et al.*, 2010; Sulaeman, Minasny, McBratney, Sarwani y Sutandi, 2013; Karunaratne, Bishop, Odeh, Baldock y Marchant, 2014).

Con este trabajo se pretende incrementar la interoperabilidad en los diferentes sectores interesados en el COS. Las barreras de interoperabilidad se han descrito como conceptuales, organizacionales, tecnológicas y culturales (Vargas *et al.*, 2017). Este trabajo busca incrementar la interoperabilidad para el entendimiento del COS en México al reducir barreras conceptuales y tecnológicas. Primero, propone un marco conceptual para estimar el COS en México (*i. e.*, usando geomorfometría y covariables relacionadas a los factores de formación del suelo). Segundo, se propone una metodología usando sistemas computacionales de bajo costo para incrementar la resolución espacial de las predicciones de COS y tratando de reducir el error asociado a los modelos predictivos. Cabe destacar que el error asociado a los modelos predictivos proviene de las imperfecciones en los datos de COS disponibles y en el uso de distintos tipos de insumos, con diversas resoluciones espaciales y temporales (Heuvelink, 2018). Así que un reto fundamental es reducir barreras culturales de interoperabilidad en México ya que se necesitan metodologías transparentes, fuentes públicas de bases de datos de fácil acceso y sistemas de códigos computacionales abiertos para avanzar en el cocimiento del COS y maximizar la información para mejorar el uso, manejo y conservación de los recursos naturales de México.

CONCLUSIONES

Fue generando un mapa digital del COS en México a 1 m de profundidad de 90 m de resolución espacial y representativo del periodo 1999-2009. Estimamos un total de 16 Pg de carbono modelado en más de 250 millones de píxeles lo largo del territorio mexicano. Este estimado de COS fue generado en una computadora portátil con 16 Gb de memoria usando 6 núcleos (de 15) de procesamiento en paralelo. El tiempo de procesamiento para los casi dos millones de kilómetros

cuadrados de México tarda aproximadamente 5-7 horas generando una predicción en una base estatal.

El modelo predictivo del COS a nivel nacional para el periodo de tiempo analizado (>50% de varianza explicada, 1999-2009) es reproducible a medida que nuevos datos o nuevas covariables estén disponibles. La metodología empleada permite obtener una medida de error de modelación que se puede ser monitoreada y asimilada en múltiples experimentos de mapeo digital de suelos (p. ej.: con diferentes combinaciones de datos y covariables para entrenar modelos representativos de distintos periodos de tiempo) con la finalidad principal de mejorar la calidad de la información generada y habilitar el monitoreo del COS a nivel nacional.

Por tanto, el mapa digital de COS generado en este trabajo representa una herramienta que puede ayudar en el desarrollo de información para la gestión, formulación e implementación de políticas públicas relacionadas con el potencial natural de los suelos y su respuesta funcional al cambio ambiental en México.

DECLARACIÓN DE ÉTICA

No aplicable.

CONSENTIMIENTO PARA PUBLICACIÓN

No aplicable.

DISPONIBILIDAD DE DATOS

La documentación y datos del raster de carbono orgánico de México a 90 m de resolución se encuentra disponible en: https://daac.ornl.gov/CMS/guides/CMS_SOC_Mexico.html (Guevara y Vargas, 2020).

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses en competencia.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

Conceptualización: M.G. y R.V. Metodología: M.G. Análisis formal: M.G. Investigación: M.G. y R.V. Escritura: preparación del borrador original: M.G. Escritura: revisión y edición. M.G. y R.V. Supervisión: R.V.

AGRADECIMIENTOS

M.G. agradece una beca de Conacyt para estudios de doctorado (382790). RV agradece apoyo por parte de NASA Carbon Monitoring System (80NSSC21K0964).

LITERATURA CITADA

- Adhikari, K., Hartemink, A. E., Minasny, B., Kheir, R. B., Greve, M. B., & Greve, M. H. (2014). Digital mapping of soil organic carbon contents and stocks in Denmark. *PLoS One*, *9*(8), e105519. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0105519>
- Amatulli, G., McInerney, D., Sethi, T., Strobl, P., & Domisch, S. (2020). Geomorpho90m, empirical evaluation and accuracy assessment of global high-resolution geomorphometric layers. *Scientific Data*, *7*(162).
- Arrouays, D., Richer-de-Forges, A. C., Chen, S., Saby, N., Martin, M., Libohova, Z., ... Hempel, J. (2017). GlobalSoilMap history and main achievements. In D. Arrouays, I. Savin, J. Leenaars, & A. B. McBratney (Eds.), *Global SoilMap: Digital soil mapping from country to globe* (pp. 1-6). London: Taylor and Francis Group.
- Beaudette, D. E., & O'Geen, A. T. (2009). Soil-Web: An online soil survey for California, Arizona, and Nevada. *Computers and Geosciences*, *35*(10), 2119-2128. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.10.016>
- Beaudette, D. E., Roudier, P., & O'Geen, A. T. (2013). Algorithms for quantitative pedology: A toolkit for soil scientists. *Computers and Geosciences*, *52*, 258-268. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.10.020>
- Bishop, T. F. A., McBratney, A. B., & Laslett, G. M. (1999). Modelling soil attribute depth functions with equal-area quadratic smoothing splines. *Geoderma*, *91*(1-2), 27-45. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(99\)00003-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(99)00003-8)
- Breiman, L. (2001). Random forests. *Machine Learning*, *45*(1), 5-32. <https://doi.org/10.1023/A:1010933404324>
- Bünemann, E. K., Bongiorno, G., Bai, Z., Creamer, R. E., De Deyn, G., de Goede, R., ... Brussaard, L. (2018). Soil quality – A critical review. *Soil Biology and Biochemistry*, *120*, 105-125. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.01.030>
- Burrough, P. A., & McDonnell, R. A. (1998). *Principles of geographical information systems*. New York, NY, USA: Oxford University Press.
- Chaney, N. W., Minasny, B., Herman, J. D., Nauman, T. W., Brungard, C. W., Morgan, C. L. S., ... Yimam, Y. (2019). POLARIS soil properties: 30 m probabilistic maps of soil properties over the contiguous United States. *Water Resources Research*, *55*(4), 2916-2938. <https://doi.org/10.1029/2018WR022797>
- Cortes, C., & Vapnik, V. (1995). Support-vector networks. *Machine Learning*, *20*(3), 273-297
- Crowther, T. W., Todd-Brown, K. E. O., Rowe, C. W., Wieder, W. R., Carey, J. C., Machmuller, M. B., ... Bradford, M. A. (2016). Quantifying global soil carbon losses in response to warming. *Nature*, *540*(7631), 104-108. <https://doi.org/10.1038/nature20150>
- Cruz-Cárdenas, G., López-Mata, L., Ortiz-Solorio, C. A., Villaseñor, J. L., Ortiz, E., Silva, J. T., & Estrada-Godoy, F. (2014). Interpolation of Mexican soil properties at a scale of 1:1,000,000. *Geoderma*, *213*, 29-35. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.07.014>
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). (2017). *Soil organic carbon: the hidden potential*. Rome, Italy: FAO.
- FAO and ITPS (Food and Agriculture Organization of the United Nations-Intergovernmental Technical Panel on Soils). (2020). *Global soil organic carbon map (GSOCmap) version 1.5*. Rome, Italy: FAO. <https://doi.org/10.4060/ca7597en>
- Fick, S. E., & Hijmans, R. J. (2017). Worldclim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, *37*(12), 4302-4315. <https://doi.org/10.1002/joc.5086>
- Friedman, J. H. (2001). Greedy function approximation: a gradient boosting machine. *Annals of Statistics*, *29*(5), 1189-1232. <https://doi.org/10.1214/aos/1013203451>
- GADM (Global Administrative Areas). (2012). GADM database of Global Administrative Areas, version 2.0. [online] URL: www.gadm.org
- Gelman, A., Jakulin, A., Pittau, M. G., & Su, Y.-S. (2009). A weakly informative default prior distribution for logistic and other regression models. *Annals of Applied Statistics*, *2*(4), 1360-1383. <https://doi.org/10.1214/08-AOAS191>
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., & Moore, R. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment*, *202*, 18-27. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- Gross, C. D., & Harrison, R. B. (2019). The case for digging deeper: soil organic carbon storage, dynamics, and controls in our changing world. *Soil Systems*, *3*(2), 28. <https://doi.org/10.3390/soilsystems3020028>
- Guevara, M., & Vargas, R. (2020). *Soil organic carbon estimates and uncertainty at 1-m depth across Mexico, 1999-2009*. Oak Ridge, TN, USA. ORNL DAAC. <https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1754>
- Guevara, M., Olmedo, G. F., Stell, E., Yigini, Y., Aguilar Duarte, Y., Arellano Hernández, C., ... Vargas, R. (2018). No silver bullet for digital soil mapping: country-specific soil organic carbon estimates across Latin America. *Soil*, *4*(3), 173-193. <https://doi.org/10.5194/soil-4-173-2018>
- Guyon, I., Weston, J., Barnhill, S., & Vapnik, V. (2002). Gene selection for cancer classification using support vector machines. *Machine Learning*, *46*, 389-422. <https://doi.org/10.1023/A:1012487302797>
- Hechenbichler, K., & Schliep, K. P. (2004). *Weighted k-nearest-neighbor techniques and ordinal classification*. Discussion Paper 399, SFB 386. Munich, Germany: Ludwig-Maximilians University Munich.
- Hengl, T. (2006). Finding the right pixel size. *Computers and Geosciences*, *32*(9), 1283-1298. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.11.008>
- Hengl, T., & MacMillan, R. A. (2019). *Predictive soil mapping with R*. Wageningen, The Netherlands: OpenGeoHub Foundation. ISBN: 978-0-359-30635-0

- Hengl, T., Mendes de Jesus, J., Heuvelink, G. B. M., Ruiperez Gonzalez, M., Kilibarda, M., Blagotic, A., ... Kempen, B. (2017). SoilGrids250m: global gridded soil information based on machine learning. *PLoS One*, *12*(2), e0169748. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169748>
- Heuvelink, G. B. M. (2018). Uncertainty and uncertainty propagation in soil mapping and modelling. In A. B. McBratney, B. Minasny, & U. Stockmann (Eds.). *Pedometrics*. (Progress in soil science). Springer.
- Hijmans, R. J., van Etten, J., Sumner, M., Cheng, J., Baston, D., Bevan, A., ... Wueest, R. (2017). *raster: geographic data analysis and modeling*. R package version 2.6. Retrieved January 20, 2019, from <https://CRAN.R-project.org/package=raster>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). (2011). *Guía para la interpretación cartográfica, edafología escala 1:250 000 serie 2*. Aguascalientes, Ags., México: INEGI. ISBN 978-607-494-162-3
- Jenny, H. (1941). *Factors of soil formation (1941): A system of quantitative pedology*. Mineola, NY, USA: Dover Publications.
- Karunaratne, S., Bishop, T. F. A., Odeh, I. O. A., Baldock, J. A., & Marchant, B. P. (2014). Estimating change in soil organic carbon using legacy data as the baseline: issues, approaches and lessons to learn. *Soil Research*, *52*(4), 349-365. <https://doi.org/10.1071/SR13081>
- Kohavi, R., & John, G. H. (1997). Wrappers for feature subset selection. *Artificial Intelligence*, *97*, 273-324.
- Krasilnikov, P., Gutiérrez-Castorena, M. C., Ahrens, R. J., Cruz-Gaistardo, C. O., Sedov, S., & Solleiro-Rebolledo, E. (2013). *The soils of Mexico*. México: Springer.
- Lagacherie, P., Arrouays, D., Bourennane, H., Gomez, C., Martin, M., & Saby, N. P. A. (2019). How far can the uncertainty on a Digital Soil Map be known?: A numerical experiment using pseudo values of clay content obtained from Vis-SWIR hyperspectral imagery. *Geoderma*, *337*, 1320-1328. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.08.024>
- Lajtha, K., Bailey, V. L., McFarlane, K., Paustian, K., Bachelet, D., Abramoff, R., ... Wickland, K. (2018). Chapter 12: Soils. In N. Cavallaro, G. Shrestha, R. Birdsey, M. A. Mayes, R. G. Najjar, S. C. Reed, ... Z. Zhu (Eds.). *Second State of the Carbon Cycle Report (SOCCR2): A Sustained Assessment Report* (pp. 469-506). Washington, DC: U. S. Global Change Research Program. <https://doi.org/10.7930/SOCCR2.2018>
- Lal, R., Smith, P., Jungkunst, H. F., Mitsch, W. J., Lehmann, J., Nair, P. K. R., ... Ravindranath, N. H. (2018). The carbon sequestration potential of terrestrial ecosystems. *Journal of Soil and Water Conservation*, *73*(6), 145A-152A. <https://doi.org/10.2489/jswc.73.6.145A>
- Lamichhane, S., Kumar, L., & Wilson, B. (2019). Digital soil mapping algorithms and covariates for soil organic carbon mapping and their implications: A review. *Geoderma*, *352*, 395-413. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.05.031>
- Liaw, A., & Wiener, M. (2002). Classification and regression by random forest. *R News*, *2*(3), 18-22.
- Malone, B. P., McBratney, A. B., Minasny, B., & Laslett, G. M. (2009). Mapping continuous depth functions of soil carbon storage and available water capacity. *Geoderma*, *154*(1-2), 138-152. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.10.007>
- Mayr, T., Rivas-Casado, M., Bellamy, P., Palmer, R., Zawadzka, J., & Corstanje, R. (2010). Two methods for using legacy data in digital soil mapping. In J. L. Boettinger, D. W. Howell, A. C. Moore, A. E. Hartemink y S. Kienast-Brown (Eds.). *Digital soil mapping* (pp. 191-202). Progress in Soil Science, vol. 2. Dordrecht: Springer. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8863-5_16
- McBratney, A. B., Mendonça Santos, M. L., & Minasny, B. (2003). On digital soil mapping. *Geoderma*, *117*(1-2), 3-52. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00223-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00223-4)
- Murray-Tortarolo, G., Friedlingstein, P., Sitch, S., Jaramillo, V. J., Murguía-Flores, F., Anav, A., ... Zeng, N. (2016). The carbon cycle in Mexico: past, present and future of C stocks and fluxes. *Biogeosciences*, *13*, 223-238. <https://doi.org/10.5194/bg-13-223-2016>
- Nelson, D. W., & Sommers, L. E. (1982). Total carbon, organic carbon, and organic matter. In D. L. Sparks, A. L. Page, P. A. Helmke, R. H. Loeppert, P. N. Soltanpour, M. A. Tabatabai, C. T. Johnston, & M. E. Sumner (Eds.). *Methods of soil analysis. Part 2. Chemical and microbiological properties* (pp. 539-579). Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons.
- Padarian, J., Minasny, B., & Nelson, A. B. (2015). Using Google's cloud-based platform for digital soil mapping. *Computers and Geosciences*, *83*, 80-88. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.06.023>
- Paz Pellat, F., Argumedo Espinoza, J., Cruz Gaistardo, C. O., Etchevers B., J. D., & de Jong, B. (2016). Distribución espacial y temporal del carbono orgánico del suelo en los ecosistemas terrestres de México. *Terra Latinoamericana*, *34*(3), 289-310.
- Poeplau, C., Vos, C., & Don, A. (2017). Soil organic carbon stocks are systematically overestimated by misuse of the parameters bulk density and rock fragment content. *Soil*, *3*(1), 61-66. <https://doi.org/10.5194/soil-3-61-2017>
- Polley, E. C., & van der Lann, M. J. (2010). Super learner in prediction. *UC Berkeley Division of Biostatistics Working Paper Series*. Working Paper 266. <https://biostats.bepress.com/ucbbiostat/paper266>
- Powelson, D. S., Stirling, C. M., Thierfelder, C., White, R. P., & Jat, M. L. (2016). Does conservation agriculture deliver climate change mitigation through soil carbon sequestration in tropical agro-ecosystems? *Agriculture, Ecosystems and Environment*, *220*, 164-174. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.01.005>
- R Core Team (2018). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing. Vienna.
- Reuter, H. I., & Hengl, T. (2012). Worldgrids-a public repository of global soil covariates. In B. Minasny, B. P. Malone, & A. B. McBratney (Eds.). *Digital Soil Assessments and Beyond—Proceedings of the 5th Global Workshop on Digital Soil Mapping*. (pp. 287-292). Sydney, Australia: CRC Press.
- Rossel, R. A. V., Webster, R., Bui, E. N., & Baldock, J. A. (2014). Baseline map of organic carbon in Australian soil to support national carbon accounting and monitoring under climate change. *Global Change Biology*, *20*(9), 2953-2970. <https://doi.org/10.1111/gcb.12569>
- Saini, G. R. (1966). Organic matter as a measure of bulk density of soil. *Nature*, *210*(5042), 1295-1296 <https://doi.org/10.1038/2101295a0>

- Sanchez, P. A., Ahamed, S., Carré, F., Hartemink, A. E., Hempel, J., Huising, J., ... Zhang, G. L. (2009). Digital soil map of the world. *Science*, 325, 680-681. <https://doi.org/10.1126/science.1175084>
- Shangguan, W., Hengl, T., Mendes de Jesus, J., Yuan, H., & Dai, Y. (2017). Mapping the global depth to bedrock for land surface modeling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(1), 65-88. <https://doi.org/10.1002/2016MS000686>
- Stockmann, U., Adams, M. A., Crawford, J. W., Field, D. J., Henakaarchchi, N., Jenkins, M., ... Zimmermann, M. (2013). The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 164, 80-99. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.10.001>
- Sulaeman, Y., Minasny, B., McBratney, A. B., Sarwani, M., & Sutandi, A. (2013). Harmonizing legacy soil data for digital soil mapping in Indonesia. *Geoderma*, 192, 77-85. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.08.005>
- Thorntwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55-94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- Tifafi, M., Guenet, B., & Hatté, C. (2018). Large Differences in Global and Regional Total Soil Carbon Stock Estimates Based on SoilGrids, HWSD, and NCSCD: Intercomparison and Evaluation Based on Field Data From USA, England, Wales, and France. *Global Biogeochemical Cycles*, 32(1), 42-56. <https://doi.org/10.1002/2017GB005678>
- van Gestel, N., Shi, Z., van Groenigen, K. J., Osenberg, C. W., Andresen, L. C., Dukes, J. S., ... Hungate, B. A. (2018). Predicting soil carbon loss with warming. *Nature*, 554(7693), E4-E5. <https://doi.org/10.1038/nature25745>
- Vargas, R., Alcaraz-Segura, D., Birdsey, R., Brunsell, N. A., Cruz-Gaistardo, C. O., de Jong, B., ... Toledo-Gutierrez, K. P. (2017). Enhancing interoperability to facilitate implementation of REDD+: case study of Mexico. *Carbon Management*, 8(1), 57-65. <https://doi.org/10.1080/17583004.2017.1285177>
- Walsh, B., Ciais, P., Janssens, I. A., Peñuelas, J., Riahi, K., Rydzak, F., van Vuuren, D. P., & Obersteiner, M. (2017). Pathways for balancing CO₂ emissions and sinks. *Nature Communications*, 8(1), 14856, 1-12. <https://doi.org/10.1038/ncomms14856>
- Wilson, M. F. J., O'Connell, B., Brown, C., Guinan, J. C., & Grehan, A. J. (2007). Multiscale terrain analysis of multibeam bathymetry data for habitat mapping on the continental slope. *Marine Geodesy*, 30(1-2), 3-35. <https://doi.org/10.1080/01490410701295962>
- Wright, M. N., & Ziegler, A. (2017). ranger: A fast implementation of random forests for high dimensional data in C++ and R. *Journal of Statistical Software*, 77(1), 1-17. <https://doi.org/10.18637/jss.v077.i01>
- Yigini, Y., Olmedo, G. F., Reiter, S., Baritz, R., Viatkin, K., & Vargas, R. (2018). *Soil organic carbon mapping cookbook* (2nd ed.). Rome, Italy: FAO.

Soil organic carbon and particulate carbon in water in riparian systems under different land use

Carbono orgánico del suelo y carbono particulado en el agua en sistemas ribereños bajo diferentes usos del suelo

Eloísa A. Guerra-Hernández^{1*}, Gerardo Cruz-Flores², and Jorge D. Etchevers-Barra³

¹ Doctorado en Geografía-UNAM. Calidad del Agua y Ecohidrología. ² Laboratorio de Edafología y Nutrición Vegetal, UMIEZ. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza, Universidad Nacional Autónoma de México. Batalla 5 de mayo esquina Fuerte de Loreto s/n. Col. Ejército de Oriente, Iztapalapa. 09230 CDMX, México.

* Corresponding author (eloisaaguerrah@gmail.com)

³ Laboratorio de Fertilidad de Suelos. Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km 36.5, Montecillo. 56230 Texcoco, Estado de México, México.

SUMMARY

Overexploitation of hydric resources and lack knowledge of interactions between riparian vegetation, water and soil, generates loss of environmental services and ecological degradation in many mountainous riparian environments. In order to characterizing riparian-soils and non-riparian soils, soil organic carbon content and particulate carbon was evaluated as ecological degradation indicators and also degree of association between physical and chemical water properties with those of riparian soils. Twenty sites were selected in lotic systems between 1900-3900 m on slopes Western in Iztaccíhuatl-Popocatepetl National-Park and influence zone. Also variability soil organic carbon content was evaluated at 1 and 5 m from stream (riparian soils) and also at more than 5 m from river (non-riparian soils) in different types of land use. Results showed significant relationships between soil organic carbon, electrical conductivity, pH, total nitrogen and available phosphorus with water properties (temperature, pH, conductivity, nitrates, ammonia, total phosphorus, dissolved oxygen, biochemical oxygen demand and particulate organic carbon). An inverse relationship was observed between soil organic carbon content of with particulate organic carbon, nitrates and nitrites, conductivity and dissolved oxygen. No significant differences were found in riparian-soils organic carbon (1 and 5 m), but there

were significant differences in non-riparian soils organic carbon. Both soil organic carbon and water organic carbon particulate contents showed significant differences with respect to land use. Organic carbon contents in preserved riparian soils were higher than 240 Mg SOC ha⁻¹ but in riparian-soils of degraded sites almost fifty times smaller (5 Mg SOC ha⁻¹).

Index words: *natural protected area, mountainous lotic systems, temperate forests, riparian vascular plants, and riparian and no-riparian soils.*

RESUMEN

La sobreexplotación de recursos hídricos y desconocimiento de interacciones entre vegetación ribereña, agua y suelo, generan pérdidas en servicios ecosistémicos y degradación ecológica en ambientes ribereños de montaña. Además de caracterizar los suelos ribereños y no ribereños se evaluaron, contenidos de carbono orgánico del suelo (COS) y carbono orgánico particulado (COP) en agua, como indicadores de degradación ecológica y el grado de asociación entre propiedades físicas y químicas del agua con las de suelos ribereños. Se estudiaron veinte sitios en un intervalo altitudinal de 1900 a 3900 m en las laderas occidentales del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl y zona de influencia. Se evaluó la variabilidad del contenido de carbono orgánico en suelos ribereños a distancias

Recommended citation:

Guerra-Hernández, E. A., Cruz-Flores, G., and Etchevers-Barra, J. D. (2021). Soil organic carbon and particulate carbon in water in riparian systems under different land use. *Terra Latinoamericana*, 39, 1-13. e1249. <https://doi.org/10.28940/terra.v39i0.1249>

Received: August 25, 2021. Accepted: December 12, 2021.
Article. Volume 39, December 2021.

de 1 y 5 m del cauce y a distancias mayores a 5 m del río para suelos no-ribereños en diferentes tipos de uso de suelo. Los resultados mostraron diferencias significativas entre carbono orgánico y conductividad eléctrica, pH, y nitrógeno total, así como el fósforo disponible en el suelo con algunas propiedades del agua (temperatura, pH, conductividad, nitratos, amoníaco, fósforo total, oxígeno disuelto, demanda bioquímica de oxígeno y COP). Se encontraron relaciones inversas entre el contenido de COS y el COP, nitratos y nitritos, conductividad y oxígeno disuelto en agua. Tanto el contenido de COP como el de COS mostraron diferencias significativas entre los diferentes usos del suelo. El COS en suelos ribereños a 1 y 5 m no presentaron diferencias significativas, pero las diferencias si fueron significativas entre suelos riparios y no riparios. Los contenidos de COS en suelos ribereños no deteriorados fueron superiores a 240 Mg COS ha⁻¹, y en suelos ribereños deteriorados fueron casi cincuenta veces menores (5 Mg COS ha⁻¹).

Palabras clave: *área natural protegida, bosque templado, plantas vasculares ribereñas, sistemas lóticos de montaña, suelos ribereños.*

INTRODUCTION

Many riparian ecosystems on the planet show severe degradation as result of human activities that eliminate vegetation, cause riparian soil erosion, and affect water quality and quantity (Waters, 1995), which has also been observed in other Areas. Natural Protected Areas (NPA), whose main function is the conservation of biodiversity and natural resources (CONANP, 2008), for this reason the preservation or restoration of riparian environments that preserve life in the ecosystem is essential.

Origin of streams in mountainous regions is attributed to melting of glaciers, orographic condensation of humid air masses and water retention in vegetation ecosystems receiving high precipitation (Legorreta, 2009).

Human activities in upper basin modify hydrographic network of riparian ecosystems, alter their ecological characteristics, cause floods, increase sediment transport, induce loss of biodiversity and decrease water and soil quality (NRC, 2002).

In Mexico, more than 60 national parks (NPs) offer scenic beauty and various ecosystem services

depending on their type of vegetation and the quality of water and soil, in the latter the amount of organic carbon (SOC) is an indicator of productivity and its loss a threat of deterioration and threaten the conservation of biodiversity in the NPs (CONANP, 2008). Although Iztaccíhuatl-Popocatepetl National Park is part of a priority terrestrial region (PTR-107 Arriaga *et al.*, 2000), there is no available information about forest soils characteristics and its organic carbon stocks.

Iztaccíhuatl-Popocatepetl National Park (IPNP), known for scenic beauty of two very important volcanoes in Mexico, is rich in ecosystems and endemic species (Challenger, 2003). Its forests supply oxygen and represent an important carbon sink in the vicinity of important urban centers such Mexico and Puebla cities. Recreational and scientific activities are continuously developed in this area due to its scenic beauty, its biological wealth and natural resources, as well as closely studying the processes and effects of the volcanic activity of Popocatepetl. The IPNP contains vegetation taxa that have resulted from speciation processes occurring during the hybridization of the Nearctic and Neotropical regions (Escalante, Rodríguez, and Morrone, 2005). Predominant vegetation types are those of high mountain pastures, pine and fir forests and agricultural crops, with a varied and abundant fauna (Villa and Cervantes, 2003). Dominant geological materials are andesite with pyroxene, microcrystalline vitric minerals and andesite-dacite of ancient volcanic emissions (Iztaccíhuatl) and andesite in Popocatepetl, with a young morphology (Macías, 2005). Conjugation of this material with climate, topography and vegetation has originated a soil mosaic dominating by associations of lithosols, regosols, and eutric andosols, among others (INEGI, 2009).

Riparian systems are essential for the health and sustainability of forests because they constitute a protective band of water quality due to their function of retention and filtration of sediments, nutrients and pesticides (Berka, Schreier, and Hall, 2001). Despite its high productivity, very little is known about the soil conditions in which riparian vegetation develops (Corbacho, Sánchez, and Costillo, 2003) and even less about association degree of the physical and chemical properties of soils have with the water properties in these riparian ecosystems (Pozo, González, Díez, Molinero, and Elósegui, 1997; Sepúlveda *et al.*, 2009).

Research on the content of organic carbon in the soils of riparian ecosystems is important since carbon capture reduces atmospheric CO₂ and global warming is mitigated, it is an indicator of sustainability because its storage is the result of thousands of years of primary productivity; it positively influences the chemical and physical properties of the soil, favoring its conservation (Lal, 2004). Its loss due to different anthropic activities degrades the soil and endangers the conservation of biodiversity in the riparian systems of several national parks (Cruz and Etchevers, 2011).

In this research, an analysis was carried out of the relationship of the organic carbon of the riparian soil (SOC) with the particulate carbon and other physical and chemical properties of the water; compare the SOC of riparian soils with non-riparian soils, establish the degree of association of SOC with the total N and available P of the upper horizon of riparian soils and prepare a list of riparian vascular vegetation associated with the study sites at 3900 m (montane pastures and springs), between 3500 and 2400 m, intermediate forest areas (predominantly *Pinus* sp. and *Abies religiosa* (HBK) Schlecht. *et* Cham.) and zones of secondary vegetation and crops in forest vegetation limits (<2400 m), to conclude in riparian ecosystems adjacent to urban areas.

The SOC is expected to decrease as it descends altitude as an effect of soil degradation due to the change of vegetation and human activities that take place in the riparian zones, while the POC will have an inverse trend. On the other hand, the SOC of non-riparian soils may be higher because it is not subjected to continuous washing by the current of the river or stream, in addition, the amount of nitrogen and phosphorus in the soil will have a direct relationship with the SOC content. This research was carried out with the objective of estimating soil organic carbon content and water particulate carbon content as indicators of ecological degradation and also the degree of association of some physical and chemical properties of water with those of riparian soils under different land use.

MATERIALS AND METHODS

This research was carried out between February 2011 and February 2016 in permanent streams that form

the Amecameca River and that originate west of the Iztaccihuatl volcano to descend through the montane grass, coniferous forest and agricultural and livestock lands to reach areas urban areas in a descending altitudinal gradient from 3900 to 1900 m. Twenty sites were selected that corresponded to streams of riparian systems adjacent to montane grass, pine and fir forests, secondary vegetation, agricultural and urban areas.

In order to represent the greatest ecological variability of riparian and non-riparian environments, conserved and degraded by human activities, twenty sites were selected in the study area, making field trips and using topographic maps (1:50 000). At selected sites, altitude, geographic location, main exposure orientation and slope gradient were determined. INEGI's edaphological charts were reviewed to know the soil group of each site (INEGI, 2009), in addition to performing the aforementioned in situ and laboratory tests. To elaborate list of riparian vascular plants, botanic recollections were done in 25 × 1 m quadrants on both sides of river (50 m² total), recording microenvironmental conditions and main biological characteristics of species. The riparian plants were herborized for their determination with help of keys to plant taxonomy. The family, the genus or, where possible, the biological species were recorded. Taxonomic determination of specimens was made by comparing them with those deposited in collections of herbarium FES-ZA-UNAM, with those available on Internet and with those of Phanerogamic Flora of México Valley's (Rzedowski and Rzedowski, 2005).

At each study site, samples of riparian soils (RS) were taken on both sides of the stream, in the established quadrants. At 0 m, 12.5 m and 25 m along the quadrant, six soil samples were collected which were taken at distances of 1 and 5 m from the riverbank.

The samples were taken in a 0.3 × 0.3 m square and at a depth of 0 to -0.2 m with the help of a shovel, later they were placed in a bag, labeled, and stored in a cooler for transfer for laboratory treatment.

The difference between riparian soils and non-riparian forest soils was made with samples collected at random in nearby forests without direct influence of riparian environment, four to six edaphic samples were taken in quadrants of 50 × 20 m (distance 3), at depths of (0 to -0.2 m) and were processed in the same way as the riparian soil samples.

With the subsamples collected for each of distances (1 and 5 m) on both sides of river, composite samples were formed to determine percentages of moisture and porosity and the apparent and real densities (FAO, 2009). Subsequently, they were air-dried and sieved (2 mm mesh) to determine texture, pH in a 1: 2 ratios; in water and KCl (1N), electrical conductivity (1: 5 dilutions, at 25 °C); Total N (TN) including nitrates, available phosphorus (av-P; Bray-I), and soil organic matter percentage (SOM-Walkley and Black), % SOC was calculated based on the relation % SOM = % SOC

$\times 1724$ (SEMARNAT, 2002). The C/N rate from the soil was calculate with % SOC and TN percentage (Cruz and Etchevers, 2011).

The twenty study sites are shown in Figure 1. Twenty-five-meter transects, were marked in the streams and measured the hydrological variables as capacity (Q) and flow velocity (V) (Aparicio, 1994).

Water samples were taken to determine their physical and chemical characteristics with procedures APHA-AWWA-WPCF (1992) and Official Mexican Standards. In situ pH (NMX-AA-008-SCFI-2011)

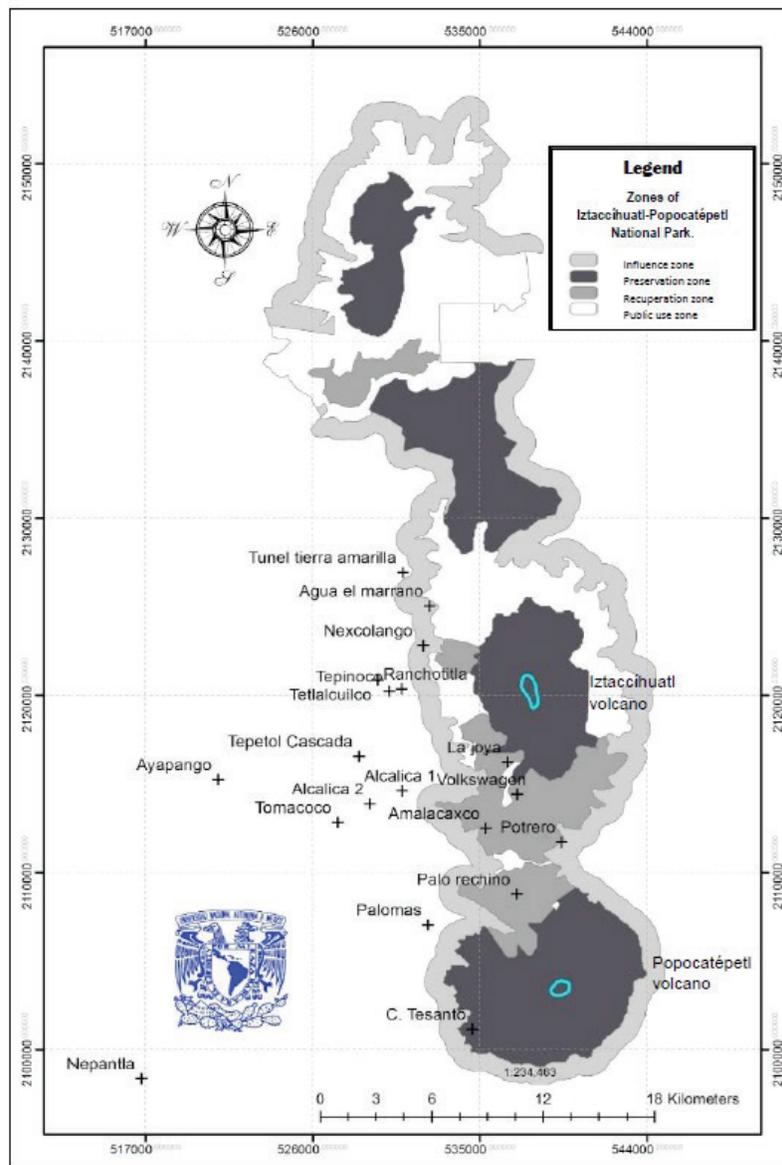


Figure 1. Map of sampling sites in Iztaccihuatl-Popocatepetl National Park.

and electric conductivity (CE) (NMX-AA-093-SCFI-2000) were measured with a Combo-Hanna HI98129; dissolved oxygen (DO) with Winkler method (NMX-AA-012-SCFI-2001) and oximeter (YSI-55). In laboratory, were determined: BOD5 (NMX-AA-028-SCFI-2001); N-NO₃⁻ (phenoldisulfonic method), N-NH₄⁺ (NMX-AA-099-SCFI-2006), total phosphorus and P-PO₄⁻³ (NMX-AA-029-SCFI-2001).

The particulate organic carbon content was obtained from the filtration of 250 to 500 mL of the composite water sample for each site, through GF-A glass fiber membranes (1.6 μm) and using acid digestion method of according to Strickland and Parsons (1992).

Statistical analysis. A Tukey test ($P \leq 0.05$) was used to differentiate the behavioral patterns between soil organic carbon percentage, with total nitrogen percentage, the C/N rate and available phosphorus (av-P) in riparian-soils and non-riparian soils (Pires, Imhoff, Giarola, and Tormena, 2001). Principal component analysis was performed to recognize the properties that explain the greater variability of riparian system and finally a canonical correlation analysis (CCA) as a tool to describe the relationship between soil organic carbon contents and other riparian-soils properties with the main water properties.

RESULTS AND DISCUSSION

Riparian vegetation observed on western exposure of the Iztaccíhuatl-Popocatepetl National Park in the studied gradient shows a list of 38 species, 34 genera and 22 families. In environments with an altitude above 3600 m where ecotones dominated by montane grassland and tall pines (*Pinus hartwegii*), we also observed some species of families: Fabaceae (Papilionaceae) as *Lupinus montanus* Kunt, and others of Poaceae families (*Muhlebergia* sp., *Muhlebergia macroura* (HBK), *Festuca* sp. Hitchc.) and family Cyperaceae (*Carex curviculmis* Reznicek). Individuals of family Adiantaceae were only found in low areas (> 2600 m) while the families Asteraceae and Marchantiaceae showed a cosmopolitan distribution from 1900 to 3850 m. Table 1 shows the species identified for each family.

Sánchez and López (2003) in their study, the vegetation of the northern Sierra Nevada and Cruz-Flores, Guerra, Valderrábano, and Campo (2020), in studies on soil quality indicators in temperate forests of the Volcanoes Biosphere Reserve, Mexico, recorded

species of genera and families that coincide with those found in the riparian vegetation of this investigation; however, in both works, no distinction is made between riparian and non-riparian environments. The tree strata showed greater abundance and distribution of species in adjacent forests that develop at distances greater than 5 m from the river bed (trans-erosional forests) in areas with moderate to strong slope (10 to 35% slope) and from 1900 to 3500 m of altitude. The existence of *Pinus hartwegii* was only observed at altitudes above 3600 m and *Abies religiosa* from 2700 to 3500 m. Table 2 indicates the location, type of soil and the main tree species recorded in each locality.

The soil organic carbon (SOC) and total nitrogen (TN) percentages; and available phosphorus (Av-P) showed significant differences between riparian soils and non-riparian soils, however, pH and electrical conductivity did not show significant differences according to the Tukey Test, at a 95% confidence level.

The soils of preserved sites (deep and humid canyons) had highest organic carbon percentages, while those that presented a marked environmental deterioration, due to their easy access or the extractive or tourist activities to which they are subjected, registered the lowest SOC percentages. Similar results have been recently reported by Chavarin-Pineda *et al.* (2021), in research on soils quality of volcanic origin in Volcanoes Biosphere. Table 2 shows all the results of physical and chemical soil analyzes for each study site.

In hydrological results, flow and velocity current were lower in higher altitude sites, with clear water and a low concentration of dissolved and particulate nutrients and organic carbon.

The concentration of dissolved nutrients and suspended solids increased in the water as altitude decreased and anthropic activities increased. The average records of water and environment temperatures (9.3 and 12.9 °C) indicate that the localities are cold or temperate even in summer. The dissolved oxygen concentration was adequate for natural waters indicating that they had good and excellent quality, however there is a strong degradation of water quality that is more marked in sites with agricultural and urban use, in Ayapango site the system presented conditions anoxic substances associated with a high concentration of particulate organic carbon, and of nitrates, ammonium and total phosphorus, which makes the discharge of organic waste to lotic system evident (Guerra and Cruz, 2017).

Table 1. Riparian vegetation identified in adjacent strip (0 to 5 m) to the streams studied.

Family	Scientific name
Adiantaceae	<i>Adiantum andicola</i> Liebm. Mexic. Berng
Aspleniaceae	<i>Asplenium monanthes</i> L. <i>Polystichum</i> sp.
Asteraceae	<i>Cirsium ehrenbergii</i> Sch. BIP. <i>Eupatorium glabratum</i> H.B.K. <i>Eupatorium pazcuarensis</i> H.B.K. <i>Eupatorium rivale</i> Greenm <i>Eupatorium schaffneri</i> Sch. Bip. <i>Gnaphalium roseum</i> H.B.K. <i>Gnaphalium semiaplexicaule</i> DC. <i>Senecio angulifolius</i> DC. <i>Senecio barba-johannis</i> DC. <i>Senecio cinerarioides</i> A.B.K. <i>Senecio multidentalis</i> Sch. Bip. Ex. Hemsl. <i>Senecio orizabensis</i> Sch. Bip. Ex. Hemsl. <i>Senecio</i> sp. <i>Tagetes erecta</i> L. <i>Tagetes foetidissima</i> DC. <i>Tithonia tubiformis</i> (Jacq) Cass.
Buddleiaceae	<i>Buddleia cordata</i> H.B.K.
Caryophyllaceae	<i>Stellaria cuspidata</i> Willd. <i>Spergularia mexicana</i> Hemsl.
Cyperaceae	<i>Carex curviculmis</i> Reznicek
Convolvulaceae	<i>Dichondra sericea</i> Sw.
Dryopteridaceae	<i>Polystichum rachichlaena</i> Fée. Mém. foug <i>Dryopteris cinnamonea</i> (Cav.) C. Chr. <i>Pleopeltis polylepis</i> (Roem. Ex Kze.) T. Moore
Ericaceae	<i>Arbutus</i> sp.
Fabaceae	<i>Lupinus montanus</i> (Kunt)
Lamiaceae	<i>Stachys rotundifolia</i> Sexxé & Moc. <i>Salvia elegans</i> Vahl. <i>Salvia polystachya</i> Ort.
Malvaceae	<i>Sida haenkeana</i> Presl.

Table 1 (continuation). Riparian vegetation identified in adjacent strip (0 to 5 m) to the streams studied.

Family	Scientific name
Marchantiaceae	<i>Marchantia</i> sp.
Onagraceae	<i>Fuchsia microphylla</i> H.B.K.
	<i>Lopezia racemosa</i> Cav.
Poaceae	<i>Muhlenbergia</i> sp.
	<i>Muhlenbergia macroura</i> H.B.K.
	<i>Festuca</i> sp.
Polypodiaceae	<i>Polypodium</i> sp.
Rosaceae	<i>Alchemilla pinnata</i> Ruíz & Pavón
	<i>Potentilla</i> sp.
Saliceaceae	<i>Salix paradoxa</i> H.B.K.
Saxifragaceae	<i>Heuchera orizabensis</i> Helms.
Scrophulariaceae	<i>Penstemon gentianoides</i> H.B.K.
Solanaceae	<i>Lycianthes moziniana</i> (Dunal) Bitter.
Thelypteridaceae	<i>Thelypteris</i> sp.

In general, low alkalinity values and low concentration of N-NO_3^- , N-NO_2^- and total phosphorus were observed, which are indicative of low water productivity, except in the sites Ayapango and Nepantla where the streams receive water discharges for domestic use, which coincides with that mentioned by Hernández *et al.* (2019) and Breton, Sanchez, Juárez, and Vera (2019). Table 3 shows that the water parameters had acceptable levels of natural water quality according to the limits established in NOM-001-SEMARNAT-1996 (SEMARNAT, 1997).

Regarding the soil, pH values showed to be more acidic at higher altitudes, which should be attributed to contributions of organic matter provided by pine forest and fir forest that favor soil acidity. In relation to riparian-soils properties, it was found that range of organic carbon contents was 5 to 300 Mg C ha^{-1} with averages between 62.5 and 63.6 Mg C ha^{-1} for the distances of 1 and 5 m from the stream. On the other hand, with a slightly higher difference of 15 Mg C ha^{-1} , in non-riparian soils, soil organic carbon content average was higher than 80 Mg C ha^{-1} , which should be attributed to the riverbed temporal variation of flow and speed of water in the stream drags and washes the edges of riparian soil and reduces the organic

carbon content of system. Table 4 shows that although soil carbon contents average are similar in riparian-soils at distances of 1 and 5 m, the most frequent values (statistical fashion) in soils at a distance of 5 m from the beds rivers were 118 Mg C ha^{-1} of SOC and in the soils at a distance of 1 m the most frequent values were 35.9 Mg C ha^{-1} .

The organic carbon and TN content in both riparian and non-riparian soils increased with altitude, although carbon content in riparian-soils (63.5 Mg C ha^{-1}) was significantly lower ($P \leq 0.05$) than in non-riparian soils (80.3 Mg C ha^{-1}). Compared with other published works, the organic carbon contents shown in Tables 3 and 4 are important because of their similarity to Trans-Mexican volcanic belt soils (Balbontín, Cruz, Paz, and Etchevers, 2009). The C / N rate had wide ranges from 11 to 132 in soils whose distance to the stream is 1 m. The C / N rate decreases to values between 10 and 112 in soils distant up to 5 m from the riverbed, while, in non-riparian soils the C / N rate was observed between 5.0 and 62 (Table 4). The implications of these variations are related to high moisture content in soils close to stream water, which decreases the mineralization rates of nitrogen compounds but also greater carbon retention in these soils. (Table 4).

Table 2. Study sites, type and soil properties (0-0.2 m) and representative tree species.

Site Altitude	Cond-S	pH-S	SOC	TN	Av-P	Soil [†]	Representative Tree species
	dS m ⁻¹		- - - % - - -		mg kg ⁻¹		
Volkswagen 3883 m	0.06	5.6	4.9	0.14	42.7	Umbric Andosol + Euthric Cambisol	<i>Pinus hartwegii</i>
La joya 3832	0.10	5.2	5.4	0.27	24.9	Euthric Regosol + Lithosol	<i>Pinus hartwegii</i>
Palo rechino 3642	5.39	3	3.2	21.22	94.5	Regosol + Lithosol	<i>Pinus hartwegii</i> , <i>Abies religiosa</i>
Amalacaxco 3651 m	0.07	5.1	6.9	0.29	23.8	Vitric andosol + Humic andosol + Molic andosol	<i>Pinus hartwegii</i>
Agua el Marrano 3522 m	0.06	4.9	7.9	0.29	89.8	Taptovitric-Regosol	<i>Pinus patula</i>
Nexcolango 3489 m	0.10	5.9	5.2	0.25	57.8	Humic andosol + Euthric cambisol	<i>Abies religiosa</i> , <i>Pinus pseudostrobus</i>
Potrero 3347 m	0.09	5.7	3.1	0.12	71.2	Vitric andosol + Humic andosol	<i>Abies religiosa</i> , <i>Pinus patula</i>
Tunel tierra amarilla 3311 m	0.06	4.5	7.2	0.34	116.2	Molic andosol + Humic andosol	<i>Pinus teocote</i> , <i>P. patula</i>
Ranchotitla 3280 m	0.30	5.1	4.5	0.58	0.22	Euthric cambisol Molic andosol	<i>Abies religiosa</i>
C. Tesanto 3116 m	0.06	6.2	2.2	0.10	30.2	Vitric andosol + Regosol	<i>Pinus hartwegii</i>
Tepinoco 3034 m	0.36	5.2	3.7	0.34	0.3	Euthric cambisol + Molic andosol	<i>Abies religiosa</i>
Palomas 2949 m	0.11	5.8	2.7	0.1	41.6	Humic andosol + Ochric andosol + Lithosols	<i>Abies religiosa</i> , <i>Cupressus lusitânica</i>
Alcalica 1 3200 m	0.16	5.8	6.9	0.24	114.2	Euthric cambisol + Ochric andosol	<i>Abies religiosa</i> , <i>Pinus pseudostrobus</i>
Tepetol Cascada 2780 m	0.08	5.9	4.4	0.16	185.7	Humic andosol + Ochric andosol + Lithosols	<i>Pinus montezumae</i> , <i>Abies religiosa</i>
Tetlalcuilco 3221 m	0.09	5.9	4.3	0.18	78.8	Euthric regosol + Lithosols + Humic andosol	<i>Abies religiosa</i>
Alcalica 2 3020 m	0.07	5.8	4.5	0.28	0.1	Ochric andosol Euthric regosol	<i>Abies religiosa</i> , <i>Pinus pseudostrobus</i>
Tomacoco 2573 m	0.16	6.2	4.2	0.27	92.6	Dystric fluvisol + Humic cambisol	<i>Pinus pseudostrobus</i>
Ayapango 2433 m	0.24	7.6	3.7	0.13	154.8	Humic andosol + Andic feozem	<i>Buddleia cordata</i> , <i>Alnus</i> sp.
Nepantla 1987 m	0.17	7.4	3.5	0.09	108.9	Haplic feozem + Humic fluvisol	<i>Alnus</i> sp., secondary vegetation
Axochiapa 2805 m	0.03	6.1	5.9	0.53	0.3	Euthric cambisol + Molic andosol	<i>Quercus ilex</i>

Cond-S = electric conductivity soil; pH-S = pH soil; SOC = soil organic carbon; TN = total nitrogen; Av-P = available phosphorus. Slope interval in studied sites was between 10 and 35% with an average of 20%. [†] <https://www.inegi.org.mx/temas/edafologia/>

Table 3. Selected water properties in each sampling site.

Sampling Sites	T	pH	Cond.	O.D.	POC	N-NO ₃ ⁻	N-NH ₄ ⁺	P-tot.	Flow
	°C		μs	-----		mg L ⁻¹	-----		m ³ seg ⁻¹
Volkswagen	8.7	6.1	38	5.9	-	0.06	0.05	0.20	0.01
La joya	11.3	6.6	79	5	500	0.08	0.05	0.46	0.02
Palo rechino	38.3	5.2	52	11.6	50	0.14	0.15	0.04	1.73
Amalacaxco	5.7	7.2	46	5.2	269	0.07	0.19	0.10	0.01
Agua el marrano	11.0	6.1	34	5.7	-	0.06	0.01	0.24	0.02
Nexcolango	7.0	5.9	141	5.9	-	0.04	0.10	0.53	0.13
Túnel tierra amarilla	11.1	5.9	51	4.6	212	0.15	0.04	0.17	0.01
Ranchotitla	9.6	7.2	67	11.9	132	0.04	0.02	0.16	0.01
Potrero	8.7	6.9	46	5.5	528	0.06	0.08	0.19	0.04
C. Tesanto	8.0	6.8	52	6	500	0.12	0.05	0.23	0.01
Tepinoco	8.3	7.8	67	10.3	88	0.12	0.05	0.19	0.01
Palomas	11.1	7.2	87	5.5	629	0.08	0.08	0.29	0.03
Alcalica 1	9.5	6.9	66	5.9	394	0.09	0.16	0.20	0.29
Tepetol Cascada	6.0	7.7	204	7.7	1067	0.07	0.14	0.24	0.12
Axochiapa	9.3	7.6	120	10.1	108	0.12	0.00	0.28	0.03
Tetlalcuilco	11.5	6.9	115	5.4	70	0.06	0.03	0.19	0.04
Alcalica 2	8.6	7.4	64	12.4	60	0.07	0.04	0.23	0.18
Tomacoco	11.0	6.8	68	9.9	173	0.08	0.06	0.17	0.05
Ayapango	15.0	7.1	727	0	1067	0.55	0.9	5.03	0.20
Nepantla	17.0	8.4	909	4.7	1038	0.42	0.68	6.36	0.25

Cond = electric conductivity; O.D. = dissolved oxygen; POC = particulate organic carbon; N-NO₃⁻ = nitrate; N-NH₄⁺ = ammonium; P-tot = phosphorus total.

Tukey's tests showed that in riparian-soils at 1 m distance from stream, values of C/N rate were significantly different ($P \leq 0.05$) from values observed in soils located 5 m away from the stream and from C/N values for non-riparian soils. Soils with a C/N rate of 11, 10 or 5 present an adequate rate of return of nutrients while, with C/N values of 132, 112 or 62, there is low mineralization of soil organic matter due to its low concentration of soil organic matter due to its low concentration of nitrogen (Devi and Yadava, 2006).

Regarding Available-P, although riparian-soils had higher available phosphorus content than non-riparian soils, no significant differences ($P \leq 0.05$) were found between riparian-soils at both distances (1 and 5 m) and with non-Riparian (Table 4).

Considering the integrity of water-edaphic system in riparian environments, and principal components analysis was carried out that included the water properties and soil together with flow rate, flow velocity and altitude of sites in order to identify which of properties have a greater influence on the behavior of riparian systems studied.

The principal component analysis showed that four components explain the system variability up to 75.22%: The first principal component is defined by variables that indicate trend towards system eutrophication and water electrical conductivity, nitrates and ammonia, COD, soil pH and land use. The second component is an indicator of oxygenation and oxidative processes of system with pH water, dissolved oxygen and BOD5 (Figure 2).

Table 4. Effect of riverbed distance on SOC content and on other riparian-soils properties.

Distance from the riverbed		SOC	TN	C/N	Available-P Bray-I
		- - - - - Mg ha ⁻¹ - - - - -			mg kg ⁻¹
1 m	Interval	5.9-242	0.2-9.6	11-133	0.6-56
	Mean	63.6 b	2.4 b	34.1 a	17.6 b
	Mode	35.9	1.2	34.1	13.1
5 m	Interval	5-241	0.4-6.7	10-112	0.2-48.4
	Mean	62.5 b	2.3 b	30.4 b	18.8 b
	Mode	119	2.2	13.3	37.5
>5 m	Interval	12.2-172	0.5-8.8	5-63	1.2-63
	Mean	80.3 a	3.6 a	26.4 b	25.2 a
	Mode	105	4.1	25.8	53.9

SOC = soil organic carbon; TN = total nitrogen; C/N = carbon-nitrogen ratio; Av-P = available phosphorus. Averages with different letters between columns were significantly different (Tukey, $P < 0.05$).

Third principal component, was defined by relation of carbon and nitrogen percentages in soils and fourth principal component, identifies the inverse relation between water electrical conductivity and the BOD5 (Figure 3). Research in riparian systems reported that parameters such as water pH, dissolved oxygen and BOD5, among others such as particulate organic carbon and water alkalinity, were indicated as robust variables to define water quality in streams of the Volcanoes Biosphere Reserve, Mexico (Guerra and Cruz, 2017).

After determining the principal components, a canonical correlation analysis was performed between

five edaphic variables and the water variables. They also highlight five significant canonical correlations that show the importance of conductivity, COD and total phosphorus in the water and of conditions of system that also show the relationships of available phosphorus in the soil with its pH values.

The land use was first principal components, which was used to compare soil organic carbon and particulate organic carbon applying the Kruskal-Wallis test and the Mood's for medians comparison.

The carbon percentage in different landuses, showed significant differences (99% confidence, $P \leq 0.01$).

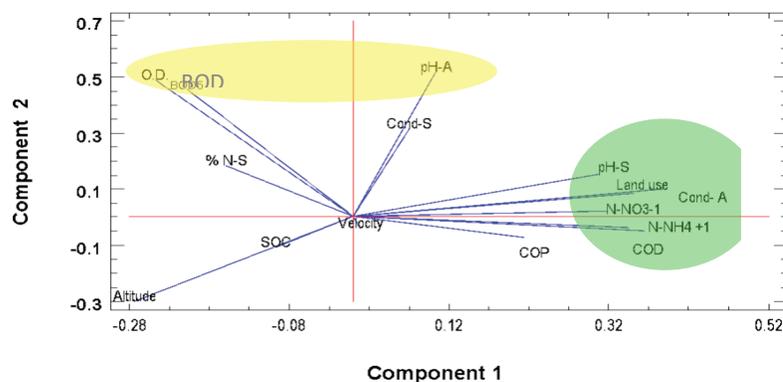


Figure 2. Principal components 1 and 2, extracted from all hydric and soil properties.

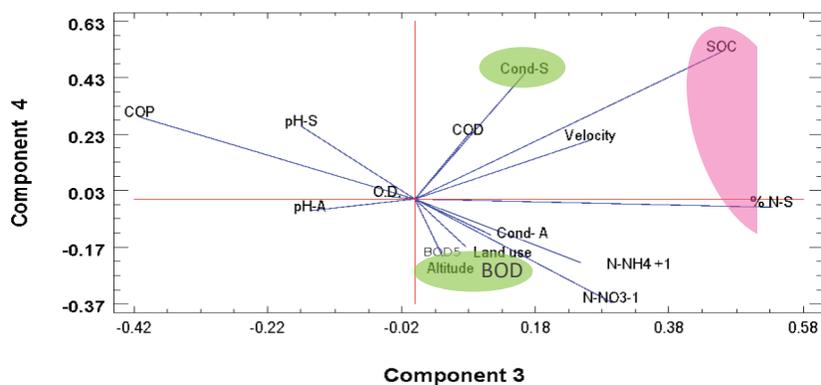


Figure 3. Principal component 3 and 4, extracted from all hydric and edaphic properties.

The higher carbon contents were recorded in forest respect to deteriorate zones. The carbon percentage of grassland is high, decreases in agricultural soils, and has its lowest content in urbanized areas.

The behavior of particulate organic carbon contents (POC) differs from soil organic carbon percentage. It was noted that the POC content increases significantly (99% confidence $P \leq 0.01$) in the urban area, decreases slightly in agricultural areas and has the lowest content in forest areas and in the area of forest-grassland.

CONCLUSIONS

The integrated analysis of behavior of the principal water and soil variables in mountainous riparian environments is novel and very useful to identify those that have the greatest interaction in the system and their ecological conditions.

Organic carbon contents of riparian soils increased with altitude and in sites with greater biodiversity in species and families (Asteraceae, Rosaceae and Caryophyllaceae). Although there were no significant differences between the riparian soils located one and five m from the stream, there was a tendency to increase the soil carbon content at distances of 5 m. Significant differences were observed in soil organic carbon content between riparian soils and non-riparian soils.

Lowest soil organic carbon content ($<5 \text{ Mg C ha}^{-1}$) in riparian-soils was found in sites of easy access (ecotourism sites, road crossings or passage of vehicles), alongside water storage boxes, pastures for

livestock, etc., while the highest levels ($\geq 240 \text{ mg C ha}^{-1}$) were observed in deep gullies with steep slopes and abundant vegetation.

Increases in N-NO_3^- and N-NH_4^+ in stream water were related to losses of soil organic carbon, total nitrogen and available phosphorus, which were the variables positively associated with water properties because the incorporation of soil organic matter into the water influences the concentrations of N-NH_4^+ and N-NO_3^- .

Among physical and chemical water properties that are positively associated with soil variables, statistical analysis showed that water electrical conductivity increases when it receives mineral salts provided by soil, due to turbulent currents and accelerated particle release which derives from riparian-soils erosion and land use change and inversely with the chemical oxygen demand and the biochemical oxygen demand of water.

Anthropogenic activities such as agriculture, livestock, recreation, or human settlements induces decreases in soil organic carbon contents that degrade the riparian ecosystem, decrease vegetation productivity, and increase compaction and soil erosion.

Results show that soil organic carbon is a good soil degradation indicator and soil quality indicator in riparian ecosystems. While particulate organic carbon in water, shows that the entrainment or incorporation of materials in the river that increase the amount of suspended solids occurs with greater intensity in deteriorated riparian environments and in soils of urbanized areas.

CONSENT TO PUBLICATION

Not applicable.

DATA AVAILABILITY

Data sets used or analyzed during the current study are property of the Research Line Soil-Water-Plant Relations in Watershed Management of Zaragoza Multidisciplinary Experimental Research Unit and are available from corresponding author upon reasonable request.

CONFLICT OF INTERESTS

Authors declare that they have no conflict of interest.

FINANCIAL SUPPORT

It had the financing and support of projects PAPIT-IN22840, DGAPA-UNAM; PAPIME-PE 215016, DGAPA-UNAM and support from Bachelor's Degree in Biology and Division of Postgraduate Studies and Research of the Faculty of Higher Studies Zaragoza, UNAM.

AUTHORS' CONTRIBUTION

Conceptualization: E.A.G.H. and G.C.F. Methodology: E.A.G.H. and G.C.F. Software: E.A.G.H. and G.C.F. Validation: E.A.G.H. and G.C.F. Research: E.A.G.H. and G.C.F. Methodology: E.G.F. and G.C.F. Writing, preparation of original draft: E.A.G.H. and G.C.F. Visualization: E.A.G.H. and G.C.F. Supervision: E.A.G.H., G.C.F. and J.E.B. Project administration: E.A.G.H. and G.C.F. Acquisition of funds: E.A.G.H. and G.C.F.

ACKNOWLEDGEMENTS

To PhD Geography Program, UNAM, for supporting the project implementation and Multidisciplinary Unit for Experimental Research, FES Zaragoza-UNAM for use of laboratories: 1) Edaphology and Plant Nutrition, 2) Water Quality and Eco-Hydrology. We thank to these laboratories staff for your extensive contribution in field phase and to

students of the Social Service programs and Formative Research Laboratories of Bachelor's Biology.

REFERENCES

- Aparicio M., F. J. (1994). *Fundamentos de hidrología de superficie*. México, D. F: Limusa, Grupo Noriega Editores.
- APHA-AWWA-WPCF (American Public Health Association-American Water Works Association-Water Pollution Control Federation). (1992). *Métodos normalizados para el análisis de aguas potables y residuales*. Madrid, España: Díaz de Santos.
- Arriaga, L., Espinoza, J. M., Aguilar, C., Martínez, E., Gómez, L., & Loa, E. (2000). *Regiones terrestres prioritarias de México. Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad, México*. Accessed January 31, 2016, from <http://www.conabio.gob.mx/conocimiento/regionalizacion/doctos/terrestres.html>
- Balbotín, C., Cruz, C. O., Paz, F., & Etchevers, J. D. (2009). Soil carbon sequestration in different ecoregions of México. In R. Lal, & R. F. Follett. *Soil carbon sequestration and the greenhouse effect* (pp. 71-96). SSA Special Publication 57. Madison, WI, USA: ASA-CSSA-SSSA. <https://doi.org/10.2136/sssaspecpub57.2ed.c5>
- Berka, C., Schreier, H., & Hall, K. (2001). Linking water quality with agricultural intensification in a rural watershed. *Water, Air, and Soil Pollution*, 127, 389-401. <https://doi.org/10.1023/A:1005233005364>
- Breton-Deval, L., Sanchez-Flores, A., Juárez, K., & Vera-Estrella, R. (2019). Integrative study of microbial community dynamics and water quality along The Apatlaco River. *Environmental Pollution*, 255(part 1), 113158. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.113158>
- Challenger, A. (2003). *Conceptos generales acerca de los ecosistemas templados de montaña de México su estado de conservación*. Accessed July 20, 2015, from <http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones2/libros/395/challenger.html>
- Chavarin-Pineda, Y., Reynoso, E. C., Torres, E., Cruz-Flores, G., Tenorio-Arvide, M. G., Linares-Fleites, G., & Valera-Pérez, M. A. (2021). Soil quality in volcanic soils in a forest biosphere reserve in Mexico. *Soil and Water Research*, 16, 217-227. <https://doi.org/10.17221/108/2020-SWR>
- CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas). (2008). *Reglamento Interno del Consejo Nacional de Áreas Naturales Protegidas*. Accessed December 01, 2015, from <https://www.gob.mx/conanp/documentos/reglamento-interno-del-consejo-nacional-de-areas-naturales-protegidas>.
- Corbacho, C., Sánchez, J. M., & Costillo, E. (2003). Patterns of structural complexity and human disturbance of riparian vegetation in agriculture landscapes of a Mediterranean area. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 95(2-3), 495-507. [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(02\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(02)00218-9)
- Cruz-Flores, G., & Etchevers-Barra, J. D. (2011). Contenido de carbono orgánico de suelos someros en pinares y abetales de áreas protegidas de México. *Agrociencia*, 45(8), 849-862.
- Cruz-Flores, G., Guerra-Hernández, E. A., Valderrábano-Gómez, J. M., & Campo-Alves, J. (2020). Indicadores de calidad de suelos en bosques templados de la Reserva de la Biosfera los Volcanes, México. *Terra Latinoamericana*, 38(4), 781-793. <https://doi.org/10.28940/terra.v38i4.421>

- Devi, N. B., & Yadava, P. S. (2006). Seasonal dynamics in soil microbial biomass C, N and P in a mixed-oak forest ecosystem of Manipur, North-east India. *Applied Soil Ecology*, 31(3), 220-222. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2005.05.005>
- Escalante, T., Rodríguez, G., & Morrone, J. J. (2005). Las provincias biogeográficas del componente mexicano de montaña desde la perspectiva de los mamíferos continentales. *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 76(2), 199-205.
- FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación). (2009). *Guía para la descripción de perfiles de suelo*. Rome, Italy: FAO.
- Guerra-Hernández, E. A., & Cruz-Flores, G. (2017). Uso de suelo y calidad del agua. Caso de estudio: Reserva de la biosfera Los Volcanes. *Revista Latinoamericana el Ambiente y las Ciencias*, 8(18), 41-67.
- Hernández-Ramírez, A. G., Martínez-Tavera, E., Rodríguez-Espinosa, P. F., Mendoza-Pérez, J. A., Tabla-Hernández, J., Escobedo-Urías, D. C., ... & Sujitha, S. B. (2019). Detection, provenance and associated environmental risks of water quality pollutants during anomaly events in River Atoyac, Central Mexico: A real-time monitoring approach. *Science of the Total Environment*, 669, 1019-1032. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.138>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2009). *Edafología. Principales suelos en México*. Accessed September 15, 2021, from <https://www.inegi.org.mx/temas/edafologia/>
- Lal, R. (2004). Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123(1-2), 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.01.032>
- Legorreta, J. (2009). Ríos, lagos y manantiales del Valle de México. México, D. F.: SEDEMA-UAM.
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379-424.
- NMX-AA-093-SCFI-2000. (2000). Análisis de agua - determinación de la conductividad electrolítica - método de prueba. (Cancela a la NMX-AA-093-1984). Secretaría de Economía. *Diario Oficial de la Federación*. D. F.: SEGOB.
- NMX-AA-012-SCFI-2001. (2001). Análisis de agua - determinación de oxígeno disuelto en aguas naturales, residuales y residuales tratadas - método de prueba (Cancela a la NMX-AA-012-1980). Secretaría de Economía. *Diario Oficial de la Federación*. D. F.: SEGOB.
- NMX-AA-028-SCFI-2001. (2001). Análisis de agua - determinación de la demanda bioquímica de oxígeno en aguas naturales, residuales (DBO₅) y residuales tratadas - método de prueba (Cancela a la NMX-AA-028-1981). Secretaría de Economía. *Diario Oficial de la Federación*. D. F.: SEGOB.
- NMX-AA-029-SCFI-2001. (2001). Análisis de aguas - determinación de fósforo total en aguas naturales, residuales y residuales tratadas - método de prueba (Cancela a la NMX-AA-029-1981). *Diario Oficial de la Federación*. D. F.: SEGOB.
- NMX-AA-099-SCFI-2006. (2006). Análisis de agua - medición de nitrógeno de nitritos en aguas naturales, residuales, residuales tratadas y marinas - método de prueba (Cancela a la NMX-AA-099-1987). *Diario Oficial de la Federación*. D. F.: SEGOB.
- NMX-AA-008-SCFI-2011. (2011). Análisis de agua - determinación del ph - método de prueba- (Cancela a la NMX-AA-008-SCFI-2000). Secretaría de Economía. *Diario Oficial de la Federación*. D. F.: SEGOB.
- NRC (National Research Council). (2002). *Riparian areas: functions and strategies for management*. Washington, D.C., USA: National Academies Press.
- SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). (1997). Norma Oficial Mexicana NOM-001-SEMARNAT-1996. Que establece los límites máximos permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales en aguas y bienes nacionales. *Diario Oficial de la Federación*. D. F.: SEGOB.
- SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). (2002). Norma Oficial Mexicana NOM-021-SEMARNAT-2000 antes NOM-021-RECNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudio, muestreo y análisis. *Diario Oficial de la Federación*. D. F.: SEGOB.
- Pires da Silva, A., Imhoff, S., Giarola, N. F. B., & Tormena, C. A. (2001). Análisis multivariado y univariado en la discriminación de sistemas de uso de suelos del Centro de Santa Fe. *Edafología*, 8, 21-34.
- Pozo, J., González, E., Díez, J. R., Molinero, J., & Elósegui, A. (1997). Inputs of particulate organic matter to streams with different riparian vegetation. *Journal of the North American Benthological Society*, 16(3), 602-611. <https://doi.org/10.2307/1468147>
- Rzedowski, G. C. de, & Rzedowski, J. (2005). *Flora fanerogámica del Valle de México* (2nd. ed.). Pátzcuaro, Michoacán, México: Instituto de Ecología, A.C. y Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.
- Sánchez-González, A., & López-Mata, L. (2003). Clasificación y ordenación de la vegetación del norte de la Sierra Nevada, a lo largo de un gradiente altitudinal. *Anales del Instituto de Biología (Serie Botánica)*, 74(1), 43-71.
- Sepúlveda-Lozada, A., Geissen, V., Ochoa-Gaona, S., Jarquín-Sánchez, A., Hernández de la Cruz, S., Capetillo, E., & Zamora-Cornelio, L. F. (2009). Influencia de tres tipos de vegetación ribereña en el control de la erosión fluvial en Pantanos de Centla, México. *Revista de Biología Tropical*, 57(4), 1153-1163. <https://doi.org/10.15517/RBT.V57I4.5453>
- Strickland, J. D. H., & Parsons, T. R. (1972). *A practical handbook of seawater analysis* (2nd. ed.). Ottawa, Canada: The Alger Press.
- Villa R., B., & Cervantes, F. A. (2003). *Los mamíferos de México*. México, D. F.: Grupo Editorial Iberoamérica.
- Waters, T. F. (1995). *Sediments in streams. Sources, biological effects, and control*. Monograph 7. Bethesda, MD, USA: American Fisheries Society.

Controlling factors of the ecosystem and soil respiration in a xeric shrubland in the Chihuahuan Desert, Mexico

Factores que controlan la respiración del ecosistema y del suelo en un matorral xerófilo en el desierto de Chihuahua, México

Emmanuel F. Campuzano¹ , Josué Delgado-Balbuena² , and Dulce Flores-Rentería^{3*} 

¹ Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del IPN, Unidad Saltillo. Grupo de Sustentabilidad de los Recursos Naturales y Energía. Av. Industria Metalúrgica 1062, Parque Industrial Ramos Arizpe. 25900 Ramos Arizpe, Coahuila, México.

² Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. CENID Agricultura Familiar. Carretera Ojuelos-Lagos de Moreno km 8.5. 47540 Ojuelos, Jalisco, México.

³ CONACYT-Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del IPN Unidad Saltillo. Grupo de Sustentabilidad de los Recursos Naturales y Energía. Av. Industria Metalúrgica 1062, Parque Industrial Ramos Arizpe. 25900 Ramos Arizpe, Coahuila, México.

* Corresponding author (yahid.flores@cinvestav.edu.mx)

SUMMARY

In the terrestrial carbon cycle is very relevant to identify the influence of soil in the CO₂ released to the atmosphere, which is linked to multiple biotic and abiotic drivers. Arid ecosystems dominate the trend and interannual variability of the land CO₂ sink. This pattern is mainly controlled by temperature, precipitation, and shortwave radiation. Thus, these environments are characterized by a wide variability of water availability, which causes the CO₂ efflux to be highly variable in time, challenging our model capacities. This study aims to understand the ecosystem CO₂ fluxes and their controlling mechanisms from the Chihuahuan Desert in Northeast Mexico. We explore the average contribution of the R_{soil} (1.30 mmol m⁻² s⁻¹) to R_{eco} (1.76 mmol m⁻² s⁻¹), while identifying the controlling mechanisms of both on an annual scale. The structural equation model constructed showed a good fit for the data, explaining 50% and 93% of the annual variance of R_{soil} and R_{eco}, respectively. According to this model, R_{soil} was mainly controlled by the air temperature, and R_{eco} by soil water content. Unexpectedly, vapor pressure deficit was the most weight variable with a direct negative effect on R_{eco}, supporting the idea that the vegetation component has a crucial role in the CO₂ efflux of this ecosystem. This study highlights the importance of include multiple factors in the models of the C cycle.

Index words: air temperature, ecosystem respiration, soil respiration, soil water content, structural equation models.

RESUMEN

En el ciclo del carbono terrestre es muy relevante para identificar la influencia del suelo en el CO₂ liberado hacia la atmósfera, mismo que está vinculado a múltiples factores bióticos y abióticos. Los ecosistemas áridos dominan la tendencia y variabilidad interanual de los sumideros de CO₂ terrestre. Este patrón es principalmente controlado por la temperatura, precipitación y radiación de onda corta. De este modo, estos ambientes se caracterizan por una amplia variabilidad en la disponibilidad de agua, lo que hace que la emisión de CO₂ sea altamente variable en el tiempo, desafiando nuestra capacidad de modelación. El objetivo de este estudio es comprender los flujos ecosistémicos de CO₂ y los mecanismos que los controlan en el desierto de Chihuahua en el noreste de México. Exploramos la contribución promedio de R_{soil} (1.30 mmol m⁻² s⁻¹) a R_{eco} (1.76 mmol m⁻² s⁻¹), identificando los mecanismos de control de ambos en una escala anual. El modelo de ecuaciones estructurales construido mostró un buen ajuste de los datos, explicando 50 y 93% de la varianza anual de R_{soil} y R_{eco}, respectivamente. Según este modelo,

Recommended citation:

Campuzano, E. F., Delgado-Balbuena, J., and Flores-Rentería, D. (2021). Controlling factors of ecosystem and soil respiration in a xeric shrubland in the Chihuahuan Desert, Mexico. *Terra Latinoamericana*, 39, 1-14. e1251. <https://doi.org/10.28940/terra.v39i0.1251>

Received: August 25, 2021. Accepted: December 12, 2021.
Article. Volume 39, December 2021.

R_{soil} fue controlado principalmente por la temperatura del aire y, R_{eco} por el contenido de agua en el suelo. Inesperadamente, el déficit de la presión de vapor fue la variable con el efecto negativo de mayor peso sobre R_{eco} , sustentando la idea de que el componente vegetal tiene un rol crucial en el flujo de CO_2 en este ecosistema. Este estudio destaca la importancia de incluir múltiples factores en los modelos del ciclo del carbono.

Palabras clave: contenido de agua del suelo, modelos de ecuaciones estructurales, respiración del ecosistema, respiración del suelo, temperatura del aire.

INTRODUCTION

The Net Ecosystem Exchange (NEE) is defined as the difference between the gross ecosystem productivity (GEP, photosynthetic assimilation of carbon dioxide $-CO_2$) and the ecosystem respiration (R_{eco}). R_{eco} is the sum of different biological and non-biological CO_2 sources, grouped into above-ground respiration and below-ground respiration (Luo and Zhou, 2006). Above-ground respiration includes that from leaves and woody tissues, whereas below-ground respiration refers that produced by the soil respiration (R_{soil}), subterranean ventilation, carbonate weathering, or photo-degradation (Bond-Lamberty, Wang, and Gower, 2004; Brüggemann *et al.*, 2011; Rey, 2015). Thus, R_{soil} is defined as the efflux rate measured at the soil surface as a result of the autotrophic (roots, mycorrhizae, endophytes, etc.) and heterotrophic (soil fauna) respiration (Phillips and Nickerson, 2015).

Soil carbon (C) reserves on the first meters of the earth's surface contain between 1500 and 2400 PgC, representing twice to three times the amount of atmospheric C (~829 PgC). This is mirrored in the soil CO_2 emissions (118.7 Pg per year) from the soil to the atmosphere, turning the R_{soil} into the largest terrestrial source of CO_2 (Ciais *et al.*, 2013; Bispo *et al.*, 2017). Furthermore, global changes in temperature, moisture (Bond-Lamberty and Thomson, 2010; Hursh *et al.*, 2017), vegetation composition (Vargas, Detto, Baldocchi, and Allen, 2010; Roby, Scott, Barron, Hamerlynck, and Moore, 2019), and land-use (Post and Kwon, 2000) alters the R_{soil} , and subsequently the R_{eco} . Therefore, atmospheric CO_2 concentrations have increased in the last decades, raising concerns about global warming and further releasing CO_2 , particularly from soils (Rustad, Huntington, and Boone, 2000).

Despite the importance of studying the R_{eco} and R_{soil} dynamics, their knowledge is biased to temperate ecosystems, at latitudes above 30°, being the tropical and arid ones least investigated (Baldocchi *et al.*, 2001; Bond-Lamberty and Thomson, 2018). Among the latter, arid ecosystems cover roughly 47.2% of the earth's surface, having a key role in terrestrial C cycling since those dominate the trend and interannual variability of the land CO_2 uptake, acting as a C sink (Poulter *et al.*, 2014; Ahlström *et al.*, 2015). This behavior is at the same time controlled to a greater extent by the temperature, precipitation, and shortwave radiation (Ahlström *et al.*, 2015). Similarly, 65% of the Mexican territory corresponds to arid lands (CONAFOR-UACH, 2013), which possess wide variability in the seasonal and inter-annual rainfall, precipitation pulses (Pontifes, García, Gómez, Monterroso, and Caso, 2018), and high plant diversity (~6000 species and 50% of endemism) (Rzedowski, 2006). The aforementioned makes R_{soil} and R_{eco} highly variable over time and space, and strongly associated with the biological activity and vegetation variation (de Graaff, Throop, Verburg, Arnone III, and Campos, 2014; Montaña *et al.*, 2016).

Studies that analyze the C flux in arid Mexican lands have focused on the NEE controllers, with the information about the R_{eco} and R_{soil} being scant (Cueva-Rodríguez, Robles, Garatuzza, and Yépez, 2016; Montaña *et al.*, 2016). Regarding R_{eco} , it has been shown precipitation legacies control the C uptake and R_{eco} of the next seasons, with GEP being more sensitive to precipitation than R_{eco} (Delgado-Balbuena *et al.*, 2019) and that shifts in soil moisture and temperature drive the monthly variations of R_{eco} (Hastings, Oechel, and Muhlia, 2005; Bell, Menzer, Troyo, and Oechel, 2012). Whereas for R_{soil} , the main study topic has been the spatial heterogeneity linked to different vegetation types (Cueva-Rodríguez, Yépez, Garatuzza, Watts, and Rodríguez, 2012) or land uses (Yáñez-Díaz, Cantú, González, Jurado, and Gómez, 2017). Nevertheless, monthly precipitation and soil temperature have been recorded as the primary drivers of R_{soil} in semiarid shrubland from Baja California (Leon *et al.*, 2014).

While R_{eco} , in Mexican arid zones, is mainly measured using the eddy covariance method (Vargas *et al.*, 2013), chamber-based methods are widely used to measure the R_{soil} (Cueva-Rodríguez *et al.*, 2016). In general, it has been shown the eddy covariance method has lower fluxes than chamber-based methods, with the contribution of the R_{soil} to R_{eco} being quite

heterogeneous, depending on the vegetation type, plant age, or the site biomass (Wang, Wang, and Bond, 2017b). Since R_{soil} is the main component of R_{eco} , theoretically, R_{soil} cannot be larger than R_{eco} (Luo and Zhou, 2006). Nevertheless, current studies have not yet confirmed that R_{eco} is consistently higher than R_{soil} at different spatial and temporal scales, indicating inconsistencies in measurement footprints, biases in the R_{eco} or R_{soil} measurements, or both (Barba *et al.*, 2018).

The wide range of interactions among the different variables and the spatial and seasonal variability in arid ecosystems has made it challenging to develop consistent models to identify the control factors that lead to their C balance (Roby *et al.*, 2019; Estruch, Macek, Armas, Pistón, and Pugnaire, 2020). Structural equation modeling (SEM) allows exploring potential direct and indirect controls over R_{eco} and R_{soil} , with an aprioristic model in which the causal relationships among variables are included (Shipley, 2002; Iriondo, Albert, and Escudero, 2003). SEM aims to systematically study the impacts imposed by multi-factors and evaluate the overall model performance instead of studying the individual effects (Grace, 2006; Eisenhauer, Bowker, Grace, and Powell, 2015; Wang, Zhou, Jia, and Ping, 2019b). Several studies have proven SEM to successfully find the controlling mechanisms of R_{soil} obtained from field estimates (Matías, Castro, and Zamora, 2012; Flores-Rentería *et al.*, 2018; Curiel-Yuste *et al.*, 2019). On the other hand, the number of studies that have applied the SEM methodology to explore the controlling mechanisms of the C fluxes with eddy covariance data has been increasing in the last decades (Chen, Yang, and Robinson, 2014; Wang, Zhou, Ping, Jia, and Li, 2018; Wang *et al.*, 2019b).

This study investigates the controlling mechanism of R_{eco} and R_{soil} in a xeric shrubland in the Chihuahuan Desert of Northeast Mexico, and indagate the relationship between both parameters. Specifically, we answer the following questions: 1) Is the R_{eco} value consistently higher than R_{soil} through a year? 2) Are the precipitation, soil temperature, and photosynthetic active radiation the main causal controllers of R_{eco} and R_{soil} ? Therefore, the following predictions were made: 1) Since R_{eco} is the sum of above-ground and below-ground respiration, which includes R_{soil} (Luo and Zhou, 2006; Phillips and Nickerson, 2015), it is expected R_{eco} values are consistently higher than the R_{soil} ,

2) As precipitation, soil temperature, and shortwave radiation are the main CO₂ balance controllers in arid ecosystems (Poulter *et al.*, 2014; Ahlström *et al.*, 2015), it is expected those variables have a direct causal effect on the R_{eco} and R_{soil} .

MATERIALS AND METHODS

Site Description

Our study was carried out in the southeast of the Chihuahuan Desert, at General Cepeda municipality, in Coahuila de Zaragoza, México. Valleys and gentle hills characterize the topography. Climate conditions are dry, mean annual temperature is 17.5 °C with a maximum of 31.4 °C in the warmest month and a minimum of 3.3 °C in the coldest month (Fick and Hijmans, 2017). Mean annual precipitation is 493 mm, with the highest rainfall during July, August, and September (Fick and Hijmans, 2017). The dominant soils are leptosols (INEGI, 2007), very shallow with highly calcareous material (IUSS Working Group WRB, 2007). In this xeric semiarid shrubland, the dominant vegetation is composed of *Fouquieria splendens*, *Larrea tridentata*, *Yucca carnerosana*, *Yucca filifera*, *Dasylyrion cedrosanum*, and several species of the Cactecaea family, such as *Echinocactus* spp., *Echinocereus* spp., *Mammillaria* spp., *Opuntia* spp., etc. (Granados-Sánchez, Sánchez, Granados, and Borja, 2011).

Soil Respiration Measurements

Six field campaigns were conducted every two months, from June 2019 to April 2020. Soil respiration (R_{soil}) was determined with a steady-state infrared gas analyzer (EGM-5; PP Systems, Amesbury, MA) and a portable dynamic closed chamber (SRC-1, PP Systems, Amesbury, MA, USA). Ten external PVC collars (10 cm diameter × 5 cm height at 3 cm depth into the soil) were inserted 24 h previous to the measurements. Two permanent 100 m lineal transects (20 m apart from each other) were established inside the footprint area of the micrometeorological tower. Five collars were inserted (spaced every 20 m) along each transect. The purpose of each collar's temporary insertion was to minimize the impact of the soil alteration (*e. g.*, underestimate R_{soil} from roots) (Davidson, Savage,

Verchot, and Navarro, 2002; Heinemeyer *et al.*, 2011). Each collar was re-inserted near the previous point at each new sampling event (30 cm). R_{soil} measurements (60 sec) were carried out between 12:00-15:00 h at maximum daily soil temperature (Matías *et al.*, 2012). Additionally, soil temperature and soil moisture at 8 cm depth (Hydra Probe II, Stevens Water Monitoring Systems, Inc., Portland, USA), ambient temperature, ambient relative humidity (WatchDog 1450 Micro Station, Spectrum Technologies, Inc., Illinois, USA), and photosynthetically active radiation (PAR, MQ-200 sensor, Apogee Instruments, Utah, USA) were recorded at each R_{soil} sample point.

Soil Physicochemical Characterization

After R_{soil} measurements, soil cores (2 cm in diameter) were taken from a depth of 0-15 cm in dry and rainy seasons (February and August, respectively). Soils were sieved (<2 mm) and air-dried. Soil pH was determined in a 1:2 (w:v) aqueous suspension (Orion Star A211, ThermoFisher Scientific, Inc, California, USA). Soil organic matter (SOM) was assessed by loss on ignition at 400 °C for 4 hours.

Ecosystem-Scale Measurements

We installed a 3.5 m micrometeorological tower near the San Isidro community (25° 18' 1.6" N, 101° 23' 32.51" W, 1703 m elevation). The eddy covariance system (LI-7900, LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, USA) consisted of an open path infrared gas analyzer (LI-7500DS) and a three-dimensional sonic anemometer (WindMaster Pro, Gill Instruments, Lymington, UK). Flux data were sampled at 10 Hz and stored in a 16 GB USB device in the SmartFlux® 3 system, storing files in intervals of 30 min from May 2019 to May 2020. During the same period, meteorological variables were collected continuously at a rate of 1 s and averaged at 30 min intervals using a Datalogger (Sutron Xlite 9210, Sutron Corporation, USA). Relative humidity (RH) and air temperature (T_{air}) (Vaisala HMP155, Vaisala Corporation, Helsinki, Finland), net radiation was measured with a radiometer (NR-Lite2, Kipp & Zonen, Delft, Netherlands), and PAR was measured with a quantum sensor (LI-190R-SMV-5, LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, USA) and a pyranometer sensor (LI-200R-SMV-5, LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, USA). Soil heat

flux measurements were implemented with three soil heat flux plates (HFP01, Hukseflux Thermal Sensors BV, Delft, Netherlands) at 8 cm depth. Additionally, three soil moisture and temperature probes (Hydra Probe II, Stevens Water Monitoring Systems, Inc., Portland, USA) were placed at 5 cm depth next to the heat plates, and a tipping bucket rain gauge (TE525, Texas Electronics, Dallas, USA) was installed three meters away from the micrometeorological tower. Meteorological and soil variables were measured every five seconds, averaged, and stored to half-hour intervals; rainfall was accumulated for the same time period.

Raw eddy covariance data were processed in EddyPro® software version 7.0.6 (<https://www.licor.com/env/support/EddyPro/software.html>), following standard procedures (Delgado-Balbuena *et al.*, 2019). Wind velocities, sonic temperature, $[\text{CO}_2]$, and $[\text{H}_2\text{O}]$ signals were despiked considering outliers those values greater than ± 3.5 SD (Vickers and Mahrt, 1997). Double rotation was applied to sonic anemometer wind velocities. Lags between the vertical wind velocity and scalars were removed with a cross-correlation procedure. C flux was estimated using a 30 min block average, and then they were corrected for air density fluctuations (WLP correction, Webb, Pearman, and Leuning, 1980). Fluxes were subjected to quality control procedures: i) stationarity (<50 %, Foken and Wichura, 1996), ii) integral turbulence characteristics (<50%), iii) flags of IRGA and sonic anemometer (Mauder and Foken, 2006), iv) range tests ($\pm 20 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Taylor and Loescher, 2013), v) a threshold of $u^* = 0.12 \text{ m s}^{-1}$, which was defined through the 99% threshold criterion after Reichstein *et al.* (2005) and nighttime fluxes below the threshold were removed (Zhu *et al.*, 2006), and vi) 90% of cumulative fluxes (> 200 m, footprint model, (Kljun, Calanca, Rotach, and Schmid, 2004). In the data period, 35% of half-hour data were lost after quality filtering. Closure of energy balance was > 90% for the whole period. Storage flux was not estimated because of the low vegetation stature, and we assumed it would be 0 over a 24-h period (Loescher *et al.*, 2006).

Data gaps were filled with the Marginal Distribution Sampling algorithm (MDS, Reichstein *et al.*, 2005). The online MPI Jena tool, www.bgc-jena.mpg.de/REddyProc/brew/REddyProc.rhtml, based on the REddyProc R package (Wutzler *et al.*, 2018), was used for this gap-filling procedure and the flux

partitioning of NEE. Ecosystem respiration (R_{eco}), *i. e.*, outflux from the land surface ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ as NEE), was estimated using the air temperature by the night-time-based flux-partitioning algorithm (Reichstein *et al.*, 2005).

Data Analyses

R_{soil} rates measured with EMG-5 ($\text{g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) were converted to micromoles of carbon dioxide per square meter per second ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), dividing by the conversion factor 0.1584 (Lamprey, Li, and Xie, 2018). From the ecosystem scale measurements, only the R_{eco} data from the days of the field campaigns of R_{soil} , only ten half-hours were used (12:00-16:30). In these days/hours, non-gap-filling data were used. These ten values per campaign were compared with the ten R_{soil} sample points.

The difference between respiration (soil vs. ecosystem) at each field campaign was determined using a two-way Analysis of Variance (ANOVA) ($P < 0.05$). The assumption of normality of residuals and homoscedasticity of the variance was met. Tukey’s honesty test was used to detect any significant differences between means. All ANOVAs were run in R (R-Core-Team, 2020).

To test the direct and indirect influence of the abiotic factors over R_{soil} and R_{eco} , and the relationship between those two C fluxes, computing structural equation models (SEMs) were implemented. Our model was a path analysis (Figure 1) which considered a complete set of hypotheses based on literature and own previous experience (Flores-Rentería *et al.*, 2018; Curiel-Yuste *et al.*, 2019; Wang *et al.*, 2019b). In short, we hypothesized that radiation (PAR) would influence both air and soil temperature (T_{air}), as well as the soil water content (SWC; Jia *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2018). The air temperature would influence the vapor pressure deficit (VPD), which, in turn, controls the soil temperature (T_{soil}), SWC, R_{soil} and R_{eco} (Wang *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2019b). A correlation between soil temperature and soil moisture, both affecting R_{soil} and R_{eco} was also taken into account (Flores-Rentería *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2019b). Additionally, soil pH could influence the R_{soil} because it potentially reflects the punctual concentration of labile carbon (Phillips and Nickerson, 2015). Non-significant loadings and pathways were sequentially eliminated by dropping the path with the largest nonsignificant P -value each time, and the new model was re-parameterized. For instance, relative humidity (RH), had a non-significant effect over R_{soil} and R_{eco} ;

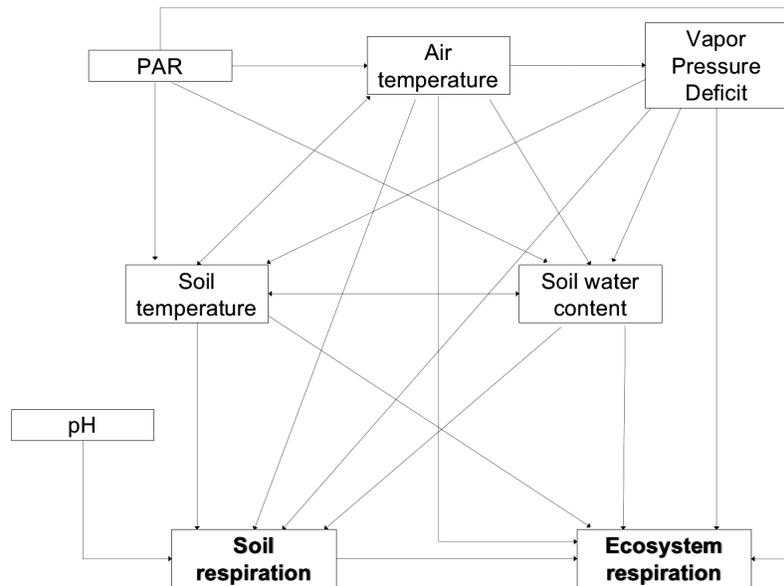


Figure 1. General model of the path analyses representing hypothesized causal relationships among the environmental factors, soil, and ecosystem respiration.

thus, this variable was no longer included in the model. Goodness-of-fit χ^2 was used to select the final model, according to the covariance proximity between observed and expected data. Bentler and Bonett's normed-fit index (NFI) was used to assess the data fit of the general model, where values >0.9 indicate an acceptable fit (Iriondo *et al.*, 2003). Additionally, the root mean square error of approximation statistic (RMSEA) was used to assess the degree of fit between observed and expected structure of the covariance, where values <0.08 indicate a good fit (Steiger, 1990; Maccallum, Browne, and Sugawara, 1996). In all models, standardized path coefficients were estimated by using the maximum likelihood algorithm (Shipley, 2002). SEM analyses were performed by using SPSS® and SPSS® AMOS 20.0 software (IBM Corporation Software Group, Somers, NY).

RESULTS AND DISCUSSION

Regarding variables had direct and indirect influences on the respiration rates in the SEM analyses, the soil pH and SOM on the study site had a mean of 7.96 and 3.82%. Those values were higher for the pH, but lower for the SOM than the annual mean recorded in another shrubland (7.6 and 6.1%, respectively) and

grassland (7.61 and 4.6% respectively) in the region (Yáñez-Díaz *et al.*, 2017). Similar differences are observed when means for Tair, Tsoil, VPD, SWC, and PAR were compared regarding other arid ecosystems (Table 1). Table 1 enhance the high heterogeneity on those variables, particularly in North of Mexico, showing a large variety variation on the vegetation and orography (mirrored by differences in the elevation) among study sites as mentioned by larger scales studies (Anderson-Teixeira, Delong, Fox, Brese, and Litvak, 2011; Montaña *et al.*, 2016).

The soil pH on the study site was slightly basic in February (7.99 ± 0.08) compared to the one recorded in August (7.93 ± 0.11). On the other hand, the SOM was slightly higher during February ($4.00 \pm 0.24\%$) in comparison with the one from August ($3.64 \pm 0.77\%$). Temporal variation is also evident when means of Tair, Tsoil, VPD, SWC, and PAR are compared among the different sampling dates (Figure 2). These results agree with long-term studies that analyze soil properties in the region, that have found important seasonal variations on these soil properties and environmental variables (Vargas *et al.*, 2010; Lüneberg, Schneider, Siebe, and Daniel, 2018; Pontifes *et al.*, 2018; Delgado-Balbuena *et al.*, 2019). Further studies in the study site should test the seasonal variations on such variables in deep.

Table 1. Means on pH, soil organic matter (SOM), air temperature (Tair), soil temperature (Tsoil), vapor pressure deficit (VPD), soil water content (SWC), and photosynthetic active radiation (PAR) of comparable studies carried out in the Chihuahuan Desert and North of Mexico.

Variable/Source	This study	Hastings <i>et al.</i> (2005)	Anderson-Teixeira <i>et al.</i> (2011)		Leon <i>et al.</i> (2014)	Yáñez-Díaz <i>et al.</i> (2017)	
Altitude (m)	1703	19	1596	1605	406	380	380
pH	7.96	NA	NA	NA	7	7.6	7.61
SOM (%)	3.82	0.21	NA	NA	NA	6.1	4.6
Tair (°C)	25.28	23.87	13.46	13.4	17	20.79	20.79
Tsoil (%)	29.9	NA	NA	NA	21.04	22.51	25
VPD (hPa)	23.27	28.12	NA	NA	NA	NA	NA
SWC (%)	6.66	NA	NA	NA	NA	NA	NA
PAR (Wm ⁻²)	1412.98	1700.34	NA	NA	NA	NA	NA
Vegetation	Xeric shrubland	Sarcocaulouscent shrubland	Grassland	Shrubland	Xeric shrubland	Thornscrub	Grassland
Location	Chihuahua, Mexico	Baja California, Mexico	New Mexico, USA		Baja California, Mexico	Nuevo Leon, Mexico	

NA = not available data.

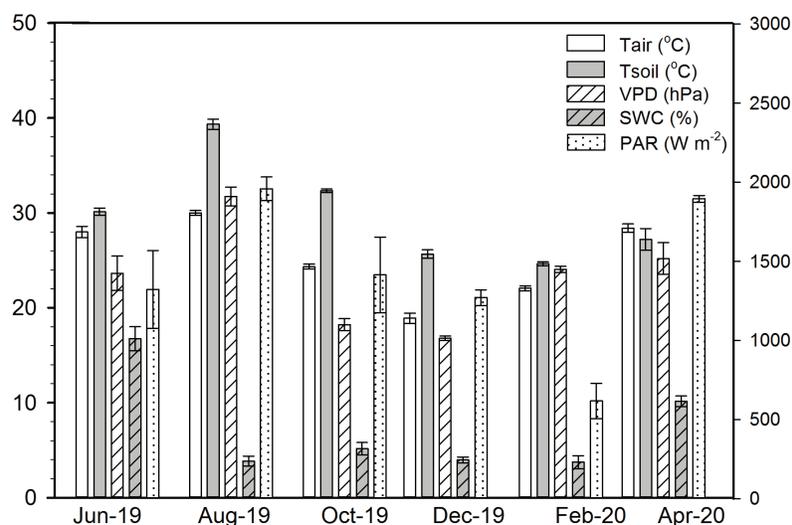


Figure 2. Variation of environmental factors along the year in the southeast of the Chihuahuan Desert in the moment of the soil (R_{soil}) and ecosystem (R_{eco}) respiration measurements. Data = mean \pm standard error; Tair = air temperature; Tsoil = soil temperature; VPD = vapor pressure deficit; SWC = soil water content; PAR = photosynthetic active radiation.

Ecosystem Respiration Versus Soil Respiration

Annual mean R_{soil} was 1.3 ± 0.14 mmol m⁻² s⁻¹, and R_{eco} of 1.76 ± 0.12 mmol m⁻² s⁻¹, in this first study measuring the CO₂ flux annual variation in a xeric shrubland in the Chihuahuan Desert in northeastern Mexico. R_{soil} obtained in our study show a lower respiration annual rate than the one recorded in shrublands and grasslands from Nuevo Leon state (6.17 mmol m⁻² s⁻¹ and 4.61 mmol m⁻² s⁻¹, respectively; Yáñez-Díaz *et al.*, 2017), but nearest to the one recorded in shrublands from Baja California state (0.97 mmol m⁻² s⁻¹; Leon *et al.*, 2014). On the other hand, the comparison between R_{soil} and R_{eco} shows that both C fluxes exhibit a similar tendency throughout the year. Thus, the highest respiration rates (2.58 ± 0.32 and 3.50 ± 0.05 mmol m⁻² s⁻¹ for R_{soil} y R_{eco} , respectively) were reached in June to decreasing until their lowest values in December (R_{eco} 0.75 ± 0.01 mmol m⁻² s⁻¹) and February (R_{soil} 0.57 ± 0.10 mmol m⁻² s⁻¹), and finally showing a new increase in April (Figure 3). This intra-annual respiration pattern contrast with those obtained for R_{soil} in other arid shrubs and grasslands from Northern Mexico, where the maximum and minimum values are registered in different months: September/October/November (maximum) and April/May/August (minimum) (Leon *et al.*, 2014; Yáñez-Díaz

et al., 2017). Similar differences in the intra-annual R_{eco} can be inferred from other Mexican arid zones by showing different peaks throughout their NEE values: July/August (maximum) and January/February (minimum) for a grassland in Jalisco state (Delgado-Balbuena *et al.*, 2019), and December (maximum) and July (minimum) for a shrubland in Baja California state (Hastings *et al.*, 2005). It is possible variations in vegetation and climate (Salinas-Zavala, Douglas, and Diaz, 2002; Encina *et al.*, 2016; Pontifes *et al.*, 2018) might explain, in part, the aforementioned differences and similarities among respiration rates, as suggested in large scale studies (Vargas *et al.*, 2010; de Graaff *et al.*, 2014; Cueva-Rodríguez *et al.*, 2016; Montaña *et al.*, 2016).

Our results show R_{eco} tend to have a higher respiration rate than R_{soil} throughout the analyzed period with a R_{soil} : R_{eco} annual mean ratio of 0.72. Nevertheless, lower values of R_{eco} regarding R_{soil} were observed in April 2020, recording a contribution ratio of 1.33 (Figure 3). Studies that compare the contribution ratio of R_{soil} to R_{eco} , using chamber based and eddy covariance methods suggest that can be highly variable even in the same ecosystem (*i. e.*, 0.37 to 1.38 in temperate forests) (Janssens *et al.*, 2001; Pilegaard, Hummelshøj, Jensen, and Chen, 2001; Curiel-Yuste, Nagy, Janssens, Carrara, and Ceulemans, 2005).

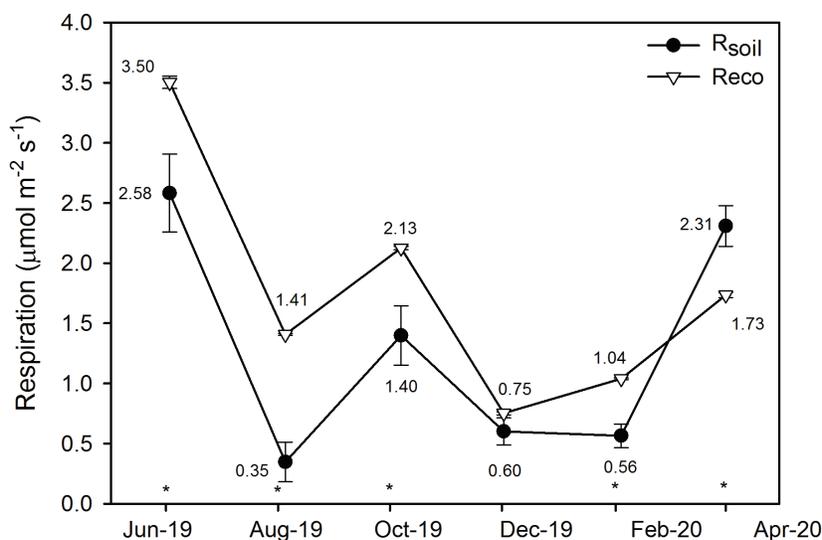


Figure 3. Soil (R_{soil}) and ecosystem (R_{eco}) respiration along the year in the southeast of the Chihuahuan Desert. Triangles and circles represent mean values. Error bars represent standard errors. Significant differences between respirations for a given sampling event are indicated with asterisks on the X axis, according to Tukey's post-hoc ($P < 0.05$) comparison of the two-way ANOVA results.

As a result of the spatial-temporal heterogeneity in small scales, biophysical parameters (*e. g.*, vegetation type, plant age, site biomass, SWC, soil C content among others) have a strong influence on soil respiration, making the eddy covariance method has lower fluxes than chamber-based methods (de Graaff *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2017b). Particularly, rain pulses that increase SWC, hot spots, or hot moments have direct effect on the R_{soil} of arid ecosystems (Huxman *et al.*, 2004; Leon *et al.*, 2014; Salazar, Sulman, and Dukes, 2018). Thus, the higher R_{soil} regarding R_{eco} , recorded in April may be due to the SWC and temperature increasing in that moment (Figure 2), which may not be considered in the data partition of the eddy covariance method and subsequently no reflected in the calculated R_{eco} (Reichstein *et al.*, 2005).

Even though the bias caused by the collars' insertions in the R_{soil} measurements was controlled, in part, by a shallow insertion (<5 cm) and measuring 24 h after inserting them (Heinemeyer *et al.*, 2011), it has been shown that steady-state-dynamic chambers tend to generate insufficient or excessive turbulence inside the camera, resulting in measurement biases ranging from -21% to 33% of the known flux rate (Xu *et al.*, 2006). Similarly, the poor representation of the spatial variability and a small area of measurement also have been identified as other factors in the bias

of R_{soil} estimations (Savage and Davidson, 2003). Regarding the R_{eco} measurements, a low atmospheric mixing at night has been argued as the largest limitation in Eddy Covariance CO_2 measurements (Burba and Andersen, 2010; Burba, 2013). Thus, R_{eco} estimation method based on the light response curve (NEE~Radiation; Lasslop *et al.*, 2010) might result in consistently highest R_{eco} values. Finally, the high R_{soil} registered in April may be due to a non-biological CO_2 source such as the carbonate weathering, as has been observed in other semiarid ecosystems with calcareous or carbonate-rich soils during dry periods (Emmerich, 2003; Ma, Wang, Stevenson, Zheng, and Li, 2013). Discrepancies on the R_{soil} contribution to R_{eco} are not yet clear, and the analysis of those is beyond the reach of this study. Nevertheless, considering the large proportion of R_{eco} values were explained at this half-hourly scale (Figure 3), it is possible that the mismatch of the R_{eco} and R_{soil} observed in our study may have been caused by altering the diffusive regime in the chamber measurements for R_{soil} (Phillips *et al.*, 2017).

The intra-annual tendency of both measurements approaches observed in our results was similar (Figure 3), showing the higher values during the rainy season (June to October) compared to the dry one, except R_{soil} in April 2020. This pattern of higher CO_2 releasing throughout the rainy season is in agreement

with the observed in studies where high root respiration has been described (Wang and Guo, 2006; Chen *et al.*, 2014; Leon *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2018; Roby *et al.*, 2019). Therefore, here is reinforced the idea that R_{soil} depends on the frequency of rain events (Montaño *et al.*, 2016; Roby *et al.*, 2019; Wang, Chen, Li, Qian, and Yu, 2019a; Estruch *et al.*, 2020).

Controlling Factors

SEM analysis was performed with data corresponding to the campaign where R_{soil} was measured to explore its relationship with R_{eco} , along with the controlling mechanism of both fluxes. A crucial role in the soil dynamics has been shown for the SOM in other environments of the region (*e. g.*, Hernández-Becerra *et al.*, 2016; García-Oliva, Elser, and Souza, 2018). Nevertheless, this variable coupled with RH did not have significant effects on the R_{soil} in our study, being excluded from the subsequent SEM analyses (Figure 4). The model shows a good data fit ($P = 0.95$,

$NFI = 0.99$, $GFI = 0.99$ and $RMSEA < 0.001$), explaining a high proportion of variance of R_{soil} ($R^2 = 0.50$), and R_{eco} ($R^2 = 0.93$; Figure 4). The explained variance by the SEM is comparable with previous studies analyzing the causal relationships among environmental factors and CO₂ flux, specifically in arid ecosystems (Matías *et al.*, 2012; Shao *et al.*, 2016; Flores-Rentería *et al.*, 2018; Yang, Ali, Xu, Jiang, and Lv, 2019).

R_{soil} was affected by the T_{air} followed by VPD (negatively), T_{soil} (negatively), SWC, and pH (negatively). R_{eco} was controlled by SWC followed by T_{air} , VDP (negatively), R_{soil} , and T_{soil} . The total effects showed that VPD has both direct and indirect effects over R_{eco} and R_{soil} (Table 2), accounting for the total effect over these; when VPD increases, both fluxes decrease on a daily scale. The VPD is considered a proxy for plant water stress because it controls stomatal water loss and plant carbon absorption (Hashimoto *et al.*, 2008). When VPD increases, the stomatal closure affects both autotrophic and heterotrophic respiration (Shao *et al.*, 2016; Roby *et al.*, 2019). On the other hand,

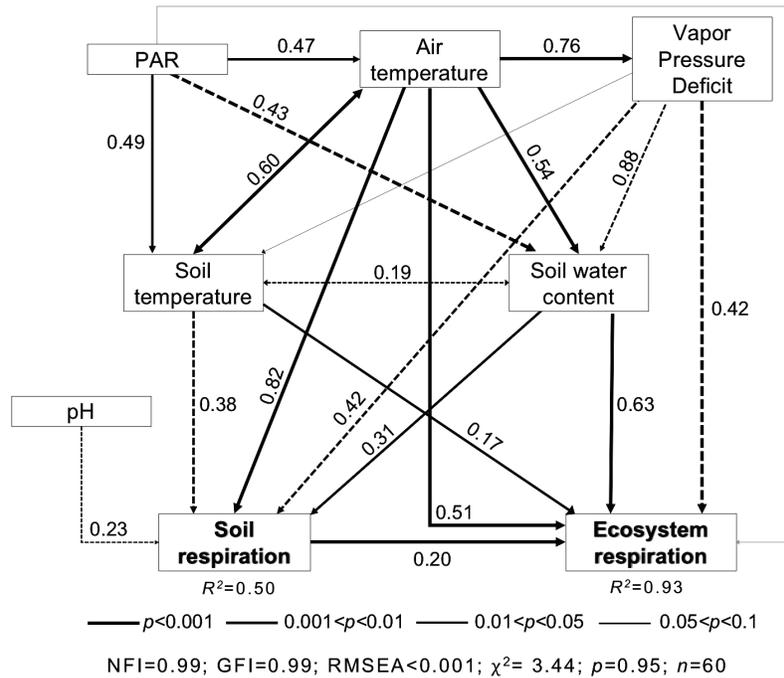


Figure 4. Structural equation models representing hypothesized causal relationships among the environmental factors, soil, and ecosystem respiration. Arrows represent causal relationships: positive (solid lines) and negative (dashed lines) effects, with numbers indicating standardized estimated regression weights (SRW). Arrow widths are proportional to significance values according to the legend. $NFI = 0.99$; $GFI = 0.99$; $RMSEA < 0.001$; $\chi^2 = 3.44$; $p = 0.95$; $n = 60$. PAR = photosynthetic active radiation.

radiation (*i. e.*, PAR) showed only weak indirect effects over R_{eco} and R_{soil} through its effect on T_{air} , T_{soil} , and SWC. Furthermore, the estimated regression weight of T_{air} on both R_{soil} and R_{eco} was higher in comparison with T_{soil} (Figure 4). A higher carbon input into the soil could explain this higher positive effect over R_{soil} , instead of the release of stored older carbon (Bond-Lamberty and Thomson, 2010).

The two primary environmental drivers of biological soil and ecosystem respiration are temperature and moisture, but with different contribution depending on the type of ecosystem. It is also known that soil dynamics in arid ecosystems tend to exhibit a higher spatial and temporal variability associated with the biological activity of soil microorganism, biocrusts, and plant roots (Sponseller, 2007; Cable *et al.*, 2012; Phillips and Nickerson, 2015; Wang *et al.*, 2017a). These variables act directly over the root and microbial respiration and indirectly regulating respiration derived by photosynthesis and plant growth (Davidson, Janssens, and Luo, 2006; Davidson, Samanta, Caramori, and Savage, 2012). Thus, the strong effect of T_{air} , SWC, and VPD over the R_{soil} and R_{eco} observed in our results reinforces the idea that the plant component plays a crucial role in the control of CO_2 efflux of this ecosystem (Vargas *et al.*, 2011; Estruch *et al.*, 2020). This strong vegetation influence over the CO_2 efflux, both R_{soil} and R_{eco} in the semiarid ecosystems, has been consistently described (Vargas *et al.*, 2011; Cable *et al.*, 2012; Delgado-Balbuena *et al.*, 2019; Roby *et al.*, 2019; Yang *et al.*, 2019; Estruch *et al.*, 2020).

CONCLUSIONS

The studied xeric shrubland in the Chihuahuan Desert had a R_{eco} mean of $1.76 \pm 0.12 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, with $1.3 \pm 0.14 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ of R_{soil} contribution (71.94%). As expected, R_{eco} values were larger than R_{soil} throughout most of the analyzed period, except in April measurements. So far, inconsistencies of the R_{soil} contribution to the R_{eco} have been mainly recorded in temperate forests. The structural equation models explained 93% and 50% of the R_{eco} and R_{soil} total variance, respectively. T_{air} was found as the most weight R_{soil} controller, whereas the SWC was it for the R_{eco} , both having positive direct effect. Unexpectedly, VPD was the most weight variable with a direct negative effect on R_{eco} , supporting the idea that the vegetation component has a crucial role in the CO_2 efflux of this ecosystem. In order to reach a better understanding of the CO_2 dynamics and their components in this environment, further studies should explore the R_{eco} long-term patterns, including the seasonal tendency. In addition, partitioning the R_{soil} contribution to R_{eco} , or testing another R_{eco} estimation method (*e. g.*, based on the light response curve, $\text{NEE} \sim \text{Radiation}$) might improve the R_{eco} values, and subsequently, the estimation of the $R_{\text{soil}} : R_{\text{eco}}$ ratio.

ETHICS STATEMENT

Not applicable.

Table 2. Standardized direct, indirect, and total effects of environmental factors for soil and ecosystem respiration (See Figure 4). Significant direct effects are indicated in bold.

	Effect	T_{air}	PAR	VPD	SWC	T_{soil}	pH
R_{soil}	Direct	0.815	---	-0.419	0.31	-0.381	-0.23
	Indirect	-0.179	-0.071	-0.102	---	---	---
	Total	0.636	-0.071	-0.522	0.31	-0.381	-0.23
R_{eco}	Direct	0.512	0.071	-0.421	0.625	0.168	---
	Indirect	0.081	-0.107	-0.31	0.062	-0.076	-0.046
	Total	0.593	-0.036	-0.731	0.687	0.092	-0.046

R_{eco} = ecosystem respiration; R_{soil} = soil respiration; T_{air} = air temperature; PAR = photosynthetically active radiation; VPD = vapor pressure deficit; SWC = soil water content; and T_{soil} = soil temperature.

CONSENT FOR PUBLICATION

Not applicable.

AVAILABILITY OF SUPPORTING DATA

The datasets used and/or analyzed during the current study are available from the corresponding author on reasonable request.

COMPETING INTERESTS

The authors declare that they have no competing interests.

FUNDING

This research was financially supported by Fondo Sectorial CONACyT-INEGI, 289644.

AUTHORS' CONTRIBUTIONS

Conceptualization: D.F.R. Methodology: E.C. and D.F.R. Software: E.C., J.D.B., and D.F.R. Validation: E.C., J.D.B., and D.F.R. Formal analysis: E.C. and D.F.R. Investigation: E.C. and D.F.R. Resources: D.F.R. Data curation: E.C. and D.F.R. Writing-original draft preparation: E.C. and D.F.R. Writing-review and editing: E.C., J.D.B., and D.F.R. Visualization: E.C. and D.F.R. Supervision: E.C. and D.F.R. Project administration: D.F.R. Funding acquisition: D.F.R.

ACKNOWLEDGMENTS

We would like to thank Gabriela Guillen, Fernando Ayala, and Andres Torres for their help in the field experiments and data collection.

REFERENCES

- Ahlström, A., Raupach, M. R., Schurgers, G., Smith, B., Arneth, A., Jung, M., ... Zeng, N. (2015). The dominant role of semi-arid ecosystems in the trend and variability of the land CO₂ sink. *Science*, *348*(6237), 895-899. <http://doi.org/10.1126/science.aal1668>
- Anderson-Teixeira, K. J., Delong, J. P., Fox, A. M., Brese, D. A., & Litvak, M. E. (2011). Differential responses of production and respiration to temperature and moisture drive the carbon balance across a climatic gradient in New Mexico. *Global Change Biology*, *17*(1), 410-424. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02269.x>
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., ... Wofsy, S. (2001). FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *82*(11), 2415-2434. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2)
- Barba, J., Cueva, A., Bahn, M., Barron-Gafford, G. A., Bond-Lamberty, B., Hanson, P., ... Vargas, R. (2018). Comparing ecosystem and soil respiration: Review and key challenges of tower-based and soil measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, *249*, 434-443. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.10.028>
- Bell, T. W., Menzer, O., Troyo-Diéquez, E., & Oechel, W. C. (2012). Carbon dioxide exchange over multiple temporal scales in an arid shrub ecosystem near La Paz, Baja California Sur, Mexico. *Global Change Biology*, *18*(8), 2570-2582. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2012.02720.x>
- Bispo, A., Andersen, L., Angers, D. A., Bernoux, M., Brossard, M., Cécillon, L., ... Eglin, T. K. (2017). Accounting for carbon stocks in soils and measuring GHGs emission fluxes from soils: do we have the necessary standards? *Frontiers in Environmental Science*, *5*, 41. <http://doi.org/10.3389/fenvs.2017.00041>
- Bond-Lamberty, B., & Thomson, A. (2010). Temperature-associated increases in the global soil respiration record. *Nature*, *464*, 579-582. <http://doi.org/10.1038/nature08930>
- Bond-Lamberty, B., Wang, C., & Gower, S. T. (2004). A global relationship between the heterotrophic and autotrophic components of soil respiration? *Global Change Biology*, *10*(10), 1756-1766. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2004.00816.x>
- Bond-Lamberty, B. P., & Thomson, A. M. (2018). *A global database of soil respiration data, version 4.0*. Oak Ridge, TN, USA: ORNL DAAC. <https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1578>
- Brüggemann, N., Gessler, A., Kayler, Z., Keel, S. G., Badeck, F., Barthel, M., ... Bahn, M. (2011). Carbon allocation and carbon isotope fluxes in the plant-soil-atmosphere continuum: a review. *Biogeosciences*, *8*, 3457-3489. <http://doi.org/10.5194/bg-8-3457-2011>
- Burba, G. (2013). *Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural, and regulatory applications: A field book on measuring ecosystem gas exchange and areal emission rates*. Lincoln, NE, USA: LI-COR Biosciences. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4247.8561>
- Burba, G., & Anderson, D. (2010). *A brief practical guide to Eddy Covariance flux measurements: Principles and workflow examples for scientific and industrial applications*. Lincoln, NE, USA: LI-COR Biosciences.
- Cable, J. M., Barron-Gafford, G. A., Ogle, K., Pavao-Zuckerman, M., Scott, R. L., Williams, D. G., & Huxman, T. E. (2012). Shrub encroachment alters sensitivity of soil respiration to temperature and moisture. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *117*, G01001. <http://doi.org/10.1029/2011JG001757>
- Chen, G., Yang, Y., & Robinson, D. (2014). Allometric constraints on, and trade-offs in, belowground carbon allocation and their control of soil respiration across global forest ecosystems. *Global Change Biology*, *20*(5), 1674-1684. <http://doi.org/10.1111/gcb.12494>

- Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., ... Thornton, P. (2013). Carbon and other biogeochemical cycles. In T. F. D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, & P. M. Midgley (Eds.). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 465-570). Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- CONAFOR-UACH (Comisión Nacional Forestal-Universidad Autónoma Chapingo). (2013). Línea base nacional de degradación de tierras y desertificación. Informe Final. Zapopan, Jal., México: CONAFOR-UACH.
- Cueva-Rodríguez, A., Yépez, E. A., Garatuza-Payán, J., Watts, C. J., & Rodríguez, J. C. (2012). Diseño y uso de un sistema portátil para medir la respiración de suelo en ecosistemas. *Terra Latinoamericana*, 30(4), 327-336.
- Cueva-Rodríguez, A., Robles-Zazueta, C. A., Garatuza-Payan, J., & Yépez, E. A. (2016). Soil respiration in Mexico: Advances and future directions. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 253-269.
- Curiel Yuste, J., Nagy, M., Janssens, I. A., Carrara, A., & Ceulemans, R. (2005). Soil respiration in a mixed temperate forest and its contribution to total ecosystem respiration. *Tree Physiology*, 25, 609-619. <http://doi.org/10.1093/treephys/25.5.609>
- Curiel Yuste, J., Flores-Rentería, D., García-Angulo, D., Hereş A.-M., Bragă, C., Petritan, A.-M., & Petritan, I. C. (2019). Cascading effects associated with climate-change-induced conifer mortality in mountain temperate forests result in hot-spots of soil CO₂ emissions. *Soil Biology and Biochemistry*, 133, 50-59. <http://doi.org/10.1016/j.soilbio.2019.02.017>
- Davidson, E. A., Savage, K., Verchot, L. V., & Navarro, R. (2002). Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4), 21-37. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00100-4](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00100-4)
- Davidson, E. A., Janssens, I. A., & Luo, Y. (2006). On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q_{10} . *Global Change Biology*, 12(2), 154-164. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01065.x>
- Davidson, E. A., Samanta, S., Caramori, S. S., & Savage, K. (2012). The Dual Arrhenius and Michaelis-Menten kinetics model for decomposition of soil organic matter at hourly to seasonal time scales. *Global Change Biology*, 18(1), 371-384. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02546.x>
- de Graaff, M.-A., Throop, H. L., Verburg, P. S. J., Arnone III, J. A., & Campos, X. (2014). A Synthesis of Climate and Vegetation Cover Effects on Biogeochemical Cycling in Shrub-Dominated Drylands. *Ecosystems*, 17, 931-945. <http://doi.org/10.1007/s10021-014-9764-6>
- Delgado-Balbuena, J., Arredondo, J. T., Loescher, H. W., Pineda-Martínez, L. F., Carbajal, J. N., & Vargas, R. (2019). Seasonal precipitation legacy effects determine the carbon balance of a semiarid grassland. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 124(4), 987-1000. <http://doi.org/10.1029/2018JG004799>
- Eisenhauer, N., Bowker, M. A., Grace, J. B., & Powell, J. R. (2015). From patterns to causal understanding: Structural equation modeling (SEM) in soil ecology. *Pedobiologia*, 58(1-2), 65-72. <http://doi.org/10.1016/j.pedobi.2015.03.002>
- Emmerich, W. E. (2003). Carbon dioxide fluxes in a semiarid environment with high carbonate soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 116(1-2), 91-102. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00231-9](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00231-9)
- Encina, J. A., Estrada-Castillón, E., Villarreal-Quintanilla, J. A., Villaseñor, J. L., Cantú-Ayala, C. M., & Arevalo, J. R. (2016). Floristic richness of the Sierra de Zapalinamé, Coahuila, Mexico. *Phytotaxa* 283. <http://doi.org/10.11646/phytotaxa.283.1.1>
- Estruch, C., Macek, P., Armas, C., Pistón, N., & Pugnaire, F. I. (2020). Species identity improves soil respiration predictions in a semiarid scrubland. *Geoderma*, 363, 114153. <http://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114153>
- Fick, S. E., & Hijmans, R. J. (2017). WorldClim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 37(12), 4302-4315.
- Flores-Rentería, D., Rincón, A., Morán-López, T., Hereş, A.-M., Pérez-Izquierdo, L., Valladares, F., & Curiel Yuste, J. (2018). Habitat fragmentation is linked to cascading effects on soil functioning and CO₂ emissions in Mediterranean holm-oak-forests. *PeerJ*, 6, e5857. <http://doi.org/10.7717/peerj.5857>
- Foken, Th., & Wichura, B. (1996). Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 78(1-2), 83-105. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02248-1](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02248-1)
- García Oliva, F., Elser, J., & Souza, V. (2018). *Ecosystem ecology and geochemistry of Cuatro Ciénegas*. Berlin: Springer.
- Grace, J. B. (2006). *Structural equation modeling and natural systems*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Granados-Sánchez, D., Sánchez-González, A., Granados-Victorino, R. L., & Borja-de la Rosa, A. (2011). Ecología de la vegetación del desierto chihuahuense. *Revista Chapingo serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 17, 111-130. <https://doi.org/10.5154/r.rchscfa.2010.10.102>
- Hashimoto, H., Dungan, J. L., White, M. A., Yang, F., Michaelis, A. R., Running, S. W., & Nemani, R. R. (2008). Satellite-based estimation of surface vapor pressure deficits using MODIS land surface temperature data. *Remote Sensing of Environment*, 112(1), 142-155. <http://doi.org/10.1016/j.rse.2007.04.016>
- Hastings, S. J., Oechel, W. C., & Muhliah-Melo, A. (2005). Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO₂ exchange of a desert shrub community (Sarcocaulis) in Baja California, Mexico. *Global Change Biology*, 11(6), 927-939. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.00951.x>
- Heinemeyer, A., Di Bene, C., Lloyd, A. R., Tortorella, D., Baxter, R., Huntley, B., Gelsomino, A., & Ineson, P. (2011). Soil respiration: implications of the plant-soil continuum and respiration chamber collar-insertion depth on measurement and modelling of soil CO₂ efflux rates in three ecosystems. *European Journal of Soil Science*, 62(1), 82-94. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2010.01331.x>
- Hernández-Becerra, N., Tapia-Torres, Y., Beltrán-Paz, O., Blaz, J., Souza, V., & García-Oliva, F. (2016). Agricultural land-use change in a Mexican oligotrophic desert depletes ecosystem stability. *PeerJ*, 4, e2365. <https://doi.org/10.7717/peerj.2365>
- Hursh, A., Ballantyne, A., Cooper, L., Maneta, M., Kimball, J., & J. Watts. (2017). The sensitivity of soil respiration to soil temperature, moisture, and carbon supply at the global scale. *Global Change Biology*, 23(5), 2090-2103. <http://doi.org/10.1111/gcb.13489>

- Huxman, T. E., Snyder, K. A., Tissue, D., Leffler, A. J., Ogle, K., Pockman, W. T., ... Schwinning, S. (2004). Precipitation pulses and carbon fluxes in semiarid and arid ecosystems. *Oecologia*, *141*, 254-268. <https://doi.org/10.1007/s00442-004-1682-4>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). (2007). *Conjunto de Datos vectorial edafológico, escala 1: 250 000, Serie II (Continuo Nacional)*. Aguascalientes, Ags., México: INEGI.
- Iriondo, J. M., Albert, M. J., & Escudero, A. (2003). Structural equation modelling: an alternative for assessing causal relationships in threatened plant populations. *Biological Conservation*, *113*(3), 367-377. [http://doi.org/10.1016/S0006-3207\(03\)00129-0](http://doi.org/10.1016/S0006-3207(03)00129-0)
- IUSS Working Group WRB (International Union of Soil Sciences-World Reference Base for Soil Resources). (2007). *World reference base for soil resources 2006, first update 2007*. World Soil Resources Reports No. 103. Rome: FAO.
- Janssens, I. A., Lankreijer, H., Matteucci, G., Kowalski, A. S., Buchmann, N., Epron, D., ... Valentini, R. (2001). Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests. *Global Change Biology*, *7*(3), 269-278. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2001.00412.x>
- Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M. W., & Schmid, H. P. (2004). A Simple Parameterisation for Flux Footprint Predictions. *Boundary-Layer Meteorology*, *112*, 503-523. <http://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000030653.71031.96>
- Lamprey, S., Li, L., & Xie, J. (2018). Impact of nitrogen fertilization on soil respiration and net ecosystem production in maize. *Plant Soil Environment*, *64*, 353-360. <https://doi.org/10.17221/217/2018-PSE>
- Lasslop, G., Reichstein, M., Papale, D., Richardson, A. D., Arneth, A., Barr, A., Stoy, P., & Wohlfahrt, G. (2010). Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: critical issues and global evaluation. *Global Change Biology*, *16*(1), 187-208. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02041.x>
- Leon, E., Vargas, R., Bullock, S., Lopez, E., Panosso, A. R., & La Scala, N. (2014). Hot spots, hot moments, and spatio-temporal controls on soil CO₂ efflux in a water-limited ecosystem. *Soil Biology and Biochemistry*, *77*, 12-21. <http://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.05.029>
- Li, X., Guo, D., Zhang, C., Niu, D., Fu, H., & Wan, C. (2018). Contribution of root respiration to total soil respiration in a semi-arid grassland on the Loess Plateau, China. *Science of the Total Environment*, *627*, 1209-1217. <http://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.01.313>
- Loescher, H. W., Law, B. E., Mahrt, L., Hollinger, D. Y., Campbell, J., & Wofsy, S. C. (2006). Uncertainties in, and interpretation of, carbon flux estimates using the eddy covariance technique. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *111*(D21S90), 1-19. <http://doi.org/10.1029/2005JD006932>
- Lüneberg, K., Schneider, D., Siebe, C., & Daniel, R. (2018). Drylands soil bacterial community is affected by land use change and different irrigation practices in the Mezquital Valley, Mexico. *Scientific Reports*, *8*, 1413. <http://doi.org/10.1038/s41598-018-19743-x>
- Luo, Y., & Zhou, X. (2006). *Soil respiration and the environment*. London: Academic Press, Elsevier Science. ISBN: 0-12-088782-7.
- Ma, J., Wang, Z.-Y., Stevenson, B. A., Zheng, X.-J., & Li, Y. (2013). An inorganic CO₂ diffusion and dissolution process explains negative CO₂ fluxes in saline/alkaline soils. *Scientific Reports*, *3*, 2025. <http://doi.org/10.1038/srep02025>
- Maccallum, R. C., Browne, M. W., & Sugawara, H. M. (1996). Power analysis and determination of sample size for covariance structure modeling. *Psychological Methods*, *1*(2), 130-149. <https://doi.org/10.1037/1082-989X.1.2.130>
- Matias, L., Castro, J., & Zamora, R. (2012). Effect of simulated climate change on soil respiration in a Mediterranean-type ecosystem: rainfall and habitat type are more important than temperature or the soil carbon pool. *Ecosystems*, *15*, 299-310. <http://doi.org/10.1007/s10021-011-9509-8>
- Mauder, M., & Foken, T. (2006). Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. *Meteorologische Zeitschrift*, *15*(6), 597-609. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0167>
- Montaño, N. M., Ayala, F., Bullock, S. H., Briones, O., García Oliva, F., García Sánchez, R., ... Yépez, E. (2016). Carbon stocks and fluxes in arid and semiarid ecosystems of Mexico: synthesis and prospects. *Terra Latinoamericana*, *34*(1), 39-59.
- Phillips, C. L., Bond-Lamberty, B., Desai, A. R., Lavoie, M., Risk, D., Tang, J., Todd-Brown, K., & Vargas, R. (2017). The value of soil respiration measurements for interpreting and modeling terrestrial carbon cycling. *Plant and Soil*, *413*, 1-25. <http://doi.org/10.1007/s11104-016-3084-x>
- Phillips, C. L., & Nickerson, N. (2015). Soil respiration. In A. E. Scott (Ed.). *Reference module in earth systems and environmental sciences*. Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09442-2>
- Pilegaard, K., Hummelshøj, P., Jensen, N. O., & Chen, Z. (2001). Two years of continuous CO₂ eddy-flux measurements over a Danish beech forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, *107*(1), 29-41. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00227-6](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00227-6)
- Pontifés, P. A., García-Meneses, P. M., Gómez-Aíza, L., Monterroso-Rivas, A. I., & Caso-Chávez, M. (2018). Land use/land cover change and extreme climatic events in the arid and semi-arid ecoregions of Mexico. *Atmósfera*, *31*(4), 355-372. <https://doi.org/10.20937/ATM.2018.31.04.04>
- Post, W. M., & Kwon, K. C. (2000). Soil carbon sequestration and land-use change: processes and potential. *Global Change Biology*, *6*(3), 317-327. <http://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2000.00308.x>
- Poulter, B., Frank, D., Ciais, P., Myneni, R. B., Andela, N., Bi, J., ... van der Werf, G. R. (2014). Contribution of semi-arid ecosystems to interannual variability of the global carbon cycle. *Nature*, *509*, 600-603. <http://doi.org/10.1038/nature13376>
- R-Core-Team. (2020). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, 3.6.2 ed. Vienna, Austria.
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., ... Valentini, R. (2005). On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, *11*(9), 1424-1439. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.001002.x>
- Rey, A. (2015). Mind the gap: non-biological processes contributing to soil CO₂ efflux. *Global Change Biology*, *21*(5), 1752-1761. <http://doi.org/10.1111/gcb.12821>

- Roby, M. C., Scott, R. L., Barron-Gafford, G. A., Hamerlynck, E. P., & Moore, D. J. P. (2019). Environmental and vegetative controls on soil CO₂ efflux in three semiarid ecosystems. *Soil Systems*, 3(1), 6. <http://doi.org/10.3390/soilsystems3010006>
- Rustad, L. E., Huntington, T. G., & Boone, R. D. (2000). Controls on soil respiration: Implications for climate change. *Biogeochemistry*, 48, 1-6. <http://doi.org/10.1023/A:1006255431298>
- Rzedowski, J. (2006). *Vegetación de México*. México: Limusa.
- Salazar, A., Sulman, B. N., & Dukes, J. S. (2018). Microbial dormancy promotes microbial biomass and respiration across pulses of drying-wetting stress. *Soil Biology and Biochemistry*, 116, 237-244. <http://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.10.017>
- Salinas-Zavala, C. A., Douglas, A. V., & Diaz, H. F. (2002). Interannual variability of NDVI in northwest Mexico. Associated climatic mechanisms and ecological implications. *Remote Sensing of Environment*, 82(2-3), 417-430. [http://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00057-3](http://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00057-3)
- Savage, K. E., & Davidson, E. A. (2003). A comparison of manual and automated systems for soil CO₂ flux measurements: trade-offs between spatial and temporal resolution. *Journal of Experimental Botany*, 54(384), 891-899. <http://doi.org/10.1093/jxb/erg121>
- Shao, J., Zhou, X., Luo, Y., Li, B., Aurela, M., Billesbach, D., Blanken, P. D., ... Zhang, J. (2016). Direct and indirect effects of climatic variations on the interannual variability in net ecosystem exchange across terrestrial ecosystems. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 68(1), 30575. <http://doi.org/10.3402/tellusb.v68.30575>
- Shiple, B. (2002). *Cause and correlation in biology: a user's guide to path analysis, structural equations and causal inference*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Sponseller, R. A. (2007). Precipitation pulses and soil CO₂ flux in a Sonoran Desert ecosystem. *Global Change Biology*, 13(2), 426-436. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01307.x>
- Steiger, J. H. (1990). Structural model evaluation and modification: an interval estimation approach. *Multivariate Behavioral Research*, 25(2), 173-180. http://doi.org/10.1207/s15327906mbr2502_4
- Taylor, J. R., & Loescher, H. L. (2013). Automated quality control methods for sensor data: a novel observatory approach. *Biogeosciences*, 10(7), 4957-4971. <http://doi.org/10.5194/bg-10-4957-2013>.
- Vargas, R., Baldocchi, D. D., Bahn, M., Hanson, P. J., Hosman, K. P., Kulmala, L., Pumpanen, J., & Yang, B. (2011). On the multi-temporal correlation between photosynthesis and soil CO₂ efflux: reconciling lags and observations. *New Phytologist*, 191(4), 1006-1017. <http://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2011.03771.x>
- Vargas, R., Detto, M., Baldocchi, D. D., & Allen, M. F. (2010). Multiscale analysis of temporal variability of soil CO₂ production as influenced by weather and vegetation. *Global Change Biology* 16, 1589-1605. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02111.x>
- Vargas, R., Yépez, E. A., Andrade, J. L., Ángeles, G., Arredondo, T., Castellanos, A. E., ... Watts, C. (2013). Progress and opportunities for monitoring greenhouse gases fluxes in Mexican ecosystems: the MexFlux network. *Atmósfera*, 26(3), 325-336. [http://doi.org/10.1016/S0187-6236\(13\)71079-8](http://doi.org/10.1016/S0187-6236(13)71079-8)
- Vickers, D., & Mahrt, L. (1997). Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, 512-526. [http://doi.org/10.1175/1520-0426\(1997\)014<0512:QCAFSP>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0426(1997)014<0512:QCAFSP>2.0.CO;2)
- Wang, W., & Guo, J. (2006). The contribution of root respiration to soil CO₂ efflux in *Puccinellia tenuiflora* dominated community in a semi-arid meadow steppe. *Chinese Science Bulletin*, 51, 697-703. <http://doi.org/10.1007/s11434-006-0697-0>
- Wang, B., Zha, T. S., Jia, X., Gong, J. N., Bourque, C., Feng, W., ... Peltola, H. (2017a). Soil water regulates the control of photosynthesis on diel hysteresis between soil respiration and temperature in a desert shrubland. *Biogeosciences*, 14(17), 3899-3908. <http://doi.org/10.5194/bg-14-3899-2017>
- Wang, X., Wang, C., & Bond-Lamberty, B. (2017b). Quantifying and reducing the differences in forest CO₂-fluxes estimated by eddy covariance, biometric and chamber methods: A global synthesis. *Agricultural and Forest Meteorology*, 247, 93-103. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.07.023>
- Wang, W., Chen, X. Li, X., Qian, J., & Yu, J. (2019a). Temperature dependence of soil respiration in arid region is reconciled. In F. Sun, H. Liu, & D. Hu (Eds.). *Cognitive systems and signal processing* (pp. 350-358). Singapore, Singapore: Springer. https://doi.org/10.1007/978-981-13-7986-4_31
- Wang, Y., Zhou, L., Jia, Q., & Ping, X. (2019b). Direct and indirect effects of environmental factors on daily CO₂ exchange in a rainfed maize cropland—A SEM analysis with 10 year observations. *Field Crops Research*, 242, 107591. <http://doi.org/10.1016/j.fcr.2019.107591>
- Wang, Y., Zhou, L., Ping, X., Jia, Q., & Li, R. (2018). Ten-year variability and environmental controls of ecosystem water use efficiency in a rainfed maize cropland in Northeast China. *Field Crops Research*, 226(1), 48-55. <http://doi.org/10.1016/j.fcr.2018.07.006>
- Webb, E. K., Pearman, G. I., & Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(447), 85-100. <http://doi.org/10.1002/qj.49710644707>
- Wutzler, T., Lucas-Moffat, A., Migliavacca, M., Knauer, J., Sickel, K., Šigut, L., Menzer, O., & Reichstein, M. (2018). Basic and extensible post-processing of eddy covariance flux data with REddyProc. *Biogeosciences*, 15, 5015-5030. <http://doi.org/10.5194/bg-15-5015-2018>
- Xu, L., Furtaw, M. D., Madsen, R. A., Garcia, R. L., Anderson, D. J., & McDermitt, D. K. (2006). On maintaining pressure equilibrium between a soil CO₂ flux chamber and the ambient air. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D08S10) <http://doi.org/10.1029/2005JD006435>
- Yang, X.-D., Ali, A., Xu, Y.-L., Jiang, L.-M., & Lv, G.-H. (2019). Soil moisture and salinity as main drivers of soil respiration across natural xeromorphic vegetation and agricultural lands in an arid desert region. *CATENA*, 177, 126-133. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2019.02.015>
- Yáñez-Díaz, M. I., Cantú-Silva, I., González-Rodríguez, H., Jurado, E., & Gómez-Meza, M. V. (2017). Respiración del suelo en cuatro sistemas de uso de la tierra. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales*, 8(42), 123-149. <http://doi.org/10.29298/rmcf.v8i42.22>

Distribución de agregados y carbono orgánico asociado de los suelos con relación a diferentes tipos de usos de suelo y profundidades

Distribution of soil aggregates and associated organic carbon in relation to different types of land uses and depths

Edgar Barrales-Brito¹ , Fernando Paz-Pellat^{2‡} , Alma S. Velázquez-Rodríguez³ ,
Claudia Hidalgo-Moreno⁴  y Jorge Dionisio Etchevers-Barra⁴ 

¹ Doctorado en Edafología, ² GRENASER, ⁴ Laboratorio de Fertilidad de Suelos y Química Ambiental. Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km 36.5, Montecillo. 56230 Texcoco, Estado de México, México.

[‡] Autor para correspondencia (ferpazpel@gmail.com)

³ Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma del Estado de México. Carretera Toluca-Ixtlahuaca km 15.5, el Cerrito, Piedras Blancas. Toluca de Lerdo, Estado de México, México.

RESUMEN

La distribución de los agregados (masas) en diferentes usos de suelo y profundidades permite caracterizar su estabilidad estructural y comprender los cambios de la dinámica de la distribución del carbono y masa en función del tamaño de los agregados. Para modelar la distribución y masa de los agregados a diferentes profundidades para diferentes usos de suelo se analizaron siete usos de suelo: bosque de *Abies* (BAr), bosque de *Cupressus* (BCr), bosque de *Quercus* (BQr), bosque de *Abies* con incendio forestal (BAq), bosque secundario o acahual de *Quercus* (Bs), pastizal (Pz) y agrícola con labranza tradicional (Agt), todos ellos localizados en el monte Tláloc en Texcoco, Estado de México. Adicionalmente se seleccionó un sitio de agricultura de conservación (Agc) en la parte baja del monte Tláloc. Para desarrollar un modelo general, se partió del análisis de los patrones de la distribución de la masa acumulada (M acum) y carbono acumulado (C acum) con relación a las dimensiones de los agregados, para diferentes profundidades en cada uso del suelo. Con base en los modelos matemáticos ajustados, se planteó un modelo general de cinética de orden n como causa para las soluciones observadas. Los ajustes estadísticos fueron excelentes ($R^2 > 0.99$, generalmente).

Palabras clave: cinética de orden n , estabilidad estructural, paradigma Darwiniano, patrones y procesos.

SUMMARY

The aggregates distribution (masses) in different land uses and depths allows characterizing their structural stability and understanding the changes in the dynamics of carbon and mass distribution depending on the aggregates size. To model the distribution and mass of aggregates related to depth for different land uses, seven land uses were analyzed: *Abies* forest (BAr), *Cupressus* forest (BCr), *Quercus* forest (BQr), *Abies* forest with forest fire (BAq), *Quercus* secondary forest (Bs), grassland (Pz) and agriculture with traditional tillage (Agt), all located on Mount Tlaloc in Texcoco, State of Mexico. Additionally, a conservation agriculture site (Agc) was selected in the lower part of Mount Tlaloc. To develop a general model, we started from the analysis of the patterns of the distribution of the accumulated mass (M acum) and accumulated carbon (C acum) in relation to the size of the aggregates, for different soil depths in each land use. Based on the adjusted mathematical models, a general model of n order kinetics was proposed as a cause for the observed

Cita recomendada:

Barrales-Brito, E., Paz-Pellat, F., Velázquez-Rodríguez, A. S., Hidalgo-Moreno, C. y Etchevers-Barra, J. D. (2021). Distribución de agregados y carbono orgánico asociado de los suelos con relación a diferentes tipos de usos de suelo y profundidades. *Terra Latinoamericana*, 39, 1-22. e1318. <https://doi.org/10.28940/terra.v39i0.1318>

Recibido: 25 de agosto de 2021. Aceptado: 14 de diciembre de 2021.
Artículo. Volumen 39, diciembre de 2021.

solutions. The statistical adjustments were excellent ($R^2 > 0.99$, generally).

Index words: *n order kinetics, structural stability, Darwinian paradigm, patterns and processes.*

INTRODUCCIÓN

El carbono orgánico del suelo (COS) es uno de los principales almacenes de carbono (C) globales, ya que es de dos a tres veces mayor que el atmosférico y el de la vegetación terrestre (Lal, 2004), por lo que es necesario modelar el efecto que las perturbaciones antropogénicas y naturales en los cambios de este almacén, para predecir sus impactos.

Agregados de los Suelos

En condiciones naturales, o de laboratorio, el suelo tiene una estructura representada por el tamaño y arreglo de partículas y poros en su matriz (Bronick y Lal, 2005). Usando técnicas de fraccionamiento físico, la matriz del suelo puede ser caracterizada por (Christensen, 2001): (a) materia orgánica libre u ocluida en agregados, sin formar complejos órgano-minerales; (b) complejos órgano-minerales primarios y, (c) complejos órgano-minerales secundarios (agregados). Los agregados de los suelos son partículas secundarias (unidades estructurales) formadas por la combinación de partículas minerales con agentes cementantes orgánicos o inorgánicos (Bronick y Lal, 2005). Los agregados son generalmente clasificados como microagregados ($< 250 \mu\text{m}$) y macroagregados ($> 250 \mu\text{m}$) (Tisdall y Oades, 1982), y éstos pueden a su vez agruparse por clases de tamaños de los diámetros de los tamices utilizados. El secuestro de C en el suelo es función del sistema arquitectónico de empaquetamiento de los agregados (Blanco-Canqui y Lal, 2004).

Formación de Agregados

De acuerdo a la teoría jerárquica de agregados de Tisdall y Oades (1982), éstos se forman de tamaños menores a mayores (las partículas primarias forman microagregados y éstas macroagregados), usando agentes cementantes transitorios, temporales y persistentes, donde la resistencia de los agregados se incrementa al aumentar la temporalidad del cementante.

Los macroagregados tienen cementantes transitorios y los microagregados persistentes, por lo que estos últimos son más densos, resistentes y estables. Esta teoría fue modificada posteriormente por Oades (1984) al proponer que los microagregados son creados por la destrucción de los macroagregados, como paso previo para su formación. De esta manera, los microagregados se forman primero dentro de los macroagregados. La materia orgánica del suelo es el principal agente cementante en la teoría jerárquica de agregados. Six, Paustian, Elliot y Combrink (2000b) propusieron un modelo conceptual de formación y estabilización de agregados, donde los macroagregados son formados por la unión de residuos orgánicos frescos, después la materia orgánica particulada de los interagregados finos estabiliza a los macroagregados, permitiendo que las partículas orgánicas finas queden incrustadas en los microagregados, de tal forma que la degradación de los macroagregados produce microagregados estables ricos en materia orgánica. Una discusión detallada de los mecanismos de formación, y factores controlantes, de los agregados puede ser encontrada en la literatura (Amézketa, 1999; Six, Bossuyt, Degryze y Deneff, 2004; Kumar, Rawat, Singh, Singh y Rai, 2013; Totsche *et al.*, 2018), incluyendo su capacidad de secuestro de C (Balesdent, Chenu y Balabane, 2000; Blanco-Canqui y Lal, 2004; Bronick y Lal, 2005; Kumar *et al.*, 2013). Los mecanismos de estabilización y desestabilización del COS en los agregados también han sido revisados en la literatura (Tisdall y Oades, 1982; Sollins, Homman y Caldwell, 1996; Six, Conant, Paul y Paustian, 2002; Kumar *et al.*, 2013).

Métodos para Medir la Estabilidad de Agregados

Para analizar la estabilidad de los agregados (resistencia a la disgregación del suelo al aplicar energía) se han estandarizado métodos para determinar la distribución de las masas de agregados de diferentes tamaños (Kemper y Rosenau, 1986), donde se aplica agitación (energía fija) a un conjunto de mallas de múltiples tamaños. Las técnicas de fraccionamiento usando tamices pueden ser en seco o en húmedo (Kemper y Rosenau, 1986). El tamizado en seco está asociado a la estabilidad de los agregados por la desintegración mecánica y el húmedo incluye efectos adicionales del proceso de humidificación. El tamizado en seco es el método más popular para analizar los efectos de la labranza y erosión eólica (Kemper

y Rosenau, 1986) y es el preferido para mantener un hábitat relativamente intacto y la actividad de los microorganismos (Schutter y Dick, 2002), reflejando condiciones de campo secas, sin riego o lluvia.

Estabilidad Estructural y Distribución de las Masas de los Agregados

La estabilidad estructural es generalmente cuantificada usando diferentes índices que reflejan las relaciones entre las masas de los agregados. Es práctica común usar el diámetro medio ponderado (DMP) o el diámetro medio geométrico (Kemper y Rosenau, 1986), además de una gran variedad de índices en función de la distribución de las masas de los agregados (Six, Elliot y Paustian, 2000a; Márquez, García, Cambardella, Schultz e Isenhardt, 2004; Niewczas y Witkowska, 2005; Nichols y Toro, 2011). Una alternativa integral es modelar la distribución de los agregados (distribución acumulada de masas) usando modelos de distribuciones de probabilidad, los cuales pueden ser de uno a cuatro parámetros (Perfect, Kay, Ferguson, da Silva y Denholm, 1993; Tirgarsoltani, Gorji, Mohammadi y Millan, 2014), donde el modelo potencial ha resultado en buenos ajustes experimentales (Baldock y Kay, 1987; Paz-Pellat, Hidalgo, Etchevers y Fuentes, 2012; Fuentes, Paz, Hidalgo y Etchevers, 2012; Velázquez, Paz, Hidalgo y Etchevers, 2012), que corresponde al modelo fractal (Tyler y Wheatcraft, 1992), bajo ciertas condiciones, de distribución de masas de los agregados. Los índices de estabilidad de agregados pueden ser construidos usando los parámetros de los modelos de la distribución de agregados (Tirgarsoltani *et al.*, 2014; Paz-Pellat *et al.*, 2012) o usar directamente los parámetros para calcular cualquier índice asociado a la distribución de las masas de los agregados (Baldock y Kay, 1987). La distribución de la masa de los agregados es función de la energía de rotura de los mismos (Hadas, 1987; Perfect y Kay, 1994), por lo que es necesario estandarizar la energía aplicada (v. g. ciclos de agitación por minuto en el tamizado en seco) para poder hacer comparaciones con los resultados obtenidos (Kemper y Rosenau, 1986). La aplicación de la labranza y las cargas vehiculares en suelos agrícolas, por ejemplo, están relacionadas con la energía usada para la disgregación de agregados (Hadas, 1987), aunque resulta sumamente difícil replicarla en el laboratorio.

Uso del Suelo y Prácticas de Manejo

Los cambios de uso del suelo (vegetación natural a pastizales o agricultura, por ejemplo) modifican la distribución de los agregados y los contenidos de C asociados a éstos (Gajic, Dugalic y Djurovic, 2006; Ćirić, Manojlović, Nesić y Belić, 2012; Paz-Pellat y Etchevers, 2016). Los macroagregados contienen la mayor cantidad de C, aunque son poco resistentes a la aplicación de energía, rompiéndose y liberando carbono que se manifiesta en tasas de mineralización altas (Balesdent *et al.*, 2000; Blanco-Canqui y Lal, 2004). Generalmente, entre mayor sea el tamaño de los agregados (DMP), mayor el contenido de COS (Bronick y Lal, 2005). La intensidad de la labranza del suelo reduce el tamaño de los agregados, disminuyendo el COS (Balesdent *et al.*, 2000). Los bosques mejoran la agregación y transfieren el COS a profundidad y los pastizales tienen mejor agregación y COS que los cultivos agrícolas (Blanco-Canqui y Lal, 2004). La práctica de labranza de conservación mejora la agregación y COS en relación a la labranza tradicional (Balesdent *et al.*, 2000; Blanco-Canqui y Lal, 2004).

Agregación de los Suelos a Profundidad

En lo general, el análisis de la distribución de agregados y el carbono asociado es estudiado a profundidades no mayores a 30 cm, representando parcialmente el perfil del suelo. Este tipo de caracterización introduce sesgos en relación al secuestro de carbono asociado a prácticas de labranza de conservación (Baker, Ochsner, Venterea y Griffis, 2006), por lo que es necesario realizar un análisis de todo el perfil del suelo, hasta una profundidad de un metro, dado que el ingreso de C a distintas profundidades del suelo presenta mezclas de C viejo y nuevo (Balesdent *et al.*, 2018). El patrón de distribución del COS muestra una reducción de éste a medida que la profundidad se incrementa (Paz-Pellat y Etchevers, 2016; Paz-Pellat *et al.*, 2019), lo que implica menor agente cementante para los agregados. La profundidad radical de la vegetación no muestra una relación marcada con la distribución del COS (Jobbágy y Jackson, 2000). Los macroagregados se reducen con la profundidad del suelo, particularmente cuando están sujetos a cambios del uso del suelo (Greacen, 1958; Gajic *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2019), lo cual puede ser interpretado como

una menor energía de rotura aplicada; aunque existen otro tipo de procesos (descomposición, transporte y bioturbación) asociados.

Paradigma de Modelación y Objetivos Perseguidos

El paradigma clásico de ciencia actual (realizar mediciones bajo conceptos de hipótesis a validar en términos estadísticos) es costoso y poco eficiente para su desarrollo en México, requiriendo gran cantidad de datos para la generación de modelos de tipo mecanicista. Este paradigma Newtoniano o mecanicista contrasta con enfoques de modelación tipo Darwinianos u holísticos (Harte, 2002), que plantea esquemas de generación de conocimiento integrales, simplificando las aproximaciones en función de la información disponible. Un problema típico encontrado en la modelación de patrones observados es el uso de diferentes modelos matemáticos, implicando diferentes procesos. El paradigma planteado en este trabajo es primero analizar la información disponible en la búsqueda de patrones (regularidades o singularidades – Hutchinson, 1953; Keddy, 2005) que puedan definir mecanismos o procesos asociados; aunque un patrón puede asociarse a múltiples mecanismos (Lawton, 1999), lo cual es definido como equifinalidad (Beven y Freer, 2001). No obstante esta perspectiva de explicaciones múltiples, el desarrollo de una lógica de conexiones axiomáticas para obtener explicaciones generales (Reiners, 1986) permite aproximar los procesos en forma progresiva fundamentada en el enfoque de que los datos definen el camino, para obtener las respuestas correctas por las razones correctas (Kirchner, 2006), planteando su fundamento en los patrones observados (Grimm, 1994; Grimm *et al.*, 1996; Grimm y Railsback, 2012) y la escala de observación (Levin, 1992). Los enfoques mecanicistas requieren una gran cantidad de datos para ser parametrizados, sin que implique una mejoría en sus predicciones, lo que los hace inviables a la escala de país por sus costos e información disponible.

En el caso particular de la dinámica del carbono (C) en los suelos de México se ha intentado parametrizar modelos mecanicistas (Mäser *et al.*, 2003; Coleman y Jenkinson, 1996) con éxito relativo (Álvarez y Rubio, 2012; González *et al.*, 2011 y 2016). A escala nacional, la información disponible consiste del COS total, además de datos de textura (porcentaje de tamaños de las partículas o fracciones físicas del

suelo) (Etchevers, 2013; Paz-Pellat *et al.*, 2019), lo que no permite el desarrollo o aplicación de modelos mecanicistas clásicos, por lo que es necesario el desarrollo de paradigmas Darwinianos, condicionados a la información disponible. En esta perspectiva, el desarrollo de esquemas de modelación generales y, de preferencia, simplificados, pero precisos que usen solo un dato (adicional al COS total y textura), es el objetivo del enfoque de modelación utilizado en este trabajo, además de mostrar el abuso en el uso de modelos estadísticos sin usar conocimiento de los procesos involucrados.

MATERIALES Y MÉTODOS

Localización de los Sitios de Estudio

El área de estudio está ubicada en el monte Tláloc en el municipio de Texcoco, Estado de México. La vegetación el área comprende bosques de *Abies*, *Cupressus*, *Quercus* y *Pinus*, con diferentes niveles de perturbación que van de acahuales (bosques secundarios) y bosques que sufrieron un incendio hace 15 años a cultivos agrícolas y pastizales. El área forma parte de una red de sitios de monitoreo permanentes para evaluar los almacenes de carbono, incluido el del suelo (Bolaños, Bolaños, Paz y Ponce, 2017).

El clima es semifrío subhúmedo en las partes altas, donde se localizan los bosques de *Abies*, *Cupressus* y *Quercus*, pastizal y acahual y un clima templado subhúmedo en las zonas bajas con uso agrícola con prácticas tradicionales (INEGI, 2008).

Se seleccionaron siete sitios con diferentes usos de suelo: bosque de *Abies* (BAr), bosque de *Cupressus* (BCr), bosque de *Quercus* (BQr), bosque de *Abies* con incendio forestal (BAq), bosque secundario o acahual de *Quercus* (Bs), pastizal (Pz) y agrícola con labranza tradicional (Agt). Adicionalmente se seleccionó un sitio de agricultura de conservación (Agc) ubicado en las instalaciones del Colegio de Postgraduados, planicie cercana al monte Tláloc, en Montecillo, Estado de México. La letra *r* es para denotar un bosque de referencia; es decir, un bosque no perturbado o con perturbación mínima, para tener un estándar de comparación.

En el Cuadro 1 se presentan las coordenadas de los sitios de muestreo, así como su altitud y tipo de suelo.

Cuadro 1. Localización geográfica y altitud de los sitios de estudio.
Table 1. Geographical location and altitude of the study sites.

Sitio	Uso de suelo	Latitud N	Longitud O	Altitud (m)	Suelo
1.00	BAr (<i>Abies</i>)	19° 27' 05.3''	98° 45' 06.6''	2931	Luvisol
2.00	BCr (<i>Cupressus</i>)	19° 27' 45.5''	98° 45' 30.9''	3365	Luvisol
3.00	BQr (<i>Quercus</i>)	19° 26' 56.9''	98° 46' 17.0''	3192	Luvisol
4.00	BAq (<i>Abies</i> con incendio)	19° 27' 05.1''	98° 27' 05.1''	2968	Luvisol
5.00	Bs (Acahual)	19° 26' 47.1''	98° 46' 35.2''	2962	Luvisol
6.00	Pz (Pastizal)	19° 27' 47.6''	98° 45' 42.2''	3042	Luvisol
7.00	Agt (Agrícola tradicional)	19° 28' 08.8''	98° 46' 10.3''	2857	Phaozem
8.00	Agc (Agrícola de conservación)	19° 28' 04.8''	98° 53' 45.0''	2244	Vertisol

Mediciones en los Perfiles de Suelos

Se analizó la textura con el método de la pipeta (Burt, 2004). Para observar los cambios por uso de suelo y profundidad, se midió la concentración de carbono con un analizador de carbono TOC (marca Shimadzu, modelo A5050).

Se determinó la proporción del tamaño de agregados en seco, por el método de agitación mecánica. Se colocó 1 kg de suelo seco al aire en un juego de tamices de malla 3, 4, 6, 10, 18, 35, 60, los cuales corresponden a tamaño de agregados de macroagregados (6.36, 4.76 y 3.36 mm), mesoagregados (2.00 y 1.00 mm) y microagregados (0.50, 0.25 y <0.25 mm). Posteriormente se colocaron en el agitador mecánico y se agitaron a 210 ciclos min^{-1} durante 5 min. Se pesó la cantidad de suelo en cada tamiz después de la agitación y se determinó el porcentaje en cada tamaño de agregado.

En el Cuadro 2 se muestran las características de los suelos, a profundidades incrementales de 10 centímetros.

Análisis Estadísticos

Los modelos desarrollados fueron evaluados usando una comparación entre lo medido (Y_i) y lo estimado (\hat{Y}_i), en función de su pendiente (d) e intersección o sesgo (c):

$$Y_{\text{estimado}} = c + d Y_{\text{medido}} \quad (1)$$

Adicional al uso del coeficiente de determinación R^2 , el ajuste estadístico de los modelos fue analizado usando la raíz del error cuadrático medio (RECM):

$$RECM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2} \quad (2)$$

y el error absoluto medio (EAM), en porcentaje:

$$EAM = 100 \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{Y_i - \hat{Y}_i}{Y_i} \right| \right\} \quad (3)$$

Modelo Inicial de la Distribución de Masa y Carbono en los Tamaños de los Agregados

Las relaciones a modelar fueron la masa acumulada (M acum) y carbono orgánico acumulado (C acum), de menor a mayor, por tamaño de agregados. Si se normaliza la masa acumulada y el COS por sus totales (obteniendo valores de 0 a 1), esto representa el equivalente a una distribución de probabilidad acumulada.

Con la consideración que no se conoce el tamaño máximo superior a la malla más grande usada, los datos fueron truncados usando esta última como límite superior, por lo que los valores de C de la distribución de agregados no coinciden con los mostrados en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Características (promedios y desviaciones estándar entre paréntesis, tres repeticiones para textura y dos repeticiones para C) de los suelos de los sitios de estudio, a diferentes niveles de profundidad (incrementos de 10 cm).**Table 2. Characteristics (means and standard deviations in parentheses, three repetitions for texture and two repetitions for C) of the soils of the study sites, at different depth levels (10 cm increments).**

Uso del Suelo	Prof.	Arena	Limo	Arcilla	C	Uso del Suelo	Prof.	Arena	Limo	Arcilla	C
	cm	- - - - - % - - - - -			g kg ⁻¹		cm	- - - - - % - - - - -			g kg ⁻¹
BAr	0-10	27.2 (1.4)	23.5 (0.4)	49.3 (0.9)	59.2 (0.3)	BS	0-10	25.7 (5.4)	55.8 (4.0)	18.6 (1.3)	32.5 (0.7)
	10-20	27.5 (1.5)	23.4 (0.5)	49.1 (1.0)	31.2 (0.2)		10-20	81.9 (0.3)	1.5 (0.0)	16.5 (0.3)	24.4 (0.3)
	20-30	51.0 (2.0)	36.7 (1.5)	12.2 (0.5)	24.7 (0.8)		20-30	48.0 (0.4)	30.8 (0.3)	21.2 (0.2)	23.9 (0.2)
	30-40	58.6 (2.1)	20.0 (1.0)	21.4 (1.1)	15.6 (0.2)		30-40	18.2 (0.5)	67.3 (0.4)	14.5 (0.1)	15.9 (0.0)
	40-50	51.5 (1.0)	38.9 (0.8)	9.6 (0.2)	14.0 (0.1)		40-50	35.9 (2.3)	53.2 (1.9)	10.9 (0.4)	12.1 (0.4)
	50-60	46.4 (2.5)	49.8 (2.4)	3.8 (0.2)	11.6 (0.3)		50-60	46.7 (1.8)	27.4 (0.9)	25.9 (0.9)	6.7 (0.1)
	60-70	20.5 (2.3)	65.5 (1.9)	14.0 (0.4)	8.7 (0.2)		60-70	41.7 (0.1)	40.4 (0.1)	17.9 (0.0)	6.4 (0.0)
	70-80	33.9 (1.0)	50.9 (0.8)	15.2 (0.2)	4.0 (0.0)		70-80	44.3 (0.9)	49.6 (0.8)	6.1 (0.1)	6.1 (0.0)
	80-90	44.4 (2.2)	33.5 (1.3)	22.1 (0.9)	3.4 (0.3)		80-90	10.4 (0.3)	54.1 (0.2)	35.5 (0.1)	3.7 (1.2)
	90-100	45.1 (1.1)	35.1 (0.7)	19.8 (0.4)	2.0 (0.5)		90-100	56.6 (0.6)	24.7 (0.3)	18.7 (0.2)	3.3 (0.8)
BCr	0-10	9.6 (0.8)	68.5 (0.6)	21.9 (0.2)	96.8 (7.5)	Pz	0-10	40.3 (1.5)	46.5 (1.2)	13.2 (0.3)	42.9 (11.6)
	10-20	18.5 (2.1)	66.2 (1.7)	15.3 (0.4)	24.3 (0.9)		10-20	39.2 (1.3)	49.1 (1.0)	11.7 (0.2)	35.5 (6.4)
	20-30	20.2 (0.0)	63.2(0.0)	15.0 (0.0)	20.5 (0.4)		20-30	35.4 (3.0)	56.6 (2.6)	8.1 (0.4)	30.2 (0.6)
	30-40	46.4 (0.6)	47.9 (0.6)	5.7 (0.1)	12.5 (0.1)		30-40	50.0 (2.0)	33.9 (1.4)	16.2 (0.6)	28.8 (0.2)
	40-50	20.7 (1.4)	65.6 (1.1)	13.7 (0.2)	10.3 (0.2)		40-50	44.8 (2.1)	39.3 (1.5)	15.8 (0.6)	22.9 (7.5)
	50-60	39.0 (1.3)	44.1 (0.9)	16.9 (0.3)	10.3 (0.3)		50-60	46.9 (1.3)	33.2 (0.8)	19.9 (0.5)	22.8 (7.6)
	60-70	36.7 (1.1)	34.3 (0.6)	29.0 (0.5)	9.3 (0.7)		60-70	51.6 (1.1)	28.8 (0.6)	19.7 (0.4)	14.7 (3.6)
	70-80	37.8 (1.2)	46.7 (0.9)	15.6 (0.3)	8.1 (0.3)		70-80	46.1 (1.8)	33.7 (1.1)	20.2 (0.7)	13.5 (0.5)
	80-90	50.7 (0.7)	31.1 (0.4)	18.2 (0.3)	5.7 (0.5)		80-90	37.3 (1.3)	34.0 (0.7)	28.8 (0.6)	3.0 (1.4)
	90-100	49.6 (2.0)	35.5 (1.4)	15.0 (0.6)	4.3 (0.3)		90-100	40.6 (1.9)	33.1 (1.1)	26.4 (0.8)	2.4 (1.4)
BQr	0-10	43.6 (2.1)	25.2 (1.0)	31.2 (1.2)	101.6 (2.5)	Agt	0-10	33.1 (1.6)	46.5 (1.1)	20.4 (0.5)	21.5 (1.5)
	10-20	61.8 (1.2)	18.4 (0.6)	19.7 (0.6)	54.4 (0.7)		10-20	27.1 (1.5)	53.1 (1.1)	19.7 (0.4)	19.8 (0.8)
	20-30	35.4 (0.8)	54.0 (0.7)	10.5 (0.1)	43.6 (1.0)		20-30	40.1 (3.2)	46.4 (2.5)	13.5 (0.7)	19.5 (1.0)
	30-40	39.3 (1.2)	50.4 (1.0)	10.3 (0.2)	36.7 (1.1)		30-40	27.2 (1.7)	50.0 (1.2)	22.7 (0.5)	16.1 (1.2)
	40-50	44.1 (1.5)	45.7 (1.3)	10.2 (0.3)	36.1 (0.1)		40-50	33.8 (1.7)	50.2 (1.3)	16.0 (0.4)	7.5 (1.0)
BQq	0-10	48.9 (2.1)	19.2 (0.8)	34.0 (1.3)	99.7 (0.8)	Agc	50-60	34.4 (1.4)	48.2 (1.0)	17.4 (0.4)	7.4 (0.6)
	10-20	64.4 (1.0)	12.9 (0.4)	22.7 (0.6)	41.4 (0.5)		60-70	31.1 (1.5)	47.4 (1.0)	21.5 (0.5)	3.4 (1.2)
	20-30	67.3 (1.6)	19.1 (1.0)	13.6 (0.7)	23.3 (1.6)		0-10	11.8 (1.8)	38.7 (0.8)	49.5 (1.0)	25.0 (3.9)
	30-40	58.9 (1.9)	10.3 (0.3)	30.8 (1.0)	19.4 (0.3)		10-20	6.4 (0.3)	45.3 (0.2)	48.3 (0.2)	20.8 (6.3)
	40-50	61.4 (1.9)	18.2 (0.9)	20.4 (1.0)	15.5 (0.2)		20-30	11.1 (1.6)	41.9 (0.8)	47.0 (0.9)	18.1 (4.8)
	50-60	62.9 (2.0)	5.2 (0.3)	32.0 (1.7)	12.3 (0.1)		30-40	9.4 (2.3)	34.2 (0.9)	56.3 (1.5)	17.7 (5.3)
	60-70	5.6 (0.5)	19.3 (0.1)	75.1 (0.4)	11.0 (0.3)		40-50	10.9 (1.3)	41.0 (0.6)	48.1 (0.7)	16.6 (6.0)
	70-80	50.6 (0.3)	7.4 (0.0)	42.0 (0.3)	10.3 (0.4)		50-60	12.0 (1.9)	44.5 (1.0)	43.5 (0.9)	16.2 (6.3)
	80-90	34.9 (1.6)	5.4 (0.1)	59.7 (1.5)	8.8 (0.1)		60-70	9.2 (2.1)	42.9 (1.0)	47.9 (1.1)	14.0 (3.9)
	90-100	45.0 (1.8)	4.3 (0.1)	50.7 (1.7)	8.3 (0.1)		70-80	5.1 (1.1)	49.9 (0.6)	45.0 (0.5)	12.4 (2.6)
						80-90	6.0 (1.4)	47.5 (0.7)	46.5 (0.7)	11.4 (1.7)	
						90-100	4.9 (1.1)	54.0 (0.6)	41.1 (0.5)	11.0 (1.7)	

Prof. = profundidad.

Los modelos matemáticos utilizados inicialmente para caracterizar la relación entre las variables acumuladas ($Y = M_{acum}$ o $Y = C_{acum}$) y el tamaño de los agregados (T) fueron:

$$\text{Modelo 1: } Y = a \left(\frac{1}{T}\right)^{-b} \quad (4)$$

$$\text{Modelo 2: } Y = a - b \ln\left(\frac{1}{T}\right) \quad (5)$$

$$\text{Modelo 3: } Y = a - b \left(\frac{1}{T}\right) \quad (6)$$

donde: a y b son constantes obtenidas por regresión estadística.

El modelo 1 (potencial) ha sido propuesto por Paz-Pellat *et al.* (2012), Velázquez *et al.* (2012) y Fuentes *et al.* (2012) para agregados a profundidades someras (0-30 cm) y para macetas con plantas y tepetates. El modelo 1 usando $(1/T)$ es equivalente a la misma ecuación, pero cambiando $-b$ por b en la relación con T (Baldock y Kay, 1987). Lo mismo ocurre para el caso del modelo 2 (logarítmico), puesto con relación a T . En el caso del modelo 3 (lineal) la relación con T implica un cambio de la relación matemática, por lo que por esta razón se utilizó $(1/T)$, para tener tres relaciones en función de las mismas variables.

Para el caso de la sonicación de suelos en partículas órgano-minerales (no agregados) usando ultrasonido, Paz-Pellat, Covalada y Etchevers (2014) usaron el modelo 3 para las fracciones físicas con dispersión completa y el modelo 2 para el caso de dispersión incompleta (Paz-Pellat, Covalada, Hidalgo, Etchevers y Matus, 2016).

Los modelos propuestos están relacionados con niveles de energía asociados a prácticas de labranza, enmiendas y ultrasonido, por lo que reflejan patrones aparentemente diferentes.

Relación entre la Masa y Carbono Acumulados por Tamaño de los Agregados

Para establecer una relación entre C_{acum} y M_{acum} , los modelos de las relaciones (4) a (6) deben despejarse para obtener $(1/T)$ e igualarlos para obtener la relación buscada.

Bajo el supuesto que los modelos entre M_{acum} y C_{acum} con T sean iguales, la relación entre C_{acum} y

M_{acum} implica un modelo lineal para el caso de los modelos 5 y 6. Para el caso del modelo 4, la relación entre C_{acum} y M_{acum} es del tipo potencial, donde el exponente está definido por la razón entre el exponente b del caso del C_{acum} con el exponente b de la M_{acum} . Paz-Pellat *et al.* (2012) plantearon que, para el caso de los modelos potenciales, la razón de exponentes es cercana a 1, por lo que se puede plantear una relación generalizada del tipo:

$$C_{acum} = a_l + b_l(M_{acum}) \quad (7)$$

La relación entre los exponentes del modelo (7) con los modelos (4) a (6) es obtenida al despejar $(1/T)$ de estos últimos e igualarlos.

Propiedades de Líneas Rectas que se Interceptan en un Punto Común

Una estrategia importante para reducir la dimensionalidad o complejidad de un problema es utilizar propiedades esperadas, o forzarlas a esa condición, de las soluciones. En esta perspectiva, Paz-Pellat, Odi, Cano, Bolaños y Zarco (2009b) plantearon el uso de la propiedad de que los parámetros de un conjunto de líneas rectas ($Y = a_i + b_i X$) que se interceptan en un punto común, los parámetros están relacionados en forma lineal ($a = X_0 - [Y_0]b$), Figura 1. Para el caso del modelo 2 (logarítmico), usando $\ln(C)$ en la Figura 1a, se obtiene la misma relación [$a = Y_0 - \ln(X_0)b$]. En el caso del modelo 3 (potencial), el resultado es similar al usar $\ln(X)$ y $\ln(Y)$, pero para la relación $b \cdot \ln(a)$ [$\ln(a) = \ln(Y_0) - \ln(X_0)b$] (Lumer, 1936).

Heurísticas de Primer Orden

De la revisión de trabajos previos de caracterización de los patrones empíricos entre las variables de interés, se puede proponer que, a medida que la energía aplicada al suelo se incrementa (o tiempo después de una perturbación), el modelo pasa de potencial a logarítmico a lineal. Algo similar puede ser esperado por el efecto de la profundidad del suelo, pero para patrones no necesariamente asociados a diferentes niveles de aplicación de energía o perturbación, ya que existen procesos coexistentes (descomposición, transporte y bioturbación).

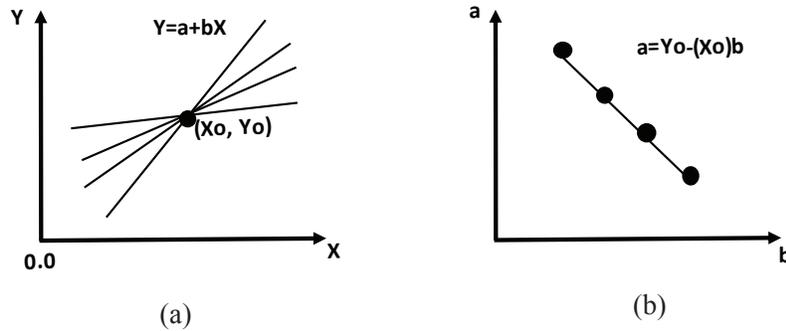


Figura 1. Relación entre los parámetros a y b de las líneas rectas: (a) líneas rectas que se interceptan en el punto común (X_o, Y_o) y (b) relación lineal entre los parámetros b y a . Las variables X y Y representan cualquier tipo de transformación que haga lineales los modelos (v.g. logarítmica).

Figure 1. Relationship between the parameters a and b of the straight lines: (a) straight lines that intersect at the common point (X_o, Y_o) and (b) linear relationship between the parameters b and a . The variables X and Y represent any type of transformation that makes the models linear (e.g. logarithmic).

Para poder generalizar las heurísticas de primer orden (validación estadística clásica) en un modelo generalizado es necesario partir de los resultados (soluciones) a la ecuación generadora (ecuación diferencial) que tenga como solución todos los modelos ajustados estadísticamente.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Patrones Asociados a Diferentes Usos de Suelo

Para el caso de la masa acumulada (%) asociada a la distribución de los tamaños de los agregados ($1/T$), la Figura 2 muestra el caso de la profundidad de 0 a 10 cm, la cual tiene mayores efectos del uso del suelo, cambio de uso del suelo y prácticas de manejo.

De la Figura 2, la estabilidad de los agregados de los diferentes usos de suelo está asociada al incremento del exponente b , o decremento de la constante a , del modelo potencial. Para el caso de la cantidad (masa) de macroagregados ($1/T = 4$, $T = 0.25$ mm), los suelos de los bosques de referencia tienen mayor estabilidad, donde el caso del suelo de un bosque de encino con incendio hace 15 años (BQq) presenta menor cantidad de macroagregados que el suelo del bosque de encino de referencia (BQr) y el acahual de bosque de encino (BS) presenta la menor estabilidad de todos los suelos de los bosques, reflejando claramente una relación de estabilidad con el grado de perturbación

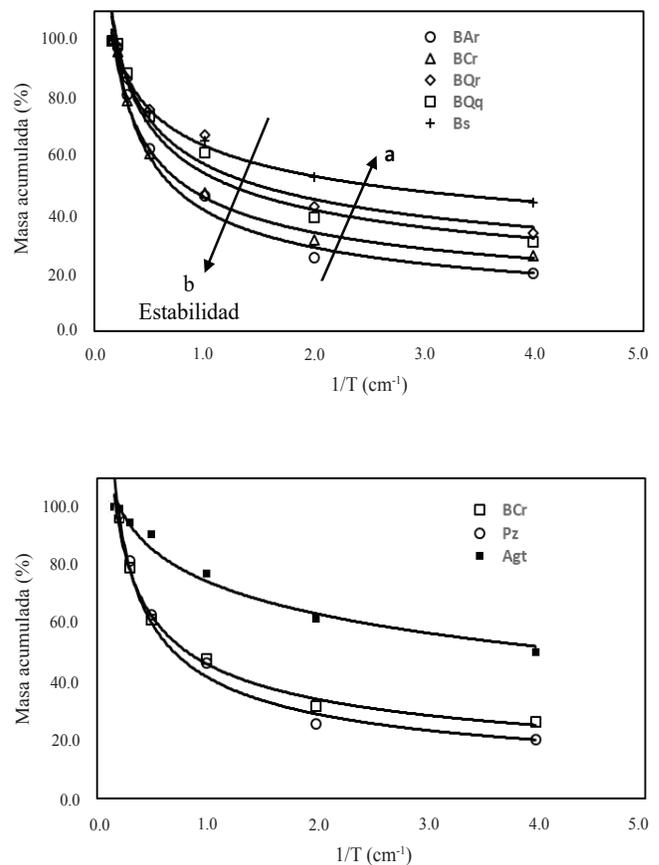


Figura 2. Distribución de la masa acumulada del suelo por tamaño de los agregados ($1/T$) para la profundidad de 0 a 10 cm. Figure 2. Distribution of the accumulated mass of the soil by size of the aggregates ($1/T$) for the depth of 0 to 10 cm.

de la vegetación. El uso agrícola tradicional del suelo (Agt) presenta la menor cantidad de macroagregados y el pastizal (Pz) tiene una distribución de agregados cercana al suelo del mejor bosque (BAr), producto de la distribución de sus raíces en el estrato superior (Jobbágy y Jackson, 2000).

En la Figura 3 se muestra la distribución del C acumulado en los tamaños de los agregados, donde la estabilidad estructural (mayor a medida que el exponente b es menor) tiene un patrón contrario al de la M_{acum} . El uso del suelo agrícola tradicional (Agt) tiene una distribución acumulada del carbono uniforme en los diferentes tamaños de los agregados, con un patrón lineal en la relación $(1/T)$ - C_{acum} .

De los patrones mostrados en la Figura 3, caso de los bosques, resulta difícil su análisis dado

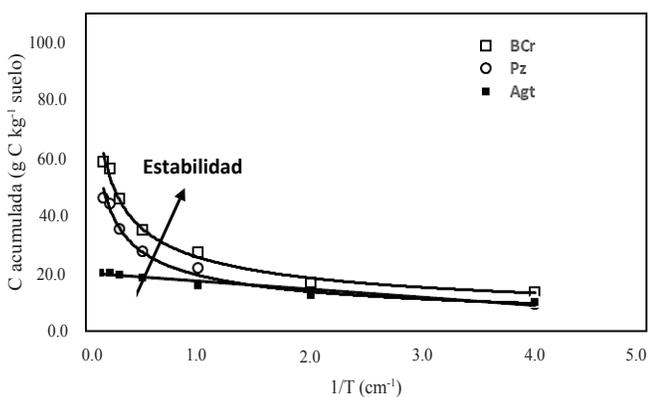
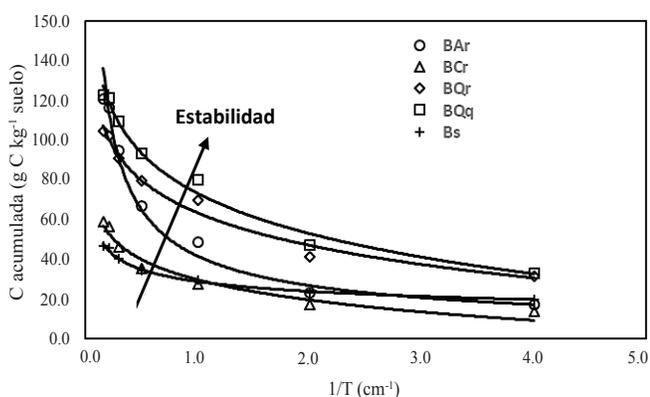


Figura 3. Distribución del carbono acumulado del suelo por tamaño de los agregados ($1/T$) para la profundidad de 0 a 10 cm.
Figure 3. Distribution of accumulated soil carbon by aggregate size ($1/T$) for depths from 0 to 10 cm.

el traslape de algunas curvas de $(1/T)$ y C_{acum} . Una alternativa, tal como se explora más adelante, es usar valores de C_{acum} en forma normalizada (0 a 100%) para caracterizar en forma más clara la estabilidad estructural. Considerando el modelo potencial, en su transformación logarítmica, la Figura 4 muestra las relaciones $\ln(1/T)$ contra $\ln(C_{acum})$ de la Figura 3, donde ahora el patrón de estabilidad estructural está bien caracterizado.

El uso del C_{acum} normalizado permite utilizar el patrón de líneas rectas interceptándose en un punto común, por lo que con el conocimiento del C_{total} (punto de C_{acum} normalizado = 100%) es posible caracterizar el modelo de distribución del carbono a diferentes profundidades del suelo.

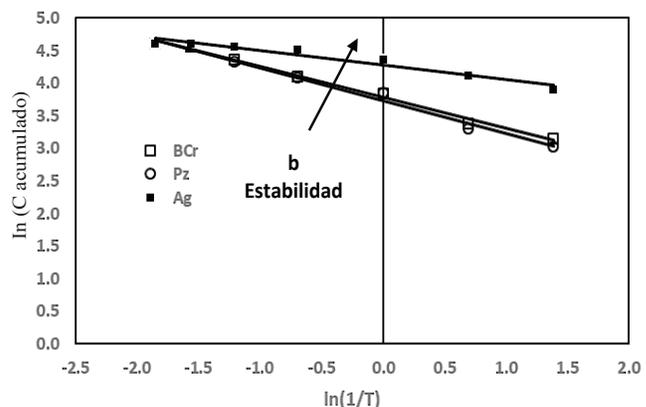
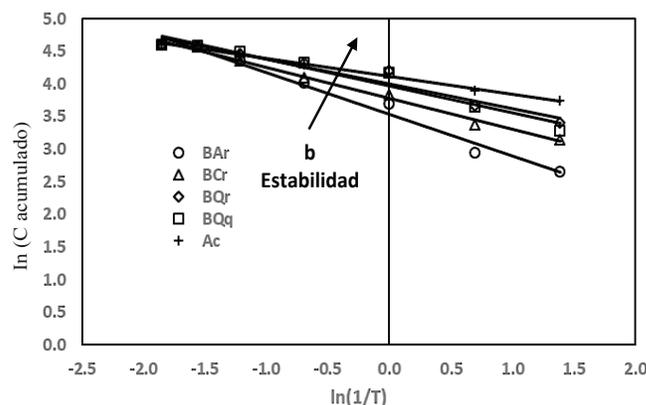


Figura 4. Distribución del carbono acumulado normalizado (0-100 %) del suelo por tamaño de los agregados ($1/T$) para la profundidad de 0 a 10 cm.

Figure 4. Distribution of the normalized accumulated carbon (0-100%) of the soil by aggregate size ($1/T$) for the depth of 0 to 10 cm.

Patrones Asociados a Diferentes Usos de Suelo y Profundidades

Para analizar la viabilidad de los modelos 4 a 6 de la distribución de M_{acum} y C_{acum} a profundidad en los diferentes usos de suelo analizados, los modelos fueron ajustados por regresión lineal para estimar sus parámetros (a y b) y calcular su coeficiente de determinación (R^2) como medida del mejor ajuste. El Cuadro 3 muestra los resultados obtenidos.

Para el caso de la distribución de M_{acum} , la información del Cuadro 3 muestra un patrón del modelo potencial al logarítmico y posteriormente al lineal a medida que la profundidad se incrementa (Figura 5a) o patrones con un mismo modelo (potencial o logarítmico) con un patrón de mayor estabilidad

(mayor pendiente) al incrementarse la profundidad (Figura 5b).

El mismo patrón observado para M_{acum} se presenta para C_{acum} , pero el concepto de estabilidad es inverso (Figura 3), tal como puede notarse en la Figura 6.

De acuerdo al Cuadro 3, a medida que se incrementa la profundidad el patrón de estabilidad estructural o de distribución de los agregados se revierte (esto es, inicia con pendientes creciendo y después se inicia el decrecimiento), tal como se muestra en la Figura 7. En esta figura el exponente n se del modelo potencial es $n = 1 - b$ (b con signo), para el logarítmico $n = 1$ y para el lineal $n = 2$, usando los datos del Cuadro 3. Las relaciones mostradas de n con los modelos 4 a 6 son discutidas más adelante.

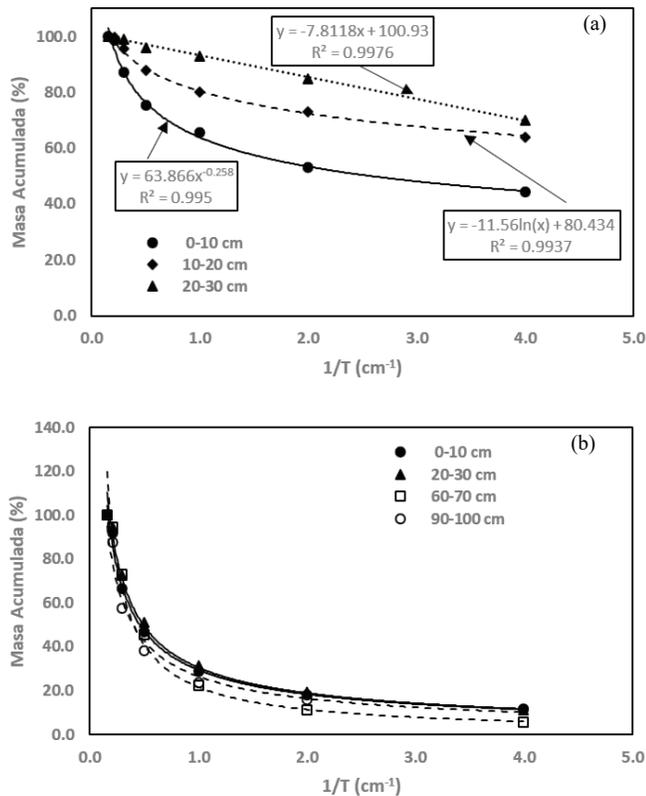


Figura 5. Distribución de la masa acumulada del suelo por tamaño de los agregados ($1/T$) para distintas profundidades: (a) Bosque secundario o acahual (Bs) y (b) Agricultura de conservación (Agt).

Figure 5. Distribution of the accumulated mass of the soil by size of the aggregates ($1/T$) for different depths: (a) Secondary or acahual forest (Bs) and (b) Conservation agriculture (Agt).

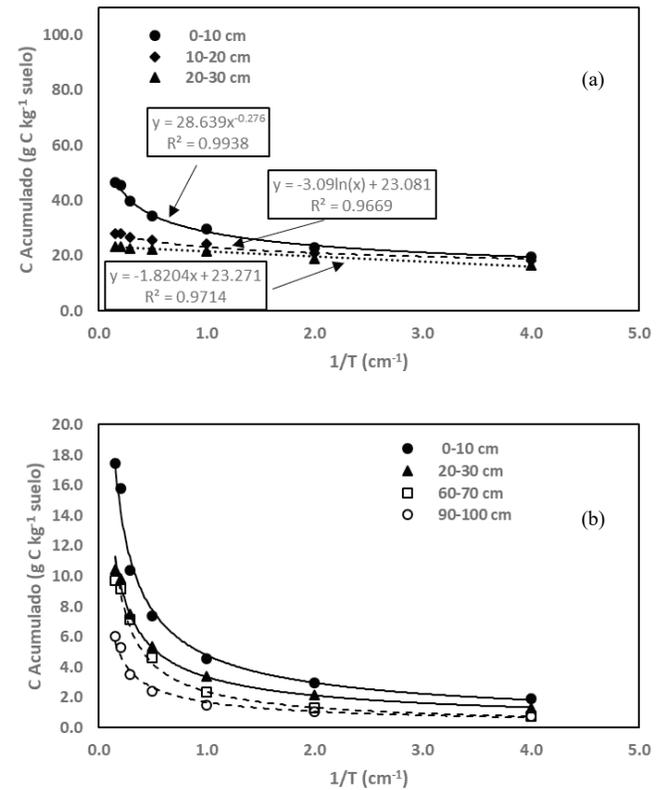


Figura 6. Distribución del carbono acumulado del suelo por tamaño de los agregados ($1/T$) para distintas profundidades: (a) Bosque secundario o acahual (Bs) y (b) Agricultura con labranza de conservación (Agt).

Figure 6. Distribution of accumulated soil carbon by aggregate size ($1/T$) for different depths: (a) Secondary or acahual forest (Bs) and (b) Agriculture with conservation tillage (Agt).

Cuadro 3. Coeficientes de determinación para los modelos de las relaciones (1/T)-M acum y (1/T)-C acum.
Table 3. Determination coefficients for the models of the relationships (1 / T) -M accum and (1 / T) -C accum.

Uso del Suelo	Prof. media (cm)	Relación 1/T contra M acumulada				Relación 1/T contra C acumulado			
		Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Mejor Modelo	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Mejor Modelo
BCr	5	0.983	0.974	0.733	1	0.983	0.963	0.702	1
	15	0.988	0.990	0.804	2	0.991	0.981	0.768	1
	25	0.981	0.993	0.845	2	0.977	0.992	0.861	2
	35	0.977	0.992	0.834	2	0.972	0.992	0.852	2
	45	0.962	0.990	0.843	2	0.965	0.989	0.85	2
	55	0.947	0.986	0.859	2	0.946	0.984	0.878	2
	65	0.935	0.979	0.877	2	0.937	0.976	0.885	2
	75	0.940	0.982	0.871	2	0.942	0.982	0.877	2
	85	0.934	0.979	0.872	2	0.939	0.980	0.877	2
	95	0.925	0.970	0.887	2	0.944	0.982	0.869	2
BAr	5	0.992	0.961	0.698	1	0.992	0.964	0.706	1
	15	0.978	0.934	0.661	1	0.973	0.913	0.625	1
	25	0.899	0.921	0.956	3	0.925	0.95	0.942	2
	35	0.887	0.913	0.966	3	0.918	0.944	0.95	3
	45	0.878	0.914	0.971	3	0.845	0.878	0.976	3
	55	0.895	0.936	0.951	3	0.877	0.916	0.955	3
	65	0.900	0.940	0.947	3	0.904	0.944	0.952	3
	75	0.915	0.954	0.932	2	0.893	0.934	0.952	3
	85	0.808	0.838	0.988	3	0.809	0.841	0.953	3
	95	0.823	0.852	0.995	3	0.832	0.877	0.994	3
BQr	5	0.961	0.985	0.844	2	0.952	0.983	0.847	2
	15	0.975	0.987	0.815	2	0.975	0.986	0.815	2
	25	0.968	0.983	0.883	2	0.961	0.978	0.894	2
	35	0.968	0.982	0.895	2	0.945	0.963	0.923	2
	45	0.985	0.974	0.781	1	0.966	0.982	0.898	2
BQq	5	0.975	0.989	0.814	2	0.949	0.986	0.861	2
	15	0.990	0.992	0.814	2	0.985	0.994	0.843	2
	25	0.981	0.992	0.863	2	0.982	0.992	0.86	2
	35	0.948	0.972	0.919	2	0.938	0.963	0.922	2
	45	0.927	0.958	0.937	2	0.932	0.963	0.933	2
	55	0.920	0.950	0.946	2	0.917	0.945	0.942	2
	65	0.929	0.961	0.935	2	0.913	0.946	0.944	2
	75	0.949	0.979	0.896	2	0.944	0.973	0.905	2
	85	0.983	0.974	0.733	1	0.943	0.973	0.902	2
	95	0.942	0.977	0.892	2	0.939	0.971	0.903	2

Cuadro 3 (continuación). Coeficientes de determinación para los modelos de las relaciones (1/T)-M acum y (1/T)-C acum.
Table 3 (continuation). Determination coefficients for the models of the relationships (1 / T) -M accum and (1 / T) -C accum.

Uso del Suelo	Prof. media (cm)	Relación 1/T contra M acumulada				Relación 1/T contra C acumulado			
		Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Mejor Modelo	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Mejor Modelo
Bs	5	0.992	0.984	0.772	1	0.994	0.981	0.760	1
	15	0.938	0.957	0.942	2	0.949	0.967	0.924	2
	25	0.901	0.923	0.967	3	0.895	0.916	0.971	3
	35	0.9	0.922	0.964	3	0.913	0.934	0.958	3
	45	0.878	0.904	0.971	3	0.876	0.902	0.976	3
	55	0.917	0.951	0.947	2	0.897	0.93	0.964	3
	65	0.973	0.991	0.833	2	0.970	0.989	0.860	2
	75	0.983	0.974	0.733	1	0.970	0.99	0.850	2
	85	0.985	0.985	0.774	1	0.963	0.99	0.852	2
Pz	5	0.990	0.975	0.744	1	0.989	0.979	0.774	1
	15	0.983	0.974	0.733	1	0.988	0.969	0.724	1
	15	0.961	0.983	0.888	2	0.967	0.986	0.872	2
	25	0.920	0.948	0.937	2	0.918	0.944	0.934	2
	35	0.913	0.959	0.91	2	0.913	0.952	0.921	2
	45	0.917	0.961	0.913	2	0.886	0.926	0.945	3
	55	0.924	0.973	0.877	2	0.905	0.944	0.92	2
	65	0.926	0.979	0.856	2	0.909	0.955	0.901	2
	75	0.955	0.987	0.825	2	0.930	0.965	0.900	2
Agt	5	0.980	0.977	0.746	1	0.938	0.976	0.869	2
	15	0.990	0.955	0.684	1	0.912	0.817	0.505	1
	5	0.953	0.976	0.906	2	0.938	0.965	0.923	2
	15	0.928	0.957	0.942	2	0.924	0.955	0.945	2
	25	0.924	0.951	0.949	2	0.904	0.934	0.962	3
	35	0.939	0.962	0.943	2	0.939	0.963	0.942	2
	45	0.929	0.953	0.949	2	0.922	0.947	0.952	3
	55	0.930	0.955	0.942	2	0.941	0.961	0.929	2
	65	0.959	0.986	0.881	2	0.903	0.936	0.954	3
Agc	5	0.998	0.922	0.622	1	0.994	0.888	0.577	1
	15	0.995	0.942	0.657	1	0.893	0.934	0.952	3
	25	0.996	0.947	0.665	1	0.997	0.945	0.663	1
	35	0.991	0.957	0.688	1	0.994	0.957	0.690	1
	45	0.994	0.937	0.643	1	0.995	0.942	0.652	1
	55	0.997	0.912	0.602	1	0.996	0.919	0.614	1
	65	0.992	0.931	0.630	1	0.994	0.933	0.634	1
	75	0.995	0.910	0.596	1	0.995	0.914	0.604	1
	85	0.995	0.898	0.581	1	0.992	0.904	0.589	1
95	0.986	0.866	0.542	1	0.983	0.866	0.543	1	

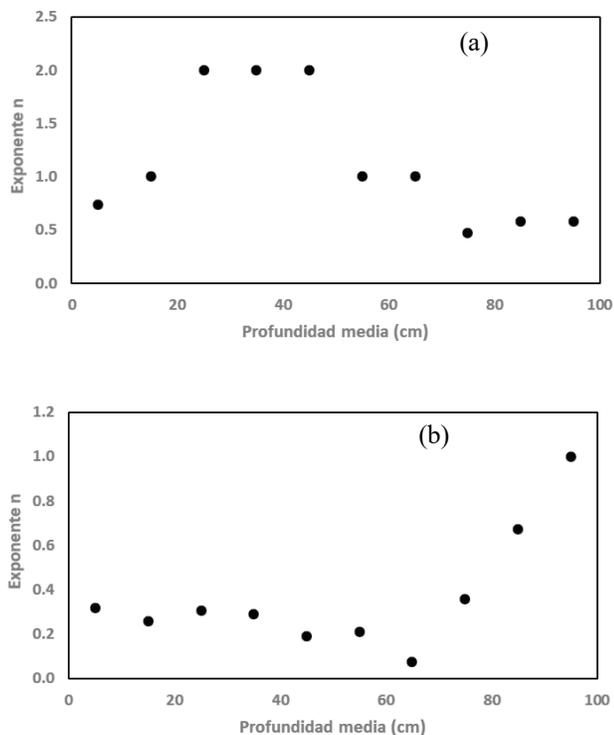


Figura 7. Exponentes n asociados a la estabilidad estructural de los agregados en relación a la profundidad media (promedio entre límite superior e inferior de cada estrato): (a) Bosque secundario o achual (Bs) y (b) Agricultura con labranza de conservación (Agc).

Figure 7. Exponents n associated with the structural stability of the aggregates in relation to the mean depth (average between the upper and lower limits of each stratum): (a) Secondary or achual forest (Bs) and (b) Agriculture with conservation tillage (Agc).

Relación Carbono Acumulado Contra Masa Acumulada

El modelo de la relación (7) resultó en excelentes ajustes, tal como se muestra en la Figura 8. La relación entre la pendiente b_1 con C total (dato sin considerar el C que queda en la malla de dimensión mayor usada) esta mostrada en la Figura 8, donde la intersección no es diferente de cero, por lo que $b_1 = 0.1 \times C$ total, tal como ha sido propuesto por Paz-Pellat *et al.* (2012) y Fuentes *et al.* (2012). El factor 0.1 es porque M acum está en porcentaje y C acum (en $10 \times C\%$, $g C kg^{-1}$ suelo), de otro modo la relación es $b_1 = C$ total.

El modelo de la relación (7), conocido C total, solo requiere de un dato para poder estimar el parámetro faltante (a_1).

Modelo Generalizado para Macum y Cacum Contra (1/T)

Los modelos potencial, logarítmico y lineal pueden tener buenos ajustes experimentales y ser el mejor modelo para ciertos usos de suelo y profundidades, sin que exista un mejor modelo para todos los casos. Esta situación plantea que los modelos son soluciones o casos especiales de un modelo general, el cual puede obtenerse al integrar las ecuaciones diferenciales dM/dt o dC/dt .

Para formular una ecuación general ($Y = M$ o $Y = C$) en función del tamaño de los agregados (T), podemos plantear la ecuación diferencial en formato inverso como:

$$\frac{dT}{dY} = k_n T^n \quad (8)$$

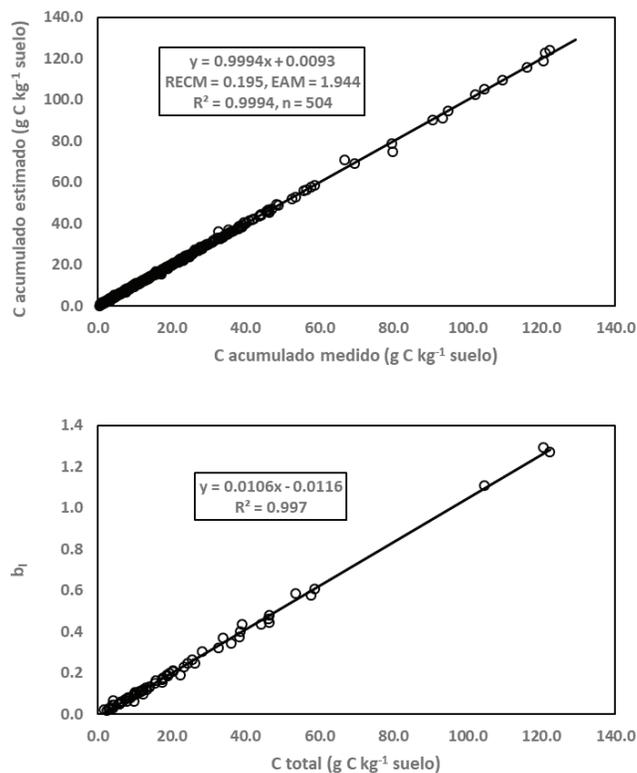


Figura 8. Ajuste del modelo de la relación (7) para estimar C acum y relación entre el parámetro de ajuste b_1 con C total del suelo.

Figure 8. Model fit of the relationship (7) to estimate C acum and the relationship between the adjustment parameter b_1 with total soil C .

que es una reacción de cinética de orden n , con tasa de reacción k_n .

La solución a la relación (8), para diferentes valores de n puede ser encontrada, p. ej. en El Seoud, Baader, y Bastos, 2017 (17):

$$\frac{1}{T^{n-1}} = \frac{1}{T_0^{n-1}} - k_n(n-1)Y \quad (9)$$

que es válida para $n \neq 1$, la cual puede ser formulada en términos de Y como:

$$Y = \left[\frac{1}{k_n(n-1)} \right] \left(\frac{1}{T_0} \right)^{n-1} - \left[\frac{1}{k_n(n-1)} \right] \left(\frac{1}{T} \right)^{n-1} \quad (10)$$

donde $T = T_0$ corresponde al caso de $Y = 0$.

Para el caso $n = 1$, se tiene:

$$\frac{dT}{dY} = -k_1 T \quad (11)$$

cuya solución es:

$$T = T_0 \exp(-k_1 Y) \quad (12)$$

que puede ser puesta en función de Y como:

$$Y = \left(\frac{1}{k_1} \right) \ln \left(\frac{1}{T_0} \right) - \left(\frac{1}{k_1} \right) \ln \left(\frac{1}{T} \right) \quad (13)$$

Finalmente, para el caso $n = 2$ se tiene:

$$\frac{dT}{dY} = -k_2 T^2 \quad (14)$$

Cuya solución es:

$$\frac{1}{T} = \frac{1}{T_0} - k_2 Y \quad (15)$$

que puede ser puesta en función de Y como:

$$Y = \left(\frac{1}{k_2} \right) \left(\frac{1}{T_0} \right) - \left(\frac{1}{k_2} \right) \left(\frac{1}{T} \right) \quad (16)$$

La solución para la ecuación potencial ($n \neq 1$), relación (8), puede ser resuelta en función de T o $(1/T)$,

al igual que la ecuación logarítmica ($n = 1$), relación (11); pero la relación lineal ($n = 2$) para $(1/T)$ no tiene la misma forma para T , por lo que el uso del formato $(1/T)$ generaliza los modelos 1 a 3 discutidos previamente.

Ajuste del Modelo General a Masa y Carbono

La ecuación general de la relación (10) para $n \neq 1$, puede ser formulada para ajustes de regresión estadística como:

$$Y = A - B \left(\frac{1}{T} \right)^C \quad (17)$$

con los parámetros de la relación (10) definidos como:

$$n = C + 1 \quad (18)$$

$$k_n = \frac{1}{B(n-1)} \quad (19)$$

$$\frac{1}{T_0} = \left(\frac{A}{B} \right)^{\frac{1}{n-1}} \quad (20)$$

La Figura 9 muestra los resultados del ajuste por regresión no lineal minimizando el error cuadrático de estimación con la función Solver^{MR} de Excel^{MR}, para el caso del uso de la relación (17) para la M acum. En todos los casos siguientes el proceso de ajuste experimental por regresión no lineal fue realizado con el mismo procedimiento.

De la Figura 9 se observa que el ajuste del modelo general ($n \neq 1$) resulta adecuado ($R^2 = 0.9896$, con error absoluto medio de 5.35%), con sub y sobre estimaciones producto de casos donde n tiene valores cercanos a 2, lo que implica que el modelo de la relación (13) debe ser aplicado. La relación entre los parámetros A , B y C de la relación (17), caso de un conjunto de curvas que se interceptan en el punto de M acum = 100%, plantea que el modelo puede ser parametrizado con un solo dato (conocimiento de A , por ejemplo). Las relaciones entre los parámetros del modelo son consecuencia de las relaciones (18) a (20):

$$B = A \left(\frac{1}{T_0} \right)^{1-n} \quad (21)$$

$$C = \left[\frac{\left(\frac{1}{T_0}\right)^{n-1}}{k_n} \right] \left(\frac{1}{A}\right) \quad (22)$$

La Figura 10 muestra la variación del exponente n y la tasa de reacción con la profundidad para diferentes tipos de uso del suelo.

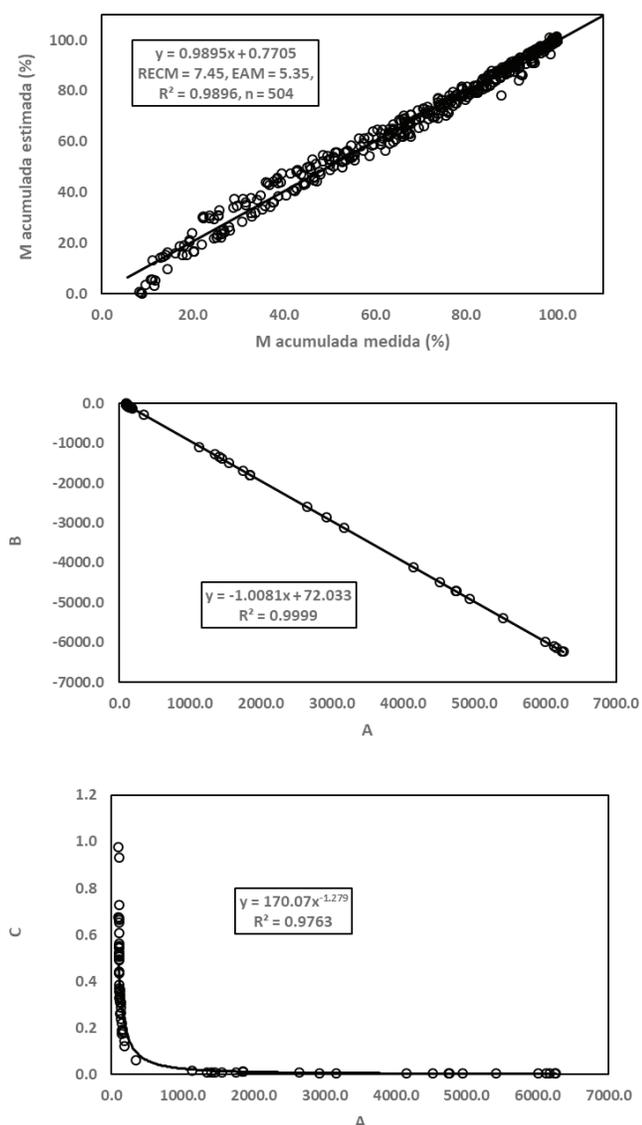


Figura 9. Ajuste por regresión no lineal de la relación (17) para estimar M_{cum} y las relaciones entre sus parámetros.

Figure 9. Nonlinear regression adjustment of the relationship (17) to estimate M_{cum} and the relationships between its parameters.

En forma relativamente similar a la Figura 7, el exponente n se incrementa inicialmente y después disminuye con la profundidad del suelo y k_n presenta patrones contrarios o similares a n .

Los ajustes de la relación (17) para el caso de C_{acum} están mostrados en la Figura 11, donde los ajustes son adecuados ($R^2 = 0.9954$ y error absoluto medio de 7.21%). Considerando que las relaciones $(1/T)$ contra C_{acum} no coinciden en un punto común, solo la relación A-B (relación 21) está bien definida (Figura 11).

En la Figura 12 se muestra la variación de n y k_n con respecto a la profundidad del suelo para diferentes tipos de uso del suelo. El exponente n se incrementa con valores tendientes a 1.0 con la profundidad del suelo y la tasa de reacción k_n se reduce con la profundidad. Al igual que el patrón de M_{acum} , para el caso del bosque de encino con incendio hace 15 años, n se reduce hasta la profundidad de 20 cm y después toma el patrón creciente.

Los ajustes mostrados utilizan el formato de la relación (17) para las regresiones no lineales, sin utilizar directamente la estructura de las relaciones entre sus parámetros, tal como se define en la relación (10). Usando directamente el formato de esta última relación en las regresiones no lineales, la Figura 13 muestra los resultados obtenidos para el caso de M_{acum} , donde el ajuste resultó mejor que el caso de usar la relación (17). En el caso de la relación entre los parámetros A y C, calculados usando el formato de la relación (17), muestra patrones esperados (relación 22), pero para la situación donde A y B toma valores positivos y negativos (Figura 13).

Los resultados obtenidos ajustando el modelo de la relación (10) usando técnicas de regresión no lineal utilizan las relaciones entre los parámetros del modelo, situación que no está considerada en la regresión lineal de la relación (17), por lo que es importante considerar el conocimiento de las interrelaciones de los modelos y no usar la estadística ignorando esta situación.

En la Figura 14 se muestran los patrones del exponente n y la tasa k_n con relación a la profundidad de los diferentes tipos de uso del suelo, donde para el caso de k_n estos resultan diferentes a los definidos en la Figura 10. El exponente n tiene patrones similares al de la Figura 10.

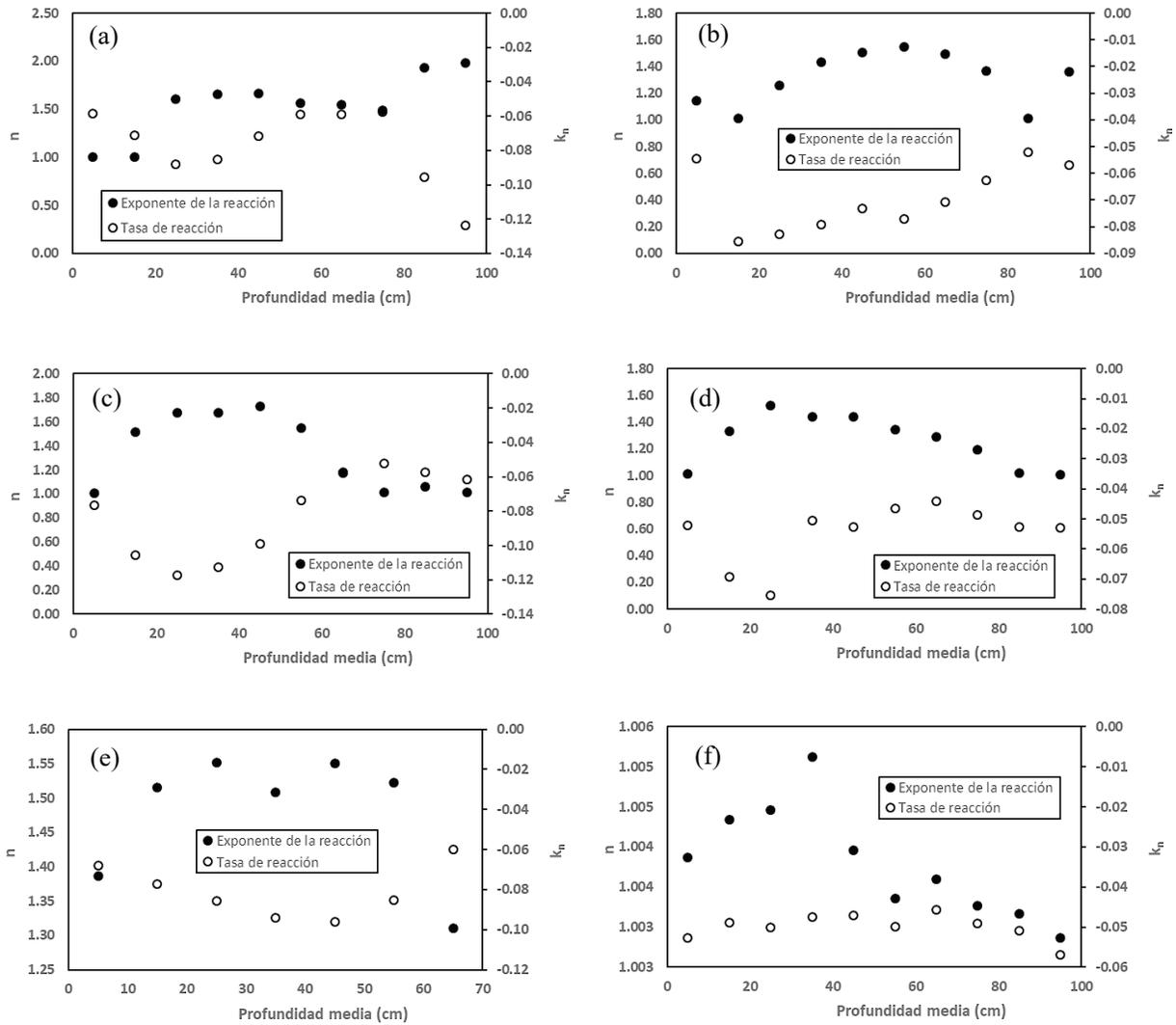


Figura 10. Variación del exponente de la reacción (n) y la tasa de reacción (k_n) de M acum con la profundidad media para distintos tipos de usos de suelo, usando la relación (17): (a) BAR, (b) BQq, (c) Bs, (d) Pz, (e) Agt y (f) Agc.

Figure 10. Variation of the exponent of the reaction (n) and the reaction rate (k_n) of M accum with the mean depth for different types of land uses, using the relationship (17): (a) BAR, (b) BQq, (c) Bs, (d) Pz, (e) Agt and (f) Agc.

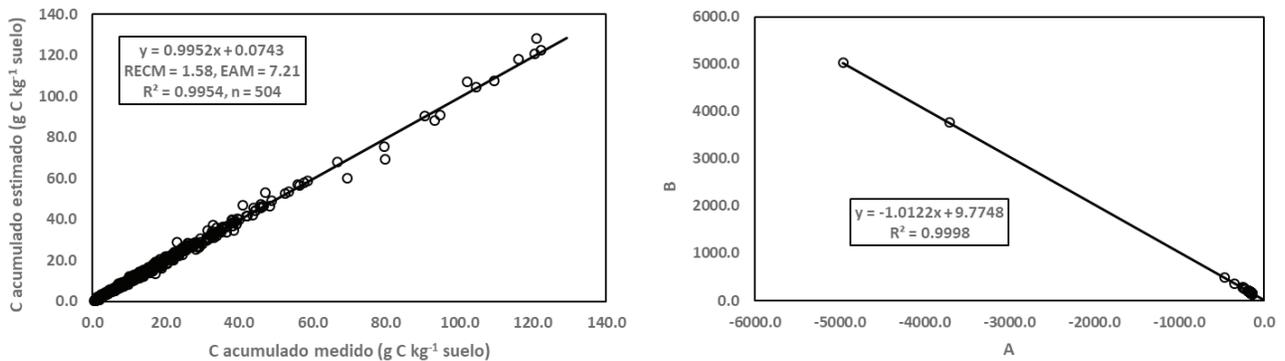


Figura 11. Ajuste por regresión no lineal de la relación (17) para estimar C acum y la relación entre los parámetros A y B.

Figure 11. Nonlinear regression adjustment of the relationship (17) to estimate C accum and the relationship between parameters A and B.

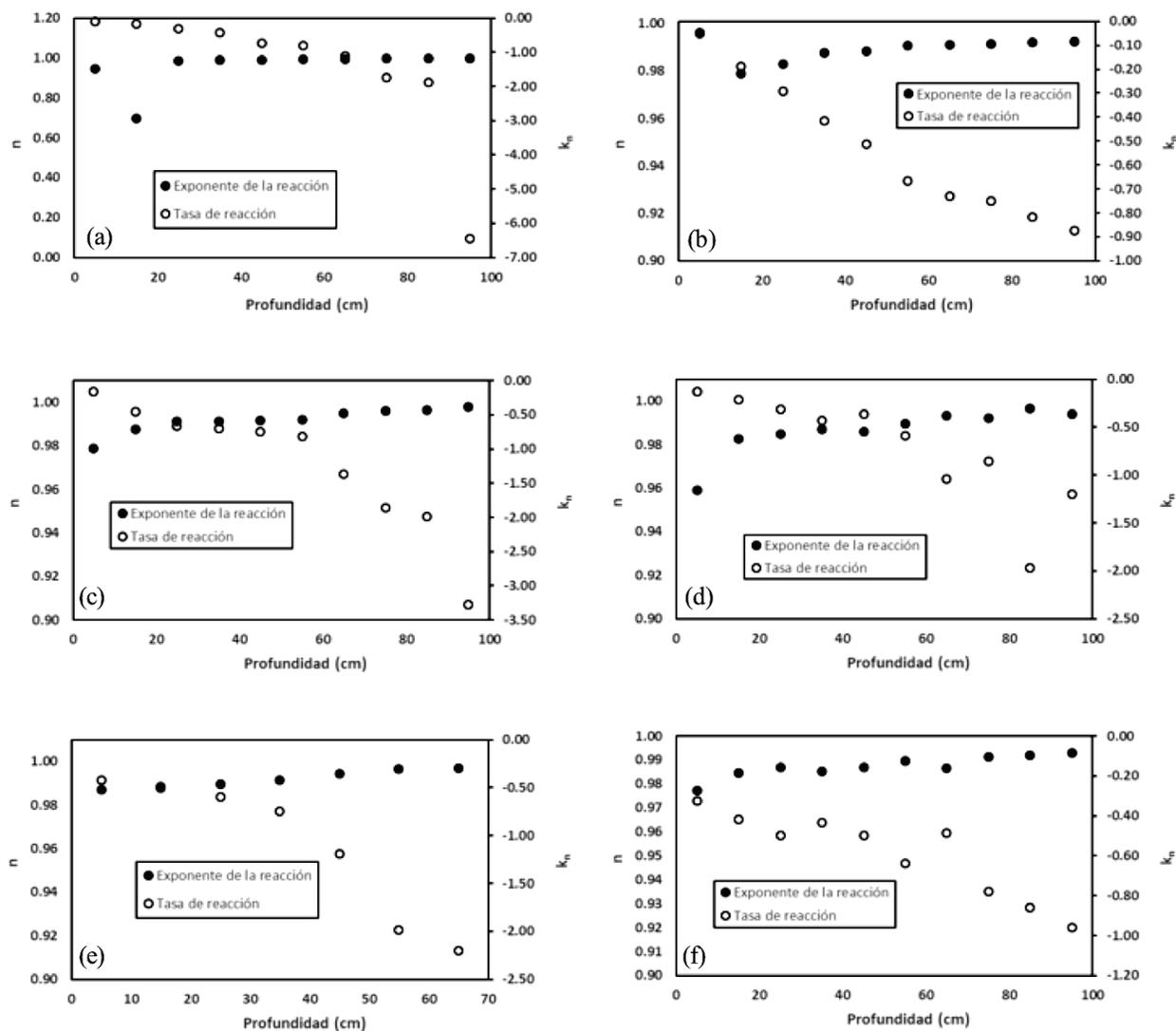


Figura 12. Variación del exponente de la reacción (n) y la tasa de reacción (k_n) de C acum con la profundidad media para distintos tipos de usos de suelo: (a) BAr, (b) BQq, (c) Bs, (d) Pz, (e) Agt y (f) Agc.

Figure 12. Variation of the exponent of the reaction (n) and the reaction rate (k_n) of C acum with the mean depth for different types of land uses: (a) BAr, (b) BQq, (c) Bs, (d) Pz, (e) Agt and (f) Agc.

Ajustes de C acum Normalizado

Usando el C acum normalizado (0 a 100%, donde 100% representa el C total), que implica líneas rectas que se interceptan en C acum norm = 100%, la Figura 15 muestra los ajustes del modelo de la relación (7), donde los parámetros del modelo lineal están relacionados entre sí (Paz-Pellat *et al.*, 2012 y Fuentes *et al.*, 2012).

DISCUSIÓN

El desarrollo metodológico presentado, orientado al análisis de patrones de la distribución de la masa y carbono en los agregados de los suelos asociados a diferentes usos de suelo y profundidades, integra casos particulares de los patrones observados en una perspectiva de modelación de la causa (ecuación diferencial) común de los modelos (soluciones de

la ecuación diferencial) ajustados empíricamente. En esta perspectiva, el modelo de la cinética de reacción de orden n permitió buenos ajustes estadísticos. El uso de modelos más allá de orden $n = 1$, permite mayor flexibilidad en los ajustes experimentales (Whitmore, 1996).

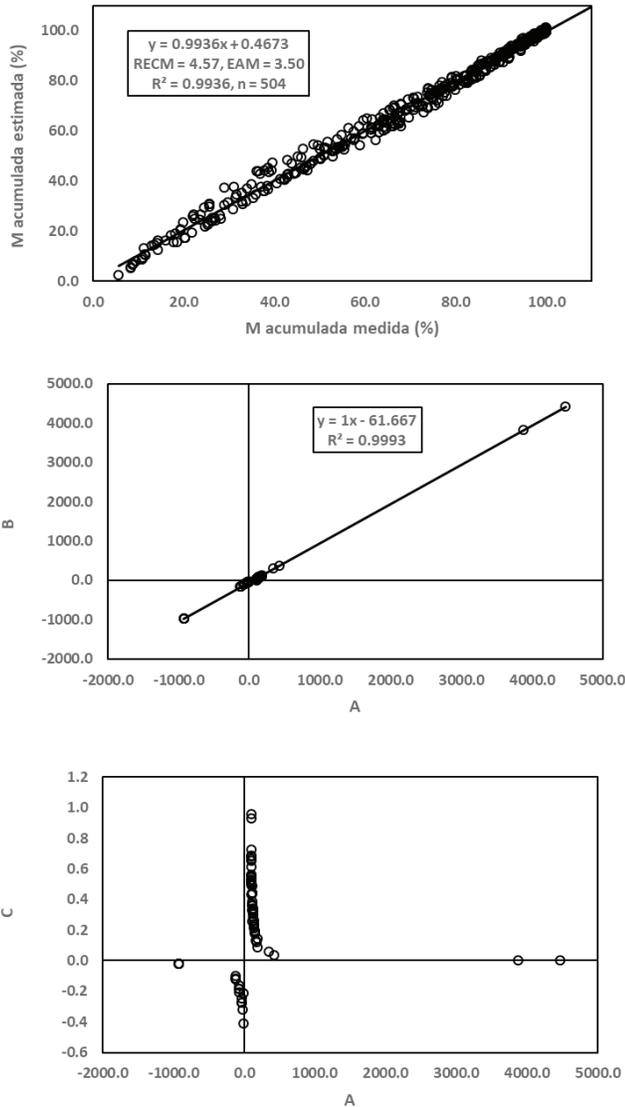


Figura 13. Ajuste por regresión no lineal de la relación (10) para estimar M acum y las relaciones entre sus parámetros usando la relación (17).

Figure 13. Nonlinear regression adjustment of the relationship (10) to estimate M cum and the relationships between its parameters using the relationship (17).

La parametrización del modelo general (orden n , incluido $n = 1$) usando propiedades de conjuntos de líneas rectas que se interceptan en un punto común permite reducir la complejidad (número de parámetros a estimar) del problema, permitiendo que pueda ser completamente definido con un solo dato, adicional al C total. Este enfoque de modelación de “arriba abajo” o Darwiniano (Harte, 2002) hace viable aproximaciones teóricas y experimentales de bajo costo, sin pérdida de la precisión y confiabilidad de las estimaciones.

La orientación del ejercicio de análisis y modelación de la distribución de la masa y carbono de los agregados partió de la consideración de la aplicación de energía constante (ciclos por minuto de agitación de los tamices en seco). La distribución de agregados es función de la energía aplicada en el proceso de agitación; que para el caso de considerar solo un tamaño de los agregados plantea un modelo potencial de la masa retenida en la malla con relación al tiempo de aplicación de la agitación (Black, Baragar y Chanasyk, 1989; Valmis, Kerkides y Aggelides, 1988). Para el caso general de la distribución de agregados en mallas múltiples en función del número de ciclos de agitación, los patrones son de tipo potencial y de otros tipos (Shiel, Adey y Lodder, 1988), por lo que es necesario un replanteamiento más general que tome en cuenta la energía aplicada o ciclos de agitación.

El planteamiento de analizar los patrones (soluciones de ecuaciones diferenciales) de la distribución de agregados puede usarse para ecuaciones integrales (soluciones) más complejas y con modos básicos de las ecuaciones diferenciales (Zeide, 1993).

En una visión teórica de los procesos iterativos (jerarquías de desagregación) asociados a la cinética de orden n , Paz-Pellat *et al.* (2012) planteo que sus bases pueden ser definidas en el marco de procesos multifractales (Paz-Pellat, Balbontín, Etchevers, Martínez, Ortiz, 2008, 2009a, 2010), por lo que es necesario formular un marco teórico que explique el modelo general desarrollado en este trabajo.

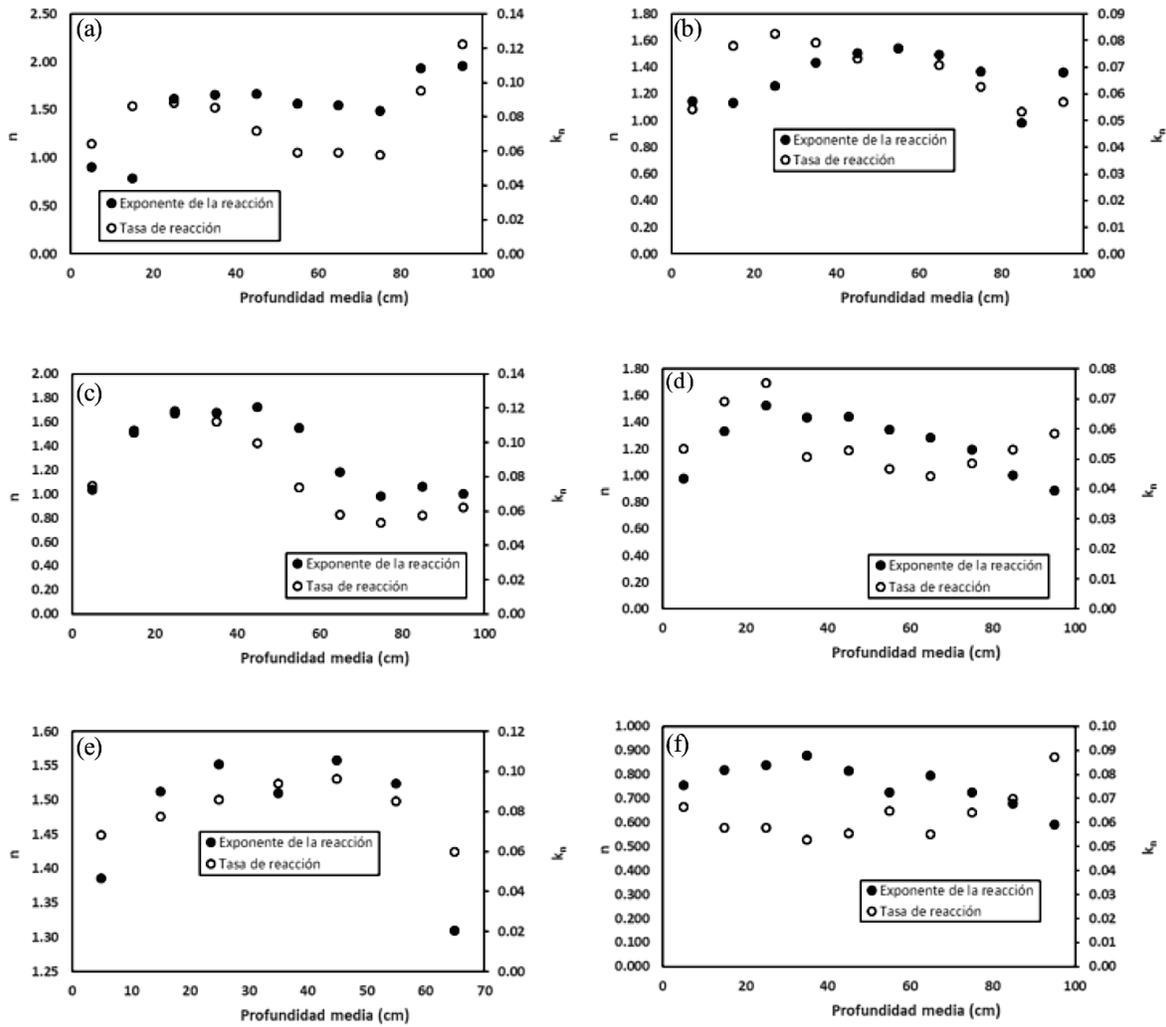


Figura 14. Variación del exponente de la reacción (n) y la tasa de reacción (k_n) de M acum con la profundidad media para distintos tipos de usos de suelo, usando la relación (10): (a) BAR, (b) BQq, (c) Bs, (d) Pz, (e) Agt y (f) Agc.
 Figure 14. Variation of the exponent of the reaction (n) and the reaction rate (k_n) of M acum with the mean depth for different types of land uses, using the relationship (10): (a) BAR, (b) BQq, (c) Bs, (d) Pz, (e) Agt and (f) Agc.

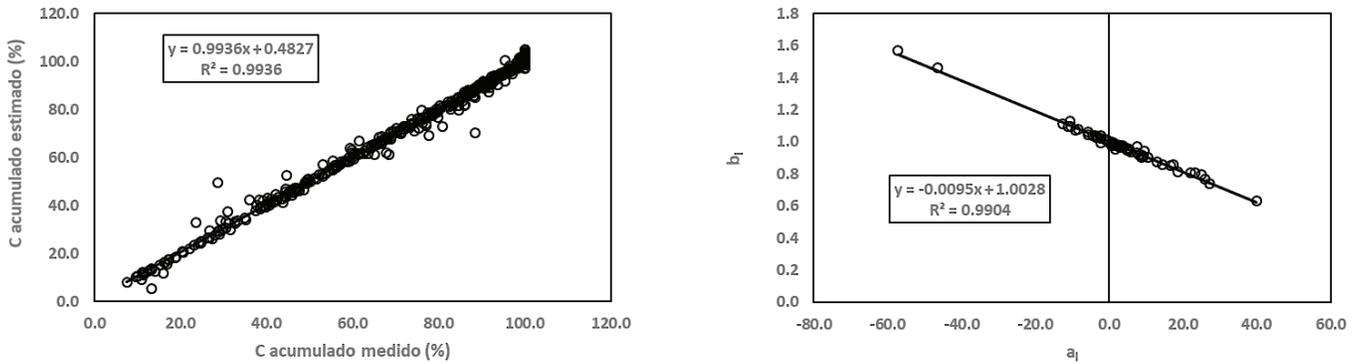


Figura 15. Ajuste del modelo de la relación (7) para estimar C acum normalizado y la relación entre sus parámetros.
 Figure 15. Fitting of the relationship model (7) to estimate normalized cumulative C and the relationship between its parameters.

CONCLUSIONES

El planteamiento de este trabajo de desarrollar un modelo que pueda ser parametrizado con un solo dato (adicional al C total), fundamentado en explicación de los múltiples patrones de la distribución de agregados de los suelos bajo diferentes usos de suelo y diferentes profundidades, fue cumplido con el uso de un paradigma alternativo de desarrollar ciencia con base al análisis de patrones y después proponer mecanismos y procesos.

El modelo general desarrollado, estadísticamente sólido ($R^2 > 0.99$, en lo general), requiere de la consideración de energías de aplicación o ciclos de agitación múltiples, de tal forma que puedan ser interoperables distintas metodologías de laboratorio, además de poder relacionar estas energías con perturbaciones al suelo (Hadas, 1987), tales como las prácticas culturales de la labranza, los cambios de uso del suelo, las cargas vehiculares, etc.

Un punto que requiere un enfoque alternativo de modelación es la distribución de la masa y carbono en los agregados del suelo en función de su profundidad, ya que los patrones observados muestran tendencias cíclicas difícil de modelar en forma directa.

DECLARACIÓN DE ÉTICA

No aplicable.

CONSENTIMIENTO PARA PUBLICACIÓN

No aplicable.

DISPONIBILIDAD DE DATOS

Los datos están disponibles de los autores previa solicitud razonable.

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses en competencia.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

Conceptualización y diseño: E.B.B y F.P.P.
Protocolo de laboratorio y supervisión: C.H.M y F.P.P.

Revisión resultados: A.V.R. Escritura: F.P.P., E.B.B. y A.V.R. Revisión manuscrito: J.E.B C.H.M. y A.V.R.

LITERATURA CITADA

- Álvarez, S., & Rubio, A. (2012). Línea base de carbono en bosque mixto de pino-encino de la Sierra Juárez (Oaxaca, México). Aplicación del modelo CO2FIX V.3.2. *Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 19(1), 125-137. <https://doi.org/10.5154/r.rchscfa.2012.01.005>
- Amézketa, E. (1999). Soil aggregate stability: A review. *Journal of Sustainable Agriculture*, 14, 83-151. https://doi.org/10.1300/J064v14n02_08
- Baker, J. M., Ochsner, T. E., Venterea, R. T., & Griffis, T. J. (2006). Tillage and soil carbon sequestration – What do we really know? *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 118, 1-5. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2006.05.014>
- Baldock, J. A., & Kay, B. D. (1987). Influence of cropping history and chemical treatments on the water-stable aggregation of a silt loam soil. *Canadian Journal of Soil Science*, 67, 501-511. <https://doi.org/10.4141/cjss87-047>
- Balesdent, J., Basile, I., Chadoeuf, J., Cornu, S., Derrien, D., Fekiacova, Z., & Hatte, C. (2018). Atmosphere-soil carbon transfer as a function of soil depth. *Nature*, 559, 599-602. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0328-3>
- Balesdent, J., Chenu, C., & Balabane, M. (2000). Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil and Tillage Research*, 53(3-4), 215-230. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(99\)00107-5](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(99)00107-5)
- Beven, K., & Freer, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1-4), 11-29. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00421-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00421-8)
- Black, J. M. W., Baragar, F. A., & Chanasyk, D. S. (1989). A mathematical model to estimate aggregate breakdown during soil sieving in a modified rapD3 rotary sieve. *Canadian Journal of Soil Science*, 69(4), 817-824. <https://doi.org/10.4141/cjss89-082>
- Blanco-Canqui, H., & Lal, R. (2004). Mechanisms of carbon sequestration in soil aggregates. *Critical Reviews in Plant Sciences*, 23(6), 481-504. <https://doi.org/10.1080/07352680490886842>
- Bolaños, Y., Bolaños, M. A., Paz, F., & Ponce, J. I. (2017). Estimación de carbono almacenado en bosques de oyamel y ciprés en Texcoco, Estado de México. *Terra Latinoamericana*, 35(1), 73-86.
- Bronick, C. J., & Lal, R. (2005). Soil structure and management: a review. *Geoderma*, 124(1-2), 3-22. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.03.005>
- Burt, R. (Ed.). (2004). *Soil survey laboratory methods manual*. Soil Survey Investigations Report No. 42. Version 4.0. Washington, DC, USA: United States Department of Agriculture-Natural Resources Conservation Service.
- Christensen, B. T. (2001). Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European Journal of Soil Science*, 52(3), 345-353. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2001.00417.x>

- Ciric, V., Manojlovic, M., Nestic, L., & Belic, M. (2012). Soil dry aggregate size distribution: effect of soil type and land use. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition*, 12(4), 689-703. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-95162012005000025>
- Coleman, K., & Jenkinson, S. D. (1996). RothC-26.3: A model of the turnover of carbon in soil. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic matter models using existing long-term datasets (NATO ASI Series I, Vol. 38)* (pp. 237-246). Berlin: Springer.
- El Seoud, O. A., Baader, W. J., & Bastos, E. L. (2017). Practical chemical kinetics in solution. In Z. Wang (Ed). *Encyclopedia of Physical Organic Chemistry* (pp. 1-68). Hoboken, NJ, USA: John Wiley and Sons.
- Etchevers, J. D. (2013). Estado actual de la investigación de los almacenes de carbono en México. En F. Paz-Pellat, M. Bazan, Cuevas, R. M., & V. Saynes (Eds.). *Dinámica del carbono en el suelo 2012* (pp. 27-31). Serie avances temáticos del ciclo del carbono y sus interacciones. Zacatecas, Zacatecas, México: PMC.
- Fuentes, M., Paz, F., Hidalgo, C., & Etchevers, J. (2012). Modelación y síntesis de la dinámica del carbono en agregados asociado a prácticas de conservación en cultivos agrícolas. En F. Paz-Pellat, M. Bazan, Cuevas, R. M., & V. Saynes (Eds.). *Dinámica del carbono en el suelo 2012* (pp. 51-57). Serie avances temáticos del ciclo del carbono y sus interacciones. Zacatecas, Zacatecas, México: PMC.
- Gajic, B., Dugalic, G., & Djurovic, N. (2006). Comparison of soil organic matter content, aggregate composition and water stability of gleyic fluvisol from adjacent forest and cultivation areas. *Agronomy Research*, 4(2), 499-508.
- González Molina, L., Etchevers, J. D., Paz, F., Díaz, H., Fuentes, M., Covalada, S., & Pando, M. (2011). Performance of the RothC-26.3 model in short-term experiments in Mexican sites and systems. *The Journal of Agricultural Science*, 149(4), 415-425. <https://doi.org/10.1017/S0021859611000232>
- González Molina, L., Etchevers, J. D., Paz, F., Carrillo, F., Acosta, M., & Báez, A. (2016). Desempeño del modelo Rothc-26.3 a nivel de parcela en México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 357-366.
- Greacen, E.L. (1958). The soil structure profile under pastures. *Australian Journal of Agricultural Research*, 9(1), 129-137. <https://doi.org/10.1071/AR9580129>
- Grimm, V. (1994). Mathematical models and understanding in ecology. *Ecological Modelling*, 75/76, 641-651. [https://doi.org/10.1016/0304-3800\(94\)90056-6](https://doi.org/10.1016/0304-3800(94)90056-6)
- Grimm, V., Frank, K., Jeltsch, F., Brandl, R., Uchmanski, J., & Wissel, C. (1996). Pattern-oriented modelling in population ecology. *Science of the Total Environment*, 183(1-2), 151-166.
- Grimm, V., & Railsback, S. F. (2012). Pattern-oriented modelling: a 'multi-scope' for predictive systems ecology. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 367(1586), 298-310. <https://doi.org/10.1098/rstb.2011.0180>
- Hadas, A. (1987). Long-term tillage practice effects on soil aggregation modes and strength. *Soil Science Society of America Journal*, 51(1), 191-197. <https://doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100010040x>
- Harte, J. (2002). Towards a synthesis of the Newtonian and Darwinian worldviews. *Physics Today*, 55, 29-34. <https://doi.org/10.1063/1.1522164>
- Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2000). The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10(2), 423-436. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2000\)010\[0423:TVDOS0\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2000)010[0423:TVDOS0]2.0.CO;2)
- Hutchinson, G. E. (1953). The concept of pattern in ecology. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 105, 1-12.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2008). Conjunto de datos vectoriales escala 1:1 00 000. Unidades climáticas. Consultado el 03 febrero, 2017, desde <http://www.bela.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825267568>.
- Keddy, P. (2005). Putting the plants back into plant ecology: six pragmatic models for understanding and conserving plant diversity. *Annals of Botany*, 96(2), 177-189. <https://doi.org/10.1093/aob/mci166>
- Kemper, W. D., & Rosenau, R. C. (1986). Aggregate stability and size distribution. In A. Klute (Ed.). *Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods 5.1* (pp. 425-442). Madison, WI, USA: ASA-SSSA. <https://doi.org/10.2136/sssabookser5.1.2ed.c17>
- Kirchner, J. W. (2006). Getting the right answers for the right reasons: linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42(3), W03S04, 1-5. <https://doi.org/10.1029/2005WR004362>
- Kumar, R., Rawat, K. S., Singh, J., Singh, A., & Rai, A. (2013). Soil aggregation dynamics and carbon sequestration. *Journal of Applied and Natural Science*, 5(1), 250-267.
- Lal, R. (2004). Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123(1-2), 1-22.
- Lawton, J. H. (1999). Are there general laws in ecology? *Oikos*, 84(2), 177-192.
- Levin, S. A. (1992). The problem of pattern and scale in ecology. *Ecology*, 73(6), 1943-1967. <https://doi.org/10.2307/1941447>
- Lumer, H. (1936). The relation between b and k in systems of relative growth functions of the form $Y = bX^k$. *The American Naturalist*, 70, 188-191.
- Márquez, C. O., Garcia, V. J., Cambardella, C. A., Schultz, R. C., & Isenhardt, T. M. (2004). Aggregate-size stability distribution and soil stability. *Soil Science Society of America Journal*, 68(3), 725-735.
- Masera, O. R., Garza-Caligaris, J. F., Kanninen, M., Karjalainen, T., Liski, J., Nabuurs, G. J., ... Mohren, G. M. J. (2003). Modeling carbon sequestration in afforestation, agroforestry and forest management projects: the CO2FIX V.2 approach. *Ecological Modelling*, 164, 177-199. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(02\)00419-2](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(02)00419-2)
- Nichols, K. A., & Toro, M. (2011). A whole soil stability index (WSSI) for evaluating soil aggregation. *Soil and Tillage Research*, 111(2), 99-104. <https://doi.org/10.1016/j.still.2010.08.014>
- Niewczas, J., & Witkowska-Walczak, B. (2005). The soil aggregate stability index (ASI) and its extreme values. *Soil and Tillage Research*, 80(1-2), 69-78. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.02.023>
- Oades, J. M. (1984). Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil*, 76, 319-337. <https://doi.org/10.1007/BF02205590>

- Paz-Pellat, F., Balbontín, C., Etchevers, J., Martínez, M., & Ortiz, C. (2008). Análisis multifractal del carbono en los suelos 1. Función universal de escalamiento. *Terra Latinoamericana*, 26(2), 183-19
- Paz-Pellat, F., Balbontín, C., Etchevers, J., Martínez, M., & Ortiz, C. (2009a). Análisis multifractal del carbono en los suelos 2. Divergencia de momentos estadísticos. *Terra Latinoamericana*, 27(3), 257-264.
- Paz-Pellat, F., Odi-Lara, M., Cano-González, A., Bolaños-González, M. A., & Zarco-Hidalgo, A. (2009b). Equivalencia ambiental en la productividad de la vegetación. *Agrociencia*, 43(6), 635-648.
- Paz-Pellat, F., Balbontín, C., Etchevers, J., Martínez, M., & Ortiz, C. (2010). Análisis multifractal del carbono en los suelos 3. Estimaciones escalantes. *Terra Latinoamericana*, 28(1), 89-95.
- Paz-Pellat, F., Hidalgo, C., Etchevers, J., & Fuentes, M. (2012). Equivalencia ambiental y modelación de la dinámica del carbono en los agregados de los suelos. En F. Paz-Pellat, M. Bazan, Cuevas, R. M., & V. Saynes (Eds.). *Dinámica del carbono en el suelo 2012* (pp. 100-107). Serie avances temáticos del ciclo del carbono y sus interacciones. Zacatecas, Zacatecas, México: PMC.
- Paz-Pellat, F., Covalada, S., & Etchevers, J. (2014). Distribución del carbono orgánico en los diferentes tamaños de partículas del suelo: modelo simple de cinética lineal. *Terra Latinoamericana*, 32(2), 127-142.
- Paz-Pellat, F., & Etchevers, J. D. (2016). Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 339-355.
- Paz-Pellat, F., Covalada, S., Hidalgo, C., Etchevers, J., & Matus, F. (2016). Modelación simple y operativa de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en los suelos. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 321-337.
- Paz-Pellat, F., Velázquez-Rodríguez, A. S., Etchevers-Barra, J. D., Hidalgo-Moreno, C. I., Bolaños-González, M., de Jong, B., ... Vargas, R. (2019). Suelos. En F. Paz-Pellat, J. M. Hernández-Ayón, R. Sosa-Ávalos, & A. S. Velázquez-Rodríguez (Eds.). *Estado del Ciclo del Carbono en México: Agenda Azul y Verde. Primer Reporte* (pp. 436-468). Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México, México: PMC.
- Perfect, E., & Kay, B. D. (1994). Statistical characterization of dry aggregate strength using rupture energy. *Soil Science Society of America Journal*, 58(6), 1804-1809. <https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800060032x>
- Perfect, E., Kay, B. D., Ferguson, J. A., da Silva, A. P., & Denholm, K. A. (1993). Comparison of functions for characterizing the dry aggregate size distribution of tilled soil. *Soil and Tillage Research*, 28(2), 123-139. [https://doi.org/10.1016/0167-1987\(93\)90022-H](https://doi.org/10.1016/0167-1987(93)90022-H)
- Reiners, W. A. (1986). Complementary models for ecosystems. *The American Naturalist*, 127(1), 59-73.
- Schutter, M. E., & Dick, R. P. (2002). Microbial community profiles and activities among aggregates of winter fallow and cover-cropped soil. *Soil Science Society of America Journal*, 66(1), 142-153. <https://doi.org/10.2136/sssaj2002.1420>
- Shiel, R. S., Adey, M. A., & Lodder, M. (1988). The effect of successive wet/dry cycles on aggregate size distribution in a clay texture soil. *Journal of Soil Science*, 39, 71-80.
- Six, J., Elliot, E. T., & Paustian, K. (2000a). Soil structure and soil organic matter: II. Normalized stability index and the effect of mineralogy. *Soil Science Society of America Journal*, 64(3), 1042-1049. <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.6431042x>
- Six, J., Paustian, K., Elliot, E.T., & Combrink, C. (2000b). Soil structure and organic matter. I. Distribution of aggregate-size classes and aggregate associated carbon. *Soil Science Society of America Journal*, 64(2), 681-689. <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.642681x>
- Six, J., Conant, R. T., Paul, E. A., & Paustian, K. (2002). Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*, 241, 155-176. <https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>
- Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S., & Denef, K. (2004). A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil and Tillage Research*, 79(1), 7-31. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.03.008>
- Sollins, P., Homman, P., & Caldwell, B. A. (1996). Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, 74(1-2), 65-105. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00036-5)
- Tirgarsoltani, M. T., Gorji, M., Mohammadi, M. H., & Millan, H. (2014). Evaluation of models for description of wet aggregate size distribution from soils of different land uses. *Soil Science and Plant Nutrition*, 60(2), 123-133. <https://doi.org/10.1080/0380768.2013.878642>
- Tisdall, J. M., & Oades, J. M. (1982). Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33, 141-163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1982.tb01755.x>
- Totsche, K. U., Amelung, W., Gerzabek, M. H., Guggenberger, G., Klumpp, E., Knief, C., ... Kögel-Knabner, I. (2018). Microaggregates in soils. *Journal Plant Nutrition Soil Science*, 181, 104-136. <https://doi.org/10.1002/jpln.201600451>
- Tyler, S. W., & Wheatcraft, S.W. 1992. Fractal scaling of soil particle-size distribution: analysis and limitations. *Soil Science Society of America Journal*, 56, 362-369. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ1992.03615995005600020005X>
- Valmis, S., Kerkides, P., & Aggelides, S. (1988). Soil aggregate instability index and statistical determination of oscillation time in water. *Soil Science Society of America Journal*, 52(4), 1188-1191. <https://doi.org/10.2136/sssaj1988.03615995005200040054x>
- Velázquez-Rodríguez, A., Paz-Pellat, F., Hidalgo, C., & Etchevers, J. (2012). Síntesis de los patrones asociados a la formación de agregados de suelos a partir de tepetates. En F. Paz-Pellat, M. Bazan, Cuevas, R. M., & V. Saynes (Eds.). *Dinámica del carbono en el suelo 2012* (pp. 145-153). Serie avances temáticos del ciclo del carbono y sus interacciones. Zacatecas, Zacatecas, México: PMC.
- Wang, B., Gao, L., Yu, W., Wei, X., Li, J., Li, S., ... Wu, X. (2019). Distribution of soil aggregates and organic carbon in deep soil under long-term conservation tillage with residual retention in dryland. *Journal of Arid Land*, 11, 241-254. <https://doi.org/10.1007/s40333-019-0094-6>
- Whitmore, A. P. (1996). Alternative kinetic laws to describe the turnover of microbial biomass. *Plant and Soil*, 181, 169-173
- Zeide, B. (1993). Analysis of growth equations. *Forest Science*, 39(3), 594-616.

Carbono orgánico del suelo a diferentes profundidades en una secuencia de perturbación y sitios de referencia

Soil organic carbon for different depths in a sequence of disturbance and reference sites

Edgar Barrales-Brito¹ , Fernando Paz-Pellat^{2,3} , Alma S. Velázquez-Rodríguez³ ,
Claudia Hidalgo-Moreno⁴  y Jorge Dionisio Etchevers-Barra⁴ 

¹ Estudiante de Doctorado en Edafología, ² GRENASER, ⁴ Laboratorio de Fertilidad de Suelos y Química Ambiental, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km 36.5, Montecillo. 56230 Texcoco, Estado de México, México.

³ Autor para correspondencia (ferpazpel@gmail.com)

³ Facultad de Ciencias, Campus El Cerrillo, Universidad Autónoma del Estado de México. Carretera Toluca - Ixtlahuaca km 15.5, Piedras Blancas. 50200 Toluca de Lerdo, Estado de México, México.

Editor invitado: Dr. Fernando Paz Pellat

RESUMEN

El carbono orgánico de los suelos (COS) a diferentes profundidades del perfil del suelo puede ser desestabilizado por diversos factores climáticos o antropogénicos, por lo que es necesario caracterizarlo en forma adecuada. La modelación de la distribución vertical del COS ha sido analizada generalmente con el uso de enfoques empíricos de ajustes de modelos matemáticos. Este esquema de modelado es usado para caracterizar el COS a profundidad del perfil del suelo en diferentes usos del suelo, pero con un enfoque incremental de introducir condicionantes en el ajuste, por regresión no lineal. Las condiciones de frontera introducidas (para profundidad cero y en el infinito) permite parametrizar los modelos con sentido fisicoquímico y biológico. Los mejores modelos seleccionados en el proceso progresivo de ajuste fueron revisados para analizar la congruencia de sus parámetros, argumentándose que sus bases no son claras para caracterizar las dinámicas del COS. Como alternativa se introdujo una cinética de reacción de orden n variable en los ajustes experimentales, obteniéndose buenos resultados ($R^2 > 0.99$) y patrones claros en las relaciones entre el orden n y la tasa de reacción k_n del modelo alternativo, orientado al objetivo de sintetizar conocimiento a través del análisis de patrones y su modelado matemático.

Palabras clave: cinética de orden n , condiciones de frontera de la modelación, distribución vertical del carbono, modelación progresiva, secuencia de perturbación.

SUMMARY

Soil organic carbon (SOC) at depth can be destabilized by various climatic or anthropogenic factors, so it is necessary to characterize it properly. The modeling of the vertical distribution of the SOC has generally been approximated using empirical approaches to mathematical model adjustments. This scheme is used to characterize the SOC at depth in different land uses and it is analyzed, but with an incremental approach of introducing constraints in the experimental adjustment, by nonlinear regression. The boundary conditions introduced (for zero and infinity depth) allow parameterizing models with physicochemical and biological sense. The best models selected in the progressive adjustment process were reviewed to analyze the congruence of their parameters, arguing that their bases are not clear to characterize the dynamics of the SOC. As an alternative, a reaction kinetics of variable order n was introduced in the experimental settings, obtaining good results ($R^2 > 0.99$) and clear patterns in the relationships between order n and the k_n reaction rate of the alternative model.

Cita recomendada:

Barrales-Brito, E., Paz-Pellat, F., Velázquez-Rodríguez, A. S., Hidalgo-Moreno, C. y Etchevers-Barra, J. D. (2022). Carbono orgánico del suelo a diferentes profundidades en una secuencia de perturbación y sitios de referencia. *Terra Latinoamericana*, 40, 1-17. e1319. <https://doi.org/10.28940/terra.v40i0.1319>

Recibido: 14 de diciembre de 2021. Aceptado 30 de marzo de 2022.
Artículo. Volumen 40, marzo de 2022.

Index words: *order n kinetics, boundary conditions, vertical carbon distribution, progressive modeling, disturbance sequence.*

INTRODUCCIÓN

La materia orgánica del suelo (MOS) contribuye a la estabilidad de los agregados de los suelos (Tisdall y Oades, 1982) y al secuestro de carbono (C) en los mismos (Lal, 2004). La MOS mantiene o incrementa la fertilidad, la infiltración y resistencia a la erosión de los suelos, entre otras funciones (Brady y Weil, 2008), incrementando la productividad de la vegetación y mitigando las emisiones de CO₂ (Smith y Powlson, 2007), por lo que es importante caracterizar los patrones de la MOS con relación a los cambios de uso del suelo e implementación de prácticas de manejo (Lal, 2009). La MOS está constituida principalmente por C, por lo que el carbono orgánico de los suelos (COS) es materia de inventarios de carbono con relación al estado de las emisiones de gases de efecto invernadero a nivel global (Penman *et al.*, 2003; Eggleston, Buendia, Miwa, Ngara y Tanabe, 2006), tanto a escala espacial como temporal (Paz, Argumedo, Cruz, Etchevers y de Jong, 2016).

En los inventarios del COS es práctica común usar la profundidad de 0 a 30 cm (Penman *et al.*, 2003; Eggleston *et al.*, 2006), bajo argumentos de que a mayor profundidad el COS es más estable o recalcitrante (Lorenz y Lal, 2005), con menores tasas de descomposición (Schrumpf *et al.*, 2013) y tiempos de residencia grandes (Rumpel y Kögel-Knabner, 2011). La estabilidad del COS a profundidad puede estar asociada a diferentes mecanismos (Lützow *et al.*, 2006), los cuales pueden ser modificados y desestabilizar el C al cambiar el medio ambiente o por perturbaciones antropogénicas (Bernal *et al.*, 2016; Gross y Harrison, 2019). La evidencia experimental muestra que la estructura molecular del COS no controla su estabilidad, dado que los controles biológicos y ambientales predominan, por lo que la persistencia del COS debe considerarse como una propiedad del ecosistema (Schmidt *et al.*, 2011).

La desestabilización del COS a mayor profundidad que 30 cm por ingreso de C fresco (Fontaine *et al.*, 2007; Bernal *et al.*, 2016), por incremento en la temperatura (Fang, Smith, Moncrieff y Smith, 2005), por perturbaciones físicas (Diochon y Kellman, 2009) u otros mecanismos (Adams *et al.*, 2005; Strahm *et al.*, 2009) ha planteado la necesidad de inventariar el COS

a mayor profundidad que 30 cm (Harrison, Footen y Strahm, 2011; Jackson *et al.*, 2017). De los numerosos inventarios del COS global a la profundidad de 1 m (Scharlemann, Tanner, Hiederer y Kapos, 2014), sobresale que alrededor del 50% del COS total está en la profundidad de 30 a 100 cm, por lo que es necesario cuantificarlo. La distribución de las raíces de la vegetación a profundidad define parcialmente la distribución vertical del COS, y otros elementos (Jobbágy y Jackson, 2000 y 2001), aunque el COS se extiende más allá del límite radicular. Las entradas del COS a diferentes profundidades son producto de la rizodeposición y microorganismos (Jackson *et al.*, 2017; Pries *et al.*, 2018; Gross y Harrison, 2019), con efectos menores del mantillo en la superficie.

La caracterización, y modelación, de la distribución del COS a profundidad puede ser hecha por métodos empíricos (Murphy, Wilson y Koen, 2019) o a través de modelos mecanicistas (Jenkinson y Coleman, 2008; Hilinski, 2001). Los modelos mecanicistas, tal como el RothC (Coleman y Jenkinson, 1996) y Century (Parton, Stewart y Cole, 1998), entre otros, usan ecuaciones cinéticas de orden uno y almacenes virtuales del C, que producen patrones asociados con ecuaciones exponenciales en el tiempo, que han sido extendidas a la distribución del COS a profundidad (Hilinski, 2001; Nakane, y Shinozaki, 1978).

El objetivo principal de este trabajo es explorar, en forma progresiva, el uso de modelos empíricos de la distribución vertical del COS, hasta fundamentarlos con bases teóricas para que sean congruentes con la cinética de distribución del C a profundidad y sus parámetros tengan bases sólidas, más allá de enfoques de alta significancia estadística, pero irrelevancia para los ciclos biogeoquímicos.

MATERIALES Y MÉTODOS

Sitios de Muestreo

Para caracterizar los patrones de la distribución del COS a profundidad se analizó una secuencia de perturbación en un bosque de encino (*Quercus* sp.): bosque de *Quercus* (BQR), bosque secundario o acahual de *Quercus* (BS), pastizal de más de 25 años de establecido (Pz) y agrícola con labranza tradicional de más de 15 años de establecido (Agt). Adicionalmente se consideró el análisis de la distribución vertical del COS en un bosque de *Abies*: bosque de *Abies* (BAR) y

bosque de *Abies* con un incendio ocurrido hace más de 15 años (BAq). Como contexto, se analizó un bosque de *Cupressus* (BCr). La letra *r* es para denotar un bosque de referencia (bosque no perturbado o con perturbación mínima) para tener un estándar de comparación. El área de ubicación de los sitios de muestreo está localizada en el monte Tláloc en el municipio de Texcoco, Estado de México, México. El clima en la zona de estudio es semifrío subhúmedo en las partes altas, donde se localizan los bosques de *Abies*, *Cupressus* y *Quercus*, pastizal y acahual (INEGI, 2008).

Para tener un contexto del uso agrícola, se seleccionó un sitio de agricultura de conservación con más de 20-25 años de establecido (Agc) ubicado en las instalaciones del Colegio de Postgraduados, planicie cercana al monte Tláloc, en Montecillo, Estado de México, con un clima templado (INEGI, 2008).

En el Cuadro 1 se presentan la localización, altitud y tipo de suelo de los sitios de muestreo analizados.

Datos Analíticos en los Perfiles de Suelos

En los sitios de muestreo se determinó la densidad aparente (DAP) con el método del cilindro, cada 10 cm hasta 1 m de profundidad. Se determinó el pH con un potenciómetro (Conductronic pH 20) y se analizó la textura con el método de la pipeta (Burt, 2004).

Para el análisis de los cambios por uso de suelo y profundidad, se determinó la concentración de carbono con un analizador de carbono TOC marca Shimadzu, modelo A5050.

En el caso del bosque de Encino de referencia (BQr) la profundidad máxima fue de 50 cm, al encontrarse

roca a esa profundidad. Para el sitio de agricultura tradicional (Agt) se encontró una capa endurecida a 70 cm de profundidad.

El número de repeticiones para la DAP y textura del suelo fue de tres y para el C se usaron dos repeticiones. En el Cuadro 2 se muestran los promedios de las mediciones realizadas en los suelos, a profundidades incrementales de 10 centímetros.

Modelos Empíricos de la Distribución Vertical del COS

Para el análisis y caracterización de la distribución vertical del COS asociado a diferentes usos del suelo, es práctica común ajustar diferentes funciones matemáticas y seleccionar la de menor error de estimación (Paz y Etchevers, 2016; Murphy *et al.*, 2019). En lo siguiente se presentan funciones utilizadas por diferentes autores en la modelación de la distribución del COS a profundidad (*Z*):

A1: Modelo exponencial (Bennema, 1975; Jobbágy y Jackson, 2000; Minasny, McBratney, Mendonça, Odeh y Guyon, 2006; Mishra *et al.*, 2009; Kempen, Brus y Stoorvogel, 2011; Chai *et al.*, 2015; Paz y Etchevers, 2016; Murphy *et al.*, 2019).

$$C = a \exp(-bZ) \quad (1)$$

A2: Modelo exponencial más constante (Arrouays y Pelissier, 1994; Bernoux, Arrouays, Cerri y Bourennane, 1998; Minasny *et al.*, 2006; Chai *et al.*, 2015; Murphy *et al.*, 2019).

Cuadro 1. Ubicación y tipo de suelo de los sitios de estudio.
Table 1. Location and soil type of the study sites.

Sitio	Uso de suelo	Latitud N	Longitud O	Altitud (m)	Suelo
1	BAr (Abies)	19° 27' 05.3"	98° 45' 06.6"	2931	Luvisol
2	BCr (Cupressus)	19° 27' 45.5"	98° 45' 30.9"	3365	Luvisol
3	BQr (Quercus)	19° 26' 56.9"	98° 46' 17.0"	3192	Luvisol
4	BAq (Abies con incendio)	19° 27' 05.1"	98° 27' 05.1"	2968	Luvisol
5	Bs (acahual)	19° 26' 47.1"	98° 46' 35.2"	2962	Luvisol
6	Pz (pastizal)	19° 27' 47.6"	98° 45' 42.2"	3042	Luvisol
7	Agt (agrícola labranza tradicional)	19° 28' 08.8"	98° 46' 10.3"	2857	Phaozem
8	Agc (agrícola labranza de conservación)	19° 28' 04.8"	98° 53' 45.0"	2244	Vertisol

$$C = a \exp(-bZ) + c \tag{2}$$

A3: Modelo bi-exponencial (Murphy *et al.*, 2019).

$$C = a_1 \exp(-b_1Z) + a_2 \exp(-b_2Z) \tag{3}$$

A4: Modelo bi-exponencial más constante (Murphy *et al.*, 2019).

$$C = a_1 \exp(-b_1Z) + a_2 \exp(-b_2Z) + c \tag{4}$$

A5: Modelo lineal (Paz y Etchevers, 2016).

$$C = a - bZ \tag{5}$$

A6: Modelo logarítmico (Hiederer, 2009; Chai *et al.*, 2015; James, Devine, Harrison y Terry., 2014; Paz y Etchevers, 2016).

$$C = a - b \ln(Z) \tag{6}$$

A7: Modelo potencial (Bennema, 1975; Bernoux *et al.*, 1998; Jobbágy y Jackson, 2000; Minasny *et al.*, 2006; Chai *et al.*, 2015; Guillaume, Damris Y Kuzyakov, 2015; Paz y Etchevers, 2016; Bai *et al.*, 2016; Murphy *et al.*, 2019).

$$C = aZ^{-b} \tag{7}$$

A8: Modelo potencial más constante (Murphy *et al.*, 2019).

$$C = aZ^{-b} + c \tag{8}$$

A9: Modelo inverso lineal (Zhong y Qiguo, 2001; Paz y Etchevers, 2016; Murphy *et al.*, 2019).

$$C = \frac{a}{(1 + bZ)} \tag{9}$$

A10: Modelo inverso lineal potencial (varios autores japoneses, citado por Nakane y Shinozaki, 1978).

$$C = \frac{a}{(1 + bZ)^c} \tag{10}$$

En el caso del modelo inverso lineal, este ha sido formulado por Zhong y Qiguo (2001) y Paz y Etchevers (2016) como:

$$C = \frac{1}{(A + BZ)} = \frac{\frac{1}{A}}{\left[\frac{A + BZ}{A}\right]} = \frac{\left(\frac{1}{A}\right)}{\left[1 + \left(\frac{B}{A}\right)Z\right]} = \frac{a}{(1 + bZ)}$$

y, por Murphy *et al.* (2019) como:

$$C = \frac{A}{(1 + ABZ)} = \frac{a}{(1 + bZ)}$$

Esta representación muestra la relación entre los parámetros *a* y *b* del Modelo A9 (relación 9).

Para el modelo inverso lineal potencial, relación (10), Nakane y Shinozaki (1978) lo describen como:

$$C = \frac{1}{(A + BZ)^c} = \frac{\frac{1}{A^c}}{\left[\frac{A + BZ}{A}\right]^c} = \frac{\left(\frac{1}{A^c}\right)}{\left[1 + \left(\frac{B}{A}\right)Z\right]^c} = \frac{a}{(1 + bZ)^c}$$

Dos modelos adicionales, sujetos a la condición de $C = C_0$ cuando $Z = 0$, son el modelo sigmoide de Brantley, Bandstra, Moore y White (2008):

$$C = \frac{a}{\left[1 + \left(\frac{a - C_0}{C_0}\right) \exp(bZ)\right]} \tag{11}$$

y el modelo de Nakane (1976):

$$C = C_0 \exp\left(-\left[\frac{1}{a + bZ} + c\right]Z\right) \tag{12}$$

Análisis Estadísticos

Los ajustes de los modelos de la distribución vertical de la COS fueron evaluados usando una comparación entre lo medido () y lo estimado (), en función de su pendiente (t) e intersección o sesgo (s):

$$Y_{estimado} = s + t Y_{medido} \tag{13}$$

Adicional al uso del coeficiente de determinación R^2 , el ajuste estadístico de los modelos fue analizado usando la raíz del error cuadrático medio (RECM):

$$RECM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2} \tag{14}$$

Cuadro 2. Promedios de las mediciones hechas en los suelos de los sitios de estudio.
Table 2. Averages of the measurements made in the soils of the study sites.

Uso de suelo	Prof.	pH	C	Densidad aparente	Arena	Limo	Arcilla	Uso de suelo	Prof.	pH	C	Densidad aparente	Arena	Limo	Arcilla
	cm		g kg ⁻¹ suelo	g cm ⁻³	- - - - - % - - - - -				cm		g kg ⁻¹ suelo	g cm ⁻³	- - - - - % - - - - -		
BAr	0-10	6.6	59.2	0.88	27.2	23.5	49.3	BS	0-10	6.5	24.4 (0.3)	0.93	25.7	55.8	18.6
	10-20	6.6	31.2	0.90	27.5	23.4	49.1		10-20	6.3	32.5 (0.7)	0.82	81.9	1.5	16.5
	20-30	6.1	24.7	0.90	51.0	36.7	12.2		20-30	6.3	23.9 (0.2)	0.79	48.0	30.8	21.2
	30-40	6.5	15.6	1.10	58.6	20.0	21.4		30-40	6.3	15.9 (0.0)	0.83	18.2	67.3	14.5
	40-50	6.9	14.0	1.20	51.5	38.9	9.6		40-50	5.8	12.1 (0.4)	0.89	35.9	53.2	10.9
	50-60	7.1	11.6	1.14	46.4	49.8	3.8		50-60	6.3	6.7 (0.1)	1.07	46.7	27.4	25.9
	60-70	7.2	8.7	1.15	20.5	65.5	14.0		60-70	6.7	6.4 (0.0)	1.14	41.7	40.4	17.9
	70-80	7.2	4.0	1.25	33.9	50.9	15.2		70-80	6.8	6.1 (0.0)	1.12	44.3	49.6	6.0
	80-90	7.2	3.4	1.24	44.4	33.5	22.1		80-90	6.9	3.7 (1.2)	1.17	10.4	54.1	35.5
90-100	7.4	2.0	1.22	45.1	35.1	19.8	90-100	6.8	3.3 (0.8)	1.04	56.6	24.7	18.7		
BCr	0-10	7.5	96.8	0.61	9.6	68.5	21.9	Pz	0-10	6.1	42.9 (11.6)	0.83	40.3	46.5	13.2
	10-20	7.6	24.3	0.85	18.5	66.2	15.3		10-20	6.3	35.5 (6.4)	0.90	39.2	49.1	11.7
	20-30	6.1	20.5	0.95	20.2	63.2	15.0		20-30	5.6	30.2 (0.6)	0.90	35.4	56.6	8.1
	30-40	6.1	12.5	1.05	46.4	47.9	5.7		30-40	6.6	28.8 (0.2)	0.95	50.0	33.9	16.2
	40-50	6.1	10.3	0.98	20.7	65.6	13.7		40-50	6.6	22.9 (7.5)	1.17	44.8	39.3	15.8
	50-60	6.1	10.3	1.15	39	44.1	16.9		50-60	6.7	22.8 (7.6)	0.67	46.9	33.2	19.9
	60-70	6.1	9.3	1.07	36.7	34.3	29.0		60-70	7	14.7 (3.6)	0.70	51.6	28.8	19.7
	70-80	6.3	8.1	1.06	37.8	46.7	15.6		70-80	7	13.5 (0.5)	0.81	46.1	33.7	20.2
	80-90	6.2	5.7	1.15	50.7	31.1	18.2		80-90	7.3	3.0 (1.4)	0.95	37.3	34	28.8
90-100	6.1	4.3	1.14	49.6	35.5	15.0	90-100	7.5	2.4 (1.4)	1.01	40.6	33.1	26.4		
BQr	0-10	7.3	101.6	0.57	43.6	25.2	31.2	Agt	0-10	6.6	21.5 (1.5)	0.98	33.1	46.5	20.4
	10-20	7.2	54.4	0.81	61.8	18.4	19.7		10-20	6.6	19.8 (0.8)	1.00	27.1	53.1	19.7
	20-30	6.3	43.6	0.88	35.4	54	10.5		20-30	6.7	19.5 (1.0)	1.04	40.1	46.4	13.5
	30-40	6.2	36.7	0.90	39.3	50.4	10.3		30-40	7	16.1 (1.2)	1.01	27.2	50.0	22.7
	40-50	6.4	36.1	0.85	44.1	45.7	10.2		40-50	7.2	7.5 (1.0)	0.98	33.8	50.2	16.0
BAq	0-10	7.4	99.7	0.79	48.9	19.2	34.0	Agc	50-60	7.3	7.4 (0.6)	0.99	34.4	48.2	17.4
	10-20	7.8	41.4	0.77	64.4	12.9	22.7		60-70	7.4	3.4 (1.2)	0.96	31.1	47.4	21.5
	20-30	7.7	23.3	0.73	67.3	19.1	13.6		0-10	7.5	25.0 (3.9)	1.12	11.8	38.7	49.5
	30-40	7.5	19.4	0.52	58.9	10.3	30.8		10-20	7.6	20.8 (6.3)	1.08	6.4	45.3	48.3
	40-50	7.7	15.5	0.81	61.4	18.2	20.4		20-30	7.6	18.1 (4.8)	1.10	11.1	41.9	47.0
	50-60	7.5	12.3	0.71	62.9	5.2	32.0		30-40	7.7	17.7 (5.3)	0.88	9.4	34.2	56.3
	60-70	7.5	11.0	0.75	5.6	19.3	75.1		40-50	8	16.6 (6.0)	0.97	10.9	41	48.1
	70-80	7.5	10.3	0.81	50.6	7.4	42.0		50-60	7.7	16.2 (6.3)	0.98	12.0	44.5	43.5
	80-90	7.5	8.8	0.74	34.9	5.4	59.7		60-70	7.8	14.0 (3.9)	1.03	9.2	42.9	47.9
	90-100	7.4	8.3	0.78	45	4.3	50.7		70-80	7.8	12.4 (2.6)	0.96	5.1	49.9	45.0
								80-90	7.5	11.4 (1.7)	0.84	6.0	47.5	46.5	
								90-100	7.3	11.0 (1.7)	1.04	4.9	54	41.1	

Prof. = profundidad.

Prof. = depth.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Distribución del COS en los Perfiles de los Suelo

Los perfiles de la distribución del COS para los diferentes usos del suelo están mostrados en la Figura 1.

La mayoría de los patrones son convexos (Figura 1), con excepción de Agt que es cóncavo. Los cambios de

los patrones convexos no lineales son diversos, por lo que se puede inferir que algunos modelos matemáticos no tendrán un buen ajuste. Asimismo, aparte de patrones no lineales, también hay patrones que se aproximan a un comportamiento lineal (Pz y Agc), por lo cual hay una diversidad aceptable de patrones para realizar ajustes experimentales a los diferentes usos del suelo y manejo.

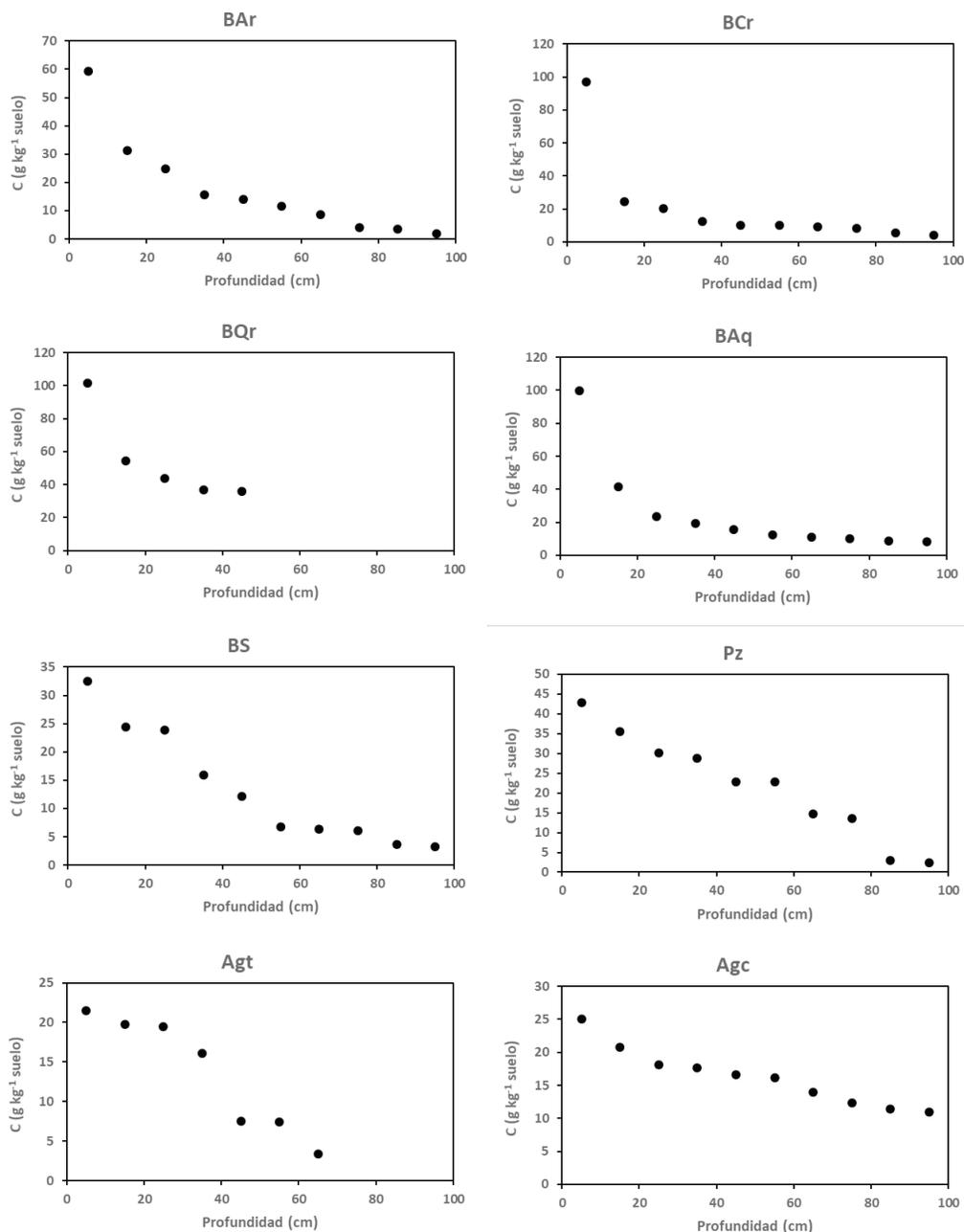


Figura 1. Patrones de la distribución del C en los perfiles de los suelos.

Figure 1. Patterns of C distribution in soil profiles.

De acuerdo con la tipología de formas de los perfiles de suelos planteada por Minasny, Stockmann, Hartemink y McBratney (2016), los perfiles de la Figura 1 representan los patrones gradacionales y no lineales (potencial y exponencial en términos de la tipología), aunque también el denominado frente de humedecimiento (relación 11) y abrupto (uso del suelo Agt) pueden ser considerados. En el caso de usos de suelo agrícolas, las prácticas de labranza y erosión del suelo producen patrones abruptos, donde el perfil no lineal se presenta debajo de la profundidad de labranza (Meersmans, van Wesemael, De Ridder y van Molle, 2009; Kempen *et al.*, 2011; Guillaume *et al.*, 2015; Paz y Etchevers, 2016), por lo que es necesario asignar uno o varios valores de C (dependiendo del número de estratos) a la profundidad de labranza, además de la función inferior de distribución del COS.

Ajuste de los Modelos Empíricos de la Distribución Vertical del COS

Los modelos A1 a A10 fueron ajustados por regresión no lineal usando la función SOLVER^{MR} de Excel^{MR} en todos los casos, así como en los resultados

que se presentan más adelante. La estimación de los parámetros de las funciones matemáticas fue realizada minimizando la suma del error cuadrático de estimación.

En el Cuadro 3 se muestran los resultados del ajuste estadístico de los diferentes modelos analizados, mostrando la RECM y R^2 resultantes, así como los parámetros s y t . Los ajustes fueron realizados sin imponer restricciones, de tal manera que los parámetros de las funciones de los modelos A1 a A10 tomarán valores de acuerdo al proceso de minimización del error de estimación.

Las tres mejores estimaciones del COS a diferentes profundidades de los diferentes usos del suelo: bi-exponencial más constante, potencial más constante e inverso lineal potencial (Figura 2). Los modelos ajustados muestran valores de $R^2 > 0.979$, por lo que, generalmente, estos resultados son considerados como suficientes para fines de selección de modelos empíricos de ajustes estadísticos. En el caso del modelo inverso lineal potencial hay un dato que diverge en las estimaciones e incrementa los errores de estimación (uso del suelo BAR), lo cual es discutido más adelante.

Cuadro 3. Resultados del ajuste por regresión no lineal de los modelos empíricos.
Table 3. Results of the non-linear regression adjustment of the empirical models.

Modelo	Representación	RECM	R^2	s	t
A1	$C = a \exp(-bZ)$	6.0916	0.9247	-0.2058	1.0367
A2	$C = a \exp(-bZ) + c$	2.9659	0.9791	0.4385	0.9665
A3	$C = a_1 \exp(-b_1Z) + a_2 \exp(b_2Z)$	4.3963	0.9593	-1.3771	1.0112
A4	$C = a_1 \exp(-b_1Z) + a_2 \exp(b_2Z) + c$	1.9352	0.9909	0.1967	0.9910
A5	$C = a - bZ$	10.9294	0.7118	5.8374	0.7023
A6	$C = a - b \ln(Z)$	7.5650	0.8618	2.9600	0.8522
A7	$C = aZ^{-b}$	5.8789	0.9243	0.4822	1.0050
A8	$C = aZ^{-b} + c$	2.6873	0.9826	0.4247	0.9749
A9	$C = \frac{a}{(1 + bZ)}$	9.6710	0.8622	-5.4652	1.0443
A10	$C = \frac{a}{(1 + bZ)^c}$	2.9301	0.9795	0.4361	0.9795

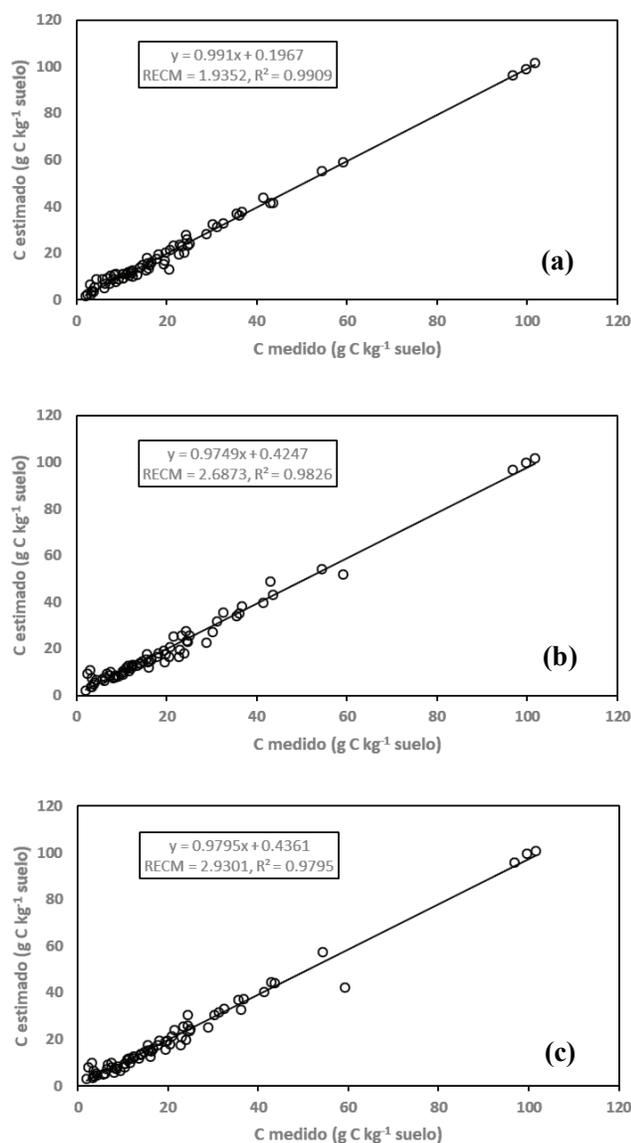


Figura 2. Resultados de los tres mejores ajustes estadísticas para COS a diferentes profundidades para los diferentes usos del suelo. (a) modelo bi-exponencial más constante, (b) modelo potencial más constante, y (c) modelo inverso lineal potencial.

Figure 2. Results of the three best statistical fits for SOC at different depths for the different land uses. (a) bi-exponential plus constant model, (b) potential plus constant model, and (c) linear inverse potential model.

Ajustes Empíricos Condicionados a Pasar por el Origen de la Profundidad

En el caso de los modelos logarítmicos y potenciales, el valor del COS tiende a infinito (modelos potenciales) o no está definido (modelo logarítmico) para el caso de $Z = 0$. Si se consideran profundidades de estratos

de 10 cm de espesor, podemos definir el valor de C_0 para el caso de $Z = 5$ cm (mitad del primer estrato), de tal manera que la profundidad estará definida por $Z_0 = Z - 5$. Para los modelos logarítmicos y potenciales, para evitar el problema en el origen de Z_0 , se utilizó el valor $Z_0 + 1$ (el logaritmo de cero no está definido) para definir el origen de la profundidad.

El Cuadro 4 muestra los resultados del ajuste de los modelos condicionados a $Z_0 = 0$, donde se observa que algunos valores tienen errores de estimación altos, producto de los ajustes al uso del suelo BAR, tal como es el caso del modelo potencial mostrado en la Figura 3.

La Figura 4 muestra los resultados de las estimaciones de los tres mejores modelos: bi-exponencial con constante, inverso lineal potencial y exponencial más constante.

Se observa de la Figura 4 que el modelo inverso lineal potencial y modelo exponencial más constante tienen el error de estimar el valor de C_0 del uso del suelo BAR, tal como el caso del modelo potencial mostrado en la Figura 3, por lo que ambos modelos son atractivos como selección del mejor, dado que tienen menos parámetros que el bi-exponencial más constante.

Ajustes Empíricos con Condicionamiento General

Aparte del condicionamiento de $Z_0 = 0$, para que tengan sentido biofísico, los modelos deben cumplir con $C(Z_0 = 0) = C_0$. Otro límite necesario es que cuando la profundidad tiende a infinito, el valor del COS debe ser C_∞ o 0. El condicionamiento de los ajustes estadísticos a los valores de C en los límites (estrato más superior y estrato más inferior) ha sido usado por Arrouays y Pelissier (1994) y Bernoux *et al.* (1998) para ajustar el modelo exponencial.

Para tener un significado claro de los parámetros de los modelos, las constantes b de los Cuadros 3 y 4 deben ser cambiadas por k , para denotar tasas de reacción con relación a la profundidad.

Bajo la consideración de procesos de transporte y de descomposición constantes con relación a la profundidad, se puede establecer una solución analítica para la distribución vertical del COS (O'Brien y Stout, 1978; Nakane y Shinozaki, 1978; Rosenbloom, Doney y Schimel, 2001) para definir el modelo mono-exponencial (un solo almacén) que es la base del uso de este modelo en los ajustes estadísticos (Russell y Moore, 1968; Minasny *et al.*, 2006 y 2016; Kempen *et al.*, 2011):

Cuadro 4. Resultados del ajuste por regresión no lineal de todos los modelos empíricos, condicionados a $Z_0 = 0$.
Table 4. Results of the nonlinear regression adjustment of all the empirical models, conditioned to $Z_0 = 0$.

Modelo	Representación	RECM	R ²	s	t
B1	$C = a \exp(-bZ_0)$	5.3458	0.9377	-0.9914	0.9792
B2	$C = a \exp(-bZ_0) + c$	2.9659	0.9791	0.4385	0.9665
B3	$C = a_1 \exp(-b_1Z_0) + a_2 \exp(b_2Z_0)$	4.3963	0.9593	-1.3771	1.0112
B4	$C = a_1 \exp(-b_1Z_0) + a_2 \exp(b_2Z_0) + c$	1.9248	0.9910	0.1946	0.9910
B5	$C = a - bZ_0$	10.9294	0.7118	5.8374	0.7023
B6	$C = a - b \ln(Z_0 + 1)$	4.6528	0.9478	0.9713	0.9583
B7	$C = a(Z_0 + 1)^{-b}$	21.1615	0.5675	-0.7927	1.1665
B8	$C = a(Z_0 + 1)^{-b} + c$	3.4477	0.9715	0.4469	0.9843
B9	$C = \frac{a}{(1 + bZ_0)}$	10.5540	0.7318	5.3840	0.7568
B10	$C = \frac{a}{(1 + bZ_0)^c}$	2.7635	0.9816	0.6073	0.9644

$$C = C_0 \exp(-kZ_0) \quad (15)$$

Adicionalmente se puede considerar un modelo mono-exponencial más almacén inerte (C_∞) que permanece constante (no se descompone), definido por (Hilinski, 2001; Sleutel, De Neve y Hofman, 2003; Minasny *et al.*, 2006; Meersmans *et al.*, 2009; Ottoy *et al.*, 2016; Hobley y Wilson, 2016; Murphy *et al.*, 2019):

$$C = (C_0 - C_\infty) \exp(-kZ_0) + C_\infty \quad (16)$$

En esta perspectiva, se puede considerar un modelo con dos almacenes (modelo bi-exponencial), definido como:

$$C = C_0 [p \exp(-k_1Z_0) + (1 - p) \exp(-k_2Z_0)] \quad (17)$$

donde: p es la proporción de C_0 para el almacén 1 del COS. El modelo de la relación (17) representa reacciones en paralelo de los ingresos a los almacenes, pero también puede representar reacciones en serie o con interacciones entre los almacenes del COS (Manzoni *et al.*, 2012).

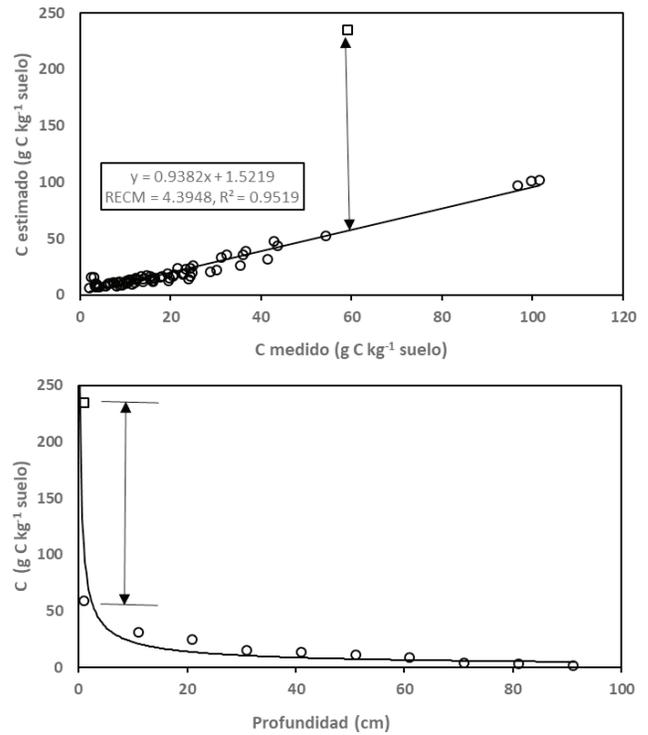


Figura 3. Resultado del ajuste y estimaciones del modelo potencial condicionado.

Figure 3. Result of the fit and estimates of the conditioned potential model.

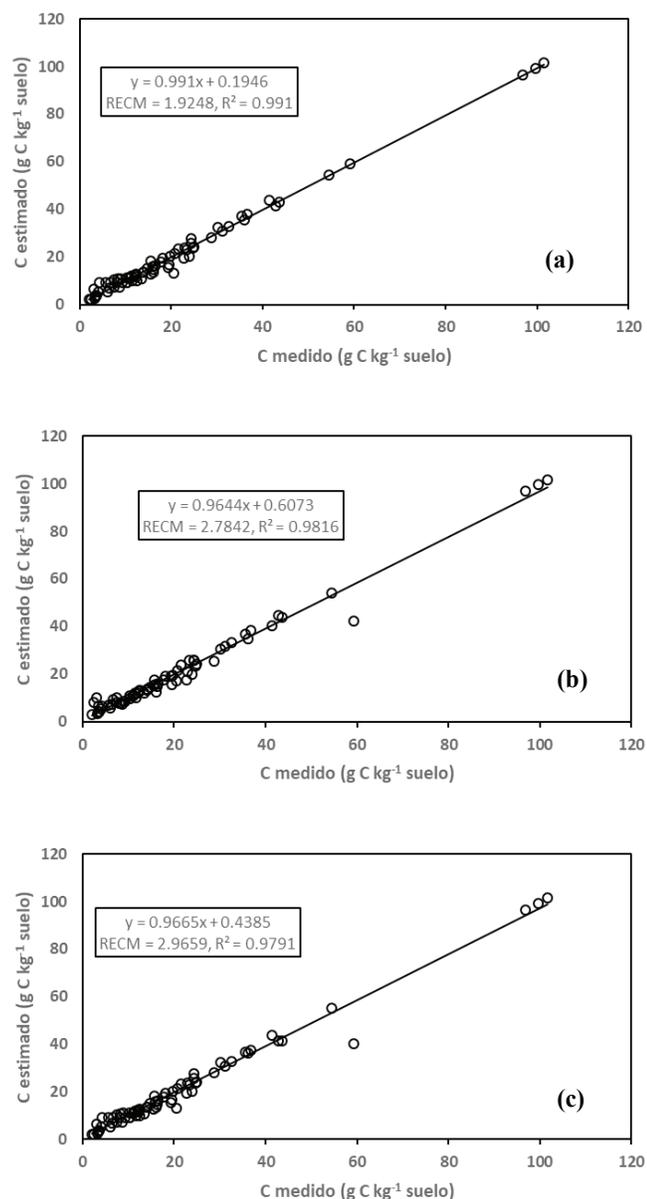


Figura 4. Mejores tres estimaciones del COS a profundidad para los diferentes usos del suelo, condicionados a $Z_0 = 0$. (a) modelo bi-exponencial más constante, (b) modelo inverso lineal potencial, y (c) modelo exponencial más constante.

Figure 4. Best three estimates of COS at depth for the different land uses, conditional on $Z_0 = 0$. (a) bi-exponential plus constant model, (b) inverse linear power model, and (c) exponential plus constant model.

El modelo bi-exponencial puede ser expandido para considerar un almacén inerte (modelo bi-exponencial más almacén inerte), definido como:

$$C = C_0[p\exp(-k_1Z_0) + (1 - p)\exp(-k_2Z_0)] + C_\infty \quad (18)$$

Al igual que el caso del modelo exponencial, la parametrización de los modelos analizados previamente puede ser hecha para el cumplimiento de las condiciones de frontera impuestas, tal como se muestra en el Cuadro 5.

Condicionando los ajustes de regresión no lineal a $C = C_0$ (estrato más superior) cuando $Z_0 = 0$ (C_0 no es un parámetro de estimación), en el Cuadro 5 se muestran los resultados obtenidos.

Los tres mejores modelos fueron: bi-exponencial con almacén inerte, sigmoide y bi-exponencial (Cuadro 5). Los resultados para el modelo sigmoide resultan algo sorprendentes, dados los patrones mostrados en la Figura 1, por lo que este modelo tiene buena flexibilidad para ajustarse a patrones más allá de un sigmoide puro.

La Figura 5 muestra las estimaciones de los ajustes de los tres mejores modelos para el caso del condicionamiento de $C = C_0$ para $Z_0 = 0$.

El condicionamiento introducido permite definir bases fisicoquímicas para la interpretación de los parámetros de los modelos analizados, pero sujetos a ajustes por regresión no lineal de los mismos. En el Cuadro 6 se muestran los parámetros de los tres mejores modelos, para cada uso del suelo analizado. En el caso del modelo sigmoide, los parámetros muestran valores positivos y negativos de a y k que resultan difíciles de interpretar sin considerar un modelo de distribución vertical del COS. El modelo bi-exponencial más almacén inerte tiene valores negativos para C_∞ , por lo que su ajuste es artificio de la regresión no lineal. Finalmente, el modelo bi-exponencial muestra patrones contrarios para los usos del suelo BAr y Agc, dado que el almacén 1 es más lábil (se descompone más fácilmente) que el almacén 2, por lo que sus parámetros son resultados de la regresión no lineal. En resumen, aunque los modelos tienen ajustes experimentales altamente significativos ($R^2 > 0.99$), estos muestran incongruencias en sus parámetros.

Modelo Alternativo Generalizado

Si se considera un enfoque de análisis de patrones (ajuste de los modelos) para encontrar un mecanismo común que los genere, en el Cuadro 7 se observa que los modelos lineal, exponencial, inverso lineal e inverso lineal potencial compiten en los resultados de errores mínimos de estimación (RECM) para algunos usos del suelo, por lo que pueden ser considerados como viables.

Cuadro 5. Resultados del ajuste por regresión no lineal de los modelos empíricos, condicionados a $C = C_0$ cuando $Z_0 = 0$.
Table 5. Results of the non-linear regression adjustment of the empirical models, conditioned to $C = C_0$ when $Z_0 = 0$.

Modelo	Representación	C para $Z_0 = 0$	C para $Z_0 = \infty$	RECM	R ²	s	t
C1	$C = C_0 \exp(-kZ_0)$	C_0	0	5.4446	0.9336	-0.5099	0.9985
C2	$C = (C_0 - C_\infty) \exp(-kZ_0) + C_\infty$	C_0	C_∞	2.1810	0.9886	0.1204	0.9965
C3	$C = C_0 [p \exp(-k_1 Z_0) + (1-p) \exp(k_2 Z_0)]$	C_0	0	1.9336	0.9910	0.3143	0.9839
C4	$C = (C_0 - C_\infty) [p \exp(-k_1 Z_0) + (1-p) \exp(k_2 Z_0)] + C_\infty$	C_0	C_∞	1.3378	0.9957	0.0691	0.9979
C5	$C = C_0 - kZ_0$	C_0	$-\infty Z_0 = C_0/k$ para $C = 0$	17.5652	0.6449	2.7978	1.1061
C6	$C = C_0 - k \ln(Z_0 + 1)$	C_0	$-\infty Z_0 = \exp(C_0/k) - 1$ para $C = 0$	5.0278	0.9408	0.3240	0.9836
C7	$C = C_0 (Z_0 + 1)^{-k}$	C_0	0	4.7448	0.9465	1.7747	0.9175
C8	$C = (C_0 - C_\infty) (Z_0 + 1)^{-k} + C_\infty$	C_0	C_∞	3.5705	0.9696	0.5994	0.9565
C9	$C = \frac{C_0}{(1 + kZ_0)}$	C_0	0	15.3623	0.6508	3.0828	1.0077
C10	$C = \frac{C_0}{(1 + kZ_0)^c}$	C_0	0	2.0651	0.9897	0.3729	0.9827
C11	$C = \frac{a}{\left[1 + \left(\frac{a - C_0}{C_0}\right) \exp(kZ_0)\right]}$	C_0	0	1.7700	0.9925	-0.0461	1.0033
C12	$C = C_0 \exp\left(-\left[\frac{1}{a + kZ_0} + c\right] Z_0\right)$	C_0	0	3.6990	0.9713	-1.2632	1.0257

Dados los resultados del Cuadro 7, se puede plantear que los modelos son soluciones de una ecuación de cinética definida por:

$$\frac{dC}{dZ} = -k_n C^n \quad (19)$$

que es una reacción de cinética de orden n , con tasa de reacción k_n . Los modelos exponenciales, y la gran mayoría de los modelos mecanicistas (Manzoni *et al.*, 2012), son de orden $n = 1$, por lo que los patrones de la relación (19) difieren de este tipo de reacciones y los generaliza.

La solución a la relación (19), para diferentes valores de n está mostrada en muchos libros de cinética de reacciones (p. ej.: El Seoud, Baader y Bastos, 2016):

$$\frac{1}{C^{n-1}} = \frac{1}{C_0^{n-1}} + k_n (n-1) C \quad (20)$$

que es válida para $n \neq 1$, la cual puede ser formulada en términos de C como:

$$C = \frac{C_0}{\left[1 + k_n C_0^{n-1} (n-1) Z\right]^{\frac{1}{n-1}}} \quad (21)$$

donde $C = C_0$ corresponde al caso de $Z = 0$.

Para el caso $n = 1$, se tiene:

$$\frac{dC}{dZ} = -k_1 C \quad (22)$$

cuya solución es:

$$C = C_0 \exp(-k_1 Z) \quad (23)$$

Finalmente, para el caso $n = 2$ se tiene:

$$\frac{dC}{dZ} = -k_2 C^2 \quad (24)$$

Cuya solución es:

$$\frac{1}{C} = \frac{1}{C_0} - k_2 Z \quad (25)$$

que puede ser puesta en función de C como:

$$C = \frac{C_0}{1 + k_2 C_0 Z} \quad (26)$$

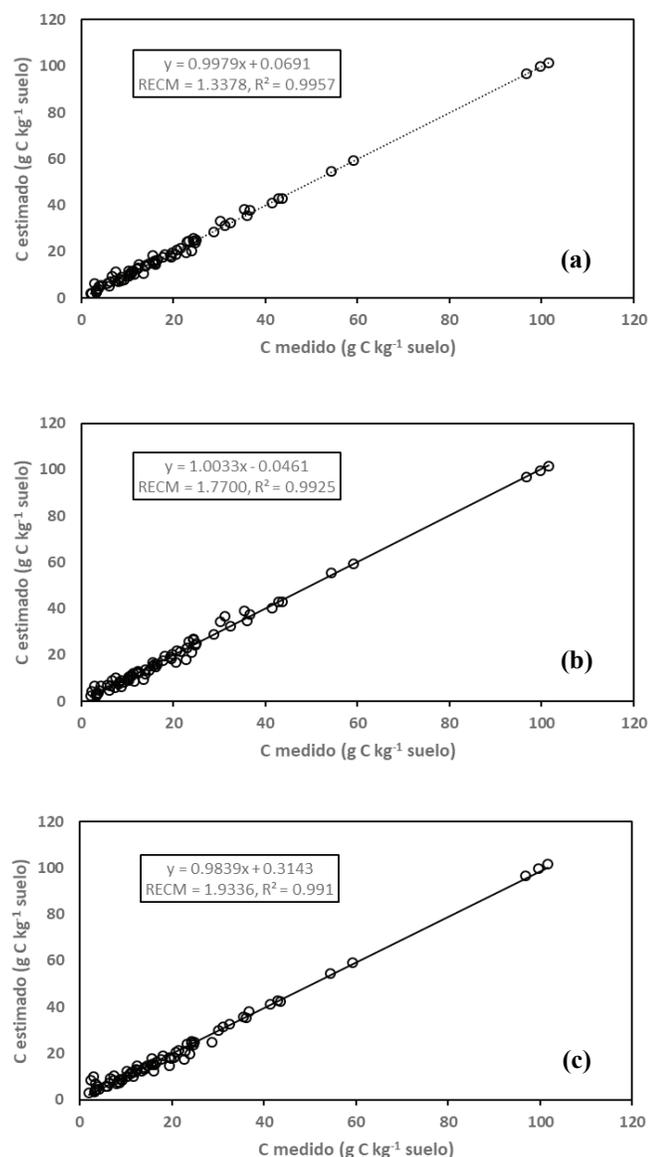


Figura 5. Mejores tres estimaciones del COS a profundidad para los diferentes usos del suelo, condicionados a $C_0 = 0$ cuando $Z_0 = 0$. (a) modelo bi-exponencial más almacén inerte, (b) modelo sigmoide, y (c) modelo bi-exponencial.

Figure 5. Best three estimates of SOC at depth for the different land uses, conditional on $C_0 = 0$ when $Z_0 = 0$. (a) bi-exponential model plus buffer, (b) sigmoid model, and (c) bi model -exponential.

El modelo de cinética de orden n de la relación (19) produce los modelos del Cuadro 7, por lo que resulta interesante de evaluar, además de que define las relaciones entre los parámetros de los modelos.

La Figura 6a muestra los resultados de las estimaciones para el modelo de la relación (21), donde sus parámetros, dejando fijo $C = C_0$ para $Z_0 = 0$, fueron

ajustados por regresión no lineal. Los ajustes resultaron mejores usando el modelo de la relación (21) que el uso de los parámetros k y c del Cuadro 5. Esto plantea que el uso de las regresiones estadísticas clásicas como medio de ajuste de modelos, en forma empírica y sin bases biofísicoquímicas, sin privilegiar el conocimiento, puede generar ajustes estadísticos “significativos”, pero irrelevantes.

Bajo la consideración que k_n tiene valores cercanos a cero en muchos usos del suelo, en la Figura 6b se muestra la relación entre el orden n y $\exp(k_n)$, que muestra un límite superior de 1.0. La Figura 6b muestra que para la secuencia de perturbación del bosque de encino (BQr, BS, Pz y Agt), los estados perturbados (BS, Pz y Agt) tienen valor de $\exp(k_n)$ menores a 1.0 y ordenes con $n \leq 1.0$. El caso de BA_r y BA_q ($n > 1$), $\exp(k_n)$ tiende a 1.0, y BA_q tienen un orden n mayor que BA_r, mostrando un estado de sucesión mejor (n mayor). En lo particular, el caso de la agricultura de conservación (Agc), su estado es similar al de los bosques de referencia (sin perturbaciones).

En lo general, de acuerdo a la Figura 6, la relación entre $\exp(k_n)$ y n refleja el nivel de perturbación (cambio de uso del suelo o prácticas de manejo) de los usos del suelo, definiendo patrones de la distribución del COS a profundidad que pueden ser interpretados en forma clara, a diferencia de los mejores modelos previos, donde la relación entre sus parámetros no está claramente definida, resultando difícil de interpretar.

En la Figura 7 se muestra las relaciones entre los diferentes usos del suelo y el orden n y tasa de reacción k_n . Para la secuencia de perturbación del bosque de encino, todo el perfil, el orden n disminuye y la tasa de reacción k_n se incrementa a medida que el nivel de perturbación aumenta.

Discusión

La modelación de la distribución vertical del carbono orgánico de los suelos (COS), hasta un metro de profundidad, ha sido analizada en forma progresiva desde una visión empírica a una de modelación general, basada en el análisis de los patrones observados para diferentes usos del suelo y los modelos ajustados por regresión no lineal. El ejercicio realizado pone en relevancia la necesidad de orientar la caracterización de los patrones del COS hacia esquemas de ajustes estadísticos fundamentados en el conocimiento, y no solo ajustes empíricos de modelos matemáticos, de

Cuadro 6. Parámetros de los tres modelos con mejor ajuste estadístico.
Table 6. Parameters of the three models with the best statistical adjustment.

Uso del suelo	Bi-exponencial			Bi-exponencial más almacén inerte			Sigmoide		
	p	k_1	k_2	C_∞	p	k_1	k_2	a	k
BAr	0.2876	2.3466	0.0290	-2.9512	0.3068	1.2828	0.0237	-70.1579	0.0289
BCr	0.2749	0.0195	0.3310	4.1884	0.3090	0.0339	1.8188	5.1464	-0.0157
BQr	0.4405	0.0059	0.1515	33.6657	0.6885	0.0808	1.4231	30.8274	-0.0453
BAq	0.2493	0.0129	0.1354	4.5854	0.2547	0.0214	0.1433	2.6236	-0.0041
BS	0.5114	0.0250	0.0250	-2.6563	0.5401	0.0214	0.0214	72.0171	0.0348
Pz	0.5180	0.0180	0.0180	-1.2289	6.4884	0.0017	0.0000	52.5647	0.0432
Agt	0.5585	0.0186	0.0186	2.9797	11.2050	-0.0072	-0.0088	22.3129	0.0858
Agc	0.8861	0.0078	0.2723	-737.8530	0.0052	0.1775	0.0002	3.5637	-0.0025

las dinámicas implícitas, o no, de la distribución del COS a profundidad, como un paso al desarrollo de modelos generales que se orienten a patrones múltiples (soluciones) de una misma dinámica o cinética de reacción.

Los perfiles de suelos con niveles bajos de perturbación, como los bosques de referencia, muestran valores del orden $n > 1$, asociados a tasas de reacción k_n cercanas a cero (poco cambio), que reflejan que la curvatura (orden n) de la distribución vertical del carbono predomina, mostrando condiciones de estabilidad que caracteriza la evolución del COS de estos usos del suelo. Los bosques, al sufrir perturbaciones, reducen su orden n e incrementan la tasa de reacción

k_n , para caracterizar patrones transitorios asociados a usos del suelo no bosque (p. ej. agrícola o pastizal) o bosque degradado.

Para el caso de uso agrícola del suelo, la agricultura de conservación muestra perfiles de distribución del COS similares a la de los bosques de referencia (sin perturbación), diferenciados de los patrones de la agricultura tradicional.

El modelo de cinética de orden n , rompe los esquemas de modelación tradicionales de cinéticas de orden uno y múltiples almacenes (Paustian, Collins y Paul, 2019; Manzoni *et al.*, 2012), al considerar un solo almacén, pero con cinética de orden n variable, asociado al uso del suelo y su manejo.

Cuadro 7. RECM de algunos modelos para la condición $C = C_0$ para $Z_0 = Z$.
Table 7. RECM of some models for the condition $C = C_0$ for $Z_0 = Z$.

Uso del suelo	$C = C_0 - kZ_0$	$C = C_0 \exp(-kZ_0)$	$C = \frac{C_0}{(1 + kZ_0)}$	$C = \frac{C_0}{(1 + kZ_0)^c}$
BAr	12.85	6.18	2.58	1.96
BCr	32.25	7.72	29.51	1.53
BQr	16.03	8.72	13.43	0.93
BAq	29.32	7.47	26.64	0.92
BS	3.92	1.62	3.39	1.64
Pz	2.23	3.65	2.06	3.71
Agt	2.66	2.72	2.57	2.97
Agc	1.65	0.83	1.33	0.77

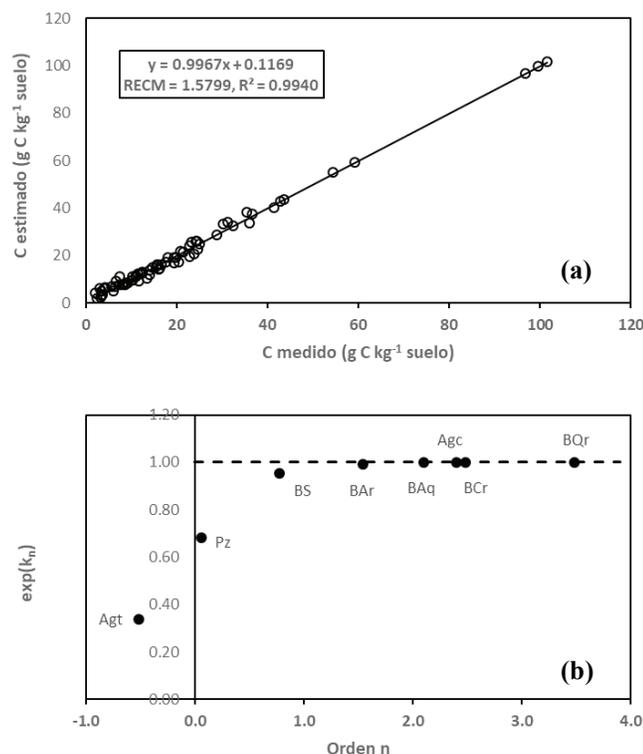


Figura 6. Resultados del ajuste del modelo de la relación (21). (a) estimaciones para los diferentes usos del suelo y (b) relación entre el orden n y $\exp(k_n)$.

Figure 6. Results of the fit of the relationship model (21). (a) estimates for the different land uses and (b) relationship between order n and $\exp(k_n)$.

El orden n y la tasa de reacción k_n están relacionados entre sí, definiendo patrones regulares para caracterizar el grado de perturbación de los suelos asociados a diferentes usos del suelo, de tal manera que estas “firmas” de la distribución vertical del COS, como un solo almacén, pueden ser usados para caracterizar la dinámica vertical (y horizontal) del carbono.

CONCLUSIONES

El enfoque metodológico discutido en este trabajo plantea una reconsideración a los enfoques clásicos de caracterizar la distribución vertical del carbono orgánico en los suelos (COS) al pasar de ejercicios meramente empíricos de ajustes estadísticos a los patrones observados, al desarrollo de esquemas de modelación progresiva basada en la introducción de parámetros biofísicoquímicos relevantes a la dinámica

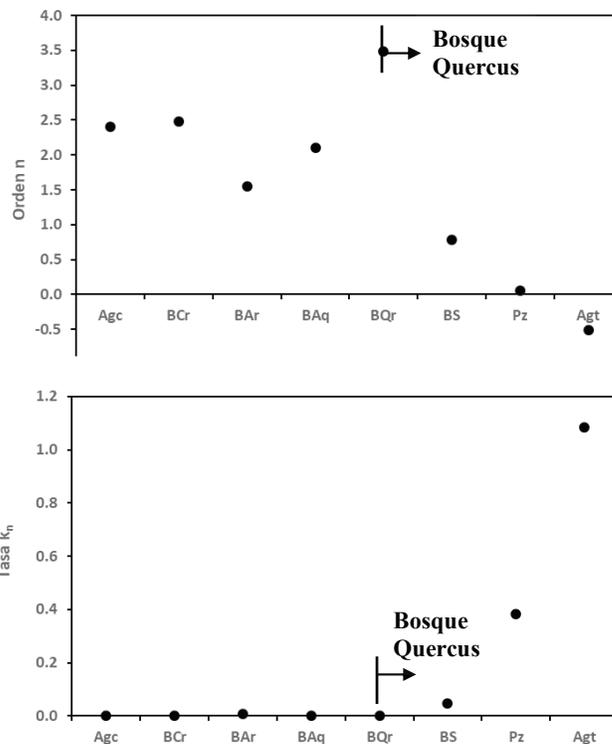


Figura 7. Relación entre el orden n y la tasa k_n para los diferentes usos del suelo.

Figure 7. Relationship between order n and rate k_n for different land uses.

del COS a profundidad. La estadística es usada como un medio de análisis de la viabilidad de los modelos, no como criterio de selección del mejor modelo ajustado, bajo la óptica de que no es suficiente que los modelos tengan un error de estimación mínimo, si no que es necesario obtener las respuestas correctas por las razones correctas (Kirchner, 2006).

El modelo de cinética de orden n variable introducido se ajustó bien ($R^2 > 0.99$) a los datos experimentales de diferentes usos del suelo, con parámetros que pueden ser asociados a la perturbación (estabilidad) de la distribución vertical del COS en los suelos.

DECLARACIÓN DE ÉTICA

No aplicable.

CONSENTIMIENTO PARA PUBLICACIÓN

No aplicable.

DISPONIBILIDAD DE DATOS

Los datos están disponibles de los autores previa solicitud razonable.

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses en competencia.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

Conceptualización y diseño: E.B.B y F.P.P. Protocolo de laboratorio y supervisión: C.H.M y F.P.P. Revisión resultados: A.V.R. Escritura: F.P.P., E.B.B. y A.V.R. Revisión manuscrito: J.E.B., C.H.M. y A.V.R.

LITERATURA CITADA

- Adams, A. B., Harrison, R. B., Sletten, R. S., Strahm, B. D., Turnblom, E. C., & Jensen, C. M. (2005). Nitrogen-fertilization impacts on carbon sequestration and flux in managed coastal Douglas-fir stands of the Pacific Northwest. *Forest Ecology and Management*, 220(1-3), 313-325. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.08.018>
- Arrouays, D., & Pelissier, P. (1994). Modeling carbon storage profiles in temperate forest humic loamy soils of France. *Soil Science*, 157(3), 185-192.
- Bai, J., Zhang, G., Zhao, Q., Lu, Q., Jia, J., Cui, B., & Liu, X. (2016). Depth-distribution patterns and control of soil organic carbon in coastal salt marshes with different plant covers. *Scientific Reports*, 6(1), 1-12. <https://doi.org/10.1038/srep34835>
- Bennema, J. (1975). Organic carbon profiles in oxisols. *Pedologie*, 4(2), 119-146.
- Bernal, B., McKinley, D. C., Hungate, B. A., White, P. M., Mozdzer, T. J., & Megonigal, J. P. (2016). Limits to soil carbon stability; Deep, ancient soil carbon decomposition stimulated by new labile organic inputs. *Soil Biology and Biochemistry*, 98, 85-94. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.04.007>
- Bernoux, M., Arrouays, D., Cerri, C. C., & Bourennane, H. (1998). Modeling vertical distribution of carbon in oxisols of the western Brazilian Amazon (Rondonia). *Soil Science*, 163(12), 941-951. <https://doi.org/10.1097/00010694-199812000-00004>
- Brady, N. C., & Weil, R. R. (2008). Nitrogen and sulfur economy of soils. In N. C. Brady, & R. R. Weil. (2008) *The nature and properties of soil* (pp. 662-710). Upper Saddle River, NJ. USA: Prentice-Hall.
- Brantley, S. L., Bandstra, J., Moore, J., & White, A. F. (2008). Modelling chemical depletion profiles in regolith. *Geoderma*, 145(3-4), 494-504. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.02.010>
- Burt, R. (2004). *Soil survey laboratory methods manual*. Soil survey investigations report no. 42, version 4.0. Washington, DC, USA: NRCS-USDA.
- Chai, H., Yu, G., He, N., Wen, D., Li, J., & Fang, J. (2015). Vertical distribution of soil carbon, nitrogen, and phosphorus in typical Chinese terrestrial ecosystems. *Chinese Geographical Science*, 25(5), 549-560. <https://doi.org/10.1007/s11769-015-0756-z>
- Coleman, K., & Jenkinson, D. S. (1996). RothC-26.3-A Model for the turnover of carbon in soil. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic matter models* (pp. 237-246). Heidelberg, Berlin: Springer.
- Diochon, A. C., & Kellman, L. (2009). Physical fractionation of soil organic matter: Destabilization of deep soil carbon following harvesting of a temperate coniferous forest. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 114(G1). <https://doi.org/10.1029/2008JG000844>
- Eggleston, S., Buendia, L., Miwa, K., Ngara, T., & Tanabe, K. (2006). *IPCC guidelines for national greenhouse gas inventories*. Japan: IPCC.
- El Seoud, O. A., Baader, W. J., & Bastos, E. L. (2016). Practical chemical kinetics in solution. In Z. Wang, U. Wille, & E. Juaristi (Eds). *Encyclopedia of physical organic chemistry* (pp. 1-68). Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons. <https://doi.org/10.1002/9781118468586.epoc1012>
- Fang, C. M., Smith, P., Moncrieff, J. B., & Smith, J. U. (2005). Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature*, 433, 57-59. <https://doi.org/10.1038/nature03138>
- Fontaine, S., Barot, S., Barré, P., Bdioui, N., Mary, B., & Rumpel, C. (2007). Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature*, 450(7167), 277-280. <https://doi.org/10.1038/nature06275>
- Gross, C. D., & Harrison, R. B. (2019). The case for digging deeper: soil organic carbon storage, dynamics, and controls in our changing world. *Soil Systems*, 3(2), 28. <https://doi.org/10.3390/soilsystems3020028>
- Guillaume, T., Damris, M., & Kuzyakov, Y. (2015). Losses of soil carbon by converting tropical forest to plantations: erosion and decomposition estimated by $\delta^{13}\text{C}$. *Global Change Biology*, 21(9), 3548-3560. <https://doi.org/10.1111/gcb.12907>
- Harrison, R. B., Footen, P. W., & Strahm, B. D. (2011). Deep soil horizons: contribution and importance to soil carbon pools and in assessing whole-ecosystem response to management and global change. *Forest Science*, 57(1), 67-76. <https://doi.org/10.1093/forestscience/57.1.67>
- Hilinski, T. E. (2001). *Implementation of exponential depth distribution of organic carbon in the CENTURY model*. Fort Collins, CO, USA: Department of Soil and Crop Sciences Colorado State University Fort Collins.
- Hiederer, R. (2009). *Distribution of organic carbon in soil profile data*. Italy: JCR-IES.
- Hobley, E. U., & Wilson, B. (2016). The depth distribution of organic carbon in the soils of eastern Australia. *Ecosphere*, 7(1), e01214. <https://doi.org/10.1002/ecs2.1214>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2008). *Conjunto de datos vectoriales escala 1:1 00 000*. Unidades climáticas. Consultado el 03 febrero, 2017, desde <http://www.bela.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825267568>

- Jackson, R. B., Lajtha, K., Crow, S. E., Hugelius, G., Kramer, M. G., & Piñeiro, G. (2017). The ecology of soil carbon: pools, vulnerabilities, and biotic and abiotic controls. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 48, 419-445. <https://doi.org/10.1146/annurev-ecolsys-112414-054234>
- James, J., Devine, W., Harrison, R., & Terry, T. (2014). Deep soil carbon: quantification and modeling in subsurface layers. *Soil Science Society of America Journal*, 78(S1), S1-S10. <https://doi.org/10.2136/sssaj2013.06.0245nafsc>
- Jenkinson, D. S., & Coleman, K. (2008). The turnover of organic carbon in subsoils. Part 2. Modelling carbon turnover. *European Journal of Soil Science*, 59(2), 400-413. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01026.x>
- Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2000). The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10(2), 423-436. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2000\)010\[0423:TVDOSO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2000)010[0423:TVDOSO]2.0.CO;2)
- Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2001). The distribution of soil nutrients with depth: global patterns and the imprint of plants. *Biogeochemistry*, 53(1), 51-77. <https://doi.org/10.1023/A:1010760720215>
- Kempen, B., Brus, D. J., & Stoorvogel, J. J. (2011). Three-dimensional mapping of soil organic matter content using soil type-specific depth functions. *Geoderma*, 162(1-2), 107-123. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.01.010>
- Kirchner, J. W. (2006). Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42(3), W03S04. <https://doi.org/10.1029/2005WR004362>
- Lal, R. (2004). Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123(1-2), 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.01.032>
- Lal, R. (2009). Challenges and opportunities in soil organic matter research. *European Journal of Soil Science*, 60(2), 158-169. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01114.x>
- Lorenz, K., & Lal, R. (2005). The depth distribution of soil organic carbon in relation to land use and management and the potential of carbon sequestration in subsoil horizons. *Advances in Agronomy*, 88, 35-66. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(05\)88002-2](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(05)88002-2)
- Lützow, M. V., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B., & Flessa, H. (2006). Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions—a review. *European Journal of Soil Science*, 57(4), 426-445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>
- Manzoni, S., Piñeiro, G., Jackson, R. B., Jobbágy, E. G., Kim, J. H., & Porporato, A. (2012). Analytical models of soil and litter decomposition: solutions for mass loss and time-dependent decay rates. *Soil Biology and Biochemistry*, 50, 66-76. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.02.029>
- Meersmans, J., van Wesemael, B., De Ridder, F. A., & van Molle, M. (2009). Modelling the three-dimensional spatial distribution of soil organic carbon (SOC) at the regional scale (Flanders, Belgium). *Geoderma*, 152(1-2), 43-52. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.05.015>
- Minasny, B., McBratney, A. B., Mendonça-Santos, M., Odeh, I. O. A., & Guyon, B. (2006). Prediction and digital mapping of soil carbon storage in the Lower Namoi Valley. *Soil Research*, 44(3), 233-244. <https://doi.org/10.1071/SR05136>
- Minasny, B., Stockmann, U., Hartemink, A. E., & McBratney, A. B. (2016). Measuring and modelling soil depth functions. In: A. Hartemink, & B. Minasny. (Eds.). *Digital soil morphometrics. Progress in soil science* (pp. 225-240). Heidelberg, Berlin: Springer,
- Mishra, U., Lal, R., Slater, B., Calhoun, F., Liu, D., & Van Meirvenne, M. (2009). Predicting soil organic carbon stock using profile depth distribution functions and ordinary kriging. *Soil Science Society of America Journal*, 73(2), 614-621. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0410>
- Murphy, B. W., Wilson, B. R., & Koen, T. (2019). Mathematical functions to model the depth distribution of soil organic carbon in a range of soils from New South Wales, Australia under different land uses. *Soil Systems*, 3(3), 46. <https://doi.org/10.3390/soilsystems3030046>
- Nakane, K. (1976). An empirical formulation of the vertical distribution of carbon concentration in forest soils. *Japanese Journal of Ecology*, 26(3), 171-174. https://doi.org/10.18960/seitai.26.3_171
- Nakane, K., & Shinozaki, K. (1978). A mathematical model of the behavior and vertical distribution of organic carbon in forest soils. *Japanese Journal of Ecology*, 28(2), 111-122. https://doi.org/10.18960/seitai.28.2_111
- O'brien, B. J., & Stout, J. D. (1978). Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements. *Soil Biology and Biochemistry*, 10(4), 309-317. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(78\)90028-7](https://doi.org/10.1016/0038-0717(78)90028-7)
- Ottoy, S., Elsen, A., Van De Vreken, P., Gobin, A., Merckx, R., Hermy, M., & Van Orshoven, J. (2016). An exponential change decline function to estimate soil organic carbon stocks and their changes from topsoil measurements. *European Journal of Soil Science*, 67(6), 816-826. <https://doi.org/10.1111/ejss.12394>
- Parton, W. J., Stewart, J. W., & Cole, C. V. (1988). Dynamics of C, N, P and S in grassland soils: a model. *Biogeochemistry*, 5(1), 109-131. <https://doi.org/10.1007/BF02180320>
- Paustian, K., Collins, H. P., & Paul, E. A. (2019). Management controls on soil carbon. In E. A. Paul, E. T. Elliott, K. Paustian, & C. V. Cole (Eds). *Soil organic matter in temperate agroecosystems* (pp. 15-49). Boca Raton, FL, USA: CRC Press.
- Paz, F., & Etchevers, J. (2016). Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 339-355.
- Paz-Pellat, F., Argumedo-Espinoza, J., Cruz-Gaistardo, C. O., Etchevers-Barra, J. D., & de Jong, B. (2016). Distribución espacial y temporal del carbono orgánico del suelo en los ecosistemas terrestres de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 289-310.
- Penman, J., Gytarsky, M., Hiraishi, T., Krug, T., Kruger, D., Pipatti, R., ... Wagner, F. (2003). *Good practice guidance for land use, land-use change and forestry*. Japan: IAEA.
- Pries, C. E. H., Sulman, B. N., West, C., O'Neill, C., Poppleton, E., Porras, R. C., ... & Torn, M. S. (2018). Root litter decomposition slows with soil depth. *Soil Biology and Biochemistry*, 125, 103-114. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.07.002>

- Rosenbloom, N. A., Doney, S. C., & Schimel, D. S. (2001). Geomorphic evolution of soil texture and organic matter in eroding landscapes. *Global Biogeochemical Cycles*, *15*(2), 365-381. <https://doi.org/10.1029/1999GB001251>
- Rumpel, C., & Kögel-Knabner, I. (2011). Deep soil organic matter—a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. *Plant and soil*, *338*(1), 143-158. <https://doi.org/10.1007/s11104-010-0391-5>
- Russell, J. S., & Moore, A. W. (1986). Comparison of different depth weightings in the numerical analysis of anisotropic soil profile data. In *Transactions, 9th International Congress of Soil Science, Adelaide, Australia, 1968* (pp. 205-213). Sydney, Australia: International Society of Soil Science and Angus and Robertson.
- Scharlemann, J. P., Tanner, E. V., Hiederer, R., & Kapos, V. (2014). Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. *Carbon Management*, *5*(1), 81-91. <https://doi.org/10.4155/cmt.13.77>
- Schmidt, M. W., Torn, M. S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I. A., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., ... Trumbore, S. E. (2011). Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature*, *478*(7367), 49-56. <https://doi.org/10.1038/nature10386>
- Schrumpf, M., Kaiser, K., Guggenberger, G., Persson, T., Kögel-Knabner, I., & Schulze, E. D. (2013). Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals. *Biogeosciences*, *10*(3), 1675-1691. <https://doi.org/10.5194/bg-10-1675-2013>
- Sleutel, S., De Neve, S., & Hofman, G. (2003). Estimates of carbon stock changes in Belgian cropland. *Soil Use and Management*, *19*(2), 166-171. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2003.tb00299.x>
- Smith, P., & Powlson, D. S. (2007). Sustainability of soil management practices - a global perspective. In: L. K. Abbott, & D. V. Murphy, (Eds.). *Soil biological fertility* (pp. 241-254). Dordrecht, Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6619-1_12
- Strahm, B. D., Harrison, R. B., Terry, T. A., Harrington, T. B., Adams, A. B., & Footen, P. W. (2009). Changes in dissolved organic matter with depth suggest the potential for postharvest organic matter retention to increase subsurface soil carbon pools. *Forest Ecology and Management*, *258*(10), 2347-2352. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.03.014>
- Tisdall, J. M., & Oades, J. M. (1982). Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, *33*(2), 141-163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1982.tb01755.x>
- Zhong, L., & Qiguo, Z. (2001). Organic carbon content and distribution in soils under different land uses in tropical and subtropical China. *Plant and Soil*, *231*(2), 175-185. <https://doi.org/10.1023/A:1010350020951>

Parametrización de la dinámica del modelo COLPOS mediante cronosecuencias de cambio de uso del suelo y vegetación

Parameterization of the dynamics of the COLPOS model through chronosequences of land use and vegetation change

Fernando Paz-Pellat^{1‡}  y Jorge Dionisio Etchevers-Barra² 

¹ GRENASER, ² Laboratorio de Fertilidad de Suelos y Química Ambiental. Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km 36.5, Montecillo. 56230 Texcoco, Estado de México, México.

[‡] Autor para correspondencia (ferpazpel@gmail.com)

Editora invitada: Dra. Alma S. Velázquez Rodríguez

RESUMEN

La modelación de la dinámica del carbono orgánico del suelo (COS) es una tarea crítica para analizar proyecciones de emisiones de CO₂ asociadas al cambio de uso del suelo y vegetación (USyV). El modelo COLPOS fue desarrollado para estimar la distribución del COS asociado a fracciones físicas del suelo, pero no fue extendido a una versión dinámica. En este trabajo se presenta el desarrollo del modelo dinámico COLPOS, generado a partir de una revisión de las soluciones de las ecuaciones diferenciales ordinarias de modelos de dinámica del COS con dos almacenes, uno activo y otro inerte. Con el uso de cronosecuencias de cambios de USyV, donde se separaron los procesos de descomposición y absorción del COS mediante el uso de técnicas que emplean un isótopo estable (¹³C), se realizó un ajuste del modelo desarrollado, obteniéndose resultados satisfactorios ($R^2 > 0.9$). El modelo dinámico COLPOS solo tiene un parámetro de ajuste y fue formulado con base en datos medibles en laboratorio, por lo que su uso operacional es viable.

Palabras clave: *almacenes múltiples, equivalencia de modelos, isotopos estables, parámetro q, medible versus virtual.*

SUMMARY

The modeling of soil organic carbon (SOC) dynamics is a critical step to analyze CO₂ emissions projections associated with changes in land use and vegetation (USyV). The COLPOS model was developed to estimate the distribution of SOC associated with physical soil fractions, but it was not extended to a dynamic version. This paper presents the development of the dynamic COLPOS model, generated from a review of the solutions of the ordinary differential equations of the SOC dynamics models with two stocks, one active and the other inert. With the use of chronosequences of USyV changes, where the decomposition and absorption processes of COS were separated by using techniques that use a stable isotope (¹³C), an adjustment of the developed model was carried out, obtaining satisfactory results ($R^2 > 0.9$). The COLPOS dynamic model only has one adjustment parameter and was formulated based on measurable laboratory data, so its operational use is viable.

Index words: *multiple compartments, model equivalence, stable isotopes, q parameter, measurable versus virtual.*

Cita recomendada:

Paz-Pellat, F. y Etchevers-Barra, J. D. (2022). Parametrización de la dinámica del modelo COLPOS mediante cronosecuencias de cambio de uso del suelo y vegetación. *Terra Latinoamericana*, 40, 1-18. e1320. <https://doi.org/10.28940/terra.v40i0.1320>

Recibido: 14 de diciembre de 2021. Aceptado 30 de marzo de 2022.
Artículo. Volumen 40, abril de 2022.

INTRODUCCIÓN

El carbono orgánico del suelo (COS) es el principal almacén de carbono de los ecosistemas terrestres (Lal, 2004), por lo que es necesario su conservación para mitigar las emisiones de CO₂ asociadas a cambios de uso del suelo. Para analizar los impactos de las emisiones de CO₂ de los cambios de uso del suelo (p. ej. de agricultura a bosque) es necesario utilizar modelos de dinámica del COS para escenarios proyectivos de cambios de uso del suelo o prácticas mejoradas (Lal, 2009). Aunque existe una gran diversidad de modelos de la dinámica del COS (Manzoni y Porporato, 2009), persiste la necesidad de modelos que conecten de manera simple, la teoría con las mediciones (Vereecken *et al.*, 2016; Blankinship *et al.*, 2018), dada la dificultad de interpretar modelos complejos de muchos parámetros (Moorhead, Sinsabaugh, Linkins y Reynolds, 1996; Bolker, Pacala y Parton, 1998).

Manzoni y Porporato (2009) analizaron alrededor de 250 modelos de la dinámica del carbono y nitrógeno y encontraron que la gran mayoría de éstos tienen un marco teórico similar (sistemas de ecuaciones). Casi todos ellos pueden reformularse en sistemas de ecuaciones diferenciales ordinarias (cinéticas de orden uno) y alrededor del 70% tiene asociadas 2 a 10 variables para su parametrización, y más de 90% del total emplea menos de 30 parámetros. Para analizar el proceso de descomposición del COS, el modelo de un solo almacén se ha propuesto (Hénin y Dupuis, 1945; Olson, 1963), el cual es descrito por la ecuación diferencial $dC/dt = -kC$, donde k es una tasa de cambio del carbono (C), cuya solución está dada por $C(t) = C_0 \exp(-kt)$ al resolver la ecuación y usar para la condición inicial $C = C_0$ cuando $t = 0$. El modelo mono-exponencial al ser ajustado a los datos experimentales presenta problemas, dado que los patrones observados mostraron una tasa rápida de descomposición al principio y después una disminución (Minderman, 1968). Para evitar este problema se usaron modelos de dos almacenes, modelo bi-exponencial (Cuadro 1), con los dos activos simultáneamente (Hénin, Monnier y Turc, 1959; Jenkinson, 1977; Harmon *et al.*, 2009) o con uno activo y el otro inerte, COI o carbono orgánico inerte; también conocido como C_∞ , que es el valor de C en un tiempo infinito (Andriulo, Mary y Guerif, 1999; Stewart, Paustian, Conant, Plante y Six, 2007).

En forma similar al caso de modelos de dos almacenes, también se han usado los de tres almacenes (Paul, 1984; Paustian, Parton y Persson, 1992; Nicolardot, Molina y Allard, 1994; Adair *et al.*, 2008). Modelos más complejos con múltiples almacenes son el Century (Parton, Schimel, Cole y Ojima, 1987; Parton *et al.*, 1993) y RothC (Jenkinson y Rayner, 1977; Coleman y Jenkinson, 1996). Las soluciones analíticas, o numéricas, de ecuaciones diferenciales ordinarias de la dinámica del COS con almacenes múltiples y diferentes configuraciones de interacción entre los almacenes, se han propuesto en la literatura (Andrén y Kätterer, 1997; Kätterer y Andren, 2001; Thuriès, Pansu, Feller, Herrmann y Rémy, 2001; Manzoni *et al.*, 2012; Sierra, Müller y Trumbore, 2012) como soluciones a la dinámica del COS.

En la gran mayoría de los modelos de múltiples almacenes, éstos son del tipo “virtual”, ya que están definidos cinéticamente a conveniencia y no tienen una contraparte de laboratorio para ser parametrizados, lo que ha planteado la disyuntiva de las opciones de modelar lo medible o medir lo modelable (Christensen, 1996; Elliot, Paustian y Frey, 1996). En el caso del modelo RothC, por ejemplo, ha habido varios intentos de parametrizarlo en función de datos obtenidos en laboratorio (Skjemstad, Spouncer, Cowie y Swift, 2004; Zimmermann, Leifeld, Schmidt, Smith y Fuhrer, 2007; Poeplau *et al.*, 2013), con resultados mixtos (sub o sobreestimación). Ante la necesidad de contar con parámetros que se puedan obtener en laboratorio, se han desarrollado modelos que solo utilizan parámetros medibles (p. ej. Abramoff *et al.*, 2017) o parametrizaciones de modelos relativamente simples que usan la relación entre los almacenes del COS y los ingresos al sistema (Jenkinson, 1990; Bayer, Lovato, Dieckow, Zanatta y Mielniczuk, 2006).

El objetivo de este trabajo es parametrizar la dinámica del COS del modelo COLPOS (Carbono, y otros elementos, Organomineral, Lábil-Particulado, recalcitrante y de Orden inerte de los Suelos) (Paz, Covalada, Hidalgo, Etchevers y Matus, 2016), con el uso de datos experimentales determinados en laboratorio. La parametrización fue realizada con cronosecuencias (cambio de espacio por tiempo: Pickett, 1989; Paz y de Jong, 2012) con determinaciones de los patrones temporales del uso del suelo original y el nuevo con isótopos de ¹³C (Balesdent y Mariotti, 1996).

MATERIALES Y MÉTODOS

Modelos de la Dinámica del COS

Para tener en perspectiva los enfoques actuales de modelación más comunes, la Figura 1 muestra en forma esquemática las estructuras de los modelos RothC (Rothamsted) y Century, donde los flujos de respiración (CO_2) han sido omitidos.

En la Figura 1 se observa la existencia de interacciones de doble vía (doble flecha, retroalimentación) entre algunos almacenes, generando una mayor complejidad de los modelos y los parámetros requeridos.

En el Cuadro 1 se muestran algunos modelos de dos componentes con diferentes tipos de interacciones entre los almacenes, con la ecuación diferencial asociada y su solución analítica ($C = C_0$ cuando $t = 0$) (Thuriès *et al.*, 2001; Manzoni *et al.*, 2012). Las soluciones analíticas mostradas en el Cuadro 1 tienen diferentes grados de complejidad en función de las interacciones (una o dos vías) entre los almacenes de los modelos.

Aunque aparentemente los modelos del Cuadro 1 son diferentes y demandan diferentes números de parámetros para ser caracterizados, en el Cuadro 2 se muestran que los parámetros están relacionados entre sí, por lo que los modelos pueden hacerse equivalentes

al modelo bi-exponencial en paralelo (modelo M1 en el Cuadro 2), que es el más simple. Consecuentemente los modelos complejos (los de dos almacenes) pueden ser tratados como uno simple, reduciendo sus interacciones al mínimo.

El análisis de los modelos de dos almacenes puede generalizarse a modelos de más almacenes al aplicar las soluciones, como las mostradas en el Cuadro 2, a cada par de almacenes y después volver a parametrizar pares de almacenes. Esta operación define que los modelos complejos están sobre parametrizados y sus soluciones no se distinguen de los modelos simples. La simplificación planteada solo es aplicable al caso de cinéticas de primer orden. En esta perspectiva, por ejemplo, Bolker *et al.* (1998) han demostrado que el modelo Century puede simplificarse y tratarse como almacenes en paralelo, eliminando todas sus interacciones.

Modelo COLPOS

El modelo COLPOS (Paz *et al.*, 2016), para concentraciones de carbono del suelo que pasa la malla de 2 mm, parametriza las dinámicas del COS en función del tamaño de las fracciones físicas de éste (T_f en μm), las cuales tienen asociados valores de COS de la fracción (COS_f), Figura 2.

La fracción arcilla + limo ($\leq 50 \mu\text{m}$) (Figura 2a) define una transición entre el carbono orgánico particulado o COP (de $50 \mu\text{m}$ a $2000 \mu\text{m}$) y el carbono organomineral o COM (de $50 \mu\text{m}$ al valor asociado al carbono orgánico inerte o COI: T_{COI}). En la Figura 2b se muestra que los parámetros a y b del modelo lineal del COM tiene una relación, como consecuencia de que las líneas rectas en esta región tienen un punto común de intersección: $(1/T_{\text{COP}}, \text{COI})$

Un punto central del modelo COLPOS es la relación entre el COS total (C_t) y el de la fracción arcilla más limo ($C_{\text{arc+lim}}$ o C_{50}), la cual está parametrizada según la evidencia experimental disponible (Paz *et al.*, 2016 – diferentes bases de datos), Figura 3, con el uso de técnicas de energía de ultrasonido para la dispersión total del suelo.

El modelo COLPOS es de tipo bi-lineal (Figura 2), que puede ser puesto como (Paz *et al.*, 2016; con el uso de C en vez de COS):

Fracción C_f para el tamaño del intervalo T_f de $50 \mu\text{m}$ a $2000 \mu\text{m}$:

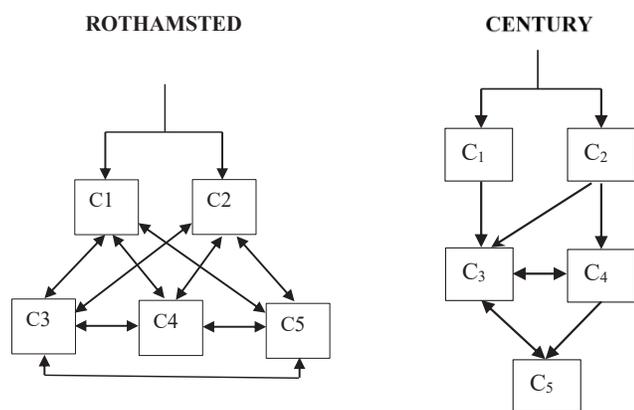
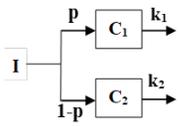
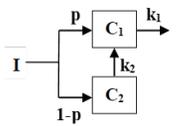
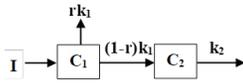
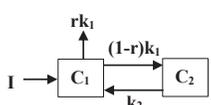


Figura 1. Esquematización del modelo RothC (Rothamsted) y Century, sin los flujos de respiración. Adaptado de Manzoni, Katul, & Porporato (2009).

Figure 1. Schematization of the RothC (Rothamsted) and Century model, without the respiration flows. Adapted from Manzoni, Katul, & Porporato (2009).

Cuadro 1. Modelos de dos componentes y sus requerimientos. Fuente: Thuriès *et al.* (2001) y Manzoni *et al.* (2012).
Table 1. Two-component models and their requirements. Source: Thuriès *et al.* (2001) and Manzoni *et al.* (2012).

Modelo	Referencias	Representación	Ecuación diferencial	Solución
M1	Hénin <i>et al.</i> (1959); Jenkinson (1977); Hunt (1977); Gilmour, Norman, Mauromoustakos y Gale (1998)		$\frac{dC_1}{dt} = pI - k_1C_1$ $\frac{dC_2}{dt} = (1-p)I - k_2C_2$	$\frac{C}{C_0} = p \exp(-k_1t) + (1-p) \exp(-k_2t)$
M2	Andrén y Paustian (1987); Thuriès <i>et al.</i> (2001)		$\frac{dC_1}{dt} = pI + k_2C_2 - k_1C_1$ $\frac{dC_2}{dt} = (1-p)I - k_2C_2$	$\frac{C}{C_0} = \frac{pk_1 - k_2}{k_1 - k_2} \exp(-k_1t) + \frac{(1-p)k_1}{k_1 - k_2} \exp(-k_2t)$
M3	Berg y Ågren (1984); Andrén y Paustian (1987)		$\frac{dC_1}{dt} = I - rk_1C_1$ $\frac{dC_2}{dt} = (1-r)k_1C_1 - k_2C_2$	$\frac{C}{C_0} = \frac{(1-r)k_1 \exp(-k_2t)}{k_1 - k_2} - \frac{(k_2 - k_1) \exp(-k_1t)}{k_1 - k_2}$
M4	Saggar, Parshotam, Sparling, Feltham y Hart (1996); Manzoni <i>et al.</i> (2012)		$\frac{dC_1}{dt} = I + k_2C_2 - rk_1C_1$ $\frac{dC_2}{dt} = (1-r)k_1C_1 - k_2C_2$	$\frac{C}{C_0} = \frac{\beta[1 - \exp(\beta t)] \exp\left[-\left(\frac{\beta + k_1 + k_2}{2}\right)t\right]}{2\beta}$ $+ \frac{[\exp(\beta t) - 1][k_1(1 - 2r) + k_2] \exp\left[\left(\frac{\beta + k_1 + k_2}{2}\right)t\right]}{2\beta}$ $\beta = \sqrt{(k_1 + k_2)^2 - 4k_1k_2r}$

$$C_f = \left(C_t - \frac{1}{C_{50} - C_t} \right) + \left(\frac{1}{C_{50} - C_t} \right) \frac{1}{T_f} \quad (1)$$

a) Fracción C_f para el tamaño del intervalo T_f de T_{COI} a $50 \mu\text{m}$:

$$C_f = \left(C_t - \frac{1}{COI - C_{50}} \right) + \left(\frac{1}{COI - C_{50}} \right) \frac{1}{T_f} \quad (2)$$

Fracción C_f para $T_f < T_{COI}$:

$$C_f = COI \quad (3)$$

b) Con los siguientes parámetros iniciales:

$$C_{50} = 0.82C_t; \quad \frac{1}{T_{COI}} = 0.68 + 0.08COI \quad (4)$$

Cuadro 2. Equivalencia entre los parámetros del Cuadro 1, con relación al modelo M1. Fuente: Thuriès *et al.* (2001) y Manzoni *et al.* (2012).
Table 2. Equivalence between the parameters in Table 1, in relation to the M1 model. Source: Thuriès *et al.* (2001) and Manzoni *et al.* (2012).

Modelo	Equivalencia al Modelo M1
M1	-
M2	$k_1^{M2} = k_1^{M1}; k_2^{M2} = k_2^{M1}; \left(\frac{p^{M2}k_1^{M2} - k_2^{M2}}{k_1^{M2} - k_2^{M2}} \right) = p^{M1}$
M3	$k_1^{M3} = k_1^{M1}; k_2^{M3} = k_2^{M1}; r^{M3} = 1 - (1 - p^{M1}) \left(\frac{k_1^{M1} - k_2^{M1}}{k_1^{M1}} \right)$
M4	$k_1^{M4} = \frac{p^{M1}(k_1^{M1})^2 + (1 - p^{M1})(k_2^{M1})^2}{p^{M1}k_1^{M1} - (1 - p^{M1})k_2^{M1}}$ $k_2^{M4} = \left(\frac{p^{M1}}{k_2^{M1}} + \frac{1 - p^{M1}}{k_1^{M1}} \right)^{-1}$ $r^{M4} = \frac{[p^{M1}k_1^{M1} - (1 - p^{M1})k_2^{M1}]^2}{p^{M1}(k_1^{M1})^2 - (1 - p^{M1})(k_2^{M1})^2}$

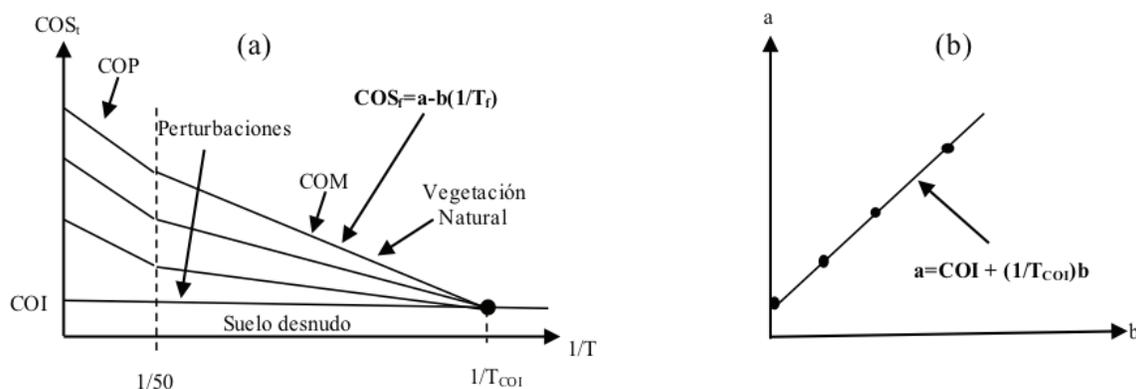


Figura 2. Patrones asociados al modelo COLPOS. (a) Espacio $1/T_f - \text{COS}_f$ y (b) espacio $b-a$. T es el tamaño de las partículas del suelo, COS es el carbono orgánico del suelo, COI es el carbono orgánico inerte del suelo, COP es el carbono orgánico particulado, COM es el carbono orgánico mineral, t es total, f es fracción; a y b son parámetros del modelo.

Figure 2. Patterns associated with the COLPOS model. (a) Space $1/T_f - \text{COS}_f$ and (b) space $b-a$. T is soil particle size, COS is soil organic carbon, COI is inert soil organic carbon, COP is particulate organic carbon, COM is mineral organic carbon, t is total, f is fraction; a and b are parameters of the model.

En el caso de los tamaños de las fracciones de las partículas físicas del suelo, Figura 2, es necesario restar $1/2000$ para que el valor de C_t corresponda a $1/T_{2000} = 0$: $1/T_{50} = (1/50) - (1/2000)$; $1/T_f = (1/T_f) - (1/2000)$. En el caso de la relación (4), esto es $1/T_{\text{COI}}$, ya está restado ($1/2000$).

El modelo COLPOS requiere conocer C_t (medido) y el COI para ser parametrizado completamente y poder estimar el C asociado a todos los tamaños de las fracciones físicas del suelo. En el caso del COI , Paz y Etchevers (2016) estimaron este carbono usando

estrato-secuencias para los usos del suelo y vegetación del país (*sensu* INEGI), por lo que el modelo queda totalmente parametrizado al conocer el uso del suelo y vegetación y el carbono orgánico medido en el suelo para el sitio particular analizado. La conversión de concentraciones a densidades (p. ej. kg m^{-2}) puede ser hecha usando las relaciones mostradas en Paz-Pellat y Velázquez-Rodríguez (2018) para la densidad aparente.

Dinámica del Modelo COLPOS

El modelo COLPOS tiene dos almacenes (COP y COM), los cuales tienen comportamientos cinéticos diferentes (Skjemstad *et al.*, 2004; Lavalley, Soong y Cotrufo, 2019) que reflejan que la accesibilidad al C es el factor de control y no la recalcitrancia de éste (Dungait, Hopkins, Gregory y Whitmore, 2012). El tercer almacén es de tipo inerte (COI), es cual es relativamente común incluirlo como adicional a los modelos bi-exponenciales (Verberne, Hassink, De Willigen, Groot y Van Veen, 1990; Hansen, Jensen, Nielsen y Svendsen, 1991). Por ejemplo, el modelo RothC tiene un almacén inerte, que fue introducido por problemas en el ajuste empírico a datos experimentales (Jenkinson, 1990).

La revisión de los modelos de dos almacenes (Cuadro 1) mostró que con un modelo de dos almacenes en paralelo es suficiente para emular los modelos

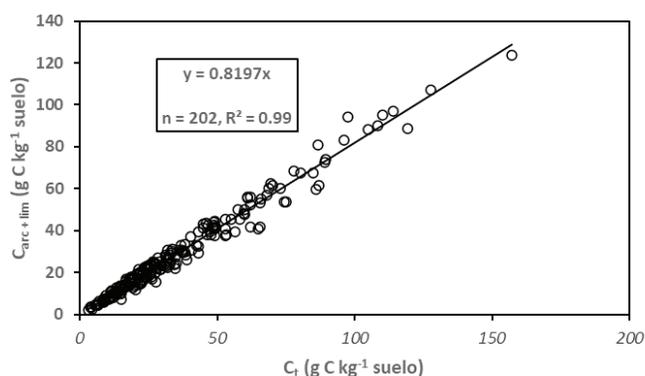


Figura 3. Relación entre el COS total (C_t) y el de la fracción arcilla más limo ($C_{\text{arc+lim}}$). Fuente: adaptado de Paz *et al.* (2016).
Figure 3. Relationship between the total COS (C_t) and that of the clay plus silt fraction ($C_{\text{arc+lim}}$). Source: adapted from Paz *et al.* (2016).

más complejos. Al considerar un almacén inerte adicional ($C_{\infty} = \text{COI}$), los resultados del Cuadro 1 y 2 no cambian ya que solo es necesario cambiar C por $(C - C_{\infty})$ en los modelos analizados. Para el modelo COLPOS la dinámica (proceso de descomposición) está definida por:

$$C(t) = (C_0 - C_{\infty})[s \cdot \exp(-k_1 t) + (1-s) \cdot \exp(-k_2 t)] + C_{\infty} \quad (5)$$

donde: s representa la proporción del carbono total del almacén de COP, con tasa de cambio k_1 y $(1-s)$ la del almacén de COM, con tasa de cambio k_2 . El modelo de la ecuación (5) está planteado para obtener la condición $C(t) = C_0$ cuando $t = 0$.

En un cambio de uso del suelo y vegetación se presentan dos procesos: la descomposición del C del uso previo y la asimilación de C del uso actual, Figura 4. El modelo COLPOS para el proceso de absorción esta dado por:

$$C(t) = C_{EE}[s \cdot \{1 - \exp(-k_1 t)\} + (1-s) \cdot \{1 - \exp(-k_2 t)\}] \quad (6)$$

donde: C_{EE} es el carbono en estado estacionario ($dC/dt = 0$) e incluye a C_{∞} .

Puesto que el modelo COLPOS es intrínsecamente un modelo de dos componentes, la relación entre sus parámetros está dada por (Stewart, Plante, Paustian, Conant y Six, 2008; Paz *et al.*, 2016):

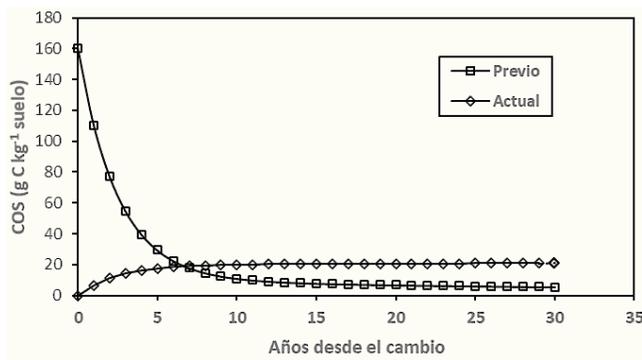


Figura 4. Dinámica del COS después de un cambio de uso del suelo y vegetación (típico de la conversión de bosque a cultivo agrícola), con dos procesos: descomposición y absorción.

Figure 4. SOC dynamics after a change in land use and vegetation (typical of the conversion of forest to agricultural cultivation), with two processes: decomposition and absorption.

$$\frac{k_1}{k_2} = \left(\frac{p}{1-p}\right) \left(\frac{C_2}{C_1}\right) = \left(\frac{p}{1-p}\right) \left(\frac{1-s}{s}\right) \quad (7)$$

donde: C_1 se refiere a COP y C_2 a COM. La proporción del ingreso (I) de C al suelo para el almacén COP es p y para el COM es $(1-p)$. Si se considera $q = p/(1-p)$, que es similar a la relación DPM/RPM (material de fácil descomposición / material recalcitrante) del modelo RothC (Jenkinson y Rayner, 1977), aunque con valores diferentes dada la parametrización del COLPOS, entonces con este valor conocido es posible estimar las tasas de cambio:

$$k_1 = \frac{p}{s}; \quad k_2 = \frac{1-p}{1-s} \quad (8)$$

De los desarrollos mostrados, considerando que s es conocido ($s = 0.18$, Figura 3), entonces solo es necesario conocer q [$p = q/(1+q)$] para que el modelo dinámico COLPOS quede totalmente parametrizado (dado C_{∞} o COI , asociado al tipo de uso del suelo y vegetación).

Un resultado similar se obtiene en función del ingreso (I) de carbono orgánico al suelo:

$$C_1 = \frac{Ip}{k_1}; \quad C_2 = \frac{I(1-p)}{k_2} \quad (9)$$

El modelo dinámico COLPOS, a diferencia del RothC, es parametrizado con el parámetro s observable en laboratorio ($s = \text{COP}/C_1$) y el parámetro q , supuesto o medido. El modelo COLPOS tiene pasos de tiempo anuales.

Cronosecuencias de Cambios de Uso del Suelo y Vegetación e Isótopos ^{13}C

Para establecer una relación del parámetro q para diferentes usos del suelo y vegetación, procesos de descomposición y absorción, es necesario contar con datos experimentales como los mostrados en la Figura 4, lo que hace necesario separar los dos procesos imbricados en las muestras de carbono orgánico total, normalmente recolectadas en los estudios de cronosecuencias.

Cerri, Feller, Balesdent, Victoria y Plenecassagne (1985) propusieron el uso de isótopos estables de ^{13}C

para separar los procesos, dadas las diferencias de las firmas isotópicas entre la vegetación C3 y C4. Cuando se usa un modelo de mezcla simple (Balesdent, Mariotti y Guillet, 1987; Balesdent y Mariotti, 1996; Zachary, 2019), se puede estimar las fracciones de los procesos o usos del suelo y vegetación del C total:

$$\delta^{13}C(\text{‰}) = \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{\text{muestra}}}{(^{13}C/^{12}C)_{\text{referencia}}} \right] \times 1000 \quad (10)$$

$$f_a = \left[\frac{\delta - \delta_{\text{referencia } d}}{\delta_a - \delta_{\text{referencia } d}} \right] \quad (11)$$

$$f_d = 1 - f_a \quad (12)$$

donde: a se refiere al proceso de absorción (uso del suelo y vegetación actual) y d al proceso de descomposición (uso del suelo y vegetación previo).

Base de Datos de Cronosecuencias

El uso de cronosecuencias para parametrizar modelos mono y bi-exponenciales de los procesos de descomposición ha sido realizado por diferentes autores (Veldkamp, 1994; Arrouays, Balesdent, Mariotti y Girardin, 1995; Lisboa, Conant, Haddix, Cerri y Cerri, 2009; Yonekura *et al.*, 2012); además del modelo RothC (Cerri *et al.*, 2003 y 2007) y Century (Cerri *et al.*, 2004 y 2007).

Al considerar solo concentraciones del carbono, el Cuadro 3 muestra las cronosecuencias analizadas para el ajuste del modelo dinámico COLPOS: 213 cronosecuencias (105 de absorción y 108 de descomposición, con 1054 años de mediciones (524 de absorción y 530 de descomposición). La base de datos, hasta donde los autores tienen conocimiento, es la más grande analizada en procesos de modelación.

Los datos de las cronosecuencias se extrajeron directamente de tablas de valores de las publicaciones o fueron digitalizados de figuras. En algunos casos los valores fueron calculados de datos parciales.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Ajuste General del Modelo Dinámico COLPOS

Para poder revisar el ajuste del modelo dinámico COLPOS, descomposición y absorción, se ajustó por regresión no lineal; el error de estimación se minimizó con el uso de la función Solver^{MR} de Excel^{MR}. La Figura 5 muestra los resultados del ajuste del modelo, para el caso de usar todos los datos de todas las cronosecuencias. Para el caso de los procesos de descomposición se estimó q y C_{∞} , para los procesos de absorción solo se estimó q , ya que C_{EE} fue supuesta como igual al valor mayor de C en la cronosecuencia y se supuso $C_{\infty} = 0$.

Para evitar incluir valores anómalos en las cronosecuencias, se revisaron los datos y se eliminaron aquellos incongruentes en las secuencias temporales. La Figura 6 muestra los resultados del ajuste estadístico del modelo a los datos experimentales seleccionados. El porcentaje de datos eliminados fue 15.2%, con relación al total, incluyendo la eliminación de cronosecuencias completas (Cuadro 2).

De la Figura 6, se observa que el coeficiente de determinación es alto, por lo que puede considerarse que el modelo COLPOS tiene buenos ajustes estadísticos a los datos experimentales de las cronosecuencias, una vez eliminados los valores anómalos. El ajuste del modelo RothC a los datos experimentales presenta resultados estadísticos más pobres (Coleman *et al.*, 1997).

Ajuste del Modelo Dinámico COLPOS a Procesos de Descomposición por Profundidad del Suelo

Para el ajuste del modelo dinámico COLPOS a diferentes clases de vegetación y usos del suelo, se agruparon las cronosecuencias en clases, Cuadro 4, y se ajustó un solo modelo a todas ellas. La Figura 7 muestra los resultados de los ajustes estadísticos entre el C medido y el C estimado, correspondiente a las profundidades de 0-15 cm y 0-30 centímetros.

La profundidad 0-15 cm incluyó cronosecuencias en que la medición del C se había hecho en la profundidad 0-10 cm y, en el caso de la profundidad de 0-30 cm había algunos valores de la profundidad de 0-20 cm. En lo general, para la profundidad de 0-30 cm se observó mayor dispersión de datos que en la profundidad 0-15 cm, patrón que no tiene una explicación clara.

Cuadro 3. Base de datos de cronosecuencias analizada. IDUS = identificador de uso del suelo y vegetación; N = número de datos original de la cronosecuencia y n = número de datos de la cronosecuencia usados en los ajustes experimentales del modelo.

Table 3. Chronosequence database analyzed. IDUS = land use and vegetation identifier; N = number of original chronosequence data and n = number of chronosequence data used in the experimental fits of the model.

Autores	Crono- secuencia	Edad máxima (años)	Profundidad (cm)	Absorción			Descomposición		
				IDUS [†]	N	n	IDUS [†]	N	n
Neill <i>et al.</i> (1996)	1	81	0-5	4	7	7	7	7	6
	1	81	0-10	4	7	7	7	7	6
	1	81	0-20	4	7	7	7	7	6
	1	81	0-30	4	7	7			
Koutika <i>et al.</i> (1997)	1	17	0-10	4	4	4	7	4	4
	1	17	0-20	4	4	4	7	4	4
	1	17	0-30	4	4	4	7	4	4
	1	17	0-40	4	4	4	7	4	4
Feigl, Melillo y Cerri (1995)	1	80	0-10	4	7	7	7	7	7
Bernoux, Cerri, Neill y de Moraes (1998)	1	20	0-5	4	6	6	7	6	5
	1	20	0-10	4	6	6	7	6	5
	1	20	0-20	4	6	6	7	6	5
	1	20	0-30	4	6	6	7	6	5
Zach, Tiessen y Noellemeyer (2006)	1	14	0-6	4,5	5	5	5	5	5
De Moraes <i>et al.</i> (2002)	I	20	0-10	4	3	3	7	3	3
	I	20	0-20	4	3	3	7	3	3
	I	20	0-30	4	3	3	7	3	3
	II	20	0-10	4	3	3	7	3	3
	II	20	0-20	4	3	3	7	3	3
	II	20	0-30	4	3	3	7	3	3
Van Dam, Van Breemen y Veldkamp (1997)	1	18	0-5	4	5	4	7	5	5
	1	18	0-10	4	5	4	7	5	5
	1	18	0-15	4	5	4	7	5	5
	1	18	0-20	4	5	5	7	5	5
	1	18	0-25	4	5	5	7	5	5
	1	18	0-30	4	5	5	7	5	5
Desjardins, Folgarait, Pando, Girardin y Lavelle (2006)	1	15	0-10	3	3	3	1	4	4
	1	1	0-10	1	3	3	4	4	4
Yoneyama, Decanay, Castelo, Kasajima y Ho (2004)	C.L.	50	0-30	2	6	5	8	6	6
	N.I.	180	0-30	2	6	5	8	6	6
Bernoux, Feigl, Cerri, Geraldés y Fernandes (1999)	1	15	0-10	4	4	4	7	4	3
	1	15	0-20	4	4	3	7	4	3
	1	15	0-30	4	4	4	7	4	3

Cuadro 3 (continuación). Base de datos de cronosecuencias analizada. IDUS = identificador de uso del suelo y vegetación; N = número de datos original de la cronosecuencia y n = número de datos de la cronosecuencia usados en los ajustes experimentales del modelo.

Table 3 (continued). Chronosequence database analyzed. IDUS = land use and vegetation identifier; N = number of original chronosequence data and n = number of chronosequence data used in the experimental fits of the model.

Autores	Crono- secuencia	Edad máxima (años)	Profundidad (cm)	Absorción			Descomposición		
				IDUS [†]	N	n	IDUS [†]	N	n
Desjardins, Barros, Sarrazin, Girardin y Mariotti (2004)	C.A.	15	0-20	4	4	4	7	4	3
	E.A.	15	0-20	4	4	4	7	4	4
Cerri <i>et al.</i> (1985)	1	40	0-10	2	3	3	8	3	3
	1	40	0-20	2	3	3	8	3	3
Novara, Cristina, La Mantia y Rühl (2013)	1	60	0-15	6	7	5	6	7	5
	1	60	0-30	6	7	5	6	7	4
Lisboa <i>et al.</i> (2009)	1	95	0-20	4	4	4	7	4	4
Balesdent, Wagner y Mariotti (1988)	1	99	0-10	1	5	4	3	5	5
	1	99	0-20	1	5	4	3	5	5
	2	99	0-10	4	5	4	3	5	5
	2	99	0-20	4	4	0	3	5	5
	3	37	0-20	1	4	4	4	4	4
Deng, Wu, Wang, Luo y Kimberley (2009)	1	56	0-10	2	3	0	7	3	3
	1	56	0-20	2	3	0	7	3	3
	1	56	0-50	2	3	0	7	3	3
	1	56	0-100	2	3	0	7	3	3
Felten y Emmerling (2012)	1	16	0-15	4	4	4	1	4	0
	1	16	0-30	4	4	4	1	4	0
	1	16	0-60	4	4	4	1	4	0
	1	16	0-90	4	4	4	1	4	0
	1	16	0-120	4	4	4	1	4	0
	1	16	0-150	4	4	4	1	4	0
Hansen, Christensen, Jensen y Kristensen (2004)	1	16	0-20	4	3	3	1	3	3
Römkens, van der Plicht y Hassink (1999)	1	27	0-20	4	4	4	1	4	4
Marin-Spiotta, Silver, Swanston y Ostertag (2009)	1	150	0-10	8	7	7	4	6	5
	1	30	0-20	10	4	4	5	4	4
	1	50	0-15	4,5	3	3	7	3	3
	1	50	0-30	4,5	3	3	7	3	3
	1	50	0-100	4,5	3	3	7	3	3
	2	50	0-15	4,5	3	3	7	3	3
	2	50	0-30	4,5	3	3	7	3	3
	2	50	0-100	4,5	3	3	7	0	0

Cuadro 3 (continuación). Base de datos de cronosecuencias analizada. IDUS = identificador de uso del suelo y vegetación; N = número de datos original de la cronosecuencia y n = número de datos de la cronosecuencia usados en los ajustes experimentales del modelo.

Table 3 (continued). Chronosequence database analyzed. IDUS = land use and vegetation identifier; N = number of original chronosequence data and n = number of chronosequence data used in the experimental fits of the model.

Autores	Crono- secuencia	Edad máxima (años)	Profundidad (cm)	Absorción			Descomposición		
				IDUS†	N	n	IDUS†	N	n
Trouve, Mariotti, Schwartz y Guillet (1994)	1	28	0-5	11	11	9	5	11	9
	2	19	0-5	10	12	9	5	12	10
Bonde, Christensen y Cerri (1992)	1	50	0-10	2	3	3	8	3	3
Vitarello, Cerri, Andreux, Feller y Victoria (1989)	1	50	0-20	2	3	3	8	3	3
Yoneyama <i>et al.</i> (2006)	N.R.T.	30	0-30	2	7	7	8	7	7
	C.P.R.T.	40	0-30	2	9	7	8	9	9
Tu <i>et al.</i> (2018)	1	100	0-10	1	6	6	3	5	4
	1	100	0-20	1	6	6	3	5	4
	1	100	0-30	1	6	6	3	5	4
	1	100	0-40	1	6	6	3	5	4
	1	100	0-60	1	6	5	3	5	3
	1	100	0-80	1	6	6	3	5	3
	1	100	0-100	1	6	6	3	5	3
	1	100	0-10	1	6	6	11	5	4
	1	100	0-20	1	6	6	11	5	4
	1	100	0-30	1	6	6	11	5	4
	1	100	0-40	1	6	6	11	5	4
	1	100	0-60	1	6	4	11	5	4
	1	100	0-80	1	6	4	11	5	4
Luis-Mejía <i>et al.</i> (2007)	1	20	0-5	11	8	6	1	8	4
	1	20	0-10	11	8	6	1	8	4
De Moraes, Volkoff, Cerri y Bernoux (1996)	1	20	0-30	4	6	6	7	6	6
	2	20	0-30	4	4	4	7	4	4
Lima <i>et al.</i> (2006)	B.O.	34,2	0-10	10	5	5	4	5	4
	B.O.	34,2	0-20	10	5	5	4	5	4
	V.	34,2	0-10	10	5	4	4	5	3
	V.	34,2	0-20	10	5	4	4	5	3
Arrouays y Pelissier (1994)	M-L-H	32	0-50				5	13	11
	H	32	0-50				5	6	6
	M	32	0-50				5	4	3
	L	32	0-50				5	5	5
Jaiarree <i>et al.</i> (2011)	1	12	0-10	1	10	6	8	10	8

Cuadro 3 (continuación). Base de datos de cronosecuencias analizada. IDUS = identificador de uso del suelo y vegetación; N = número de datos original de la cronosecuencia y n = número de datos de la cronosecuencia usados en los ajustes experimentales del modelo.

Table 3 (continued). Chronosequence database analyzed. IDUS = land use and vegetation identifier; N = number of original chronosequence data and n = number of chronosequence data used in the experimental fits of the model.

Autores	Crono- secuencia	Edad máxima (años)	Profundidad (cm)	Absorción			Descomposición		
				IDUS [†]	N	n	IDUS [†]	N	n
Sugihara <i>et al.</i> (2019)	1	75	0-10	7	4	4	1	4	3
	1	75	0-20	7	4	3	1	4	3
	1	75	0-40	7	4	0	1	4	0
Tarré <i>et al.</i> (2001)	1	19	0-5	4	4	3	8	4	4
	1	19	0-10	4	4	3	8	4	4
	1	19	0-30	4	4	3	8	4	4
Wei, Qiu, Shao, Zhang y Gale (2012)	1	200	0-10	1	6	6	10	6	6
	1	200	0-20	1	6	6	10	6	6
	1	200	0-40	1	6	5	10	6	6
	1	200	0-60	1	6	0	10	6	6
	1	200	0-80	1	6	0	10	6	6

[†] IDUS = 1, cultivos; IDUS = 2, caña de azúcar; IDUS = 3, pastizales; IDUS = 4, pasturas; IDUS = 4.5, cultivos-pasturas; IDUS = 5, sabana; IDUS = 6, matorrales; IDUS = 6.5, mezquites; IDUS = 7, bosques tropicales húmedos; IDUS = 8, bosques tropicales secos; IDUS = 9, bosques templados; IDUS = 10, plantaciones tropicales; e IDUS = 11, plantaciones templadas.

[†] IDUS = 1, cultures; IDUS = 2, sugarcane; IDUS = 3, grasslands; IDUS = 4, pastures; IDUS = 4.5, crops-pastures; IDUS = 5, savannah; IDUS = 6, thickets; IDUS = 6.5, mosques; IDUS = 7, tropical moist forests; IDUS = 8, tropical dry forests; IDUS = 9, temperate forests; IDUS = 10, tropical plantations; and IDUS = 11, temperate plantations.

El Cuadro 4 presenta los parámetros de ajuste del modelo para las clases de vegetación y usos del suelo, ahí se observa que los cultivos y pasturas (pastos

introducidos o cultivados) en la profundidad 0-30 cm tienen ajustes pobres. Del análisis de cronosecuencias, se deduce que los cultivos tienden a tener patrones

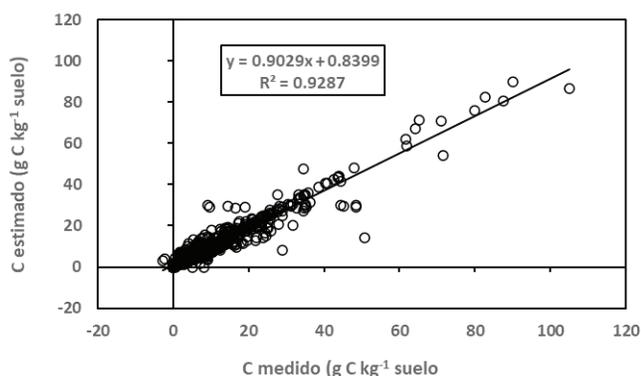


Figura 5. Resultados del ajuste estadístico del modelo dinámico COLPOS para el caso del uso de todos los datos de todas las cronosecuencias.

Figure 5. Results of the statistical adjustment of the COLPOS dynamic model for the case of the use of all the data of all the chronosequences.

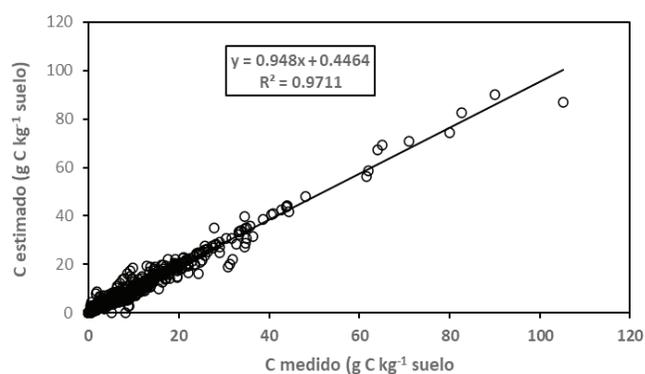


Figura 6. Resultados del ajuste estadístico del modelo dinámico COLPOS para el caso del uso de datos de todas las cronosecuencias, después de eliminar valores anómalos.

Figure 6. Results of the statistical adjustment of the COLPOS dynamic model for the case of the use of data from all the chronosequence, after eliminating anomalous values.

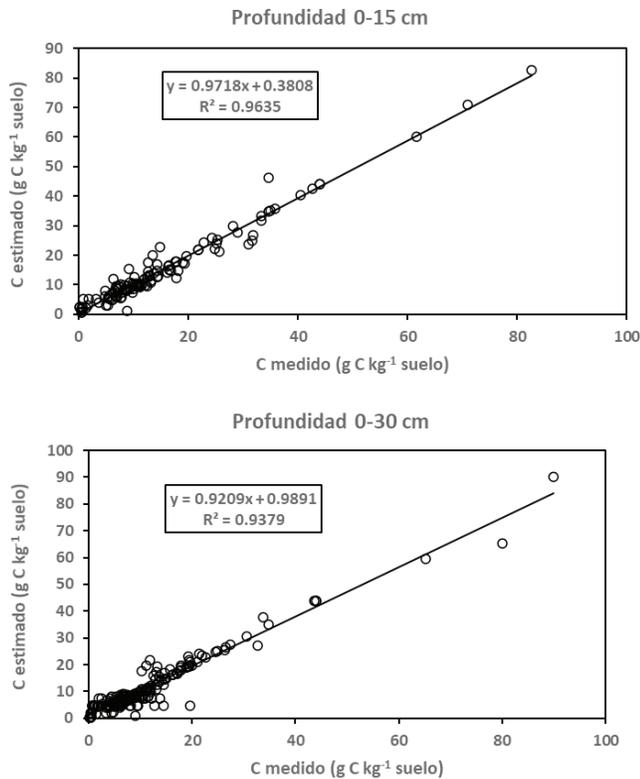


Figura 7. Resultados del ajuste estadístico del modelo dinámico COLPOS para la profundidad 0-15 cm y 0-30 cm de procesos de descomposición de las cronosecuencias.

Figure 7. Results of the statistical adjustment of the COLPOS dynamic model for depth 0-15 cm and 0-30 cm of chronosequence decomposition processes.

lineales del proceso de descomposición (Clapp, Allmaras, Layese, Linden y Dowdy, 2000; Barré *et al.*, 2010), por lo que el modelo propuesto tiene problemas para ajustarse.

Ajuste del Modelo Dinámico COLPOS a Procesos de Asimilación por Profundidad del Suelo

En la Figura 8 se muestran los resultados del ajuste del modelo dinámico COLPOS a procesos de absorción para las profundidades de 0-15 cm y 0-30 cm. Al igual que en el caso de los ajustes del modelo para los procesos de descomposición, los resultados en la profundidad 0-30 cm muestran mayor variación con relación a los de la profundidad 0-15 cm (mayor variabilidad espacial).

En el Cuadro 5 muestra los parámetros de ajuste del modelo a las clases de vegetación/ usos del suelo. La caña de azúcar y los matorrales tuvieron los resultados más pobres (R^2 alrededor de 0.7). Los valores del parámetro q del modelo resultaron ser diferentes a los obtenidos en el caso de los ajustes de los procesos de descomposición, lo que justifica la decisión de usar el valor máximo de cada cronosecuencia como equivalente al carbono en estado estacionario.

La Figura 9 muestra, caso de procesos de absorción, que los parámetros q están relacionados linealmente para las profundidades de 0-15 cm y 0-30 centímetros.

Cuadro 4. Parámetros de los ajustes del modelo para procesos de descomposición a las clases de vegetación y usos del suelo para las profundidades de 0-15 cm y 0-30 cm. Nc = número de cronosecuencias usado.

Table 4. Parameters of the model fits for decomposition processes to vegetation classes and land uses for depths of 0-15 cm and 0-30 cm. Nc = number of chronosequences used.

Uso suelo	0-15 cm				0-30 cm			
	Nc	C_{∞}	q	R^2	Nc	C_{∞}	q	R^2
Cultivos	4	5.0	19.7	0.912	4	7.3	0.2	0.490
Pastos	4	9.5	0.2	0.977	4	8.2	3.6	0.972
Pasturas	3	4.8	83.2	0.968	3	3.6	78.1	0.678
Matorrales	1	3.1	81.5	0.867	1	4.3	64.5	0.884
Sabanas	0				1	2.3	46.7	0.882
Bosques tropicales húmedos	12	2.7	27.0	0.948	23	0.0	83.9	0.965
Bosques tropicales secos	4	8.0	7.7	0.973	7	4.6	0.9	0.815
Plantaciones templadas	1	8.3	18.4	0.930	2	7.1	20.9	0.885

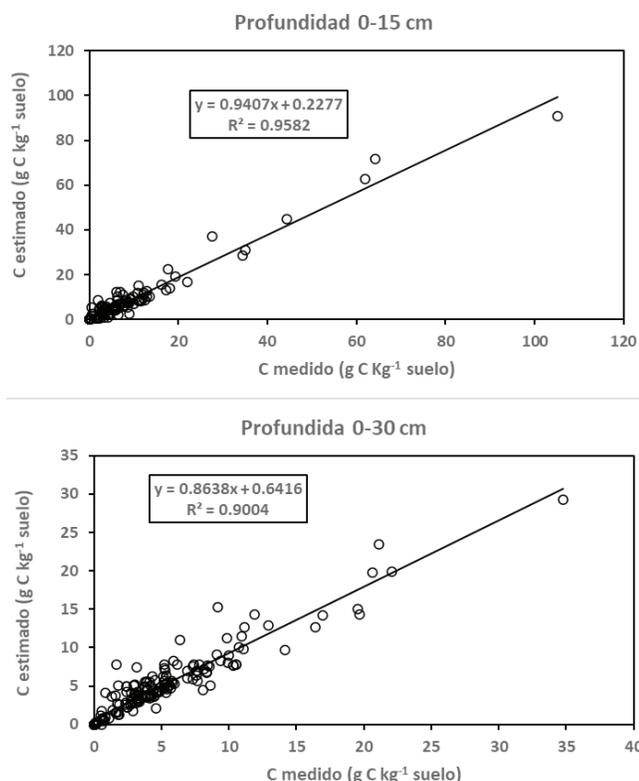


Figura 8. Resultados del ajuste estadístico del modelo dinámico COLPOS para la profundidad 0-15 cm y 0-30 cm de procesos de asimilación de las cronosecuencias.

Figure 8. Results of the statistical adjustment of the COLPOS dynamic model for depth 0-15 cm and 0-30 cm of chronosequence assimilation processes.

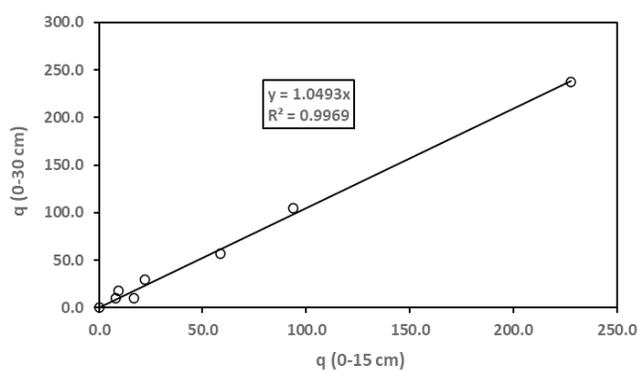


Figura 9. Relación entre el parámetro q para las profundidades 0-15 cm y 0-30 cm de procesos de absorción de las cronosecuencias.

Figure 9. Relationship between the parameter q for depths 0-15 cm and 0-30 cm of chronosequence absorption processes.

CONCLUSIONES

La versión dinámica del modelo COLPOS presentada parte de la revisión de las soluciones de dinámicas del carbono presente en dos almacenes (más uno inerte), situación que permitió simplificar al máximo posible el modelo para no introducir complejidades innecesarias (interacciones entre almacenes) asociadas a las interacciones entre los almacenes del carbono orgánico de los suelos.

Cuadro 5. Parámetros correspondientes a los ajustes del modelo para procesos de absorción a los grupos de vegetación/ usos del suelo para las profundidades de 0-15 cm y 0-30 cm. Nc = número de cronosecuencias usado.

Table 5. Parameters corresponding to the adjustments of the model for absorption processes to the groups of vegetation/land uses for the depths of 0-15 cm and 0-30 cm. Nc = number of chronosequences used.

Uso suelo	0-15 cm				0-30 cm			
	Nc	C_{∞}	q	R^2	Nc	C_{∞}	q	R^2
Cultivos	5	0	93.8	0.733	6	0	104.3	0.749
Cañas de azúcar	3	0	8.2	0.971	6	0	10.4	0.772
Pastos	1	0	3.9	0.996	0			
Pasturas	12	0	16.7	0.813	24	0	10.2	0.926
Cultivos-Pasturas	2	0	22.1	0.986	3	0	29.4	0.937
Matorrales	1	0	58.6	0.732	1	0	57.0	0.733
Bosques tropicales húmedos	1	0	0.2	0.802	1	0	0.2	0.976
Bosques tropicales secos	1	0	101.7	0.945	0			
Plantaciones tropicales	2	0	9.4	0.903	3	0	18.0	0.950
Plantaciones templadas	2	0	227.6	0.897	1	0	237.1	0.953

Con la perspectiva de parametrizar el modelo con datos medibles en laboratorio, éste partió de la relación entre el carbono orgánico total y el asociado al carbono de la fracción limo más arcilla, lo que permite que éste se pueda definir en función de un solo parámetro, que es similar al usado por el modelo RothC.

Los resultados del ajuste del modelo dinámico COLPOS a datos de cronosecuencias de diferentes partes del mundo, con la separación de procesos de descomposición (uso del suelo y vegetación previo) y absorción (uso del suelo y vegetación actual) usando técnicas de ^{13}C , resultó en ajustes experimentales satisfactorios ($R^2 > 0.9$).

DECLARACIÓN DE ÉTICA

No aplicable.

CONSENTIMIENTO PARA PUBLICACIÓN

No aplicable.

DISPONIBILIDAD DE DATOS

Los datos están disponibles de los autores previa solicitud razonable.

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses en competencia.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

Conceptualización y diseño: F.P.P. Revisión resultados: F.P.P. y J.E.B. Escritura: F.P.P. Revisión manuscrito: J.E.B.

LITERATURA CITADA

- Abramoff, R., Xu, X., Hartman, M., O'Brien, S., Feng, W., Davidson, E., ... Mayes, M. A. (2017). The Millennial model: in search of measurable pools and transformations for modeling soil carbon in the new century. *Biogeochemistry*, *137*, 51-71. <https://doi.org/10.1007/s10533-017-0409-7>
- Adair, E. C., Parton, W. J., Del Grosso, S. J., Silver, W., Harmon, M. E., Hall, S. A., Burkes, I. C., & Hart, S. C. (2008). Simple three-pool model accurately describes patterns of long-term litter decomposition in diverse climates. *Global Change Biology*, *14*(11), 2636-2660. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01674.x>
- Andrén, O., & Kätterer, T. (1997). ICBM: the introductory carbon balance model for exploration of soil carbon balances. *Ecological Applications*, *7*(4), 1226-1236. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(1997\)007\[1226:ITICBM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(1997)007[1226:ITICBM]2.0.CO;2)
- Andrén, O., & Paustian, K. (1987). Barley straw decomposition in the field: A comparison of models. *Ecology*, *68*(5), 1190-1200. <https://doi.org/10.2307/1939203>
- Andriulo, A. E., Mary, B., & Guerif, J. (1999). Modelling soil carbon dynamics with various cropping sequences on the rolling pampas. *Agronomie*, *19*(5), 365-377.
- Arrouays, D., Balesdent, J., Mariotti, A., & Girardin, C. (1995). Modelling organic carbon turnover in cleared temperate forest soils converted to maize cropping by using ^{13}C natural abundance measurements. *Plant and Soil*, *173*, 191-196. <https://doi.org/10.1007/BF00011455>
- Arrouays, D., & Pelissier, P. (1994). Changes in carbon storage in temperate humid loamy soils after forest clearing and continuous corn cropping in France. *Plant and Soil*, *160*(2), 215-223. <https://doi.org/10.1007/BF00010147>
- Balesdent, J., & Mariotti, A. (1996). Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundance. In T. W. Boutton, & S. Yamasaki Eds.). *Mass spectrometry of soils* (pp. 83-111). New York, N. Y., USA: Marcel Dekker, Inc.
- Balesdent, J., Mariotti, A., & Guillet, B. (1987). Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. *Soil Biology and Biochemistry*, *19*(1), 25-30. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(87\)90120-9](https://doi.org/10.1016/0038-0717(87)90120-9)
- Balesdent, J., Wagner, G. H., & Mariotti, A. (1988). Soil organic matter turnover in long-term field experiments as revealed by carbon-13 natural abundance. *Soil Science Society of America Journal*, *52*(1), 118-124. <https://doi.org/10.2136/sssaj1988.03615995005200010021x>
- Barré, P., Eglin, T., Christensen, B. T., Ciais, P., Houot, S., Kätterer, T., ... Chenu, C. (2010). Quantifying and isolating stable soil organic carbon using long-term bare fallow experiments. *Biogeosciences*, *7*(11), 3839-3850. <https://doi.org/10.5194/bg-7-3839-2010>
- Bayer, C., Lovato, T., Dieckow, J., Zanatta, J. A., & Mielniczuk, J. (2006). A method for estimating coefficients of soil organic matter dynamics based on long-term experiments. *Soil and Tillage Research*, *91*(1-2), 217-226. <https://doi.org/10.1016/j.still.2005.12.006>
- Berg, B., & Ågren, G. I. (1984). Decomposition of needle litter and its organic chemical components: theory and field experiments. Long-term decomposition in a Scots pine forest. III. *Canadian Journal of Botany*, *62*(12), 2880-2888. <https://doi.org/10.1139/b84-384>
- Bernoux, M., Cerri, C. C., Neill, C., & de Moraes, J. F. L. (1998). The use of stable carbon isotopes for estimating soil organic matter turnover rates. *Geoderma*, *82*(1-3), 43-58. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00096-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00096-7)
- Bernoux, M., Feigl, B. J., Cerri, C. C., Galdes, A. P. A., & Fernandes, S. A. P. (1999). Carbono e nitrogenio em solo de uma cronosequencia de floresta tropical - pastagem de Paragominas. *Scientia Agrícola*, *56*, 777-783. <https://doi.org/10.1590/S0103-90161999000400003>

- Blankinship, J. C., Berhe, A. A., Crow, S. E., Druhan, J. L., Heckman, K. A., Keiluweit, M., ... Wieder, W. R. (2018). Improving understanding of soil organic matter dynamics by triangulating theories, measurements, and models. *Biogeochemistry*, 140(1), 1-13. <https://doi.org/10.1007/s10533-018-0478-2>
- Bolker, B. M., Pacala, S. W., & Parton, W. J. (1998). Linear analysis of soil decomposition: insights from the Century model. *Ecological Applications*, 8(2), 425-439. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(1998\)008\[0425:LAOSDI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(1998)008[0425:LAOSDI]2.0.CO;2)
- Bonde, T. A., Christensen, B. T., & Cerri, C. C. (1992). Dynamics of soil organic matter as reflected by natural ^{13}C abundance in particle size fractions of forested and cultivated oxisols. *Soil Biology and Biochemistry*, 24(3), 275-277.
- Cerri, C., Feller, C., Balesdent, J., Victoria, R., & Plencassagne, A. (1985). Application du tracage isotopique en ^{13}C à l'étude de la dynamique de la matière organique dans le sols. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 300(2), 423-427.
- Cerri, C. E. P., Coleman, K., Jenkinson, D. S., Bernoux, M., Victoria, R., & Cerri, C. C. (2003). Modeling soil carbon from forest and pasture ecosystems of Amazon, Brazil. *Soil Science Society America Journal*, 67(6), 1879-1887. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.1879>
- Cerri, C. E. P., Paustian, K., Bernoux, M., Victoria, R. L., Melillos, J. M., & Cerri, C. C. (2004). Modeling changes in soil organic matter in the Amazon forest to pasture conversion with the Century model. *Global Change Biology*, 10(5), 815-832. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2004.00759.x>
- Cerri, C. E. P., Easter, M., Paustian, K., Killian, K., Coleman, K., Bernoux, M., ... Cerri, C. C. (2007). Simulating SOC changes in 11 land use chronosequences from the Brazilian Amazon with RothC and Century models. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 122(1), 46-57. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2007.01.007>
- Christensen, B. T. (1996). Matching measurable soil organic matter fractions with conceptual pools in simulation models of carbon turnover: revision of model structure. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic models* (pp. 143-159). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_11
- Clapp, C. E., Allmaras, R. R., Layese, M. F., Linden, D. R., & Dowdy, R. H. (2000). Soil organic carbon and ^{13}C abundance as related to tillage, crop residue, and nitrogen fertilization under continuous corn management in Minnesota. *Soil and Tillage Research*, 55(3-4), 127-142. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(00\)00110-0](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(00)00110-0)
- Coleman, K., & Jenkinson, D. S. (1996). RothC-26.3: A model of the turnover of carbon in soil. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic matter models using existing long-term datasets* (pp. 237-246). Heidelberg, Berlin: Spinger-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_17
- Coleman, K., Jenkinson, D. S., Crocker, G. J., Grace, P. R., Klir, J., Körschen, M., ... Richter, D. D. (1997). Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using RothC-26.3. *Geoderma*, 81(1-2), 29-44. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00079-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00079-7)
- De Moraes, J. F. L., Volkoff, B., Cerri, C., & Bernoux, M. (1996). Soil properties under Amazon forest and changes due to pasture installation in Rondonia, Brazil. *Geoderma*, 70(1), 63-81. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(95\)00072-0](https://doi.org/10.1016/0016-7061(95)00072-0)
- De Moraes, J. F. L., Neill, C., Volkoff, B., Cerri, C. C., Melillo, J., Lima, V. C., & Steudler, P. A. (2002). Soil carbon and nitrogen stocks following forest conversion to pasture in the Western Brazilian Amazon Basin. *Acta Scientiarum*, 24(5), 1369-1376.
- Deng, W., Wu, W., Wang, H., Luo, W., & Kimberley, M. O. (2009). Temporal dynamics of iron-rich, tropical soil organic carbon pools after land-use change from forest to sugarcane. *Journal of Soils and Sediments*, 9(2), 112-120. <https://doi.org/10.1007/s11368-008-0053-x>
- Desjardins, T., Barros, E., Sarrazin, M., Girardin, C., & Mariotti, A. (2004). Effects of forest conversion to pasture on soil carbon content and dynamics in Brazilian Amazon. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 103(2), 365-373. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2003.12.008>
- Desjardins, T., Folgarait, P. J., Pando-Bahuon, A., Girardin, C., & Lavelle, P. (2006). Soil organic matter dynamics along rice chronosequence in north-eastern Argentina: evidence from natural ^{13}C abundance and particle size fractionation. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(9), 2753-2761. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.04.029>
- Dungait, J. A. J., Hopkins, D. W., Gregory, A. S., & Whitmore, A. P. (2012). Soil organic turnover is governed by accessibility not recalcitrance. *Global Change Biology*, 18(6), 1781-1796. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2012.02665.x>
- Elliot, E. T., Paustian, K., & Frey, S. D. (1996). Modeling the measurable or measuring the modelable: a hierarchical approach to isolating meaningful soil organic matter fractionations. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic matter models* (pp. 161-179). Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_12
- Feigl, B. J., Melillo, J., & Cerri, C. C. (1995). Changes in the origin and quality of soil organic matter after pasture introduction in Rondonia (Brazil). *Plant and Soil*, 175(1), 21-29. <https://doi.org/10.1007/BF02413007>
- Felten, D., & Emmerling, C. (2012). Accumulation of *Miscanthus*-derived carbon in soils in relation to soil depth and duration of land use under commercial farming conditions. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 175(5), 661-670. <https://doi.org/10.1002/jpln.201100250>
- Gilmour, J. T., Norman, R. J., Mauromoustakos, A., & Gale, P. M. (1998). Kinetics of crop residue decomposition: variability among crops and years. *Soil Science Society of America Journal*, 62(3), 750-755. <https://doi.org/10.2136/sssaj1998.03615995006200030030x>
- Hansen, S., Jensen, H. E., Nielsen, N. E., & Svendsen, H. (1991). Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in Winter wheat using the Danish simulation model DAISY. *Fertilizer Research*, 27(2), 245-259. <https://doi.org/10.1007/BF01051131>
- Hansen, E. M., Christensen, B. T., Jensen, L. S., & Kristensen, K. (2004). Carbon sequestration in soil beneath long-term *Miscanthus* plantations as determined by ^{13}C abundance. *Biomass and Bioenergy*, 26(2), 97-105. [https://doi.org/10.1016/S0961-9534\(03\)00102-8](https://doi.org/10.1016/S0961-9534(03)00102-8)

- Harmon, M. E., Silver, W., Fasth, B., Chen, H., Burke, I. C., Parton, W. J., ... Lidet. (2009). Long-term patterns of mass loss during the decomposition of leaf and fine root litter: an intersite comparison. *Global Change Biology*, 15(5), 1320-1338. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01837.x>
- Hénin, S., & Dupuis, M. (1945). Essai de bilan de la matière organique du sol. *Annales Agronomiques*, 15, 17-29.
- Hénin, S., Monnier, G., & Turc, L. (1959). Un aspect de la dynamique des matières organiques du sol. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, 248, 138-141.
- Hunt, H. W. (1977). A simulation model for decomposition in grasslands. *Ecology*, 58, 469-484. <https://doi.org/10.2307/1938998>
- Jaiarree, S., Chidthaisong, A., Tangtham, N., Polprasert, C., Sarobol, E., & Tyler, S. C. (2011). Soil organic carbon loss and turnover resulting from forest conversion to maize fields in Eastern Thailand. *Pedosphere*, 21(5), 581-590. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(11\)60160-4](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(11)60160-4)
- Jenkinson, D. S. (1977). Studies on the decomposition of plant material in soil. V. The effects of plant cover and soil type on the loss of carbon from ¹⁴C labelled ryegrass decomposing under field conditions. *European Journal of Soil Science*, 28(3), 424-434. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1977.tb02250.x>
- Jenkinson, D. S. (1990). The turnover of organic carbon and nitrogen in soil. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, 329(1255), 361-368. <https://doi.org/10.1098/rstb.1990.0177>
- Jenkinson, D. S., & Rayner, J. H. (1977). The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Science*, 123(5), 298-305. <https://doi.org/10.1097/00010694-197705000-00005>
- Kätterer, T., & Andrén, O. (2001). The ICBM family of analytically solved models of soil carbon, nitrogen and microbial biomass dynamics – descriptions and application example. *Ecological Modelling*, 136(2-3), 191-207. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(00\)00420-8](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(00)00420-8)
- Koutika, L. S., Bartoli, F., Andreux, F., Cerri, C. C., Burtin, G., Choné, Th., & Philipp, R. (1997). Organic matter dynamics and aggregation in soils under rain forest and pastures of increasing age in the Eastern Amazon basin. *Geoderma*, 76(1-2), 87-112. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00105-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00105-X)
- Lal, R. (2004). Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123(1-2), 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.01.032>
- Lal, R. (2009). Challenges and opportunities in soil organic matter research. *European Journal of Soil Science*, 60(2), 158-169. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01114.x>
- Lavallee, J. M., Soong, J. L., & Cotrufo, M. F. (2019). Conceptualizing soil organic matter into particulate and mineral-associated forms to address global change in the 21st century. *Global Change Biology*, 26(1), 261-273. <https://doi.org/10.1111/gcb.14859>
- Lima, A. M. N., Silva, I. R., Neves, J. C. L., Novais, R. F., Barros, N. F., Mendonça, E. S., ... Leite, F. P. (2006). Soil organic carbon dynamics following afforestation of degraded pastures with Eucalyptus in southeastern Brazil. *Forest Ecology and Management*, 235(1-3), 219-231. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2006.08.331>
- Lisboa, C. C., Conant, R. T., Haddix, M. L., Cerri, C. E. P., & Cerri, C. C. (2009). Soil carbon turnover measurement by physical fractionation at a forest-to pasture chronosequence in the Brazilian Amazon. *Ecosystems*, 12(7), 1212-1221. <https://doi.org/10.1007/s10021-009-9288-7>
- Luis-Mejía, S., Gómez-Guerrero, A., Etchevers-Barra, J. D., Ángeles-Pérez, G., López-López, M. A., & Horwath, W. R. (2007). Acumulación de carbono orgánico en el suelo en reforestaciones de *Pinus michoacana*. *Agrociencia*, 41(7), 711-721.
- Manzoni, S., & Porporato, A. (2009). Soil carbon and nitrogen mineralization: theory and models across scales. *Soil Biology and Biochemistry*, 41(7), 1355-1379. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.02.031>
- Manzoni, S., Katul, G. G., & Porporato, A. (2009). Analysis of soil carbon transit times and age distributions using network theories. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 114(G4), G04025. <https://doi.org/10.1029/2009JG001070>
- Manzoni, S., Piñeiro, G., Jackson, R. B., Jobbágy, E. G., Kim, J. H., & Porporato, A. (2012). Analytical models of soil and litter decomposition: solutions for mass loss and time-dependent decay rates. *Soil Biology and Biochemistry*, 50, 66-76. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.02.029>
- Marin-Spiotta, E., Silver, W. L., Swanston, C. W., & Ostertag, R. (2009). Soil organic matter dynamics during 80 years of reforestation of tropical pastures. *Global Change Biology*, 15(6), 1584-1597. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01805.x>
- Minderman, G. (1968). Addition, decomposition and accumulation of organic matter in forests. *Journal of Ecology*, 56(2), 355-362. <https://doi.org/10.2307/2258238>
- Moorhead, D. L., Sinsabaugh, R. L., Linkins, A. E., & Reynolds, J. F. (1996). Decomposition processes: modelling approaches and applications. *The Science of the Total Environment*, 183(1-2), 137-149. [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(95\)04974-6](https://doi.org/10.1016/0048-9697(95)04974-6)
- Neill, C., Fry, B., Melillo, J. M., Steudler, P. A., Moraes, J. F. L., & Cerri, C. C. (1996). Forest- and pasture-derived carbon distributions to carbon stocks and microbial respiration by tropical pasture soils. *Oecologia*, 107(1), 113-119. <https://doi.org/10.1007/BF00582241>
- Nicolardot, B., Molina, J. A. E., & Allard, M. R. (1994). C and N fluxes between pools in soil organic matter: model calibration with long-term incubation data. *Soil Biology and Biochemistry*, 26(2), 235-243. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(94\)90163-5](https://doi.org/10.1016/0038-0717(94)90163-5)
- Novara, A., Cristina, L., La Mantia, L., & Rühl, J. (2013). Carbon dynamics of soil organic matter in bulk soil and aggregate fraction during secondary succession in a Mediterranean environment. *Geoderma*, 193-194, 213-221. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.08.036>
- Olson, J. S. (1963). Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems. *Ecology*, 44(2), 322-331. <https://doi.org/10.2307/1932179>
- Parton, W. J., Schimel, D. S., Cole, C. V., & Ojima, D. S. (1987). Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Science Society of America Journal*, 51(5), 1173-1179. <https://doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100050015x>

- Parton, W. J., Scurlock, J. M. O., Ojima, D. S., Gilmanov, T. G., Scholes, R. J., Schimel, D. S., ... Kinyamario, J. L. (1993). Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland and biome worldwide. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(4), 785-809. <https://doi.org/10.1029/93GB02042>
- Paul, E. A. (1984). Dynamics of organic matter in soils. *Plant and Soil*, 76(1), 275-285. <https://doi.org/10.1007/BF02205586>
- Paustian, K., Parton, W. J., & Persson, J. (1992). Modeling soil organic matter in organic-amended and nitrogen-fertilized long-term plots. *Soil Science Society of America Journal*, 56(2), 476-488. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600020023x>
- Paz, F., Covalada, S., Hidalgo, C., Etchevers, J., & Matus, F. (2016). Modelación simple y operativa de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en los suelos. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 321-337.
- Paz, F., & de Jong, B. H. (2012). Inventarios dinámicos del carbono en ecosistemas terrestres cambiando espacio por tiempo: cronosecuencias. En F. Paz, & R. Cuevas (Eds.). *Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México: Síntesis a 2011* (pp. 263-269). Serie síntesis nacionales. Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono. ISBN 978-607-715-085-5
- Paz, F., & Etchevers, J. (2016). Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 339-355.
- Paz-Pellat, F., & Velázquez-Rodríguez, A. S. (2018). Base de datos de perfiles de suelos en México. *Elementos para Políticas Públicas*, 2(3), 210-235.
- Pickett, S. T. A. (1989). Space-for-time substitution as an alternative to long-term studies. In G. E. Likens (Ed.). *Long-term studies in ecology: Approaches and alternatives* (pp. 110-135). New York, NY, USA: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-7358-6_5
- Poeplau, C., Don, A., Dondini, M., Leifeld, J., Nemo, R., Schumacher, J., ... Wiesmeier, M. (2013). Reproducibility of a soil organic carbon fractionation method to derive RothC carbon pools. *European Journal of Soil Science*, 64(6), 735-746. <https://doi.org/10.1111/ejss.12088>
- Römkens, P. F. A. M., van der Plicht, J., & Hassink, J. (1999). Soil organic matter dynamics after the conversion of arable land to pasture. *Biology and Fertility of Soils*, 28(3), 277-284. <https://doi.org/10.1007/s003740050494>
- Saggar, S., Parshotam, A., Sparling, G. P., Feltham, C. W., & Hart, P. B. S. (1996). ¹⁴C-labelled ryegrass turnover and residence times in soils varying in clay content and mineralogy. *Soil Biology and Biochemistry*, 28(12), 1677-1686. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(96\)00250-7](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(96)00250-7)
- Sierra, C. A., Müller, M., & Trumbore, S. E. (2012). Models of soil organic matter decomposition: the Soil R package, versión 1.0. *Geoscientific Model Development*, 5(4), 1045-1060. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-1045-2012>
- Skjemstad, J. O., Spouncer, L. R., Cowie, B., & Swift, S. (2004). Calibration of the Rothamsted organic carbon turnover model (RothC ver. 26.3), using measurable soil organic carbon pools. *Australian Journal of Soil Research*, 42(1), 79-88. <https://doi.org/10.1071/SR03013>
- Stewart, C. E., Paustian, K., Conant, R. T., Plante, A. F., & Six, J. (2007). Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation. *Biogeochemistry*, 86(1), 19-31. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9140-0>
- Stewart, C. E., Plante, A. F., Paustian, K., Conant, R. T., & Six, J. (2008). Soil carbon saturation: linking concept and measurable carbon pools. *Soil Science Society of America Journal*, 72(2), 379-392. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0104>
- Sugihara, S., Shibata, M., Mvondo Ze, A. D., Tanaka, H., Kosaki, T., & Funakawa, S. (2019). Forest understories controlled the soil organic carbon stock during the fallow period in African tropical forest: a ¹³C analysis. *Scientific Reports*, 9(1), 1-9. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-46406-2>
- Tarré, R., Macedo, R., Cantarutti, R. B., Rezende, C. P., Pereira, J. M., Ferreira, E., ... and Boddey, R. M. (2001). The effect of the presence of a forage legume on nitrogen and carbon levels in soils under *Brachiaria* pastures in the Atlantic forest region of the south of Bahia, Brazil. *Plant and Soil*, 234(1), 15-26. <https://doi.org/10.1023/A:1010533721740>
- Trouve, C., Mariotti, A., Schwartz, D., & Guillet, B. (1994). Soil organic carbon dynamics under Eucalyptus and Pinus planted on savannas in the Congo. *Soil Biology and Biochemistry*, 26(2), 287-295. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(94\)90169-4](https://doi.org/10.1016/0038-0717(94)90169-4)
- Thuriès, L., Pansu, M., Feller, C., Herrmann, P., & Rémy, J. C. (2001). Kinetics of added organic matter decomposition in a Mediterranean sandy soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 33(7), 997-1010. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00003-7](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00003-7)
- Tu, C., Liu, C., Quine, T. A., Jones, M. W., Liu, T., Li, L., & Liu, W. (2018). Dynamics of soil organic carbon following land-use change: insights from stable C-isotope analysis in black soil in Northeast China. *Acta Geochimica*, 37(5), 746-757. <https://doi.org/10.1007/s11631-018-0282-7>
- Van Dam, D., Van Breemen, N., & Veldkamp, E. (1997). Soil organic carbon dynamics: variability with depth in forested and deforested soils under pasture in Costa Rica. *Biogeochemistry*, 39(3), 343-375. <https://doi.org/10.1023/A:1005880031579>
- Veldkamp, E. (1994). Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation. *Soil Science Society of America Journal*, 58(1), 175-180. <https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800010025x>
- Verberne, E. L. J., Hassink, J., De Willigen, P., Groot, J. J. R., & Van Veen, J. A. (1990). Modelling organic matter dynamics in different soils. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 38(3A), 221-238. <https://doi.org/10.18174/njas.v38i3A.16585>
- Vereecken, H., Schnepf, A., Hopmans, J. W., Javaux, M., Or, D., Roose, T., ... Young, I. M. (2016). Modeling soil processes: Review, key challenges, and new perspectives. *Vadose Zone Journal*, 15(5), 1-57. <https://doi.org/10.2136/vzj2015.09.0131>
- Vitorello, V. A., Cerri, C. C., Andreux, F., Feller, C., & Victoria, R. L. (1989). Organic matter and natural carbon-13 distribution in forested and cultivated oxisols. *Soil Science Society of America Journal*, 53(3), 773-778. <https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300030024x>
- Wei, X., Qiu, L., Shao, M., Zhang, X., & Gale, W. J. (2012). The accumulation of organic carbon in mineral soils by afforestation of abandoned farmland. *PLoS ONE*, 7(3), e32054. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0032054>

- Yonekura, Y., Ohta, S., Kiyono, Y., Aksa, D., Morisada, K., Tanaka, N., & Tayasu, I. (2012). Dynamics of soil carbon following destruction of tropical rainforest and the subsequent establishment of *Imperata* grassland in Indonesian Borneo using stable carbon isotopes. *Global Change Biology*, 18(8), 2606-2616. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2012.02722.x>
- Yoneyama, T., Decanay, E. V., Castelo, O., Kasajima, I., & Ho, P. Y. (2004). Estimation of soil organic carbon turnover using ¹³C abundance in Asian tropics: a case study in the Philippines. *Soil Science and Plant Nutrition*, 50(4), 599-602. <https://doi.org/10.1080/00380768.2004.10408517>
- Yoneyama, T., Okada, H., Chongpraditnum, P., Ando, S., Prasertsak, P., & Hirai, K. (2006). Effects of vegetation and cultivation on δ¹³C values of soil organic carbon and estimation of its turnover in Asian tropics: A case study in Thailand. *Soil Science and Plant Nutrition*, 52(1), 95-102. <https://doi.org/10.1111/j.1747-0765.2006.00001.x>
- Zach, A., Tiessen, H., & Noellemeyer, E. (2006). Carbon turnover and carbon-13 natural abundance under land use change in semiarid savanna soils of La Pampa, Argentina. *Soil Science Society of America Journal*, 70(5), 1541-1546. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0119>
- Zacháry, D. (2019). Applications of stable carbon isotopes in soil science with special attention to natural ¹³C abundance approach. *Hungarian Geographical Bulletin*, 68(1), 3-19. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.68.1.1>
- Zimmermann, M., Leifeld, J., Schmidt, M. W. I., Smith, P., & Fuhrer, J. (2007). Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model. *European Journal of Soil Science*, 58(3), 658-667. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00855.x>

Patrones de distribución a profundidad del carbono orgánico del suelo en diferentes usos del suelo y manejo

Soil organic carbon depth distribution patterns in different land uses and management

Miguel Acosta-Mireles¹ , Fernando Paz-Pellat^{2‡} ,
Claudia Hidalgo-Moreno³  y Jorge Dionisio Etchevers-Barra³ 

¹ Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias, CE Valle de México. Carretera Los Reyes-Textcoco km 13.5, Coatlinchan. 56250 Textcoco, Estado de México, México.

² GRENASER, ³ Laboratorio de Fertilidad de Suelos y Química Ambiental, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Carretera México-Textcoco km 36.5, Montecillo. 56230 Textcoco, Estado de México, México.

[‡] Autor para correspondencia (ferpazpel@gmail.com)

Editora invitada: Dra. Alma S. Velázquez

RESUMEN

La distribución del carbono orgánico de los suelos (COS) a profundidad es importante para definir almacenes de carbono y analizar los impactos de diferentes mecanismos y procesos de desestabilización. La modelación de la distribución vertical del COS ha sido aproximada por enfoques empíricos o usando modelos de cinéticas de primer orden con multi-compartimentos. En este trabajo se introduce un modelo de cinética de orden n , que generaliza desarrollos previos de uso de un solo compartimento. El modelo es ajustado a perfiles de suelo del Proyecto de Manejo Sustentable de Laderas en la Sierra Norte de Oaxaca, México, en tres microcuencas de las regiones Mazateca, Cuicateca y Mixe. Los protocolos de muestreo, diseño experimental, sistemas y laboratorio son presentados. El modelo de cinética de orden n se ajustó bien a los datos experimentales ($R^2 > 0.99$), aunque se encontró alta variabilidad (horizontal y a profundidad), la cual fue discutida como una posible relación con la posición de los puntos de muestreo en campo.

Palabras clave: cinética de orden n , modelo mono-compartimento, Oaxaca, Proyecto de Manejo Sustentable de Laderas, puntos de muestreo, Sierra Norte.

SUMMARY

The distribution of soil organic carbon (SOC) at depth is important to define carbon stocks and for analyzing the impacts of different destabilization mechanisms and processes. The modeling of the vertical distribution of the SOC has been approximated by empirical approaches or using first order kinetic models with multi-compartments. This paper introduces a kinetic model of n order, which generalizes previous developments of use of a single compartment. The model is adjusted to soil profiles of the Hillside Sustainable Management Project in the Sierra Norte of Oaxaca, Mexico, in three microbasins of the Mazateca, Cuicateca and Mixe regions. Sampling protocols, experimental design, systems and laboratory are presented. The kinetic model of n order was adjusted well to the experimental data ($R^2 > 0.99$), although high variability (horizontal and vertical) was found, which was discussed as a possible relationship with the position of the field sampling points.

Index words: n order kinetic, mono-compartment model, Oaxaca, Hillside Sustainable Management Project, sampling points, Sierra Norte.

Cita recomendada:

Acosta-Mireles, M., Paz Pellat, F., Hidalgo-Moreno, C. y Etchevers Barra, J. D. (2022). Patrones de distribución a profundidad del carbono orgánico del suelo en diferentes usos suelo y manejo. *Terra Latinoamericana*, 40, 1-19. e1321. <https://doi.org/10.28940/terra.v40i0.1321>

Recibido: 14 de diciembre de 2021. Aceptado: 16 de marzo de 2022.
Artículo. Volumen 40, abril de 2022.

INTRODUCCIÓN

La captura de carbono orgánico del suelo (COS) está asociado a los usos del suelo y prácticas de manejo del suelo (Lal, 2004). Las ganancias o pérdidas de COS asociadas a los cambios de uso del suelo (Smith, 2008) son de alto interés en relación al cambio climático por lo que es importante caracterizar estos almacenes (Penman *et al.*, 2003) (Eggleston, 2006). En lo particular, el potencial de captura de los suelos agrícolas está asociado a mejores prácticas de manejo lo cual ha sido enfatizado como una estrategia de alto impacto para mitigar las emisiones de gases efecto invernadero (Paustian, Larson, Kent, Marx y Swan, 2019). Aunque se ha avanzado en el conocimiento de los mecanismos y procesos de estabilización del COS (Sollins, Homann y Caldwell, 1996; von Lützow *et al.*, 2006; Schrumpf *et al.*, 2013), aun quedan vacíos en el conocimiento para entenderlos (Chabbi y Rumpel, 2009; Stockmann *et al.*, 2013; Bailey, Hicks y Lajtha, 2019).

Es práctica común determinar los almacenes del COS a profundidades someras (0 a 30 cm), recomendado para los inventarios nacionales (Penman *et al.*, 2003; Eggleston, 2006), bajo el argumento de que el COS a profundidades mayores es estable/recalcitrante, con tiempos de residencia grandes y tasas de descomposición bajas (Lorenz y Lal, 2005; Jenkinson, Poulton y Bryant, 2008; Jenkinson y Coleman, 2008; Rumpel y Kögel-Knabner, 2011; Schrumpf *et al.*, 2013). El COS a profundidad en el suelo puede ser desestabilizado al cambiar las practicas de manejo o condiciones ambientales (Bernal *et al.*, 2016; Gross y Harrison, 2019), por lo que la practica de medirlo a mayor profundidad (0 a 1 m) es necesaria (Harrison, Footen y Strahm, 2011).

Ha sido necesario un modelado de la dinámica del COS para entender procesos y realizar proyecciones ante diferentes escenarios de cambio climático o perturbaciones antropogénicas (Lal, 2009) y también el modelado de la distribución del COS a profundidad ha sido planteado como un requerimiento para las nuevas generaciones de modelos (Stockmann *et al.*, 2013; Campbell y Paustian, 2015). Los enfoques del modelo deben ser costo-efectivos, aplicables a la dinámica del COS en paisajes y usar parametrizaciones que puedan ser asociadas a mediciones de laboratorio y con complejidad reducida (Stockmann *et al.*, 2013).

Los modelos de distribución a profundidad del

COS han sido de tipo empírico (Paz y Etchevers, 2016; Murphy, Wilson y Koen, 2019) o mecanicista (Hilinski, 2001; Jenkinson y Coleman, 2008). En lo general los modelos mecanicistas temporales y espaciales (profundidad) de la dinámica del COS representan cinéticas de primer orden y múltiples compartimentos o almacenes del COS (Paustian, Collins y Paul, 1997; Manzoni *et al.*, 2012), lo cual los hace complejos de parametrizar.

La distribución vertical del COS esta asociada mayormente con el tipo de vegetación (Jobbágy y Jackson, 2000 y 2001) debido a que en su mayoría es producto de los ingresos de la muerte y descomposición de las raíces (Jackson *et al.*, 2017; Hicks-Pries *et al.*, 2018; Gross y Harrison, 2019), aunque la distribución del COS se extiende más allá de la profundidad radical, implicando procesos adicionales (descomposición, transporte, bioturbación) a los ingresos provenientes de las raíces y mantillo (superficie).

Un punto importante de la distribución vertical del COS es la caracterización de su “firma” (Franzluebbers, 2002 y 2010) para el desarrollo de indicadores de la calidad del suelo y del tipo de vegetación y manejo. Si se considera el uso de modelos simplificados de la dinámica del COS (modelos de estados y transiciones; Covalada, Paz y Ranero, 2016 y 2018), es necesario conocer si el sistema esta en estado de equilibrio o transitorio, dado que esta consideración puede conducir a sobre o subestimaciones del COS (Sanderman y Baldock, 2010).

Un aspecto importante en la caracterización de los almacenes de carbono orgánico de los suelos es su alta variabilidad espacial (Post, Izaurre, Mann y Bliss, 2001; Paz, Argumedo, Cruz, Etchevers y de Jong, 2016) y su dependencia de la escala de muestreo (Paz, Etchevers, Martínez y Ortiz, 2008, 2009 y 2010). Para inventariar el COS a nivel de paisajes o regiones, se han utilizado técnicas que modelar el COS a profundidad y su variación espacial (Mishra *et al.*, 2009; Meersmans, van Wesmael, De Ridder y van Molle, 2009; Kempen, Brus y Stoorvogel, 2011), para poder caracterizar la distribución tridimensional del COS.

El objetivo de este trabajo es analizar y modelar los patrones de la distribución vertical del COS. En este trabajo se estudiaron perfiles del suelo localizados en tres microcuencas de regiones de la Sierra Norte de Oaxaca, México, con el objetivo de analizar y modelar los patrones de la distribución vertical del COS asociado a diferentes y práctica de manejo.

MATERIALES Y MÉTODOS

La base de perfiles de suelo analizada en este trabajo proviene del Proyecto Manejo Sustentable de Laderas (PMSL) coordinado por el Colegio de Postgraduados (PMSL, 2001), que inicio operaciones en 1999 en las regiones Mazateca, Cuicateca y Mixe pertenecientes a la Sierra Norte de Oaxaca, México.

Los detalles de los sitios de muestreo seleccionados, tales como su descripción, prácticas culturales, rendimientos y análisis económicos de los sistemas implementados pueden ser encontrados en Cortés (2001) y Cortés *et al.* (2005). El diseño muestral y protocolos de campo y laboratorio se pueden encontrar en varias publicaciones (Etchevers, 2001; Etchevers, Acosta, Monreal, Quednow y Jiménez, 2001; Acosta, Etchevers, Monreal, Quednow e Hidalgo, 2001; Etchevers *et al.*, 2003 y 2005a; Monreal *et al.*, 2005). Las estimaciones de los almacenes del COS en los sistemas analizados, incluyendo su distribución a profundidad puede encontrarse en varias publicaciones (Etchevers, 2001; Acosta *et al.*, 2001; Etchevers, Vergara, Acosta, Monreal y Jiménez, 2005b; Monreal *et al.*, 2005). Adicionalmente, información sobre la fertilidad de los suelos puede encontrarse en Etchevers *et al.* (2005b) y Vergara-Sánchez y Etchevers (2006).

La variación espacial (profundidad 0 a 20 cm y 20 a 40 cm) ha sido analizada por Vergara-Sánchez, Etchevers y Vargas (2004) y revisada en relación con

los protocolos de muestreo y laboratorio por González-Molina, Etchevers e Hidalgo (2008).

La modelación de la dinámica del COS (2000-2004) en la capa superficial de algunos sitios de muestreo en diferentes sistemas ha sido implementada por González-Molina, Etchevers, González y Paz (2010).

No obstante, se presenta una breve descripción de las regiones de estudio, sistemas, sitios de muestreo, diseño experimental, protocolos de campo y laboratorio.

Regiones de la Sierra Norte de Oaxaca, México

Se muestra en la Figura 1, la localización de las regiones de la Sierra Norte de Oaxaca, México. En la región Mazateca la microcuenca se encuentra localizada entre las coordenadas 18° 08' 57" - 18° 10' 13" N y 96° 53' 30" - 96° 54' 43" O, en Santa Catarina, municipio de San Jerónimo Teocoatl. La superficie de la microcuenca es de 319 ha, con una altitud entre 1300 a 1900 m. La mayor parte de las pendientes rebasan 30% y los suelos dominantes son luvisol, rendzina, feozem y acrisol, con precipitación > 2000 mm y temperatura de 16 a 27 °C. Los principales sistemas son milpa tradicional de maíz (*Zea mays*) intercalado con frijol (*Phaseolus vulgaris*), y ocasionalmente calabaza (*Cucurbita pepo*) y arvenses; pastizal; bosque de aile (*Alnus acuminata*), bosque de liquidambar (*Liquidambar staryflua*), por lo general secundarios;

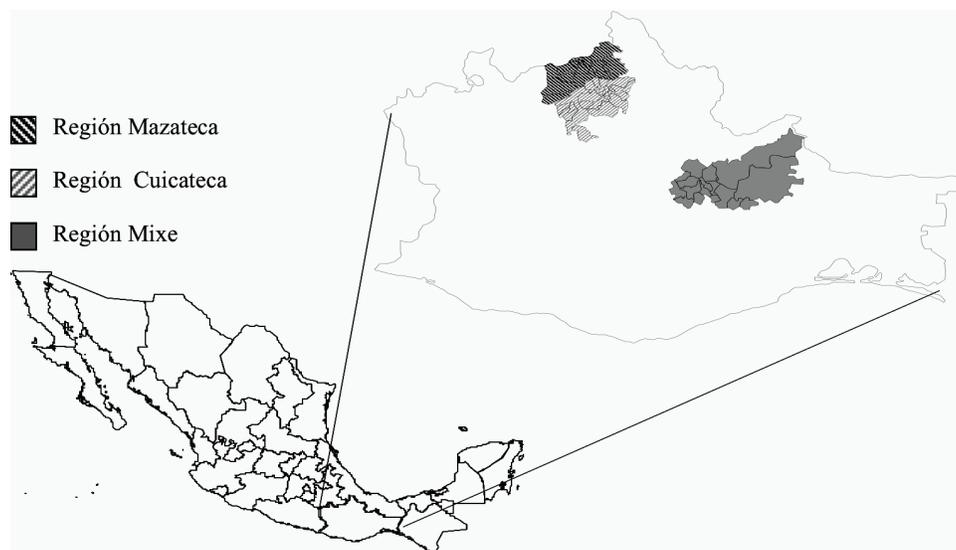


Figura 1. Localización geográfica de las regiones de la Sierra Norte, Oaxaca, México.
Figure 1. Geographic location of the Sierra Norte regions, Oaxaca, Mexico.

y cafetales (*Coffea arabica*) cultivado bajo sombra de árboles de *Inga* sp.

En la región Cuicateca, la microcuenca se encuentra localizada entre las coordenadas 17° 50' 202" y 17° 51' 25" N y 96° 51' 55" y 96° 52' 35" O, en Concepción Pápalo, en municipio del mismo nombre. La microcuenca tiene una superficie de 174 ha, con una altitud entre 1700 y 2200 m. La mayor parte de las pendientes del terreno rebasan el 30% y los suelos dominantes son luvisol, rendzina, feozem y acrisol. La precipitación anual esta entre 500 y 700 mm y la temperatura entre 18 y 20 °C. Los principales sistemas son milpa de maíz, pastizal, bosque de encino (*Quercus* sp.) y matorrales con una mezcla de diferentes especies arbustivas y arbóreas, tipo bosque abierto.

Finalmente, en la región Mixe, la microcuenca se localiza entre las coordenadas 17° 00' 45" y 17° 01' 16" N y 95° 53' 53" y 95° 54' 10" O, en Zompantle, municipio de Cacalotepec. La microcuenca tiene una superficie de 32 ha y la altitud varía entre 1280 y 1520 m. La pendiente que predomina esta entre 25 y 70%, con suelos dominantes acrisol y cambisol. La precipitación anual es de 1500 a 2000 mm año⁻¹ y la temperatura es de 17 a 27 °C. Los principales sistemas son milpa de maíz, café bajo sombra y acahuals (esto es, sucesión secundaria, generada en el descanso de las parcelas de cultivo después de dos a tres años de uso de las parcelas de cultivo).

Sistemas y Prácticas de Manejo

En las tres regiones la mayoría de las familias cultivan su milpa usando el sistema de Roza-Tumba-Quema (RTQ), que consiste en el cultivo de maíz por un periodo corto (dos a tres años), seguido por un periodo de descanso (acahual) que permite la recuperación de la fertilidad, donde este periodo varía en función de la recuperación del suelo y la presión para su uso agrícola.

A partir de 1999, en las regiones de estudio se implementaron tecnologías mejoradas a las existentes: labranza de conservación, sistemas agroforestales y milpa intercalada con árboles frutales (MIAF), realizándose el primer muestreo del carbono orgánico en los perfiles seleccionados de suelos en 2000.

El Cuadro 1 muestra los sistemas en cada región, agrupados por las siguientes clases genéricas: Sistemas de Vegetación Forestal (SVF), Sistemas Agrícolas Permanentes (SAP), Sistemas Agrícolas Mixtos (SAM) y Sistemas Agrícolas Anuales (SAA).

De acuerdo a la pendiente del terreno se usó el método de siembra manual o con tracción animal (Cuadro 1).

En el Cuadro 1 se observa la diversidad de clima, topografía, prácticas culturales, así como los distintos usos y manejo del suelo entre los sistemas implementados.

Bajo la consideración de que las mediciones de los sistemas mejorados o alternativos tienen un año de su implementación, en el Cuadro 1 se describe el uso del suelo previo, para tener el contexto del legado del sitio o parcela (Foster *et al.*, 2003).

Diseño Experimental en Sitios de Muestreo

Para el Sistema de Vegetación Forestal y Sistema Agrícola Permanente, se utilizaron 5 parcelas de muestreo distribuidas al azar en los sistemas, de 25 m de longitud y de 4 m de ancho, Figura 2a. En cada parcela se establecieron dos puntos de muestreo (relojes) y en cada reloj se realizaron dos mediciones, por lo que el total de mediciones (perfiles) fue de 20 (=5×2×2). Los puntos de medición fueron realizados en círculos fijos (varillas enterradas), midiéndose el año 2000 (T₀, primer año) en el punto de las 12 y 6 horas, Figura 3. Los otros puntos del reloj se midieron en años posteriores, pero solo en la capa superficial del suelo.

En el caso del Sistema Agrícola Mixto (SAM) y Sistema Agrícola Anual (SAA) se utilizó una parcela de 9 m de longitud y anchura variable, dependiente del tratamiento utilizado. En cada parcela se utilizaron tres repeticiones (R1, R2 y R3), Figura 2b, y se establecieron tres puntos (relojes) de medición en cada repetición (puntos A, B y C, Figura 2b), perpendicular a la hilera de las plantas del sistema. El punto B se colocó cercano a las plantas, por lo que la influencia de éstas es mayor que en los puntos A y C.

Protocolo de Muestreo y Análisis de Laboratorio

Los muestreos en los puntos de medición fueron realizados con una barrena de 3.17 cm de diámetro interno (JMC Backsaver N-3 Handle) en la región Mazateca y de 4.17 cm (AMS Soil Sampling Equipment) en la región Cuicateca y Mixe. El cambio de barrena se justifica por la dificultad suelos con pedregosidad interna.

Los muestreos fueron realizados nominalmente a intervalos de 15 cm, hasta la profundidad de 105 cm.

En los casos que no se pudo llegar a la profundidad de 105 cm, por capa endurecida o roca, el muestreo se terminó hasta el punto de mayor profundidad.

Después de identificar las muestras de campo se trasladaron al laboratorio en bolsas de plástico. En el laboratorio de seco al aire hasta peso constante y se retiraron manualmente las raíces visibles, además de otros residuos de fauna y materia vegetal y gravas.

Las muestras de suelo fueron disgregadas con un martillo de madera hasta hacer pasar la muestra de suelo por una malla de 2 mm, después de homogeneizar (muestreo representativo) la muestra. Después se tomó una submuestra representativa de 5 g, se secó a 105 °C y se molió durante tres minutos en un molino (Speck 8000 Mixer/Mill). La muestra molida se secó a 105 °C durante dos horas y se colocó en un desecador

Cuadro 1. Sistemas implementados en las regiones de la Sierra Norte de Oaxaca, México.

Table 1. Systems implemented in the regions of the Sierra Norte de Oaxaca, Mexico.

Sistema	Región	Uso previo de suelo	Uso de suelo	Edad (años)	Clave uso de suelo [†]	Pendiente (%)	
Sistemas de Vegetación Forestal (SVF)	Mazateca	Bosque de aile	Bosque de aile	10	BAi-10	40	
		Bosque de aile	Bosque de aile	15-20	BAi-15/20	35	
		Bosque de liquidambar	Bosque liquidambar	40	BLi-40	20	
	Cuicateca	Bosque de encino	Bosque encino	40	BEEn-40	25	
		Milpa	Achual	2	ACa-2	50	
		Mixe	Milpa	Achual	7	ACa-7	25
			Milpa	Achual	15	ACa-10	35
		Bosque de pino	Bosque pino		BPi	30	
Sistemas Agrícolas Permanentes (SAP)	Mazateca	Café bajo sombra	Café bajo sombra		CBS	20	
		Pradera	Pradera		PRA	30	
	Cuicateca	Pradera	Pradera		PRA	10	
		Mixe	Café bajo sombra	Café bajo sombra		CBS	20
Sistemas Agrícolas Mixtos (SAM)	Mazateca	Milpa	MIAF-Durazno	1	MIAF-Dur (CS)	> 30	
		Milpa	MIAF-Durazno	1	MIAF-Dur (SC)	< 30	
	Cuicateca	Milpa	MIAF-Durazno	1	MIAF-Dur (CY)	35	
		Milpa	MIAF-Durazno	1	MIAF-Dur (LC)	30	
	Mixe	Milpa	MIAF-Café	1	MIAF-Caf	30	
Sistemas Agrícolas Anuales (SAA)	Mazateca	Milpa	Agricultura de conservación	1	Aco (CS)	> 30	
		Milpa	Agricultura tradicional	< 30	Atr (CS)	> 30	
		Milpa	Agricultura de conservación	1	Aco (SC)	< 30	
		Milpa	Agricultura tradicional	> 60	Atr (SC)	< 30	
	Cuicateca	Milpa	Agricultura de conservación	1	Aco (CY)	35	
		Milpa	Agricultura tradicional		Atr (CY)	35	
		Milpa	Agricultura de conservación	1	Aco (LC)	40	
		Milpa	Agricultura tradicional		Atr (LC)	30	
		Milpa	Agricultura de conservación	1	Aco (MI)	35	
		Milpa	Agricultura tradicional	< 30	Atr (MI)	30	

% Inicialmente se implementó MIAF-Café, pero debido al poco crecimiento del café se cambió a durazno el segundo año. [†] Sitios de las parcelas: CS = centro de salud; SC = Santa Catarina; CY = camino a Yacuay; LC = La Colorada; MI = Minatitlán.

% Initially, MIAF-Coffee was implemented, but due to the low growth of coffee, it was changed to peach the second year. [†] Plot sites: CS = health center; SC = Santa Catarina; CY = road to Yacuay; LC = La Colorada; MI = Minatitlán.

antes de la determinación del contenido del C en un autoanalizador (Shimadzu TOC 5000-A). Previo al análisis de la muestra principal, se utilizaron muestras representativas para comprobar que no hubiere C inorgánico (carbonatos) en las muestras.

Modelos de la Distribución del COS a Profundidad

Los modelos empíricos más usados (Paz y Etchevers, 2016; Murphy *et al.*, 2019), con dos parámetros, fueron:

$$\text{Modelo exponencial: } C = a \exp(-bZ_0) \quad (1)$$

$$\text{Modelo logarítmico: } C = a - b \ln(Z_0 + 1) \quad (2)$$

$$\text{Modelo potencial: } C = a(Z_0 + 1)^{-b} \quad (3)$$

donde: C es el COS (g C kg⁻¹ suelo) a la profundidad Z (cm) y $Z_0 = Z - Z_{15 \text{ cm}}$.

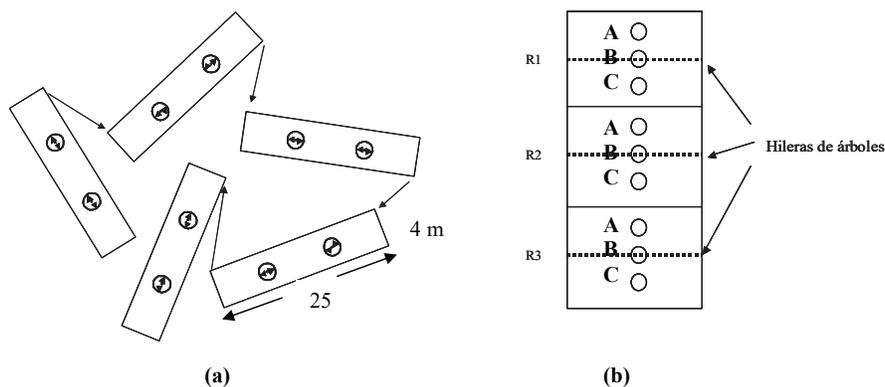


Figura 2. Arreglo de muestreos en los sitios experimentales. (a) Sistema de Vegetación Forestal y Sistema Agrícola Permanentes y (b) Sistema Agrícola Mixto y Sistema Agrícola Anual.

Figure 2. Sampling arrangement at the experimental sites. (a) Permanent Forest Vegetation System and Agricultural System and (b) Mixed Agricultural System and Annual Agricultural System.

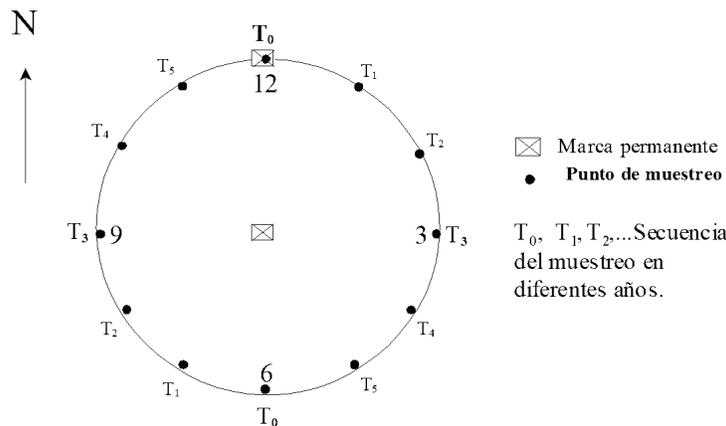


Figura 3. Punto de medición definido por un reloj indicando los tiempos de medición.

Figure 3. Measurement point defined by a clock indicating the measurement times.

El uso de $Z_0 + 1$ en el modelo logarítmico y potencial, es para tener $C = C_0$ (15 cm) cuando $Z = Z_0$.

En vez de utilizar cinéticas de orden uno y múltiples compartimentos como es clásico, se utilizó un solo almacén genérico:

$$\frac{dC}{dZ} = -k_n C^n \quad (4)$$

que es una reacción de cinética de orden n , con tasa de reacción k_n . Los modelos exponenciales, y la gran mayoría de los modelos mecanicistas (Manzoni *et al.*, 2012), son de orden $n = 1$, por lo que dinámica de la relación (4) difiere de este tipo de reacciones. La solución a la relación (4), para diferentes valores de n está mostrada en muchos textos de la literatura clásica de cinética de reacciones (p. ej. El Seoud, Baader y Bastos, 2016).

Cinética de orden $n = 0$

$$\frac{dC}{dZ} = -k_0 C^0 = -k_0 \quad (5)$$

Cuya solución es:

$$C = C_0 - k_0 Z \quad (6)$$

que representa un patrón gradacional, de acuerdo con la tipología de patrones del COS a profundidad de Minasny, Stockmann, Hartemink y McBratney (2006).

Cinética de orden $n = 1$

$$\frac{dC}{dZ} = -k_1 C^1 = -k_1 C \quad (7)$$

Cuya solución es:

$$C = C_0 \exp(-k_1 Z) \quad (8)$$

que representa un patrón no lineal en la tipología de Minasny *et al.* (2006), y es uno de los modelos más usados, particularmente por tener bases teóricas asociadas al transporte y descomposición del COS a profundidad (Nakane y Shinozaki, 1978; O'Brien y Stout, 1978).

Cinética de orden $n = 2$

$$\frac{dC}{dZ} = -k_2 C^2 = -k_2 C \cdot C \quad (9)$$

Cuya solución es:

$$C = \frac{C_0}{1 + k_2 C_0 Z} \quad (10)$$

La cinética de orden 2 ha sido utilizada previamente en las ciencias del suelo (Stanford, 1969; Whitmore, 1996a y b). En el caso de la mineralización del suelo, Whitmore (1996a y b) planteo la cinética en función del producto de dos componentes: una proporcional al sustrato (p. ej. αC) y la otra de los microorganismos derivados del sustrato (p. ej. $[1-\alpha]C$). La cinética de orden $n = 2$ queda entonces como:

$$\frac{dC}{dZ} = -k_2 \alpha (1-\alpha) C^2, 0 < \alpha < 1 \quad (11)$$

cuya solución es:

$$C = \frac{C_0}{1 + k_2 \alpha (1-\alpha) C_0 Z} \quad (12)$$

Cinética de orden $n \neq 1$

$$\frac{dC}{dZ} = -k_n C^n = -k_2 C^{n_1} \cdot C^{n_2} \dots C^{n_n} \quad (13)$$

Con:

$$n = n_1 + n_2 + \dots + n_n \quad (14)$$

Cuya solución es:

$$C = \frac{C_0}{[1 + k_n C_0^{n-1} (n-1) Z]^{1/n-1}} \quad (15)$$

La solución general de la relación (13), $n \neq 1$, implica un proceso iterativo (en profundidad o en el tiempo) que puede tener valores de $n < 1$ o $n > 1$ de subprocesos (relación 12), incluyendo el caso $n < 0$.

El modelo exponencial es solo un caso de las soluciones de la cinética de orden n , por lo que los ajustes satisfactorios con este modelo avalan la dinámica.

Análisis Estadísticos

Para la evaluación de los ajustes empíricos de los modelos presentados, se usó una comparación entre lo medido (Y_i) y lo estimado (\hat{Y}_i), en función de su pendiente (t) e intersección o sesgo (s):

$$\hat{Y}_{estimado} = s + tY_{medido} \quad (16)$$

Además del uso del coeficiente de determinación R^2 , las métricas de error de los ajustes estadísticos fueron la raíz del error cuadrático medio (RECM):

$$RECM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2} \quad (17)$$

y el error absoluto medio (EAM), en porcentaje:

$$EAM = 100 \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{Y_i - \hat{Y}_i}{Y_i} \right| \right\} \quad (18)$$

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En lo general, todos los análisis del COS a profundidad se realizaron usando la profundidad media de las mediciones (7.5, 22.5, 37.5, 52.5, 67.5, 82.5, 97.5 cm), con algunos casos de valores de profundidad diferentes por el uso de muestreos diferentes de los nominales.

Distribución Vertical del Contenido de COS en los Sistemas

La Figura 4 muestra la distribución de los estadísticos, promedio ± 1 desviación estándar, del COS a profundidad para los Sistemas de Vegetación Forestal, donde se aprecia la variabilidad del COS en los perfiles. En lo general, los patrones de la Figura 4 son del tipo no lineal, con el COS decreciendo en forma continua con la profundidad.

La Figura 5 muestra los Sistemas Agrícolas Permanente, donde para el caso de la región Mazateca

(CBS y PRA) se observa gran variación del COS a profundidad. Los patrones son decrecientes, con algunos casos donde se observan pequeños rompimientos de la tendencia (ligero incremento en vez de disminución).

En el caso de los Sistemas Agrícolas Mixtos, la Figura 6 muestra los patrones, donde se presentan situaciones de efectos en el estrato superficial (MIAF-Dur CS) de labranza e incrementos ligeros, en vez de decrementos, del COS a profundidad (MIAF-Dur CY), reflejando la situación del poco tiempo de establecimiento.

Finalmente, en la Figura 7 se observan los patrones de la distribución vertical del COS de los Sistemas Agrícolas Anuales, donde el patrón de ACO (CS) en la región Mazateca tiene horizontes enriquecidos de C en las profundidades medias, por lo que este sistema no fue analizado en lo siguiente por representar discontinuidades. Los patrones del COS son decrecientes (convexos), con excepción de ATtr (CS) de la región Mazateca que es cóncavo.

Ajustes Estadísticos de los Modelos

Para analizar los ajustes estadísticos de los modelos propuestos (exponencial, logarítmico, potencial y cinética de orden n), usando regresión no lineal (función Solver de Excel^{MR}), se utilizaron los perfiles del COS de la región Mazateca, para los casos de la profundidad media de 82.5 y 97.5 cm. En el Cuadro 2 se presentan los resultados de los ajustes estadísticos.

Del Cuadro 2, resulta claro que el modelo de cinética de orden n resultó en el mejor ajuste, siendo el modelo exponencial el segundo mejor. Dado que el modelo exponencial es parte del de cinética de orden n , entonces es claro que en lo general este modelo genera resultados de ajustes estadísticos buenos ($R^2 > 0.99$).

Ajustes del Modelo de Cinética de Orden n para Promedios de la Distribución del COS en los Perfiles

La Figura 8 y el Cuadro 3 muestran los ajustes estadísticos (regresión no lineal) del modelo de cinética de orden n a los diferentes sistemas de las tres regiones analizadas. Los ajustes fueron realizados considerando solo los perfiles con una profundidad hasta 105 cm, hasta 90 cm, hasta 75 cm y hasta 65 cm, para no considerar perfiles con número de datos variables. Solo el patrón atípico de Aco (CS)

de la región Mazateca y Aco (CY) de la región Cuicateca (datos hasta la profundidad de 45 cm) no se consideraron.

Para analizar la relación orden n -tasa de reacción k_n , bajo la consideración de cuando $-k_n \rightarrow 0$, entonces

$\exp(k_n) \rightarrow 1$, se analizó el espacio $n\text{-exp}(k_n)$, Figura 8. Cuando $n = 1$ (modelo exponencial) se puede establecer como un umbral donde el COS a profundidad está en equilibrio, dado que $\exp(k_n)$ es cercano a 1. Para valores de $n > 1$, $\exp(k_n)$ tiende a estar más cerca de 1.

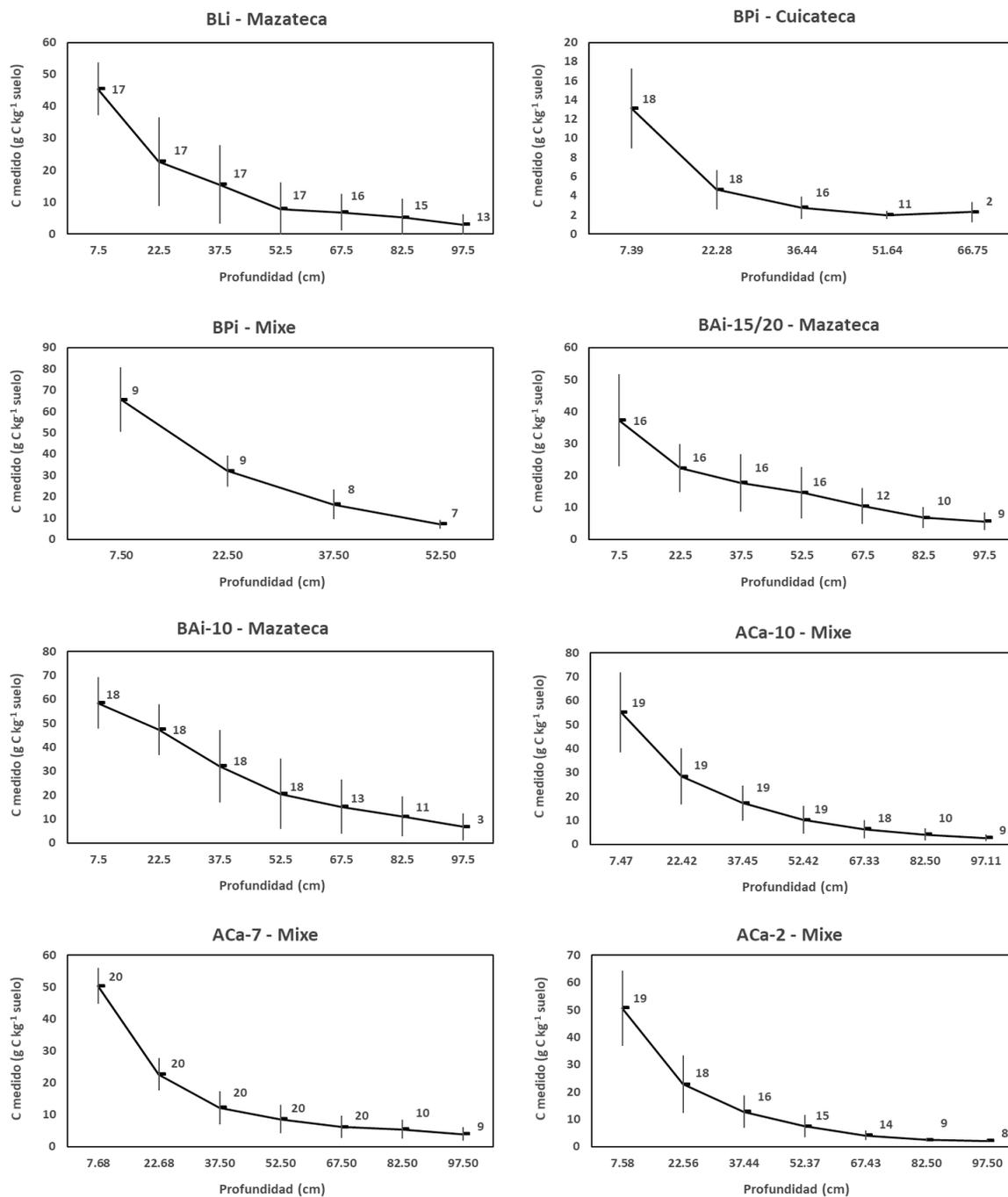


Figura 4. Patrones de la media ± 1 desviación estándar del COS a profundidad de los Sistemas de Vegetación Forestal. Los números se refieren muestran la cantidad de perfiles usados para los estadísticos.

Figure 4. Patterns of the mean ± 1 standard deviation of the SOC at depth of the Forest Vegetation Systems. The numbers refer to the number of profiles used for the statistics.

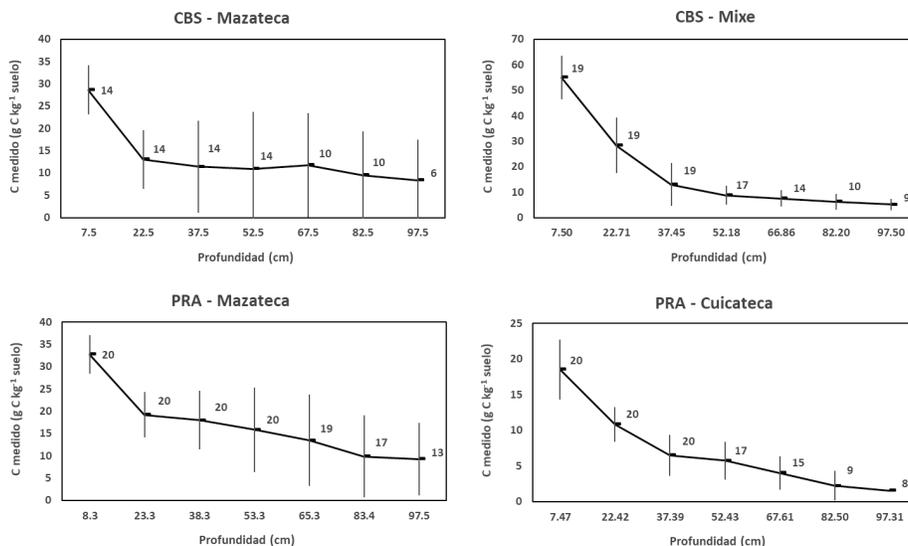


Figura 5. Patrones de la media ± 1 desviación estándar del COS a profundidad de los Sistemas Agrícolas Permanentes. Los números se refieren muestran la cantidad de perfiles usados para los estadísticos.
Figure 5. Patterns of the mean ± 1 standard deviation of the SOC at depth of the Permanent Agricultural Systems. The numbers refer to the number of profiles used for the statistics.

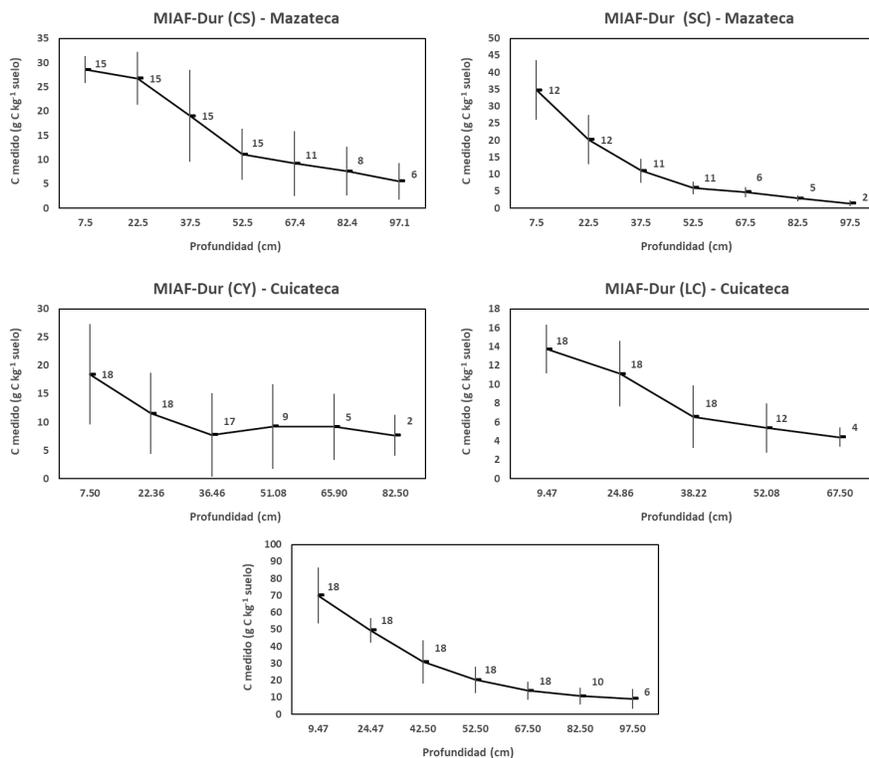


Figura 6. Patrones de la media ± 1 desviación estándar del COS a profundidad de los Sistemas Agrícolas Mixtos. Los números se refieren muestran la cantidad de perfiles usados para los estadísticos.
Figure 6. Patterns of the mean ± 1 standard deviation of the SOC at depth of the Mixed Agricultural Systems. The numbers refer to the number of profiles used for the statistics.

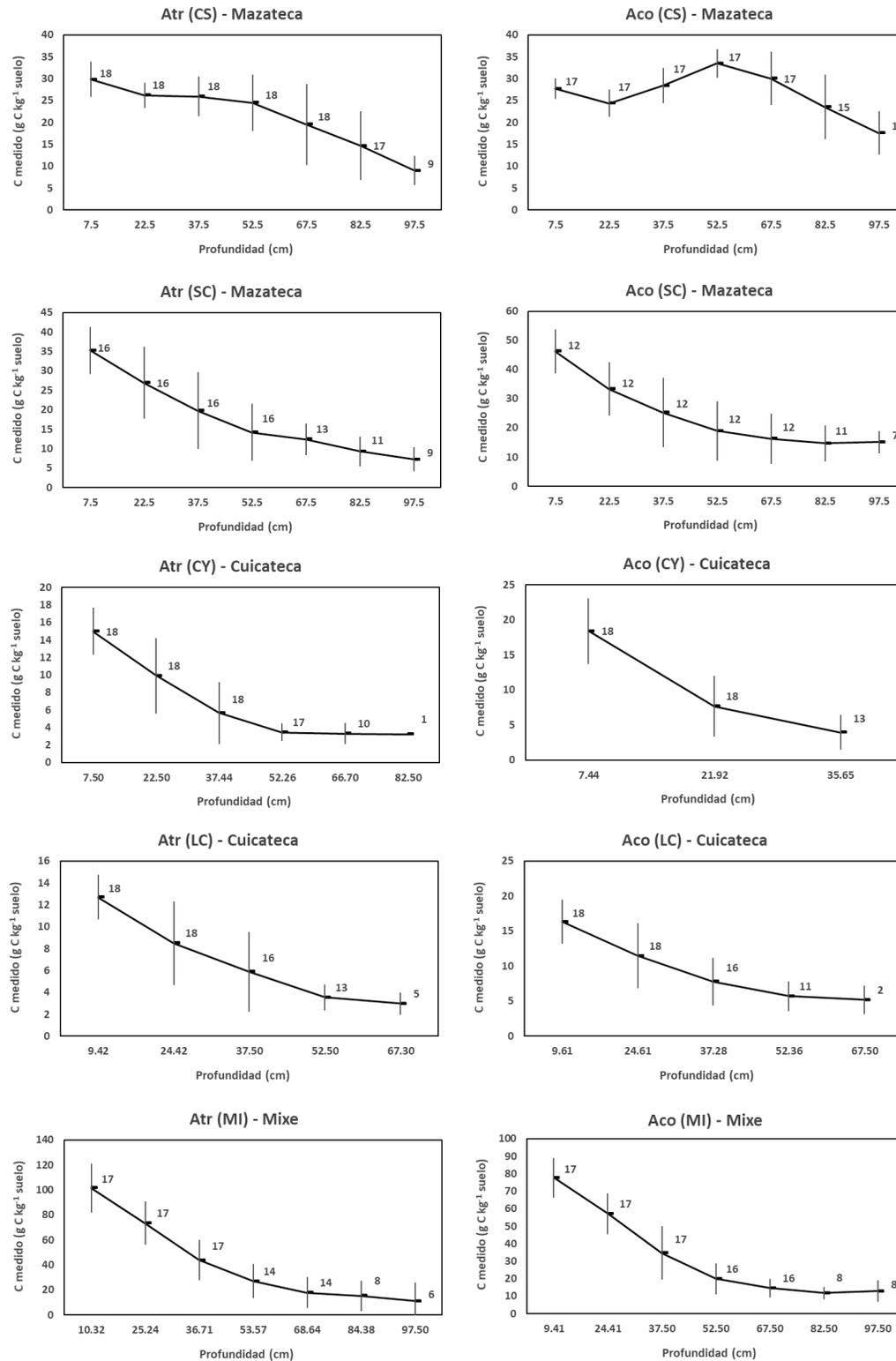


Figura 7. Patrones de la media ± 1 desviación estándar del COS a profundidad de los Sistemas Agrícolas Anuales. Los números se refieren muestran la cantidad de perfiles usados para los estadísticos.

Figure 7. Patterns of the mean ± 1 standard deviation of the SOC at depth of the Annual Agricultural Systems. The numbers refer to the number of profiles used for the statistics.

Cuadro 2. Métricas de los ajustes estadísticos de los modelos del COS a profundidad.
Table 2. Metrics of the statistical adjustments of the SOC models at depth.

Representación	RECM	EAM	R ²	s	t
$C = a \exp(-bZ_0)$	2.3139	28.70	0.9744	-0.1329	0.9931
$C = a - b \ln(Z_0 + 1)$	3.9154	50.78	0.9249	1.2136	0.9249
$C = a(Z_0 + 1)^{-b}$	4.7432	53.69	0.8901	2.3268	0.8709
$C = \frac{C_0}{[1 + k_n C_0^{n-1} (n-1)Z]^{1/n-1}}$	1.3400	14.59	0.9912	0.1440	0.9890

Los valores de $\exp(k_n)$ cercanos a uno implican una “profundidad media de residencia” muy grande, por lo que el modelo depende solo de su grado de estabilidad o equilibrio (orden n).

Los patrones de la relación $n - \exp(k_n)$ están asociados a dos tendencias: $n > 1$ de sistemas en equilibrio o estables y $n < 1$ con patrones no en equilibrio, asociados a sistemas en sucesión o de agricultura tradicional.

En la Figura 8c (profundidad hasta 75 cm), se observa que el patrón hacia no equilibrio de $n - \exp(k_n)$ tiene dos tendencias: la mostrada dentro de la elipse en rojo de la Figura 8c representa los sistemas Atr (LC) y MIAF-Dur (CS) de la región Cuicateca que presentan patrones transitorios diferentes al resto: Bai-10, MIAF-Caf. Aco, CBS y Acahuales, que son del tipo transicional, pero con tendencia diferente a los previos. Algo similar sucede para la profundidad de 0 a 60 cm, Figura 8d, donde los mostrados dentro de la elipse de línea roja corresponden a MIAF-Dur, Atr y Aco del sitio LC de la región Mazateca. Una posible razón de estas tendencias es el número de datos usados, ya que para los casos de profundidades de 0 a 105 cm y 0 a 90 cm, se observa una sola tendencia.

Ajustes del Modelo de Cinética de Orden n para Perfiles Individuales de la Distribución del COS

Para analizar el ajuste del modelo de cinética de orden n a perfiles individuales de los sistemas, se consideraron solo perfiles con profundidades de 0 a 105 cm o 0 a 90 cm, dando un total de 74 perfiles.

La Figura 9 muestra los ajustes estadísticos y la relación $n - \exp(k_n)$ para este caso, donde se observa un solo patrón general entre n y $\exp(k_n)$, similar al de la Figura 8a y b.

Cronosecuencia de Sucesión de los Acahuales en la Región Mixe

En la región Mixe se muestreo la distribución vertical del COS en una secuencia de acahuales de 2, 7 y 10 años, por lo que resultante interesante su análisis en términos de tendencias hacia el equilibrio (bosque maduro). La Figura 10 muestra los resultados de los ajustes del modelo, 23 perfiles donde 21 son de la profundidad de 0 a 105 cm, 1 de la profundidad 0 a 90 cm y 1 de la profundidad de 0 a 75 cm.

De la Figura 10 se observa que la relación orden $n - \exp(k_n)$ es variable para las diferentes edades de los acahuales, pudiendo implicar que los sitios de muestreo (cerca o alejados de árboles) y la distribución espacial de las plantas define situaciones de equilibrio y transitorias.

Discusión

El modelo de cinética de orden n , un solo almacén, generaliza modelos previos, presentando flexibilidad en los ajustes estadísticos y representando una relación entre el orden n y la tasa de reacción k_n que sigue la tendencia de condiciones de equilibrio o transitorias de las dinámicas del uso del suelo.

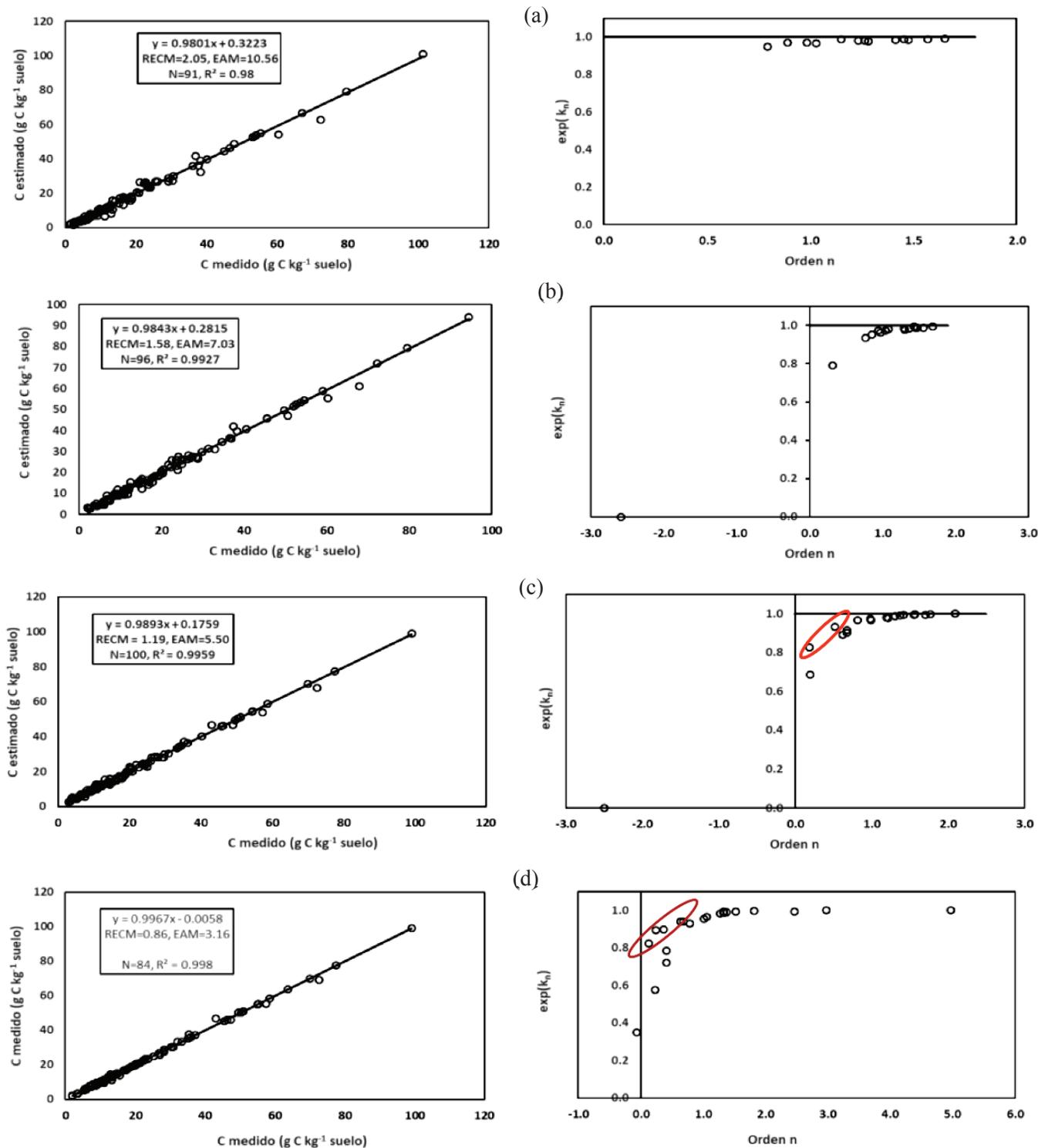


Figura 8. Relaciones entre el C medido y el C estimado, además de las relaciones orden $n - \exp(k_n)$ para: (a) Profundidad de 0 a 105 cm, (b) profundidad de 0 a 90 cm, (c) profundidad de 0 a 75 cm y (d) profundidad de 0 a 60 cm.

Figure 8. Relations between the measured C and the estimated C, in addition to the relations order $n - \exp(k_n)$ for: (a) Depth from 0 to 105 cm, (b) depth from 0 to 90 cm, (c) depth from 0 to 75 cm and (d) depth from 0 to 60 cm.

Cuadro 3. Resultados de los ajustes por regresión no lineal del modelo de cinética de orden n para diferentes profundidades del COS.
Table 3. Results of the non-linear regression adjustments of the n -order kinetics model for different depths of the SOC.

Sistema	Región	Clave uso de suelo	0-105 cm			0-90 cm			0-75 cm			0-60 cm		
			No.	n	k_n	No.	n	k_n	No.	n	k_n	No.	n	k_n
SVF	Mazateca	BAi-10	3	0.1659	-0.33847	11	0.3114	-0.23145	13	0.1927	-0.37906	18	-0.0580	-1.05011
		BAi-15/20	9	1.6515	-0.00320	10	1.6852	-0.00273	12	2.0962	-0.00076	16	2.9718	-0.00005
		BLi-40	13	1.2312	-0.01563	15	1.2991	-0.01353	16	1.3750	-0.01136	17	1.3807	-0.01170
	Cuicateca	BEn-40										12	2.4713	-0.00612
		ACa-2	8	1.2810	-0.01963	9	1.3086	-0.01893	14	1.2150	-0.02372	15	1.2782	-0.01924
	Mixe	ACa-7	9	1.5701	-0.00721	10	1.5620	-0.00755	20	1.5600	-0.00763	20	1.5204	-0.00871
		ACa-10	9	1.4139	-0.01032	10	1.4774	-0.00861	18	1.3086	-0.01396	19	1.3370	-0.01269
SAP	Mazateca	BPi										7	1.0198	-0.04564
		CBS										14	4.9189	-0.00100
	Cuicateca	PRA				17	3.8264	-3.61E-6						
		PRA	8	1.4737	-0.01016	9	1.4541	-0.00972	15	1.7079	-0.00548	17	1.8183	-0.00418
	Mixe	CBS	9	1.4537	-0.00896	10	1.3617	-0.01269	14	1.1981	-0.02174	17	1.0059	-0.04323
	Mazateca	MIAF-Dur (CS)	6	0.8817	-0.02287	8	0.9433	-0.02184	11	0.1901	-0.19219	15	-1.6784	-60.78
		MIAF-Dur (SC)				5	0.9774	-0.03390	6	0.9894	-0.03607	11	0.7842	-0.07311
SAM	Cuicateca	MIAF-Dur (CY)										9	4.9739	-1.01E-6
		MIAF-Dur (LC)	2	1.2638	-0.01557				4	1.4152	-0.00829	12	0.2463	-0.11126
	Mixe	MIAF-Caf	6	0.7927	-0.04807	10	0.8599	-0.04400	18	0.6759	-0.08836	18	0.4158	-0.24160
	Mazateca	Aco (CS)							18	-2.5033	-530.30	18	0.9847	-0.00509
		Atr (CS)												
		Aco (SC)	7	1.1490	1.14900	11	1.4324	-0.00380	12	1.5632	-0.00281	12	1.3285	-0.00646
		Atr (SC)	9	0.8903	-0.02580	11	1.0798	-0.01484	13	0.8143	-0.03356	18	0.6390	-0.06266
Cuicateca	Aco (CY)							10	0.9803	-0.02864	17	0.6830	-0.06263	
	Atr (CY)													
	Aco (LC)							2	1.7699	-0.00466	11	0.1278	-0.19548	
Mixe	Atr (LC)							5	0.5216	-0.07002	13	0.3726	-0.10636	
	Aco (MI)	8	0.9822	-0.02712	8	0.7701	-0.06260	16	0.6260	-0.11647	16	0.2368	-0.55010	
	Atr (MI)	6	1.0275	-0.02776	9	1.0392	-0.02447	14	0.6776	-0.10512	14	0.4089	-0.32705	

Una característica del caso estudio analizado es la alta variación espacial (horizontal y vertical) natural. González-Molina *et al.* (2008) revisaron si esta variabilidad es producto de protocolos de laboratorio, concluyendo que, para el caso de las concentraciones del carbono, los resultados son reproducibles y no sesgados por los procedimientos analíticos utilizados.

Una posible explicación de la variabilidad observada en los parámetros ajustados al modelo cinético de orden n es la posición de muestreo utilizada.

En el Cuadro 4 se presentan los parámetros del modelo para algunos casos de sitios de medición definidos en la Figura 2b (Sistemas Agrícolas Mixtos y Anuales), el punto B esta bajo la influencia del árbol o planta de cultivo. Se observa de este cuadro que la posición de muestreo B muestra patrón de mayor equilibrio (orden n) que los muestreos sin alta influencia de la vegetación. Los perfiles considerados en el análisis del Cuadro 4 corresponde a las profundidades 0 a 105 centímetros.

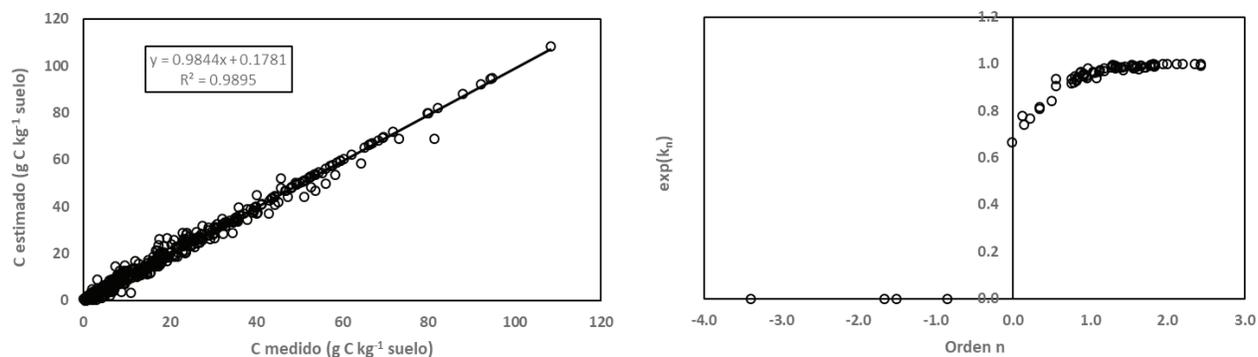


Figura 9. Ajustes de la distribución del COS a profundidad en los perfiles con profundidad mayor o igual a 90 cm, así como la relación entre el orden n y $\exp(k_n)$.
Figure 9. Fits of the SOC distribution at depth in the profiles with depth greater than or equal to 90 cm, as well as the relationship between the order n and $\exp(k_n)$.

Para el COS distribuido a profundidad, el mayor ingreso proviene de las raíces de las plantas (Rasse, Rumpel y Dignac, 2005; Gross y Harrison, 2019), por lo que la zona de la rizosfera (Uren, 2007) define las interacciones con el carbono orgánico del suelo (Hafner, Wiesenberger, Stolnikova, Merz y Kuzyakov, 2014). En los Sistemas Agrícolas Mixtos (agroforestales), la posición de muestreo con relación a la ubicación de los troncos de los árboles define la concentración de los nutrientes, incluido el carbono (Zinke, 1962; Rhoades, 1996; Pardon *et al.*, 2017) y su distribución vertical (Rhoades, 1996; Bayala *et al.*, 2019); aunque también la pendiente y la posición en la misma influyen sobre las concentraciones del COS

(Wei, Shao, Fu y Horton, 2010). En caso de cultivos agrícolas y tipos de labranza, la posición del muestreo en relación a las hileras y espacio entre hileras, también cambia la concentración del COS y las emisiones de CO_2 y estructura de la matriz del suelo (da Silva, Ball, Tormena, Giarola y Guimarães, 2014; Ferreira *et al.*, 2015). El uso de promedios aritméticos no refleja los pesos de los puntos de muestreo en términos de una función de decaimiento de la influencia de los árboles o plantas, por lo es necesario realizar un promedio ponderado para considerar esta situación.

La modelación de la distribución vertical del COS asociado a diferentes usos del suelos y prácticas de manejo permite caracterizar sus patrones. El considerar el carbono orgánico a profundidad (integrado) permite analizar en forma completa los efectos del manejo de los cultivos, y así evitar enfoques parciales de evaluación de prácticas como la labranza de conservación (Baker, Ochsner, Venterea y Griffis, 2006).

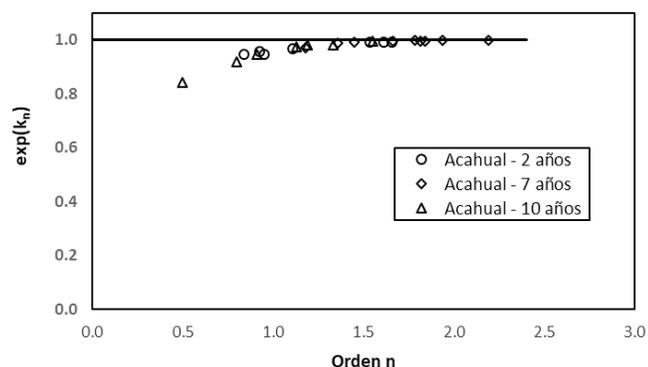


Figura 10. Patrón de la relación orden n – $\exp(k_n)$ para los acahuales de la región Mixe.
Figure 10. Pattern of the relationship order n – $\exp(k_n)$ for the acahuales of the Mixe Region.

CONCLUSIONES

La distribución del carbono a profundidad debe considerarse para tener una visión mejor del almacén y sus mecanismos de estabilización y desestabilización, implicados en el orden de la cinética. La modelación del carbono orgánico del suelo a profundidad requiere de esquemas alternativos simples (menos parámetros), pero que consideren la complejidad de los procesos asociados, en forma genérica.

Cuadro 4. Resultados del ajuste del modelo de cinética de orden n en función de la repetición y posición del punto de muestra para Sistemas Agrícolas Mixtos y Anuales, profundidad de 0 a 105 cm.**Table 4. Results of the fit of the n -order kinetics model as a function of the repetition and position of the sample point for Mixed and Annual Agricultural Systems, depth from 0 to 105 cm.**

Región	Vegetación	Repetición	Posición	n	k_n	$\exp(k_n)$	R^2
Mazateca	Labranza Conservación (SC)	1	C	1.2921	-0.00573	0.99429	0.9976
Mazateca	Labranza Conservación (SC)	2	B	2.4322	-0.00016	0.99984	0.9916
Mazateca	Labranza Conservación (SC)	2	B	1.8135	-0.00136	0.99864	0.9869
Mixe	MIAF-Café	3	A	0.3408	-0.20319	0.81612	0.9925
Mixe	MIAF-Café	3	B	0.8220	-0.07352	0.92911	0.9969
Mixe	MIAF-Café	3	B	0.7626	-0.08535	0.91819	0.9902
Mixe	Labranza Tradicional (MI)	2	C	0.8681	-0.03740	0.96329	0.9843
Mixe	Labranza Tradicional (MI)	3	B	2.3589	-0.00009	0.99991	0.9661
Mixe	Labranza Conservación (MI)	3	A	0.7991	-0.05319	0.94820	0.9839
Mixe	Labranza Conservación (MI)	3	B	1.2814	-0.00824	0.99180	0.9837
Mixe	Labranza Conservación (MI)	3	C	1.5379	-0.00352	0.99649	0.9554

El modelo de cinética de orden n introducido se ajustó a los datos de diferentes perfiles de suelos asociados a diferentes usos del suelo y prácticas de manejo, generando resultados aceptables (generalmente $R^2 > 0.99$), por lo que su aplicación empírica quedó demostrada.

El uso de una cinética de reacción de orden n implica un proceso iterativo de modificación del carbono orgánico en el suelo (profundidad y tiempo), que podría modelar un gran número de subprocesos. En esta perspectiva, de acuerdo a la evidencia empírica presentada, es necesario el desarrollo teórico para la modelación continua de la dinámica del carbono, bajo la consideración de un solo almacén, que no utiliza almacenes virtuales y cinéticas asociadas.

DECLARACIÓN DE ÉTICA

No aplicable.

CONSENTIMIENTO PARA PUBLICACIÓN

No aplicable.

DISPONIBILIDAD DE DATOS

Los datos están disponibles de los autores previa solicitud razonable.

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses en competencia.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

Conceptualización y diseño: M.A.M. y F.P.P.
Protocolo de laboratorio y supervisión: C.H.M y J.E.B.
Revisión resultados: J.E.B. Escritura: F.P.P. y M.A.M.
Revisión manuscrito: J.E.B. y C.H.M.

LITERATURA CITADA

- Acosta, M., Etchevers, J. D., Monreal, C., Quednow, K., & Hidalgo, C. (2001). Un método para la medición del carbono en los compartimentos subterráneos (raíces y suelos) de sistemas forestales y agrícolas en terrenos de ladera en México. *Simposio Internacional Medición y Monitoreo de la Captura de Carbono en Ecosistemas Forestales* (pp. 9-18). Valdivia, Chile. Disponible en http://www.iufro.org/download/file/6976/153/ws13papeles1_pdf/
- Bailey, V. L., Hicks Pries, C., & Lajtha, K. (2019). What do we know about soil carbon stabilization? *Environmental Research Letters*, 14(8), 1-15. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab2c11>
- Baker, J. M., Ochsner, T. E., Venterea, R. T., & Griffis, T. J. (2006). Tillage and soil carbon sequestration – What do we really know? *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 118(1-4), 1-5. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2006.05.014>

- Bayala, J., Sanou, J., Bazié, H. R., Coe, R., Kalinganiere, A., & Sinclair, F. L. (2019). Regenerated trees in farmers' fields increase soil carbon across the Sahel. *Agroforestry Systems*, 94, 401-415. <https://doi.org/10.1007/s10457-019-00403-6>
- Bernal, B., McKinley, D. C., Hungate, B. A., White, P. M., Mozdzer, T. J., & Megonigal, J. P. (2016). Limits to soil carbon stability, deep, ancient soil carbon decomposition stimulated by new labile organic inputs. *Soil Biology and Biochemistry*, 98, 85-94. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.04.007>
- Campbell, E. E., & Paustian, K. (2015). Current developments in soil organic matter modeling and the expansion of model applications: a review. *Environmental Research Letters*, 10(12), 123004. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/12/123004>
- Chabbi, A., & Rumpel, C. (2009). Organic matter dynamics in agro-ecosystems – the knowledge gaps. *European Journal of Soil Science*, 60(2), 153-157. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01116.x>
- Cortés-Flores, J. I. (2001). Subproyecto III: Tecnologías alternativas sustentables. En *Proyecto Manejo Sostenible de Laderas (PMSL) de las regiones Cuicateca, Mazateca y Mixe del estado de Oaxaca, México* (pp. 52-63). Montecillo, México: COLPOS.
- Cortés-Flores, J. I., Turrent, A., Díaz, P., Jiménez, L., Hernández, E., & Mendoza, R. (2005). Hillside agriculture and food security in Mexico: Advances in the sustainable hillside management project. In R. Lal, N. Uphoff, B. A. Stewart, & D. O. Hansen. (Eds.). *Climate change and global food security* (pp. 569-588), chapter 23. Boca Raton, FL, USA: CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781420028614>
- Covaleda, S., Paz, F., & Ranero, A. (2016). Carbono edáfico en Chiapas: planteamiento de políticas públicas de mitigación de emisiones. *Terra Latinoamericana*, 34(1), 97-112.
- Covaleda, S., Paz, F., & Ranero, A. (2018). Escenarios de mitigación de emisiones para el sector rural del Estado de Chiapas utilizando modelos de estados y transiciones. *Madera y Bosques*, 24(núm. especial), e2401897. <https://doi.org/10.21829/myb.2018.2401897>
- da Silva, A. P., Ball, B. C., Tormena, C. A., Giarola, N. F. B., & Guimarães, R. M. L. (2014). Soil structure and greenhouse gas production differences between row and interrow position under no-tillage. *Scientia Agricola*, 71(2), 157-162.
- Eggleston, H. S., Buendia, L., Miwa, K., Ngara, T., Tanabe, K., & Intergovernmental Panel on Climate Change. (2006). *Agriculture, forestry and other land use IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories*. Hayama, Japan: IPCC.
- El Seoud, O. A., Baader, W. J., & Bastos, E. L. (2016). Practical chemical kinetics in solution. In Z. Wang (Ed.). *Encyclopedia of physical organic chemistry* (pp. 1-68). New York, NY, USA: John Wiley and Sons. <https://doi.org/10.1002/9781118468586.epoc1012>
- Etchevers, J. D. (2001). Subproyecto II: Metodología para la medición de la captura de carbono. Informe (2001). En *Proyecto Manejo Sostenible de Laderas (PMSL) de las regiones Cuicateca, Mazateca y Mixe del estado de Oaxaca, México*. Montecillo, México: COLPOS.
- Etchevers, J. D., Acosta, M., Monreal, C., Quednow, K., & Jiménez, L. (2001). *Los stocks de carbono en diferentes compartimientos de la parte aérea y subterránea en sistemas forestales y agrícolas de ladera en México*. En Memorias del Simposio Internacional Medición y Monitoreo de la Captura de Carbono en Ecosistemas Forestales (pp. 39-50). Valdivia, Chile: Universidad Austral de Chile.
- Etchevers, J. D., Acosta, M., Monreal, C., Hidalgo, C., Padilla, J., & Jiménez, L. (2003). Below-ground (roots and soil) compartments of carbon in forest and agricultural systems on hillsides of Mexico. In C. A. Scott Smith (Ed.). *Soil organic carbon and agriculture: Developing indicators for policy analysis* (pp. 163-172). Ottawa, ON, Canada: Agriculture and Agri-Food Canada
- Etchevers, J. D., Monreal, C. M., Hidalgo, C., Acosta, M., Padilla, J., & López, R. M. (2005a). *Manual para la determinación de carbono en la parte aérea y subterránea de sistemas de producción en laderas*. Texcoco, Edo. de México, México: Colegio de Postgraduados.
- Etchevers, J. D., Vergara, M. A., Acosta, M., Monreal, C. M., & Jiménez, L. (2005b). Soil organic carbon, quality index, and soil fertility in hillside agriculture. In R. Lal, B. A. Stewart, N. Uphoff, & D. O. Hansen (Ed.). *Climate change and global food security* (pp. 589-604). Boca Raton, FL, USA: Taylor and Francis.
- Ferreira, C. J. B., Tormena, C. A., Moreira, W. H., Zotarelli, L., Betioli, E., & Anghinoni, G. (2016). Sampling position under no-tillage systems affect the results of soil physical properties. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 40. <https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20150189>
- Foster, D., Swanson, F., Aber, J., Burke, I., Brokaw, N., Tilman, D., & Knapp, A. (2003). The importance of land-use legacies to ecology and conservation. *BioScience*, 53(1), 77-88. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2003\)053\[0077:TlOLUL\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2003)053[0077:TlOLUL]2.0.CO;2)
- Franzluebbers, A. J. (2002). Soil organic matter stratification ratio as an indicator of soil quality. *Soil and Tillage Research*, 66(2), 95-106. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(02\)00018-1](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(02)00018-1)
- Franzluebbers, A. J. (2010). Depth distribution of soil organic carbon as a signature of soil quality. In R. J. Gilkes, & N. Prakougep (Eds.). *Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science* (pp. 1-6). Brisbane, Qld., Australia: WCSS.
- González-Molina, L., Etchevers, J. D., González, J. M., & Paz, F. (2010). Soil organic carbon changes at the plot level in hillside systems. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 139(4), 508-515. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2010.09.010>
- González-Molina, L., Etchevers-Barra, J. D., & Hidalgo-Moreno, C. (2008). Carbono en suelos de ladera: factores que deben considerarse para determinar su cambio en el tiempo. *Agrociencia*, 42(7), 741-751.
- Gross, C. D., & Harrison, R. B. (2019). The case of digging deeper: soil organic carbon storage, dynamics, and controls in our changing world. *Soil Systems*, 3(2), 28 <https://doi.org/10.3390/soilsystems3020028>
- Hafner, S., Wiesenberg, G. L. B., Stolnikova, E., Merz, K., & Kuzyakov, Y. (2014). Spatial distribution and turnover of root-derived carbon in alfalfa rhizosphere depending in top- and subsoil properties and mycorrhization. *Plant and Soil*, 380(1), 101-115. <https://doi.org/10.1007/s11104-014-2059-z>
- Harrison, R. B., Footen, P. W., & Strahm, B. D. (2011). Deep soil horizons: contribution and importance to soil carbon pools in assessing whole-ecosystem response to management and global change. *Forest Science*, 57(1), 67-76. <https://doi.org/10.1093/forestscience/57.1.67>

- Hicks-Pries, C. E., Sulman, B. N., West, C., O'Neill, C., Poppleton, E., Porras, R. C., ... Torn, M. S. (2018). Root litter decomposition slows with soil depth. *Soil Biology and Biochemistry*, 125, 103-114. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.07.002>
- Hilinski, T. E. (2001). *Implementation of exponential depth distribution of organic carbon in the CENTURY model*. Dep. of Soil and Crop Sci. Fort Collins, CO, USA: Colorado State Univ.
- Jackson, R. B., Lajtha, K., Crow, S. E., Hugelius, G., Kramer, M. G., & Piñeiro, G. (2017). The ecology of soil carbon pools, vulnerabilities, and biotic and abiotic controls. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 48, 419-445. <https://doi.org/10.1146/annurev-ecolsys-112414-054234>
- Jenkinson, D. S., & Coleman, K. (2008). The turnover of organic carbon in subsoils. Part 2. Modelling carbon turnover. *European Journal of Soil Science*, 59(2), 400-413. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01026.x>
- Jenkinson, D. S., Poulton, P. R., & Bryant, C. (2008). The turnover of organic carbon in subsoils. Part 1. Natural and bomb radiocarbon in soil profiles from the Rothamsted long-term field experiments. *European Journal of Soil Science*, 59(2), 391-399.
- Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2000). The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10(2), 423-436. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2000\)010\[0423:TVDOSO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2000)010[0423:TVDOSO]2.0.CO;2)
- Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2001). The distribution of soil nutrients with depth: global patterns and the imprint of plants. *Biogeochemistry*, 53(1), 51-77. <https://doi.org/10.1023/A:1010760720215>
- Kempen, B., Brus, D. J., & Stoorvogel, J. J. (2011). Three-dimensional mapping of soil organic matter content using soil type-specific depth functions. *Geoderma*, 162(1-2), 107-123. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.01.010>
- Lal, R. (2004). Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123(1-2), 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.01.032>
- Lal, R. (2009). Challenges and opportunities in soil organic matter research. *European Journal of Soil Science*, 60(2), 158-169. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01114.x>
- Lorenz, K., & Lal, R. (2005). The depth distribution of soil organic carbon in relation to land use and management and the potential of carbon sequestration in subsoil horizons. *Advances in Agronomy*, 88, 35-66. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(05\)88002-2](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(05)88002-2)
- Manzoni, S., Piñeiro, G., Jackson, R. B., Jobbágy, E. G., Kim, J. H., & Porporato, A. (2012). Analytical models of soil and litter decomposition: solutions for mass loss and time-dependent delay rates. *Soil Biology and Biochemistry*, 50, 66-76. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.02.029>
- Meersmans, J., van Wesemael, B., De Ridder, F., & van Molle, M. (2009). Modelling the three-dimensional spatial distribution of soil organic carbon (SOC) at the regional scale (Flanders, Belgium). *Geoderma*, 152(1-2), 43-52. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.05.015>
- Minasny, B., Stockmann, U., Hartemink, A. E., & McBratney, A. B. (2006). Measuring and modelling soil depth functions. In: A. E. Hartemink, & B. Minasny (Eds.). *Digital soil morphometrics. Progress in Soil Science* (pp. 225-240). Switzerland: Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-28295-4_14
- Mishra, U., Lal, R., Slater, B., Calhoun, F., Liu, D., & Van Meirvenne, M. (2009). Predicting soil organic carbon stock using profile depth distribution functions and ordinary kriging. *Soil and Water Management and Conservation*, 73(2), 614-621. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0410>
- Monreal, C. M., Etchevers, J. D., Acosta, M., Hidalgo, C., Padilla, J., López, R. M., ... Velázquez, A. (2005). A method for measuring above-and below-ground C stocks in hillside landscapes. *Canadian Journal of Soil Science*, 85(Special Issue), 523-530. <https://doi.org/10.4141/S04-086>
- Murphy, B. W., Wilson, B. R., & Koen, T. (2019). Mathematical functions to model the depth distribution of soil organic carbon in a range of soils from New South Wales, Australia under different land uses. *Soil Systems*, 3(3), 46. <https://doi.org/10.3390/soilsystems3030046>
- Nakane, K., & Shinozaki, K. (1978). A mathematical model of the behavior and vertical distribution of organic carbon in forest soils. *Japanese Journal of Ecology*, 28(2), 111-122. https://doi.org/10.18960/seitai.28.2_111
- O'Brien, B. J., & Stout, J. D. (1978). Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements. *Soil Biology and Biochemistry*, 10(4), 309-312. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(78\)90028-7](https://doi.org/10.1016/0038-0717(78)90028-7)
- Pardon, P., Reubens, B., Reheul, D., Mertens, J., De Frenne, P., Coussemment, T., ... Verheyen, K. (2017). Trees increase soil organic carbon and nutrient availability in temperate agroforestry systems. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 247, 98-111. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2017.06.018>
- Paustian, K., Collins, H. P., & Paul, E. A. (1997). Management controls on soil carbon. In E. A. Paul, E. T. Elliott, K. Paustian, & C. V. Cole (Eds.). *Soil organic matter in temperate agroecosystems: Long term experiments in North America* (pp. 15-49). Boca Raton, FL, USA: CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9780367811693>
- Paustian, K., Larson, E., Kent, J., Marx, E., & Swan, A. (2019). Soil C sequestration as a biological negative emission strategy. *Frontiers in Climate*, 1, 8. <https://doi.org/10.3389/fclim.2019.00008>
- Paz, F., Balbontín, C., Etchevers, J., Martínez, M., & Ortiz, C. (2008). Análisis multifractal del carbono en los suelos 1. Función universal de escalamiento. *Terra Latinoamericana*, 26(2), 183-191.
- Paz, F., Balbontín, C., Etchevers, J., Martínez, M., & Ortiz, C. (2009). Análisis multifractal del carbono en los suelos 2. Divergencia de momentos estadísticos. *Terra Latinoamericana*, 27(3), 257-264.
- Paz, F., Balbontín, C., Etchevers, J., Martínez, M., & Ortiz, C. (2010). Análisis multifractal del carbono en los suelos 3. Estimaciones escalantes. *Terra Latinoamericana*, 28(1), 89-95.
- Paz, F., & Etchevers, J. (2016). Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 339-355.
- Paz, F., Argumedo, J., Cruz, C. O., Etchevers, J. D., & de Jong, B. (2016). Distribución espacial y temporal del carbono orgánico del suelo en los ecosistemas terrestres de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 289-310.
- Penman, J., Gytarsky, M., Hiraishi, T., Krug, T., Kruger, D., Pipatti, R., ... & Wagner, F. (2003). *Good practice guidance for land use, land-use change and forestry*. Japan: IPCC.

- PMSL (Proyecto Manejo Sostenible de Laderas). (2001). *Manejo sostenible de laderas. Regiones Cuicateca, Mazateca y Mixe, estado de Oaxaca, México*. Investigación/Desarrollo 1999-2005. Texcoco, Edo. de México, México: Colpos.
- Post, W. M., Izaurrealde, R. C., Mann, L. K., & Bliss, N. (2001). Monitoring and verifying changes of organic carbon in soil. In N. J. Rosenberg, & R. C. Izaurrealde (Eds.). *Storing carbon in agricultural soils: A multi-purpose environmental strategy* (pp. 73-99). Dordrecht: Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-017-3089-1_4
- Rasse, D. P., Rumpel, C., & Dignac, M. F. (2005). Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilization. *Plant and Soil*, 269(1), 341-356. <https://doi.org/10.1007/s11104-004-0907-y>
- Rhoades, C. C. (1996). Single-tree influences on soil properties in agroforestry: lessons from natural forest and savanna ecosystems. *Agroforestry Systems*, 35(1), 71-94. <https://doi.org/10.1007/BF02345330>
- Rumpel, C., & Kögel-Knabner, I. (2011). Deep soil organic matter – a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. *Plant and Soil*, 338, 143-158. <https://doi.org/10.1007/s11104-010-0391-5>
- Sanderman, J., & Baldock, J. A. (2010). Accounting for soil carbon sequestration in national inventories: a soil scientist's perspective. *Environmental Research Letters*, 5(3), 034003.
- Schrumpf, M., Kaiser, K., Guggenberger, G., Persson, T., Kögel-Knabner, I., & Schulze, E. D. (2013). Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals. *Biogeosciences*, 10(3), 1675-1691. <https://doi.org/10.5194/bg-10-1675-2013>
- Smith, P. (2008). Land use change and soil organic carbon dynamics. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 81(2), 169-178. <https://doi.org/10.1007/s10705-007-9138-y>
- Sollins, P., Homann, P., & Caldwell, B. A. (1996). Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, 74(1-2), 65-105. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00036-5)
- Stanford, G. (1969). Extraction of soil organic nitrogen by autoclaving in water: 2. A kinetic approach to estimating the NAOH-distillable fraction. *Soil Science*, 107(5), 323-328.
- Stockmann, U., Adams, M. A., Crawford, J. W., Field, D. J., Henakaarchchi, N., Jenkins, M., ... Zimmeermann, M. (2013). The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 164, 80-99. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.10.001>
- Uren, N. (2007). Types, amounts, and possible functions of compounds released into the rhizosphere by soil-grown plants. In R. Pinton, Z. Varanini, & P. Nanipieri (Eds.). *The rhizosphere. Biochemistry and organic substances at the soil-plant interface* (pp. 35-56). Boca Raton, FL, USA: CRC Press.
- Vergara-Sánchez, M. Á., & Etchevers-Barra, J. D. (2006). Relación entre el uso de la tierra y su fertilidad en las laderas de la Sierra Norte de Oaxaca, México. *Agrociencia*, 40(5), 557-567.
- Vergara-Sánchez, M. Á., Etchevers-Barra, J. D., & Vargas-Hernández, M. (2004). Variabilidad del9 carbono orgánico en suelos de ladera del sureste de México. *Terra Latinoamericana*, 22(3), 359-367.
- von Lützow, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, K., Marschner, B., & Flessa, H. (2006). Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. *European Journal of Soil Science*, 57(4), 426-445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>
- Wei, X., Shao, M., Fu, X., & Horton, R. (2010). Changes in soil organic carbon and total nitrogen after 28 years grassland afforestation: effect of tree species, slope position, and soil order. *Plant and Soil*, 331(1), 165-179. <https://doi.org/10.1007/s11104-009-0243-3>
- Whitmore, A. P. (1996a). Alternative kinetic laws to describe the turnover of the microbial biomass. *Plant and Soil*, 181(1), 169-173. <https://doi.org/10.1007/BF00011304>
- Whitmore, A. P. (1996b). Describing the mineralization of carbon added to soil in crop residues using second-order kinetics. *Soil Biology and Biochemistry*, 28(10-11), 1435-1442. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(96\)00153-8](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(96)00153-8)
- Zinke, P. J. (1962). The pattern of influence of individual forest trees on soil properties. *Ecology*, 43(1), 130-133. <https://doi.org/10.2307/1932049>
- Zhong, L., & Qiguo, Z. (2001). Organic carbon content and distribution in soils under different land uses in tropical and subtropical China. *Plant and Soil*, 231, 175-185. <https://doi.org/10.1023/A:1010350020951>

Patrones de la distribución del carbono orgánico por fracciones de partículas primarias del suelo

Patterns of the distribution of organic carbon by fractions of primary soil particles

Fernando Paz^{1*}, Sara Covaleda², Claudia Hidalgo³, Francisco Matus⁴, Aurelio Báez⁵, Alma S. Velázquez⁶ y Jorge D. Etchevers³

¹ GRENASER, ³ Laboratorio de Fertilidad de Suelos y Química Ambiental, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km 36.5, Montecillo. 56230 Texcoco, Estado de México, México.

* Autor para correspondencia (ferpazpel@gmail.com)

² Kibeltik Clima y Medio Ambiente A.C. Calle Tlaxcala 48, Barrio Tlaxcala. 29210 San Cristóbal de las Casas, Chiapas, México.

⁴ Laboratorio de Conservación y Dinámica de Suelos Volcánicos, Departamento de Ciencias Químicas y Recursos Naturales, Universidad de La Frontera. Avenida Francisco Salazar. 01145 Temuco, Araucanía, Chile.

⁵ Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, CE Bajío. Carretera Celaya San Miguel de Allende km 6.5. 38010 Celaya, Guanajuato, México.

⁶ Facultad de Ciencias, Campus El Cerrillo, Universidad Autónoma del Estado de México. Carretera Toluca - Ixtlahuaca km 15.5, Piedras Blancas. 50200 Toluca de Lerdo, Estado de México, México.

Editor invitado: Dr. Fernando Paz Pellat

RESUMEN

Para analizar la dinámica del carbono orgánico de los suelos (COS) asociada a su cambio de uso, de vegetación y prácticas de manejo, es necesario desarrollar modelos para usarse en forma predictiva. Un enfoque de modelación es la distribución del COS presente en los complejos organominerales primarios (arcillas, limos y arenas) ligado a las fracciones físicas. Para la separación de las fracciones físicas se emplea la dispersión del suelo por ultrasonido, paso que requiere optimizar las energías de sonicación para lograr la completa dispersión del suelo. En este trabajo se discute el modelo COLPOS y su hipótesis, así como sus posibles extensiones que consideran las masas y los enriquecimientos de las fracciones físicas del suelo, adicionalmente al análisis de las relaciones entre esas fracciones. Para analizar los patrones asociados al modelo COLPOS y sus extensiones, se analizan resultados disponibles de fraccionamientos de suelos mexicanos realizados con ultrasonido, además de tres bases de datos de fraccionamientos similares publicados en la literatura. Éstos muestran que el modelo COLPOS puede ser parametrizado en función del tamaño y masa de las partículas del suelo; aunque para el caso de las masas algunos resultados son inconsistentes.

Del análisis de los cocientes del carbono orgánico entre fracciones para dos cinéticas lineales diferentes (organomineral y organomineral más partícula) las relaciones muestran mayor dispersión que para el caso de solo considerar fracciones de una cinética.

Palabras clave: complejos organominerales y particulados, energía de dispersión, fraccionamiento físico por ultrasonido, modelo COLPOS, relación entre fracciones físicas, tamaño y masa de partículas del suelo.

SUMMARY

In order to analyze the dynamics of soil organic carbon (SOC) associated with changes in land use / vegetation and management practices, it is necessary to develop models that can be used predictively. A modeling approach is the distribution of SOC by physical fractions of the primary organomineral complexes (clays, silts and sands), using ultrasound soil dispersion techniques, where it is necessary to optimize the sonication energies to achieve complete soil dispersion. Under this consideration of complete dispersion, the COLPOS model and its hypothesis are discussed, as well as its possible extensions when

Cita recomendada:

Paz, F., Covaleda, S., Hidalgo, C., Matus, F., Báez, A., Velázquez, A. S. y Etchevers, J. D. (2022). Patrones de la distribución del carbono orgánico por fracciones de partículas primarias del suelo. *Terra Latinoamericana*, 40, 1-13. e1322. <https://doi.org/10.28940/terra.v40i0.1322>

Recibido: 14 de diciembre de 2021. Aceptado: 16 de marzo de 2022.
Artículo. Volumen 40, abril de 2022.

considering the masses and enrichments of the physical fractions of the soil, in addition to the analysis of the relationships between these fractions. To analyze the patterns associated with the COLPOS model and its extensions, the available Mexican soil fractionations using ultrasound are analyzed, in addition to three databases of similar fractionations published in the literature. The results show that the COLPOS model can be parameterized according to the size and mass of the soil particles; although for the case of the masses some results are inconsistent. From the analysis of the organic carbon ratios between fractions for two different kinetics, the relationships show greater dispersion than for the case of only kinetic fractions.

Index words: *organomineral and particulate complexes, dispersion energies, physical fractionation using ultrasound, COLPOS model, relationships between physical fractions, size and mass of soil particles.*

INTRODUCCIÓN

La dinámica del carbono orgánico de los suelos (COS) determina las emisiones de CO₂ y la captura de carbono. Ambas son consecuencia de los cambios de uso del suelo y prácticas de manejo para su uso. Los cambios pueden ser predichos mediante el empleo de modelos apropiados (Lal, 2009). La gran mayoría de los modelos que tratan la dinámica del COS contienen almacenes “virtuales” con cinéticas asociadas de primer orden (Paustian, Collins y Paul, 1997), que resultan difíciles de caracterizar con técnicas de laboratorio (Buyanosky, Aslam y Wagner, 1994; Zimmermann, Leifeld, Schmidt, Smith y Fuhrer, 2007), por lo que Elliot, Paustian y Frey (1996) propusieron un cambio de paradigma para modelar lo medible. Las técnicas experimentales para caracterizar los almacenes del COS generalmente se han asociadas al fraccionamiento físico de los suelos, porque así se evita perturbar el COS (p. ej. al cambiar el pH que pudiese ocurrir al emplear procedimientos químicos).

El fraccionamiento físico de los suelos produce diferentes productos (Christensen, 2001): materia orgánica particulada (MOP), complejos organominerales primarios (materia orgánica asociada con arcilla, limo y arena) y complejos organominerales secundarios (agregados). Entre los métodos de fraccionamiento físico, el uso del ultrasonido como

medio de dispersión (North, 1976; Christensen, 1992) es ampliamente utilizado. Sin embargo, su efectividad depende de las muestras del suelo y el tratamiento requerido (Oorts, Vanlauwe, Recous y Merckx, 2005), ya que una baja energía del ultrasonido no logra una dispersión completa y una alta produce abrasión de los suelos (Christensen, 1992) con modificaciones en la distribución del carbono.

El proceso de dispersión de los suelos puede generar contaminación de las fracciones físicas de menor tamaño por las de mayor tamaño y enmascarar los patrones de distribución del COS en las fracciones (Balesdent, Pétraud y Feller, 1991; Balesdent, Besnard, Arrouays y Chenu, 1998; Baldock y Skjemstad, 2000; Chenu y Plante, 2006). por lo que es necesario optimizar la energía de dispersión (Báez-Pérez, Hidalgo, Matus, Prat y Etchevers, 2011; Hidalgo, Paz y Etchevers, 2012; Paz, Hidalgo y Etchevers, 2012).

La literatura reporta diferentes protocolos de fraccionamiento físico de los suelos que emplea ultrasonido, los cuales pueden ser clasificados, después de la disgregación inicial del suelo con esferas de cristal y agitación o tamizado en húmedo y agitación, como: a). aplicación directa de ultrasonido a la fracción $\leq 2000 \mu\text{m}$, y después la separación de las fracciones físicas y la materia orgánica particulada (MOP) (Anderson, Saggar, Bettany y Stewart, 1981; Christensen, 1985; Covalada *et al.*, 2011); b) aplicación de ultrasonido a solo una parte de las fracciones del suelo ($< 50 \mu\text{m}$, Balesdent *et al.*, 1991; Gavinelli *et al.*, 1995, o $< 250 \mu\text{m}$, Matus *et al.*, 2011; Báez *et al.*, 2011); y, c) aplicación de baja energía a la fracción $\geq 50 \mu\text{m}$ y energía suficiente para dispersión completa a la fracción más pequeña (Balesdent *et al.*, 1998). En lo general, las fracciones $\geq 50 \mu\text{m}$ son separadas (MOS y asociada a mineral) por tamizado en húmedo por agitación mecánica y las $< 50 \mu\text{m}$ por centrifugación/sedimentación.

Para analizar el efecto de las energías de dispersión en los patrones de la distribución del COS por fracciones, en este trabajo se usa el modelo COLPOS (Componentes Organomineral, Lábil-Particulado y de Orden inerte de los Suelos) de Paz, Covalada y Etchevers (2014) y Paz, Covalada, Hidalgo, Etchevers y Matus (2016) como referencia. El modelo COLPOS caracteriza la dinámica de las fracciones del COS en función del tamaño de las partículas del suelo, que analiza los patrones de esta distribución con base en la masa de las fracciones físicas, así como el enriquecimiento de las fracciones

(Christensen, 1992) desde una perspectiva de balances de masa y de la consideración de datos experimentales del fraccionamiento completo de los suelos (Matus, 2021). Finalmente se analizan las relaciones entre las fracciones del suelo con el propósito de estimar datos faltantes de análisis de suelos para parametrizar el modelo COLPOS.

MATERIALES Y MÉTODOS

Datos Experimentales del Fraccionamiento Físico del Carbono Orgánico en Suelos Mexicanos

Existen pocos trabajos de fraccionamiento físico de los suelos con ultrasonido. Consideraremos tres ejemplos realizados por miembros de presente grupo de investigación, en los que los niveles de energía de ultrasonido que se aplicaron fueron calibrados calorimétricamente según Roscoe, Buurman y Velthorst (2000) y Oorts *et al.* (2005): (a) Suelos de cultivos agrícolas y sitios pareados de bosques-cultivos, donde se utilizó la técnica de Balesdent *et al.* (1991) y el ultrasonido se aplicó a la fracción $<250\mu\text{m}$ (Matus *et al.*, 2011). Estos autores seleccionaron el nivel de energía 910 J ml^{-1} , aunque en trabajos posteriores consideran la energía de 1365 J ml^{-1} como la requerida para dispersión completa del suelo (Hidalgo *et al.*, 2012; Paz *et al.*,

2012). La concentración de C en cada fracción de tamaño se determinó con un analizador automatizado para carbono total (marca Shimatzu, modelo 5050A). Matus *et al.* (2011) se describe la técnica utilizada, así como los sitios donde se aplicó. (b) En un trabajo complementario empleando la misma técnica, Báez *et al.* (2011) analizaron cultivos agrícolas con labranza convencional y manejo orgánico. La energía de dispersión óptima usada fue también de 1365 J ml^{-1} . Báez *et al.* (2011) describe la técnica utilizada, así como los sitios donde se aplicó. (c) Suelos con cultivos agrícolas y toposecuencia de degradación forestal. La descripción de los sitios y métodos que se usaron en este grupo de experimentos se describe en Covalada, Pajares, Gallardo y Etchevers (2006) y Covalada *et al.* (2011). El COS se determinó por combustión seca en un analizador LECO. La aplicación de ultrasonido se realizó para la fracción $<50\mu\text{m}$. Para determinar la cantidad mínima de energía necesaria para dispersar completamente las muestras, se hicieron pruebas con tres tipos de suelos, aplicando cantidades crecientes de energía a las muestras. Tras este proceso se decidió aplicar 244 J ml^{-1} a las muestras de Andosoles y Cambisoles y 354 J ml^{-1} a las muestras de Acrisoles.

En el Cuadro 1 se presentan las características de los sitios y suelos que se consideraron de los trabajos analizados de Matus *et al.* (2011) y Báez *et al.* (2011).

Cuadro 1. Características de los usos del suelo/vegetación y tipos de suelo de los trabajos de Matus *et al.* (2011) y Báez *et al.* (2011).
Table 1. Characteristics of land uses/vegetation and soil types from the works of Matus *et al.* (2011) and Baez *et al.* (2011).

Tipo de vegetación / uso del suelo	Tratamiento / Condición	Clase textural	Tipo de suelo
Cultivo	Tradicional de maíz y frijol, con menos de 30 años de establecimiento	Franca	Ferrasol
Bosque de encino	Con 40 años de existencia	Franca	
Cultivo	Tradicional de maíz y frijol, con 60 años de establecimiento	Franco arcillo limosa	Ferrasol
Bosque de liquidambar	Con 40 años de existencia	Franco limosa	
Cultivo	Tradicional de maíz y frijol, 60 años de establecimiento	Franco limosa	Ferrasol
Bosque de pino	Con 40 años de existencia	Franca	
Cultivo	Tradicional	Arcillosa	Acrisol
	Orgánico		
Cultivo	Tradicional	Franco limosa	Andosol
	Orgánico		

En el Cuadro 2 se muestran los usos del suelo/vegetación y tipos de suelo del trabajo de Covalada *et al.* (2011).

Adicionalmente a los trabajos previamente reseñados, se analizaron los datos de tres publicaciones en las que se empleó dispersión completa del suelo *sensu* Matus (2021): (a) Cronosecuencia de bosque a maíz cultivado (7 y 35 años), profundidad de 0 a 30 cm, de Balesdent *et al.* (1998), que empleó dos niveles de sonicación, uno ligero para las fracciones > 50 μm y otro para dispersión completa de las fracciones $\leq 50 \mu\text{m}$. (b) Sitios pareados de praderas y cultivos (> 5 años) para distintos tipos de suelo (Gleysoles) a la profundidad de 2 a 8 cm en Quebec, Canadá (Elustondo, Angers, Laverdier y N'Dayegamiye, 1990), en los que el fraccionamiento utilizado fue el Christensen (1985). (c) Secuencia de degradación (> 10 años) de bosque (tipo sabana, vegetación "Cerrado") en Goias, Brasil (Freitas, Blancaneaux, Gavinelli, Larré y Feller, 2000), profundidad de 0 a 10 cm (Latosoles), donde la técnica de Gavinelli *et al.* (1995) fue utilizada para el fraccionamiento.

En los análisis de la sección siguiente se utilizaron los datos muestrales individuales y no valores promedio, ya que esta operación transforma líneas rectas en puntos, en el contexto del modelo COLPOS (Paz *et al.*, 2014 y 2016) utilizadas como referencia.

Modelo COLPOS y Balances de Masa

El modelo COLPOS fracciona los complejos organominerales y particulados primarios en tres grupos: carbono orgánico particulado (C_p), carbono organomineral (C_m) y carbono orgánico inerte (COI). Para la división entre solo carbono organomineral y la mezcla particulada y organomineral se utiliza el tamaño de partículas de 50 μm .

El fraccionamiento físico del suelo en compartimentos, se basa en la hipótesis que la accesibilidad al C por la biomasa microbiana es el factor que controla la cinética de las reacciones y no la recalcitrancia del material (Dungait, Hopkins, Gregory y Whitmore, 2012). Las fracciones C_p y C_m tienen cinéticas diferentes (Carter, Angers, Gregorich y Bolinder, 2003; Skjemstad, Spouncer, Cowie y Swift, 2004; Lavalley, Soong y Cotrufo, 2019), por lo que pueden diferenciarse entre sí. Adicionalmente, al igual que algunos modelos de cinéticas lineales de primer orden con tres compartimentos o almacenes, donde uno de ellos es de tipo inerte (Verberne, Hassink, de Willigen, Groot y Van Veen, 1990; Hansen, Jensen, Nielsen y Svendsen, 1991), el modelo COLPOS usa el almacén COI, el cual tiene tiempos de residencia de cientos a miles de años. Este almacén ha sido utilizado por modelos más complejos como el RothC (Coleman

Cuadro 2. Características de los usos del suelo/vegetación y tipos de suelo de los trabajos de Covalada *et al.* (2011).

Table 2. Characteristics of land uses/vegetation and soil types from the works of Covalada *et al.* (2011).

Tipo de vegetación / uso del suelo	Tratamiento / Condición	Clase textural	Tipo de suelo
Pastizal (vegetación secundaria)	Ninguno	Franco arcillo limoso	Andosol
Bosque pino-encino conservado	Ninguno	Franco arcillo limoso y franco limoso	Andosol
Bosque pino-encino degradado	Ninguno	Franco arcillo limoso	Andosol
Bosque pino-encino con extracción de leña	Ninguno	Arcillo limoso	Cambisol
Bosque Pino-Encino degradado	Ninguno	Franco arcillo limosa y arcillo limosa	Cambisol
Cultivo	Recién abandonado	Franco arcilloso y franco arcillo limoso	Andosol
Bosque pino-encino degradado	Ninguno	Arcillo limoso	Andosol
Bosque pino-encino degradado	Ninguno	Franco arcillo limosa	Acrisol
Cultivo	Tradicional, muestreado en 2000	Arcilloso	Acrisol
Cultivo	Tradicional, muestreado en 2002	Arcillosa	Acrisol
Sin uso (sin vegetación aparente)	Ninguno	Arcilloso	Acrisol
Pastizal	Ninguno	Arcilloso	Acrisol

y Jenkinson, 1996) para obtener mejores ajustes a los datos experimentales (Jenkinson, 1990).

La Figura 1a muestra el modelo (tri-lineal) del carbono orgánico total (C_t) en función de $1/T_f$, donde T_f es el tamaño de las partículas para la fracción f y, la Figura 1b el carbono organomineral (C_m) contra $1/T_f$ (bi-lineal). En términos cuantitativos, el modelo COLPOS está definido por (caso de C_t):

Fracción $0 \leq 1/T_f \leq 1/50$:

$$C_f = C_t - r \left(\frac{1}{T_f} \right) \quad (1)$$

Fracción $1/50 \leq 1/T_f \leq 1/T_{COI}$:

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

Fracción $1/T_{COI} \leq 1/T_f$:

$$C_f = COI \quad (3)$$

donde: r y q son las pendientes de las líneas rectas definidas en la Figura 1, las cuales pueden ser estimadas a partir de C_{50} y C_t o C_m . En todos los casos $1/T_f$ tiene descontado el valor $1/2000$, que representa el valor máximo del tamaño de las partículas de $2000 \mu\text{m}$. $C_p (= C_t - C_m)$ es el carbono orgánico particulado y C_{50} representa el carbono orgánico de la fracción arcilla más limo ($50 \mu\text{m}$).

El valor del COI puede determinarse del cuadro de valores de este almacén para los diferentes usos del suelo y vegetación de México mostrado en Paz y Etchevers (2016). Definido el valor del COI, $1/T_{COI}$ puede estimarse de (Paz *et al.*, 2016):

$$\frac{1}{T_{COI}} = 0.68 + 0.08COI \quad (4)$$

Usando el COS con referencia a la masa total de suelo (g C /kg suelo), para dos almacenes a y b cualesquiera, los balances de masa están dados por:

$$C_t M_t = C_a M_a + C_b M_b \quad (5)$$

$$M_t = M_a + M_b \quad (6)$$

Dado que $M_t = 1$ (un kilo de suelo, como referencia), con M_a y M_b como fracciones, la relación (5) es equivalente a:

$$C_t = C_a + C_b \quad (7)$$

En el caso de considerar al almacén COI, las relaciones permanecen intactas al cambiar C_t por $(C_t - COI)$.

Paz *et al.* (2014) consideraron la relación (7) usando el formato:

$$C_t = \left(\frac{C_t - C_b}{C_a - C_b} \right) C_a + \left(\frac{C_t - C_a}{C_a - C_b} \right) C_b \quad (8)$$

que se simplifica al usar $C_a = C_t - C_b$ y $C_b = C_t - C_a$ a:

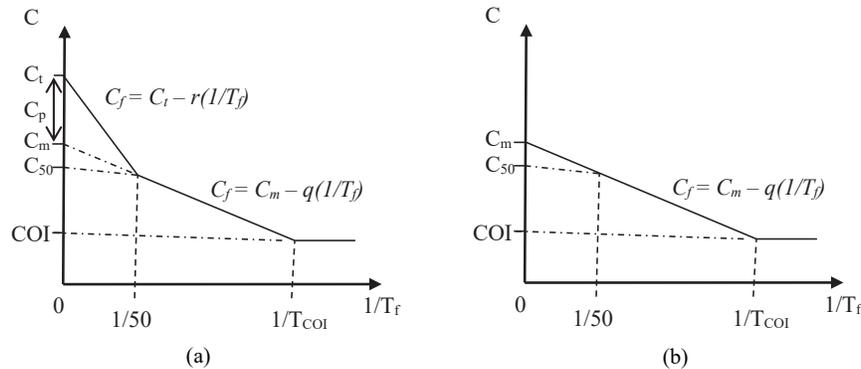


Figura 1. Modelo COLPOS en el espacio: (a) $1/T_f - C_t$ y (b) $1/T_f - C_m$.
Figure 1. COLPOS model in space: (a) $1/T_f - C_t$ and (b) $1/T_f - C_m$.

$$C_t = \left(\frac{C_a}{C_a - C_b} \right) C_a + \left(\frac{C_b}{C_a - C_b} \right) C_b \quad (9)$$

Usando la hipótesis:

$$\frac{T_b}{T_a} = \frac{C_b}{C_a} \quad (10)$$

La relación (9) puede plantearse como:

$$C_t = \left(\frac{T_a}{T_a - T_b} \right) C_a + \left(\frac{T_b}{T_a - T_b} \right) C_b \quad (11)$$

La cual es equivalente a los modelos lineales por grupos de fracciones del modelo COLPOS (Paz *et al.*, 2014).

En forma similar al uso de T_f es posible usar las masas de las fracciones (M_f en %) y la hipótesis:

$$\frac{M_b}{M_a} = \frac{C_b}{C_a} \quad (12)$$

Que al igual que $1/T_f$ los valores de $1/M_f$ debe descontarse el valor $1/100$, correspondiente a la fracción máxima de la masa (100 %). La relación (12) implica que solo hay que cambiar $1/T_f$ por $1/M_f$ en el modelo de la Figura 1 y que hay una relación lineal entre $1/T_f$ y $1/M_f$.

Para considerar en forma explícita las masas de las fracciones físicas del suelo, es necesario utilizar el concepto de enriquecimiento de las fracciones (E_f) (Christensen, 1992):

$$E_f = \frac{C_{ff}}{C_t} \quad (13)$$

donde: C_{ff} es la concentración de la fracción f con relación a la masa de la fracción (g C / kg fracción). El balance de masas queda entonces como:

$$C_t M_t = C_{af} M_a + C_{bf} M_b \quad (14)$$

que, en función de E_f puede ponerse como:

$$1 = E_a M_a + E_b M_b \quad (15)$$

que es simplemente la relación (7) dividida entre C_t .

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Fraccionamientos de Matus *et al.* (2011), Báez *et al.* (2011) y Covalada *et al.* (2011)

Haciendo uso de los datos de Covalada *et al.* (2011) se determinaron los niveles de energía (tiempos de sonicación) óptimos para la dispersión total del suelo. La Figura 2 muestra el efecto de la energía en el modelo COLPOS, Figura 1b, para el caso organomineral C_m . Cuando se aplican bajos niveles de energía de ultrasonido (tiempos cortos de sonicación), el modelo tiene un comportamiento tipo logarítmico (Paz *et al.*, 2016), y al incrementarse la energía de sonicación cambia a un modelo lineal, variando su pendiente al incrementarse la energía. Así, los parámetros del modelo COLPOS son dependientes del nivel de dispersión de los suelos.

En el modelo COLPOS, la relación C_{50}/C_t es utilizada para parametrizarlo (Paz *et al.*, 2014 y 2016)

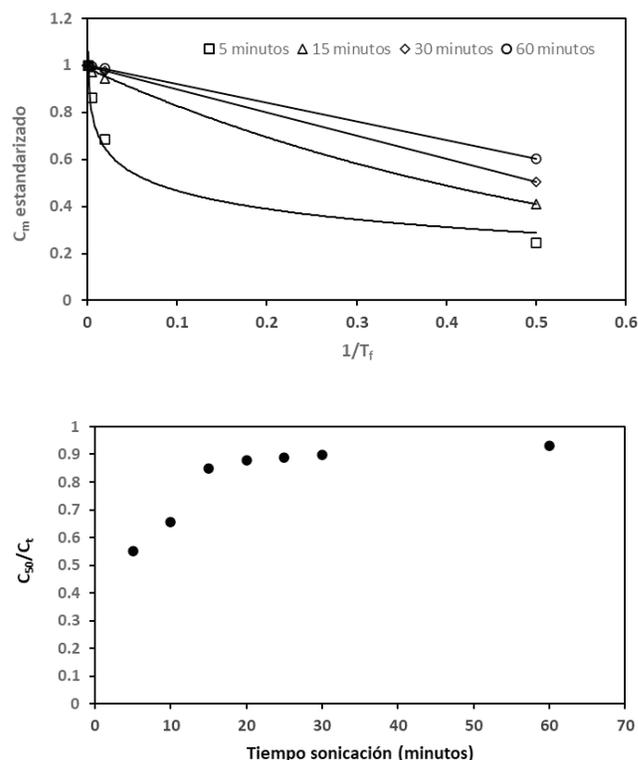


Figura 2. Efecto de la energía de ultrasonido (tiempos de sonicación) aplicada en la dispersión de los suelos en el C_m .
Figure 2. Effect of applied ultrasound energy (sonication times) on soil dispersion in C_m .

plantea una relación universal aplicable a todos los suelos, similar a lo discutido por Matus (2021). En el contexto de la saturación de los almacenes del COS, la fracción C_{50} contra C_t (como subrogado del ingreso de carbono orgánico al suelo) se utiliza para revisar su saturación (relación lineal que tiende a una línea recta horizontal) (Hassink, 1997; Carter *et al.*, 2003); aunque también se ha analizado solo la fracción arcilla, la cual puede estar saturada y la fracción limo no (Matus *et al.*, 2016). En la Figura 2 se muestra que C_{50}/C_t es dependiente del tiempo de sonicación (energía de ultrasonido), por lo que para analizar su patrón es necesario revisar si los suelos han sido dispersados totalmente (Matus, 2021).

Del análisis de los muestreos ($N = 59$ suelos, $n = 236$ muestras de fracciones) de trabajos realizados en México, con el uso del modelo COLPOS (Figura 2b) para solo el carbono organomineral C_m , se obtienen los resultados que muestra la Figura 3, correspondientes al modelo ajustado ($R^2 > 0.99$).

Ahora bien, si se cambia $1/T_f$ por $1/M_f$ en el modelo COLPOS, se obtiene como resultados de este ajuste, lo que se muestra en la Figura 4 CON buenos ajustes ($R^2 > 0.99$). Como resultado de estos ajustes, se tiene la relación lineal $(1/M_f) = a + b(1/T_f)$. La Figura 5 muestra los resultados obtenidos de estimar $(1/M_f)$ de $(1/T_f)$, donde los ajustes resultaron buenos ($R^2 > 0.99$).

Si se usa la base de datos de Covalada *et al.* (2011), la Figura 6 muestra el resultado de ajustar el modelo COLPOS usando $1/T_f$ y $1/M_f$ para usos del suelo con diferentes perturbaciones (degradación de los bosques o cambios de uso del suelo). En el caso de usar $(1/T_f)$

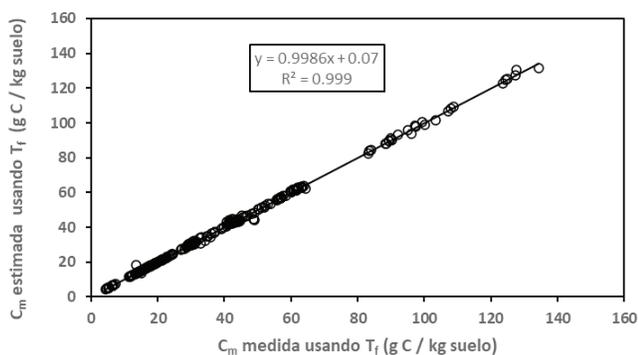


Figura 3. Resultados del ajuste del modelo $1/T_f$ contra C_m (Figura 2b) a las fracciones individuales obtenidas de los suelos mexicanos.

Figure 3. Results of the adjustment of the $1/T_f$ versus C_m model (Figure 2b) to the individual fractions obtained from Mexican soils.

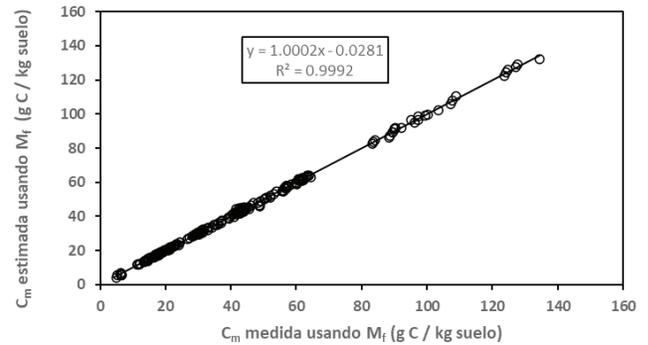


Figura 4. Resultados del ajuste del modelo $1/M_f$ contra C_m a las muestras individuales del fraccionamiento de los suelos mexicanos.

Figure 4. Results of the adjustment of the model $1/M_f$ versus C_m to the individual samples of the fractionation of Mexican soils.

el efecto de la masa de las fracciones no es visible, pudiendo compararse casos de suelos con texturas muy diferentes. Al usar $1/M_f$, la masa de las fracciones (p. ej. masa de arcilla más limo y arcilla) define patrones diferentes, tal como se observa en la Figura 6, los cuales definen los parámetros r y q (Figura 1a).

Otros Fraccionamientos

Para el caso de la cronosecuencia de bosque a cultivo de maíz de Balesdent *et al.* (1998), la Figura 7 muestra los patrones del ajuste del modelo COLPOS para C_t y C_m usando $1/T_f$ (Figura 1). En lo general, al ser perturbado el suelo las pendientes r y q (Figura 1) reflejan esta degradación del COS (perdida de C_t y C_m).

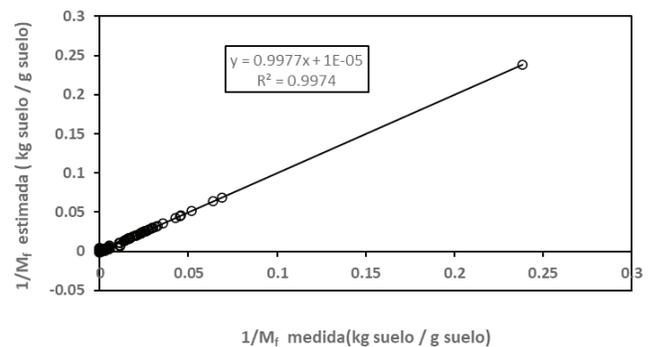


Figura 5. Resultados del ajuste del modelo lineal $1/T_f$ contra $1/M_f$ a las muestras individuales del fraccionamiento de los suelos mexicanos.

Figure 5. Results of the adjustment of the linear model $1/T_f$ versus $1/M_f$ to the individual samples of the fractionation of Mexican soils.

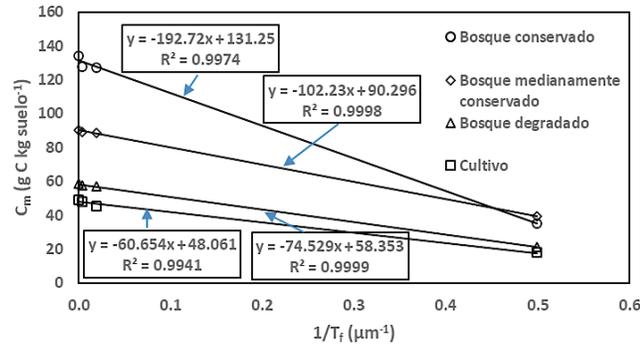
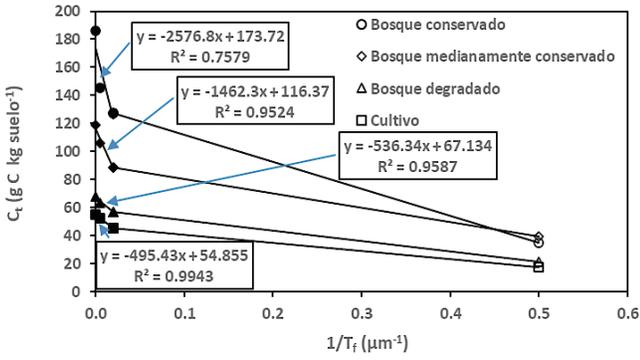


Figura 6. Ajuste del modelo COLPOS ver contra $1/T_f$ y $1/M_f$ para una secuencia de perturbación. Fuente: Covaleda *et al.* (2011).

Figure 6. Adjustment of the COLPOS model versus $1/T_f$ and $1/M_f$ for a disturbance sequence. Source: Covaleda *et al.* (2011).

El modelo COLPOS usando $1/M_f$ fue ajustado a la cronosecuencia analizada. La Figura 8 muestra los resultados obtenidos para C_m , que muestra pendientes similares al caso de $1/T_f$ (diferentes unidades, $1/T_f$ en miles y $1/M_f$ en cientos).

De las Figuras 7 y 8, cuando los suelos analizados tienen la misma textura o ésta es muy similar, el modelo usando $1/T_f$ asemeja al definido en función de $1/M_f$.

El uso del enriquecimiento (E) para C_m en función de $1/T_f$ esta mostrado en la Figura 9, donde las pendientes tienen un patrón inverso al mostrado al usar C_m (Figura 7). Este formato de representación del modelo COLPOS resulta más fácil de interpretar ya que usa fracciones relativas (C_f/C_t) que convergen a un punto común (1.0).

Los sitios pareados praderas naturales contra cultivos de Elustondo *et al.* (1990) muestran patrones de C_m contra $1/T_f$ del modelo COLPOS (Figura 1b),

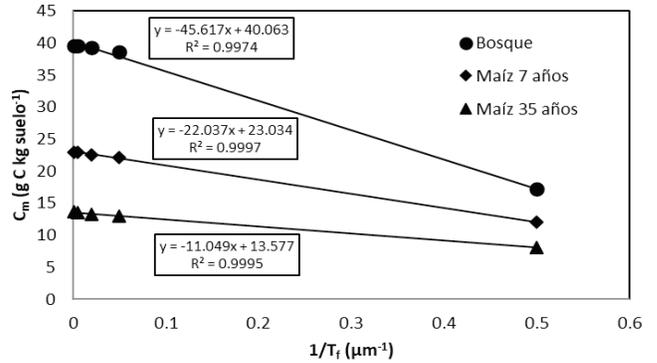
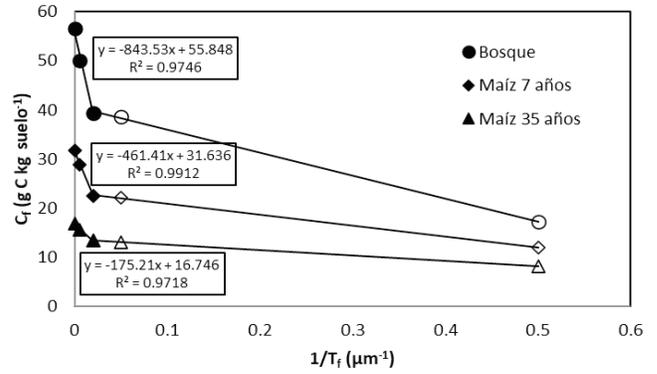


Figura 7. Ajuste del modelo COLPOS para C_t (arriba) y C_m (abajo) usando $1/T_f$ para la cronosecuencia de Balesdent *et al.* (1998).

Figure 7. Adjustment of the COLPOS model for C_t (top) and C_m (bottom) using $1/T_f$ for the chronosequence Balesdent *et al.*

pero para el caso de usar $1/M_f$, estos patrones difieren de los analizados (Figura 10). Algo similar se presenta para el caso de la secuencia de perturbación de bosque tipo sabana a pasto degradado de largo plazo (Freitas *et al.*, 2000), tal como se muestra en la Figura 11.

Los patrones observados en las Figuras 10 y 11 son difíciles de interpretar ya que pueden ser simplemente errores experimentales o planteamientos que el modelo COLPOS no es generalizable al caso de $1/M_f$.

Patrones entre Razones de Fracciones Físicas del Carbono Orgánico de los Suelos

Para el caso de los suelos mexicanos analizados, las relaciones C_{50}/C_t y C_t/C_{50} están mostradas en la Figura 12. Las relaciones previas mostradas en Paz *et al.* (2014 y 2016) difieren de las mostradas en la Figura 12 dado que no se consideraron suelos endurecidos (tepetates) y se agregó el valor de la muestra con C_t

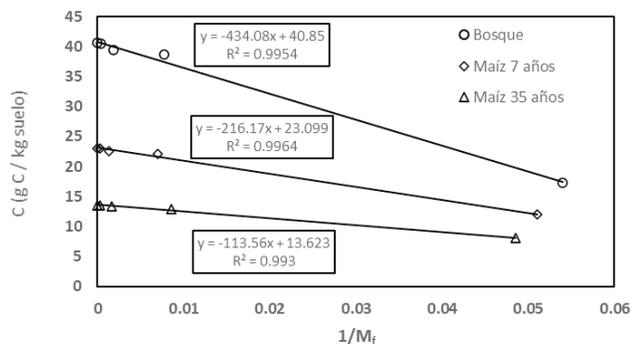


Figura 8. Ajuste del modelo COLPOS para C_m usando $1/M_f$ para la cronosecuencia de Balesdent *et al.* (1998).
Figure 8. Adjustment of the COLPOS model for C_m using $1/M_f$ for the chronosequence Balesdent *et al.* (1998).

máximo, no considerado previamente. Los patrones mostrados en la Figura 12 muestran dispersión, la cual es producto de considerar dos patrones lineales (Figura 1a), donde C_i corresponde a la mezcla carbono orgánico particulado más organomineral y C_{50} a solo organomineral, por lo que el valor del almacén de carbono orgánico particulado (C_p) influye en la relación. El almacén C_p varía en función del grado de perturbación del suelo (Figura 7), para una misma textura del suelo.

Con el uso de la consideración de establecer relaciones de razones de las fracciones físicas del COS para cinéticas similares, se analizaron éstas solo para el caso de carbono organomineral (C_m , Figura 1b). En el caso de los datos de Matus *et al.* (2011) y Báez *et al.* (2011), la fracción entre 50 y 2000 μm (solo organomineral) utilizada fue de 250 μm y para

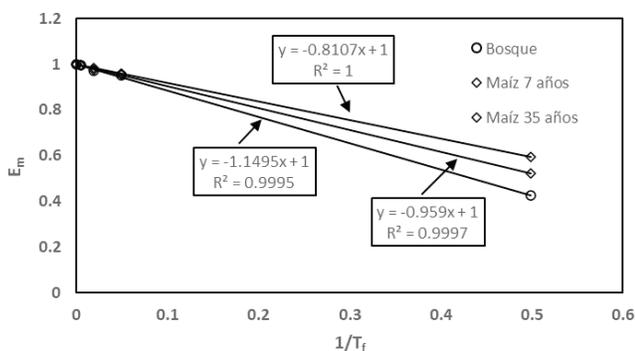


Figura 9. Modelo COLPOS en formato de enriquecimientos para C_m , para la cronosecuencia de Balesdent *et al.* (1998).
Figure 9. COLPOS model in enrichment format for C_m , for the chronosequence of Balesdent *et al.* (1998).

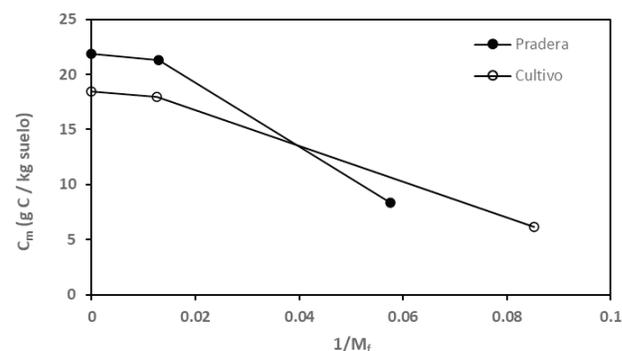
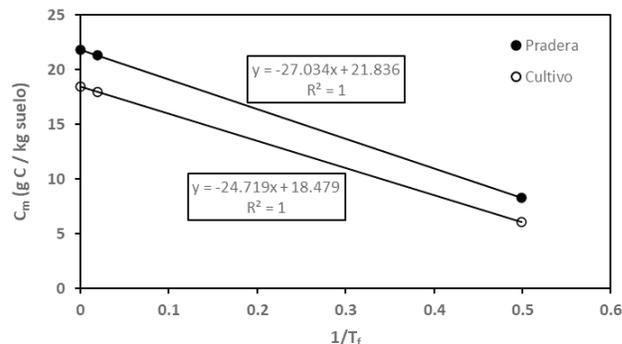


Figura 10. Patrones del modelo COLPOS para C_m contra $1/T_f$ y $1/M_f$ para sitios pareados de praderas naturales y cultivos. Fuente: Elustondo *et al.* (1990).
Figure 10. COLPOS model patterns for C_m versus $1/T_f$ and $1/M_f$ for paired natural grassland and crop sites. Source: Elustondo *et al.* (1990).

Covaleda *et al.* (2011) fue 200 μm . La Figura 13 muestra las relaciones $C_{m250} - C_{50}$ y $C_{m200} - C_{50}$, además de $C_m - C_{50}$, donde C_m es el total, para los suelos mexicanos analizados. Se observa, en lo general, que la dispersión de las relaciones es menor que en el caso de la Figura 12.

Para tener una perspectiva de las relaciones entre C_{50} y el C_f de fracciones menores de 50 μm , se analizaron los datos de Six, Conant, Paul y Paustian (2002) discutidos por Paz *et al.* (2016) para la fracción de C en la fracción 20 μm (C_{20}). La Figura 14 muestra la relación entre C_{20} y C_{50} obtenida del análisis, donde la dispersión de la relación mostrada es pequeña, similar a los casos mostrados en la Figura 13.

Tal como se muestra en Paz *et al.* (2014), las relaciones entre C_{50} y la fracción de C de las arcillas muestra alta dispersión, por lo que las relaciones de la fracción arcilla más limo con las fracciones alrededor de 2 μm de las arcillas se espera sea con mayor dispersión al del uso de las fracciones $\geq 20 \mu\text{m}$.

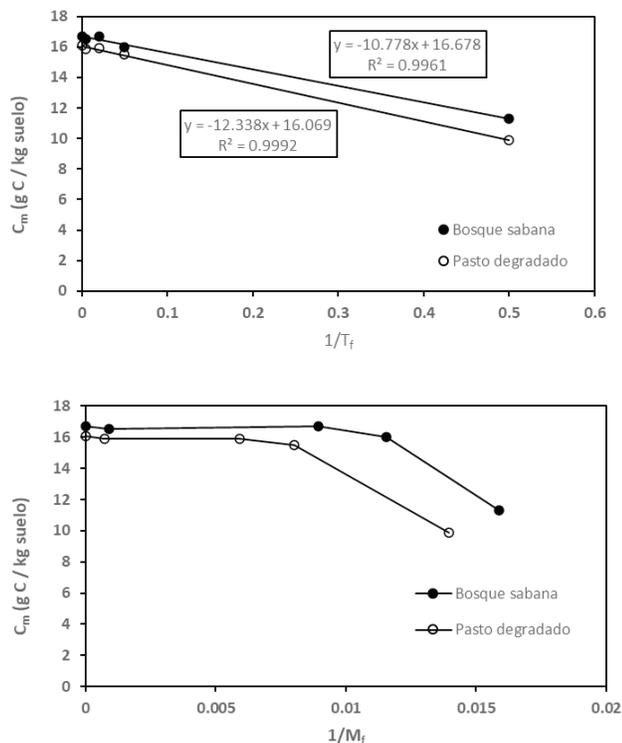


Figura 11. Patrones del modelo COLPOS para C_m contra $1/T_f$ y $1/M_f$ para secuencia de perturbación de bosque tipo sabana a pastos degradados. Fuente: Freitas *et al.* (2000).

Figure 11. COLPOS model patterns for C_m versus $1/T_f$ and $1/M_f$ for disturbance sequence from savanna-type forest to degraded pasture. Source: Freitas *et al.* (2000).

Discusión de los Resultados

El modelo COLPOS parametrizado en función de $1/T_f$ para C_t y C_m tiene buenos ajustes experimentales ($R^2 > 0.99$) a los datos medidos en fraccionamientos físicos usando ultrasonido. Usando una relación lineal entre $1/T_f$ y $1/M_p$, el modelo COLPOS puede ser parametrizado en función de $1/M_p$, que para el caso de los suelos mexicanos analizados mostró buenos ajustes ($R^2 > 0.99$), pero para dos casos publicados en la literatura los patrones encontrados difieren de los esperados. Esto puede ser debido a la recuperación de las masas en las determinaciones de laboratorio u otros errores, por lo que se requiere el análisis de más bases de datos con dispersión completa del suelo, ya que el grado de dispersión incide en los patrones del modelo COLPOS y las razones entre las fracciones físicas del COS.

Para el caso donde la textura es igual o cercana, para distintos usos del suelo o prácticas de manejo,

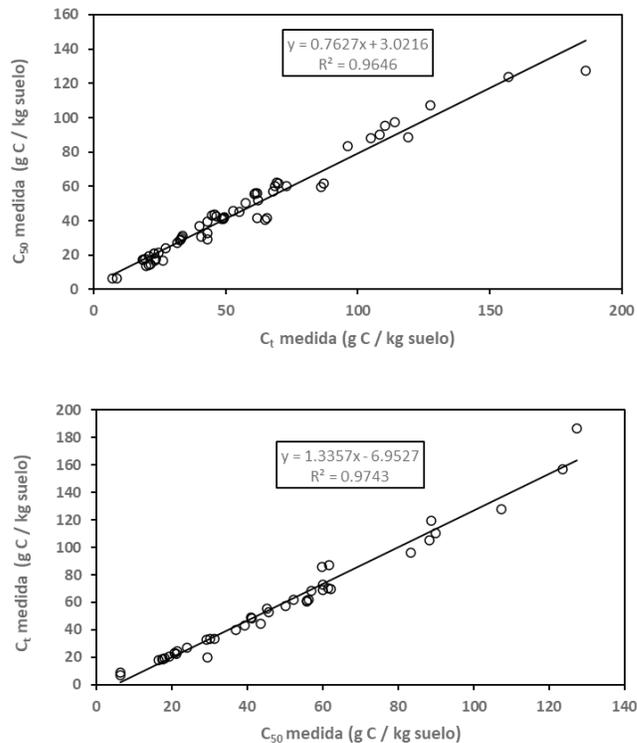


Figura 12. Relaciones $C_t - C_{50}$ y $C_{50} - C_t$ para los suelos mexicanos analizados.

Figure 12. $C_t - C_{50}$ and $C_{50} - C_t$ relationships for the Mexican soils analyzed.

el modelo COLPOS para $1/T_f$ y $1/M_f$ muestran patrones (pendientes) similares, por lo que puede ser usado para analizar los patrones dinámicos de cambios asociados a perturbaciones, dejando fijo el efecto de la textura del suelo.

El caso del uso del enriquecimiento de las fracciones (E_p) es similar al caso de $1/T_f$ y fracciones de C divididas entre C_t o C_m , pero resulta en patrones más fáciles de interpretar (un solo parámetro).

Las relaciones de la Figura 11 difieren en algo de las generales definidas en Paz *et al.* (2016) y Matus (2021), por lo que el concepto de universalidad debe ser revisado para considerar además de la textura al almacén de C_p .

En lo general, las relaciones de las diferentes fracciones de solo la parte organomineral para estimar C_{50} muestran poca dispersión y son estables, por lo que es necesario replantear el modelo COLPOS, y otras aproximaciones, al eliminar la parte del carbono orgánico particulado y realizar análisis por tipo de cinética del modelo.

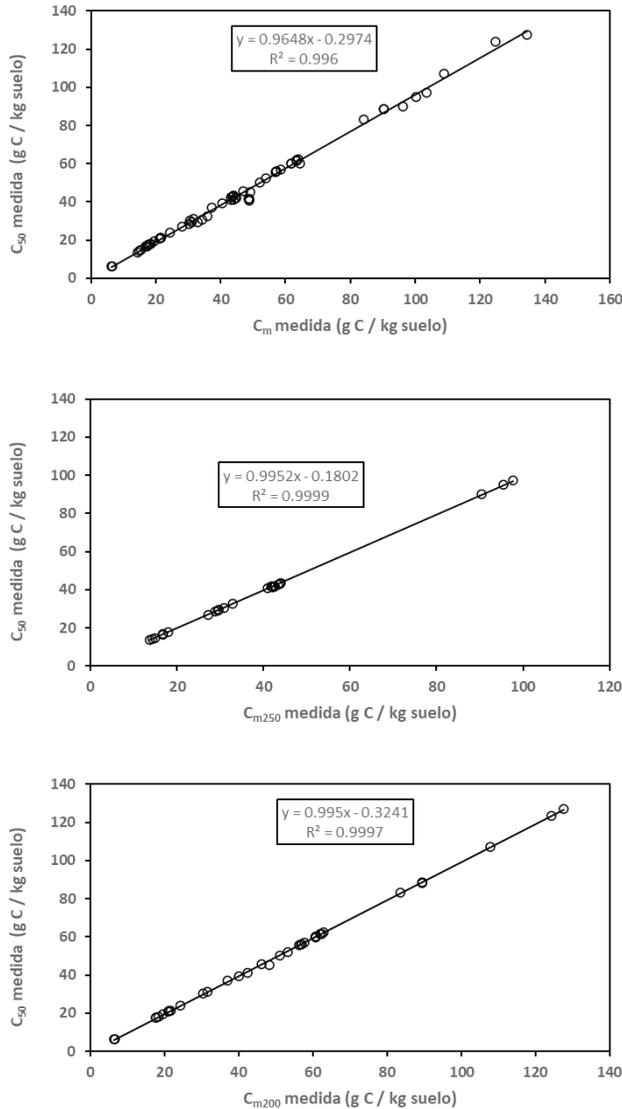


Figura 13. Relaciones entre $C_m - C_{50}$, $C_{m250} - C_{50}$ y $C_{m200} - C_{50}$ para los suelos mexicanos analizados.

Figure 13. Relationships between $C_m - C_{50}$, $C_{m250} - C_{50}$ and $C_{m200} - C_{50}$ for the Mexican soils analyzed.

CONCLUSIONES

El análisis de los patrones del modelo COLPOS para $1/T_f$ y $1/M_f$ para los suelos mexicanos analizados mostró resultados buenos ($R^2 > 0.99$), aunque en un par de casos analizados de fraccionamientos publicados en la literatura los patrones no fueron como los esperados, por lo que se requiere de un análisis usando bases de datos con dispersiones totales de los suelos, además de recuperación de masas completas o cercanas a este objetivo.

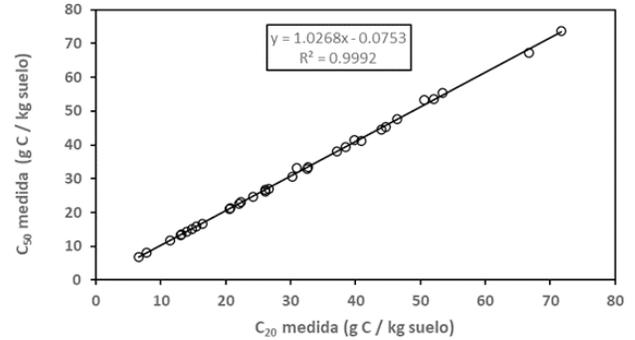


Figura 14. Relación entre C_{20} y C_{50} para los datos analizados en Six *et al.* (2002) y revisados en Paz *et al.* (2016).

Figure 14. Relationship between C_{20} and C_{50} for data analyzed in Six *et al.* (2002) and reviewed in Paz *et al.* (2016).

Del análisis de las razones entre el C de las fracciones físicas del suelo se puede concluir que la dispersión encontrada entre C_{50} y C_t es producto, dejando fija la textura, de dos cinéticas diferentes, por lo que es necesario considerar al carbono orgánico particulado en estos análisis.

Para una cinética dada (organomineral), las razones entre las fracciones muestran poca dispersión, a excepción de las fracciones alrededor de $2 \mu\text{m}$ (arcillas); aunque no está claro si esto es debido a dispersión incompletas del suelo, por lo que requiere de su revisión.

DECLARACIÓN DE ÉTICA

No aplicable.

CONSENTIMIENTO PARA PUBLICACIÓN

No aplicable.

DISPONIBILIDAD DE DATOS

Los datos están disponibles de los autores previa solicitud razonable.

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses en competencia.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

Conceptualización y diseño: F.P.P. Protocolo de laboratorio y supervisión: C.H., S.C., F.M., A.B. y J.E. Revisión resultados: F.P. y A.V. Escritura: F.P. y A.V. Revisión manuscrito: J.E. y F.M.

LITERATURA CITADA

- Anderson, D. W., Saggari, S., Bettany, J. R., & Stewart, J. W. B. (1981). Particle size fractions and their use in studies of soil organic matter: I. The nature and distribution of forms of carbon, nitrogen, and sulfur. *Soil Science Society of America Journal*, 45(4), 767-772. <https://doi.org/10.2136/sssaj1981.03615995004500040018x>
- Báez-Pérez, A., Hidalgo-Moreno, C. I., Matus-Baeza, F., Prat, C., & Etchevers-Barra, J. D. (2011) Fraccionamiento y acumulación de carbono orgánico en tres suelos volcánicos degradados de México. En J. F. Gallardo-Lancho (Coord.). *Materia orgánica edáfica y captura de carbono en sistemas iberoamericanos* (pp. 61-79). Salamanca, España: Red POCAIBA, SiFyQA.
- Baldock, J. A., & Skjemstad, J. O. (2000). Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Organic Geochemistry*, 31(7-8), 697-710. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00049-8](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00049-8)
- Balesdent, J., Besnard, E., Arrouays, D., & Chenu, C. (1998). The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. *Plant and Soil*, 201(1), 49-57. <https://doi.org/10.1023/A:1004337314970>
- Balesdent, J., J. P. Pétraud, J. P., & Feller, C. (1991). Effets des ultrasons sur la distribution granulométrique et matières organiques des sols. *Science du Sol*, 29(2), 95-106.
- Buyanosky, G. A., Aslam, M., & Wagner, G. H. (1994). Carbon turnover in soil physical fractions. *Soil Science Society of America Journal*, 58(4), 1167-1173. <https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800040023x>
- Carter, M. R., Angers, D. A., Gregorich, E. G., & Bolinder, M. A. (2003). Characterizing organic matter retention for surface soils in eastern Canada using density and particle size fractions. *Canadian Journal of Soil Science*, 83(1), 11-23. <https://doi.org/10.4141/S01-087>
- Chenu, C., & Plante, A. F. (2006). Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: revisiting the concept of the 'primary organo-mineral complex'. *European Journal of Soil Science*, 57(4), 596-607. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00834.x>
- Christensen, B. T. (1985). Carbon and nitrogen in particle size fractions isolated from Danish arable soils by ultrasonic dispersion and gravity-sedimentation. *Acta Agriculturae Scandinavica*, 35(2), 175-187. <https://doi.org/10.1080/00015128509435773>
- Christensen, B. T. (1992). Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. In B. A. Stewart (Eds.). *Advances in Soil Science*, vol. 20 (pp. 1-90). New York, NY, USA: Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-2930-8_1
- Christensen, B. T. (2001). Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European Journal of Soil Science*, 52(3), 345-353. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2001.00417.x>
- Coleman, K., & Jenkinson, D. S. (1996). RothC-26.3: A model of the turnover of carbon in soil. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic matter models using existing long-term datasets* (pp. 237-246). Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_17
- Covaleda, S., Pajares, S., Gallardo, J. F., & Etchevers, J. D. (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. *Organic Geochemistry*, 37(12), 1943-1948. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.09.001>
- Covaleda, S., Gallardo, J. F., García-Oliva, F., Kirchmann, H., Prat, C., Bravo, M., & Etchevers, J. D. (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*, 27(2), 186-194. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2011.00341.x>
- Freitas, P. L., Blancaneaux, P., Gavinelli, E., Larré-Larrouy, M. C., & Feller, C. (2000). Nível e natureza do estoque orgânico de Latossolos sob diferentes sistemas de uso e manejo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 35, 157-170.
- Dungait, J. A. J., Hopkins, D. W., Gregory, A. S., & Whitmore, A. P. (2012) Soil organic turnover is governed by accessibility not recalcitrance. *Global Change Biology*, 18(6), 1781-1796. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2012.02665.x>
- Elliot, E. T., Paustian, K., & Frey, S. D. (1996). Modeling the measurable or measuring the modelable: a hierarchical approach to isolating meaningful soil organic matter fractionations. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic matter models* (pp. 161-179). Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_12
- Elustondo, J., Angers, D. A., Laverdier, M. R., & N'Dayegamiye, A. (1990). Étude comparative de l'agrégation et de la matière organique associée aux fractions granulométriques de sept sols sous culture de maïs ou en prairie. *Canadian Journal of Soil Science*, 70(3), 395-402. <https://doi.org/10.4141/cjss90-039>
- Gavinelli, E., Feller, C., Larré-Larrouy, M. C., Bacye, B., Djegui, N., & Nzila, J. D. (1995). A routine method to study soil organic matter by particle-size fractionation: examples for tropical soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 26(11-12), 1749-1760. <https://doi.org/10.1080/00103629509369406>
- Hansen, S., Jensen, H. E., Nielsen, N. E., & Svendsen, H. (1991). Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in Winter wheat using the Danish simulation model DAISY. *Fertilizer Research*, 27(2), 245-259. <https://doi.org/10.1007/BF01051131>
- Hassink, J. (1997). The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant and Soil*, 191(1), 77-87. <https://doi.org/10.1023/A:1004213929699>
- Hidalgo, C., Paz, F., & Etchevers, J. (2012). Efecto de las energías de dispersión en la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas del suelo. En F. Paz, M. Bazan, R. M. Cuevas, & V. Saynes (Eds.). *Dinámica del carbono en el suelo 2012* (pp. 66-72). Texcoco, Estado de México, México: PMC-SMCS.

- Jenkinson, D. S. (1990). The turnover of organic carbon and nitrogen in soil. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, 329(1255), 361-368. <https://doi.org/10.1098/rstb.1990.0177>
- Lal, R. (2009). Challenges and opportunities in soil organic matter research. *European Journal of Soil Science*, 60(2), 158-169. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01114.x>
- Lavallee, J. M., Soong, J. L., & Cotrufo, M. F. (2019). Conceptualizing soil organic matter into particulate and mineral-associated forms to address global change in the 21st century. *Global Change Biology*, 26(1), 261-273. <https://doi.org/10.1111/gcb.14859>
- Matus, F. (2021). Fine silt and clay content is the main factor defining maximal C and N accumulation in soils: a meta-analysis. *Scientific Reports*, 11, 6438. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-84821-6>
- Matus, F., Hidalgo, C., Monreal, C., Estrada, I., Fuentes, M., & Etchevers, J. (2011). Land use impacts on physical-based soil organic matter fractions on three hillside ferrasols in Mexico. *Chilean Journal of Agricultural Research*, 71(2), 283-292.
- Matus, F., Garrido, E., Hidalgo, C., Paz, F., Etchevers, J., Merino, C., & Báez, A. (2016). Carbon saturation in the silt and clay particles in soils with contrasting mineralogy. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 311-319.
- North, P. F. (1976). Towards an absolute measurement of soil structural stability using ultrasound. *European Journal of Soil Science*, 27(4), 451-459. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1976.tb02014.x>
- Oorts, K., Vanlauwe, B., Recous, S., & Merckx, R. (2005). Redistribution of particulate organic matter during ultrasonic dispersion of highly weathered soils. *European Journal of Soil Science*, 56(1), 77-91. <https://doi.org/10.1111/j.1351-0754.2004.00654.x>
- Paz, F., Hidalgo, C., & Etchevers, J. (2012). Análisis y modelación de las energías de dispersión en la distribución del carbono orgánico en los suelos por fracciones físicas. En F. Paz, & R. Cuevas (Eds.). *Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México: Síntesis a 2011* (pp. 240-247). Serie síntesis nacionales. Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono. ISBN 978-607-715-085-5
- Paz, F., & Etchevers, J. (2016). Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 339-355.
- Paz, F., Covalada, S., & Etchevers, J. (2014). Distribución del carbono orgánico en los diferentes tamaños de partículas del suelo: modelo simple de cinética lineal. *Terra Latinoamericana*, 32(2), 127-142.
- Paz, F., Covalada, S., Hidalgo, C., Etchevers, J., & Matus, F. (2016). Modelación simple y operativa de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en los suelos. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 321-337.
- Paustian, K., Collins, H. P., & Paul, E. A. (1997). Management controls on soil carbon. In E. A. Paul, E.T. Elliott, K. Paustian, & C.V. Cole (Eds.). *Soil Organic Matter in Temperate Agroecosystems: Long Term Experiments in North America* (pp. 15-49). Boca Raton, FL, USA: CRC Press.
- Roscoe, R., Buurman, P., & Velthorst, E. J. (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. *European Journal of Soil Science*, 51(3), 445-454. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2000.00321.x>
- Six, J., Conant, R. T., Paul, E. A., & Paustian, K. (2002). Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*, 241(2), 155-176. <https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>
- Skjemstad, J. O., Spouncer, L. R., Cowie, B., & Swift, S. (2004). Calibration of the Rothamsted organic carbon turnover model (RothC ver. 26.3), using measurable soil organic carbon pools. *Australian Journal of Soil Research*, 42(1), 79-88.
- Verberne, E. L. J., Hassink, J., de Willigen, P., Groot, J. J. R., & Van Veen, J. A. (1990). Modelling organic matter dynamics in different soils. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 38(3A), 221-238. <https://doi.org/10.18174/njas.v38i3A.16585>
- Zimmermann, M., Leifeld, J., Schmidt, W. W. I., Smith, P., & Fuhrer, J. (2007). Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model. *European Journal of Soil Sciences*, 58(3), 658-667. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00855.x>

Evaluación de biocarbón de caña de azúcar en el desarrollo de *Pinus greggii* Engelm. ex Parl. en condiciones de vivero

Evaluation of sugar cane biochar in the development of *Pinus greggii* Engelm. ex Parl in forest nursery

Guadalupe Pérez-González¹ , Claudia Hidalgo-Moreno^{1‡} , Jorge Dionisio Etchevers-Barra¹ , Ben de Jong² , Sergio Salgado-García¹ , Esteban Valtierra-Pacheco¹  y Miguel Ángel López-López¹ 

¹ Programa de Edafología, Colegio de Postgraduados. Carretera México-Texcoco km 36.5, Montecillo. 56230 Texcoco, Estado de México, México.

[‡] Autora para correspondencia (hidalgo@colpos.mx)

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

RESUMEN

Existe la necesidad de sustituir componentes de los sustratos para el desarrollo de las plántulas en vivero forestal, por productos de bajo costo y sobre todo por materiales renovables. El biocarbón es liviano, poroso y presenta una alta capacidad de retención de agua. Por lo anterior, el objetivo de este estudio fue evaluar el uso de biocarbón a base de bagazo de caña de azúcar en la producción de plantas de pino prieto (*Pinus greggii* Engelm. ex Parl.), bajo condiciones de vivero. Se evaluaron cuatro tratamientos: (a) biocarbón con suelo forestal, (b) sustrato forestal (mezcla de 12.5% peat moss, 12.5% agrolita, 25% vermiculita y 50% corteza de pino), (c) biocarbón con sustrato forestal, ambos en una relación 1:9 (biocarbón:suelo, biocarbón:sustrato), y (d) suelo forestal solo. Se evaluó el efecto del biocarbón y de la fertilización (N, P y K) en el desempeño de los tratamientos en suelo y sustrato forestal. Las variables evaluadas fueron: altura de planta, diámetro de tallo, biomasa aérea, biomasa radical, biomasa total aérea, a relación biomasa aérea/radical; además la concentración de nutrientes acumulados (N, P, Ca, Mg, K y Na) en la parte aérea y radical. Los resultados obtenidos indican que como resultado de la adición de biocarbón al suelo y la fertilización, la altura, diámetro, biomasa (aérea y total) de pino prieto,

fueron semejantes a las obtenidas en sustrato forestal, solo o combinado con biocarbón. Estos resultados se asociaron a la adición de biocarbón al suelo que incrementó la absorción de N y su concentración en la biomasa aérea, y favoreció la disponibilidad de Mg, Ca, K y P, éstos dos últimos elementos adicionados en la fertilización. Se concluye que la combinación de biocarbón y suelo en una relación (1:9) (p/p) con adición de fertilizante (N, P y K) puede ser empleado en el desarrollo de *Pinus greggii* Engelm ex Parl en vivero.

Palabras claves: bagazo de caña, biocarbón, suelo, sustrato forestal, vivero.

SUMMARY

There is a need to replace components of substrates for the development of seedlings in forest nursery, with low-cost products and especially with local and renewable materials. Sugarcane bagasse biochar is lightweight, porous and has a high-water retention capacity. Therefore, the objective of this study was to evaluate the response of biochar based on sugarcane bagasse to produce white pine (*Pinus greggii* Engelm. ex Parl) plants under nursery conditions. Four treatments were evaluated: (a) biochar with forest soil,

Cita recomendada:

Pérez-González, G., Hidalgo-Moreno, C., Etchevers-Barra, J. D., de Jong, B., Salgado-García, S., Valtierra-Pacheco, E. y López -López, M. Á. (2021). Evaluación de biocarbón de caña de azúcar en el desarrollo de *Pinus greggii* Engelm. ex Parl. en condiciones de vivero. *Terra Latinoamericana*, 39, 1-9. e1343. <https://doi.org/10.28940/terra.v39i0.1343>

Recibido: 20 de agosto de 2021. Aceptado: 16 de diciembre de 2021.
Artículo. Volumen 39, diciembre de 2021.

(b) forest substrate (composed of 12.5% peat moss, 12.5% agrolite, 25% vermiculite, 50% pine bark), (c) biochar with forest substrate, both in a 1:9 ratio (biochar:soil, biochar:substrate), and (d) forest soil. The effect of fertilization (N, P and K) and biochar on the performance of treatments in soil and forest substrate was evaluated. The growth variables evaluated were plant height, stem diameter, total aerial biomass, total root biomass, aerial/root biomass ratio, and the concentration of accumulated nutrients (N, P, Ca, K, Na and Mg) in the aerial and root parts. The results obtained indicate that as a consequence of the addition of biochar to the soil and fertilization, the height, diameter, biomass (aerial and total) of *Pinus greggii* were similar to obtained in forest substrate, alone or combined with biochar. These results were associated with the addition of biochar to the soil that increased the absorption of N and its concentration in the aerial biomass, and favored the availability of Mg, Ca, K and P, these last two elements added in fertilization. It is concluded that the combination of biochar and soil in a ratio (1: 9) (p/p) with the addition of fertilizer (N, P and K) can be used in the development of *Pinus greggii* Engelm ex Parl in the nursery.

Index words: sugarcane bagasse, biochar, soil, nutrient concentration, nursery.

INTRODUCCIÓN

Durante los últimos diez años se ha buscado sustituir componentes de los sustratos para el desarrollo de las plántulas en vivero forestal, por productos de bajo costo y sobre todo por materiales locales y renovables. Uno de estos materiales propuestos es el biocarbón (biochar), producto semi-carbonizado obtenido por el tratamiento térmico de la biomasa bajo un entorno limitado o sin oxígeno (pirólisis) (Lehmann y Joseph, 2009). El biocarbón, ha sido propuesto para ser empleado principalmente como enmienda para suelos agrícolas (Lehmann y Joseph, 2009) debido a que favorece la retención

de nutrientes (Clough y Condron, 2010), mejora la estructura del suelo (Liu, Han y Zhang, 2012) y; estimula las poblaciones microbianas, entre otros beneficios. Los biocarbones pueden ser ácidos o alcalinos. Aquellos con pH alcalino pueden ser usados como materiales de encalado en suelos ácidos (Novak *et al.*, 2009). Se ha reportado que el biocarbón de caña de azúcar posee una alta capacidad de retención de nutrientes, elevada porosidad, capacidad de retención de agua y alta capacidad de intercambio catiónico (CIC) (122 cmol kg^{-1}), similar a la de arcillas, como vermiculita y montmorillonita (Uras, Carrier, Hardie y Knoetze, 2012). Este biocarbón, además tiene la capacidad de aumentar la eficiencia del uso de fertilizantes (Quirk *et al.*, 2012). Biocarbones de aserrín y de bagazo de caña de azúcar poseen características físicas importantes, como baja densidad aparente (0.15 g cm^{-3}) y otras propiedades semejantes a la de la turba (Steiner and Harttung, 2014). Este valor está dentro de los rangos sugeridos por De Boodt, Verdonck y Cappaert (1974) para materiales usados como sustrato. El objetivo de este trabajo fue evaluar la adición de biocarbón de bagazo de caña de azúcar a suelo forestal para la producción de plantas de *Pinus greggii*, bajo condiciones de vivero. El uso de biocarbón combinado con diversos materiales apunta a sustituir sustratos comerciales como el peat moss, la agrolita y, la vermiculita, materiales que son de alto costo (Fain, Gilliam, Sibley, Boyer y Witcher, 2008; Altland y Locke, 2012; Northup, 2013¹). Adicionalmente, se consideró que, esta propuesta ofrece la posibilidad de capturar carbono en el suelo, una vez trasplantados los árboles a zonas boscosas. Se ha demostrado que la estabilidad del biocarbón es de miles de años (Lehman y Joseph, 2009). El biocarbón se ha considerado dentro de las estrategias para capturar carbono en el suelo. Este trabajo también contribuye a los esfuerzos realizados por otros investigadores para dar a conocer, en México, los usos de este material (Escalante, 2014²; Rojas, 2017³; Chávez y Siebe, 2019; Chávez, Aguillón, Sánchez y Siebe, 2020; Núñez, Aguirre, Hidalgo, Carrillo y Etchevers, 2020).

¹ Northup, J. (2013). Biochar as a replacement for perlite in greenhouse soilless substrates. Graduate Theses and Dissertations. 13399. Iowa State University. <https://lib.dr.iastate.edu/etd/13399>

² Escalante Rebolledo, M. A. (2014). *Biocarbones (Biochars), caracterización y efectos en la biomasa y nutrición de NPK en una gramínea*. Tesis de Doctorado en Ciencias, especialista en Edafología. Colegio de Postgraduados. <https://www.repositorionacionalcti.mx/recurso/oai:colposdigital.colpos.mx:10521/2209>

³ Rojas-Pérez, T. (2017) *Uso del biochar para mejorar la calidad de plantas de café (Coffea arabica)*. Tesis de Maestría en Ciencias, especialista en Edafología. Colegio de Postgraduados. URI: <http://hdl.handle.net/10521/3937>

MATERIALES Y MÉTODOS

Sitio experimental. El experimento se llevó a cabo en el vivero forestal del Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo, en Texcoco, Estado de México.

Diseño experimental y tratamientos. Se usó un diseño completamente al azar con arreglo factorial 4×2 (cuatro sustratos y dos dosis de fertilización: con y sin fertilizante), que generó ocho tratamientos de estudio con 10 repeticiones cada uno, para un total de 80 unidades experimentales.

Biocarbón. Se usó un pirolizador artesanal diseñado por la Red Mexicana de Bionergía (REMBIO) constituido por un tubo metálico cerrado por ambos lados. El tubo se mantuvo girando durante 4 horas al fuego, a una temperatura de 600 °C y en posición horizontal. Se utilizó bagazo de caña de azúcar (*Saccharum officinarum* L.) de 4 a 5 mm aproximadamente. Una vez completado el proceso de pirólisis, se pasó el contenido del tubo por cuatro tamices, malla 4 (4.76 mm), malla 6 (3.36 mm), malla 20 (0.84 mm) y malla 40 (0.42 mm). Se seleccionaron las fracciones comprendidas entre 3.36 y 0.84 mm, porque fueron las más abundantes. El biocarbón se dejó enfriar dentro del tubo hasta el día siguiente, se sacó del tubo y se trasladó al laboratorio para su caracterización.

Las características del biocarbón de bagazo de caña de azúcar (BCA) evaluadas en el Laboratorio de Fertilidad de Suelos y Química Ambiental del Colegio de Postgraduados (Lafer) fueron: tamaño de partícula entre 3.36 y 0.84 mm, carbono total 82% (Ct), nitrógeno total 0.6% (Nt), relación carbono: nitrógeno (C/N) 136, fósforo total 0.16% (Pt), potasio total 0.50% (Kt), calcio total 0.74% (Cat), magnesio total 0.74% (Mgt), sodio total 0.31% (Nat), 2.6% de materia volátil, 15% de ceniza y 0.2% de humedad. El biocarbón presentó un pH de 9.4 en agua (relación 1:10), una conductividad eléctrica de 0.67 dS m⁻¹, baja (1.30 cmol kg⁻¹) capacidad de intercambio catiónico (CIC) y de bases de intercambio: 2.1 cmol K⁺ kg⁻¹, 1.15 cmol Ca²⁺ kg⁻¹, 0.35 cmol Mg²⁺ kg⁻¹ y 0.27 cmol Na⁺ kg⁻¹.

Suelo forestal. Se utilizó un Andosol de la zona boscosa aledaña al monte Tláloc, ubicado en Texcoco, Estado de México. Se obtuvo el suelo de los primeros 30 cm, después de eliminar el mantillo de la superficie. El suelo se tamizó a malla 2 mm. Las características químicas evaluadas en el Lafer fueron: pH 6.5 en agua (relación 1:2) por lo que se consideró como moderadamente ácido.

Presentó un alto contenido de bases intercambiables: 0.83 cmol K⁺ kg⁻¹, 4.5 cmol Mg²⁺ kg⁻¹, 0.5 cmol Na⁺ kg⁻¹ y 9.6 cmol Ca²⁺ kg⁻¹, y una CIC de 10.5 cmol kg⁻¹. El contenido de Nt (0.4%) fue bajo y el de P extraíble con método Bray 1 fue 7.5 mg kg⁻¹.

Tratamientos evaluados. (1) biocarbón de bagazo de caña de azúcar con suelo forestal en una relación 1:9 (biocarbón: suelo) (p/p) (BCA+C), (2) sustrato forestal (mezcla de 12.5% peat moss, 12.5% agrolita, 25% vermiculita y 50% corteza de pino) (M), (3) biocarbón de bagazo de caña de azúcar con sustrato forestal en una relación 1:9 (p/p) (biocarbón : sustrato forestal) (BCA+M), y (4) suelo forestal (C).

Tratamiento de fertilización. Éste consistió en la aplicación de dos dosis de fertilizante hidrosolubles. Para la primera se utilizó Fertilizer soluble® (20-20-20) compuesto por nitrógeno (9.8% urea, 4.8% nitrógeno amoniacal y 5.4% de nitrógeno nítrico), fósforo (20% P₂O₅) y potasio (20% K₂O) a razón de cinco gramos de fertilizante por litro de agua, que se aplicó diariamente durante la etapa de crecimiento (27-152 DDS). La segunda dosis de fertilización se realizó del día 152 al 244 DDS con Technigro® 4-25-35 (Sungro Horticulture) compuesto por nitrógeno (1.1% de nitrógeno amoniacal y 2.9% de nitrógeno nítrico), fósforo (25% P₂O₅) y potasio (35% K₂O) a razón de cinco gramos del fertilizante por litro de agua. Las plantas del tratamiento sin fertilizante, únicamente se regaron con agua destilada durante todo el ciclo. Como se ha reportado que el biocarbón puede potenciar el efecto de la fertilización, se evaluaron los cuatro tratamientos con y sin fertilización.

Manejo en vivero. Cada sustrato se colocó en bandejas-semilleros para uso forestal de 200 cavidades. Y posteriormente se sembraron de cinco a 10 semillas de *Pinus greggi* directamente en cada sustrato, a medio centímetro de profundidad. Una vez que germinaron, se conservó una sola planta por cavidad. El riego se hizo diariamente, desde el inicio de la siembra hasta la germinación (día 27 después de la siembra) (DDS), así mismo durante esta etapa se aplicó en una sola ocasión, el fungicida químico captan 50 WP® Adama, mediante el riego, en dosis de un gramo por litro de agua, para evitar el desarrollo de hongos fitopatógenos. Una vez que la planta alcanzó en promedio 13 cm de altura, el riego se aplicó cada dos días hasta los 152 DDS, y a partir de ese momento los riegos se aplicaron cada tercer día hasta el término del experimento (244 DDS).

VARIABLES DE RESPUESTA. Se evaluaron a los ocho meses de establecido el experimento (244 DDS). La altura de la planta se midió con regla graduada de 30 cm, desde la base superior del sustrato hasta la yema principal de la planta. El diámetro o grosor de tallo, se midió a ras del suelo con vernier digital marca Mitutoyo con precisión de 0.01 mm. La parte aérea (acículas y tallo) y la parte subterránea (raíz) se lavaron con agua destilada en charolas plásticas, se eliminó el exceso de agua, se colocaron a secar en sobres de papel en una estufa con circulación forzada de aire a 70 °C, hasta obtener un peso constante. Una vez seco el material, se determinó el peso de la parte aérea, (biomasa aérea) (BA), y de la parte radical (biomasa radical) (BR) con una balanza analítica (0.01 g). La biomasa total (BT) corresponde a la suma de las biomásas aérea y radical. La relación parte aérea-radical (A/R), se calculó como el cociente obtenido entre el peso de las biomásas aérea y radical expresadas en gramos (Thompson, 1985). La parte aérea se conformó por hojas (acículas) y tallo, la parte subterránea fue conformada por la raíz.

ANÁLISIS DE MATERIAL VEGETAL. En el material vegetal molido se determinaron los elementos totales (P, Ca, Na, Mg y K). Para solubilizar los elementos se usó una

digestión ácida ($\text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$) (4:2) (v/v) y una placa digestora. El fósforo se cuantificó con espectroscopía uv-vis. El resto de los elementos se determinaron con espectroscopía de emisión (K) y de absorción atómica (Ca, Na y Mg). El nitrógeno total se determinó por el procedimiento semi-microkjeldahl.

ANÁLISIS ESTADÍSTICO. Para todas las variables, se realizó un ANOVA y la prueba de comparación múltiple de medias de Tukey, con el paquete Statistical Analysis System (SAS).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Evaluación de las Variables de Crecimiento

La adición de biocarbón al sustrato forestal (BCA+M) y al suelo (BCA+C) condujo a una disminución de la altura, el diámetro, la biomasa aérea, radical y total, en los tratamientos sin fertilizante (Cuadro 1). La relación parte aérea/radical no mostró diferencias significativas como resultado de la adición de biocarbón.

La disminución de la altura y la biomasa aérea, como resultado de la adición de biocarbón, se

Cuadro 1. Valores medios de las variables de crecimiento de *Pinus greggii* en los tratamientos evaluados antes y después de fertilización. Table 1. Mean values of the growth variables of *Pinus greggii* in the treatments evaluated before and after fertilization.

Tratamiento	Altura cm	Diámetro mm	BA g	BR g	BT g	Relación parte aérea/radicular
Sin fertilizante						
BCA+C	8.80 c	1.87 c	0.27 c	0.15 b	0.38 c	2.00 a
M	22.60 a	4.06 a	2.64 a	1.24 a	3.88 a	2.15 a
BCA+M	18.20 ab	3.76 ab	2.14 ab	1.06 a	3.26 ab	2.18 a
C	9.75 b	2.05 bc	0.57 bc	0.42 b	1.00 d	1.49 a
Con fertilizante						
BCA+C	19.87 b	4.49 ab	3.52 ab	0.97 b	4.50 ab	3.51 a
M	24.75 a	4.95 a	4.70 a	1.40 a	6.10 a	3.43 a
BCA+M	21.80 ab	4.80 a	3.90 ab	1.52 a	5.44 a	2.73 a
C	15.60 c	3.73 c	1.63 c	0.53 b	2.16 c	3.32 a

BA = biomasa aérea; BR = biomasa radical; BT = biomasa total; BCA + C = biocarbón de bagazo de caña+ suelo forestal; M = sustrato forestal constituido por peat moss, agrolita, vermiculita y corteza de pino, 12.5%, 12.5%, 25%, 50%; BCA+M = bio carbón de bagazo de caña + sustrato forestal; C = suelo forestal. Medias con la misma literal en las columnas son iguales estadísticamente (ANOVA), prueba de Tukey ($P \leq 0.05$).

BA = aerial biomass; BR = root biomass; BT = total biomass; BCA + C = biochar from cane bagasse + forest soil; M = forest substrate made up of peat moss, agrolite, vermiculite and pine bark, 12.5%, 12.5%, 25%, 50%; BCA + M = bio sugar cane bagasse + forest substrate; C = forest floor. Means with the same literal in the columns are statistically equal (ANOVA), Tukey's test ($P \leq 0.05$).

mantuvo en el tratamiento con sustrato forestal, aún después de adicionar fertilizante. Las otras variables de crecimiento evaluadas no mostraron diferencias significativas. Sin embargo, en el caso del suelo (M), el biocarbón y la adición de fertilizante condujo a un aumento en la altura, diámetro, biomasa aérea y biomasa total. No así la biomasa radical que no mostró diferencias significativas. La fertilización permitió constatar el efecto positivo de la adición de biocarbón al suelo, que no pudo ser observado sin fertilización. Una mayor biomasa aérea permite aumentar la capacidad para almacenar carbohidratos (Prieto-Ruíz, 1999). En general, los valores medios de las variables de crecimiento evaluadas fueron mayores en los tratamientos con sustrato forestal (Cuadro 1), considerándose a éstos como los mejores tratamientos. Estos resultados apoyan reportes que indican que el biocarbón favorece la altura y el desarrollo de las biomasa aérea y radical de plantas de pino (*Pinus sp.*), maíz (*Zea mays*) y tomate (*Solanum lycopersicum*) en vivero (Lehmann y Joseph, 2009; Novak *et al.*, 2009). En los tratamientos donde se adicionó biocarbón, el diámetro, biomasa aérea y biomasa radical fueron mayores a los reportados por Sáenz, Muñoz, Pérez, Rueda y Hernández (2018) (diámetro 3.6 mm, biomasa aérea 2.27 g y biomasa radical 0.61 g) para *Pinus greggii* a la edad de 9 meses. El aumento en el diámetro favorece el transporte de agua y nutrientes (Cleary, Greaves y Owston, 1978), lo que ayuda al desarrollo de la biomasa aérea (Krizek, Carmi, Mirecki, Snyder y Bunce, 1985). Los mismos autores reportaron mayor altura (36.5 cm) de las plantas que la obtenida en este trabajo (16 a 25 cm). Fascella (2015) reporta que la combinación de biocarbón con peat moss y perlita (40 a 60% del peso total) promueve el desarrollo de plantas ornamentales con mayor altura. Si bien, la relación parte aérea/radical no presentó diferencias significativas en los cuatro tratamientos evaluados (Cuadro 1), con y sin fertilización, se observó una tendencia de aumento de esta relación con la adición de biocarbón al suelo (BCA+C) y al sustrato forestal (BCA+M). Lo anterior indicaría un potencial favorecimiento del biocarbón al desarrollo de las hojas y tallo (parte aérea). Sin embargo, en la literatura se reporta con mayor frecuencia el efecto del biocarbón sobre el desarrollo de la raíz, que es el principal órgano de suministro de nutrientes de la planta (Macklon, Mackie, Sim, Shand y Lilly, 1994; Makoto, Choi, Hashidoko y Koike, 2010; Lehmann

et al., 2011). De acuerdo con Kadota y Niimi (2004), es difícil observar diferencias significativas en variables de crecimiento en plantas en vivero.

Variables Nutrimientales parte Aérea y Radical

La determinación de elementos nutrimentales en las partes aérea y radical, en los tratamientos sin fertilización, indicó aumento de N por la adición de biocarbón al suelo (C) y al sustrato forestal (M). Lo anterior indica que el biocarbón promovió la disponibilidad de nitrógeno. En el resto de los elementos analizados (P, K, Ca, Mg y Na), en los cuatro tratamientos evaluados, no se observaron diferencias estadísticamente significativas (Cuadro 2). Esto indica que la adición de biocarbón al suelo (C) o al sustrato forestal (M), sin fertilización, no tiene consecuencia sobre el contenido nutrimental en las hojas, tallo y raíz, con excepción de N que aumentó con adición de biocarbón.

Los porcentajes de nitrógeno variaron de 0.79 a 1.64% en los tratamientos sin fertilización, en la parte aérea y radical. La parte aérea de los tratamientos en suelo (solo o con adición de biocarbón) mostró porcentajes de 1.43 y 1.64 %N, respectivamente. Estos porcentajes se encuentran dentro del rango reportado por Mead y Pritchett (1975), Foster, Beauchamp y Corke (1985), Millard y Proe (1993) (1 y 2% N) y considerado como el más frecuentemente en follaje de coníferas. Estos valores también se encuentran dentro del rango 1.3 a 3.5% N reportado por Landis (1985), como rango óptimo de nitrógeno para coníferas. Sin embargo, son menores a los reportados por Toral (1997) (1.7 y 2.3%). Este último autor reporta también que el porcentaje de N difiere según las especies de coníferas. La concentración de fósforo obtenida en la biomasa aérea y radical, sin fertilizante, varió de 0.10 a 0.22%, porcentajes muy cercanos al intervalo inferior (0.2-0.6%) reportado por Landis (1985) considerado como adecuado. Warncke (2011) sugiere que una cantidad de 6 a 10 mg de P es suficiente para el crecimiento de la mayoría de las plantas en viveros usando biocarbón. Mientras que la concentración de potasio varió entre 0.85 a 1.95%, en los tratamientos sin fertilización, en la parte aérea y radical, fue muy cercana al rango 0.7 a 2.5% propuesto por Landis (1985) para el potasio en follaje de coníferas. El potasio es un elemento que requiere la planta en una mayor cantidad para la regulación de la turgencia de

Cuadro 2. Concentración de elementos nutrimentales en la biomasa aérea y radical de *Pinus greggii* en los tratamientos sin fertilización.
Table 2. Concentration of nutrient elements in the aerial and root biomass of *Pinus greggii* in the treatments without fertilization.

Tratamiento	N	P	K	Ca	Mg	Na
----- % -----						
Aérea						
BCA+C	1.64 a	0.19 a	1.95 a	0.66 a	0.41 a	0.04 a
M	0.79 bc	0.16 a	1.40 a	0.49 a	0.37 a	0.04 a
BCA+M	0.81 c	0.14 a	1.70 a	0.36 a	0.36 a	0.04 a
C	1.43 ab	0.12 a	1.15 a	0.66 a	0.48 a	0.06 a
Radical						
BCA+C	1.33 a	0.19 a	1.45 a	0.38 a	0.44 a	0.19 a
M	1.39 a	0.20 a	1.05 a	0.38 a	0.39 a	0.20 a
BCA+M	0.85 a	0.22 a	0.85 a	0.33 a	0.31 a	0.19 a
C	0.79 a	0.10 a	1.13 a	0.65 a	0.38 a	0.19 a

BCA+ C = biocarbón de bagazo de caña+ Suelo forestal; M = peat moss, agrolita, vermiculita y corteza de pino, 12.5%,12.5%, 25%, 50%; BCA+ M = biocarbón de bagazo de caña + peat moss, agrolita, vermiculita y corteza de pino, 12.5%,12.5%, 25%, 50%; C = suelo forestal. Medias con la misma literal en las columnas son iguales estadísticamente (ANOVA), prueba Tukey ($P \leq 0.005$).

BCA + C = biochar from sugarcane bagasse + Forest soil; M = peat moss, agrolite, vermiculite and pine bark, 12.5%, 12.5%, 25%, 50%; BCA + M = biochar from cane bagasse + peat moss, agrolite, vermiculite and pine bark, 12.5%, 12.5%, 25%, 50%; C = forest floor. Means with the same literal in the columns are statistically equal (ANOVA), Tukey test ($P \leq 0.005$).

las células, y el potencial osmótico, una deficiencia afecta el crecimiento de la raíz. Yeager *et al.* (2007), mencionan que en tratamientos con biocarbón se deben aplicar de 30 a 50 mg de K, para un buen desarrollo de la planta, ya que el K, en el biocarbón no es suficiente. Calcio, magnesio y sodio no se evalúan frecuentemente en coníferas al considerarse que no son de alta disponibilidad.

La adición de biocarbón y fertilizante al suelo (C) favoreció la absorción de N y K en la biomasa aérea (1.60% y 1.73%, respectivamente) (Cuadro 3). La misma tendencia se observó para N, P y Mg (1.27%, 0.24% y 0.36%, respectivamente) en el sustrato forestal (M), aun cuando, las diferencias no fueron significativas respecto al suelo (C) y sustrato (M) solos. Quirk *et al.* (2012) reportaron que el biocarbón aumenta la disponibilidad para asimilar los fertilizantes. En el caso de N se obtuvieron diferencias significativas para el efecto del tratamiento ($P = 0.0008$), la fertilización ($P = 0.0001$) y la interacción tratamiento y fertilización ($P = 0.0006$). Lo que indica que el tratamiento y la fertilización influyeron en la concentración de N en la parte aérea. El biocarbón incrementa la absorción de N y su concentración en la biomasa aérea. Para fósforo, la significancia fue significativa para la fertilización

($P = 0.0015$), lo que indica que ésta influyó en la concentración de este elemento en la parte aérea. En los casos de K y Ca el tratamiento también influyó en la concentración de estos elementos en la parte aérea (significancias $P = 0.021$ y $P = 0.006$, respectivamente).

En el Cuadro 3 también se observa que la adición de biocarbón y fertilizante al suelo (BCA + C), promovió una mayor concentración de P (0.352%) y K (1.40%) en la raíz, lo que se confirma por el análisis de varianza (ANOVA) que mostró alta significancia en ambos casos P ($P = 0.0004$) y K ($P = 0.0005$). Estos resultados apoyan lo señalado por Atkinson, Fitzgerald y Hipps (2010) que reportan un aumento en la disponibilidad y absorción de los nutrimentos por las plantas la adición como resultado de la aplicación de biocarbón. El aporte de K (Yeager *et al.*, 2007) y P (Warncke, 2011) ha sido recomendado para obtener un buen desarrollo de plantas en viveros. Para Ca, Mg y Na no se encontró significancia estadística. En el caso de N, donde no se obtuvo diferencias significativas por efecto de la adición de biocarbón y fertilizante al suelo (C) y al sustrato forestal (M), el ANOVA mostró alta significancia N ($P = 0.0001$). Lo anterior confirma la acción del biocarbón en el incremento de la absorción de nitrógeno.

Cuadro 3. Nutrientes en biomasa aérea y radical en *Pinus greggii* valores medios en los tratamientos fertilizados.
Table 3. Nutrients in aerial and root biomass in *Pinus greggii* mean values in fertilized treatments.

Tratamientos	N	P	K	Ca	Mg	Na
----- % -----						
Aéreo						
BCA+C	1.60 a	0.18 a	1.73 a	0.59 a	0.34 a	0.045 a
M	1.07 c	0.20 a	1.36 ab	0.39 ab	0.33 a	0.04 a
BCA+M	1.27 bc	0.24 a	1.25 b	0.35 b	0.36 a	0.01 a
C	1.45 ab	0.18 a	1.59 ab	0.62 a	0.38 a	0.04 a
Significancia	0.0008	0.4900	0.02	0.023	0.66	0.48
Media	1.34	0.209	1.46	0.48	0.35	0.03
CV%	18.0	45.9	21.1	35.8	22.5	98.0
Radical						
BCA+C	1.60 a	0.352 a	1.40 a	0.44 ab	0.29 a	0.19 a
M	1.13 b	0.316 a	1.08 b	0.33 ab	0.33 a	0.20 a
BCA+M	1.15 b	0.359 a	0.97 b	0.28 b	0.28 a	0.19 a
C	1.55 a	0.20 b	1.09 b	0.53 a	0.33 a	0.19 a
Significancia	0.0001	0.0004	0.0005	0.0100	0.440	0.9900
Media	1.33	0.311	1.10	0.38	0.309	0.196
CV%	13.5	20.2	13.7	38.2	26.7	19.0

BA = biomasa aérea; BR = biomasa radicular; BTA = biomasa total. Trat = tratamientos; Fert = fertilizante; inte = interacción; BCA + C = biocarbón de bagazo de caña+ suelo forestal; M = sustrato forestal constituido por peat moss, agrolita, vermiculita y corteza de pino, 12.5%, 12.5%, 25%, 50%; BCA+M = biocarbón de bagazo de caña + sustrato forestal; C = suelo forestal. Medias con la misma literal en las columnas son iguales estadísticamente (ANOVA), prueba de Tukey ($P \leq 0.05$).

BA = aerial biomass; BR = root biomass; BTA = total biomass. Trat = treatments; Fert = fertilizer; inte = interaction; BCA + C = biochar from cane bagasse + forest soil; M = forest substrate made up of peat moss, agrolite, vermiculite and pine bark, 12.5%, 12.5%, 25%, 50%; BCA + M = sugarcane bagasse biochar + forest substrate; C = forest floor. Means with the same literal in the columns are statistically equal (ANOVA), Tukey's test ($P \leq 0.05$).

CONCLUSIÓN

El biocarbón agregado al suelo favoreció la absorción de N, P, K, adicionados en el fertilizante, y la disponibilidad de Mg y Ca, con incremento de altura, diámetro, biomasa aérea y biomasa total de *Pinus greggii* Engelm. Ex Parl en vivero. El efecto positivo del biocarbón no se constató en el sustrato forestal, aún después de fertilización. Tampoco se observó respuesta de las variables evaluadas a la adición de biocarbón, en los tratamientos sin fertilizante, hasta los 9 meses de desarrollo. La combinación de biocarbón y suelo en una relación (1:9) (p/p) con adición de fertilizante (N, P y K) puede ser empleada para el desarrollo de *Pinus greggii* Engelm ex Parl en vivero. La adición de biocarbón

al suelo forestal ofrece la opción de reducir el costo asociado a la producción de árboles, ya que se sustituiría o reduciría la cantidad de otros materiales que se usan actualmente como peat moss, agrolita, vermiculita. Si bien el uso de suelo no se considera un modelo sustentable para los viveristas, la combinación biocarbón con suelo usada en el vivero, será trasladada a zonas forestales conjuntamente con las plántulas de *Pinus greggii*. Esto constituye una potencial captura de carbono en el suelo, dada la elevada estabilidad del biocarbón de miles de años. En experiencias sucesivas se propone realizar evaluaciones a más largo plazo. Sería deseable probar otras dosis de biocarbón y fertilizante, así como considerar el uso de biocarbón de bagazo de caña de azúcar en cultivos requeridos en zonas cercanas a los ingenios azucareros.

DECLARACIÓN DE ÉTICA

No aplicable.

CONSENTIMIENTO PARA PUBLICACIÓN

No aplicable.

DISPONIBILIDAD DE DATOS

No aplicable.

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses en competencia en esta sección.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

Las contribuciones de los coautores de esta publicación corresponden a las siguientes. G.P.G. estudiante de doctorado que realizó el trabajo experimental y la redacción inicial, C.H.M. responsable de la conceptualización, propuesta, seguimiento de metodología, revisiones y sometimiento para publicación, J.D.E.B. colaboró en la supervisión de trabajo experimental en el laboratorio y en la revisión de resultados, E.V.P. apoyó en la escritura del trabajo, B.H.J.J. fue consultado como experto en Ciencias Forestales, S.S.G. fue responsable de obtención del material empleado para la elaboración del biocarbón de caña de azúcar.

LITERATURA CITADA

- Altland, J. E., & Locke, J. C. (2012). Biochar affects macronutrient leaching from a soilless substrate. *HortScience*, 47(8), 1136-1140. <https://doi.org/10.21273/HORTSCI.47.8.1136>
- Atkinson, C. J., Fitzgerald, J. D., & Hipsley, N. A. (2010). Potential mechanisms for achieving agricultural benefits from biochar application to temperate soils: A review. *Plant and Soil*, 337(1), 1-18.
- Cleary, B., Greaves, R., & Owston, W. (1978). Seedlings. In B. D. Cleary, R. D. Greaves, & R. K. Hermann (Eds.). *Regenerating Oregon's forests: a guide for the regeneration forester* (pp. 63-98). Corvallis, OR, USA: State University Extension Service.
- Clough, T. J., & Condon, L. M. (2010). Biochar and the nitrogen cycle. *Introduction. Journal of Environmental Quality*, 39(4), 1218-1223. <https://doi.org/10.2134/jeq2010.0204>
- Chávez G., E., & Siebe, C. (2019). Rehabilitation of a highly saline-sodic soil using a rubble barrier and organic amendments. *Soil and Tillage Research*, 189, 176-188. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.01.003>
- Chávez G., E., Aguillón M., J., Sánchez G., A., & Siebe, C. (2020). Characterization of untreated and composted biochar derived from orange and pineapple peels. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 36(2), 413-427. <https://doi.org/10.20937/rica.53591>
- De Boodt, M., Verdonck, O., & Cappaert, I. (1974). Method for measuring the water release curve of organic substrates. *Acta Horticulturae*, 37, 2054-2063. <https://doi.org/10.17660/ActaHortic.1974.37.20>
- Fascell, G. (2015). Growing substrates alternative to peat for ornamental plants. In Md. Asaduzzaman (Ed.). *Soilless culture - use of substrates for the production of quality horticultural crops* (3273). London, UK: IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/59596>
- Fain, G. B., Gilliam, C. H., Sibley, J. F., Boyer, R., & Witcher, A. L. (2008). Whole tree substrate and fertilizer rate in production of greenhouse-grown Petunia (*Petunia xhybrida* Vilm.) and Marigold (*Tagetes patula* L.). *HortScience*, 43(3), 700-705. <https://doi.org/10.21273/HORTSCI.43.3.700>
- Foster, N. W., Beauchamp, E. G., & Corke, C. T. (1985). Immobilization of nitrogen-15-labelled urea in a Jack pine forest floor. *Soil Science Society of America Journal*, 49(2), 448-452. <https://doi.org/10.2136/sssaj1985.03615995004900020035x>
- Kadota, M., & Niimi, Y. (2004). Effects of charcoal with pyrolygneous acid and barnyard manure on bedding plants. *Scientia Horticulturae*, 101(3), 327-332.
- Krizek, D. T., Carmi, A., Mirecki, R. M., Snyder, F. W., & Bunce, J. A. (1985). Comparative effects of soil moisture stress and restricted root zone volume on morphogenetic and physiological responses of soybean [*Glycine max* (L.) Merr.]. *Journal of Experimental Botany*, 36(1), 25-38. <https://doi.org/10.1093/jxb/36.1.25>
- Landis, T. D. (1985). Mineral nutrition as an index of seedling quality. In M. L. Duryea (Ed.). *Evaluating seedling quality: principles, procedures, and predictive abilities of major test* (pp. 29-48). Corvallis, OR, USA: Oregon State University.
- Lehmann, J., Rilling, M. C., Thies, J., Masiello, C. A., Hockaday, W. C., & Crowley, D. (2011). Biochar effects on soil biota - a review. *Soil Biology and Biochemistry*, 43(9), 1812-1836.
- Lehmann, J., & Joseph, S. (Eds.). (2009). *Biochar for environmental management: science, technology and implementation*. London, UK: Routledge.
- Liu, X. H., Han, F. P., & Zhang, X. C. (2012). Effect of biochar on soil aggregates in the loess plateau: results from incubation experiments. *International Journal of Agriculture & Biology*, 14, 975-979.
- Macklon, A. E. S., Mackie-Dawson, L. A., Sim, A., Shand, C. A., & Lilly, A. (1994). Soil P resources, plant growth and rooting characteristics in nutrient poor upland grasslands. *Plant and Soil*, 163(2), 257-266.
- Makoto, K., Choi, D., Hashidoko, Y., & Koike, T. (2011). The growth of *Larix gmelinii* seedlings as affected by charcoal produced at two different temperatures. *Biology and Fertility of Soils*, 47(4), 467-472.

- Mead, D. J., & Pritchett, W. L. (1975). Fertilizer movement in a slash pine ecosystem. II. N distribution after two growing seasons. *Plant and Soil*, 43(2), 467-478.
- Millard, P., & Proe, M. F. (1993). Nitrogen uptake, partitioning and internal cycling in *Picea sitchensis* (Bong.) Carr. as influenced by nitrogen supply. *New Phytology*, 125(1), 113-119. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1993.tb03869.x>
- Novak, J. M., Busscher, W. J., Laird, D. L., Ahmedna, M., Watts, D. W., & Niandou, M. A. (2009). Impact of biochar amendment on fertility of a southeastern coastal plain soil. *Soil Science*, 174(2), 105-112.
- Núñez Balderas, L. V., Aguirre Gómez, A., Hidalgo Moreno, C., Carrillo Ávila, N., & Etchevers Barra, J. D. (2020). Acid residues remediation from mines using biochar, monopotassium phosphate and lime mine residues remediation with biochar, lime and phosphates. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 36(3), 593-605.
- Quirk, R. G., Van Zwieten, L., Kimber, S., Downie, A., Morris, S., & Rust, J. (2012). Utilization of biochar in sugarcane and sugar-industry management. *Sugar Tech*, 14(4), 321-326.
- Prieto Ruíz, J. Á. (1999). *Factores que influyen en la calidad de brinzales y criterios para su evaluación en vivero*. Folleto técnico N° 12. Campo experimental Valle del Guadiana. Durango, Durango, México: SAGARPA.
- Sáenz R., J. T., Muñoz F., H. J., Pérez D., C. M. Á., Rueda S., A., & Hernández R., J. (2018). Calidad de planta de tres especies de pino en el vivero "Morelia", estado de Michoacán. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales*, 5(26), 98-111.
- Steiner, C., & Harttung, T. (2014). Biochar as a growing media additive and peat substitute. *Solid Earth*, 5(2), 995-999.
- Thompson, B. E. (1985). Seedling morphological evaluation- what you can tell by looking? In M. L. Duryea. (Ed.). *Proceedings: evaluation seedling quality: principles, procedures, and predictive abilities of mayor test* (pp: 59- 71). Corvallis, OR, USA: Oregon State University.
- Toral, M. (1997). *Concepto de calidad de plantas en viveros forestales. Documento Técnico 1* (1a. ed.). Guadalajara, Jal., México: Programa de Desarrollo Forestal Integral de Jalisco.
- Warncke, D. (2011). Greenhouse root media. In J. R. Brown (Ed.). *Recommended chemical soil test procedures for the north central region* (pp. 61-64). North Central Regional Research Publication No. 221 (Revised). Columbia, MO, USA: Missouri Agricultural Experiment Station-University of Missouri.
- Yeager, T. H., Gilliam, C. H., Bilderback, T. E., Fare, D. C., Niemiera, A. X., & Tilt, K. M. (2007). *Best management practices: Guide for producing nursery crops*. Atlanta, GA, USA: Southern Nursery Assoc.
- Uras, Ü., Carrier, M., Hardie, A. G., & Knoetze, J. H. (2012). Physico-chemical characterization of biochars from vacuum pyrolysis of South African agricultural wastes for application as soil amendments. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 98, 207-213. <https://doi.org/10.1016/j.jaap.2012.08.007>

Experiencia mexicana en la implementación del modelo RothC-26.3 de la dinámica del carbono orgánico en suelos: alcances y limitaciones

Mexican experience in the implementation of the RothC-26.3 model of the dynamics of organic carbon in soils: scope and limitations

Lucila González-Molina¹ , Fernando Carrillo-Anzures¹ , Miguel Acosta-Mireles¹ , Aurelio Baéz-Pérez¹ , Eduardo Espitia-Rangel¹ , Jorge Etchevers-Barra²  y Fernando Paz-Pellat^{3‡} 

¹ Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, CE Valle de México. Carretera Los Reyes-Texcoco, km 13.5 Coatlinchán. 56250 Texcoco, Estado de México, México.

² Laboratorio de Fertilidad de Suelos y Química Ambiental, ³ GRENASER, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km 36.5, Montecillo. 56230 Texcoco, Estado de México, México.

‡ Autor para correspondencia (ferpazpel@gmail.com)

Editora invitada: Dra. Alma S. Velázquez Rodríguez

RESUMEN

El uso de modelos de la dinámica del carbono orgánico en los suelos ha sido enfatizado para la implementación de diferentes programas públicos, incluidos los inventarios de gases efecto invernadero. El modelo RothC-26.3 (RothC) es de los más usados en el mundo en el estudio de la dinámica del carbono, por lo que fue revisado a detalle. El objetivo fue hacer una síntesis del desempeño del modelo RothC en la predicción de cambios del COS en parcelas, sitios, sistemas y regiones. Así como su aplicación en escenarios de cambio de uso de suelo (CUS) y sistemas de cultivo a partir de bases de datos de corta o media duración (<20 años). En las parcelas se usó el $COS_{inicial}$ promedio por parcela (CIPAR) y el $COS_{inicial}$ de cada punto de muestreo (CIPUN). Los sistemas evaluados fueron: agrícolas, forestales, praderas y agostaderos. En las regiones, fueron usados el método IPCC y el modelo RothC con información parcial del método IPCC. Los escenarios de simulación probados incluyeron el CUS de cultivo con labranza tradicional a: (i) sistemas agroforestales con higuera; (ii) plantaciones de especies tropicales arbóreas; y (iii) labranza de conservación. También se probaron

escenarios de CUS de vegetación secundaria a sistemas de labranza y escenarios con los cultivos de quinua (*Chenopodium quinoa*), y amaranto (*Amaranthus cruentus*). Los resultados del desempeño del modelo RothC, mostraron que el ajuste de las predicciones es ligeramente mejor al usar el CIPUN, dificultad para modelar agostaderos y algunos sistemas con labranza, y correlación alta entre los métodos usados a escala regional. En lo referente a los escenarios probados, las tendencias y tasas de cambio del COS obtenidas coincidieron con estimaciones de otros estudios. En México, es necesario, considerar los alcances en la estimación de los cambios de COS del RothC con base en su desempeño a diferentes escalas geográficas, sistemas de cultivo y vegetación.

Palabras clave: inicialización, materia orgánica del suelo, sistemas de cultivo, vegetación secundaria.

SUMMARY

The use of models of the dynamics of organic carbon in soils has been emphasized for the implementation of different public programs, including greenhouse gas inventories. The RothC 26.3 model (RothC) is one

Cita recomendada:

González-Molina, L., Carrillo-Anzures, F., Acosta-Mireles, M., Baéz-Pérez, A., Espitia-Rangel, E., Etchevers-Barra, J. y Paz-Pellat, F. (2022). Experiencia mexicana en la implementación del modelo RothC-26.3 de la dinámica del carbono orgánico en suelos: alcances y limitaciones. *Terra Latinoamericana*, 40, 1-23. e1386. <https://doi.org/10.28940/terra.v40i0.1386>

Recibido: 10 de enero de 2022. Aceptado: 24 de marzo de 2022.
Artículo. Volumen 40, marzo de 2022.

of the most used worldwide in the study of C dynamics. The objective of this study was to make a synthesis of the performance of the RothC model in predicting changes in SOC in plots, sites, systems and regions. As well as application in scenarios of land use change (LUC) and cropping systems using short-term (<20 years) databases and over a 40-year time period. In the plots the average initial SOCL (SOCinitial) was used by plot (CILOT) and SOCinitial at each sampling point (CIPT). The systems evaluated were agricultural, forestry, prairie and pasture. In the regions, the IPCC method was used and the RothC model method was used with partial information from the IPCC method. The simulation scenarios tested included LUC from traditional tillage to (i) agroforestry systems with castor, (ii) plantations of tropical tree species, and (iii) conservation tillage. LUC scenarios from secondary vegetation to tillage systems and scenarios with quinoa (*Chenopodium quinoa*) and amaranth (*Amaranthus cruentus*) crops were also tested. The results of the RothC model performance showed slightly better fit of the predictions when using CIPT, difficulty in modeling pastures and some tillage systems, and a high correlation between the methods used at the regional scale. Regarding the tested scenarios, the obtained trends and rates of SOC change coincided with estimations of other studies. In Mexico, it is necessary to consider the scope of the RothC model estimations of SOC changes based on its performance at different geographic scales, in different cropping systems and in different vegetation types.

Index words: *initialization, soil organic matter, crop systems, secondary vegetation.*

INTRODUCCIÓN

El incremento de emisiones de gases efecto invernadero (GEI) ha provocado fuertes preocupaciones por el cambio climático global, por lo que es necesario tomar medidas críticas para incrementar los almacenes de carbono orgánico y reducir las emisiones asociadas a perturbaciones antropogénicas. En lo particular, el almacén del carbono orgánico del suelo (COS) en los ecosistemas terrestres, es cerca de dos veces la cantidad de carbono (C) que hay en la atmósfera y tres veces la cantidad del C biótico (Eswaran, Van Den Berg y Reich, 1993; Lal, 2004). En consecuencia, una pequeña variación del COS puede conducir a

cambios importantes en las concentraciones de dióxido de carbono (CO₂) en la atmósfera (Scharlemann, Tanner, Hiederer y Kapos, 2014) y según Lal (2004) la disminución del C almacenado en el suelo ha contribuido con 78 ± 12 Pg de C a la atmósfera.

Las estimaciones a nivel global del COS en el primer metro de profundidad del suelo son altamente variables (Todd-Brown *et al.*, 2013; Scharlemann *et al.*, 2014; Paustian *et al.*, 2019). En el caso de México, el almacén de COS para la profundidad de 0 a 30 cm es de alrededor de 9 Pg C (Paz-Pellat, Argumedo, Cruz, Etchevers y de Jong, 2016a; Paz-Pellat *et al.*, 2019); aunque con intervalo que va de 7 Pg C (Guevara *et al.*, 2020) a más de 15 Pg C (De Jong *et al.*, 2006 y 2010a). Con relación de las emisiones del sector USCUS (Uso del Suelo y Cambio de Uso del Suelo y Silvicultura) definido por el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés), el suelo ha contribuido con alrededor de un tercio del total en los ecosistemas terrestres (De Jong *et al.*, 2009 y 2010a) a nivel nacional, con emisiones de alrededor del 50% en inventarios estatales (De Jong *et al.*, 2010b). Estas cifras ponen en contexto la importancia nacional de los almacenes y flujos del COS en los potenciales de reducción de emisiones y secuestro de carbono.

Los cambios del COS se dan por el balance entre el aporte de C por las raíces de las plantas y los residuos sobre el suelo, y las pérdidas por descomposición de este material vegetal por microorganismos del suelo (Paustian *et al.*, 1997a). Esta medición permite obtener información sobre la influencia del manejo de C sobre el ecosistema, la capacidad de éstos a tolerar o resistir el cambio global y la capacidad futura de producción de alimentos, entre otras (Janzen, 2003). El uso de modelos de la dinámica del COS es un requerimiento crítico para estimar cambios en los almacenes asociados a intervenciones y generación de escenarios (Lal, 2009), para analizar el efecto de acciones de mitigación. En la actualidad existen diferentes modelos de la dinámica del C para predecir los cambios del COS en espacio y tiempo en respuesta a las condiciones ambientales y de manejo del suelo (Paz-Pellat *et al.*, 2016a; Paz-Pellat *et al.*, 2019). Ejemplos de estos modelos incluyen al RothC (Coleman y Jenkinson, 1996) y al CENTURY (Paustian, Parton y Persson, 1992; Parton, 1996), entre otros. El modelo RothC-26.3 de Coleman y Jenkinson (1996), que requiere datos de entrada y parámetros fácilmente disponibles, es de los modelos más usados en diferentes ecosistemas del mundo. Aunque hay otros

modelos más simples y con menos requerimientos de información (modelo SOCRATES de Grace, Ladd, Robertson y Gage, 2006 y modelo C-TOOL de Taghizadeh-Toosi *et al.*, 2014), su uso ha sido escaso en el ámbito internacional. La mayoría de los modelos de la dinámica del COS, incluido el CENTURY y RothC, usan cinéticas de primer orden (Paustian, Collins y Paul, 1997b), con almacenes definidos como “virtuales” (definidos en función de la estructura del modelo), por lo que es difícil parametrizarlos en función de datos medidos. El enfoque de modelar lo medible ha sido discutido para poder parametrizar los modelos en función de datos obtenidos en laboratorio (Elliot, Paustian y Frey, 1996; Christensen, 1996; Paul, Morris, Conant y Plante, 2006; Scharnagl, Vrugt, Vereecken y Herbst, 2010), permitiendo reducir las incertidumbres asociadas a la falta de información.

El uso de modelos a escala regional o de país ha sido implementado para analizar los efectos del cambio climático y acciones de mitigación del sector USCUSS (Gottschalk *et al.*, 2012; Lugato, Bampa, Panagos, Montanarella y Jones, 2015). El caso del análisis de escenarios asociados al cambio climático, Smith (2012) plantea que sus efectos son poco significativos y dependen de la sensibilidad de los parámetros de los modelos a la temperatura (y precipitación). En el caso del modelo RothC, este ha sido usado para vegetación de pastizales y cultivos agrícolas (Smith *et al.*, 2005) y bosques (Smith *et al.*, 2006), así como a escala global usando unidades homogéneas (tipo de suelo, textura, clima, uso del suelo) (Morais, Teixeira y Domingos, 2019); aunque las estimaciones de los modelos pueden exceder una incertidumbre del 50% (Obade y Lal, 2013), haciéndolos poco útiles en las aplicaciones a escala local o de áreas geográficas de intervención. Actualmente, el modelo RothC se usa para reportar inventarios nacionales de almacenes de C ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC), por ejemplo: Richards (2001); Milne *et al.* (2007) y Wesemael *et al.* (2010). En México, el uso del modelo RothC tiene una historia relativamente reciente (Ponce-Hernandez, 2004; González-Molina *et al.*, 2010a; González-Molina, Etchevers, Paz y González, 2010b).

En años recientes se han planteado iniciativas tendientes a incrementar los almacenes del carbono orgánico de los suelos o reducir las emisiones de CO₂, tal como la iniciativa 4 por 1000 (MAAF, 2015; Minasny *et al.*, 2017; Chambers, Lal y Paustian, 2016) y

la recarbonización de los suelos (FAO, 2019), donde se ha propuesto el uso de modelos de la dinámica del COS para estimar su evolución temporal al aplicar acciones de intervención (FAO, 2020a), donde la evaluación de los resultados es un factor crítico (FAO, 2020b), particularmente con relación al pago de incentivos financieros asociados a resultados verificables, lo que incrementa la importancia de contar con modelos de la dinámica del COS robustos y confiables, además de aplicables a las circunstancias nacionales de información disponible.

En experimentos de largo plazo, el modelo RothC tiene resultados comparables a modelos más complejos (Smith *et al.*, 1997; Coleman *et al.*, 1997), aunque en algunos casos su comportamiento es deficiente en los ajustes experimentales (p. ej. Smith *et al.*, 1997). Un aspecto importante a considerar es la escala de uso de los modelos, desde mediciones puntuales o de promedios de mediciones en las parcelas hasta las regiones (Ogle *et al.*, 2010; González-Molina *et al.*, 2010a y b), donde generalmente al aumentar la escala de modelación (promedios de las escalas inferiores), la incertidumbre se reduce como efecto de sub y sobreestimaciones promediadas, sin que implique que las escalas de zonas o regiones tengan mejor precisión, solo un efecto de compensación. En términos de la CMNUCC, el IPCC (1997), Penman *et al.* (2003) y Ogle, Breidt y Paustian (2005) han utilizado factores de ajuste para estimar reducciones o incrementos en el COS, enfoque utilizado previamente en México (De Jong *et al.*, 2006, 2009 y 2010a). El uso de modelos como el RothC con relación al modelo de un solo almacén con ajustes (Eggleston *et al.*, 2006) puede producir diferencias significativas en las estimaciones (Falloon *et al.*, 2006).

Un requerimiento de los modelos de la dinámica del COS es el conocimiento de los almacenes en el tiempo inicial; es decir, las fracciones del COS_{inicial} asociadas a los diferentes almacenes, información que generalmente no está disponible, por lo que es necesario el desarrollo de esquemas de inicialización de los modelos para estimar estas fracciones (Foeroid, Bellamy, Holden y Kirk, 2012; Dimassi *et al.*, 2018; FAO, 2020a), los cuales generalmente están asociados a la hipótesis de estado estacionario del COS_{inicial} (ganancias = pérdidas; $dC/dt = 0$). El no cumplimiento de la hipótesis de estado estacionario puede conducir a grandes errores en las estimaciones asociadas a acciones de mitigación (Sanderman y Baldock, 2010), aunque para los casos de condiciones de estado estacionario o

cercanas a él, se obtienen buenos resultados (Senapati *et al.*, 2013). En los enfoques de inicialización, dado el desconocimiento de los ingresos de C al suelo, estos son estimados del proceso de inicialización (Gottschalk *et al.*, 2012; Meersmans *et al.*, 2013; FAO, 2020a). De las diferentes fuentes de incertidumbre discutidas por Ludwig, Hu, Niu y Liu, (2010) del modelo RothC, la estimación de los ingresos es una de las principales, asociada a la hipótesis de estado estacionario supuesta. Aunque es posible realizar estimaciones razonablemente precisas de los ingresos de C a los suelos usando diferentes esquemas (Franko, 1997; Kuzyakov y Domanski, 2000; Bolinder, Janzen, Gregorich, Angers y VandenBygaart, 2001; Johnson, Allmaras y Reicosky, 2006; Poeplau, 2016; Pausch y Kuzyakov, 2018), aunque en México las estimaciones son fuertemente dependientes de la información disponible, principalmente a la escala local.

En el caso de México, escala nacional, la información disponible para parametrizar modelos de la dinámica del COS es solo el carbono orgánico total y la textura del suelo (Etchevers, 2013), lo que impone limitaciones en la implementación de modelos.

En este trabajo se revisa la estructura del modelo RothC y su uso en experimentos de corto y medio plazo (< 20 años) en México, analizando sus resultados e incertidumbres, para delimitar sus alcances, bajo las hipótesis definidas, para analizar las necesidades de información para su implementación a escala local y nacional. Al final se discute una posible ruta para mejorar las estimaciones bajo diferentes aproximaciones. Este trabajo presenta una compilación de las diferentes implementaciones del modelo RothC en México.

Modelo RothC

Para modelar la dinámica del carbono orgánico en los suelos existe una gran cantidad de modelos disponibles (Manzoni y Porporato, 2009), muchos de los cuales son de múltiples almacenes (virtuales) y de cinéticas lineales o de orden uno. El modelo más simple corresponde a un solo almacén (Hénin y Dupuis, 1945):

$$\frac{dC}{dt} = I - kC \quad (1)$$

y corresponde al esquema de la Figura 1, donde I son los ingresos al sistema y k es la tasa de cambio o descomposición de C .

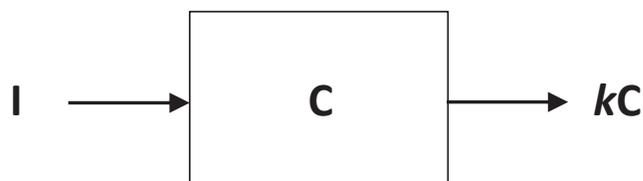


Figura 1. Representación de modelo lineal de un solo almacén (caja).

Figure 1. Linear model representation of a single stock (box).

El carbono orgánico de estado estacionario o C_{ee} está definido por:

$$\frac{dC}{dt} = 0 \Rightarrow C_{ee} = \frac{I}{k} \quad (2)$$

La solución de la ecuación (1), con la condición de frontera $C = C_0$ cuando $t = 0$, está definida por (Six y Jastrow, 2002):

$$C(t) = C_0 + (C_{ee} - C_0)[1 - \exp(-kt)] \quad (3)$$

Estructura y Parametrización del Modelo RothC

La versión inicial del Modelo RothC (Jenkinson y Rayner, 1977) tenía cinco almacenes: material de plantas descomponible (DPM, por sus siglas en inglés), material de plantas resistente (RPM), biomasa microbiana (BIO), materia orgánica físicamente estabilizada (POM) y materia orgánica químicamente estabilizada (COM), con tiempos medios (años) de residencia ($TMR = 1/k$) dados por: DPM (0.165 a), RPM (2.314 a), BIO (1.69 a), POM (49.54) y COM (1980 a). El almacén BIO es el único definido con técnicas de laboratorio (fumigación y extracción), los otros son de tipo virtual. Jenkinson, Hart, Rayner y Parry (1987) modificó el modelo al subdividir el almacén BIO en dos (posteriormente se desechó esta opción por falta de datos para parametrizar los almacenes) e introdujeron el uso del almacén de materia orgánica inerte al ataque biológico (IOM, por sus siglas en inglés) como una solución arbitraria (*deus ex machina*) a la situación de encontrar discrepancias marcadas entre la edad medida por ^{14}C del COS y las obtenidas por el modelo.

La versión de Jenkinson (1990) es la base de la versión actual del modelo RothC, donde se definieron

los almacenes y sus TMR: DPM (0.1 a), RPM (3.3 a), BIO (1.5 a), HUM (50 a) y IOM (50 000 a), donde HUM es el almacén de materia orgánica humificada. La división del almacén BIO fue desechada por el problema de obtener información para definirla y parametrizarla.

La Figura 2 muestra la estructura del modelo RothC y el sistema de ecuaciones (4) define las relaciones matemáticas asociadas (Parshotam, Sagggar, Tate y Parfitt, 2001b; Sierra, Müller y Trumbore, 2012).

Ecuaciones (4):

$$\frac{dDPM}{dt} = pI - k_{dpm}DPM$$

$$\frac{dRPM}{dt} = (1 - p)I - k_{rpm}RPM$$

$$\frac{dBIO}{dt} = \alpha(k_{dpm}DPM + k_{rpm}RPM + k_{hum}HUM) - (1 - \alpha)k_{bio}BIO$$

$$\frac{dHUM}{dt} = \beta(k_{rpm}RPM + k_{dpm}DPM + k_{bio}BIO) - (1 - \beta)k_{hum}HUM$$

$$\frac{dIOM}{dt} = 0$$

El ingreso de C solo pasa una vez por lo almacenes DPM y RPM y después es iterado entre los almacenes BIO y HUM, emitiendo CO₂. En el caso del ingreso de estiércol de granja, la partición del ingreso del carbono difiere: 49% es para DPM, 49% para RPM y 2% para HUM, por lo que el sistema de ecuaciones y estructura del modelo presentado debe modificarse para este caso.

Para parametrizar el modelo RothC es necesario conocer p , α , β y γ , lo cual puede realizarse de acuerdo a lo siguiente. El único parámetro no fijo en el modelo es p .

De acuerdo a Jenkinson (1990) y Coleman y Jenkinson (1996), los parámetros del modelo RothC pueden ser calculados del siguiente sistema de ecuaciones:

$$w = \frac{DPM}{RPM} = \frac{p}{1 - p} \Rightarrow p = \frac{W}{1 + W} \tag{5}$$

$$x = \frac{CO_2}{BIO + HUM} = \frac{\gamma}{\alpha + \beta} = 1.67[1.85 + 1.60 \exp(-0.0786Arc)] \Rightarrow$$

$$\gamma = \frac{x}{1+x} \quad y \quad (\alpha + \beta) = \frac{1}{1+x} \tag{6}$$

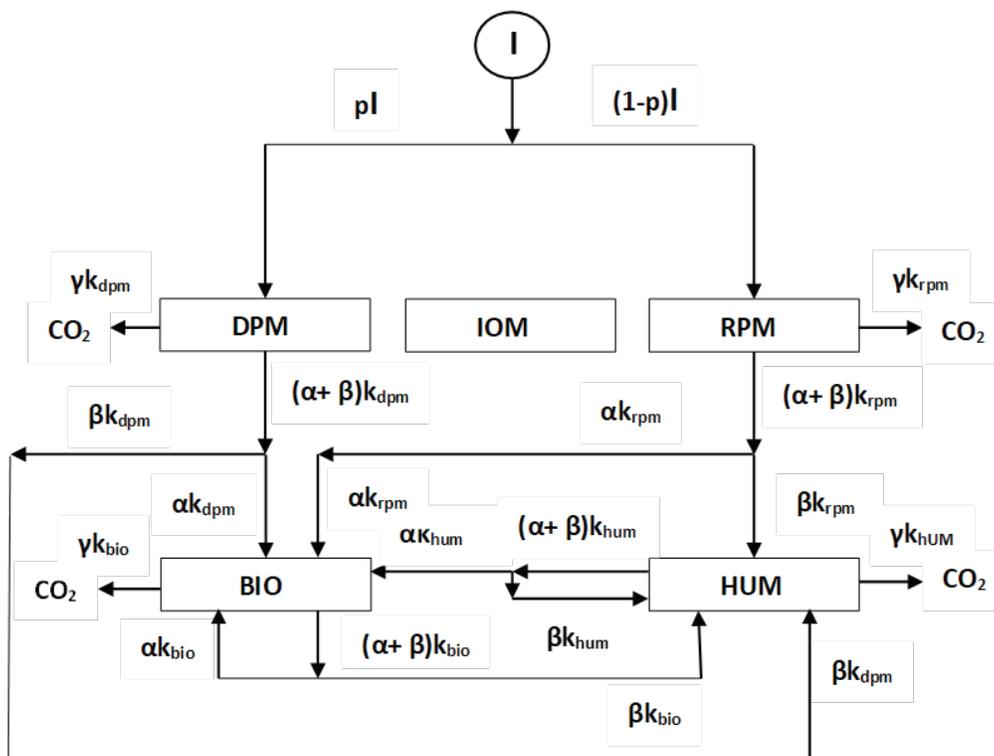


Figura 2. Estructura del modelo RothC de cinco almacenes.
Figure 2. Structure of the five-stock RothC model.

$$y = \frac{BIO}{HUM} = \frac{\alpha}{\beta} = 0.85 \Rightarrow \beta = \frac{(\alpha + \beta)}{1 + y} \quad y \quad \alpha = \frac{(\alpha + \beta)y}{1 + y} \quad (7)$$

donde: *Arc* es la fracción arcilla del suelo (%) y las relaciones *x* y *y* están fijas en el modelo. La relación *w* (DPM/RPM) debe definirse por el usuario para cada sistema de vegetación modelado (*w* = 1.44 para cultivos agrícolas y pastizales mejorados; *w* = 0.67 pastizales con árboles/arbustos dispersos; *w* = 0.25 para bosques, principalmente). El parámetro *w* generalmente este fijo en el modelo RothC, aunque, por ejemplo, Parshotam *et al.* (2001b) han ajustado este parámetro para obtener mejores resultados en experimentos agrícolas (*w* > 1.44). El uso de mediciones de ¹⁴C para estimar IOM ha sido criticado (Shirato *et al.*, 2013).

El modelo RothC fue calibrado con base a los experimentos de largo plazo de Rothmsted, Inglaterra (Coleman y Jenkinson, 1996), por lo que las relaciones de parametrización son ajustadas a los valores de las condiciones locales en el sitio. Por ejemplo, el valor de *x* de la relación (6) usa el valor de 1.67 para obtener *x* = 3.51, para el valor de *Arc* = 23.4% de Rothamsted. Este ajuste también se aplica a las tasas de descomposición inicial (fijas) de los diferentes almacenes: $k_{inicial,DPM} = 10 \text{ a}^{-1}$, $k_{inicial,RPM} = 0.3 \text{ a}^{-1}$; $k_{inicial,BIO} = 0.66 \text{ a}^{-1}$ y $k_{inicial,HUM} = 0.02 \text{ a}^{-1}$. Las tasas *k* iniciales son modificadas multiplicativamente por efecto de la temperatura del aire (factor *a*), por el déficit de humedad del suelo (factor *b*) y cobertura de vegetación del suelo (factor *c*), todos los factores menores o iguales a 1.0 y mayores o iguales a 0.0:

$$k_{almacén} = (abc)k_{inicial,almacén} \quad (8)$$

Los valores de las tasas $k_{almacén}$ son las utilizadas en el sistema de ecuaciones (4), ajustadas para condiciones diferente del sitio Rothamsted (*a* = 1, *b* = 1). El caso del factor *c* de la cobertura de vegetación del suelo adquiere el valor *c* = 1 para suelo cubierto con vegetación y *c* = 0.6 para suelo desnudo, de acuerdo con los análisis de Jenkinson (1977). Jenkinson (1990) y Coleman y Jenkinson (1996) muestran el algoritmo de estimación de los factores *a* y *b* para sitios fuera de Rothamsted.

Para la implementación del modelo RothC es crítico obtener valores precisos de la masa del suelo (sin fragmentos gruesos; > 2 mm) de acuerdo con Jenkinson *et al.* (1999).

Simulaciones Inversas para Obtener el Ingreso de Carbono al Suelo

La estimación del ingreso de carbono al suelo (I) y la producción primaria neta (PPN = adiciones – remociones, donde I es parte del balance) ha sido estimada usando simulaciones inversas (10 000 años) usando datos del carbono orgánico total (TOC, por sus siglas en inglés) y su edad (¹⁴C) con buenos resultados (Jenkinson, Harkness, Vance, Adams y Harrison, 1992; Jenkinson y Coleman, 1994; Jenkinson *et al.*, 1999), bajo la hipótesis de estado estacionario (C_{ee}) del TOC, donde el almacén BIO medido ha sido usado para analizar los resultados obtenidos (Jenkinson *et al.*, 1992). El parámetro *w*, variando de 0.5 a 0.67, muestra diferencias en las estimaciones de I entre 5 y 8% (Jenkinson *et al.*, 1999), por lo que no se considera crítico en estos ejercicios.

La inversión (simulaciones inversas) usa la convergencia de estimación del TOC y su edad para estimar de I e IOM.; aunque no hay un método para evaluar si la estimación de IOM es realista (Parshotam, 2001a). Bajo condiciones de estado estacionario, Parshotam (2001a) presenta una solución analítica para estimar I e IOM en términos de TOC medido y su ¹⁴C.

El uso de ¹⁴C para estimar IOM ha sido comparado con otras estrategias de estimación, mostrando discrepancias entre lo medido y lo modelado (Ludwig, Schulz, Rethemeyer, Merbach y Flessa, 2007; Shirato *et al.*, 2013). Sanderman, Baisden y Falloon (2016) han argumentado a favor de redefinir IOM, dadas las discrepancias en su definición como biológicamente inerte (condiciones aparentes en el sitio Rothamsted), ya que en otros sitios el IOM de experimentos de largo plazo muestra respuestas a la actividad biológica.

Con el uso de datos experimentales, incluido ¹⁴C, de 28 tratamientos en estado estacionario, Falloon, Smith, Coleman y Marshall (1998) establecieron una relación entre IOM y TOC, en Mg C ha⁻¹:

$$IOM = 0.049TOC^{1.139} \quad (9)$$

lo que permite estimar IOM cuando no hay información de ¹⁴C. No es aplicable a andosoles, suelos inundados y profundidades mayores de 30 cm (edad mayor del TOC a profundidad). La estimación de IOM no mejoró al usar el porcentaje de arcilla, tipo del suelo, pH, uso del suelo, ingreso anual, temperatura y precipitación medias.

Los límites, intervalo de confianza del 95%, de la ecuación de Falloon *et al.* (1998) están dados por (Falloon, Smith, Coleman y Marshall, 2000):

$$\text{Límite Inferior: } IOM = 0.01384TOC^{0.8156} \quad (10)$$

$$\text{Límite Superior: } IOM = 0.1733TOC^{1.4624} \quad (11)$$

No existe una guía para el uso de los límites de la estimación de IOM en las aplicaciones, solo se presentan como el intervalo donde deben caer las estimaciones.

Parshotam (2001a) enfatiza que la relación de Falloon *et al.* (1998) esta está mal planteada al relacionar almacenes conceptuales (virtuales) con datos medidos, en vez de establecer relaciones entre datos medidos solamente. Asimismo, Zimmermann, Leifeld, Schmidt, Smith y Fuhrer (2007) plantea que el uso de la relación es incorrecto en condiciones no de estado estacionario; aunque es práctica común asumir esta hipótesis, dado que en un suelo perturbado el TOC se reduce, mostrando valores de IOM mayores a los de estado estacionario. Al comparar diferentes esquemas para estimar IOM, Puhlmann, Kuka y Franko (2006) mostraron que la relación (9) fue la de mayor error en las estimaciones de TOC, a diferencia de los análisis realizados por Senapati *et al.* (2013) en pastizales en estado estacionario, donde los métodos de estimación de IOM dieron resultados con una diferencia de 1.6% entre los métodos usados. Lo anterior demuestra que el método de inicialización usado (hipótesis de estado estacionario) para estimar IOM repercute en las estimaciones de los modelos.

La estimación de I del modelo RothC usando simulaciones inversas (IOM estimado de la relación de Falloon *et al.*, 1998), en lo general, muestra malos resultados (Falloon y Smith, 2002), particularmente en relación a los cambios del TOC (Foeroid *et al.*, 2012; Dimassi *et al.*, 2018). La estimación de I con el modelo RothC es la mayor fuente de incertidumbre (Falloon *et al.*, 2006). Una alternativa utilizada para reducir los errores de estimación es hacer una inicialización de doble paso: primero inicializar con simulaciones inversas par estimar I e IOM y después volver a inicializar usando el ajuste utilizando $(TOC_{medido} - IOM)/(TOC_{simulado} - IOM)$ para compensar la estimación inicial de I en función del TOC, suponiendo que el IOM también aporta (Smith *et al.*, 2005; FAO, 2020b).

Para revisar la hipótesis de estado estacionario del TOC inicial es necesario conocer la historia del uso del suelo del sitio, ya que una perturbación (CUS) puede afectar el estado estacionario de un sitio por varias décadas (Ludwig *et al.*, 2010), con estimaciones de tiempos para lograr el estado estacionario que van de 20 años (Eggleston *et al.*, 2006) a 50 años (Herbst *et al.*, 2018).

Parametrización Inicial de Almacenes del Modelo RothC

El planteamiento de modelar lo medible ha incentivado la búsqueda de métodos de laboratorio para estimar los almacenes virtuales del modelo RothC. El uso de fraccionamientos físico-químicos del TOC usando técnicas de laboratorio ha sido propuesto (Balesdent, 1996; Skjemstad, Spouncer, Cowie y Swift, 2004; Shirato y Yokozawa, 2006; Zimmermann *et al.*, 2007); aunque Poeplau *et al.* (2013) han argumentado que algunas técnicas de laboratorio utilizadas no están lo suficientemente estandarizadas para reproducir los resultados obtenidos.

Con el uso de tamizado y energía de ultrasonido para dispersar el suelo, Balesdent (1996) estableció una relación lineal entre el almacén RPM con el carbono orgánico asociado a la fracción arena ($> 50 \mu\text{m}$) del suelo, definiendo que los almacenes BIO, HUM e IOM están asociados a la fracción arcilla más limo ($< 50 \mu\text{m}$). Esto fue corroborado por Skjemstad *et al.* (2004). Zimmermann *et al.* (2007) estableció una relación para BIO/HUM con relativa poca variación y una relación para DPM/RPM con la temperatura promedio, con R^2 entre 0.76 y 0.78.

El establecimiento de relaciones entre los almacenes virtuales y los estimado en laboratorio permite relacionarlos, aunque esto no es suficiente, tal como lo ha señalado Smith, Smith, Monaghan y MacDonald (2002) que argumentan que las relaciones también deben incluir la dinámice (k) de los almacenes.

Weihermüller, Graf, Herbst y Vereecken (2013), Figura 3, definieron relaciones entre el contenido de arcilla del suelo y TOC con los almacenes virtuales del modelo RothC: RPM, HUM y BIO, usando IOM de Falloon *et al.* (1998), con buenos en los resultados. Herbst *et al.* (2018) han establecido valores fijos, y su variación, para HUM/TOC, RPM/TOC y RPM/HUM analizando un número grande de experimentos y con el uso de fraccionamiento físico en laboratorio.

Para valores bajos de arcilla, los resultados de Weiermüller *et al.* (2013) y Herbst *et al.* (2018) son comparables.

Puhlman *et al.* (2006) muestran diferentes enfoques para estimar IOM en función de fracciones de la masa del suelo.

Extensiones del Modelo RothC

El modelo RothC tiene un tiempo de paso mensual, modelo discreto, por lo que varios autores han extendido el modelo a una versión continua (Parshotam, 1996; Martin, Cordier, Balesdent y Arrouays, 2007; Diele, Marangi y Martiradonna, 2021).

El modelo RothC (Coleman y Jenkinson, 1996) solo considera un solo tipo de materia orgánica exógena (MOE), que es el estiércol de granja (farmyard manure), por lo que este modelo ha sido extendido para diferentes tipos de MOE (Mondini *et al.*, 2017).

El modelo RothC fue desarrollado para profundidad 0-23 cm (sitio Rothamsted), por lo que es válido para solo la profundidad de 0-30 cm. La extensión del modelo RothC a otras profundidades ha sido realizada por Jenkinson y Coleman (2008).

Dadas las restricciones de aplicación del modelo a suelos andosoles e inundados, Shirato, Hakamata y Taniyama (2004) ampliaron el modelo al caso de andosoles y Shirato y Yokozawa (2005) a suelo inundados (p.ej. arrozales). Shirato (2020) aplicó las extensiones del modelo a escala de países (Japón, China y Tailandia). Finalmente, Setia *et al.* (2011) extendieron el modelo RothC al caso de suelos salinos.

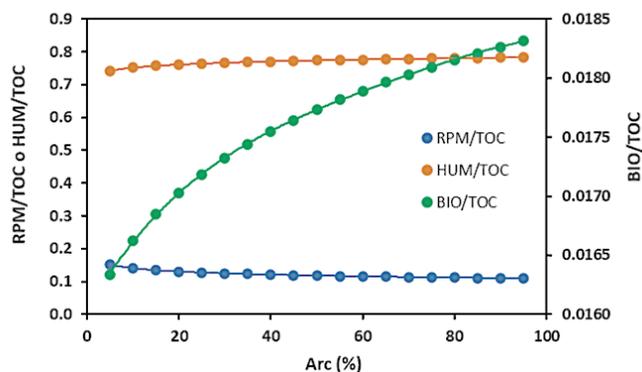


Figura 3. Relaciones de Weiermüller *et al.* (2013) para valor TOC = 100 Mg C ha⁻¹.

Figure 3. Relations of Weiermüller *et al.* (2013) for TOC value = 100 Mg C ha⁻¹.

MATERIALES Y MÉTODOS

Características Generales de los Sitios y Sistemas de Estudio

Las características generales y edafoclimáticas de las parcelas experimentales en los sitios, sistemas y regiones se presentan en el Cuadros 1 y 2. En la mayoría de las parcelas el muestreo de suelo se realizó en la profundidad de 0 a 30 cm y el porcentaje de arcilla estuvo entre 17 a 67%.

La información correspondió a bases de datos de corta o media duración (<20 años) en México excepto la de Villa Diego, Guanajuato, estación experimental donde se reportaron de 25 años. El desempeño se evaluó en los niveles de estudio (González-Molina *et al.*, 2011): parcela, sitio, sistema y región y con base en estos resultados se hicieron pruebas de simulaciones de los cambios de COS (TOC) en escenarios de CUS y sistemas de cultivo, como se hace referencia en el Cuadro 2.

Implementación del Modelo RothC

El modelo RothC-26.3 de Coleman y Jenkinson (1996) fue utilizado en las simulaciones. La IOM (Mg ha⁻¹) es obtenida de la ecuación de Falloon *et al.* (1998). Los parámetros de entrada incluyen temperatura del aire (°C), precipitación (mm) y evaporación (mm) promedios mensuales: TPM, PPM y EPM, respectivamente, contenido de arcilla (%), profundidad de muestreo del suelo (cm), entrada mensual (Mg C ha⁻¹) de residuos vegetales (RV) y abonos orgánicos (AO), información mensual de la cobertura del suelo, si el suelo está desnudo o con cobertura vegetal y la relación DPM/RPM que asume el modelo (Coleman y Jenkinson, 1996).

Procedimiento de Simulación del Modelo RothC

La simulación con el modelo RothC se hizo en las etapas de inicialización y simulación de escenarios (proyecciones a futuro). En la inicialización, se supuso, de acuerdo a la propuesta de Jenkinson *et al.* (1999) que el contenido de COS medido en los sistemas alcanza la condición de equilibrio. La condición de equilibrio se logra al ejecutar el RothC 10 000 años continuamente con la información de clima, suelo, relación DPM/RPM, IOM y entrada de C de los residuos vegetales (RV)

al suelo obtenidos por el modelo, en este proceso se determina la distribución de C de cada compartimento. En la etapa de simulación, el modelo se ejecutó con los contenidos C de cada compartimento, la información edafoclimática, la relación DPM/RPM y la información mensual del escenario de manejo que incluye: la entrada de C al suelo de RV, abono orgánico, y cobertura del suelo. Para determinar la tasa de cambio (TC) del COS (TOC) en el periodo de estudio de 40 años, se usó la expresión siguiente: $TC_{\text{COS40años}} = \text{COS}_{\text{año}_40} - \text{COS}_{\text{año}_00}$.

Desempeño del Modelo RothC en Parcelas, Sitios, Sistemas y Regiones

Condiciones de simulación. A nivel de parcela, se usaron los datos medidos del $\text{COS}_{\text{inicial}}$ promedio de

las mediciones de COS en cada parcela (CIPAR) y el $\text{COS}_{\text{inicial}}$ medido en cada punto de muestreo (CIPUN) de las parcelas y correspondieron a la Sierra Norte de Oaxaca. Para la evaluación de los niveles sitios y sistemas se usaron los CIPAR como indica el Cuadro 2. Los sistemas considerados fueron: agrícolas con residuos; agrícolas sin residuos; forestales; praderas; y agostaderos. En el nivel regional, se evaluaron tres regiones de la Sierra Norte de Oaxaca con laderas cuya pendiente fue mayor a 30%: Mazateca, Cuicateca y Mixe, en este nivel de estudio, se usó el método Eggleston *et al.* (2006) y el RothC con información parcial del método IPCC. El escenario con el RothC, en las regiones se simuló para un periodo de 20 años (1980-2000) bajo el supuesto que la vegetación IPCC 1980 con la cual se inicializa el modelo (Serie I del

Cuadro 1. Características generales de los sitios experimentales.
Table 1. General characteristics of the experimental sites.

Sitios/total localidades	Latitud norte	Longitud oeste	Altitud	TMA [†]	PMA [†]	Suelo [‡]
			m	°C	mm	
Batán, México/1.	19° 31'	98° 50'	2259	15	634	Feozem
Linares, N. L./1	24° 47'	99° 32'	350	19	763	Vertisol y Regosol
Cuicateca, Oaxaca/2	17° 51'	96° 51'	1700-2200	14	1038	Ferrasol
Mazateca, Oaxaca/2	18° 09'	96° 54'	1380-1910	14	1440	Ferrasol
Mixe, Oaxaca/1.	17° 01'	96° 53'	1500-2000	16	2583	Ferrasol
Atécuaro, Michoacán/11	19° 30'	101° 09'	2048	16	824	Andosol
Tlaxcala/1	19° 28'	98° 19'	2540	14	769	Acrisol
Zaachila, Oaxaca/1	16° 54'	96° 46'	1940	20	744	Tepetate
La Huerta, Jalisco/1	19° 31'	134° 32'	298	23	1285	Regosol eútrico
Cuitzeo, Michoacán/4*	19° 59'	101° 00'	1840	19	637	Feozem háplico
Celaya, Guanajuato/2	20° 31'-20° 23'	100° 48'-101° 11'	1749	19	631	Vertisol
Coatlinchan, Edo. México/1	19° 17'	98° 53'	2250	12-18	645	Feozem
Perote, Veracruz/1	19° 40'	97° 10'	2335	13	499	Andosol ócrico
Perote, Veracruz/1	19° 26'	97° 11'	1571	10	1695	Andosol ócrico
Tlaxcala/1	19° 47'	98° 36'	2500	13	675	Feozem aplico
México-Hidalgo/1	19° 43'	99° 19'	2107	13	652	Litosol
Santa Fe, Veracruz/1	19° 11'	96° 31'	230	24	1036	Vertisol pélico

[†] TMA = temperatura media anual; PMA = precipitación media anual. [‡] (FAO-ISRIC-ISSS, 1998).

[†] TMA = mean annual temperature; PMA = average annual precipitation. [‡] (FAO-ISRIC-ISSS, 1998).

INEGI, 1985) empezó a cambiar en el año de 1980 a otro tipo de uso de vegetación IPCC 2000 (Serie III del INEGI, 2002), al considerar que la fecha de elaboración de los mapas analizados considera intervalos de tiempo diferentes a su fecha de publicación. Los polígonos de

cambio de uso de suelo y vegetación se generaron al unir la capa de vegetación y suelo del IPCC 1980 con la capa de vegetación del IPCC 2000. Las simulaciones se hicieron para cada polígono de cambio de uso de suelo y vegetación, por ejemplo, para el escenario

Cuadro 2. Información del manejo del suelo y sistemas en los sitios y sistemas de estudio.

Table 2. Information on soil management and systems in the study sites and systems.

Sitios	Manejo del suelo [†] /cultivos	Referencia/nivel de estudio [‡] /escenarios [§]
Batán, México	LZ; LC; manejo de residuos; R/maíz, trigo	Fuentes <i>et al.</i> , 2009/1 y 2
Linares, N. L.	LT/maíz, sorgo, zacate buffel, arbustos espinosos	Pando-Moreno, Jurado, Manzano y Estrada, 2004/1 y 2
Cuicateca, Oaxaca	LT; LC; MIAF/maíz, durazno	Acosta, 2003 ¹ ; González-Molina, Etchevers y Hidalgo, 2008/1, 2 y 3
Mazateca, Oaxaca	LT; LC; MIAF/maíz, durazno, BL, BA	Acosta, 2003 ¹ ; González-Molina <i>et al.</i> , 2008/1, 2, 3
Mixe, Oaxaca	LT; LC; MIAF/maíz, café, acahuales	Acosta, 2003 ¹ ; González-Molina <i>et al.</i> , 2008/1, 2, 3
Atécuaro, Michoacán	T; TM; O; año y vez/maíz, B-P-E	Covalada, 2008 ² ; González-Molina <i>et al.</i> , 2008/1, 2, 3
Tlaxcala	T; TM; con cultivos asociados; O; TR y O/maíz	Covalada, 2008 ² ; González-Molina <i>et al.</i> , 2008/1, 2, 3
Zaachila, Oaxaca	LT, MUL, HIG/maíz, calabaza, higuera	González-Molina, Moreno, Krishnamurty, Baéz y Acosta, 2012/1, 2
La Huerta, Jalisco	Plantaciones de especies forestales tropicales con manejo y sin manejo de hierbas y arbusto	González-Molina, Acosta, Carrillo y Rueda, 2018/1, 2
Loc. Michoacán	LC; R/maíz, sorgo, trigo y leguminosas (haba)	González-Molina, Moreno y Báez, 2017/1, 2
Loc. Guanajuato	LC; R/maíz, sorgo, trigo y leguminosas (haba)	González-Molina <i>et al.</i> , 2017/1, 2
Coatlinchán, Edo. México	LT/quinua, amaranto	González-Molina, <i>et al.</i> , 2020/ escenarios
Perote, Veracruz	LT+riego (LT-R); LC+riego (LC-R); LT+temporal; (LT-T); LC+temporal; (LC-T)/maíz	González-Molina, Acosta, Carrillo, Báez y González, 2014/ escenarios
Perote, Veracruz	LT-R, LT-T, LT-R, LT-T/maíz	González- Molina <i>et al.</i> , 2014/ escenarios
Tlaxcala	LT-R, LT-T), (LT-R), (LT-T/maíz)	González- Molina <i>et al.</i> , 2014/ escenarios
México-Hidalgo	LT-R, LT-T, LT-R, LT-T/maíz	González- Molina <i>et al.</i> , 2014/ escenarios
Santa Fe, Veracruz	LT-R, LT-T, LT-R, LT-T/maíz	González- Molina <i>et al.</i> , 2014/ escenarios

[†] LZ = labranza cero; LC = labranza de conservación; LT = labranza tradicional; MIAF = milpa intercalada con árboles frutales; BL = bosque de Liquidambar; BA = bosque de aile; R = rotaciones; T = tradicional sin descanso; TM = tradicional mejorado; O = manejo orgánico; TR = tepetate roturado; B-P-E = bosque de pino encino; MUL = multiestrato; HIG = monocultivo de higuera. [‡] Nivel de estudio: 1 = sitio, 2 = parcela-sistema, 3 = regional. [§] Escenarios = escenarios de simulación de cambios de COS.

[†] LZ = zero tillage; LC = 1 conservation embrace; LT = traditional tillage; MIAF = milpa interspersed with fruit trees; BL = Liquidambar forest; BA = aile forest; R = rotations; T = traditional without rest; TM = enhanced traditional; O = organic management; TR = broken tepetate; B-P-E = pine-oak forest; MUL = multilayer; HIG = castor monoculture. [‡] Study level: 1 = site, 2 = plot-system, 3 = regional. [§] Scenarios = COS change simulation scenarios.

¹ Acosta Mireles, M. (2003). Diseño y aplicación de un método para medir los almacenes de carbono en sistemas con vegetación forestal y agrícolas de ladera en México. Tesis de Doctorado en Ciencias. Colegio de Posgraduados. Montecillos, México. 135 p.

² Covalada-Ocon, 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.

de predicción del cambio de uso de suelo de agrícola (1980) a pastizal (2000), se usaron los archivos de clima, suelo y de manejo de suelo, la MOI y relación MVD/MVR del uso agrícola y del pastizal.

Datos de entrada. En las parcelas, sitios y sistemas, la información climática (TPM, PPM y EPM) se obtuvo del periodo 1951-2017 de la base de datos Extractor Rápido de Información Climatológica (ERIC) (IMTA, 2000), de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2011) y de las estaciones climáticas de sitios experimentales. El COS se midió en las parcelas y con este se obtuvo la MOI (materia orgánica inerte) mediante la ecuación de Falloon *et al.* (1998), la relación DPM/RPM (parámetro del modelo RothC) fue la que se recomienda en la documentación del modelo RothC por defecto. En la etapa de predicción, el modelo se ejecutó considerando los parámetros siguientes: contenidos C de cada compartimento, obtenidos de la etapa de inicialización, la información edafo-climática, la relación DPM/RPM y la información mensual del escenario de manejo que incluye: la entrada de C al suelo de los RV y abono orgánico (Mg ha^{-1}), así como los meses que el suelo presenta cobertura vegetal. En las regiones, los datos de clima fueron del periodo 1951-2000 (los disponibles) y se obtuvieron de la base de datos del ERIC. El COS inicial fueron los valores promedio de las categorías de vegetación PICC (IPCC) obtenidos a partir de las mediciones realizadas en sistemas agrícolas y forestales de ladera en las mismas regiones por Acosta (2003¹), González-Molina *et al.* (2008) y por Figueroa-Navarro, Etchevers, Velázquez y Acosta (2005) donde no hubo valores, se usaron los valores de COS generados por el Inventario Nacional de Emisiones de Gases de Efecto Invernadero 1990-2000 de SEMARNAT e INE. El carbono de RV (Mg ha^{-1}) fue generado por el modelo al correrlo de manera inversa usando el $\text{COS}_{\text{inicial}}$ y datos de clima y suelo. La cobertura vegetal para cada categoría IPCC fue de 12 meses en los bosques y pastizales y de 8 meses en suelos agrícolas. El COS se estimó como el producto de la superficie del polígono cambio de uso de suelo y vegetación (ha) y el COS (Mg ha^{-1}) obtenido del escenario de predicción correspondiente (mapas de uso del suelo). El contenido de arcilla (%), se consideró el promedio de los horizontes Ap y A. En la región Mazateca fue de 34.5%; en la Cuicateca de 17% y en la Mixe de 36.5%.

Aplicación del RothC en Escenarios de Cambio de Uso de Suelo y Sistemas de Cultivo

Con base en los resultados del desempeño del RothC, para estimar los cambios de COS, se ejecutaron los escenarios con diferentes CUS y sistemas de cultivo, siguientes:

Sistemas agroforestales con higuierilla. En el CUS del sistema tradicional asociación maíz calabaza (TMC) considerado como línea base a sistemas agroforestales con higuierilla (*Ricinus communis*), las simulaciones del COS se llevaron a cabo a la profundidad de suelo 0-40 cm, en el periodo de 1980-2040. Los sistemas se integraron de los cultivos, como sigue: (1) tradicional asociación maíz calabaza (TMC); (2) multiestrato (MUL), donde los cultivos de higuierilla, calabaza y maíz, se alternan en hileras; (3) monocultivo de higuierilla con una edad de 24 meses (HIG); y (4) callejones (CALL), se establecieron dos hileras de maíz por una de higuierilla.

Labranza de conservación en vertisoles. En el CUS del sistema de LT a sistemas LC en suelos vertisoles, las parcelas se establecieron en terrenos planos, con pendientes menores al 1% y con disponibilidad de riego y se manejaron los cultivos de maíz, sorgo, trigo y leguminosa (haba, frijol o garbanzo) en rotaciones gramínea-gramínea y gramínea-leguminosa. El maíz y sorgo se establecieron en el ciclo agrícola primavera-verano, mientras que el trigo y leguminosas en el ciclo otoño-invierno. El sistema de LC consistió en incorporar de 30 a 100% de los RV de cosecha de los cultivos establecidos y en hacer una remoción mínima del suelo. A los RV se le sumo el C aportado por rizodeposición (RI), esta se determinó como una proporción de la materia seca total medida (MST), de acuerdo con Kuzyakov y Domansky (2000), quienes indican que en los cereales es del 20 al 30% del total de C asimilado en la fotosíntesis. Con estas consideraciones se probaron escenarios que incluyeron diferentes aportes entradas por RI, dentro del rango de 10 a 50% de la MST.

Especies tropicales arbóreas. En el CUS de LT a plantación de especies tropicales arbóreas, las plantaciones forestales tuvieron los manejos: con manejo de hierbas y arbustos; y sin manejo de estas. Se establecieron las seis más comunes en este tipo de vegetación debido a su mayor supervivencia: Rosa

morada (*Tabebuia rosea* (Bertol) DC), Teca (*Tectona grandis* L.), Melina (*Gmelina arborea* Roxb.) y Parota (*Enterolobium cyclocarpum* (Jacq.) Griseb.). Estas se evaluaron a los 15 años de edad y el C aportado por los RV fue medido en la biomasa de arbustos, hierbas, hojarasca y raíces y en el caso del sistema forestal con manejo solo se midió en las raíces.

Sistemas con labranza. En el CUS de vegetación secundaria a sistemas con labranza de conservación, los escenarios se realizaron en un periodo de 40 años (2014-2053) a partir de mediciones puntuales en los sitios de estudio y se integraron con los contenidos de C de los compartimentos activos de la vegetación secundaria e información del manejo del suelo de los sistemas de labranza. Los sistemas de labranza a simular con el RothC fueron la labranza tradicional (LT) así como de labranza de conservación (LC), en condiciones de temporal (LT-T, LC-T) o de riego (LT-R, LC-R).

Sistemas con quinua y amaranto. En el Campo Experimental Valle de México de INIFAP se estableció el cultivo de dos variedades de quinua (Amarilla de Maranganí y Blanca) y tres variedades de amaranto (Nutrisol, Revancha y Benito). En ambos cultivos, se simularon escenarios en periodos de tiempo de mayores de 20 años. En quinua los escenarios incluyeron los sistemas: monocultivo de quinua y rotación anual quinua-maíz, con tres entradas de RV al suelo: (i) 60% de la MST; (ii) 70% de la MST; y (iii) 80% de la MST. Después de evaluar el desempeño del RothC con estas entradas de quinua, se realizaron varias pruebas para estimar las tasas de cambio del COS. En el monocultivo de maíz se consideró un aporte del 40% de la MST. En el cultivo de amaranto se hicieron las simulaciones en las tres variedades con un aporte de C al suelo por RV equivalente al 80% de la MST medida.

Datos de entrada. En los escenarios analizados, la información edafoclimática se obtuvo similarmente como en el apartado de desempeño del RothC; sin embargo, en la estimación de los de cambios de COS para evitar la diferencias en la masa del suelo debido a prácticas de manejo, al comparar las cantidades de COS, se usó la masa equivalente de suelo (MSE) conforme las ecuaciones de Ellert y Bettany (1995): $T_{add} = (M_{suelo, equiv} - M_{suelo, superficial})/b$, donde: T_{add} = espesor adicional de la capa subsuperficial, necesario para obtener la MES; $M_{suelo, equiv}$ = MES, es la masa de suelo con mayor peso ($Mg\ ha^{-1}$); $M_{suelo, superficial}$ = masa de suelo

en la capa superficial u horizonte genético ($Mg\ ha^{-1}$), b =densidad aparente de la capa subsuperficial ($Mg\ m^{-3}$). También se obtuvo la masa de C equivalente: $M_{carbono, equiv} = M_{carbono, superficial} + M_{carbono, Tadd}$ donde: $M_{carbono, equiv}$ = masa de C por unidad de área en una MSE ($Mg\ ha^{-1}$); $M_{carbono, superficial}$ = la masa de C en la capa superficial del suelo ($Mg\ ha^{-1}$); y $M_{carbono, Tadd}$ = la masa de C adicional en la capa subsuperficial del suelo ($Mg\ ha^{-1}$).

Criterios de Evaluación del Desempeño del Modelo RothC

Para evaluar el desempeño del modelo RothC, se utilizaron los siguientes criterios: coeficiente de correlación (r), la raíz cuadrada del cuadrado medio del error (RCME) (%) y la eficiencia del modelo (EF) expresada por Smith *et al.* (1997). El valor de RCME va de 0 a ∞ , r de 0 a 1 y EF de $-\infty$ a 1.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Desempeño del Modelo RothC

En el nivel de parcela. Los valores de RCME, EF y r , indicaron un desempeño ligeramente mejor para las simulaciones con el uso de CIPUN, lo que muestra que pueden usarse los valores promedio para reducir el número de simulaciones.

En los sitios, sistemas y regiones. Los valores de r , indicaron alto grado de asociación, la excepción fueron los agostaderos ($r = 0.24$); los valores de RCME estuvieron entre 0.07 y 0.43, los valores más altos se registraron en los sistemas agrícolas menos residuos y agostaderos. En lo referente a la eficiencia del modelo, según el criterio de Ludwig *et al.* (2010) que indica insatisfactoria ($EF \leq 0$), satisfactoria ($0 < EF < 0.7$) y buena ($EF \geq 0.7$), se resalta que fue insatisfactoria en el sitio el Batán y sistema de agostaderos; satisfactoria a nivel de parcela (CIPUN y CIPAR), Sierra Norte de Oaxaca, La Huerta Jalisco y los sistemas agrícolas más residuos y praderas; y buena en los sitios Linares Nuevo León, Atécuaro, Michoacán, Zachila, Oaxaca, Santiago Tlalpan, Tlaxcala, en las localidades de Guanajuato y Michoacán con suelo vertisol, en los sistemas agrícolas menos residuos, forestales y en las simulaciones de las tres regiones, Mazateca, Cuicateca y Mixe, donde la variabilidad espacial del COS es alta (Vergara-Sánchez, Etchevers y Vargas, 2004). Los valores bajos de r y EF y

alto para RCME en los agostaderos se pueden explicar porque en México estos sistemas son complejos y con mayor variabilidad espacial de COS debido a que la vegetación y el suelo son más heterogéneos y las condiciones climáticas son variables (Melgoza, 2006), por otra parte el RothC se desarrolló y parametrizó para modelar cambios de COS en cultivos de experimentos de larga duración, en años más recientes se ha usado en bosques y pastizales (Coleman *et al.*, 1997; Falloon *et al.*, 1998; entre otros) y en sistemas agroforestales (Kaonga y Coleman, 2008), pero para agostaderos (generalmente con predominio de matorrales) no se ha reportado su aplicación. La EF del modelo fue insatisfactoria del Batán donde se establecieron sistemas de labranza, de acuerdo con Liu, Chan y Conyers (2009) es necesario mejorar la amplitud del RothC para estos sistemas de labranza ya que se deben considerar factores de pérdida de COS como la erosión del suelo (Senapati *et al.*, 2014) y de RV que se dejan en la superficie del suelo y se pueden perder antes de entrar al suelo para formar parte del COS (Liu *et al.*, 2009). En el caso de los valores altos de RCME de los sistemas agrícolas menos residuos, que incluyen los sistemas con LT, puede explicarse debido a que unas bases de datos tienen más dificultades para modelar que otras (Smith *et al.*, 1997). Guo *et al.* (2007) señalan que para evaluar el desempeño de un modelo se deben considerar varios factores, entre los que resalta la precisión de los datos analíticos que puede ser afectada por errores en el laboratorio o en el muestreo, como en el caso de Oaxaca, donde se encontró que el C asociado a la fracción mineral fue sobrestimado en un 17% (González-Molina *et al.*, 2008) debido a la presencia de residuos orgánicos (raíces) que fueron removidos después de una segunda limpieza.

En el nivel regional bajo sistemas de ladera. Los valores de COS modelados con el RothC y con información del IPCC (Eggleston *et al.*, 2006) y los obtenidos con el método IPCC (Eggleston *et al.*, 2006), mostraron alto grado de asociación ($r = 0.98-1.0$), bajos valores de RCME (0.7-0.9) y altos de EF (0.98-0.99). El COS secuestrado predicho por RothC y estimado con el método IPCC, en el periodo de 1980-2000, en orden de mayor a menor fueron los siguientes: Mixe (3404 y 3379 Gg ha) > Mazateca (1962 y 2821 Gg) > Cuicateca (1040 y 998 Gg) y correspondió a la precipitación (mm) y contenido de arcilla (%) registrado en las regiones: > 2000 y 36.5% (Mixe); 1500-2000 34.5 (Mazateca); y 500-700 y 17 (Cuicateca) (Cuadro 3).

Aplicación del RothC en Escenarios de Cambio de Uso de Suelo y Sistemas de Cultivo

Sistemas agroforestales con higuera. Los cambios del COS simulados con el RothC después del CUS de sistema TMC a los sistemas con higuera entre 1980 y 2040 tuvieron el siguiente orden: HIG>MUL>CALL>TMC, resultados que fueron similares a los reportados por Nair, Kumar y Nair (2009): forestales>agroforestales>plantaciones de árboles>cultivos.

Especies tropicales arbóreas. La tasa de cambio del COS ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) después de 40 años de simulación de CUS de LT a plantaciones con especies forestales tropicales sin manejo fue mayor y positiva, entre 0.2 y 0.7, mientras que en las plantaciones con manejo fue de -0.2 a 0.3 y por especie forestal de mayor a menor, fue el siguiente: Parota, sin manejo de hierbas y arbustos (SM) (0.7); Melina, con manejo de hierbas y arbustos (CM) (0.3); Rosa morada (SM) (0.2); Rosa morada (CM) (-0.2); y Teca (CM) (0.2). Según Masera, Ordóñez, y Dirzo (1997), cuando se mantiene la cobertura forestal o se renueva en sucesivas rotaciones; es decir, sin sobreexplotación, se crea un sumidero de carbono que puede ser estable en el tiempo. En el caso de Parota que tuvo mayor COS puede explicarse, de acuerdo con Mooney (1972), porque es una leguminosa que mantiene relaciones simbióticas con microorganismos del suelo, fija nitrógeno en sus raíces, su tasa fotosintética aumenta, lo que permite mayor acumulación de C en sus órganos.

Labranza de conservación en vertisoles. En el CUS del sistema de LT a sistemas de LC en vertisoles, la entrada de C al suelo: $\text{ET3} = \text{SB} + (0.18 * \text{TB})$ fue la mejor prueba para simular los cambios con el RothC y correspondió a lo reportado por Kuzyakov y Domansky (2000). Las localidades de Michoacán y Guanajuato estuvieron en los rangos de 0.9-1.2 y 1.4 a 2.6 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), resultados que estuvieron en el rango de secuestro de SOC medido por Follett, Castellanos, y Buenger (2005) en Celaya, México, donde reportaron una tasa de 0.3 a 2.8 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), bajo condiciones similares a las del estudio: vertisoles, LC, experimento a corta duración (5 años) y rotación de cultivos (maíz de trigo y habas de trigo) - Maíz y frijoles en verano y frijoles en invierno). En el estudio considerando que los cambios de SOC más estables sucedieron después de 45 años, estos fueron similares a los del estudio de West y Post (2002) en experimentos

agrícolas de larga duración en distintos sitios a nivel mundial, ellos indicaron que después de un cambio de LT a labranza cero, el suelo alcanzó un nuevo equilibrio después de 40 a 60 años.

Sistemas con labranza. En el caso del CUS de la vegetación secundaria a los sistemas de labranza, el COS almacenado, sólo presentó cambios cuando las simulaciones se efectuaron con LC-R y LC-T y en Perote, Tlaxcala e Hidalgo y el Estado de México (0.1 a $0.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), en el caso de la SBC en los escenarios con LC y LT se obtuvieron pérdidas de COS. Estos resultados estuvieron dentro de lo reportado a escala mundial de 0.02 a $0.76 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ para

el caso de sistemas que adoptan sistemas de manejo mejorado (Lal, 2000). Con respecto a las pérdidas de C que se obtuvieron en el CUS de SBC a sistemas de labranza (-1.9 a -2.3) pueden explicarse porque la entrada de RV_{RothC} en este tipo de vegetación fue alto ($17 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) comparado con las entradas de C de los sistemas de labranza (1.7 - $4.5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) (Cuadro 4).

Sistemas con quinua. Los cambios de COS simulados por el RothC en el periodo de 40 años indicaron secuestro de COS (0.02 - $0.07 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) en los monocultivos de las quinuas A. de Marangani y Blanca con $\text{RV} = 80\% \text{ MST}$ y pérdidas en el monocultivo

Cuadro 3. Estadísticos que describen desempeño del RothC en los niveles de parcela, sitio, sistema y región en México.
Table 3. Statistics describing RothC performance at the plot, site, system, and region levels in Mexico.

Estadísticos [†]	n	r	RCME	EF
Parcelas				
Sierra Norte, Oaxaca CIPUN [‡]	27	0.87	0.24	0.68
Sierra Norte, Oaxaca CIPAR [‡]	27	0.75	0.29	0.50
Sitios				
Batán, México	48	0.76	0.19	-0.60
Linares, N. L.	61	0.88	0.32	0.76
S. Tlalpan, Tlaxcala	15	0.98	0.10	0.93
Atecuaro, Michoacán	24	0.95	0.11	0.89
Sierra Norte, Oaxaca	27	0.90	0.37	0.53
Zachila, Oaxaca	6	1.00	0.11	0.89
La Huerta, Jalisco	5	0.77	0.10	0.56
Localidades de Michoacán y Guanajuato	16	0.87	0.09	0.84
Sistemas				
Agrícolas+R	71	0.95	0.36	0.69
Agrícolas-R	65	0.97	0.43	0.84
Forestales	24	0.93	0.31	0.81
Agostadero	34	0.24	0.40	-0.16
Pradera	9	0.81	0.18	0.31
Regiones				
Mazateca	7	0.99	0.09	0.98
Cuicateca	7	0.98	0.08	0.95
Mixe	12	1	0.07	0.99

[†] n= número de pares de datos de COS simulado y observado; r = coeficiente de correlación; RCME = raíz del cuadrado medio del error; EF=eficiencia del modelo. [‡] CIPUN = COS inicial simulado por punto de muestreo; CIPAR = COS inicial promedio simulado por parcela.

[†] n= number of simulated and observed SOC data pairs; r = correlation coefficient; RCME = root mean square error; EF=model efficiency. [‡] CIPUN = simulated initial COS per sampling point; CIPAR = simulated average initial COS per plot.

Cuadro 4. Escenarios de cambio de uso de suelo y tasa de cambios de COS, después de 40 años en diferentes sitios y sistemas de México.
Table 4. Land use change scenarios and SOC rate of change, after 40 years in different sites and systems in Mexico.

Sitios	Escenarios de cambio de uso de suelo [†] (tasa de cambios de COS simulado)
	----- Mg ha ⁻¹ año ⁻¹ -----
Santa María Roalo, Oaxaca	TMC a: TMC (0.0); CALL (0.2); MUL (0.3); e HIG (0.5)
La Huerta, Jalisco	LT a: Melina CM (0.3); Teca CM (-0.2); Rosa morada CM (-0.2); Parota SM (0.7); y Rosa morada SM (0.2)
Loc. Michoacán	LT a-LC (0.1-1.2)
Loc. Guanajuato	LT a LC (1.4-2.6)
Perote, Veracruz	BPVSA a: LT-R (-0.5); LC-R (0.8); y LC-T (0.2)
Perote, Veracruz	BPVSA a: LC-R (0.4)
Tlaxcala	BQVSA a: LC-R (0.1)
Hidalgo	BQSa a: LC-R (0.8)
Hidalgo	LC-T (0.1)
Santa Fe, Veracruz	SBC a LT-T(-2.3); y LC-T (-1.9)

[†] TMC = tradicional asociación maíz-calabaza; CALL = callejones dos hileras de maíz por una de higuera; MUL = multistratos; HIG = monocultivo de higuera; SM = sin manejo de hierbas y arbusto; CM = con manejo de hierbas y arbustos; LT = labranza tradicional; LC = labranza de conservación; BPVSA = bosque de pino, vegetación secundaria arbórea; BPVSA = bosque de pino, vegetación secundaria arbustiva; BQVSA = bosque de encino, vegetación secundaria arbórea; BQSa = bosque de encino, vegetación secundaria arbustiva; SBC = selva baja caducifolia; LT-R o T = labranza tradicional bajo riego o temporal; LC-R o T = labranza de conservación bajo riego o temporal.

[†] TMC = traditional corn-squash association; CALL = alleys two rows of corn by one of castor; MUL = multistrata; HIG = castor oil monoculture; SM = no herb and shrub management; CM = with herb and shrub management; LT = traditional tillage; LC = conservation tillage; BPVSA = pine forest, secondary tree vegetation; GLPSa = pine forest, shrubby secondary vegetation; BQVSA = oak forest, secondary tree vegetation; BQSa = oak forest, secondary tree vegetation; SBC = low deciduous forest; LT-R or T = traditional tillage under irrigation or temporary; LC-R or T = conservation tillage under irrigation or temporary.

de maíz y en las rotaciones de quinua-maíz (-0.02 a -0.14 a). Las entradas de C al suelo por los RV medidos en las quinuas tuvieron relación lineal con las tasas de secuestro (Cuadro 5), similarmente a lo encontrado por Wang, Zhang, Sun, Li, y Han (2017) quienes, a nivel global en cereales con diferentes entradas de C al suelo, tuvieron una correlación alta con los cambios del COS.

Sistemas con amaranto. La variedad Nutrisol bajo cultivo continuo presentó secuestro de COS, seguida de Revancha, mientras que Benito presentó ligera pérdida de COS. El secuestro de COS tuvo correspondencia con su aporte de RV al suelo con 8.0, 4.7 y 4.3 para las variedades Nutrisol, Revancha y Benito con 0.38, 0.08 y -0.01 Mg ha⁻¹ año⁻¹, respectivamente. Nuestros resultados de COS secuestrado se ubicaron en los valores reportados por Lal (2000) a escala mundial de 0.02 a 0.76 Mg ha⁻¹ año⁻¹, para el caso de sistemas agrícolas que adoptan un manejo o práctica al suelo mejorada.

Discusión General

Con el uso de datos puntuales (p. ej. perfiles de suelos, Paz-Pellat *et al.*, 2019) a nivel de parcelas, la Figura 4 muestra los resultados del uso del Modelo RothC, donde los resultados son imprecisos (R^2 alrededor de 0.5) y siguen patrones asociados al uso de modelos de la dinámica del COS, tal como el modelo CENTURY (Ogle, Breidt, Easter, Williams y Paustian, 2007), donde se sobreestima para el caso de valores grandes del COS y se subestima para el caso de valores pequeños del COS.

Para el caso de datos de promedios de múltiples puntos de muestreo, la Figura 5 muestra los resultados obtenidos de la implementación del modelo RothC. Estos resultados, generalmente asociados al proceso de inicialización con simulaciones inversas suponiendo estado estacionario, muestran patrones (subestimaciones) de estimaciones menores del COS congruentes con las observadas (Foeroid *et al.*, 2012).

Cuadro 5. Cambios de COS, después de 40 años de CUS en sistemas con quinua y amaranto.
Table 5. Changes in SOC, after 40 years of CUS in systems with quinoa and amaranth.

Cultivo/ variedad	Manejo del cultivo (Tasa de cambio de COS _{simulados})
	- - - - - Mg ha ⁻¹ año ⁻¹ - - - - -
Quinoa/A. de Marangani	Monocultivo quinua (0.07); rotación quinua-maíz (-0.02) y monocultivo maíz (-0.14)
Quinoa/ Blanca	Monocultivo quinua (0.02); rotación quinua-maíz (-0.05); y mono maíz (-0.14)
Amaranto	Monocultivo: Nutrisol (0.38); Revancha (0.08); y Benito (-0.01)

Los resultados discutidos plantean problemas en la inicialización del modelo RothC, en donde, las hipótesis de estado estacionario y estimación del IOM, son los factores más críticos para su uso, por lo que es necesario ponderar estas fuentes de error usando una parametrización inicial de los almacenes del COS inicial (Herbst *et al.*, 2018; Weihermüller *et al.*, 2013).

El uso de simulaciones inversas, estado estacionario o no, son difíciles de calibrar por el problema de equifinalidad (Taghizadeh-Toosi *et al.*, 2014), donde se presentan múltiples trayectorias generadas por los modelos que conducen al mismo punto de convergencia (Caruso, De Vries, Bardgett y Lehmann, 2018). La equifinalidad (Burton, 1939; Beven y Freer, 2001) se refiere a la existencia de muchas estructuras de modelos o de muchos conjuntos de parámetros de un modelo que pueden reproducir el comportamiento observado de un sistema, por lo que es cuestionable los parámetros óptimos obtenidos en un proceso de inicialización.

En especial, la estimación del almacén IOM es crítico para estimar los ingresos de carbono al suelo. El uso de la ecuación de Falloon *et al.* (1998) es cuestionable cuando no se cumple estrictamente con la hipótesis de estado estacionario. Una alternativa propuesta es una relación entre la textura (porcentaje de masa de una fracción determinada), de acuerdo con Körschens, Weigel y Schulz (1998) y con Rühlmann (1999). En el caso de los primeros autores, se estableció una relación con el IOM en función del porcentaje de masa de la fracción menor a 6.3 µm. Paz-Pellat *et al.* (2016a) usaron un método relativamente similar a Körschens *et al.* (1998), donde para diferentes tipos de vegetación en México (*sensu* INEGI, 1980) se obtuvieron los valores máximos (COS potencial) y mínimos (IOM) de una relación con el porcentaje de la fracción arena (recíproco de arcilla + limo) de los suelos. Para el caso Rühlmann (1999), se estableció una relación no lineal entre el IOM y la fracción menor a 20 µm. Paz-Pellat *et al.* (2016a) estableció una relación

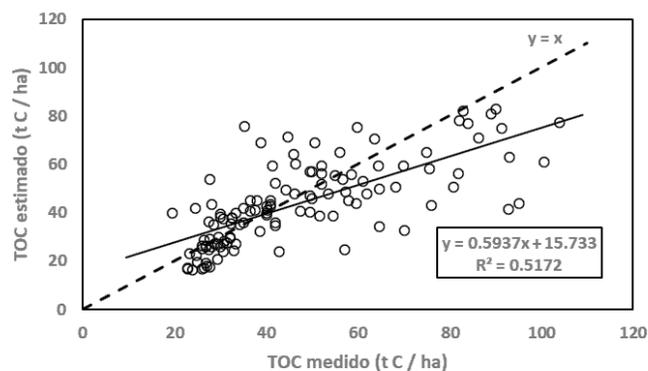


Figura 4. Resultados de la aplicación del modelo RothC para el caso de mediciones puntuales.

Figure 4. Results of the application of the RothC model for the case of punctual measurements.

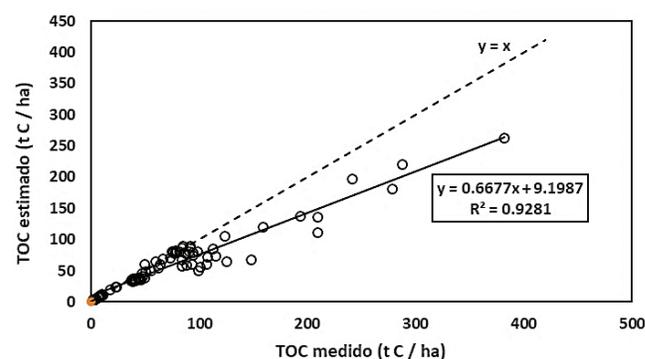


Figura 5. Resultados de la aplicación del modelo RothC para el caso de mediciones promedio.

Figure 5. Results of the application of the RothC model for the case of average measurements.

lineal entre el IOM y el tamaño de las partículas físicas del suelo, lo que define la relación a utilizar en las estimaciones.

Una estimación directa de IOM puede ser realizada de acuerdo a Paz-Pellat y Etchevers (2016), que utilizaron estrato secuencias para establecer su valor en los ecosistemas de México (grupos y tipos de vegetación; de acuerdo a INEGI, 1980).

En términos generales, la evolución de la dinámica del COS fuera de condiciones de estado estacionario tiene patrones múltiples, dependiendo de los procesos de descomposición y absorción del carbono orgánico que coexisten (Paz-Pellat y Velázquez-Rodríguez, 2020), por lo que se debe tener cuidado con las interpretaciones basadas en solo un proceso.

La relación entre los almacenes del modelo RothC con el carbono orgánico total (TOC o C_t) define consideraciones para establecer relaciones de pedotransferencia (Weihermüller *et al.*, 2013). Por ejemplo, la relación entre la fracción de C menor a 50 μm (arcilla más limo) el C_t para suelos mexicanos fue establecida por Paz-Pellat, Covaleda, Hidalgo, Etchevers y Matus (2016b), tal como se muestra en la Figura 5, para análisis de datos obtenidos por fraccionamiento físico usando técnicas de ultrasonido para su dispersión. Los datos de la Figura 6 provienen de sitios forestales (diferentes tipos de sucesión) y agrícolas, en diferentes tipos de suelos.

De acuerdo a la Figura 6, $\text{RPM} = 0.8215\text{TOC}$, por lo que las relaciones (razones) adoptadas por

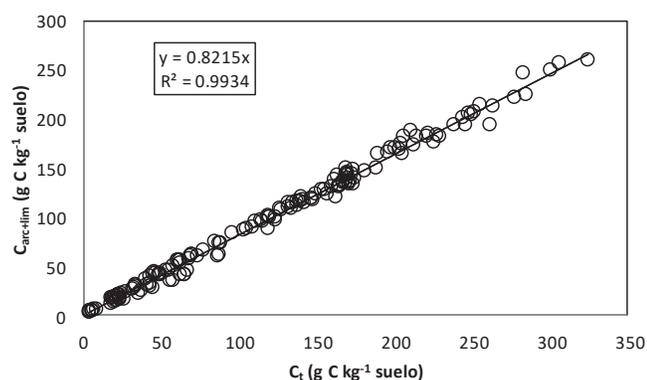


Figura 6. Resultados de la relación entre C_t (TOC) y C de la fracción arcilla más limo ($<50 \mu\text{m}$) para suelos mexicanos. Fuente: Paz *et al.* (2016b).

Figure 6. Results of the relationship between C_t (TOC) and C of the clay plus silt fraction ($<50 \mu\text{m}$) for Mexican soils. Source: Paz *et al.* (2016b).

el modelo RothC por sistema de vegetación difieren (son variables) y no concuerdan con lo observado, donde hay una razón general que es fija. Esta situación debe analizarse con mayor detenimiento.

CONCLUSIONES

Los resultados del desempeño de RothC, indicaron: (i) el ajuste del modelo es ligeramente mejor al usar $\text{COS}_{\text{inicial}}$ de cada punto de muestreo (CIPUN); (ii) existe la dificultad para modelar los sistemas asociados con algunas bases de datos con sistemas de labranza debido a los alcances del RothC o errores en los datos analíticos o del muestreo de suelo; (iii) existe la dificultad para modelar los sistemas de agostadero debido a su naturaleza compleja; y (iv) existe una correlación alta entre los métodos usados en la escala regional. El RothC mostró la tendencia y las tasas de cambio positivas o negativas del carbono orgánico del suelo (COS) bajo diferentes escenarios de cambio de uso de suelo y de sistemas de cultivo, en experimentos de corta o media duración en México. Con base en estos resultados se recomienda uniformizar métodos de medición de COS analíticos y de muestreo de suelo a fin de evitar errores en las bases de datos, además de considerar los alcances del RothC en la simulación de los cambios de COS con base en la evaluación de su desempeño bajo diferentes escalas geográficas y sistemas de cultivo y vegetación.

En lo general los resultados muestran alta incertidumbre en las estimaciones, por lo que es necesario cambiar el proceso de inicialización usando almacenes del modelo RothC definidos inicialmente.

DECLARACIÓN DE ÉTICA

No aplicable.

CONSENTIMIENTO PARA PUBLICACIÓN

No aplicable.

DISPONIBILIDAD DE DATOS

Los datos están disponibles de los autores previa solicitud razonable.

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses en competencia.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

Conceptualización y diseño: L.G.M. Datos de experimentales y casos estudio: L.G.M., F.C.A., M.A.M., A.B.P., E.E.R., J.E.B. y F.P.P. Revisión resultados: L.G.M. y F.P.P. Rediseño: F.P.P. y L.G.M. Revisión manuscrito: F.P.P. y L.G.M.

LITERATURA CITADA

- Balesdent, J. (1996). The significance of organic separates to carbon dynamics and its modelling in some cultivated soils. *European Journal of Soil Science*, 47(4), 485-493. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1996.tb01848.x>
- Beven, K., & Freer, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1-4), 11-29. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00421-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00421-8)
- Bolinder, M. A., Janzen, H. H., Gregorich, E. G., Angers, D. A., & VandenBygaart, A. J. (2007). An approach for estimating net primary productivity and annual carbon inputs to soil for common agricultural crops in Canada. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 118(1-4), 29-42. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2006.05.013>
- Burton, A. C. (1939). The properties of the steady state compared to those of equilibrium as shown in characteristic biological behaviour. *Journal of Cellular and Comparative Physiology*, 14(3), 327-349. <https://doi.org/10.1002/jcp.1030140309>
- Caruso, T., De Vries, F. T., Bardgett, R. D., & Lehmann, J. (2018). Soil organic carbon dynamics matching ecological equilibrium theory. *Ecology and Evolution*, 8(22), 11169-11178. <https://doi.org/10.1002/ece3.4586>
- Chambers, A., Lal, R., & Paustian, K. (2016). Soil carbon sequestration potential of US croplands and grasslands: implementing the 4 per thousand initiative. *Journal of Soil and Water Conservation*, 71(3), 68A-74-A. <https://doi.org/10.2489/jswc.71.3.68A>
- Christensen, B.T. (1996). Matching measurable soil organic matter fractions with conceptual pools in simulation models of carbon turnover: revision of model structure. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic matter models* (pp. 143-159). Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_11
- Coleman, K., & Jenkinson, D. S. (1996). RothC-26.3: A model of the turnover of carbon in soil. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic matter models using existing long-term datasets* (pp. 237-246). Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_17
- Coleman, K., Jenkinson, D. S., Crocker, G. J., Grace, P. R., Klír, J., Körschens, M., ... Richter, D.D. (1997). Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using RothC-26.3. *Geoderma*, 81(1-2), 29-44. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00079-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00079-7)
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). (2011). *Estación: Normales Climatológicas 1971-2000*. Consultado el 04 de enero, 2020, desde <https://smn.cna.gob.mx/climatologia/normales/estacion/oax/NORMAL20209.TXT>
- De Jong, B., Maser, O., Martínez, R. D., Paz, F., Olguin, M., Anaya, C., ... Guerrero, G. (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. D. F., México: Semarnat.
- De Jong, B., Olguin, M., Rojas, F., Maldonado, V., Paz, F., Etchevers, J., ... & Argumedo, J. A. (2009). *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. D. F., México: Semarnat.
- De Jong, B., Anaya, C., Maser, O., Olguin, M., Paz, F., Etchevers, J., ... Balbontín, C. (2010a). Greenhouse gas emissions between 1993 and 2002 from land-use change and forestry in Mexico. *Forest Ecology and Management*, 260(10), 1689-1701. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2010.08.011>
- De Jong, B., Rojas, F., Olguin, M., de la Cruz, V., Paz, F., Jiménez, G., & Castillo, M. A. (2010b). *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*. Chiapas, México: ECOSUR-COLPOS.
- Diele, F., Marangi, C., & Martiradonna, A. (2021). Non-standard discrete RothC models for soil carbon dynamics. *Axioms*, 10(2), 1-21. <https://doi.org/10.3390/axioms10020056>
- Dimassi, B., Guenet, B., Saby, N. P. A., Muñoz, F., Bardy, M., Millet, F., & Martin, M. P. (2018). The impacts of CENTURY model initialization scenarios on soil organic carbon dynamics simulation in French long-term experiments. *Geoderma*, 311, 25-36. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.09.038>
- Eggleston, H. S., Buendia, L., Miwa, K., Ngara T., & Tanabe, K. (Eds). (2006). *2006 IPCC Guidelines for national greenhouse gas inventories*. Hayama, Japan: Institute for Global Environmental Strategies-IPCC.
- Ellert, B. H., & Bettany, J. R. (1995). Calculation of organic matter and nutrients stored in soils under contrasting on management regimes. *Canadian Journal of Soil Science*, 75(4), 529-53. <https://doi.org/10.4141/cjss95-075>
- Elliot, E. T., Paustian, K., & Frey, S. D. (1996). Modeling the measurable or measuring the modelable: a hierarchical approach to isolating meaningful soil organic matter fractionations. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic matter models* (pp. 161-179). Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_12
- Eswaran, H., Van Den Berg, E., & Reich, P. (1993). Organic carbon soils of the world. *Soil Science Society American Journal*, 57(1), 192-194. <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1993.03615995005700010034x>

- Etchevers, J. D. (2013). Estado actual de la investigación de los almacenes de carbono en México. En F. Paz, M. Bazán, & V. Saynes (Eds.). *Dinámica del carbono en el suelo 2012. Serie avances temáticos del ciclo del carbono y sus interacciones* (pp. 27-31). Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono. ISBN 978-607-96490-05
- 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*. World Soil Resources Report, 84. Rome, Italy: FAO. ISBN: 92-5-104141-5.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). (2019). *Recarbonization of global soils. A tool to support the implementation of the Koronivia joint work on agricultura*. Rome, Italy: FAO.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). (2020a). *Technical specifications and country guidelines for Global Organic Carbon Sequestration Potential Map (GSOCseq)*. Rome, Italy: FAO.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). (2020b). *A protocol for measurement, monitoring, reporting and verification of soil organic carbon in agricultural landscapes. – GSOC-MRV protocol*. Rome, Italy: FAO. <https://doi.org/10.4060/cb0509en>
- Falloon, P., & Smith, P. (2002). Simulating SOC changes in long-term experiments with RothC and CENTURY: model evaluation for a regional scale application. *Soil Use and Management*, 18(2), 101-111. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2002.tb00227.x>
- Falloon, P., Smith, P., Coleman, K., & Marshall, S. (1998). Estimating the size of the inert organic matter pool from total soil organic carbon content for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biology and Biochemistry*, 30(8-9), 1207-1211. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(97\)00256-3](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00256-3)
- Falloon, P., Smith, P., Coleman, K., & Marshall, S. (2000). How important is inert organic matter for predictive soil carbon modelling using the Rothamsted carbon model? *Soil Biology and Biochemistry*, 32(3), 433-436.
- Falloon, P., Smith, P., Bradley, R. J., Milne, R., Tomlinson, R., Viner, D., ... Brown, T. (2006). RothCUK – a Dynamic modelling system for estimating changes in soil C from mineral soils at 1-km resolution in the UK. *Soil Use and Management*, 22(3), 274-288. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2006.00028.x>
- Figueroa-Navarro, C. M., Etchevers-Barra, J. D., Velázquez-Martínez, A., & Acosta-Mireles, M. (2005). Concentración de carbono en diferentes tipos de vegetación de la Sierra norte de Oaxaca. *Terra Latinoamericana*, 23(1), 57-64.
- Foereid, B., Bellamy, P. H., Holden, A., & Kirk, G. J. D. (2012). On the initialization of soil carbon models and its effects on model predictions for England and Wales. *European Journal of Soil Science*, 63(1), 32-41. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2011.01407.x>
- Follett, R. F., Castellanos, J. Z., & Buenger, E. D. (2005). Carbon dynamics and sequestration in an irrigated Vertisol in Central Mexico. *Soil and Tillage Research*, 83(1), 148-158. <https://doi.org/10.1016/j.still.2005.02.013>
- Franko, U. (1997). Modellierung des umsatzes der organischen bodensubstanz. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 41(6), 527-547. <https://doi.org/10.1080/03650349709366019>
- Fuentes, M., Govaerts, B., De León, F., Hidalgo, C., Dendooven, L., Sayre, K. D., & Etchevers, J. (2009). Fourteen years of applying zero and conventional tillage, crop rotation and residue management systems and its effect on physical and chemical soil quality. *European Journal of Agronomy*, 30(3), 228-237. <https://doi.org/10.1016/j.eja.2008.10.005>
- González-Molina, L., Etchevers-Barra, J. D., & Hidalgo-Moreno, C. (2008). Carbono en suelos de ladera: Factores que deben considerarse para determinar su cambio en el tiempo. *Agrociencia*, 42(7), 741-751.
- González-Molina, L., Etchevers, J. D., Paz, F., Valdez, R., González, J. M., & Moreno, E. C. (2010a). Estimation of changes in soil organic carbon in hillside systems on a regional scale. *Tropical and Subtropical Agroecosystems*, 12(1), 57-67.
- González-Molina, L., Etchevers-Barra, J. D., Paz-Pellat, F., & González-Camacho, J. M. (2010b). El uso potencial del modelo RothC-26.3 en inventarios nacionales de carbono orgánico del suelo en México. En F. García Oliva, & M. B. Turrión Nieves (Eds.). *Materia orgánica edáfica y captura de carbono en sistemas iberoamericanos* (pp. 229-248). Salamanca, España: Gráficas Cervantes
- González-Molina, L., Etchevers-Barra, J. D., Paz-Pellat, F., Díaz-Solis, H., Fuentes-Ponce, M. H., Covaleda-Ocón, S., & Pando-Moreno, M. (2011). Performance of the RothC-26.3 model in short-term experiments in Mexican sites and systems. *Journal of Agricultural Science*, 149(4), 415-425. <https://doi.org/10.1017/S0021859611000232>
- González-Molina, L., Moreno-Pérez, E. del C., Krishnamurty, L. R., Báez-Pérez, A., & Acosta-Mireles, M. (2012). Simulación de los cambios de carbono orgánico del suelo en sistema de cultivo con higuera por el modelo RothC. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*, 47(11), 1647-1654. <https://doi.org/10.1590/S0100-204X2012001100012>
- González-Molina, L., Acosta-Mireles, M., Carrillo-Anzures, F., Báez-Pérez, A., & González-Camacho, J. M. (2014). Cambios de carbono orgánico del suelo bajo escenarios de cambio de uso de suelo en México. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 5(7), 1275-1285.
- González-Molina, L., Moreno-Pérez, E. del C., & Báez-Pérez, A. (2017). Simulation of soil organic carbon changes in Vertisols under conservation tillage using the RothC model. *Scientia Agricola*, 74(3), 235-241. <https://doi.org/10.1590/1678-992X-2015-0487>
- González-Molina, L., Acosta M., M., Carrillo A., F., & Rueda S., A. (2018). Simulación de los cambios de carbono orgánico del suelo en especies tropicales arbóreas con el modelo RothC 26.3. *Interciencia*, 43(4), 269-274.
- González-Molina, L., Espitia-Rangel, E., Pineda-Pineda, J., Muñoz-Reyes, E., Irizar-Garza, M. G., & Ayala-Garay, A. (2020). Potencial de secuestro de carbono orgánico en quinua simulado con el modelo RothC-26.3. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 11(4), 789-799.
- Gottschalk, P., Smith, J. U., Wattenbach, M., Bellarby, J., Stehfest, E., Arnell, N., ... Smith, P. (2012). How will organic carbon stocks in mineral soils evolve under future climate? Global projections using RothC for a range of climate change scenarios. *Biogeosciences*, 9(8), 3151-3171. <https://doi.org/10.5194/bg-9-3151-2012>

- Grace, P. R., Ladd, J. N., Robertson, G. P., & Gage, S. H. (2006). SOCRATES – A simple model for predicting long-term changes in soil organic carbon in terrestrial ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(5), 1172-1176. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.09.013>
- Guevara, M., Arroyo, C., Brunzell, N., Cruz, C. O., Domke, G., Equihua, J., ... Vargas, R. (2020). Soil organic carbon across Mexico and the conterminous United States (1991-2010). *Global Biogeochemical Cycles*, 34(3), e2019GB006219. <https://doi.org/10.1029/2019GB006219>
- Guo, L., Falloon, P., Coleman, K., Zhou, B., Li, Y., Lin, E., & Zhang, F. (2007). Application of the RothC model to the results of long-term experiments on typical upland soils in northern China. *Soil Use Management*, 23(1), 63-70. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2006.00056.x>
- Hénin, S., & Dupuis, M. (1945). *Essai de bilan de la matière organique du sol*. Paris, France: Dunod.
- Herbst, M., Welp, G., Macdonald, A., Jate, M., Hädicke, A., Scherer, H., ... Vanderborcht, J. (2018). Correspondence of measured soil carbon fractions and RothC pools for equilibrium and non-equilibrium. *Geoderma*, 314(15), 37-46. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.10.047>
- IMTA (Instituto Mexicano de Tecnología del Agua). (2000). *Extractor rápido de información climatológica*, ERIC-2. CD-ROM. Morelos, México: IMTA.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). (1980). *Sistema de clasificación de tipos de agricultura y tipos de vegetación de México para la carta de uso del suelo y vegetación del INEGI, escala 1:125 000*. Aguascalientes, Ags., México: INEGI.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). (1985). *Conjunto nacional de información de uso del suelo y vegetación, escala 1:250 000, Serie I*. Aguascalientes, Ags., México: INEGI.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). (2002). *Carta del uso del suelo y vegetación, serie III, escala 1:250 000*. Aguascalientes, Ags., México: INEGI.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). (1997). *Revised 1996 ipcc guidelines for national greenhouse gas inventories*. Paris, France: IPCC/OECD/IEA.
- Janzen, H. H. (2003). Agricultural soils: their place in the global carbon cycle. In S. Smith (Ed.). *Soil organic carbon and agriculture: developing indicators for policy analyses* (pp. 11-20). Paris, France: Agriculture and Agri-Food Canada, Ottawa and Organization for Economic Cooperation and Development.
- Jenkinson, D. S. (1977). Studies on the decomposition of plant material in soil. V. The effects of plant cover and soil type on the loss of carbon from ¹⁴C labelled ryegrass decomposing under field conditions. *European Journal of Soil Science*, 28(3), 424-434. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1977.tb02250.x>
- Jenkinson, D. S. (1990). The turnover of organic carbon and nitrogen in soil. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, 329(1255), 361-368. <https://doi.org/10.1098/rstb.1990.0177>
- Jenkinson, D. S., & Rayner, J. H. (1977). The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Science*, 123(5), 298-305. <https://doi.org/10.1097/00010694-197705000-00005>
- Jenkinson, D. S. & Coleman, K. (1994). Calculating the annual input of organic matter to soil from measurements of total organic carbon and radiocarbon. *European Journal of Soil Science*, 45, 167-174.
- Jenkinson, D. S., & Coleman, K. (2008). The turnover of organic carbon in subsoils. Part 2. Modelling carbon turnover. *European Journal of Soil Science*, 59(2), 400-413. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01026.x>
- Jenkinson D. S., Hart, P. B. S., Rayner, J. H., & Parry, L. C. (1987) Modelling the turnover of organic matter in longterm experiments at Rothamsted. *INTECOL Bulletin*, 15, 1-8.
- Jenkinson, D. S., Harkness, D. D., Vance, E. D., Adams, D. E., & Harrison, A. F. (1992). Calculating net primary production and annual input of organic matter to soil from the amount and radiocarbon content of soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, 24(4), 295-308. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(92\)90189-5](https://doi.org/10.1016/0038-0717(92)90189-5)
- Jenkinson, D. S., Meredith, J., Kinyamario, J. L., Warren, G. P., Wong, M. T. F., Harkness, D. D., ... Coleman, K. (1999). Estimating net primary production from measurements made on soil organic matter. *Ecology*, 80(8), 2762-2773. [https://doi.org/10.1890/0012-9658\(1999\)080\[2762:ENPPFM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/0012-9658(1999)080[2762:ENPPFM]2.0.CO;2)
- Johnson, J. M. F., Allmaras, R. R., & Reicosky, D. C. (2006). Estimating source carbon from crop residues, roots and rhizodeposition using the national grain-yield database. *Agronomy Journal*, 98(3), 622-636. <https://doi.org/10.2134/agronj2005.0179>
- Kaonga, M. L., & Coleman, K. (2008). Modelling soil organic carbon turnover in improved fallows in eastern Zambia using the RothC-26.3 model. *Forest Ecology and Management*, 256(5), 1160-1166. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.06.017>
- Kolosz, B. W., Sohi, S. P., & Manning, D. A. C. (2019). CASPER: A modelling framework to link mineral carbonation with the turnover of organic matter in soil. *Computers and Geosciences*, 124, 58-71. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.12.012>
- Körschens, M., Weigel, A., & Schulz, E. (1998). Turnover of soil organic matter (SOM) and long-term balances – tools for evaluating sustainable productivity of soils. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 161(4), 409-424. <https://doi.org/10.1002/jpln.1998.3581610409>
- Kuzyakov, Y., & Domanski, G. (2000). Carbon input by plants into the soil. Review. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 163(4), 421-431. [https://doi.org/10.1002/1522-2624\(200008\)163:4<421::AID-JPLN421>3.0.CO;2-R](https://doi.org/10.1002/1522-2624(200008)163:4<421::AID-JPLN421>3.0.CO;2-R)
- Lal, R. (2000). World cropland soils as a source or sink for atmospheric carbon. *Advances in Agronomy*, 71, 145-191. [http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2113\(01\)71014-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2113(01)71014-0)
- Lal, R. (2004). Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123(1-2), 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.01.032>
- Lal, R. (2009). Challenges and opportunities in soil organic matter research. *European Journal of Soil Science*, 60(2), 158-169. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01114.x>
- Liu, De L., Chan, K. Y., & Conyers, M. K. (2009). Simulation of soil organic carbon under different tillage and stubble management practices using the Rothamsted carbon model. *Soil Tillage Research*, 104(1), 65-73. <https://doi.org/10.1016/j.still.2008.12.011>

- Ludwig, B., Hu, K., Niu, L., & Liu, X. (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 and Soil*, 332(1), 193-206. <https://doi.org/10.1007/s11104-010-0285-6>
- Ludwig, B., Schulz, E., Rethemeyer, J., Merbach, I., & Flessa, H. (2007). Predictive modelling of C dynamics in the long-term fertilization experiment at Bad Lauchstädt with the Rothamsted carbon mode. *European Journal of Soil Science*, 58(5), 1155-11663. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00907.x>
- Lugato, E., Bampa, F., Panagos, P., Montanarella, L., & Jones, A. (2015). Potential carbon sequestration of European arable soils estimated by modelling a comprehensive set of management practices. *Global Change Biology*, 20(11), 3557-3567. <https://doi.org/10.1111/gcb.12551>
- MAAF (Ministère de l'Agriculture et de l'Alimentation). (2015). Rejoignez l'initiative 4 pour 1000. <http://agriculture.gouv.fr/rejoignez-linitiative-4-pour-1000>
- Manzoni, S., & Porporato, A. (2009). Soil carbon and nitrogen mineralization: Theory and models across scales. *Soil Biology and Biochemistry*, 41(7), 1355-1379. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.02.031>
- Masera, O., Ordóñez, M. J., & Dirzo, R. (1997). Carbon emissions from Mexican forests: current situation and long-term scenarios. *Climatic Change*, 35, 265-295. <https://doi.org/10.1023/A:1005309908420>
- Martin, M. P., Cordier, S., Balesdent, J., & Arrouays, D. (2007). Periodic solutions for soil carbon dynamics equilibriums with time-varying forcing variables. *Ecological Modelling*, 204(3-4), 523-530. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2006.12.030>
- Melgoza-Castillo, A. (2006). Current situation of rangelands in Mexico. In X. Basurto, & D. Hadley (Eds.). *Grasslands ecosystems, endangered species, and sustainable ranching in the Mexico-U.S. borderlands: Conference proceedings*. (pp. 85-86). Proc. RMRSP-40. Fort Collins, CO, USA: Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station.
- Meersmans, J., Martin, M. P., Lacarbe, E., Orton, T.G., De Baets, S., Gourrat, M., ... Arrouays, D. (2013). Estimating soil carbon input in France: an inverse modelling approach. *Pedosphere*, 23(4), 422-436. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(13\)60035-1](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(13)60035-1)
- Milne, E., Al Adamat, R., Batjes, N. H., Bhattacharyya, T., Cerri, C. C. C., ... Wokabi, S. (2007). National and sub-national assessments of soil organic carbon stocks and changes: The GEFSOC modelling system. *Agriculture Ecosystem and Environment*, 122(1), 3-12. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2007.01.002>
- Minasny, B., Malone, B. P., McBratney, A. B., Angers, D. A., Arrouays, D., Chambers, A., ... Winowiecki, L. (2017). Soil carbon 4 per mille. *Geoderma*, 292, 59-86. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.01.002>
- Mondini, C., Cayuela, M. L., Sinicco, T., Fornasier, F., Galvez, A., & Sánchez-Monedero, M. A. (2017). Modification of the RothC model to simulate soil C mineralization of exogenous organic matter. *Biogosciences*, 14(13), 3253-3274. <https://doi.org/10.5194/bg-14-3253-2017>
- Mooney, H. A. (1972). Carbon balance of plants. *Annual Review Ecology and Systematics*, 3, 315-346. <https://doi.org/10.1146/annurev.es.03.110172.001531>
- Morais, T. G., Teixeira, R. F., & Domingos, T. (2019). Detailed global modelling of soil organic carbon in cropland, grassland and forest soils. *Plos One*, 14(9), e0222604. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0222604>
- Nair, P. K. R., Kumar, B. M., & Nair, V. D. (2009). Agroforestry as a strategy for carbon sequestration. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 172(1), 10-23. <https://doi.org/10.1002/jpln.200800030>
- Obade, V. P., & Lal, R. (2013). Assessing land cover and soil quality by remote sensing and geographical information systems (GIS). *Catena*, 104, 77-92. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.10.014>
- Ogle, S. M., Breidt, F. J., & Paustian, K. (2005). Agricultural management impacts on soil organic carbon storage under moist and dry climatic conditions of temperate and tropical regions. *Biogeochemistry*, 72, 87-121. <https://doi.org/10.1007/s10533-004-0360-2>
- Ogle, S. M., Breidt, F. J., Easter, M., Williams, S., & Paustian, K. (2007). An empirically based approach for estimating uncertainty associated with modelling carbon sequestration in soils. *Ecological Modelling*, 205(3-4), 453-463. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2007.03.007>
- Ogle, S. M., Breidt, F. J., Easter, M., Williams, S., Killian, K., & Paustian, K. (2010). Scale and un certainty in modeled soil organic carbon stock change for US croplands using a process-based model. *Global Change Biology*, 16(2), 810-822. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.01951.x>
- Pando-Moreno, M., Jurado, E., Manzano, M., & Estrada, E. (2004). The Influence of Land Use on Desertification Processes. *Journal of Range Management*, 57(3), 320-324. [https://doi.org/10.2111/1551-5028\(2004\)057\[0320:TIOLUO\]2.CO;2](https://doi.org/10.2111/1551-5028(2004)057[0320:TIOLUO]2.CO;2)
- Parshotam, A. (1996). The Rothamsted soil-carbon turnover model — discrete to continuous form. *Ecological Modelling*, 86(2-3), 283-289. [https://doi.org/10.1016/0304-3800\(95\)00065-8](https://doi.org/10.1016/0304-3800(95)00065-8)
- Parshotam, A. (2001a). Inert organic matter (IOM) in the Rothamsted soil-carbon turner model: analytical solutions. In F. Ghassemi, M. McAleer, L. Oxley, & M. Scoccimarro (Eds.). *Conference: MODSIM01. International Congress of Modelling and Simulation* (pp. 1079-1084). Canberra, Australia: The Australian National University.
- Parshotam, A., Saggarr, S., Tate, K., & Parfitt, R. (2001b). Modelling organic matter dynamics in New Zealand soils. *Environmental Interntional*, 27(2-3), 111-119. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(01\)00070-8](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(01)00070-8)
- Parton W. J. (1996) The CENTURY model. In D. S. Powlson, P. Smith, & J. U. Smith (Eds.). *Evaluation of soil organic matter models* (pp. 238-291). (Series I: Global Environmental Change, vol 38). Heidelberg, Berlin: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_23
- Paul, E. A., Morris, S. J., Conant, R. T., & Plante, A. F. (2006). Does the acid hydrolysis-incubation method measure meaningful soil organic carbon pools?. *Soil Science Society American Journal*, 70(3), 1023-1035. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0103>

- Pausch, J., & Kuziakov, Y. (2018). Carbon input by roots into the soil: Quantification of rhizodeposition from root to ecosystem scale. *Global Change Biology*, 24(1), 1-12. <https://doi.org/10.1111/gcb.13850>
- Paustian, K., Parton, W. J., & Persson, J. (1992) Modeling soil organic matter in organic amended and nitrogen-fertilized long-term plots. *Soil Science Society of American Journal*, 56(2), 476-488. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600020023x>
- Paustian, K., Andrén, O., Janzen, H. H., Lal, R., Smith, P., Tian, G., ... Woomer, P. L. (1997a). Agricultural soils as a sink to mitigate CO₂ emissions. *Soil Use and Management*, 13(s4), 230-244. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.1997.tb00594.x>
- Paustian, K., Collins, H. P., & Paul, E. A. (1997b). Management controls on soil carbon. In E. A. Paul, E. T. Elliott, K. Paustian, & C. V. Cole (Eds.). *Soil organic matter in temperate agroecosystems: Long term experiments in North America* (pp. 15-49). Boca Raton, FL, USA: CRC Press.
- Paustian, K., Colliere, S., Baldock, J., Burgess, R., Creque, J., DeLonge, M., ... Jahn, M. (2019). Quantifying carbon for agricultural soil management: from the current status toward a global soil information system. *Carbon Management*, 10(6), 567-587. <https://doi.org/10.1080/17583004.2019.1633231>
- Paz-Pellat, F., & Etchevers, J. (2016). Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 339-355.
- Paz-Pellat, F., & Velázquez-Rodríguez, A. (2020). Una nota de precaución para los meta análisis de la dinámica del carbono orgánico de los suelos. En J. M. Hernández, M. Rojo, M. Fuentes, A. Velázquez & M. Bolaños (Eds.). *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2020*. (pp. 476-481). Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono.
- Paz-Pellat, F., Argumedo-Espinoza, J., Cruz-Gaistardo, C. O., Etchevers B., J. D., & de Jong, B. (2016a). Distribución espacial y temporal del carbono orgánico del suelo en los ecosistemas terrestres de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 289-310.
- Paz-Pellat, F., Covalada, S., Hidalgo, C., Etchevers, J., & Matus, F. (2016b). Modelación simple y operativa de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en los suelos. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 321-337.
- Paz-Pellat, F., Velázquez-Rodríguez, A. S., Etchevers-Barra, J. D., Hidalgo-Moreno, C. I., Bolaños-González, M., de Jong, B., ... Vargas, R. (2019). Suelos. En F. Paz-Pellat, J. M. Hernández-Ayón, R. Sosa-Ávalos, & A. S. Velázquez-Rodríguez (Eds.). *Estado del Ciclo del Carbono en México: Agenda Azul y Verde*. (pp. 436-468). Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono. ISBN: 978-607-96490-7-4
- Penman, M., Gytarsky, T., Hiraishi, T., Krug, D., Kruger, R., Pipatti, ... F. Wagner (Eds.). (2003). *Good practice guidance for land use, land-use change and forestry*. Japan: Published by the Institute for Global Environmental Strategies-IPCC. ISBN: 4-88788-003-0
- Poeplau, C. (2016). Estimating root: shoot ratio and soil carbon inputs in temperate grasslands with the RothC model. *Plant and Soil*, 407(1), 293-305. <https://doi.org/10.1007/s11104-016-3017-8>
- Poeplau, C., Don, A., Dondini, M., Leifeld, J., Nemo, R., Schumacher, J., ... Wiesmeier, M. (2013). Reproducibility of a soil organic carbon fractionation method to derive RothC carbon pools. *European Journal of Soil Science*, 64(6), 735-746. <https://doi.org/10.1111/ejss.12088>
- Ponce-Hernandez, R. (2004). *Assessing carbon stocks and modelling win-win scenarios of carbon sequestration through land-use changes*. Rome: FAO. ISBN: 92-5-105168-5
- Puhlmann, M., Kuka, K., & Franko, U. (2006). Comparison of methods for the estimation of inert carbon suitable for initialisation of the CANDY model. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 74, 295-304. <https://doi.org/10.1007/s10705-006-9005-2>
- Richards, G. P. (2001). *The FullCam carbon accounting model: Development, calibration and implementation for the national carbon accounting system*. Technical report 28. Australia: Australian Greenhouse Office.
- Rühlmann, J. (1999). A new approach to estimating the pool of stable organic matter in soil using data from long-term field experiments. *Plant and Soil*, 213, 149-160. <https://doi.org/10.1023/A:1004552016182>
- Sanderman, J., Baisden, W.T., & Falloon, S. (2016). Redefining the inert organic carbon pool. *Soil Biology and Biochemistry*, 92, 149-152. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.10.005>
- Sanderman, J., & Baldock, J. A. (2010). Accounting for soil carbon sequestration in national inventories: a soil scientist's perspective. *Environmental Research Letters*, 5(3), 034003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/3/034003>
- Scharlemann, J. P. W., Tanner, E. V. J., Hiederer, R., & Kapos, V. (2014). Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. *Carbon Management*, 5(1), 81-91. <https://doi.org/10.4155/cmt.13.77>
- Scharnagl, B., Vrugt, J. A., Vereecken, H., & Herbst, M. (2010). Information content in incubation experiments for inverse estimation of pools in the Rothamsted carbon model: a Bayesian perspective. *Biogeosciences*, 7(2), 763-776. <https://doi.org/10.5194/bg-7-763-2010>
- Senapati, N., Smith, P., Wilson, B., Yeluripati, J. B., Daniel, H., Lockwood, P., & Ghosh, S. (2013). Projections of changes in grassland soil organic carbon under climate change are relatively insensitive to methods of model initialization. *European Journal of Soil Science*, 64(2), 229-238. <https://doi.org/10.1111/ejss.12014>
- Senapati, N., Hulugalle, N. R., Smith, P., Wilson, B. R., Yeluripati, J. B., Daniel, H., ... Lockwood, P. (2014). Modelling soil organic carbon storage with RothC in irrigated Vertisols under cotton cropping systems in the sub-tropics. *Soil and Tillage Research*, 143, 18-49. <https://doi.org/10.1016/j.still.2014.05.009>
- Setia, R., Smith, P., Marschner, P., Baldock, J., Chittleborough, D., & Smith, J. (2011). Introducing a decomposition rate modifier in the Rothamsted carbon model to predict soil organic carbon stocks in saline soils. *Environmental Soil and Technology*, 45(15), 6396-6403. <https://doi.org/10.1021/es200515d>
- Shirato, Y. (2020). Use of models to evaluate carbon sequestration in agricultural soils. *Soil Science and Plant Nutrition*, 66(1), 21-27. <https://doi.org/10.1080/00380768.2019.1702477>

- Shirato, Y., & Yokozawa, M. (2005). Applying the Rothamsted carbon model for long-term experiments on Japanese paddy soils and modifying it by simple tuning of the decomposition rate. *Soil Science and Plant Nutrition*, 51(3), 405-415. <https://doi.org/10.1111/j.1747-0765.2005.tb00046.x>
- Shirato, Y., & M. Yokozawa. (2006). Acid hydrolysis to partition plant material into decomposable and resistant fractions for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(4), 812-816. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.07.008>
- Shirato, Y., Hakamata, T., & Taniyama, I. (2004). Modified Rothamsted carbon model for andosols and its validation: changing humus decomposition rate constant with pyrophosphate-extractable Al. *Soil Science and Plant Nutrition*, 50(1), 149-158. <https://doi.org/10.1080/00380768.2004.10408463>
- Shirato, Y., Jomura, M., Wagai, R., Kondo, M., Tanabe, K., & Uchida, M. (2013). Deviations between observed and RothC-simulated $\Delta^{14}\text{C}$ values despite improved IOM initialization. *European Journal of soil science*, 64(5), 576-585. <https://doi.org/10.1111/ejss.12075>
- Sierra, C. A., Müller, M., & Trumbore, S. E. (2012). Models of soil organic matter decomposition: the Soil R package, versión 1.0. *Geoscientific Model Development*, 5(4), 1045-1060. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-1045-2012>
- Six, J., & Jastro, J. D. (2002). Organic matter turnover. In R. Lal (Ed.). *Encyclopedia of soil science* (pp. 936-942). New York, NY, USA: Marcel Dekker, Inc.
- Skjemstad, J. O., Spouncer, L. R., Cowie, B., & Swift, S. (2004). Calibration of the Rothamsted organic carbon turnover model (RothC ver. 26.3), using measurable soil organic carbon pools. *Australian Journal of Soil Research*, 42(1), 79-88. <https://doi.org/10.1071/SR03013>
- Smith, P. (2012). Soils and climate change. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 4(5), 39-544. <https://doi.org/10.1016/j.cosust.2012.06.005>
- Smith, P., Smith, J. U., Powlson, D. S., McGill, W. B., Arah, J. R. M., Chertov, O. G., ... Whitmore, A. P. (1997). A comparison of the performance of nine soil organic matter models using datasets from seven long-term experiments. *Geoderma*, 81(1-2), 153-225. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00087-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00087-6)
- Smith, J. U., Smith, P., Monaghan, R., & MacDonald, A. J. (2002). When is a measured soil organic matter fraction equivalent to a model pool? *European Journal of Soil Science*, 53(3), 405-416. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2002.00458.x>
- Smith, J., Smith, P., Wattenbach, M., Zaehle, Z., Hiederer, R., Jones, R. J., ... Ewert, F. (2005). Projected changes in mineral soil carbon of European croplands and grasslands, 1990-2080. *Global Change Biology*, 11(12), 2141-2152. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.001075.x>
- Smith, P., Smith, J., Wattenbach, M., Meyer, J., Lindner, M., Zaehle, S., ... Kankaanpää, S. (2006). Projected change in mineral soil carbon of European forests, 1990-2100. *Canadian Journal of Soil Science*, 86, 159-169. <https://doi.org/10.4141/S05-078>
- Taghizadeh-Toosi, A., Christensen, B. T., Hutchings, N. J., Vejlin, J., Kätterer, T., Glendining, M., & Olesen, J. E. (2014). C-TOOL: A simple model for simulating whole-profile carbon storage in temperate agricultural soils. *Ecological Modelling*, 292, 11-25. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2014.08.016>
- Todd-Brown, K. E. O., Randerson, J. T., Post, W. M., Hoffman, F. M., Tarnocai, C., Schuur, E. A. G., & Allison, S. D. (2013). Causes of variation in soil organic simulations from CMIP 5 earth system models and comparison with observations. *Biogeosciences*, 10(3), 1717-1736. <https://doi.org/10.5194/bg-10-1717-2013>
- Vergara-Sánchez, M. A., Etchevers-Barra, J. D., & Vargas-Hernández, M. (2004). Variabilidad carbono orgánico en suelos de ladera del sureste de México. *Terra Latinoamericana*, 22(3), 359-367.
- Wang, G., Zhang, W., Sun, W., Li, T., & Han, P. (2017). Modeling soil organic carbon dynamics and their driving factors in the main global cereal cropping systems. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(19), 11849-11859. <https://doi.org/10.5194/acp-17-11849-2017>
- Weihermüller, L., Graf, A., Herbst, M., & Vereecken, H. (2013). Simple pedotransfer functions to initialize reactive carbon pools of the RothC model. *European Journal of Soil Science*, 64(5), 567-575. <https://doi.org/10.1111/ejss.12036>
- Wesemael, B., Paustian, K., Meersmans, J., Gojtsd, E., Barancikova, G., & Easter, M. (2010). Agricultural management explains historic changes in regional soil carbon stocks. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(33), 14926-14930. <https://doi.org/10.1073/pnas.1002592107>
- West, O. T., & Post, W. M. (2002). Soil organic carbon sequestration rates by tillage and crop rotation: a global data analysis. *Soil Science Society of American Journal*, 66(6), 1930-1946. <https://doi.org/10.2136/sssaj2002.1930>
- Zimmermann, M., Leifeld, J., Schmidt, M. W. I., Smith, P., & Fuhrer, J. (2007). Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model. *European Journal of Soil Science*, 58(3), 658-667. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00855.x>

Formación de suelos a partir de tepetates: unidades estructurales, carbono orgánico y estabilidad estructural

Soil formation from tepetates: structural unities, organic carbon, and structural stability

Alma S. Velázquez-Rodríguez¹ , Aurelio Báez-Pérez² , Claudia Hidalgo-Moreno³ ,
Mayra Parsa-Retana¹ , Jorge Etchevers-Barra³  y Fernando Paz-Pellat^{4*} 

¹ Facultad de Ciencias, Campus El Cerrillo, Universidad Autónoma del Estado de México. Carretera Toluca - Ixtlahuaca km 15.5, Piedras Blancas. 50200 Toluca de Lerdo, Estado de México, México.

² Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, CE Bajío. Carretera Celaya San Miguel de Allende km 6.5. 38010 Celaya, Guanajuato, México.

³ Laboratorio de Fertilidad de Suelos y Química Ambiental, ⁴ GRENASER, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Carretera México- Texcoco km 36.5, Montecillo. 56230 Texcoco, Estado de México, México.

* Autor para correspondencia (ferpazpel@gmail.com)

Editor invitado: Dr. Fernando Paz Pellat

RESUMEN

La formación de suelos a partir de capas endurecidas de origen volcánico -tepetates- roturadas, depende del sistema de manejo que se utiliza para su habilitación a un uso agrícola o pecuario, por lo que el desarrollo de modelos que permitan entender la transformación de las unidades estructurales, de fragmentos a agregados, reviste gran importancia. Desde esta perspectiva, en el presente trabajo se propone y justifica el uso de un modelo de cinética de orden n , para modelar la distribución de la masa y carbono orgánico en las unidades estructurales de tepetates bajo cultivo y predecir su evolución hacia la formación de suelo. La validación del modelo y las relaciones propuestas, se realizaron a partir de la comparación de la dinámica de estructuración en tepetate, con diferentes casos de estudio, que incluyen sustratos con características diferentes, como suelos, suelos degradados y marga. Los resultados de la modelación fueron altamente favorables ($R^2 > 0.98$). La evolución temporal del agente cementante en los sustratos -el carbono orgánico- así como la estabilidad estructural, de acuerdo con el modelo propuesto definen patrones que se asocian directamente la evolución de la formación de suelo con el nivel de agregación. En experimentos de corto

plazo (≤ 2 años), los análisis destacan la participación de otros agentes, además del carbono orgánico, que controlan los mecanismos de agregación, por lo que se planteó una extensión del modelo propuesto, para considerar este escenario.

Palabras clave: *agregados y fragmentos, cinética de orden n , experimentos de corto plazo, materiales endurecidos, relación masa y carbono orgánico.*

SUMMARY

The formation of soils from hardened layers of volcanic origin -tepetates- broken, depends on the management system that is used to enable it to be implemented for agricultural or livestock use, so the development of models that allow understanding the transformation of structural units, from fragments to aggregates, is of great importance. From this perspective, the present work proposes and justifies the use of a kinetic model of order n , to model the distribution of mass and organic carbon in the structural units of tepetates under cultivation and predict their evolution towards soil formation. The validation of the model and the proposed relationships were carried out from the comparison of the dynamics of structuring

Cita recomendada:

Velázquez-Rodríguez, A. S., Báez-Pérez, A., Hidalgo-Moreno, C., Parsa-Retana, M., Etchevers-Barra, J. y Paz-Pellat, F. (2022). Formación de suelos a partir de tepetates: unidades estructurales, carbono orgánico y estabilidad estructural. *Terra Latinoamericana*, 40, 1-19. e1447. <https://doi.org/10.28940/terra.v40i0.1447>

Recibido: 14 de diciembre de 2021. Aceptado: 30 de marzo de 2022.
Artículo. Volumen 40, abril de 2022.

in tepetate, with different case studies, which include substrates with different characteristics, such as soils, degraded soil and loamy marl. The modeling results were highly favorable ($R^2 > 0.98$). The temporal evolution of the cementing agent in the substrates -organic carbon- as well as structural stability, according to the proposed model define patterns that are directly associated with the evolution of soil formation with the level of aggregation. In short-term experiments (≤ 2 years), the analyses highlight the participation of other agents, in addition to organic carbon, that control the mechanisms of aggregation, so an extension of the proposed model was reviewed, to consider this scenario.

Index words: aggregates and fragments, n-order kinetics, short-term experiments, endured materials, mass and organic carbon relationship.

INTRODUCCIÓN

La formación de suelos es un proceso que requiere de la comprensión de los procesos edafogénicos involucrados en la estructuración del sustrato, desde un punto de vista físico (partículas primarias y secundarias) y de la presencia de agentes cementantes, de modo que la dinámica pueda implementarse en procesos de habilitación o rehabilitación con fines agrícolas, pecuarios u otros. La distribución de las unidades estructurales secundarias (agregados) y el contenido de carbono (C), como principal agente cementante, definen la estabilidad de los suelos ante fuerzas de impacto y rompimiento, es decir, la resistencia a la disgregación, resultado de introducir energía al sistema (Blanco-Canqui y Lal, 2004; Bronick y Lal, 2005). Ante cualquier perturbación (niveles de energía aplicados), la estabilidad estructural del suelo se modifica, ya que se trata de una propiedad que depende de la disrupción o conservación de los agregados y de la resistencia de los agentes cementantes asociados.

Los tepetates son capas endurecidas, formadas por procesos geológicos, con influencia posterior de procesos edafogénicos, cuyo depósito original involucra materiales piroclásticos (Zebrowski, 1992). El proceso edafológico que presentan los tepetates, una vez que quedan expuestos a causa de la pérdida de las capas sobreyacentes, está regido por procesos físicos y químicos que tienen lugar a partir de la alteración de feldespatos, vidrio volcánico y otros materiales

amorfos, arcilla y cementantes en solución (Hidalgo, Quantin y Elsass, 1997). El uso de los tepetates para usos agrícolas, pecuarios o forestales, está severamente limitado debido a su dureza y baja fertilidad, resultado de su estructura masiva, alta densidad aparente y escaso o nulo contenido de materia orgánica. Desde el punto de vista físico, la integración del tepetate a la producción requiere necesariamente de su roturación, para obtener fragmentos que permitan la creación de espacios que garanticen un adecuado movimiento del agua, intercambio gaseoso, crecimiento de raíces y establecimiento de biota. Sin embargo, estos fragmentos suelen ser recompactados, cementados o erosionados, a causa de las fuerzas de impacto y rompimiento asociadas a las gotas de lluvia y el laboreo (Quantin, Zebrowski, Delaune y Hidalgo, 1992), de tal manera que, por sí misma, la roturación no asegura la habilitación a un uso agrícola, pecuario o forestal.

Ferrera, Ortiz, Delgadillo y Santamaria (1997), Acevedo-Sandoval, Velázquez y Flores (2001) y Velázquez-Rodríguez, Flores y Acevedo (2001) y Velázquez-Rodríguez, Flores, Etchevers y García (2008), reportan que en el tepetate la estructuración depende, casi en su totalidad, de la presencia de especies vegetales y materia orgánica. Las plantas desempeñan un papel fundamental al actuar como agentes de unión temporales, al empaquetar y mantener unidos grupos de fragmentos mediante las raíces; transitorios, al liberar a la rizosfera (rizodepositación) compuestos orgánicos susceptibles de formar uniones entre partículas primarias y fragmentos de diámetro reducido y, permanentes, cuando son compuestos orgánicos coloidales, como los ácidos húmicos y fúlvicos, los que actúan uniendo a la fracción mineral. Por otra parte, el uso de enmiendas orgánicas favorece la formación de agregados, ya que la materia orgánica actúa como enlace entre la fracción mineral y aporta la estabilidad necesaria a los agregados recién formados, para resistir los cambios originados por la lluvia y la labranza.

No obstante lo anterior, debido a la consolidación natural del tepetate y a su estructura masiva, resultado de su génesis, el análisis de la formación de suelo a partir de estos materiales, requiere del conocimiento de la dinámica de la transformación de fragmentos en agregados estables. Sobre este tema existen algunas experiencias previas, que plantean que gran parte del proceso depende del manejo de las parcelas y del tipo de cultivo que se emplee (Flores-Sánchez, Pérez

y Navarro, 2004; Prat *et al.*, 2015; Báez-Pérez *et al.*, 2021). Por otra parte, algunos autores han analizado, en forma empírica, la distribución del C por tamaño de agregados y sus masas, para definir los patrones y asociar el concepto de estabilidad estructural al contenido de C en los agregados (Paz, Hidalgo, Etchevers y Fuentes, 2012; Fuentes, Hidalgo, Paz y Etchevers, 2012; Báez-Pérez, Paz, Etchevers y Hidalgo, 2012; Velázquez-Rodríguez, Paz, Hidalgo y Etchevers, 2012b).

Los tepetates constituyen un sustrato que permite analizar diversos procesos edáficos a través de experimentos sencillos en condiciones controladas, en los que se aplica materia orgánica al material roturado, con la finalidad de habilitarlos a un uso agrícola, pecuario o forestal (Velázquez-Rodríguez, Flores, Etchevers y Paz, 2012a y Velázquez-Rodríguez *et al.*, 2012b). Al mismo tiempo, es factible analizar la formación de suelo y su relación con los compuestos que actúan como agentes cementantes entre las partículas primarias (Velázquez-Rodríguez *et al.*, 2012a), debido a que las unidades resultado de la roturación del tepetate son una mezcla de fragmentos y agregados (Báez-Pérez *et al.*, 2012), con un dominio casi total de los primeros, por lo que representan un estadio inicial en la formación suelo, cuya evolución dará como resultado un sustrato constituido sólo de agregados. Sin embargo, los estudios de esta naturaleza son escasos.

Es indispensable destacar que, en el caso de los tepetates, el término *unidades estructurales*, incluye tanto agregados, como fragmentos. Experimentalmente, la separación de unidades estructurales se realiza a través de técnicas de fraccionamiento en seco y en húmedo, mediante el uso de tamices con diferentes aberturas de malla (Kemper y Rosenau, 1986). El tamizado en seco se relaciona con la resistencia (estabilidad) de los agregados a la desintegración mecánica y, en húmedo, se consideran efectos bioquímicos adicionales, como los propiciados por la lluvia y el riego. Las fuerzas ejercidas en el proceso de tamizado en húmedo son menos abrasivas que en el proceso en seco. Emerson y Greenland (1990) indican que, en suelo, durante el tamizado se presentan fuerzas de disgregación (rompimiento de grandes agregados en más pequeños) y dispersión (liberación de partículas primarias).

Desde el punto de vista agrícola, las prácticas de manejo perturban la matriz del suelo, lo que provoca

cambios en su estructura (Fuentes *et al.*, 2009). La labranza rompe los agregados y reduce el contenido de materia orgánica, al facilitar su mineralización. De acuerdo con Fuentes *et al.* (2011), los suelos bajo labranza cero, generalmente presentan mayor proporción de macroagregados ($>250\ \mu\text{m}$), con un contenido superior de carbono en éstos, que de microagregados ($<250\ \mu\text{m}$). El retorno de residuos al suelo mejora su estructura (Martens, 2000). La rotación de cultivos y el uso de cultivos de cobertera, muestra cambios en la estructura del suelo y distribución del carbono (Blanco-Canqui y Lal, 2004; Bronick y Lal, 2005), que dependen del cultivo que se establezca.

Diversos autores han conceptualizado la formación y distribución de agregados en los suelos (Tisdall y Oades, 1982; Oades, 1984; Gale, Cambardella y Bailey, 2000; Six, Conant, Paul y Paustian, 2002; entre otros) y plasmado sus resultados en diferentes revisiones (Blanco-Canqui y Lal, 2004; Kumar, Rawat, Singh, Singh y Rai, 2013; Totsche *et al.*, 2018), incluyendo el análisis de los factores y mecanismos de estabilización/desestabilización (Lynch y Bragg, 1985; Sollins, Homman y Caldwell, 1996; Amézketa, 1999; Six, Bossuyt, Degryze y Denef, 2004; Kumar *et al.*, 2013). También se han presentado aportes importantes al conocimiento cuantitativo de los factores o agentes particulares que inciden en la formación de agregados y su estabilidad (Skidmore y Layton, 1992; Schulten, Leinweber y Reuter, 1992; Martens, 2000; Abiven, Menasseri, Angers y Leterme, 2007; Abiven, Menasseri y Chenu, 2009), información que ha servido como base para modelar la dinámica de los agregados y su estabilidad estructural (De Gryze, Six, Brits y Merckx, 2005; De Gryze, Six y Merckx, 2006; Plante, Feng y McGill, 2002; Abiven, Menasseri, Angers y Leterme, 2008; Segoli *et al.*, 2013) en sustratos constituidos solo, o mayormente, por agregados.

La estabilidad de los agregados se ha caracterizado con diferentes índices estructurales, en función de la distribución de las masas de los diferentes tamaños obtenidos del tamizado en seco o en húmedo (Kemper y Rosenau, 1986; Six, Elliot y Paustian, 2000; Niewczas y Witkowska, 2005; Ciric, Manojlovic, Nestic y Belic, 2012; entre otros). Una forma integral de caracterizar la estabilidad de las unidades estructurales es analizando la distribución de probabilidad acumulada de las masas o carbono (Tirgarsoltani, Gorji, Mohammadi y Millan, 2014), a partir de lo cual se pueden generar índices estructurales.

Pese a que los tepetates constituyen un modelo ideal para el estudio de la formación de suelo, ya que su casi total ausencia de agregados representa el estado inicial en la evolución del material parental a suelo —permiten el análisis de la transformación de fragmentos en agregados— la información existente, específicamente bases de datos, alrededor de la estructuración de estos materiales es sumamente limitada. Con base en lo anterior, en el presente trabajo se expone y valida un modelo teórico de la distribución de masa y carbono en unidades estructurales, con la finalidad de caracterizar su estabilidad y la dinámica en la formación de agregados a partir de fragmentos de tepetate, tomando como punto de comparación, la tendencia de agregación y acumulación de C que se presenta en suelo y otros sustratos con características estructurales diferentes, susceptibles de representar estadios intermedios de estructuración.

MATERIALES Y MÉTODOS

Dada la insuficiente cantidad de datos sobre estructuración en tepetates, necesaria para validar el modelo, se utilizaron las bases de datos provenientes de estudios de caso en los que se trabajó con sustratos con características estructurales variables, que pudieran representar condiciones intermedias en la evolución de fragmentos a agregados, es decir, formación del suelo. Para cada caso de estudio, se describen algunas características esenciales en la formación de suelo, como clima, topografía, vegetación, tipo de suelo, uso de suelo y tiempo, para una mayor comprensión de los resultados. Por otra parte, también se describe la base teórica del modelo propuesto.

Casos de Estudio Utilizados para Validar el Modelo

Infestación de muérdago en bosque de pino en el Nevado de Toluca. El estudio, realizado por Parsa-Retana, Velázquez, Endara y Paz (2019), se llevó a cabo en un área de 108 hectáreas, sobre la ladera occidente del volcán del Área de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca, en una cota altitudinal de 3500 a 3800 m, caracterizada por bosque de pino-encino sano y con tres diferentes grados de infestación por muérdago (*Arceuthobium vaginatum* y *A. globosum*) y suelos de tipo Andosol. Para la toma de muestras se eligieron cinco parcelas por tipo de muérdago, con nivel alto de infestación y cinco para bosque sano (sin infestación),

en donde se colectaron cinco muestras de suelo por parcela, bajo árboles con cobertura y altura similar. Se colectaron núcleos de suelo hasta una profundidad de 30 cm con ayuda de un barreno de 8.0 cm de diámetro, separando la muestra cada 10 cm (0-10, 10-20 y 20-30). La estabilidad en seco de los agregados se determinó de acuerdo con la metodología de Kemper y Rosenau (1986); la muestra se agitó durante 5 minutos con un tamizador vibratorio, posteriormente se registró el peso retenido en cada tamiz y se calculó el porcentaje de las siguientes fracciones: >6.36, 4.76-2.0, 2.0-1.19, 1.19-0.25 y <0.25 mm. El contenido de C en los agregados se midió con un autoanalizador de C (TOC-5050A, Shimadzu).

Experimento de largo plazo de marga en macetas.

Leinweber y Reuter (1992) presentan los resultados de un experimento a 34 años, con datos de la distribución de masas y carbono por tamaño de partículas (<2 mm) usando técnicas de ultrasonido. El experimento se realizó en Rostock, Alemania, en donde se utilizaron macetas con marga (material endurecido) como sustrato, en las que se sembró pasto *Phleum pratense* L. durante los años 1 a 11 y, *Lolium multiflorum* L., para los años 12 a 35. Los tratamientos que utilizaron fueron: fertilización mineral, paja + fertilización mineral, estiércol de granja y composta. El muestreo de la marga se realizó en los años 2, 7, 13, 19 y 34, para realizar análisis de estructura y contenido de carbono. El contenido inicial de materia orgánica fue de 0.22%.

Experimento en suelos volcánicos degradados.

Báez-Pérez, Hidalgo, Matus, Prat y Etchevers (2011) e Hidalgo *et al.* (2010) establecieron experimentos en suelos volcánicos degradados. El primero, en Tlalpan, Tlaxcala, a una altitud de 2600 m y, el segundo, en la cuenca de Coinzio. Se estudiaron tres suelos de origen volcánico: (a) un tepetate de Tlalpan, Tlaxcala, en una parcela con 15 años de cultivo, textura franca y pH neutro, constituido principalmente por vidrio volcánico y arcillas del tipo de la haloisita, así como abundancia de materiales amorfos con bajo grado de cristalización (Hidalgo *et al.*, 2010); (b) un Acrisol, recolectado en Atécuaro, Michoacán, de textura arcillosa, pH ácido, con arcillas del tipo caolinita y clorita rica en Fe, así como abundante presencia de óxidos de hierro en forma de akaganeita, goethita y hematita y, (c) un Andosol cultivado, también de Atécuaro, con alto grado de perturbación, pH ácido, textura franco limosa, presencia de alófano y características semejantes a las de un Cambisol.

En cada suelo se examinaron dos tipos de manejo agronómico bajo condiciones de temporal: (1) tradicional con monocultivo de maíz (*Zea mays* L.) o trigo (*Triticum aestivum* L.) y bajo aporte de insumos químicos y orgánicos y, (2) con cultivo de leguminosas como frijol (*Phaseolus vulgaris* L.) y haba (*Vicia faba* L), con adición regular de fertilización química y orgánica (compostas). En la cuenca de Coituzio (donde se sitúan los Andosoles y Acrisoles) el manejo se caracterizaba por un sistema de cultivo denominado *año y vez*, que consiste en cultivar la tierra durante un año y dejarla en descanso otro. Los suelos se cultivaron de manera continua durante cuatro años.

Se recolectaron muestras de suelo de 0-20 cm de profundidad, con una barrena de acero inoxidable. Se consideraron dos modalidades de manejo agronómico: labranza tradicional con monocultivos de gramíneas, retirada de rastrojos y una dosis complementaria de fertilizantes químicos nitrogenados y orgánico, que se realizó en parcelas experimentales en donde durante dos años hubo asociaciones gramínea-leguminosa, con adición anual de 3 Mg ha⁻¹ de composta, con la aplicación de una dosis complementaria de fertilizantes químicos nitrogenados y fosfatados. La estabilidad de agregados en seco se evaluó por el método propuesto por Kemper y Rosenau (1986), con tamices de 0.053, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.75 y 8.0 mm, por duplicado. Cabe destacar que, para la validación del modelo del presente trabajo, cada réplica se consideró como una medición independiente, sin utilizar promedios.

Ferrasoles en microcuencas de Oaxaca. Matus *et al.* (2011) realizaron un estudio en tres microcuencas del estado de Oaxaca: Región Mazateca, Cuicateca y Mixe. Los suelos fueron descritos como Ferrasoles, ubicados en pendientes superiores al 30%, con agricultura de pequeña escala. En cada sitio se muestrearon bosques en regeneración y bosques sujetos a roza-quema, seguido por cultivo de maíz y frijol, con bajo aporte de nutrimentos y labranza tradicional, los cuales típicamente después de nueve años (ocasionalmente 60 años) de cultivo se mueven a nuevas áreas. Como referencia para los sitios cultivados, se incluyeron sitios de bosques de pino, encino y liquidámbar, con 40 años en regeneración. La estabilidad de agregados en seco se evaluó por el método propuesto por Kemper y Rosenau (1986), con el uso de tamices de 0.053, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.75 y 8.0 mm, por duplicado. En los diferentes sitios se realizaron muestreos a la profundidad de 0 a 20 cm y se utilizó un

protocolo de laboratorio similar al caso de los suelos volcánicos degradados de la subsección anterior, con fraccionamiento por sonicación. Cada repetición se consideró como una medición independiente, para los análisis realizados en el presente trabajo.

Cronosecuencias de tepetates del Valle de México. Báez-Pérez *et al.* (2002) y Báez-Pérez, Etchevers, Prat y Hidalgo (2007) realizaron un experimento en la Cuenca de México, en la parte media de la ladera nor-occidental de la Sierra Nevada en el Estado de México, a una altitud variable de 2300 a 2900 m, con una transición progresiva del régimen de humedad de ústico a údico y precipitación de 600 a 900 mm por año. El estudio incluyó 100 parcelas a lo largo de la cronosecuencia, en las cuales se tomaron 22 sub-muestras de suelo por parcela, con una barrena de acero inoxidable, para integrar una muestra compuesta. El muestreo se hizo en forma de zigzag, de 0 a 20 cm de profundidad. Para las mediciones de C por tamaño de partícula, en agregados y fragmentos, se utilizaron 10 casos particulares, más el de un suelo arcilloso de referencia. Los autores destacan que, al roturar los tepetates, se generó una gran cantidad de fragmentos de consistencia friable y de gran diversidad de tamaños, desde polvo hasta bloques de gran diámetro, sin que existieran agregados, por lo que, al emplear los métodos de estabilidad de agregados en estos tepetates, lo que realmente se midió fue la estabilidad de los fragmentos. La estabilidad en seco se evaluó por el método propuesto por Kemper y Rosenau (1986), pero haciendo pasar una muestra de 5 a 6 kg de suelo, a través de una serie de tamices de malla 50.80, 31.70, 22.20, 11.50, 6.35, 4.76, 3.36, 2.00, 1.00, 0.46, 0.25, 0.10 y 0.05 mm y menores de 0.05 mm. La agitación de los tamices se hizo en forma manual, para evitar la desintegración del tepetate.

Las partículas con diámetro >50.3, 50.3-22.2, 22.2-11.3, 11.3-6.30, 6.30-4.25 y 4.25-3.36 mm, que se obtuvieron en la prueba de estabilidad en seco, se separaron en fragmentos y agregados. La separación se hizo de manera visual, con una lupa y un microscopio estereoscópico, así como con una espátula y una aguja de disección, para corroborar la compactación del material. Los criterios utilizados para diferenciar los agregados de los fragmentos fueron consistencia, dureza, color y forma. Sin embargo, de acuerdo con los autores, el mejor indicador para diferenciarlos fue la dureza, misma que se midió con un penetrometro manual, en los casos que fue posible su uso.

En el caso de las unidades de 50.3-22.2, 22.2-11.3 y 11.3-6.30 mm, la separación se hizo en toda la muestra, pero para los de 6.30-4.25 y 4.25-3.36 mm se tomaron cinco sub-muestras de 5-10g, por muestra. Para el diámetro de partículas entre 4.25 y 3.36 mm se utilizó el microscopio estereoscópico. Para complementar el análisis visual se rompieron las unidades estructurales con la aguja de disección, para evaluar, cualitativamente la dureza. No se presentan datos de separación de agregados y fragmentos de 3.36 a 2.00 ni <2.0 mm, debido a su fragilidad. Las unidades obtenidas de cada fracción se pesaron y se calculó el porcentaje relativo para cada una. El C de cada fracción se midió con un autoanizador (TOC-5050A, Shimadzu). Un problema que destacan los autores es que por debajo de la malla de 2.0 mm, particularmente en la malla de 0.25 mm, se presentaron algunos “taponamientos”, hecho que debe considerarse en cualquier análisis.

Experimentos de corto plazo en macetas con tepetates. Velázquez-Rodríguez *et al.* (2008) presentan los detalles de un experimento a corto plazo, realizado con tepetate en macetas y bajo condiciones controladas. El experimento se realizó con tepetate del municipio de Tetela del Volcán, estado de Morelos, México a una altitud de 2127 m. Las especies utilizadas fueron higuera, *Ficus carica* L. y pasto Rhodes, *Chloris gayana* Kunt. Como enmienda orgánica se usó estiércol de bovino y, como enmienda inorgánica, se utilizaron sulfato de amonio, superfosfato de calcio simple y cloruro de potasio. Las características físicas del tepetate en estado inicial fueron: color pardo amarillento en seco (10YR6/4) y pardo amarillento oscuro en húmedo (10YR4/4), densidad real de 2.3 Mg m⁻³, densidad aparente de 1.7 Mg m⁻³, dureza de 24 kg cm⁻² y textura franca (50, 27 y 23% de arena, limo y arcilla, respectivamente).

Para la evaluación de la formación de agregados estables, el tepetate se rompió con martillo y se seleccionaron los fragmentos menores de 20 mm de diámetro, mismos que se colocaron en macetas, sin perforaciones, en cantidades de 5 kg por maceta. El estiércol se aplicó en una dosis única de 72 Mg ha⁻¹. La fertilización inorgánica fue anual; en los tratamientos sin planta y con higuera se aplicó la fórmula 80-80-20 y, en el pasto, 250-200-00. La agregación en seco se evaluó por la técnica de Yoder (Kemper y Rosenau, 1986) y la estabilidad en húmedo por la técnica de Klute (Kemper y Rosenau, 1986). El análisis de las variables de respuesta se realizó a partir del total

del sustrato de cada maceta. El período de observación fue de dos años, dividido en etapas de 12 meses y una etapa inicial. Se realizaron cuatro réplicas de cada medición. Los datos que se discuten en el presente trabajo consideran solo el promedio de la distribución de masas de las unidades estructurales del tepetate.

Modelo de la Distribución de la Masa y Carbono en Unidades Estructurales

Se han propuesto modelos potenciales para describir la distribución de la masa (M) y el carbono (C) en agregados, tanto para suelo (Paz *et al.*, 2012; Fuentes *et al.*, 2012), como para tepetate (Báez-Pérez *et al.*, 2012; Velázquez-Rodríguez *et al.*, 2012b). Estos modelos se proponen en un formato de acumulados, que asemeja una distribución de probabilidad acumulada, después de normalizarse (0-1) y pueden definirse como:

$$M_f = A_m \left(\frac{1}{T_f} \right)^{-B_m} \quad (1)$$

$$C_f = A_c \left(\frac{1}{T_f} \right)^{-B_c} \quad (2)$$

donde: A_m , B_m , A_c y B_c son constantes del ajuste estadístico, M_f (%) y C_f (g C/kg suelo) es la masa y carbono, respectivamente, en la fracción f de los agregados de tamaño T_f . Para el caso de la masa de los agregados, Baldock y Kay (1987) plantearon una relación potencial similar a la ecuación (1), pero en función de T_f .

Los modelos empíricos de las ecuaciones (1) y (2) pueden replantearse como la solución a una cinética de orden n :

$$\frac{dT}{dC} = -k_n T^n \quad (3)$$

que establece que la formación de los tamaños de los agregados es función del agente cementante carbono (C). Algo similar puede establecerse para la masa M.

La solución general ($n \neq 1$) de la relación (3), caso de C, está dada por:

$$\frac{1}{T^{n-1}} = \frac{1}{T_0^{n-1}} - k_n(n-1)C \quad (4)$$

donde: T_0 es el tamaño de partícula asociada al carbono inicial (C_0).

Para analizar patrones en el formato de la relación (1), la relación (4) puede ponerse como:

$$c = \left[\frac{1}{k_n(n-1)} \right] \left(\frac{1}{T_0} \right)^{n-1} - \left[\frac{1}{k_n(n-1)} \right] \left(\frac{1}{T} \right)^{n-1} \quad (5)$$

Para visualizar los patrones asociados a la cinética de orden n de la relación (3) se pueden analizar algunos casos particulares:

Caso $n = 0$, $dT/dC = -k_0$:

$$c = \left(\frac{1}{k_0} \right) \left(\frac{1}{T_0} \right)^{-1} - \left(\frac{1}{k_0} \right) \left(\frac{1}{T} \right)^{-1} \quad (6)$$

Caso $n = 1$, $dT/dC = -k_1 T$:

$$c = \left(\frac{1}{k_1} \right) \ln \left(\frac{1}{T_0} \right) - \left(\frac{1}{k_1} \right) \ln \left(\frac{1}{T} \right) \quad (7)$$

Caso $n = 2$, $dT/dC = -k_2 T^2$:

$$c = \left(\frac{1}{k_2} \right) \left(\frac{1}{T_0} \right) - \left(\frac{1}{k_2} \right) \left(\frac{1}{T} \right) \quad (8)$$

Paz *et al.* (2012), Fuentes *et al.* (2012), Báez-Pérez *et al.* (2012) y Velázquez-Rodríguez *et al.* (2012b) plantearon la relación:

$$C_f = a_0 + b_0 M_f \quad (9)$$

donde: a_0 y b_0 son constantes del ajuste estadístico y C_f está en g C/kg suelo y M_f en porcentaje. De la Ecuación (9), el C total se relaciona con b_0 como:

$$b_0 = c + d C_t \quad (10)$$

donde: c y d son constantes del ajuste estadístico.

Si se normaliza el valor de C_f ($100 \times C_f / C_p$, en %) para que tenga el mismo patrón de distribución con relación a $(1/T)$, pero ahora con un valor máximo del 100%, la relación (9) puede ponerse como:

$$C_f = a + b M_f \quad (11)$$

donde: C_f y M_f están en porcentaje. Esta formulación permite que la distribución del C_f en todos los suelos analizados tenga un origen común (100%, 100%) de acuerdo con el concepto de equivalencia ambiental

(Paz *et al.*, 2012), por lo que las constantes están relacionadas como:

$$b = 1.0 - \left(\frac{1}{100} \right) a \quad (12)$$

producto de usar el C_f y M_f en porcentaje.

A partir de los desarrollos previos y de la hipótesis de que la distribución de masa y C de los agregados es igual, es posible desprestigiar las constantes de las ecuaciones (9) y (10) para obtener:

$$\frac{C_f}{C_t} = \frac{M_f}{100} \quad (13)$$

con C_f en g C / kg suelo y M_f en %.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para los resultados que se presentan en lo siguiente, en los ajustes de la relación (5) y demás, se consideró el inicio (masa y carbono inicial del tamaño mínimo de las unidades estructurales) como cero, de tal manera que, tanto a la masa como al carbono máximo, se les restó el valor inicial original del tamaño mínimo. Este procedimiento se realizó considerando que la masa y el carbono de la clase mínima de las unidades estructurales no se mide y sólo se estima del valor total, descontando los valores de las clases superiores. Así mismo, el caso del valor superior al T mayor (sin definición del tamaño siguiente) se despreció y, el valor total de la masa (100%) y del carbono total (C_t), se recalculó de los valores de las clases de unidades estructurales restantes. Este proceso introduce sesgos en los ajustes de los modelos, sin alterar sus patrones, pero es congruente con la decisión de usar sólo datos medidos y no estimados por diferencias y uso de recuperaciones del 100% de la masa y carbono en todas las clases de tamaños.

Análisis de las Bases de Datos de Suelos

Caso de andosoles en bosque infestado por muérdago. Para los andosoles de un bosque infestado por muérdago, tres profundidades, la Figura 1 muestra los resultados del ajuste del modelo de la relación (5) para las masas y carbono de los agregados para diferentes tamaños T. Los resultados del ajuste estadístico por regresión no lineal son adecuados ($R^2 > 0.99$).

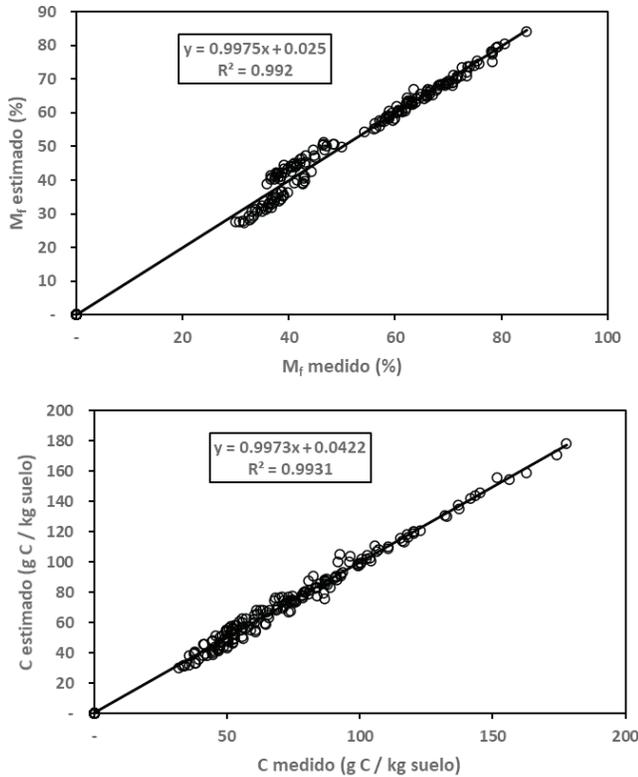


Figura 1. Ajuste del modelo de la relación (5), para la masa y carbono en las fracciones de los agregados de los andosoles de bosque de pino con infestación por muérdago.
Figure 1. Adjustment of the model of the relationship (5), for the mass and carbon in the fractions of the aggregates of the pine forest andosols with mistletoe infestation.

La relación entre el exponente n , relación (5) y el diámetro medio ponderado (DMP), es de tipo no lineal, tal como se muestra en la Figura 2. Los exponentes n del modelo de cinética de orden n para la masa y el carbono de los tamaños de los agregados, se muestra en la Figura 3, en la que se observa una relación lineal que implica que la distribución de la masa y el carbono están relacionados linealmente entre sí.

La Figura 4 muestra los resultados del ajuste de las relaciones (9) y (10) para los andosoles analizados, en donde se obtiene un buen ajuste ($R^2 > 0.989$), por lo que las relaciones definidas pueden usarse en forma confiable.

Para el caso de las relaciones (11) y (12) para C en porcentaje, la Figura 5 muestra los resultados de los ajustes, los cuales son buenos ($R^2 > 0.99$).

Finalmente, el ajuste de la relación (13) a la distribución de agregados de los andosoles, se muestra en la Figura 6, con buenos ajustes ($R^2 > 0.99$).

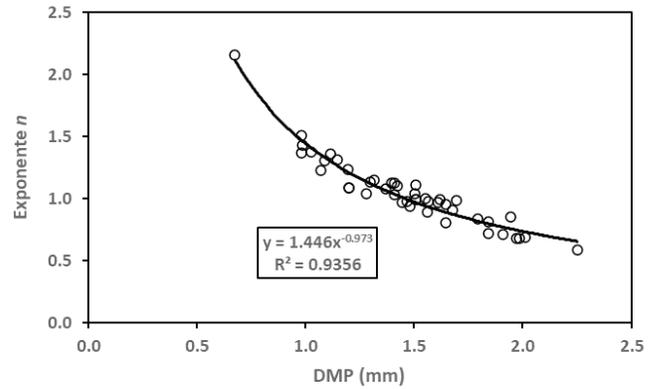


Figura 2. Relación entre el DMP y el exponente n (masa) para la distribución de los agregados de los andosoles de bosque de pino con infestación por muérdago.
Figure 2. Relationship between the DMP and the exponent n (mass) for the distribution of the aggregates of the pine forest andosols with mistletoe infestation.

Caso de ferrasoles en microcuencas de Oaxaca y suelos volcánicos degradados (tepetates). Para analizar la viabilidad del uso del modelo de cinética de orden n en tepetates cultivados, la Figura 7 muestra los resultados que se obtuvieron para la masa y el carbono de la distribución de agregados para los datos del tepetate de Tlalpan, Zacatecas. Los ajustes son adecuados ($R^2 > 0.99$). Cabe señalar que en el caso de los suelos —resultados no mostrados por cuestiones de espacio— los ajustes también tuvieron una $R^2 > 0.99$.

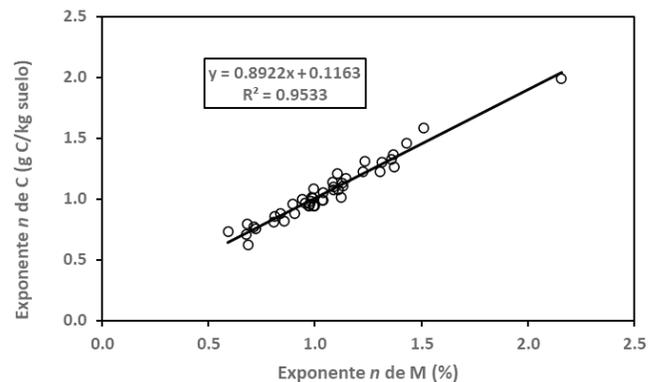


Figura 3. Relación entre el exponente n de la masa (M) y el carbono (C) para la distribución de los agregados de los andosoles de bosque de pino con infestación por muérdago.
Figure 3. Relationship between the exponent n of mass (M) and carbon (C) for the distribution of aggregates of pine forest andosols with mistletoe infestation.

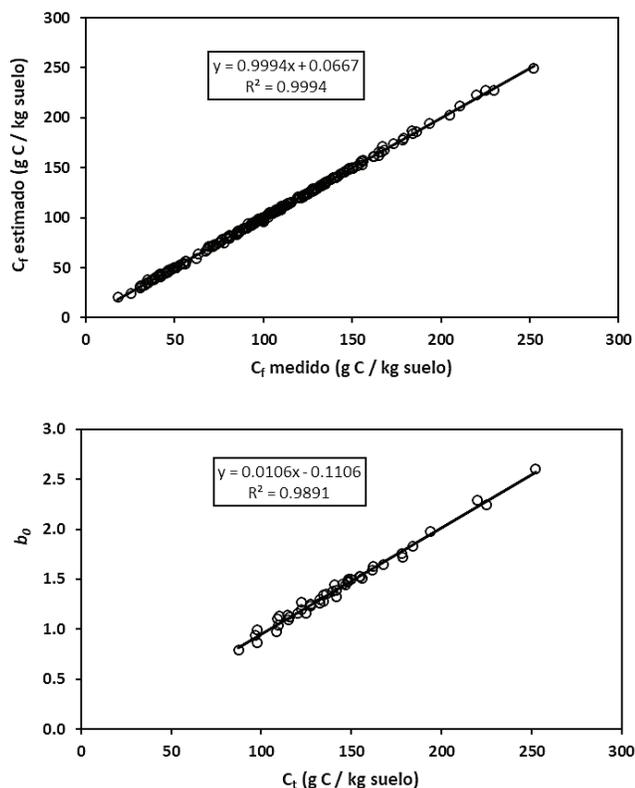


Figura 4. Resultados del ajuste de las relaciones (9) y (10) para la distribución de los agregados de los andosoles de bosque de pino con infestación por muérdago.
 Figure 4. Results of the adjustment of the relationships (9) and (10) for the distribution of the aggregates of the pine forest andosols with mistletoe infestation.

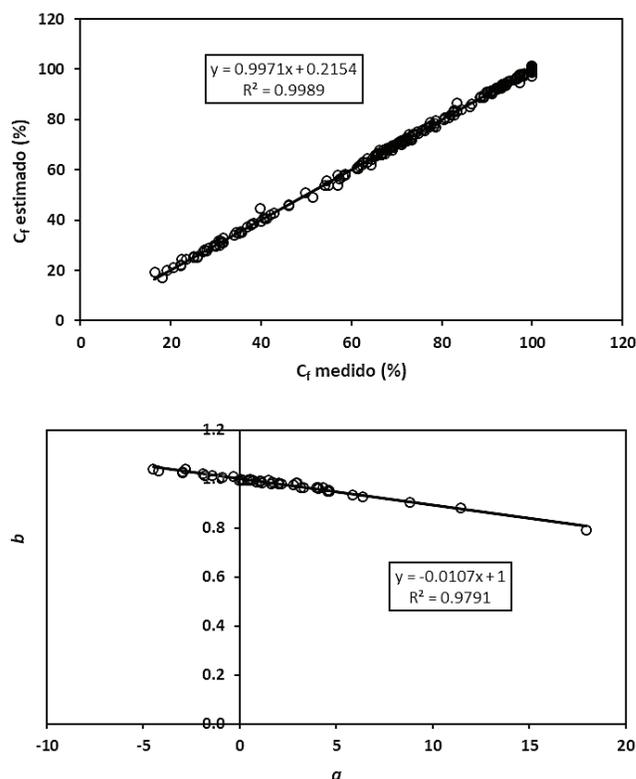


Figura 5. Resultados del ajuste de las relaciones (11) y (12) para la distribución de los agregados de los andosoles de bosque de pino con infestación por muérdago.
 Figure 5. Results of the adjustment of the relationships (11) and (12) for the distribution of the aggregates of the pine forest andosols with mistletoe infestation.

Para el caso de los tepetates de Tlalpan, la Figura 8 muestra el efecto del manejo agrícola (labranza tradicional contra orgánica), en donde se observa que, al mejorar los ingresos de materia orgánica al sistema agrícola, el exponente del modelo de cinética de orden n disminuye. El patrón de la distribución de las masas de las unidades estructurales de los tepetates es de tipo lineal ($n = 2$), aunque por efecto del ajuste por regresión del modelo se obtengan valores de $n > 2$ (Figura 8).

El efecto del aporte de materia orgánica a los ferrasoles de las regiones de Oaxaca se muestra en la Figura 9, para el caso de la masa. La reducción de la pendiente del modelo de cinética lineal (hacerse más negativa para el uso de un modelo potencial) implica mejores condiciones de estabilidad estructural de los suelos.

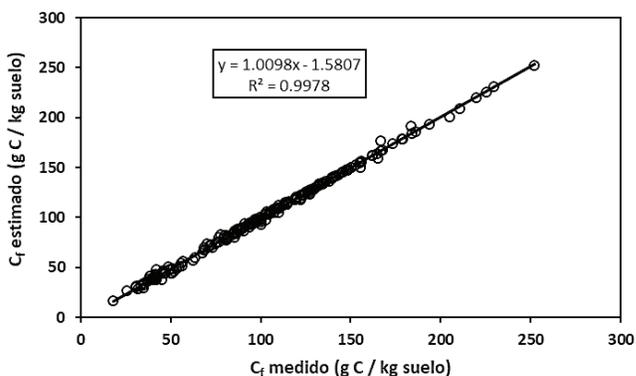


Figura 6. Resultados del ajuste de la relación (13) para la distribución de los agregados de los andosoles de bosque de pino con infestación por muérdago.
 Figure 6. Results of the adjustment of the relationship (13) for the distribution of the aggregates of the pine forest andosols with mistletoe infestation.

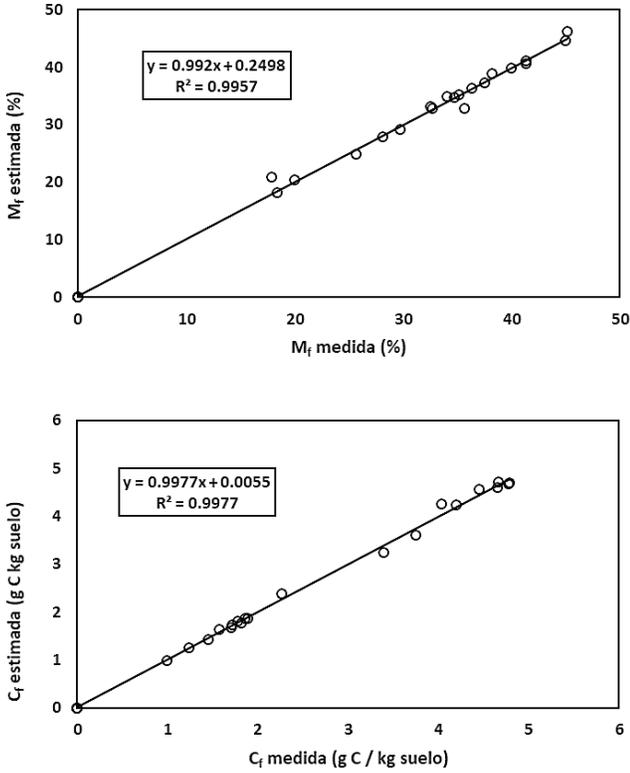


Figura 7. Resultados del ajuste de la relación (5) para la distribución de las unidades estructurales de los tepetates de Tlalpan.

Figure 7. Results of the adjustment of the relationship (5) for the distribution of the structural units of the tepetates of Tlalpan.

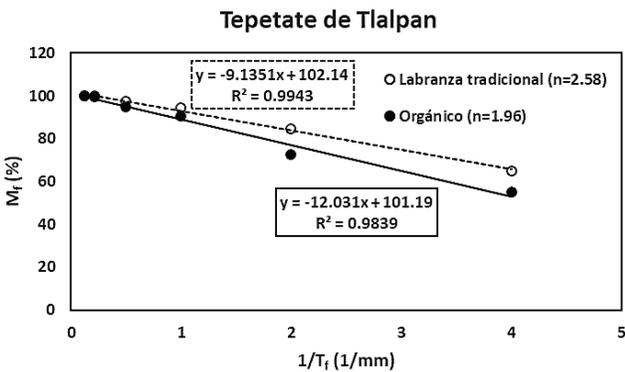


Figura 8. Efecto del ingreso de materia orgánica en los exponentes del modelo de cinética de orden n en los tepetates de Tlalpan.

Figure 8. Effect of the input of organic matter in the exponents of the model of kinetics of order n in the tepetates of Tlalpan.

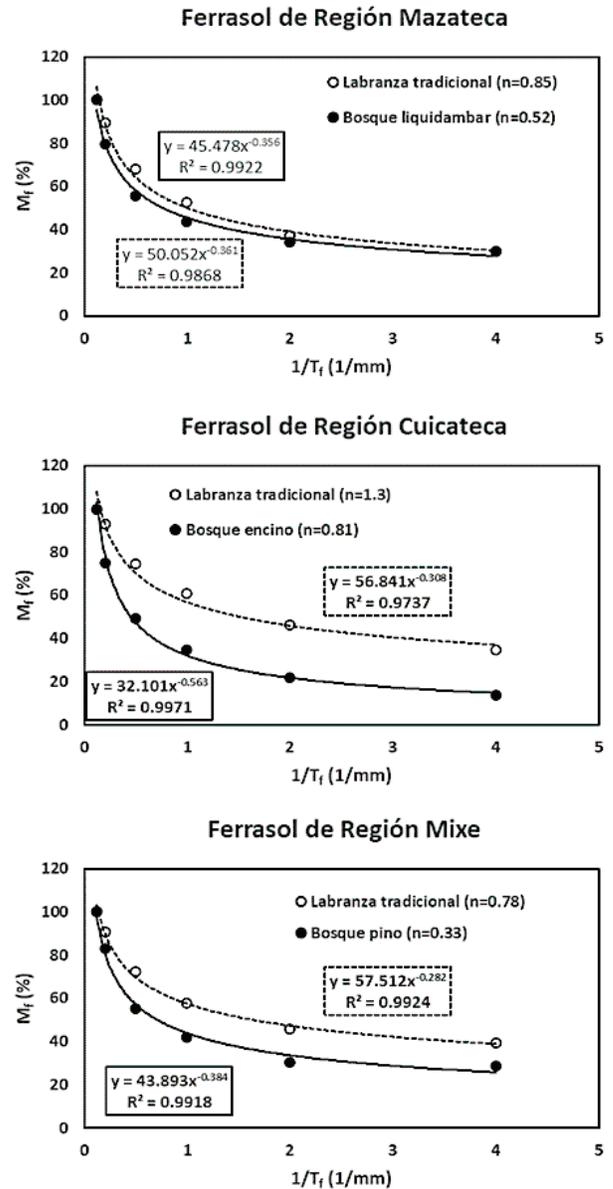


Figura 9. Efecto del ingreso de materia orgánica en los tepetates cultivados en Tlalpan y ferrasoles en la región Cuicateca.

Figure 9. Effect of the input of organic matter in the tepetates cultivated in Tlalpan and ferrasols in the Cuicateca region.

Desde esta perspectiva, para la masa, el proceso de mejorar la condición del sustrato, en relación a la estabilidad estructural de los suelos y tepetates, implica un decremento en el exponente n , de acuerdo con la evidencia discutida.

Los diferentes patrones que se observan (exponentes n), se presentan en la Figura 10 y van de potenciales ($n < 1$) a logarítmicos ($n \approx 1$) y lineales ($n \rightarrow 2$). En el caso

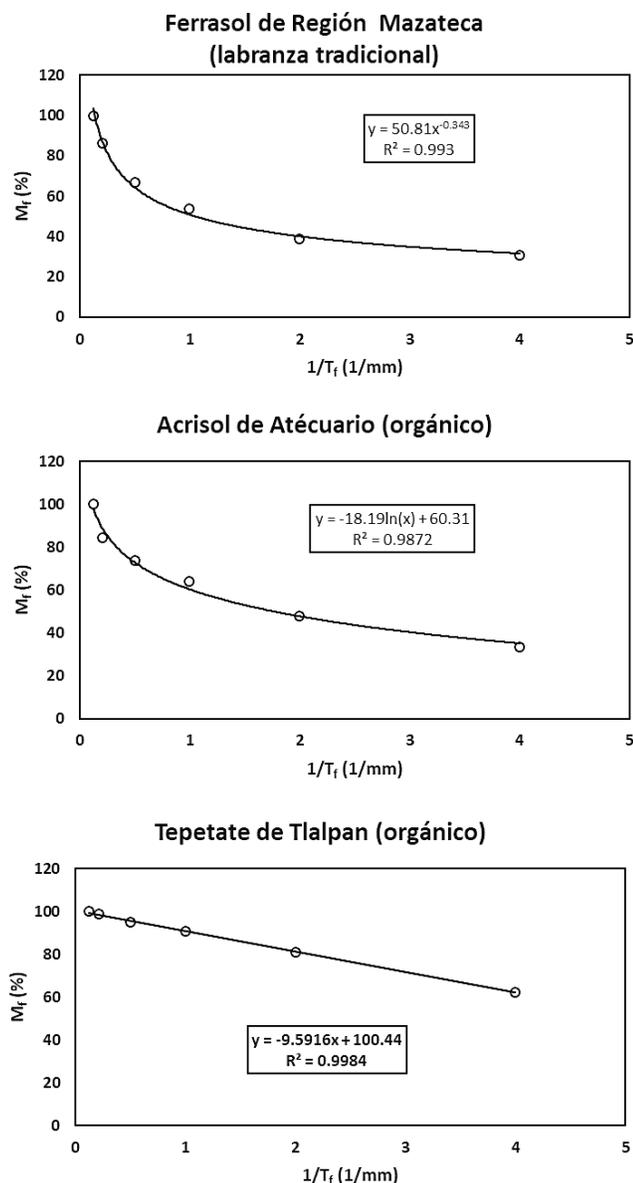


Figura 10. Diferentes patrones asociados a los tepetates y suelo analizados.

Figure 10. Different patterns associated with the tepetates and soil analyzed.

de la aplicación de energía al sistema suelo o tepetate, $0 < n \leq 2$, el valor del exponente n se incrementa hasta un máximo de $n = 2$ (patrón lineal) asociado al fraccionamiento de partículas elementales (Paz, Covalada y Etchevers, 2014; Paz, Covalada, Hidalgo, Etchevers y Matus, 2016). En el caso de un proceso de agregación, el patrón es inverso, va desde $n = 2$ a valores cercanos a cero. El tepetate de la Figura 10 presenta un patrón cercano al lineal, lo cual representa

un estado inicial de formación de agregados del suelo.

Caso de macetas con margas. Los datos de este caso estudio corresponden, en realidad, a la distribución de partículas primarias; sin embargo, la evolución temporal del contenido de materia orgánica (carbono orgánico) en función de la facilidad de ingreso y asimilación por el sistema margas-pastos, permite entender los patrones. En la Figura 11 se observa que entre más procesada está la enmienda que se aporta al sistema, mayor es el contenido de C. En todos los casos de las enmiendas analizadas, la cantidad de C tiende a estabilizarse o decaer ligeramente con el tiempo, tal como se muestra en la Figura 11. Cabe señalar que en la gráfica se observa una disminución de C en los periodos más largos, debido al uso de polinomios para explicar las tendencias; sin embargo, en lo general, los patrones experimentales muestran que el C se mantiene constante con respecto al tiempo.

Caso de cronosecuencias de tepetates del Valle de México. Báez-Pérez *et al.* (2002) analizaron las cronosecuencias de tepetates en el Valle de México, de acuerdo con clases de sistemas agrícolas y determinaron sus patrones temporales, tal como se muestra en la Figura 12, la cual presenta patrones generales similares al caso analizado de la Figura 11.

Con el uso de una agrupación más amplia de sistema agrícola (monocultivo de gramíneas y rotación de gramíneas y leguminosas/leguminosas con poco estiércol), la Figura 13 muestra los patrones temporales del C orgánico y el exponente n para la masa, el cual tienen un patrón decreciente, acorde con lo esperado.

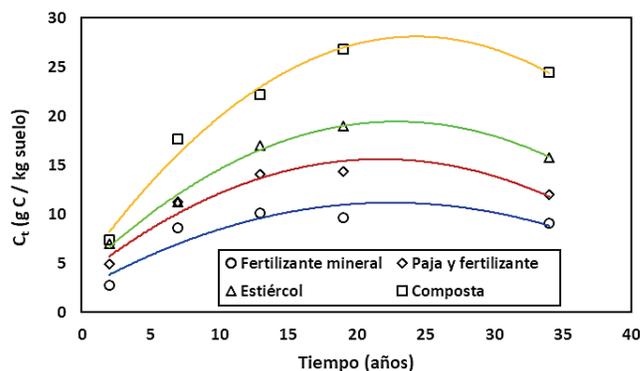


Figura 11. Acumulación de carbono orgánico en el tiempo, para un experimento con macetas con margas y pastos, acondicionados con diferentes enmiendas.

Figure 11. Accumulation of organic carbon over time, for an experiment with pots with loamy marl and grasses, conditioned with different amendments.

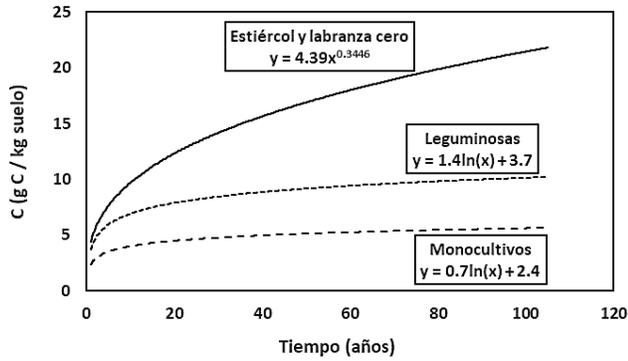


Figura 12. Acumulación temporal de carbono orgánico en cronosecuencias de tepetate del Valle de México para tres diferentes sistemas agrícolas.

Figure 12. Temporary accumulation of organic carbon in chronosequences of tepetate of the Valley of Mexico for three different agricultural systems.

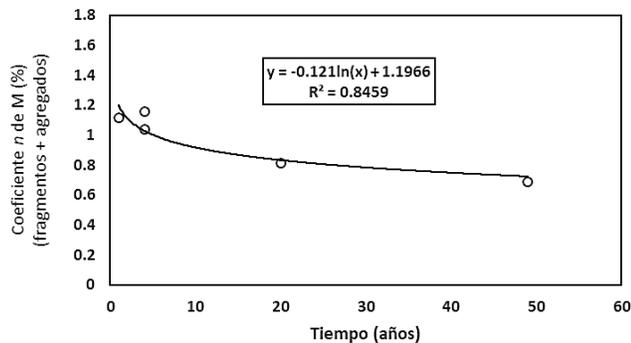
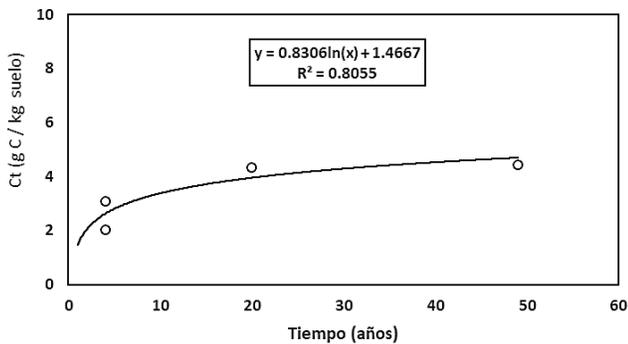


Figura 13. Evolución temporal de carbono orgánico total (C) y el exponente n (masa) para el sistema monocultivos de gramíneas, rotación gramíneas y leguminosas/leguminosas con poco estiércol, de las cronosecuencias de tepetates en el Valle de México.

Figure 13. Temporal evolution of total organic carbon (C_t) and exponent n (mass) for the monoculture system of grasses, rotation of grasses and legumes/legumes with little manure, of the chronosequences of tepetates in the Valley of Mexico.

Con el uso de un tamaño mínimo de las clases de unidades estructurales de 3.36 mm, la Figura 14 muestra el ajuste de la relación (5) para la masa de fragmentos+agregados, agregados y fragmentos, en donde en todos los casos los ajustes tuvieron un $R^2 > 0.98$.

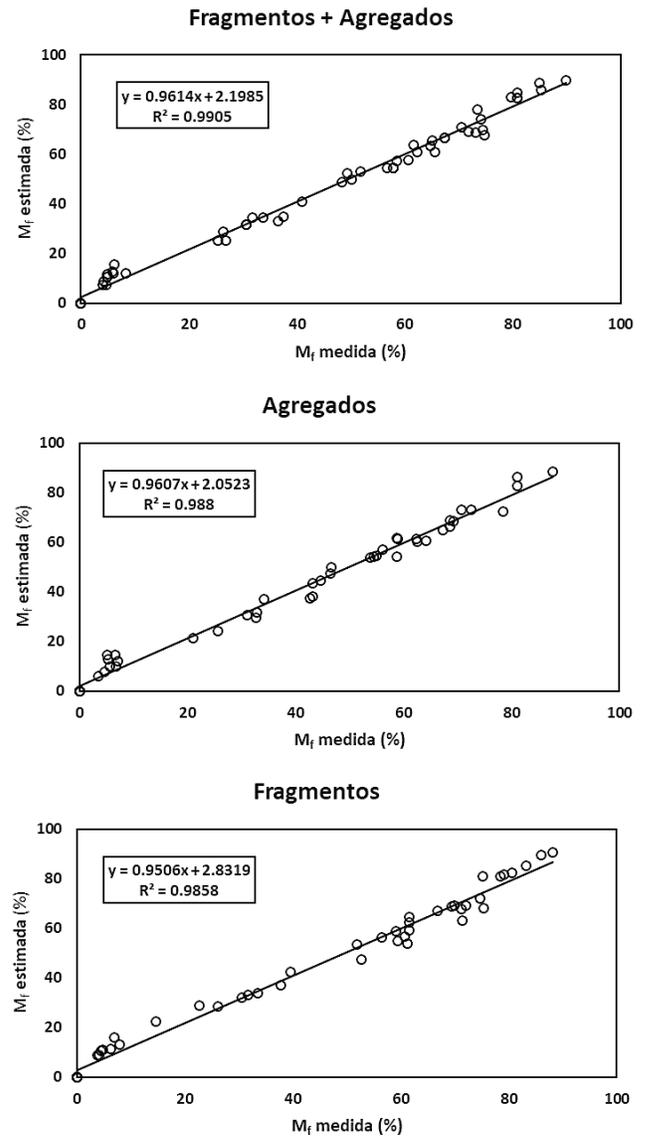


Figura 14. Resultados de los ajustes de la relación (5), masa, para el caso de unidades estructurales (fragmentos+agregados), sólo fragmentos y, sólo agregados, para las cronosecuencias de tepetates en el Valle de México.

Figure 14. Results of the adjustments of the relationship (5), mass, for the case of structural units (fragments + agregados), only fragments and, only aggregates, for the chronosequences of tepetates in the Valley of Mexico.

El caso de los ajustes de la relación (5), para carbono de las unidades estructurales (fragmentos+ agregados), sólo agregados y sólo fragmentos, se muestra en la Figura 15, con ajustes de $R^2 > 0.99$.

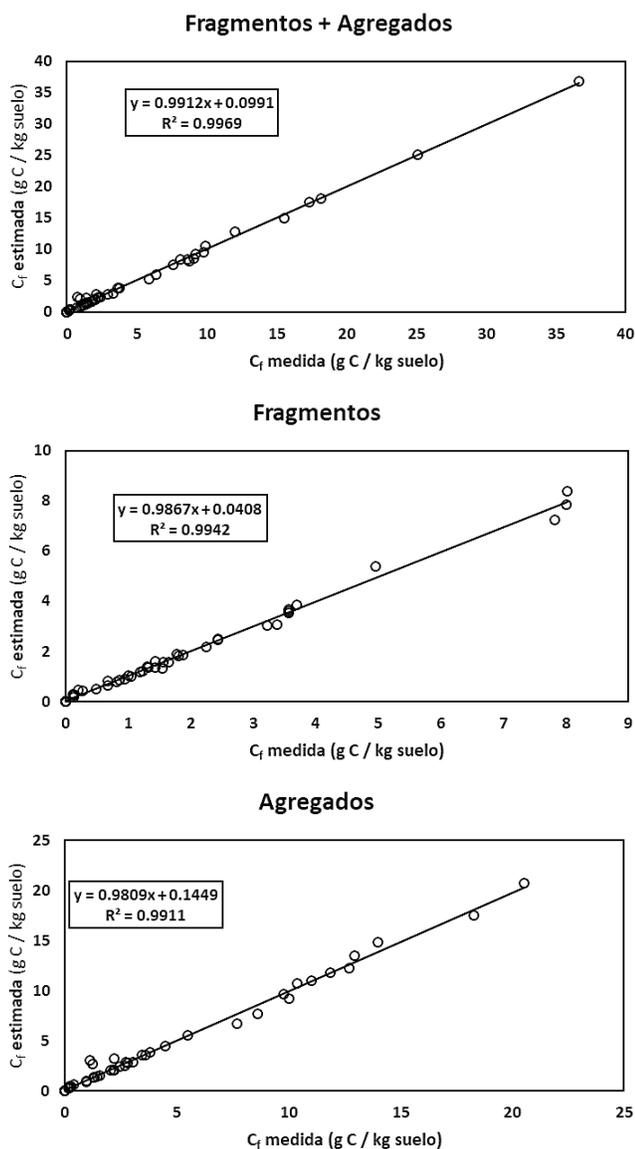


Figura 15. Resultados de los ajustes de la relación (5), carbono, para el caso de unidades estructurales (fragmentos+agregados), sólo fragmentos y, sólo agregados, para las cronosecuencias de tepetates en el Valle de México.

Figure 15. Results of the adjustments of the relationship (5), carbon, for the case of structural units (fragments + aggregates), only fragments and, only aggregates, for the chronosequences of tepetates in the Valley of Mexico.

La Figura 16 muestra los resultados de los ajustes de las relaciones (9) y (10) para los tepetates de las cronosecuencias analizadas, en donde se observa que fueron adecuados ($R^2 > 0.99$).

Finalmente, de las relaciones entre las masas y el carbono de las unidades estructurales, para un sistema agrícola definido (gramíneas y rotación de gramíneas y leguminosas/leguminosas con poco estiércol), se espera que exista una relación entre los exponentes de las unidades estructurales (fragmentos y agregados) y los agregados.

La Figura 17 muestra una relación lineal del sistema gramíneas y rotación de gramíneas y leguminosas/leguminosas con poco estiércol para fragmentos+agregados y sólo fragmentos para el caso de la masa y el carbono orgánico.

El modelo de cinética de orden n de la formación de unidades estructurales requiere del conocimiento de

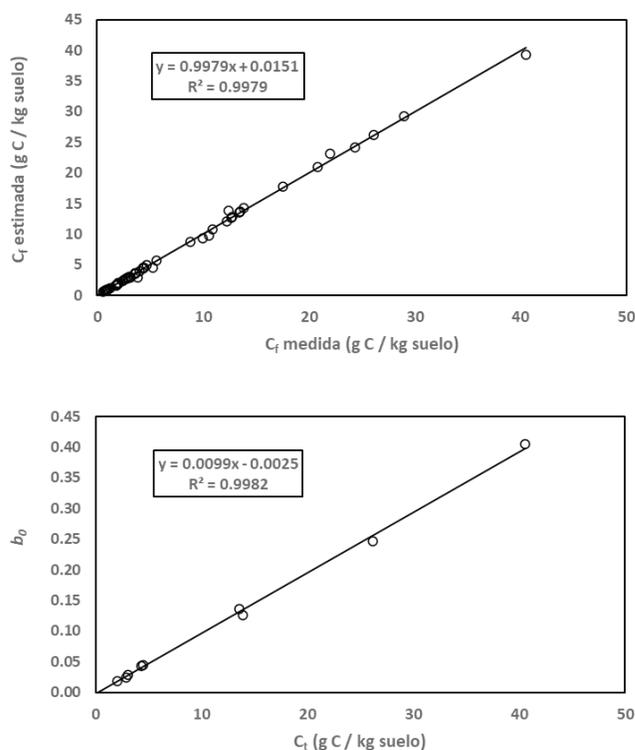


Figura 16. Resultados de los ajustes de las relaciones (9) y (10), para el caso de unidades estructurales para las cronosecuencias de tepetates en el Valle de México.

Figure 16. Results of the adjustments of the relations (9) and (10), for the case of structural units for the chronosequences of tepetates in the Valley of Mexico.

la tasa de reacción k_n y el exponente n , pero dado que ambos parámetros están relacionados entre sí, Figura 18, con el conocimiento de un solo parámetro (un solo dato medido) es posible definir completamente la cinética, simplificando su modelación.

Experimentos en macetas con tepetate. Para el caso de la distribución de las masas de las unidades estructurales de los experimentos de corto plazo (≤ 2 años) en macetas con tepetate, la Figura 19 muestra los resultados de los ajustes experimentales realizados que, como se observa, resultaron adecuados ($R^2 > 0.99$).

La relación entre la tasa de reacción k_n y el exponente n se muestra en la Figura 20, lo que permite definir al modelo de cinética de orden n como de un solo parámetro.

Las Figuras 21 y 22, muestran la evolución temporal del carbono orgánico total y el exponente n para los tiempos 0, 12 y 24 meses. En lo general, se observa

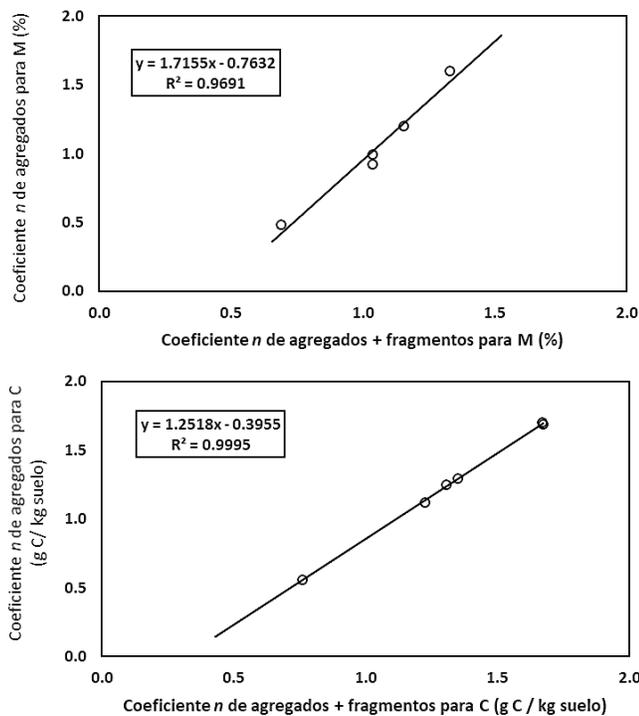


Figura 17. Relación entre los exponentes n , masa y carbono, para el sistema gramíneas, rotación de gramíneas y leguminosas/leguminosas con poco estiércol, para las cronosecuencias de tepetates en el Valle de México para el caso de fragmentos+agregados y sólo agregados.

Figure 17. Relationship between the exponents n , mass and carbon, for the grass system, rotation of grasses and legumes/legumes with little manure, for the chronosequences of tepetates in the Valley of Mexico for the case of fragments + aggregates and only aggregates.

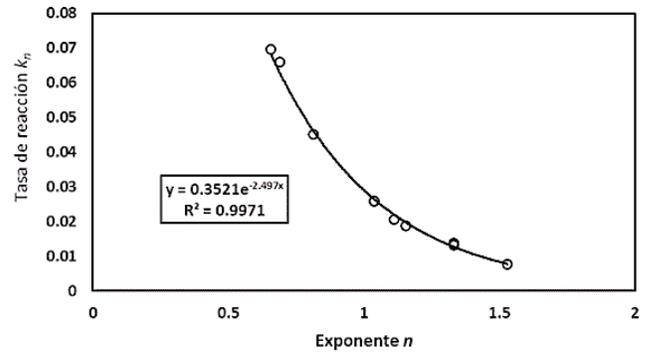


Figura 18. Relación entre la tasa de reacción k_n y el exponente n para las cronosecuencias de tepetates del Valle de México.

Figure 18. Relationship between the reaction rate k_n and the exponent n for the chronosequences of tepetates of the Valley of Mexico.

que no hay una relación definida entre el carbono orgánico total y el exponente n en su evolución temporal; excepto para el caso de la higuera sola, lo que denota la existencia de otros factores de agregación en la escala de tiempo de observación.

Discusión de los Resultados

La formación de suelo a partir de tepetates, después de su roturación y habilitación, plantea la necesidad del desarrollo de un modelo pedogenético o edáfico, asociado al desempeño de los agentes cementantes en el desarrollo de la distribución del tamaño de las unidades estructurales, a través de un modelo de cinética de orden n .

La validación del modelo propuesto de formación de las unidades estructurales de los suelos y tepetates, resultó con ajustes experimentales favorables ($R^2 > 0.98$) para los casos estudio analizados, lo que permite su implementación para definir la estabilidad estructural y conexión con el carbono orgánico total y su distribución en las unidades estructurales. En términos generales, el modelo propuesto plantea una relación lineal entre la distribución de las masas y el carbono orgánico asociado (agente cementante permanente), más allá de modelos conceptuales (Tisdall y Oades, 1982; Oades 1984; Six *et al.*, 2002), que implican procesos iterativos en la dinámica de formación de suelos estables.

La evolución temporal de la estabilidad de las unidades estructurales y su asociación con el carbono orgánico, presenta patrones congruentes con

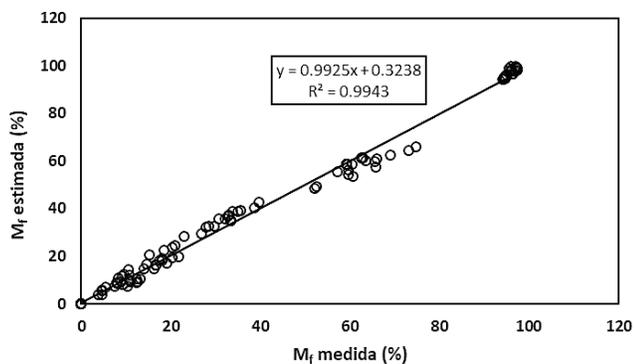


Figura 19. Resultados de los ajustes experimentales del modelo de cinética de orden n para la distribución de la masa de las unidades estructurales del experimento de corto plazo de macetas con tepetate.

Figure 19. Results of the experimental adjustments of the n -order kinetics model for the mass distribution of the structural units of the short-term potting experiment with tepetate.

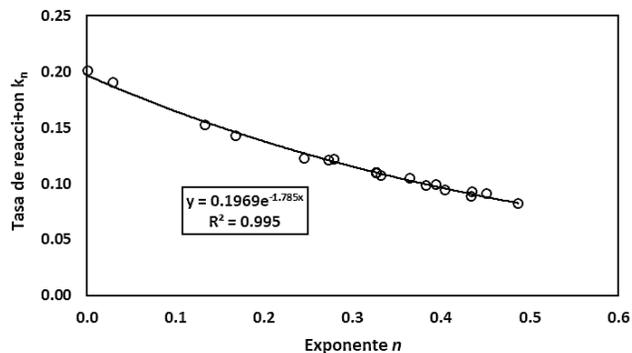


Figura 20. Relación entre la tasa de reacción k_n y el exponente n para los experimentos de corto plazo en macetas con tepetate.

Figure 20. Relationship between the reaction rate k_n and the exponent n for short-term experiments in pots with tepetate.

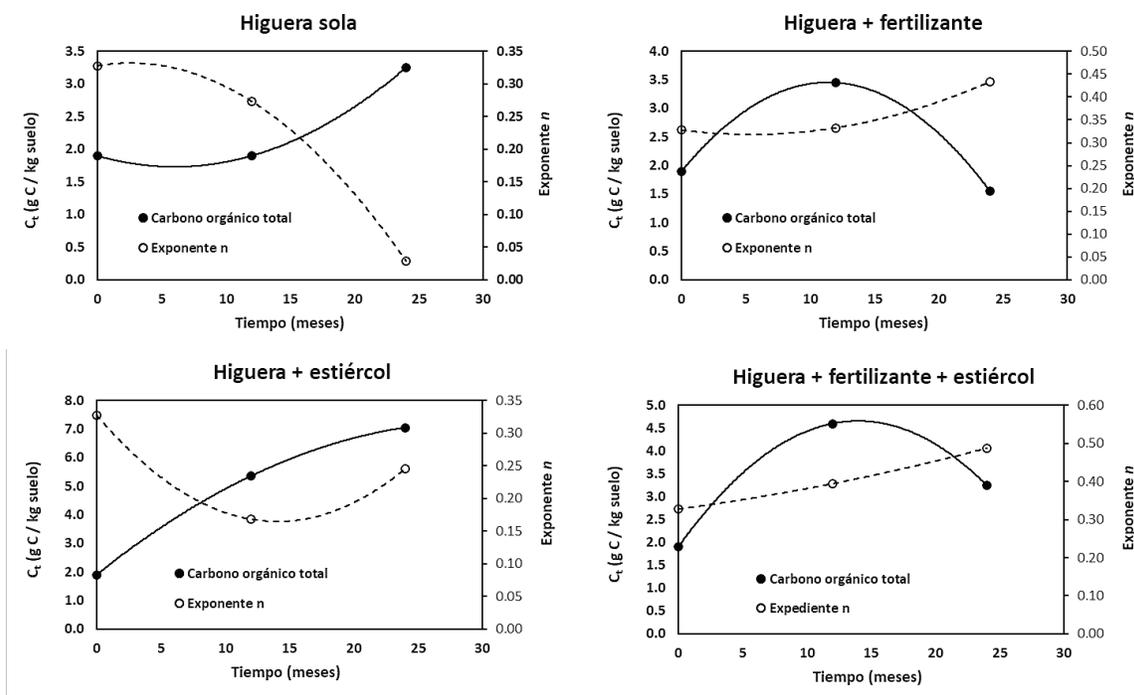


Figura 21. Evolución temporal de C_t y n para los experimentos con higuera en macetas con tepetate.

Figure 21. Time evolution of C_t and n for experiments with fig tree in pots with tepetate.

la evidencia experimental para experimentos a corto plazo (≤ 2 años), aunque en las primeras etapas (≥ 2 años) de la habilitación de tepetates, los patrones de la evolución del carbono orgánico y la estabilidad de las unidades estructurales muestran tendencias

diferentes a lo esperado, lo cual puede atribuirse a la participación de agentes cementantes temporales y transitorios (Velázquez-Rodríguez *et al.*, 2008), de acuerdo con lo planteado por Tisdall y Oades (1982) y Abiven *et al.* (2009).

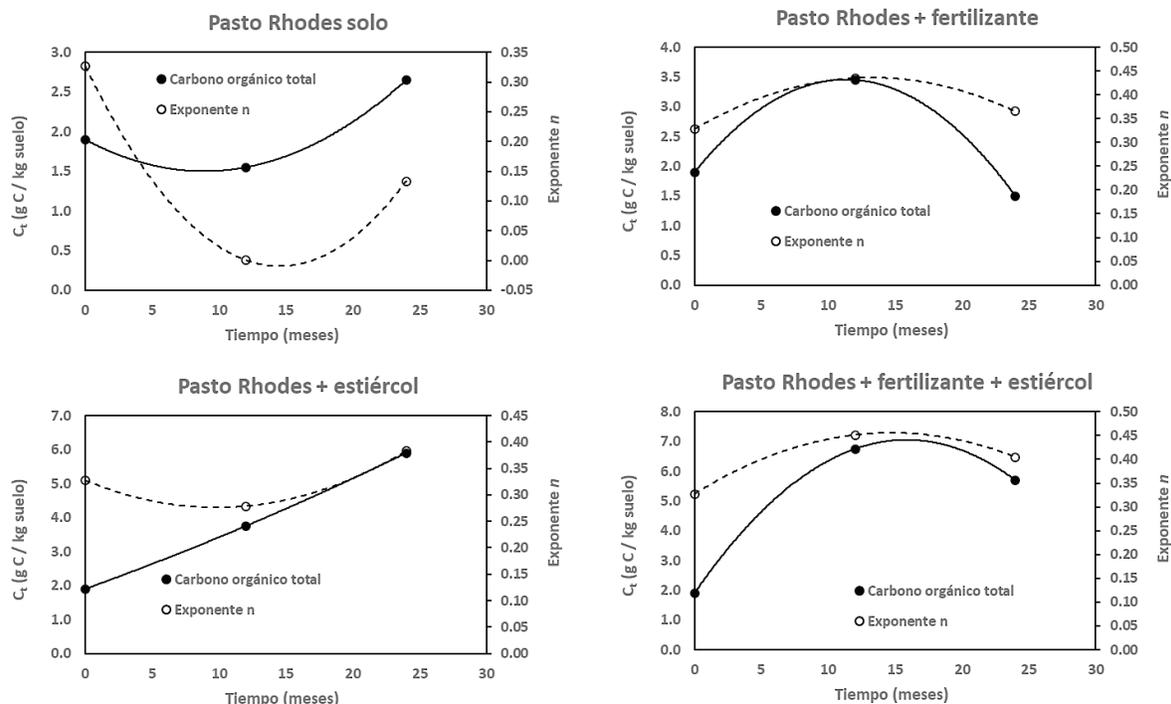


Figura 22. Evolución temporal de C_t y n para los experimentos con pasto Rhodes en macetas con tepetate.
Figure 22. Time evolution of C_t and n for experiments with Rhodes grass in pots with tepetate.

Los patrones observados en la formación de suelo a partir de tepetates, a corto plazo, plantean la necesidad de extender el modelo de cinética propuesto para considerar otros agentes de corto plazo, más allá del carbono orgánico.

En términos de modelos de agregación de suelos (De Gryze *et al.*, 2006; Segoli *et al.*, 2013), el de cinética de orden n es más simple, además de requerir un solo parámetro para definirse, por lo que con un solo dato medido puede estimarse la tasa de reacción k_m y exponente n , lo que facilita su implementación operativa, además de caracterizar la distribución de las masas y carbono orgánico de las unidades estructurales en forma global (distribución de probabilidad acumulada).

CONCLUSIONES

El modelo de cinética de unidades estructurales de suelos y tepetates (materiales endurecidos) propuesto se validó con diferentes bases de datos de casos estudios de suelos, tepetates y marga, mostrando favorables resultados ($R^2 > 0.98$). Además de solo requerir un parámetro para su definición, caracteriza

en forma global las masas y el carbono orgánico de las unidades estructurales, a través de una distribución de probabilidad acumulada.

La estabilidad estructural y el carbono orgánico en experimentos de corto plazo de formación de suelos a partir de tepetates, muestra que existen agentes temporales y transitorios que controlan el proceso, a diferencia del carbono orgánico, como agente permanente, por lo cual es necesario extender el modelo propuesto para que considere esta situación.

DECLARACIÓN DE ÉTICA

No aplicable.

CONSENTIMIENTO PARA PUBLICACIÓN

No aplicable.

DISPONIBILIDAD DE DATOS

Los datos están disponibles de los autores previa solicitud razonable.

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses en competencia.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

Conceptualización y diseño: A.V.R. y F.P.P. Datos de laboratorio: A.B.P., M.P.R., C.H.M., A.V.R. y J.E.B. Revisión resultados: F.P.P. y A.V.R. Escritura: F.P.P. y A.V.R. Revisión manuscrito: J.E.B. y A.V.R.

LITERATURA CITADA

- Abiven, S., Menasseri, S., Angers, D. A., & Leterme, P. (2007). Dynamics of aggregate stability and biological binding agents during decomposition of organic materials. *European Journal of Soil Science*, 58(1), 239-247. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00833.x>
- Abiven, S., Menasseri, S., Angers, D. A., & Leterme, P. (2008). A model to predict soil aggregate stability dynamics following organic residue incorporation under field conditions. *Soil Science Society of America Journal*, 72(1), 119-125. <https://doi.org/10.2136/sssaj2006.0018>
- Abiven, S., Menasseri, S., & Chenu, C. (2009). The effects of organic inputs over time on soil aggregate stability – a literature analysis. *Soil Biology and Biochemistry*, 41(1), 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.09.015>
- Acevedo-Sandoval, O. A., Velázquez-Rodríguez, A., & Flores-Román, D. (2001). Agregación por especies vegetales y abonos orgánicos en tepetates fracturados bajo condiciones de invernadero. *Terra*, 19(4) 363-373.
- Amézketa, E. (1999). Soil aggregate stability: a review. *Journal of Sustainable Agriculture*, 14(2-3), 83-151. https://doi.org/10.1300/J064v14n02_08
- Báez-Pérez, A., Etchevers-Barra, J. D., Hidalgo-Moreno, C., Prat, C., Ordaz-Chaparro, V., & Núñez-Escobar, R. (2002). C Orgánico y P Olsen en tepetates cultivados de México. *Agrociencia*, 36(6), 643-653.
- Báez-Pérez, A., Etchevers-Barra, J. D., Prat, C. y Hidalgo-Moreno, C. (2007). Formation of aggregates and carbon sequestration in ameliorated tepetates in the Río Texcoco basin, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 487-497.
- Báez-Pérez, A., Hidalgo-Moreno, C. I., Matus-Baeza, F., Prat, C., & Etchevers-Barra, J. D. (2011) Fraccionamiento y acumulación de carbono orgánico en tres suelos volcánicos degradados de México. En J. F. Gallardo-Lancho (Coord.). *Materia orgánica edáfica y captura de carbono en sistemas iberoamericanos* (pp. 61-79). Salamanca, España: Red POCAIBA, SiFyQA.
- Báez-Pérez, A., Paz-Pellat, F., Etchevers-Barra, J. D., & Hidalgo-Moreno, C. (2012). Formación de agregados en cronosecuencias de tepetates. En F. Paz, M. Bazán, & V. Saynes (Eds.). *Dinámica del carbono en el suelo 2012. Serie avances temáticos del ciclo del carbono y sus interacciones* (pp. 157-163). Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono. ISBN 978-607-96490-05
- Báez-Pérez, A., Etchevers-Barra, J. D., Hidalgo-Moreno, C., Prat, C., Bautista-Cruz, A., & Gallardo-Lancho J. F. (2021). 38. Rehabilitation on hardened neo-volcanic soils in Mexico. In FAO and ITPS (Eds.). *Recarbonizing Global Soils – A technical manual of recommended sustainable soil management. Volume 4: Cropland, grassland, integrated systems and farming approaches – Case studies* (429-441). Rome, FAO. <https://doi.org/10.4060/cb6598en>
- Baldock, J. A., & Kay, B. D. (1987). Influence of cropping history and chemical treatments on the water-stable aggregation of a silt loam soil. *Canadian Journal of Soil Science*, 67(3), 501-511. <https://doi.org/10.4141/cjss87-047>
- Blanco-Canqui, H., & Lal, R. (2004). Mechanisms of carbon sequestration in soil aggregates. *Critical Reviews in Plant Sciences*, 23(6), 481-504. <https://doi.org/10.1080/07352680490886842>
- Bronick, C. J., & Lal, R. (2005). Soil structure and management: a review. *Geoderma*, 124(1-2), 3-22. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.03.005>
- Ciric, V., Manojlovic, M., Nestic, L., & Belic, M. (2012). Soil dry aggregate size distribution: effect of soil type and land use. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition*, 12(4), 689-703. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-95162012005000025>
- De Gryze, S., Six, J., Brits, C., & Merckx, R. (2005). A quantification of short-term macroaggregate dynamics: influences of wheat residue input and texture. *Soil Biology and Biochemistry*, 37(1), 55-66. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2004.07.024>
- De Gryze, S., Six, J., & Merckx, R. (2006). Quantifying water-stable soil aggregate turnover and its implication for soil organic matter dynamics in a model study. *European Journal of Soil Science*, 57(5), 693-707. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2005.00760.x>
- Emerson, W. W., & Greenland, D. J. (1990). Soil aggregates – formation and stability. In M. F. De Boodt, M. H. B. Hayes, A. Herbillon, E. B. A. De Strooper, & J. J. Tuck (Eds.). *Soil colloids and their associations in aggregates* (pp. 485-511). Boston, MA, USA: Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2611-1_18
- Ferrera, C. R., Ortiz, A., Delgadillo, J., & Santamaria, S. (1997). Uso de la materia orgánica en la recuperación de tepetates y su influencia en los microorganismos. En C. Zebrowski, P. Quantin, & G. Trujillo (Eds.). *Memorias del III Simposio Internacional sobre Suelos volcánicos endurecidos* (pp. 225-237). Quito, Ecuador: Polar.
- Flores-Sánchez, D., Pérez-Olvera, M. A., & Navarro-Garza, H. (2004). Rehabilitación agroecológica de suelos volcánicos endurecidos, experiencias en el Valle de México. *LEISA Revista de Agroecología*, 19(4), 24-27.
- Fuentes, M., Govaerts, B., De León, F., Hidalgo, C., Dendooven, L., Sayre, K. D., & Etchevers, J. (2009). Fourteen years of applying zero and conventional tillage, crop rotation and residue management systems and its effect on physical and chemical soil quality. *European Journal of Agronomy*, 30(3), 228-237. <https://doi.org/10.1016/j.eja.2008.10.005>
- Fuentes-Ponce, M. H., Hidalgo-Moreno, C., Etchevers-Barra, J. D., De León-González, F., Guerrero, A., Dendooven, L., ... Govaerts, B. (2011). Conservation agriculture, increased organic carbon in the top-soil macro-aggregates and reduced soil CO₂ emissions. *Plant and Soil*, 355, 183-197. <https://doi.org/10.1007/s11104-011-1092-4>

- Fuentes-Ponce, M. H., Hidalgo-Moreno, C., Paz-Pellat, F., & Etchevers, J. (2012). Modelación y síntesis de la dinámica del carbono en agregados asociada a prácticas de conservación en cultivos agrícolas. En 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* (pp. 51-57). Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono. ISBN 978-607-96490-05.
- Gale, W. J., Cambardella, C. A., & Bailey, T. B. (2000). Root-derived carbon and the formation and stabilization of aggregates. *Soil science society of America Journal*, 64(1), 201-207. <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.641201x>
- Hidalgo-Moreno, C., Etchevers-Barra, J. D., Martínez-Richa, A., Yee-Madeira, H., Calderon, H. A., Vera-Graziano, R., & Matus, F. (2010). Mineralogical characterization of the fine fraction (< 2 µm) of degraded volcanic soils and tepetates in Mexico. *Applied Clay Science*, 49(4), 348-358. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2009.11.007>
- Hidalgo-Moreno, C., Quantin, P., & Elsass, F. (1997). Caracterización mineralógica de los tepetates tipo fragipán del valle de México. En C. Zebrowski, P. Quantin, & G. Trujillo (Eds.). *Memorias del III Simposio Internacional sobre Suelos volcánicos endurecidos* (pp. 65-72). Quito, Ecuador: Polar.
- Kemper, W. D., & Rosenau, R. C. (1986). Aggregate stability and size distribution. In A. Klute (Ed.). *Methods of soil analysis. part 1. Physical and mineralogical methods* (pp. 425-442). Agronomy Monographs 9(1). Madison, WI, USA: ASA-SSSA.
- Kumar, R., Rawat, K. S., Singh, J., Singh, A., & Rai, A. (2013). Soil aggregation dynamics and carbon sequestration. *Journal of Applied and Natural Science*, 5(1), 250-267. <https://doi.org/10.31018/jans.v5i1.314>
- Leinweber, P., & Reuter, G. (1992). The influence of different fertilization practices on concentrations of organic carbon and total nitrogen in particle-size fractions during 34 years of a soil formation experiment in loamy marl. *Biology and Fertility of Soils*, 13(2), 119-124. <https://doi.org/10.1007/BF00337346>
- Lynch, J. M., & Bragg, E. (1985). Microorganisms and soil aggregate stability. In B. A. Stewart (Eds.). *Advances in Soil Science, vol 2* (133-171). New York, NY, USA: Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5088-3_3
- Martens, D. A. (2000). Plant residue biochemistry regulates soil carbon cycling and carbon sequestration. *Soil Biology and Biochemistry*, 32(3), 361-369. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(99\)00162-5](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(99)00162-5)
- Matus, F., Hidalgo, C., Monreal, C., Estrada, I., Fuentes, M., & Etchevers, J. (2011). Land use impacts on physical-based soil organic matter fractions on three hillside ferrasols in Mexico. *Chilean Journal of Agricultural Research*, 71(2), 283-292.
- Niewczas, J., & Witkowska-Walczak, B. (2005). The soil aggregate stability index (ASI) and its extreme values. *Soil and Tillage Research*, 80(1-2), 69-78. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.02.023>
- Oades, J. M. (1984). Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil*, 76(1), 319-337. <https://doi.org/10.1007/BF02205590>
- Parsa-Retana, M., Velázquez-Rodríguez, A. S., Endara-Agramont A. R., & Paz-Pellat, F. (2019). Dinámica y modelación del carbono en agregados de suelos asociados a bosques infestados por muérdago enano. En F. Paz, A. S. Velázquez, & M. Rojo (Eds.). *Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México: Síntesis a 2019* (pp. 167-174). Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono.
- Paz, F., Hidalgo, C., Etchevers, J. D., & Fuentes, M. H. (2012). Equivalencia ambiental y modelación de la dinámica del carbono en los agregados de los suelos. En F. Paz, M. Bazán, & V. Saynes (Eds.). *Dinámica del carbono en el suelo 2012. Serie avances temáticos del ciclo del carbono y sus interacciones* (pp. 92-99). Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono. ISBN 978-607-96490-05.
- Paz, F., Covalada, S., & Etchevers, J. (2014). Distribución del carbono orgánico en los diferentes tamaños de partículas del suelo: modelo simple de cinética lineal. *Terra Latinoamericana*, 32(2), 127-142.
- Paz, F., Covalada, S., Hidalgo, C., Etchevers, J., & Matus, F. (2016). Modelación simple y operativa de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en los suelos. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 321-337.
- Plante, A. F., Feng, Y., & McGill, W. D. (2002). A modeling approach to quantifying soil macroaggregate dynamics. *Canadian Journal of Soil Science*, 82(2), 181-190. <https://doi.org/10.4141/S01-024>
- Prat, C., Moreno, J., Hidrobo, J., Trujillo, G., Ortega, C. A., Etchevers-Barra, J. D., ... Gallardo-Lancho, J. F. (2015). Turning rocks into soils from the Ecuadorian Andes to the Mexican transvolcanic sierra. In R. Romero, A. Vita, S. Manuelli, E. Zanin, M. Freppaz, & S. Stanchi (Eds.). *Understanding mountain soils: A contribution from mountain areas to the International Year of Soils 2015* (pp. 100-103). Rome, Italy: FAO.
- Quantin, P., Zebrowski, C., Delaune, M., & Hidalgo, C. (1992). El material original de los tepetates t2 y t3 de la región de Texcoco (México): ¿loess o cineritas? *Terra*, 10, 178-182.
- Segoli, M., De Gryze, S., Dou, F., Lee, J., Post, W. M., Denef, K., & Six, J. (2013). AggModel: A soil organic matter model with measurable pools for use in incubation studies. *Ecological Modelling*, 263, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2013.04.010>
- Skidmore, E. L., & Layton, J. B. (1992). Dry-soil stability as influenced by selected soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, 56(2), 557-561. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600020034x>
- Schulten, H. R., Leinweber, P., & Reuter, G. (1992). Initial formation of soil organic matter from grass residues in a long-term experiment. *Biology and Fertility of Soils*, 14(4), 237-245. <https://doi.org/10.1007/BF00395458>
- Six, J., Elliot, E. T., & Paustian, K. (2000). Soil structure and soil organic matter: II. Normalized stability index and the effect of mineralogy. *Soil Science Society of America Journal*, 64(3), 1042-1049. <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.6431042x>
- Six, J., Conant, R. T., Paul, E. A., & Paustian, K. (2002). Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*, 241(2), 155-176. <https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>

- Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S., & Deneff, K. (2004). A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil and Tillage Research*, 79(1), 7-31. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.03.008>
- Sollins, P., Homman, P., & Caldwell, B. A. (1996). Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, 74(1-2), 65-105. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00036-5)
- Tirgarsoltani, M. T., Gorji, M., Mohammadi, M. H., & Millan, H. (2014). Evaluation of models for description of wet aggregate size distribution from soils of different land uses. *Soil Science and Plant Nutrition*, 60(2), 123-133. <https://doi.org/10.1080/00380768.2013.878642>
- Tisdall, J. M., & Oades, J. M. (1982). Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33(2), 141-163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1982.tb01755.x>
- Totsche, K. U., Amelung, W., Gerzabek, M. H., Guggenberger, G., Klumpp, E., Knief, C., ... Kögel-Knabner, I. (2018). Microaggregates in soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 181(1), 104-136. <https://doi.org/10.1002/jpln.201600451>
- Velázquez-Rodríguez, A. S., Flores-Román, D., & Acevedo-Sandoval, O. A. (2001). Formación de agregados en tepetate por influencia de especies vegetales. *Agrociencia*, 35(3), 311-320.
- Velázquez-Rodríguez, A. S., Flores-Román, D., Etchevers-Barra, J. D., & García-Calderón, N. E. (2008). Materia orgánica en tepetate bajo cultivo de higuera y pasto, acondicionado con estiércol y fertilizante. *Agrociencia*, 42(1), 11-19.
- Velázquez-Rodríguez, A. S., Flores-Román, D., Etchevers-Barra, J. D., & Paz-Pellat, F. (2012a). Compuestos orgánicos y formación de agregados estables en tepetates. En F. Paz, M. Bazán, & V. Saynes (Eds.). *Dinámica del carbono en el suelo 2012. Serie avances temáticos del ciclo del carbono y sus interacciones* (pp. 131-136). Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono. ISBN: 978-607-96490-05.
- Velázquez-Rodríguez, A. S., Paz-Pellat, F., Hidalgo-Moreno, C., & Etchevers-Barra, J. D. (2012b). Síntesis de los patrones asociados a la formación de agregados de suelos a partir de tepetates. En F. Paz, M. Bazán, & V. Saynes (Eds.). *Dinámica del carbono en el suelo 2012. Serie avances temáticos del ciclo del carbono y sus interacciones* (pp. 137-145). Texcoco, Estado de México, México: Programa Mexicano del Carbono. ISBN: 978-607-96490-05.
- Zebrowski, C. (1992). Los suelos volcánicos endurecidos en América Latina. *Terra*, 10, 15-23.