

Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México

Depth distribution of soil organic carbon in Mexico soils

Fernando Paz^{1‡} y Jorge Etchevers²

¹ GRENASER, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Montecillo, Estado de México, México.

[‡] Autor responsable (ferpazpel@gmail.com)

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

RESUMEN

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

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

SUMMARY

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

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

INTRODUCCIÓN

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

Como citar este artículo:

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

Recibido: diciembre de 2015. Aceptado: junio de 2016.

Publicado en *Terra Latinoamericana* 34: 339-355.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

La modelación de la distribución espacial, vertical y horizontal, del COS es un requerimiento para reducir la incertidumbre en las estimaciones del COS en inventarios regionales o nacionales (Arrouays *et al.*, 2003). En una perspectiva empírica, la modelación de la distribución vertical del COS ha sido analizada usando diferentes funciones matemáticas (Arrouays y Pelisser, 1994; Jobbágy y Jackson, 2000; Minasny *et al.*, 2006; James *et al.*, 2014). Las relaciones que han resultado en mejores ajustes estadísticos, o que han sido seleccionados por los autores *a priori*, han sido las siguientes: función potencial (Zinke *et al.*, 1978; Jobbágy y Jackson, 2000; Guillaume *et al.*, 2015), función exponencial (Bennema, 1974; Arrouays y Pelisser, 1994; Bernoux *et al.*, 1998; Acosta y Etchevers¹, 2002; Minasny *et al.*, 2006; Mishra *et al.*, 2009; Meersmans *et al.*, 2009; Kempen *et al.*, 2011), función logarítmica (Hiederer, 2009) y función inversa polinómica de primer grado (Li y Zhao, 2001; James *et al.*, 2014), principalmente. Aunque es posible utilizar otras funciones con más de dos parámetros (Nakane, 1976; Arrouays y Pelisser, 1994), de acuerdo a lo revisado en la literatura, los ajustes estadísticos por regresión resultan más complejos y, generalmente, no mejoran las estimaciones usando funciones matemáticas con dos parámetros.

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

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

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

MATERIALES Y MÉTODOS

Base de Perfiles de Suelos

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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

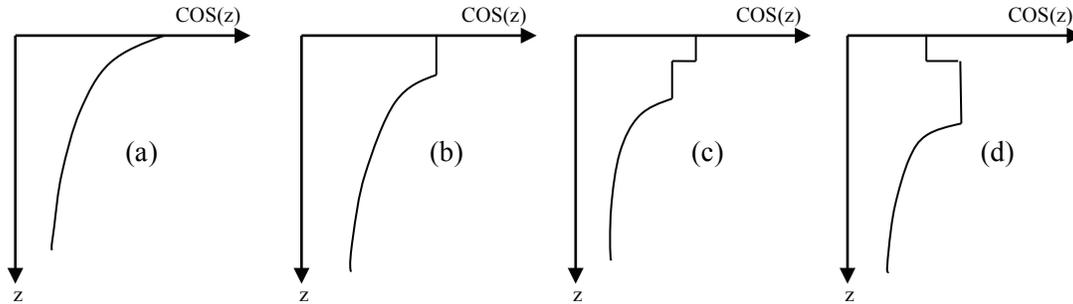


Figura 2. Patrones de la distribución vertical del COS. (a) Vegetación natural, (b) cultivos, (c) y (d) patrones no típicos asociados a la existencia de horizontes diferenciados.

Modelos Matemáticos de la Distribución Vertical del COS

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

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

Cuadro 2. Número de perfiles por ecosistema.

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

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

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

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

Estrato Secuencias y Estimación del Carbono Orgánico Inerte (COI)

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

Cuadro 3. Modelos utilizados para la distribución del COS.

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

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

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

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

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

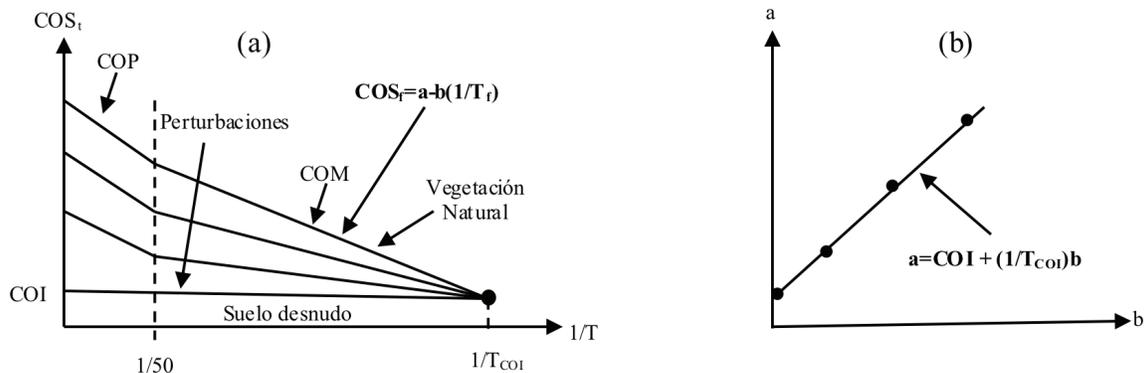


Figura 3. Patrones asociados al modelo COLPOS. (a) Espacio $1/T_r - COS_r$ y (b) espacio b-a.

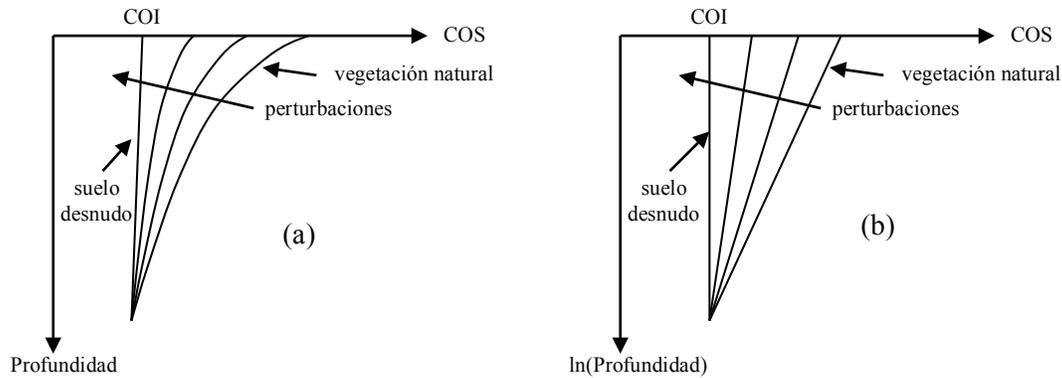


Figura 4. Patrones de secuencias de perturbación de vegetación natural y sus estrato secuencias asociadas (mayor COS en vegetación natural, reduciendo al perturbarse la vegetación). (a) Patrones Profundidad-COS y (b) patrones Ln (Profundidad)-COS.

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

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

En la literatura es difícil encontrar trabajos de la distribución del COS por fraccionamientos físicos. Aunque los fraccionamientos físicos son incompletos (técnica de tamizado en húmedo), el trabajo de Beniston (Beniston, 2009²; Beniston *et al.*, 2014) se puede utilizar en forma esquemática para analizar las hipótesis planteadas para estimar el COI. Este autor

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

La Figura 6 muestra el caso del cultivo de trigo, donde el COI estimado es de 2.06 g C kg⁻¹ suelo.

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

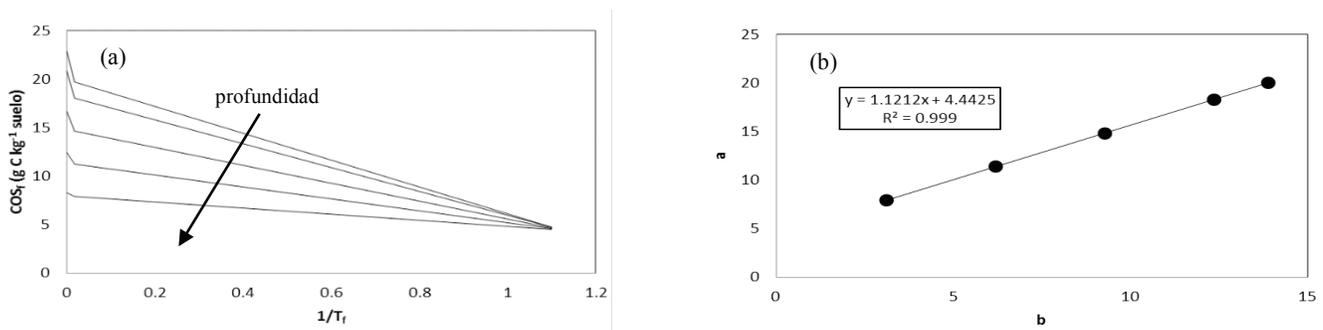


Figura 5. Distribución del COS con el aumento de la profundidad por fracciones físicas de un pastizal alto. (a) Espacio 1/T_f - COS_f y (b) espacio b-a de la relación COS_f = a + b(1/T_f) a diferentes profundidades.

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

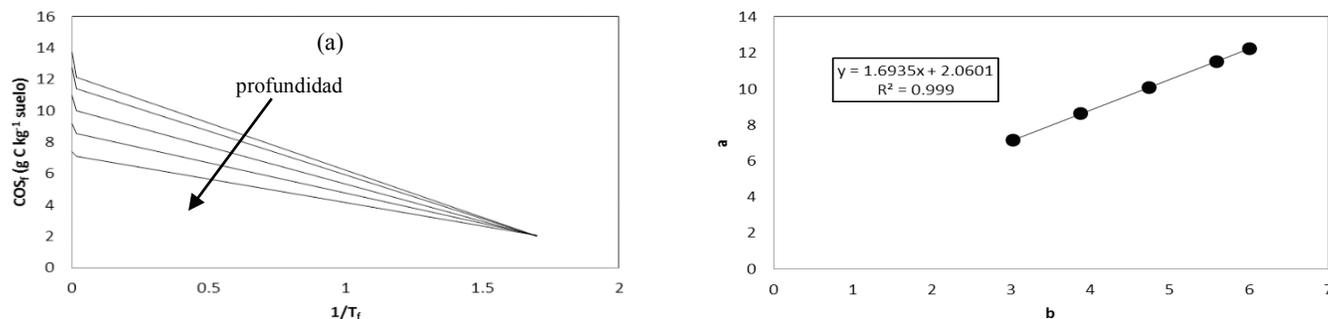


Figura 6. Distribución del COS con el aumento de la profundidad por fracciones físicas de un cultivo de trigo. (a) Espacio $1/T_f - \text{COS}_r$ y (b) espacio b-a de la relación $\text{COS}_r = a + b(1/T_f)$ del COM a diferentes profundidades.

RESULTADOS

Modelación de la Distribución del COS a Profundidad

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

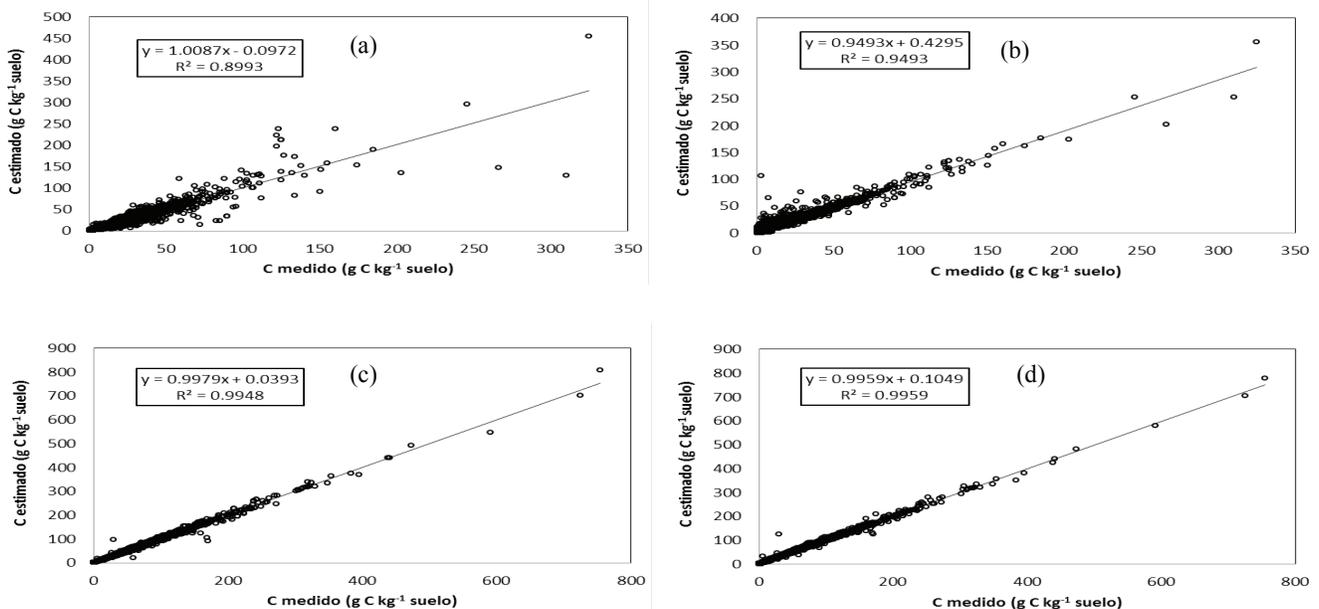


Figura 7. Resultados del ajuste del modelo potencial y logarítmico. (a) formato normal sin restricciones, modelo potencial, (b) formato normal sin restricciones, modelo logarítmico, (c) formato normal con restricciones, modelo potencial y, (d) formato normal con restricciones, modelo logarítmico.

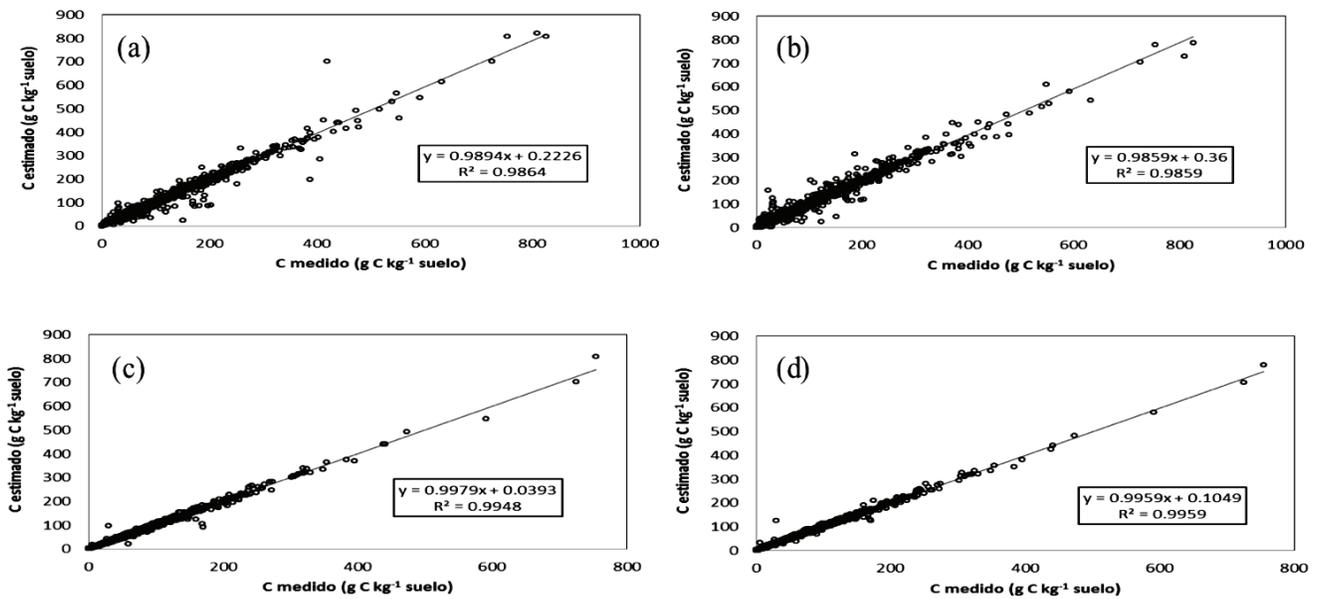


Figura 8. Resultados del ajuste del modelo potencial y logarítmico. (a) Formato acumulado sin restricciones, modelo potencial, (b) formato acumulado sin restricciones, modelo logarítmico, (c) formato acumulado con restricciones, modelo potencial y, (d) formato acumulado con restricciones, modelo logarítmico.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

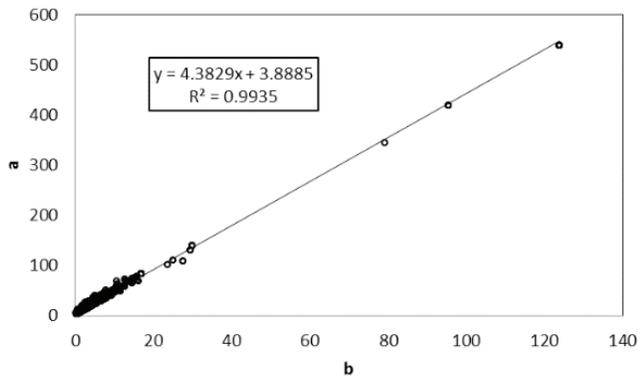


Figura 9. Espacio b-a para estimar COI del ecosistema “Matorral Xerófilo”.

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

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

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

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

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

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

DISCUSIÓN

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

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

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

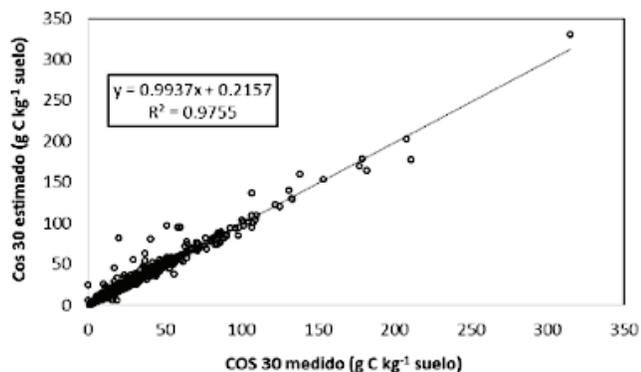


Figura 10. Relación entre el COS medido y el estimado usando la función logarítmica, caso sin restricciones.

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

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

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

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

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

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

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

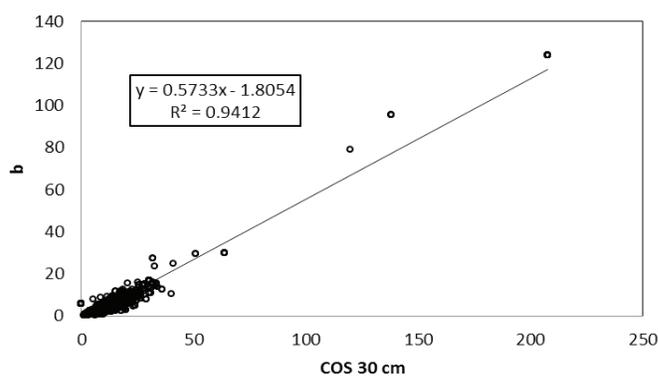
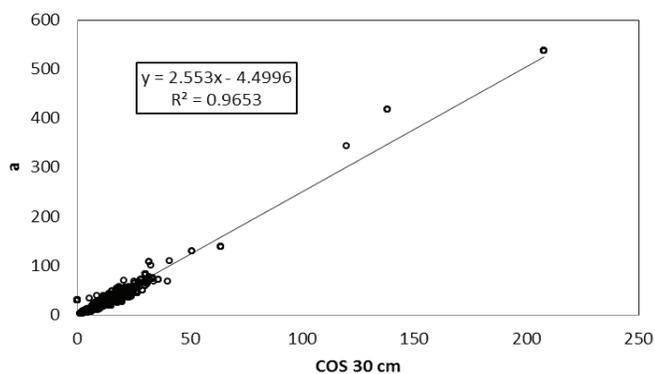


Figura 11. Relación entre COS 30 cm medido y el parámetro a y b para el ecosistema "Matorral Xerófilo".

Cuadro 6. Parámetros estimados de los tipos de vegetación.

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

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

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

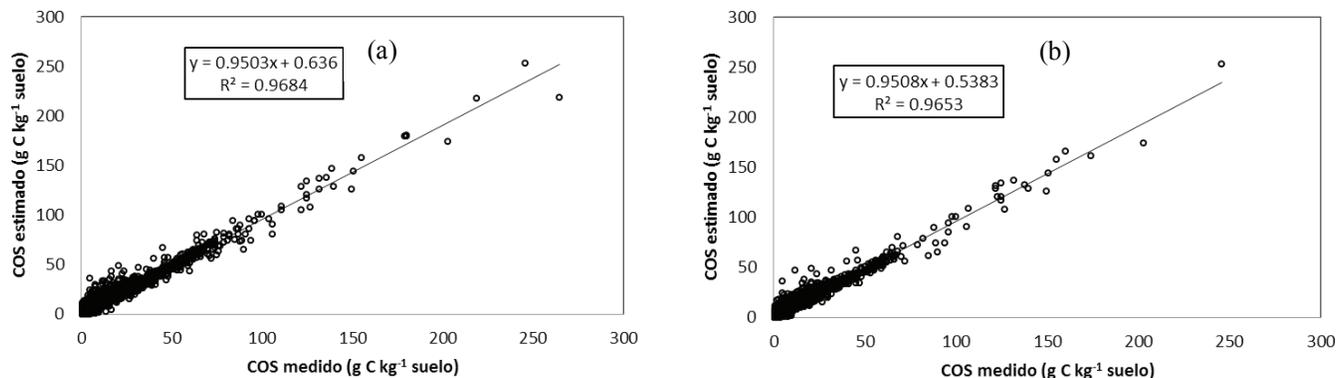


Figura 12. Estimaciones del COS en los perfiles del suelo usando solamente COS 30 cm. (a) Caso sin restricciones y (b) caso con restricciones.

CONCLUSIONES

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

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

LITERATURA CITADA

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

- profile using Bayesian parameter estimation. *Biogeosciences* 10: 399-420.
- Campbell, E. E. and K. Paustian. 2015. Current developments in soil organic matter modeling and the expansion of model applications: A review. *Environ. Res. Lett.* 10(12):123004. doi:10.1088/1748-9326/10/12/123004.
- Canary, J. D., R. B. Harrison, J. E. Compton, and H. N. Cheppell. 2000. Additional carbon sequestration following repeated urea fertilization of second-growth Douglas-fir stands in western Washington. *For. Ecol. Manage.* 138: 225-232.
- Chabbi, A., I. Kögel-Knabner, and C. Rumpel. 2009. Stabilized carbon in subsoil horizons is located in spatially distinct parts of the soil profile. *Soil Biol. Biochem.* 41: 256-261.
- Coleman, K. and D. S. Jenkinson. 1996. RothC-26.3: A model of the turnover of carbon in soil. pp. 237-246. *In*: D. S. Powlson, P. Smith, and J. U. Smith (eds.). *Evaluation of soil organic matter models. Using existing long-term datasets.* Springer-Verlag, Berlin.
- Conant, R. T., J. M. Steinweg, M. L. Haddix, E. A. Paul, A. F. Plante, and J. Six. 2008. Experimental warming shows that decomposition temperature sensitivity increases with soil organic matter recalcitrance. *Ecology* 89: 2384-2391.
- de Jong, B., C. Anaya, O. Masera, M. Olguín, F. Paz, J. Etchevers, R. Martínez, G. Guerrero, and C. Balbontín. 2010. Greenhouse gas emissions between 1993 and 2002 from land-use change and forestry in Mexico. *For. Ecol. Manage.* 260: 1689-1701.
- De Vos, B., S. Lettens, B. Muys, and J. A. Deckers. 2007. Walkley-Black analysis of forest soil organic carbon: Recovery, limitations and uncertainty. *Soil Use Manage.* 23: 221-229.
- Desjardins, T., F. Anreux, B. Volkoff, and C. C. Cerri. 1994. Organic carbon and ^{13}C contents in soils and soil size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. *Geoderma* 61: 103-118.
- Diochon, A. C. and L. Kellman. 2008. Natural abundance measurements of ^{13}C indicate increased deep soil carbon mineralization after forest disturbance. *Geophys. Res. Lett.* 35: L14402. doi:10.1029/2008GL034795.
- Diochon, A. C. and L. Kellman. 2009. Physical fractionation of soil organic matter: Destabilization of deep soil carbon following harvesting of a temperate coniferous forest. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 114: 01016. doi: 10.1029/2008JG000844.
- Drigo, B., G. A. Kowalchuck, and J. A. van Veen. 2008. Climate change goes underground: Effects of elevated atmospheric CO_2 on microbial community structure and activities in the rhizosphere. *Biol. Fertil. Soils* 44: 667-679.
- DuPont, S. T., J. Beniston, J. D. Glover, A. Hodson, S. W. Culman, R. Lal, and H. Ferris. 2014. Root traits and soil properties in harvested perennial grassland, annual wheat, and never-tilled annual wheat. *Plant Soil* 381: 405-420. doi:10.1007/s11104-014-215-2.
- Elzein, A. and J. Balesdent. 1995. Mechanistic simulation of vertical distribution of carbon concentrations and residence times in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 1328-1335.
- Fang, C., P. Smith, J. B. Moncrieff, and J. U. Smith. 2005. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature* 433: 57-59.
- FAO (Food and Agriculture Organization). 2001. *Soil organic sequestration for improved land management.* Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome.
- Fierer, N., A. S. Grandy, J. Six, and E. A. Paul. 2009. Searching for unifying principles in soil ecology. *Soil Biol. Biochem.* 41: 2249-2256. doi:10.106/j.soilbio.2009.06.009.
- Fontaine, S., S. Barot, P. Barré, N. Bdioui, B. Mary, and C. Rumpel. 2007. Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature* 450: 277-310.
- Grace, P. R., J. N. Ladd, G. P. Robertson, and S. H. Gage. 2006. SOCRATES – A simple model for predicting long-term changes in soil organic carbon in terrestrial ecosystems. *Soil Biol. Biochem.* 38: 1172-1176.
- Gregorich, E. G., B. H. Ellert, and C. M. Monreal. 1995. Turnover of soil organic matter and storage of corn residue carbon estimated from natural ^{13}C abundance. *Can. J. Soil Sci.* 75: 161-167.
- Guillaume, T., M. Damris, and Y. Kuzyakov. 2015. Losses of soil carbon by converting tropical forest to plantations: Erosion and decomposition estimated by $\delta^{13}\text{C}$. *Glob. Change Biol.* 21: 3548-3560. doi:10.1111/gcb.19907.
- Hamburg, S. P. 2000. Simple rules for measuring changes in ecosystem carbon in forestry-offset projects. *Mitig. Adapt. Strat. Glob. Change* 5:25-37.
- Harper, R. J. and M. Tibbett. 2013. The hidden organic carbon in deep mineral soils. *Plant Soil* 368: 641-648.
- Harrison, R. B., P. W. Footen, and B. D. Strahm. 2011. Deep soil horizons: Contribution and importance to soil carbon pools in assessing whole-ecosystem response to management and global change. *For. Sci.* 57: 67-76.
- Hilinski, T. E. 2001. Implementation of exponential depth distribution of organic carbon in Century model. www.nrel.colostate/projects/century5/reference/html/century/exp-c-distrib.htm. (Consulta: junio15, 2015).
- Hiederer, R. 2009. *Distribution of organic carbon in soil profile data.* EUR 23980 EN. Office of Official Publications of the European Communities. Luxembourg.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). 1997. *Base de datos geograficos. Diccionario de datos de uso del suelo y vegetación (vectorial).* Escala 1:250,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Aguascalientes, Ags., México.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2006. *2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories, Prepared by the National Greenhouse Gas Inventories Programme. Agriculture, forestry and other land use.* H. S. Eggleston, L. Buendía, K. Miwa, T. Ngara, and K. Tanabe (eds.). Published: IGES. Japan.
- Jackson, R. B., J. Canadell, J. R. Ehleringer, H. A. Mooney, O. E. Sala, and E. D. Schulze. 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* 108: 389-411.
- Jafari, H. J. 2013. Relationship between root biomass and soil organic carbon: Case study of arid shrub lands of semman province. *Desert* 18: 173-176.
- James, J., W. Devine, R. Harrison, and T. Terry. 2014. Deep soil carbon: Quantification and modeling in subsurface layers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 78: S1-S10. doi:10.2136/sssaj2013.06.0245nafsc.
- Jandl, R., M. Rodeghiero, C. Martinez, M. F. Cotrufo, B. Bampa, B. van Wesemael, R. B. Harrison, I. A. Guerrini, D. B. Richter, L. Rustad, K. Lorenz, A. Chabbi, and F. Miglietta. 2014. Current status, uncertainty and future needs in soil organic carbon monitoring. *Sci. Total Environ.* 468-469: 376-383.

- Jenkinson, D. S. and K. Coleman. 2008. The turnover of organic carbon in subsoils. Part 2. Modelling carbon turnover. *Eur. J. Soil Sci.* 59: 400-413.
- Jenkinson, D. S. and J. H. Rayner. 1977. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Sci.* 123: 298-305.
- Jenkinson, D. S., P. R. Poulton, and C. Bryant. 2008. The turnover of organic carbon in subsoils. Part 1. Natural and bomb radiocarbon in soil profiles from the Rothamsted long-term field experiments. *Eur. J. Soil Sci.* 59: 391-399.
- Jobbágy, E. G. and R. B. Jackson. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol. Applic.* 10: 423-436.
- Jobbágy, E. G. and R. B. Jackson. 2001. The distribution of soil nutrients with depth: Global patterns and the imprint of plants. *Biogeochemistry* 53: 51-77.
- Kaiser, K., K. Eusterhues, C. Rumpel, G. Guggenberger, and I. Kögel-Knabner. 2002. Stabilization of organic matter by soil minerals - investigations of density and particle-size fractions from two acid forest soils. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 165: 451-459.
- Kempen, B., D. J. Brus, and J. J. Stoorvogel. 2011. Three-dimensional mapping of soil organic matter content using soil type-specific depth functions. *Geoderma* 162: 107-123.
- Knorr, W., I. C. Prentice, J. I. Hoose, and E. A. Holland. 2005. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature* 433: 298-301.
- Lal, R. 2001. Soil degradation by erosion. *Land Degradat. Dev.* 12: 519-539.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma* 123: 1-22.
- Lal, R. 2009. Challenges and opportunities in soil organic matter research. *Eur. J. Soil Sci.* 60: 158-169.
- Li, Z. and Q. Zhao. 2001. Organic carbon content and distribution in soils under different land uses in tropical and subtropical China. *Plant Soil* 231: 175-185.
- Lorenz, K. and R. Lal. 2005. The depth distribution of soil organic carbon in relation to land use and management and the potential of carbon sequestration in subsoil horizons. *Adv. Agron.* 88: 35-66.
- Lorenz, K., R. Lal, and M. J. Shipitalo. 2011. Stabilized soil organic pools in subsoil under forest are potential sinks for atmospheric CO₂. *For. Sci.* 57: 19-25.
- Mathieu, J. A., C. Hatté, J. Balesdent, and E. Parent. 2015. Deep soil carbon dynamics are driven more by soil type than by climate: a worldwide meta-analysis of radiocarbon profiles. *Global Change Biol.* 21: 4278-4292.
- Meersmans, J., B. van Wesemael, F. De Rodder, and M. Van Molle. 2009. Modelling the three-dimensional spatial distribution of soil organic carbon (SOC) at the regional scale (Flanders, Belgium). *Geoderma* 152: 43-52.
- Menichetti, L., S. Houot, F. van Oort, T. Kätterer, B. T. Christensen, C. Chenu, P. Barré, N. A. Vasilyeva, and A. Ekblad. 2014. Increase in soil stable carbon isotope ratio relates to loss of organic carbon: Results from five long-term bare fallow experiments. *Oecologia* 177: 811-821. doi:10.1007/s00442-014-3114-4.
- Meysman, F. J. R., J. J. Middelburg, and C. H. R. Heip. 2006. Bioturbation: A fresh look at Darwin's last idea. *Trends Ecol. Evolut.* 21: 688-695.
- Minasny, B., A. B. McBratney, M. L. Mendoca-Santos, I. O. A. Odeh, and B. Guyon. 2006. Prediction and digital mapping of soil carbon storage in the Lower Namoi Valley. *Aust. J. Soil Res.* 44: 233-244.
- Mishra, U., R. Lal, B. Slater, F. Calhoun, D. Liu and M. Van Meirvenne. 2009. Predicting soil organic carbon stock using profile depth distribution functions and ordinary kriging. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73: 614-621.
- Monreal, C. M., J. D. Etchevers, M. Acosta, C. Hidalgo, J. Padilla, R. M. López, L. Jiménez, and A. Velázquez. 2005. A method for measuring above- and below-ground C stocks in hillside landscapes. *Can. J. Soil Sci.* 85: 523-530.
- Nakane, K. 1976. An empirical formulation of the vertical distribution of carbon concentration in forest soils. *Jpn. J. Ecol.* 26: 171-174.
- Parton, W. J., J. W. B. Stewart, and C. V. Cole. 1988. Dynamic of C, N, P and S in grassland soil: A model. *Biogeochemistry* 5: 109-131.
- Paustian, K., H. P. Collins, and E. A. Paul. 1997. Management controls on soil carbon. pp: 15-49. *In:* H. P. Collins, E. A. Paul, K. Paustian, and E. T. Elliott (eds.). *Soil organic matter in temperate agroecosystems: Long term experiments in North America.* CRC Press. Boca Raton, FL, USA.
- Paz, F., S. Covaleda y J. Etchevers. 2014. Distribución del carbono orgánico en los diferentes tamaños de partículas del suelo: modelo simple de cinética lineal. *Terra Latinoamericana* 32: 127-142.
- Paz, F., S. Covaleda, C. Hidalgo, J. Etchevers y F. Matus. 2016. Modelación simple y operativa de la distribución del carbono orgánico por fracciones físicas en los suelos. *Terra Latinoamericana* 34: 321-337
- Qiu, L., X. Wei, T. Ma, Y. Wei, R. Horton, X. Zhang, and J. Cheng. 2015. Effects of land-use change on soil organic carbon and nitrogen in density fractions and soil $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{14}\text{N}$ in semiarid grasslands. *Plant Soil* 390: 419-430.
- Rosenbloom, N. A., S. C. Doney, and D. S. Schimel. 2001. Geomorphic evolution of soil texture and organic matter in eroding landscapes. *Global Biogeochem. Cycl.* 15: 365-381.
- Rosenbloom, N. A., J. W. Harden, J. C. Neff, and D. S. Schimel. 2006. Geomorphic control of landscape carbon accumulation. *J. Geophys. Res.* 111: 1-10. doi:10.1029/2005JG000077.
- Rumpel, C. and I. Kögel-Knabner. 2011. Deep soil organic matter – a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. *Plant Soil* 338: 143-158.
- Rumpel, C., I. Kögel-Knabner, and F. Bruhn. 2002. Vertical distribution, age, and chemical composition of organic carbon in two forest soils of different pedogenesis. *Org. Geochem.* 33: 1131-1142.
- Schrumpf, M., K. Kaiser, G. Guggenberger, T. Persson, I. Kögel-Knabner, and E. D. Schulze. 2013. Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals. *Biogeosciences* 10: 1675-1691.

- Strahm, B. P., R. B. Harrison, T. A. Terry, T. B. Harrington, A. B. Adams, and P. W. Foten. 2009. Changes in dissolved organic matter with depth suggest the potential for postharvest organic matter retention to increase subsurface soil carbon pools. *For. Ecol. Manage.* 258: 2347-2352.
- Takahashi, A., T. Hiyama, H. A. Takahashi, and Y. Fukushima. 2004. Analytical estimation of the vertical distribution of CO₂ production within soil: Application to Japanese temperate forest. *Agric. For. Meteorol.* 126: 223-235.
- Taylor, J. P., B. Wilson, M. S. Mills, and R. G. Burns. 2002. Comparison of microbial numbers and enzymatic activities in surface soils and subsoils using various techniques. *Soil Biol. Biochem.* 34: 387-401.
- von Lütow, M., I. Kögel-Knabner, K. Ekschmitt, E. Matzner, G. Guggenberger, B. Marschner, and H. Flessa. 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – A review. *Eur. J. Soil Sci.* 57: 426-445.
- von Lütow, M., I. Kögel-Knabner, B. Ludwig, E. Matzner, H. Flessa, K. Ekschmitt, G. Guggenberger, B. Marschner, and K. Kalbitz. 2008. Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: development and application of a conceptual model. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 171: 111-124.
- Walkley, A. 1947. A critical examination of a rapid method for determining organic carbon in soils – effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil Sci.* 37: 29-38.
- Walkley, A. and A. I. Black. 1934. An examination of the Degt Jareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.* 37: 29-38.
- Wang, Y., Y. Li, X. Ye, Y. Chu, and X. Wang. 2010. Profile storage of organic/inorganic carbon in soil: From forest to desert. *Sci. Total Environ.* 408: 1925-1931.
- Wang, Y., M. Shao, C. Zhang, Z. Liu, J. Zou, and J. Xiao. 2015. Soil organic carbon in deep profiles under Chinese continental monsoon climate and its relations with land uses. *Ecol. Engineer.* 82: 361-367.
- Wynn, J. G., M. I. Bird, and V. N. L. Wong. 2005. Rayleigh distillation and the depth profile ¹³C/¹²C ratios of soil organic matter from soils of disparate texture in Iron Range National Park, Far North Queensland, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69: 1961-1973.
- Zinke, P. J., S. Sabharsi, and P. Kunstader. 1978. Soil fertility aspects of the Lua forest fallow system of shifting cultivation. pp. 134-159. *In*: P. Kundtader, E. C. Chapma, and S. Sabharsi (eds.). *Farmers in the forest*. Univerty Press of Hawaii. Honolulu, HI, USA.
- Zinn, Y. L., R. Lal, and D. V. S. Resck. 2005. Texture and organic relations described by a profile pedotransfer function for Brazilian Cerrado soils. *Geoderma* 127: 168-173.