



Reservas de carbono y micromorfología de la materia orgánica en suelos ribereños en tres ecosistemas de alta montaña: volcán Iztaccíhuatl

Carbon stocks and micromorphology of organic matter in riparian soils of three high mountain ecosystems: Iztaccihuatl volcano

Juan Carlos Sandoval Aparicio¹, Ma. del Carmen Gutiérrez Castorena^{1*},
Gerardo Cruz Flores² y Carlos Alberto Ortiz Solorio¹

¹ Colegio de Postgraduados. Programa de Edafología. Génesis, Morfología y Clasificación de Suelos. Texcoco, Estado de México, México.

² Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza. Ciudad de México, México.

* Autor de correspondencia. castor@colpos.mx

RESUMEN

Los suelos ribereños se reconocen como regiones importantes de almacenamiento de carbono. Sin embargo, los diferentes factores hidromorfológicos de los gradientes ribereños, así como el uso del suelo, pueden influir en la distribución y concentración de carbono orgánico del suelo (COS). El objetivo de este estudio fue evaluar las concentraciones de COS en catenas de suelos ribereños y caracterizar la materia orgánica del suelo (MOS) a escala micromorfológica en tres ecosistemas ribereños del volcán Iztaccíhuatl (pastizales, bosques y zona agrícola). En cada sitio se colectaron muestras alteradas e inalteradas en perfiles de suelos en una catena perpendicular a la corriente. En el laboratorio se determinó el COS en la fracción de tierra fina y se describió la micromorfología de la MOS en secciones delgadas. El COS varió de acuerdo con la vegetación y el uso de suelo (pastizal 38.95 kg m⁻² > bosque 34.40 kg m⁻² > zona agrícola 17.77 kg m⁻²). Los valores más altos de COS ocurren en los suelos más cercanos a la corriente hasta 68.92 kg m⁻². La MOS presenta diferentes residuos orgánicos y etapas de descomposición y con mayor abundancia en el subsuelo ribereño donde las condiciones de hidromorfismo limitan su mineralización. Los suelos ribereños tienen un mayor potencial para acumular carbono (halóctono y autóctono) que las tierras altas adyacentes. Asimismo, la degradación de estos ecosistemas repercute en el almacenamiento de carbono y en su papel en la mitigación del cambio climático.

PALABRAS CLAVE: catena, factores hidromorfológicos, humedales, llanuras de inundación, uso de suelo, ríos.

ABSTRACT

Riparian soils are recognized as important regions of long-term carbon storage. However, different hydromorphological factors along riparian gradients, as well as land use, can influence the distribution and concentration of soil organic carbon (SOC). The objective of this study was to evaluate the concentrations of SOC in catenas of riparian soils and to characterize soil organic matter (SOM) at the micromorphological level in three riparian ecosystems of Iztaccihuatl volcano (grasslands, forests, and agricultural zone). At each site, disturbed and undisturbed samples were collected in soil profiles along a catenary perpendicular to the stream. In the laboratory, COS was determined in the fine soil fraction and soil organic matter (SOM) micromorphology was described in thin sections. COS varied according to vegetation and land use (grassland 38.95 kg m⁻² > forest 34.40 kg m⁻² > agricultural zone 17.77 kg m⁻²). The highest values in COS occur in soils closer to the stream up to 68.92 kg m⁻². SOM presents different organic residues and stages of decomposition and with higher abundance in the riparian subsoil where hydromorphism conditions limit its mineralization. Riparian soils have a greater potential to accumulate carbon (halophytic and autochthonous) than adjacent uplands. Likewise, degradation of these ecosystems has an impact on carbon storage and their role in climate change mitigation.

KEYWORDS: catena, hydromorphological factors, wetlands, flood plains, land use, micromorphology, rivers.

INTRODUCCIÓN

Las zonas ribereñas, comúnmente llamadas franjas de amortiguamiento, son áreas de transición entre los ecosistemas terrestres y acuáticos que se caracterizan por ser entornos dinámicos y con alta biodiversidad (Riis et al., 2020). Estos ecosistemas regulan la distribución, la emisión y el almacenamiento del carbono entre los ecosistemas terrestres, acuáticos y la atmósfera (Aufdenkampe et al., 2011). Recientemente, se han reconocido como importantes reservorios de carbono gracias a la alta productividad primaria (autóctono) y a la dinámica fluvial que transporta, deposita y entierra sedimentos y carbono (halóctono) a lo largo de las llanuras de inundación (Cole et al., 2007; Zehetner et al., 2009; Sutfin et al., 2016).

Existen múltiples factores ambientales que afectan las reservas espaciales y temporales del carbono orgánico del suelo (COS), como las condiciones hidroclimáticas, la vegetación, la elevación, la topografía, la pendiente, la exposición, el material parental e incluso los diferentes procesos de formación del suelo (Conforti et al., 2016; Wiesmeier et al., 2019).

A gran escala, los ambientes ribereños, la dinámica y las reservas del COS se ven influenciadas por el entorno geológico y la ecorregión que influyen en la producción primaria y la descomposición, transporte y acumulación de materia orgánica (MO) (Dodds et al., 2015; Sutfin et al., 2016). En contraste, a escala local, el almacenamiento del COS se ve influenciado por la geomorfología fluvial (Montgomery y Buffington, 1997) y la variación en las condiciones hidrogeomorfológicas del sitio, que son el resultado de la interacción compleja de las inundaciones y la vegetación a lo largo de los gradientes laterales y longitudinales (Cole et al., 2007; Ruffing et al., 2016; Sutfin y Wohl, 2017). También se ha relacionado con la mineralogía y la distribución del tamaño y entierro de sedimentos y la profundidad del perfil (Aufdenkampe et al., 2011; Rieger et al., 2014; Blazjewski et al., 2005); además del origen de la MO (Gold et al., 2001; Blazjewski et al., 2005)

Actualmente, se han desarrollado varios sistemas para separar la MOS en categorías equivalentes en función de sus características químicas, físicas y biológicas (Colombini et al., 2020). Una forma es con el uso de la micromorfología, que se basa en la clasificación morfológica de la materia orgánica y su relación con los componentes minerales, además de su relación con los procesos pedogenéticos naturales que le dieron origen (Zaiets y Poch, 2016, 2018). La MOS se describe con base en los diferentes grados de descomposición de los residuos vegetales, hifas, excrementos de fauna, material orgánico fino y pigmentos orgánicos (Bullock et al., 1985; González y Gutiérrez-Castorena, 2022).

Por otra parte, se ha vuelto de especial interés el efecto de las perturbaciones antropogénicas (deforestación, el cambio de uso de suelo, alteración de los patrones hidrológicos) en las reservas de carbono. Si bien hay evidencia de que la degradación de estos ecosistemas reduce en gran medida los contenidos de COS y aumenta las emisiones de CO₂ (Mitra et al., 2005; Norton et al., 2011; De Carlo et al., 2019), también indica que el manejo adecuado de estas zonas puede aumentar las reservas de carbono orgánico en los suelos (Andrade-Castañeda et al., 2016).

Como se describió, existen múltiples factores que influyen en los reservorios de COS de los sistemas fluviales. Por ello, la hipótesis es que los flujos y retención del carbono orgánico en los ecosistemas ribereños, así como su micro morfología y grado de descomposición de la MOS varía de acuerdo con las características regionales y locales en zonas volcánicas, así como de su manejo. Una mejor comprensión de la distribución y dinámica del COS en los sistemas fluviales de alta montaña del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl brindaría información para elaborar prácticas adecuadas de gestión y aprovechamiento de estas zonas, ya que se encuentran entre los ecosistemas del país más amenazados, con tipos de vegetación de distribución restringida y riesgo de desaparecer debido al cambio climático (Rojas-García et al., 2017).



OBJETIVOS

El presente trabajo tuvo como objetivos cuantificar las reservas de carbono orgánico y caracterizar micromorfológicamente a la materia orgánica presente en suelos ribereños del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl en diferentes gradientes, ecosistemas y condiciones hidromorfológicas.

MATERIALES Y MÉTODOS

La zona de estudio se ubica en Reserva de la Biosfera Los Volcanes, en el área del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl. El Parque se localiza entre los estados de Puebla, Morelo y Estado de México, entre las coordenadas extremas 19°28'09.44" latitud norte y 98°34'55.88" y 98°46'40.95" longitud oeste; tiene una superficie total de 39 819 ha. La zona de influencia del parque se establece por debajo de la cota de los 3500 m, en donde ocurren 25 municipios y 27 poblados que interactúan de forma directa e indirecta con esta área natural (Comisión Nacional de

Áreas Naturales Protegidas [Conanp], 2015). Los sitios de estudio se establecieron en la vertiente occidental del Parque dentro de la cuenca de Alcalica (Fig. 1), que se origina en la parte al suroeste del Iztaccíhuatl a 4650 m y tiene un área aproximada de 1852 ha.

Tres ambientes ribereños fueron seleccionados a lo largo de un sistema fluvial de régimen permanente, en diferentes pisos altitudinales (Fig. 1) y en cada uno de ellos se describió su geomorfología, vegetación, relieve y pendiente. En cada ambiente ribereño se establecieron tres posiciones de muestreo dentro de una catena perpendicular al sistema fluvial (Fig. 2): llanura de inundación, ladera media y ladera alta (N = 9 en total). Estas tres formas de relieve son características de los ecosistemas ribereños, tienen distintos procesos de formación de suelo e hidrología, y se utilizan a menudo para la caracterización y el muestreo de prados ribereños de alta montaña (Blank et al., 2006; Norton et al., 2011).

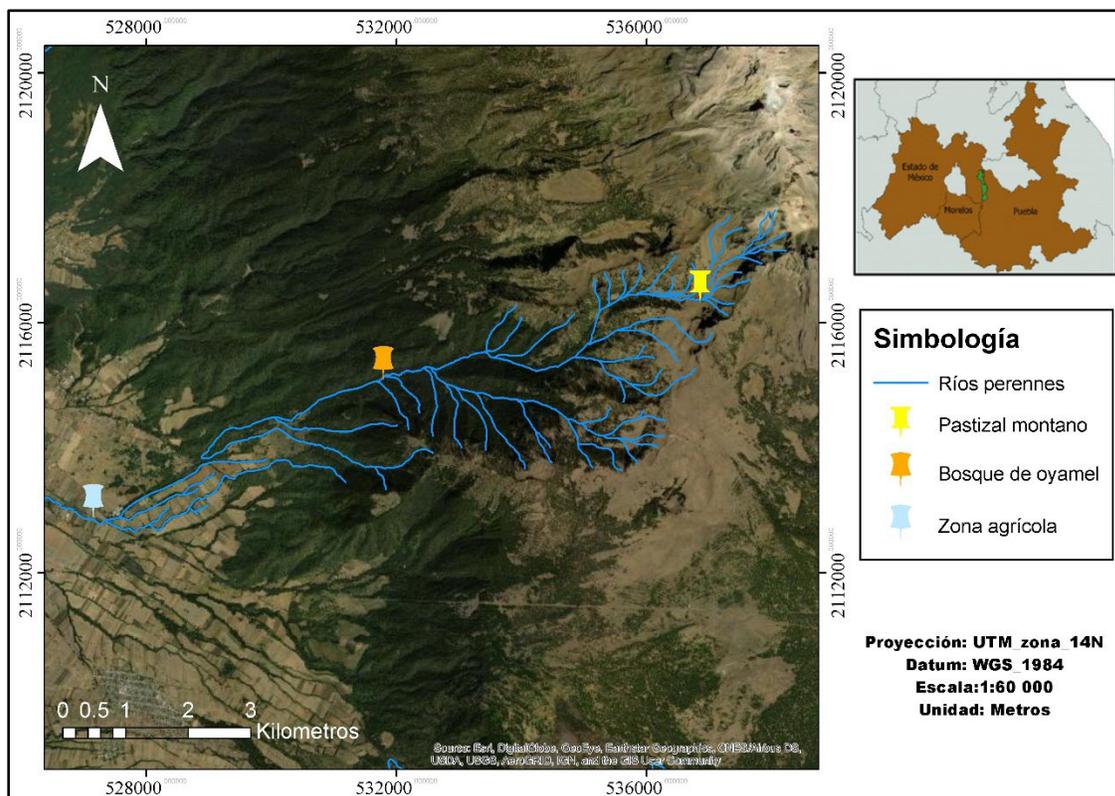


FIGURA 1. Ubicación de los sitios de estudio en la vertiente occidental del Parque Nacional Iztaccíhuatl Popocatepetl.

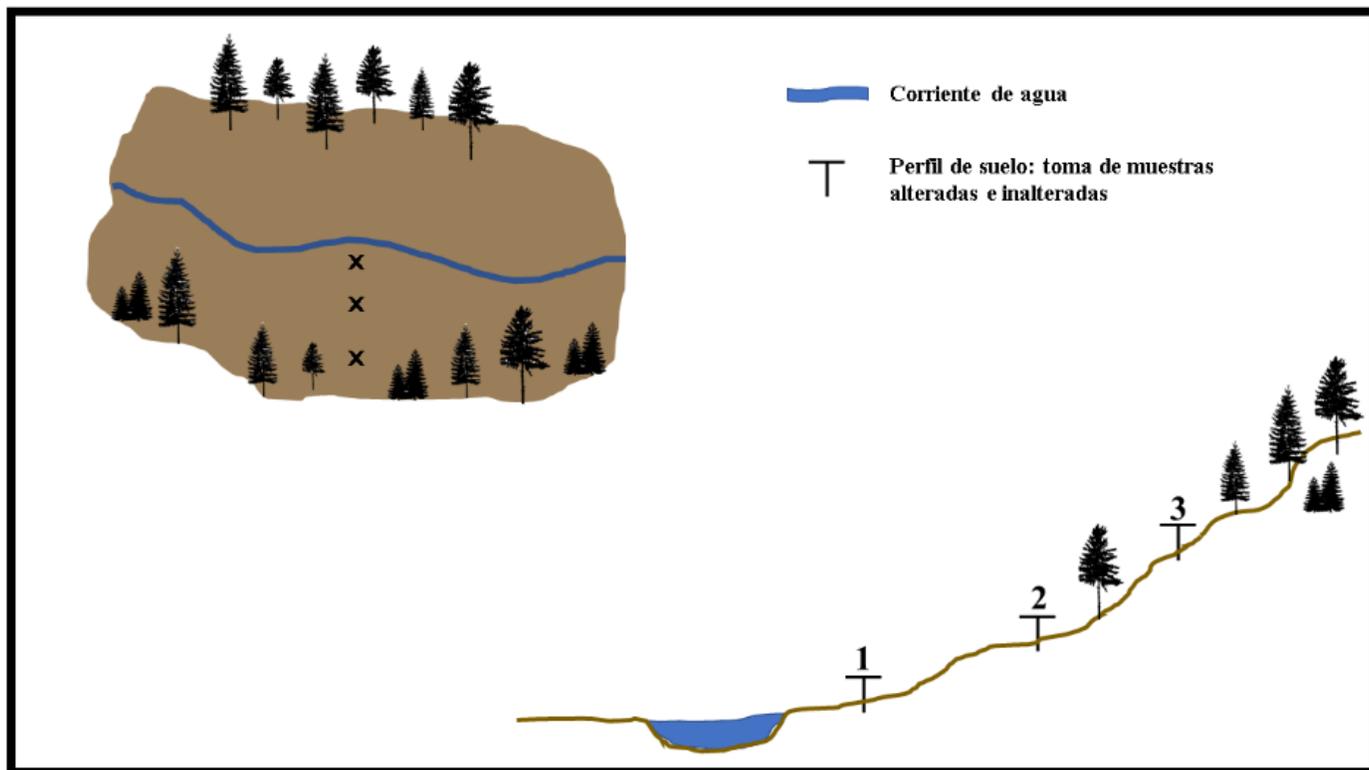


FIGURA 2. Esquema del diseño de muestreo dentro de cada ambiente ribereño.

Las posiciones corresponden a: 1) las llanuras de inundación de los arroyos; 2) zona media de la pendiente que aún recibe la influencia del frente de humedad y 3) la correspondiente a la parte alta.

Sitio 1. Se ubica en la cota altitudinal de 4000 m s.n.m.; la precipitación media anual es de 800 mm y con temperatura media anual de 5.5 °C; la vegetación dominante es el pastizal o zacatonal montano. Es un valle intermontano de origen glacial (Vázquez-Selem, 1997) con múltiples corrientes y escurrimientos (perenes y estacionales) de primer orden, originadas principalmente por deshielos. Las características del relieve permiten la formación de amplios abanicos aluviales, poco frecuentes en ríos de alta montaña (Cruz-Flores et al., 2019). Debido a las características especiales de la zona se establecieron dos puntos de muestreo al fondo del valle, uno adyacente a la corriente (RPM) y otro dentro del abanico aluvial (AAPM); mientras que el tercer punto se estableció al pie de una de las laderas adyacentes (LMPM).

Sitio 2. Se localiza a 3000 m s.n.m. en donde la temperatura media anual es de 10 °C, la precipitación media anual es de 1200 mm; y la vegetación consta de bosques densos de *Abies religiosa* (Kunth Schltld. et Cham.) (Conanp, 2015). El relieve consta de un valle con forma de V, típico de las cañadas en zonas montañosas. Generalmente, se consideran como relieves jóvenes y se caracterizan por fondos estrechos y laderas abruptamente inclinadas, con caudales de alta energía y gran capacidad erosiva (Montgomery y Buffington, 1999). Las pendientes son pronunciadas en el cauce (25% a 30%), con lecho rocoso y llanuras de inundación muy reducidas. En esta zona los tres puntos de muestreo se localizaron al fondo del valle: en la llanura de inundación (LBO), ladera media (LMBO) y ladera alta (LABO).



Sitio 3. Se dispuso en la cota altitudinal de 2500 m s.n.m.; la temperatura media anual es de 12 °C y la precipitación oscila entre 880 m y 1000 m; el principal uso de suelo es la agricultura de secano. En esta zona se seleccionó un bosque ribereño fragmentado (bosque mixto) donde la vegetación se presenta como franjas muy estrechas asociadas con los taludes de corrientes sinuosas inmersas dentro de las tierras de uso agrícola. El relieve es de tipo cóncavo y una pendiente que oscila entre 5% y 12%. En este piso altitudinal, los sitios de muestreo mostraron características contrastantes: las llanuras de inundación (LZA) mantienen una densa vegetación herbácea, la cual disminuye notablemente en la ladera media (LMZA); mientras que en la ladera alta (LAZA) la vegetación natural ha sido eliminada para abrir zonas de cultivo.

En cada posición se describió morfológicamente un perfil de suelo utilizando el Manual de la FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations [FAO], 2009), hasta un metro de profundidad, o menos, en caso de encontrarse el material parental. Una muestra de suelo a granel se tomó por cada horizonte o capa para los análisis físicos y químicos de laboratorio; en total se colectaron 40 muestras. También se tomaron muestras inalteradas por cada horizonte del suelo utilizando cajas metálicas tipo Kubiena (10 cm × 5 cm × 8 cm), como lo indica Stoops (2003), para realizar los análisis micromorfológicos. Todas las muestras se guardaron en bolsas de polietileno y se etiquetaron para su posterior análisis en laboratorio.

La densidad aparente se determinó con el método del terrón con parafina, o utilizando un cilindro metálico de 100 mL cuando los horizontes del suelo arenosos (sedimentos) o muy pedregosos. Las muestras de suelo a granel se secaron y tamizaron para obtener la fracción de tierra fina (< 2 mm); posteriormente, se utilizó un tamiz de 0.25 mm para eliminar los restos de raíces finas. El contenido de carbono orgánico (CO) del suelo se evaluó con el método de combustión húmeda de Walkley y Black (1934) descrito por Van Reeuwijk (2003). Los porcentajes de carbono orgánico obtenidos en el laboratorio se utilizaron para calcular los contenidos de

carbono orgánico del suelo (COS; kg m⁻²) (Lefèvre et al., 2017; Dengiz et al., 2019).

Para estimar el contenido de COS por horizonte se utilizó la ecuación 1 y las reservas de COS para todo el espesor del perfil se calcularon con la ecuación 2.

$$\text{COS} = \frac{(\text{COS}) \cdot \text{Da} \cdot \text{Esp} \cdot (1 - \text{Frag})}{100} \quad (1)$$

$$\text{COS} = \sum_{i=1}^n \frac{(\text{COS}) \cdot \text{Da} \cdot \text{Esp} \cdot (1 - \text{Frag})}{100} \quad (2)$$

donde:

RCOS : reservas de carbono orgánico del suelo (kg m⁻²)

N : número de horizontes pedogenéticos en el perfil

COS : concentración de carbono orgánico del suelo obtenida en laboratorio (g kg⁻¹)

Da : densidad aparente (g cm⁻³)

Esp : grosor de la capa (cm)

Frag : porcentaje volumétrico de fragmentos gruesos/100

Las muestras inalteradas se secaron bajo la sombra y luego se impregnaron con resina poliéster insaturada y monómero estireno (proporción 7:3); después se elaboraron las secciones delgadas secciones delgadas (7.5 cm × 5 cm × 30 μm) utilizando la metodología propuesta por Murphy (1986). Las secciones delgadas se examinaron con un microscopio petrográfico marca Olympus BX52 y se describieron los componentes orgánicos gruesos (residuos raíces, hojas y tallos), finos (micelio, excrementos de fauna, carbón y esporas) y materiales orgánicos finos amorfos. Además, en cada fracción se describieron los diferentes grados de descomposición de la MO utilizando la terminología propuesta por Bullock et al (1985) y González-Vargas y Gutiérrez-Castorena (2022).

Con el fin de comparar el COS total del perfil de suelo, en diferentes posiciones dentro de cada sistema ribereño, los resultados se sometieron a un análisis de varianza y una comparación de medias mediante el criterio de diferencia mínima significativa de Tukey (P ≤ 0.05). Los análisis estadísticos se realizaron con el

software SAS University Edition (University Edition, SAS Institute Inc., Cary, NC, USA).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Reservas de carbono en suelos ribereños y tierras altas adyacentes

La densidad aparente de los suelos es predominantemente superior a 1 g cm^{-3} , aunque algunos horizontes superficiales pueden ser menores a la unidad, valores característicos de suelos volcánicos jóvenes (Shoji et al., 1994). Las profundidades del perfil oscilaron entre 30 cm y 100 cm, con horizontes con fragmentos gruesos ($> 2.00 \text{ mm}$) que variaron entre 0.82% y 95% (Tabla 1).

Dentro del pastizal montano, las mayores RCOS (68.9 kg m^{-2}) se hallaron en AAPM y no se encontraron diferencias estadísticas significativas ($P = 0.05$) entre LMPM y RPM (25.1 kg m^{-2} y 22.80 kg m^{-2} , respectivamente); esto indica que los suelos con influencia ribereña contienen hasta 35% más carbono en comparación con las tierras altas adyacentes. Los valores encontrados concuerdan con los registrados para suelos ribereños de montaña a escala internacional (11.5 kg m^{-2} a 71.6 kg m^{-2} ; Norton et al., 2011; Bockheim y Munroe, 2014), pero pueden ser inclusive hasta el doble para el mismo sistema a escala nacional (34.67 g kg^{-1} ; Rojas-García et al., 2017). Por otro lado, se encontró que AAPM almacena hasta 70% más CO que los suelos estudiados por Cruz-Flores et al. (2019), quienes observaron 8.6 kg m^{-2} en los primeros 20 cm del suelo, en otros pastizales ribereños del Iztaccíhuatl. Estas diferencias se deben a las fuertes condiciones de hidromorfismo ligadas a la saturación de agua y la deficiencia de oxígeno provocadas por las inundaciones periódicas en el abanico aluvial, y las bajas temperaturas de la zona, que ocasionan una mayor acumulación de carbono en estos suelos.

En el bosque de oyamel, los contenidos de COS variaron de manera significativa ($P = 0.05$) en todas las posiciones. Las reservas más grandes de carbono (45.2 kg m^{-2}) se encontraron en LABO, y los más bajos (16.3 kg m^{-2}) en LBO. En este caso, la geometría del valle influye en las reservas de carbono, ya que

en estos arroyos de cabecera el estrecho fondo de valle limita el espacio disponible para el desarrollo de la llanura aluvial y el almacenamiento de sedimentos (Ehlen y Wohl, 2002). En sitios con pendientes pronunciadas se incrementa la pedregosidad de los suelos (Montgomery, 2002) limitando su capacidad para almacenar carbono. También se encontró que los suelos analizados almacenan entre 30% y 50% más carbono en comparación con otros estudios que señalan valores de 7.4 kg m^{-2} a 21.6 kg m^{-2} para el mismo tipo de vegetación (Acosta et al., 2009; Gamboa y Galicia, 2012; Pérez-Ramírez et al., 2013; Bolaños et al., 2017; Cruz-Flores et al., 2019). Esta acumulación mayor de COS está relacionada con el efecto de humedad que se concentra en las partes más protegidas en los valles confinados.

Finalmente, en la zona agrícola, el promedio más alto de COS (26.9 kg m^{-2}) se encontró en LZA dentro de la franja de vegetación conservada y el más bajo ocurrió en LAZA en los suelos de uso agrícola (10.6 kg m^{-2}), lo que significa una reducción de hasta 60% de las reservas de carbono. Mismo comportamiento encontraron varios autores (Don et al., 2011; Yang et al., 2018; Cruz-Flores et al., 2019) en suelos degradados principalmente por erosión y riberas convertidas en zonas agrícolas.

Los altos contenidos de COS presentes en los suelos ribereños se atribuyen a los altos contenidos de humedad (condiciones de alto hidromorfismo), y gran diversidad y densidad de vegetación, que se traducen en altos aportes de materia orgánica autóctona (Zehetner et al., 2009; Ricker et al., 2013). Las condiciones saturadas y temperaturas frías, típicas de ambientes de montaña limitan la descomposición y el metabolismo microbiano, permitiendo la acumulación gradual de CO en los suelos (Sutfin y Wohl, 2017).

Distribución vertical del COS

Los resultados de esta investigación mostraron una gran variabilidad en la distribución vertical del COS dependiendo del tipo de vegetación y de la posición del perfil en la catena, pero en su mayoría el mayor porcentaje del COS acumulado ocurrió en los horizontes superficiales los cuales varían en espesor como se puede apreciar en la figura. 3.



TABLA 1. Contenidos de carbono orgánico y propiedades asociadas en suelos ribereños y tierras altas adyacentes.

<i>Posición</i>	<i>Pendiente (%)</i>	<i>Horizonte</i>	<i>Espesor (cm)</i>	<i>Da (g cm⁻³)</i>	<i>Piedras (l-frag)</i>	<i>COS (g kg⁻¹)</i>	<i>RCOS (kg m⁻²)</i>
Ladera media (LMPM)	26	Ajj	16	1.04	0.89	54.6	8.09
		AB	15	1.06	0.9	40.95	5.87
		Bw	10	1.06	0.92	58.5	5.71
		2BC	9	1.07	0.72	45.24	3.14
		Total					
Pastizal montano (4000 m s.n.m.)	3	Oe	19	0.78	0.99	214.5	31.23
		2Cg	7	1.18	0.95	4.68	0.37
		3Bgb	15	1.34	0.95	79.95	15.25
		4Cg	22	1.39	0.84	52.26	13.4
		4Cjig	20.5	1.3	0.88	16.38	3.84
		5Cjig	16.5	1.33	0.98	22.62	4.83
Total						68.92 b	
Llanura de inundación (LPM)	6	A	10.5	0.96	0.88	95.55	8.41
		AB	11.5	1.03	0.86	37.05	3.76
		Bg	13	1.03	0.84	25.35	2.85
		Cg	10	1.04	0.79	18.72	1.54
		2Cg	25	1.2	0.9	31.78	8.57
Total						25.13 a	
Ladera alta (LABO)	15	A1	17	0.96	0.9	128.7	18.83
		A2	17	1.14	0.91	89.7	15.72
		Bw	18	1.21	0.85	31.2	5.76
		C	19	1.21	0.82	13.26	2.5
		2C	29	1.16	0.79	8.97	2.38
Total						45.19 a	
Ladera media (LMBO)	5	A1	18	1.07	0.88	146.25	24.6
		2C	19	-	0.02	0	
		3Bw	14	1.24	0.91	40.95	6.42
		3C1	28	1.3	0.89	20.67	6.66
		3C2	21	1.18	0.82	19.89	4.05
Total						41.73 b	
Llanura de inundación (LBO)	7	A1	17.5	1.36	0.91	68.25	14.72
		C	12	1.24	0.8	13.26	1.57
Total						16.29 c	
Ladera alta (LAZA)	3	AP	16	1.29	0.86	21.06	3.77
		Bw	21	1.23	0.82	10.92	2.32
		C1	30	1.5	0.77	8.58	2.97
		C2	33	1.34	0.8	3.68	1.3
Total						10.36 a	
Ladera media (LMZA)	27	A1	30	1.45	0.9	24.62	9.67
		Bw	16	1.17	0.93	6.24	1.09
		BC	27	1.15	0.87	8.58	2.32
		C	27	1.04	0.77	12.48	2.7
Total						15.78 b	
Llanura de inundación (LZA)	2	A1	24	1.46	0.57	68.64	13.57
		2C	11	1.38	0.78	8.58	1.02
		3Bwb	14.5	2.25	0.74	35.1	8.51
		4C	20.5	1.18	0.77	11.69	2.19
		5Cg	30	1.21	0.79	5.78	1.65
Total						26.94 c	

†Letras distintas en la misma columna indican diferencias significativas, según la prueba de Tukey ($P \leq 0.05$). Da= densidad aparente; COS= carbono orgánico del suelo; RCOS= reservas de carbono orgánico del suelo.

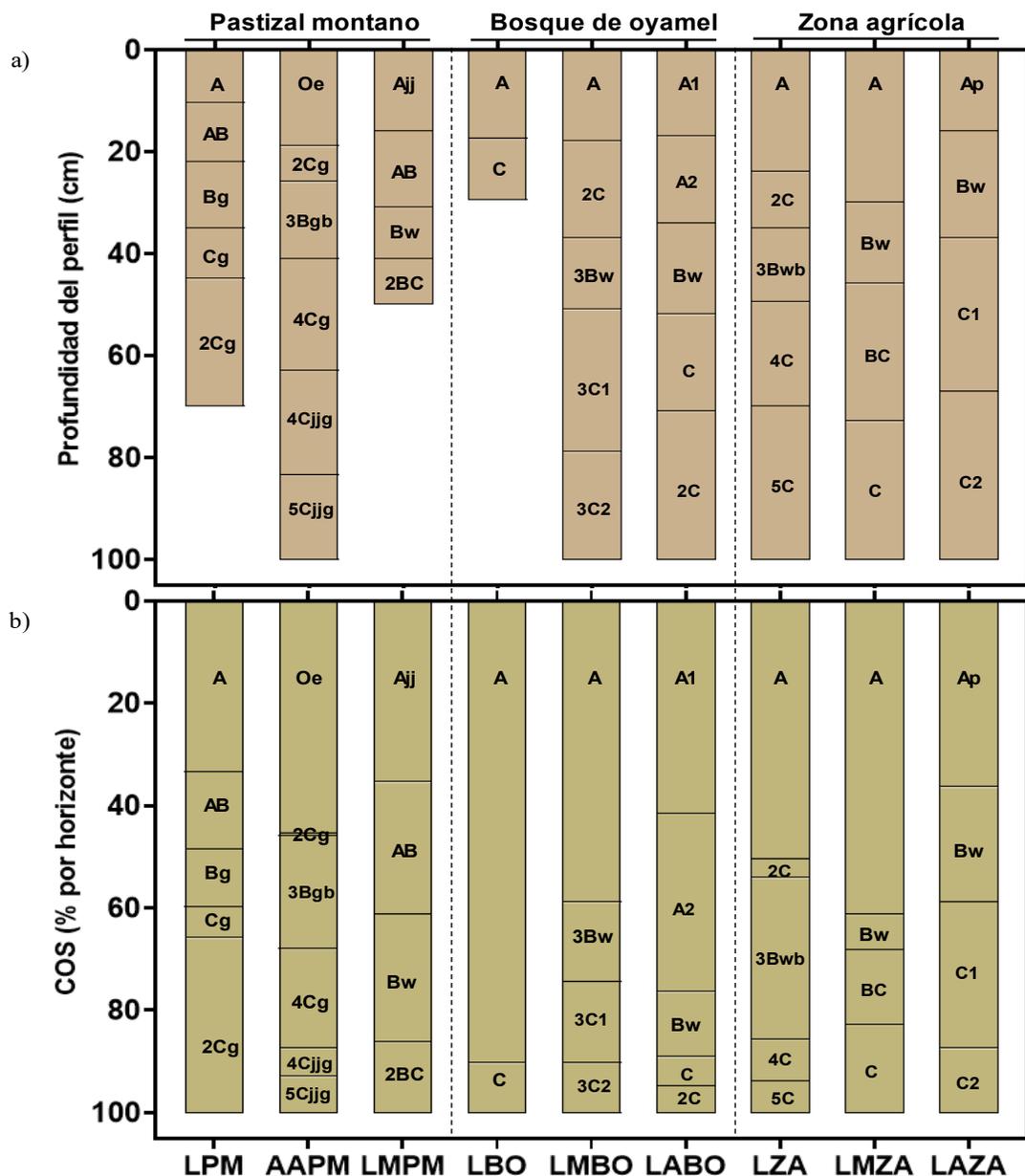


FIGURA 3. Profundidad de los perfiles de suelo analizados (a) y porcentaje de carbono orgánico del suelo por horizonte genético, tipo de vegetación, posición en el paisaje (b).

LPM = Llanura de inundación pastizal montano; AAPM = Abanico aluvial pastizal montano; LMPM= Ladera media pastizal montano; LBO= llanura de inundación bosque de oyamel; LMBO= ladera media bosque de oyamel; LABO= ladera alta bosque de oyamel; LZA= llanura de inundación zona agrícola; LMZA= ladera media zona agrícola; LAZA= ladera alta zona agrícola.

En el pastizal montano, en la zona sin influencia ribereña (LMPM), el horizonte superficial almacena 35% del COS total y se reduce ligeramente en los horizontes sub-superficiales (AB y Bw) hasta 24% y 25% del COS,

respectivamente. En este caso, la distribución a lo largo del perfil se ve influenciada por la alta producción de biomasa subterránea y raíces profundas de los pastizales (McGranahan et al., 2014; Dietzel et al., 2017).



En el bosque de oyamel entre 40% y 60% del COS total se encuentra en los horizontes superficiales y disminuye drásticamente en los horizontes Bw y C con 20% y 6% del COS, respectivamente (Fig. 3; Tabla 1). Diversos estudios han señalado que en los ecosistemas forestales entre 40% y 50% del C se encuentra en los primeros 40 cm del suelo (Jobbágy y Jackson, 2000; Post y Kwon, 2000; John et al., 2005). La acumulación y descomposición lenta de la hojarasca (por las bajas temperaturas) permite en esas condiciones la acumulación gradual de CO en los horizontes minerales superficiales (Frouz et al., 2013).

En la zona agrícola, los suelos degradados LMZA y LAZA acumulan entre 30% y 60% del COS total en el horizonte superficial y entre 20% y 22% del CO en los horizontes Bw. Es ampliamente aceptado que la conversión a la agricultura afecta directamente los contenidos de COS cerca de la superficie (0 cm a 10 cm), debido a la eliminación de la vegetación, la reducción de la biomasa de raíces y hojarasca, la labranza y la erosión del suelo (Gebhart et al., 1994; Eaton et al., 2007). Las pocas entradas de MOS dependen en gran medida de los residuos de cosecha, en este caso de maíz y frijol, en el horizonte superficial (Bernoux et al., 2005; Fan et al., 2018).

De igual modo en todos los suelos ribereños, la mayor acumulación de CO ocurre en los horizontes superficiales ($54.8\% \pm 22.8\%$), en donde incorporación de la materia orgánica autóctona es el proceso más importante debido a la conservación de la vegetación, tal como lo indicaron Cabezas y Comín (2010) para suelos de alta montaña.

Es importante mencionar que, en los suelos ribereños, los horizontes enterrados y los depósitos de sedimentos contienen una porción importante del CO total del perfil ($20.0\% \pm 8.37\%$ y $10.04\% \pm 9.53\%$, respectivamente). Esto contrasta con algunos datos publicados por otros autores donde más de 50% del total del COS se almacena por debajo de 30 cm (Ricker et al., 2013) e incluso se encuentran horizontes enterrados ricos en C por debajo de 1.5 m (Grossman et al., 1998; Blazejewski et al., 2009). Sin embargo, la mayoría de estos estudios se han realizado en cuencas agrícolas con suelos aluviales profundos, donde las entradas de CO por sedimentación (enterramiento) pueden

ser más importantes (Jobbágy y Jackson, 2000; Ricker et al., 2012) en comparación con las riberas de alta montaña.

Morfología y grado de descomposición de la materia orgánica

En general, a escala micromorfológica, los componentes orgánicos en todos los horizontes A se presentan principalmente como raíces vivas y raíces moderadamente descompuestas (Fig. 4a-b). La frecuencia de estos componentes orgánicos varían desde abundantes en toda la vegetación conservada hasta pocas en la zona agrícola, donde los residuos vegetales se encuentran asociados principalmente con el espacio poroso (Fig. 4c). También se presentan excretas derivadas de la alta actividad de la fauna (Fig. 4d) y su participación en la formación de los agregados; además la MOS se puede encontrar como fragmentos altamente descompuestos ocluidos y amorfa, la cual impregna la masa basal (Fig. 4e-f).

En este caso, la conservación de la vegetación favorece la actividad de la fauna, la incorporación de residuos vegetales (materia orgánica autóctona) y el desarrollo de la estructura. La retroalimentación entre estos procesos permite la estabilización de la MOS (oclusión dentro de los agregados) y le otorga largos tiempos de residencia (Six et al., 2004). Caso contrario sucede cuando se da un cambio de uso de suelo, en este caso en particular el cambio de un bosque de galería de pino y oyamel a un uso agrícola, que reduce la entrada de materiales orgánicos, se promueve la destrucción de los macroagregados y se acelera la descomposición de la MOS antes ocluida dentro de los agregados (Six et al., 2000).

Además, en los suelos ribereños, la acumulación de COS en el horizonte superficial se relaciona con las inundaciones periódicas y las condiciones de saturación. Por ejemplo, en las llanuras aluviales del valle glacial dominado por pastizal montano, el fuerte hidromorfismo y la criogénesis (por el congelamiento temporal del suelo) permiten mayor acumulación de materia orgánica en diferentes etapas de descomposición (Buol et al., 2011) y la ocurrencia de rasgos redoximórficos que consisten en patrones de color en la matriz del suelo ocasionados por el

agotamiento o la acumulación de hierro y manganeso como consecuencia de los periodos de inundación prolongados (Bockheim y Gennadiyev, 2000). A nivel de perfil los rasgos redoximórficos se aprecian como moteados de colores rojizos y anaranjados y a escala micromorfológica como concentraciones, revestimientos e hiporevestimientos de hierro y manganeso en la matriz del suelo (Fig. 5).

Por otro lado, en los horizontes subsuperficiales de los suelos sin influencia ribereña, la MOS se conforma por raíces en diferentes etapas de descomposición poco frecuentes. Sin embargo, en los horizontes y capas

subsuperficiales de los suelos ribereños se presentan diferentes formas de materia orgánica relacionada con el hidromorfismo y la dinámica fluvial (procesos de erosión y sedimentación) de estos entornos. Por ejemplo, en los horizontes Bw enterrados, las formas de MOS están dominadas por raíces parcialmente descompuestas donde aún son apreciables los materiales celulares (Fig. 6a) y por raíces descompuestas donde solo se conservan los contornos (Fig. 6b). La abundancia de estas formas de MOS en los suelos ribereños también ha sido registrada por Blazejewski et al. (2005).

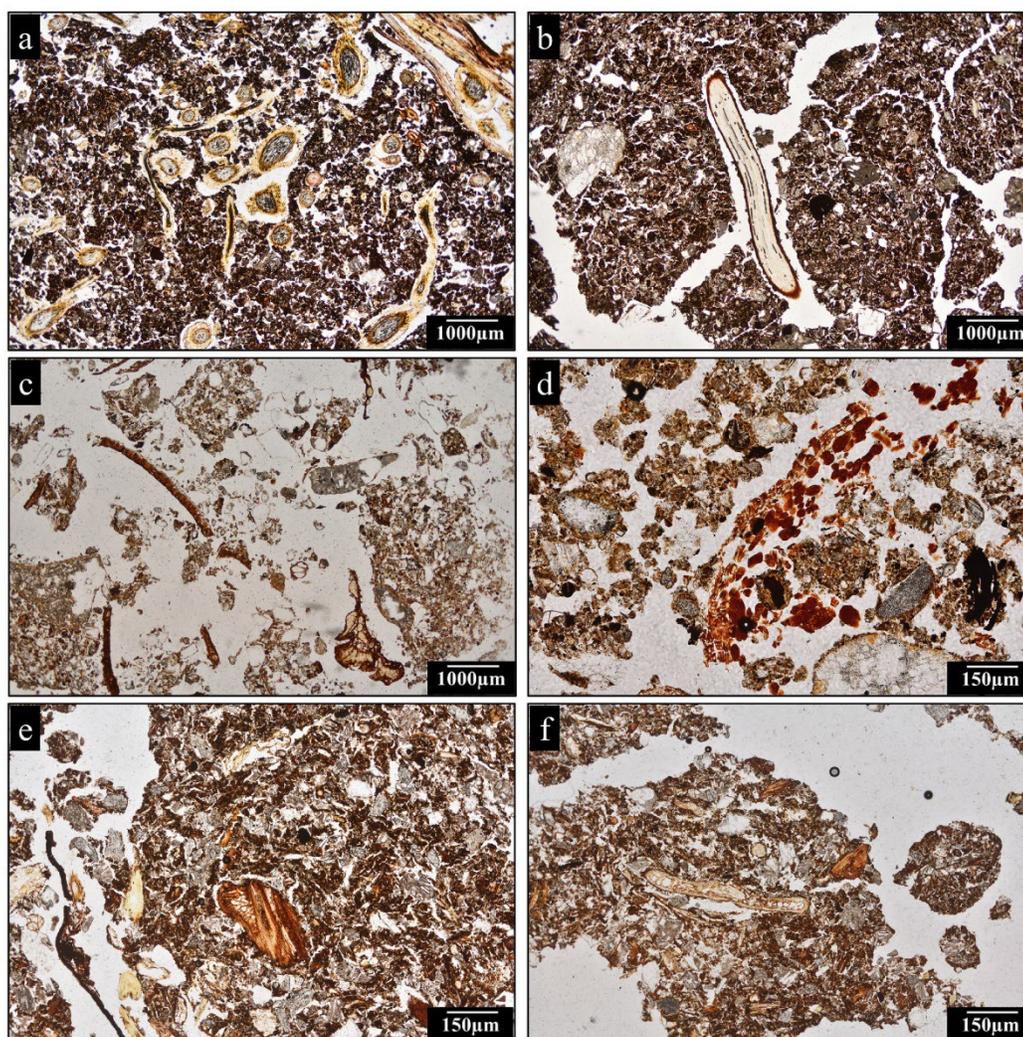


FIGURA 2. Microfotografías que muestran ejemplos de las diferentes formas de C en los horizontes A.

a) raíces vivas bajo pastizal; b) raíz moderadamente descompuesta bajo bosque de oyamel; c) fragmentos vegetales en suelos cultivados; d) excretas de ácaros en residuos vegetales; e-f) fragmentos vegetales altamente descompuestos dentro de los agregados.

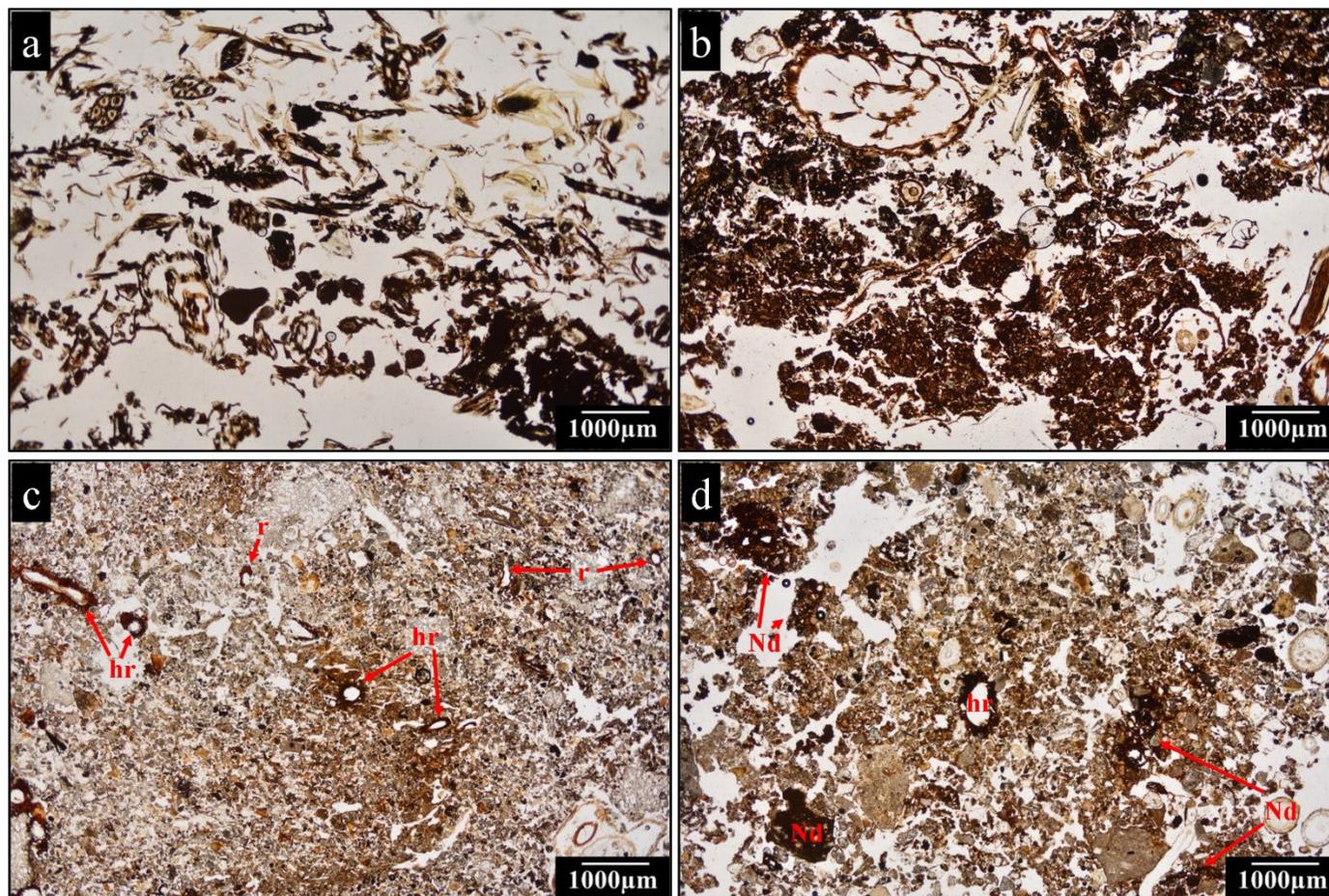


FIGURA 3. Microfotografías que muestran residuos orgánicos frescos, residuos orgánicos altamente descompuestos, hiporevestimientos, revestimientos y nódulos de Fe en suelos ribereños con fuerte hidromorfismo.

a) residuos orgánicos frescos, b) residuos orgánicos altamente descompuestos; c-d) hiporevestimientos.

hr: hiporevestimientos, r: revestimientos; Nd: nódulos de Fe

Otras formas de carbono en los suelos ribereños se pueden encontrar en los horizontes C, constituidos por sedimentos de origen aluvial. Una de ellas está conformada por materia orgánica fragmentada (MOF), no ocluida dentro de agregados (Fig. 6c). La presencia de MOF asociada con los materiales aluviales demuestra que, si bien el enterramiento de materiales orgánicos no es un proceso importante para el enriquecimiento de COS en las riberas de alta montaña, si es un proceso activo que incorpora restos de plantas superficiales en los subsuelos de las zonas ribereñas (Grossman et al., 1998; Blazejewski et al., 2009). La otra forma de MOS en estas capas ocurre como microagregados

migajosos asociados con partículas minerales en los horizontes C (Fig. 5d). Daniels et al. (1975) mencionan que estas partículas orgánicas pueden ser transportadas junto con los sedimentos o ser material que se moviliza a través de los poros. Una forma especial de MOS se presenta como masas, que aparecen como material mineral teñido irregularmente presentes en los horizontes C profundos de los suelos ribereños y en el horizonte C debajo de la capa orgánica del abanico aluvial (Fig. 6e-f). De acuerdo con Blazejewski et al. (2005), estas masas se pueden formar a partir de la descomposición de raíces o por un proceso de iluviación.

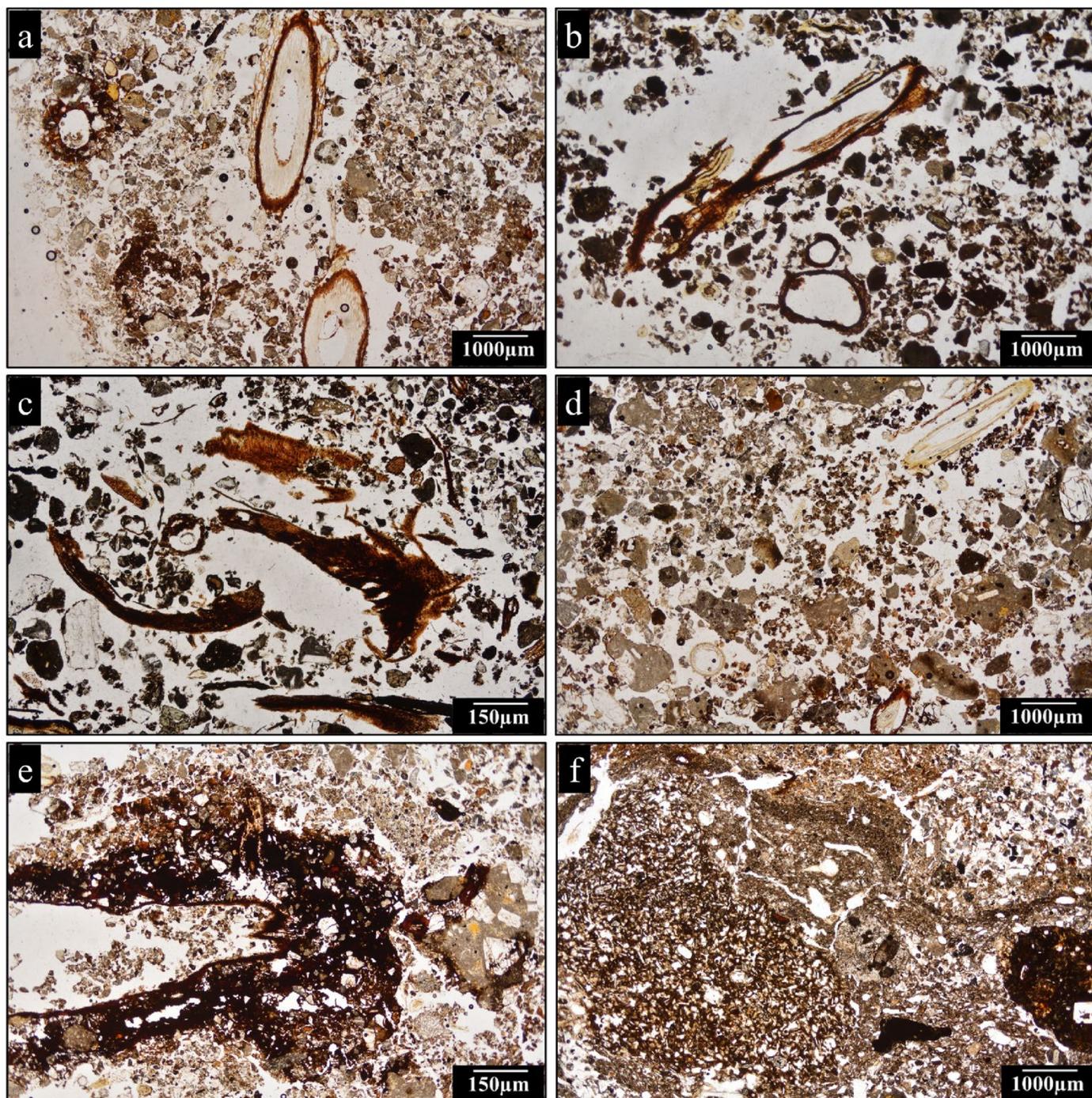


FIGURA 4. Formas de MOS en horizontes subsuperficiales ribereños.

a) raíces moderadamente descompuestas; b) raíces fuertemente descompuestas de las que solo se conservan los contornos; c) fragmentos orgánicos libres asociados con materiales aluviales; d) microagregados y fragmentos orgánicos asociados con partículas minerales de origen aluvial; e) ejemplo de una masa de materia orgánica originada por la descomposición de raíces; f) masa de materia orgánica pigmentando la matriz mineral en el horizonte 2Cg del abanico aluvial.

Todas estas formas de C y otros materiales orgánicos registrados constituyen una parte importante de los almacenes de carbono de los suelos ribereños, donde su

entierro cerca de la capa freática reduce su mineralización (Ponnamperuma, 1972), y contribuye a su almacenamiento a largo plazo.



CONCLUSIONES

En el pastizal montano, los suelos ribereños almacenan 68.9 kg m⁻² de CO₂, que representa 35% más carbono que las tierras altas adyacentes. En el bosque de oyamel, las reservas de COS variaron de 16.3 kg m⁻² a 45.2 kg m⁻², lo que representa 50% más carbono que otros suelos con el mismo tipo de vegetación. La eliminación de la vegetación ribereña acelera la erosión del canal, la degradación del suelo y la pérdida de 16.3 kg m⁻² de carbono, lo que representa casi 60% de las reservas.

La mayor proporción de COS se almacenó en los horizontes superficiales, que indica que la productividad primaria es el principal impulsor de la acumulación de carbono en los suelos ribereños de alta montaña. Se recomienda evaluar y contabilizar otras formas de MOS que no se analizaron en este estudio, como los materiales orgánicos gruesos (> 2 mm) y la densidad y biomasa de raíces, ya que pueden constituir una parte importante de carbono en los paisajes ribereños.

A escala micromorfológica se identificaron diferentes formas de materia orgánica principalmente raíces, materia orgánica fragmentada, excretas y masas de materia orgánica amorfa y con bajo y moderado grado de descomposición. Estos componentes orgánicos son más abundantes en el subsuelo ribereño donde pueden persistir durante largos periodos de tiempo, debido a las condiciones de hidromorfismo, lo cual es un punto importante a tomar en cuenta a la hora de evaluar su capacidad para funcionar como sumideros de carbono a largo plazo.

Los flujos y retención del carbono orgánico en los ecosistemas ribereños, así como su micro morfología y grado de descomposición de la MOS varían dependiendo de las características regionales y locales en zonas volcánicas, así como de su manejo, por lo que no se rechaza la hipótesis.

REFERENCIAS

Acosta, M., Carrillo, F., & Díaz, M. (2009). Determinación del carbono total en bosques mixtos de *Pinus patula* Schl. et Cham. *Terra*, 27(2), 105–114.

- Andrade-Castañeda, H. J., Segura-Madrigal, M. A., & Rojas-Patiño, A. S. (2016). Carbono orgánico del suelo en bosques riparios, arrozales y pasturas en Piedras, Tolima, Colombia. *Agronomía Mesoamericana*, 27(2), 1659–1321. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.15517/am.v27i2.24359>
- Aufdenkampe, A., Mayorga, E., Raymond, P., Melack, J., Doney, S., Alin, S., Aalto, R., & Yoo, K. (2011). Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9(1), 53–60. <https://doi.org/10.1890/100014>
- Bernoux, M., Feller, C., Cerri, C., Eschenbrenner, V., & Cerri, C., E. P. (2005). Soil carbon sequestration. En E. Roose, R. Lal, C. Feller, B. Barthéms & B. Stewart (Eds.), *Soil erosion and carbon dynamics* (pp. 13–22). Boca Raton, USA: Taylor and Francis Group.
- Blank, R. R., Svejcar, T., & Riegel, G. (2006). Soil attributes in a Sierra Nevada riparian meadow as influenced by grazing. *Rangeland Ecology and Management*, 59(3), 321–329.
- Blazewski, G. A., Stolt, M. H., Gold, A. J., & Groffman, P. M. (2005). Macro- and micromorphology of subsurface carbon in riparian zone soils. *Soil Science Society of America Journal*, 69(4), 1320–1329. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.0145>
- Blazewski, G. A., Stolt, M. H., Gold, A. J., Gurwick, N., & Groffman, P. M. (2009). Spatial distribution of carbon in the subsurface of riparian zones. *Soil Science Society of America Journal*, 73(5), 1733–1740. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0386>
- Bockheim, J. G., & Gennadiyev, A. N. (2000). The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base. *Geoderma*, 95(1–2), 53–72. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(99\)00083-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(99)00083-X)
- Bockheim, J. G., & Munroe, J. S. (2014). Organic carbon pools and genesis of alpine soils with permafrost: a review. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4), 987–1006. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.4.987>
- Bolaños G., Y., Bolaños G., M. A., Paz P., F., & Ponce P., J. I. 2017. Estimación de carbono almacenado en bosques de oyamel y ciprés en Texcoco, Estado de México. *Terra*, 35, 73–86.
- Bullock, P., Fedoroff, N., & Jongerijs, A. (1985). *Handbook for soil thin section description*. Waine.
- Buol, S. W., Southard, R. J., Graham, R. C., & McDaniel, P.A. (2011). *Soil genesis and classification* (6 ed.). New York, USA: John Wiley & Sons.
- Cabezas, A., & Comín, F. A. (2010). Carbon and nitrogen accretion in the topsoil of the Middle Ebro River Floodplains (NE Spain): Implications for their ecological restoration. *Ecological Engineering*, 36(5), 640–652. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2008.07.021>

- Cole, J. J., Prairie, Y. T., Caraco, N. F., McDowell, W. H., Tranvik, L. J., Striegl, R. G., Duarte, C. M., Kortelainen, P., Downing, J. A., Middelburg, J. J., & Melack, J. (2007). Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, *10*(1), 172-185. <https://doi.org/10.1007/s10021-006-9013-8>
- Colombini, G., Auclerc, A., & Watteau, F. (2020). Techno-moder: A proposal for a new morpho-functional humus form developing on Technosols revealed by micromorphology. *Geoderma*, *375*, 114526. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114526>
- Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas [Conanp]. 2015. Plan de Manejo del Parque Nacional Iztaccíhuatl Popocatepetl. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas, México.
- Conforti, M., Luca, F., Scarciglia, F., Matteucci, G., & Buttafuoco, G. (2016). Soil carbon stock in relation to soil properties and landscape position in a forest ecosystem of southern Italy (Calabria region). *Catena*, *144*, 23-33. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.04.023>
- Cruz-Flores, G., Santiago-Aguilar, I., Guerra-Hernández, E. A., & Valderrábano-Gómez, J. M. (2019). Contenidos de carbono orgánico en ecosistemas ribereños de montaña de México. *Revista Latinoamericana el Ambiente y las Ciencias*, *10*(24), 70-93.
- Daniels, R. B., Gamble, E. E., & Holzhey, C. S. (1975). Thick Bh horizons in the North Carolina coastal plain: I. Morphology and relation to texture and soil ground water. *Soil Science Society of America Journal*, *39*(6), 1177-1181. <https://doi.org/10.2136/sssaj1975.03615995003900060039x>
- De Carlo, N. D., Oelbermann, M., & Gordon, A. M. (2019). Carbon dioxide emissions: Spatiotemporal variation in a young and mature riparian forest. *Ecological Engineering*, *138*, 353-361. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2019.07.036>
- Dengiz, O., Saygin, F., & Imamoglu, A. (2019). Spatial variability of soil organic carbon density under different land covers and soil types in a sub-humid terrestrial ecosystem. *Eurasian Journal of Soil science*, *8*(1), 35-43. <https://doi.org/10.18393/ejss.486582>
- Dietzel, R., Liebman, M., & Archontoulis, S. (2017). A deeper look at the relationship between root carbon pools and the vertical distribution of the soil carbon pool. *Soil Discuss*, *3*(3), 139-152. <https://doi.org/10.5194/soil-3-139-2017>
- Dodds, W. K., Gido, K., Whiles, M. R., Daniels, M. D., & Grudzinski, B. P. (2015). The stream biome gradient concept: Factors controlling lotic systems across broad biogeographic scales. *Freshwater Science*, *34*(1), 1-19. <https://doi.org/10.1086/679756>
- Don, A., Schumacher, J., & Freibauer, A. (2011). Impact of tropical land-use change on soil organic carbon stocks—a meta-analysis. *Global Change Biology*, *17*(4), 1658-1670. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02336.x>
- Eaton, J. M., McGoff, N. M., Byrne, K. A., Leahy, P., & Kiely, G. (2007). The impact of agricultural land cover change on soil organic carbon stocks in Ireland., *COST*, *639*, 75-80.
- Ehlen, J., & Wohl, E. (2002). Joints and Landform Evolution in Bedrock Canyons. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, *23*(2), 237-255.
- Fan, H., Zhao, W., Daryanto, S., Fu, B., Wang, S., & Wang, Y. (2018). Vertical Distributions of Soil Organic Carbon and its Influencing Factors Under Different Land Use Types in the Desert Riparian Zone of Downstream Heihe River Basin, China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *123*(14), 7741-7753. <https://doi.org/10.1029/2018JD028268>.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations [FAO] (2009). *Guía para la descripción de suelos* (4ª ed.). FAO.
- Frouz, J., Dvorščík, P., Vindušková, O., & Cienčila, E. (2013). Plant Production, Carbon Accumulation and Soil Chemistry at Post-Mining Sites. En J. Frouz (Ed), *Soil biota and ecosystem development in post mining sites* (pp. 88-103). New York: CRC Press.
- Gamboa, A. M., & Galicia, L. 2012. Land-use/cover change effects and carbon controls on volcanic soil profiles in highland temperate forests. *Geoderma*, *170*, 390-402. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.11.021>
- Gebhart, D. L., Johnson, H. B., Mayeux, H. S., & Polley, H. W. (1994). The CRP increases soil organic carbon. *Journal of Soil and Water Conservation*, *49*(5), 488-492.
- Gold, A. J., Groffman, P. M., Addy, K., Kellogg, D. Q., Stolt, M., & Rosenblatt, A. E. (2001). Landscape Attributes as Controls on Groitdh Water Nitrate Removal Capacity of Riparian Zones. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, *37*(6), 1457-1464. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2001.tb03652.x>
- González-Vargas T & Gutiérrez-Castorena MDC (2022). Brightness Values-Based Discriminant Functions for Classification of Degrees of Organic Matter Decomposition in Soil Thin Sections. *Spanish Journal of Soil Science*, *12*, 10348. <https://doi.org/10.3389/sjss.2022.10348>
- Grossman, R. B., Harms, D. S., Kuzila, M. S., Glaum, S. A., Hartung, S. L., & Fortner, J. R. (2018). Organic carbon in deep alluvium in southeast Nebraska and northeast Kansas. En R. Lal, J. M. Kimble, R. F. Follett & B. A. Stewart (Eds), *Soil Processes and the carbon cycle advances in soil science* (45-55). Boston: CRC Press.
- 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)
- John, B., Yamashita, T., Ludwig, B., & Flessa, H. (2005). Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use. *Geoderma*, 128(1-2), 63-79. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.12.013>
- Lefèvre, C., Rekik, F., Alcantara, V., & Wiese, L. (2017). *Soil organic carbon: the hidden potential*. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO).
- McGranahan, D. A., Daigh, A. L., Veenstra, J. J., Engle, D. M., Miller, J. R., & Debinski, D. M. (2014). Connecting soil organic carbon and root biomass with land-use and vegetation in temperate grassland. *The Scientific World Journal*, 2014. <https://doi.org/10.1155/2014/487563>
- Mitra, S., Wassmann, R., & Vlek, P. L. (2005). An appraisal of global wetland area and its organic carbon stock. *Current Science*, 88(1), 25-35.
- Montgomery, D. R. (2002). Valley Formation by Fluvial and Glacial Erosion. *Geology*, 30(11), 1047-1050.
- Montgomery, D. R., Buffington, J. M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 596-611. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0596:CRMIMD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0596:CRMIMD>2.3.CO;2)
- Murphy, C.P., 1986: *Thin section preparation of soils and sediments*. A.B. Academic Publishers, Berkshamsted, England, 149 p
- Norton, J. B., Jungst, L. J., Norton, U., Olsen, H. R., Tate, K. W., & Horwath, W. R. (2011). Soil carbon and nitrogen storage in upper montane riparian meadows. *Ecosystems*, 14(8), 1217-1231. <https://dx.doi.org/10.1007/s10021-011-9477-z>
- Pérez-Ramírez, S., Ramírez, M. I., Jaramillo-López, P.F., & Bautista, F. (2013). Contenido de carbono orgánico en el suelo bajo diferentes condiciones forestales: reserva de la biosfera mariposa monarca. México. *Revista Chapingo. Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 19(1), 157-173.
- Ponnamperuma, F. N. 1972. The chemistry of submerged soil. *Advances in Agronomy*, 24, 29-96. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(08\)60633-1](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(08)60633-1)
- Post, W. M., & Kwon, K. C. (2000). Soil carbon sequestration and land use-change: Processes and potential. *Global Change Biology*, 6, 317-328. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2000.00308.x>
- Ricker, M. C., Donohue, S. W., Stolt, M. H., & Zavada, M. S. (2012). Development and application of multi-proxy indices of land use change for riparian soils in southern New England, USA. *Ecological Applications*, 22(2), 487-501. <https://doi.org/10.1890/11-1640.1>
- Ricker, M. C., Stolt, M. H., Donohue, S. W., Blazejewski, G. A., & Zavada, M. S. (2013). Soil organic carbon pools in riparian landscapes of southern New England. *Soil Science Society of America Journal*, 77(3), 1070-1079. <https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0297>
- Rieger, I., Lang, F., Kowarik, I., & Cierjacks A. (2014). The interplay of sedimentation and carbon accretion in riparian forests. *Geomorphology*, 214, 157-167. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.01.023>
- Riis, T., Kelly-Quinn, M., Aguiar, F. C., Manolaki, P., Bruno, D., Bejarano, M. D., Clerici, N., Fernandes, M. R., Franco, J. C., Pettit, N., Portela, A. P., Tammeorg, O., Tammeorg, P., Rodríguez-González, P. M., & Dufour, S. (2020). Global overview of ecosystem services provided by riparian vegetation. *BioScience*, 70(6), 501-514. <https://doi.org/10.1093/biosci/biaa041>
- Rojas-García, F., Santoyo-Gómez, G. H., González-Montiel, E., Velázquez-Rodríguez, A., & Pulido-Ponce, J. I. (2017). La ciencia del suelo en el ciclo del carbono de México. *Elementos para Políticas Públicas*, 1, 69-96.
- Ruffing, C., Kathleen, A., Dwire, K. A., & Daniels, M. D. (2016). Carbon pools in stream-riparian corridors: legacy of disturbance along mountain streams of south-eastern Wyoming. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(2), 2008-223. <https://doi.org/10.1002/esp.3830>
- Shoji, S., Nanzyo, M., & Dahlgren, R. A. (1994). *Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization*. Elsevier.
- 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>
- Six, J., Paustian, K., Elliott, E. T., & Combrink, C. (2000). 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>
- Stoops, G. 2003. *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. Soil society of America, Madison, Wisconsin, USA.
- Sutfin, N. A., & Wohl, E. (2017). Substantial soil organic carbon retention along floodplains of mountain streams. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(7), 1325-1338. <https://doi.org/10.1002/2016JF004004>
- Sutfin, N. A., Wohl, E. E., & Dwire, K. A. (2016). Banking carbon: a review of organic carbon storage and physical

factors influencing retention in floodplains and riparian ecosystems. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(1), 38-60. <https://doi.org/10.1002/esp.3857>

Van Recuwijk, L. P. (2002). *Procedures for soil analysis*: Wageningen. International Soil Reference and Information Centre. Technical Paper 9.

Vázquez-Selem, L. (1997). Late Quaternary glaciations of Téryotl volcano, central Mexico. *Quaternary International*, 43, 67-73.

Wiesmeier, M., Urbanski, L., Hobbey, E., Lang, B., Von Lützwow, M., Marin-Spiotta, E., Van-Wesemael, B., Rabot, E., Ließ, M., Garcia-Franco, N., Wollschläger, U., Vogel, H. J., & Kögel-Knabner, I. (2019). Soil organic carbon storage as a key function of soils-A review of drivers and indicators at various scales. *Geoderma*, 333, 149-162. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.026>

Yang, Y., Chen, Y., Li, Z., & Chen, Y. (2018). Land-use/cover conversion affects soil organic-carbon stocks: A case study along the main channel of the Tarim River, China. *Plos One*, 13(11). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0206903>

Zaiets, O., & Poch, R. M. (2016). Micromorphology of organic matter and humus in Mediterranean mountain soils. *Geoderma*, 272, 83-92. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.03.006>

Zaiets, O., & Poch, R. M. (2018). Use of micromorphology for humus characterization and classification in some mediterranean calcareous soils. *Applied Soil Ecology*, 123, 672-681. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2017.09.016>

Zehetner, F., Lair, G. J., & Gerzabek, M. H. (2009). Rapid carbon accretion and organic matter pool stabilization in riverine floodplain soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(4). <https://doi.org/10.1029/2009GB003481>

Manuscrito recibido el 19 de febrero de 2022

Aceptado el 22 de junio de 2022

Publicado el 15 de noviembre de 2022

Este documento se debe citar como:

Sandoval Aparicio, J. C., Gutiérrez Castorena, M. C., Cruz Flores, G., & Ortiz Solorio, C. A. (2022). Reservas de carbono y micromorfología de la materia orgánica en suelos ribereños en tres ecosistemas de alta montaña: volcán Iztaccíhuatl. *Madera y Bosques*, 28(2), e2822469. <https://doi.org/10.21829/myb.2022.2822469>



Madera y Bosques por Instituto de Ecología, A.C. se distribuye bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercialCompartirIgual 4.0 Internacional.