

UNIVERSIDAD PERUANA CAYETANO HEREDIA

FACULTAD DE CIENCIAS Y FILOSOFÍA

“Alberto Cazorla Talleri”



**Factores de control sobre la acumulación de
carbono en los sedimentos de Pantanos de Villa**

Tesis para optar el título de Licenciado en Biología

**Rosario María del Carmen Escobedo
Oblitas**

Lima – Perú

2021

ÍNDICE

RESUMEN

ABSTRACT

1. INTRODUCCIÓN	1
2. MARCO TEÓRICO	3
2.1. ECOSISTEMAS DE HUMEDALES COSTEROS	3
2.2. CARBONO ALMACENADO EN HUMEDALES COSTEROS	5
2.3. FACTORES DE CONTROL SOBRE LA ACUMULACIÓN DE CARBONO	6
2.4. HUMEDALES COSTEROS PERUANOS: “PANTANOS DE VILLA”	8
2.5. PRINCIPIOS METODOLÓGICOS	11
2.5.1. <i>Datación de sedimentos y geocronología</i>	11
2.5.2. <i>Cuantificación del contenido de carbono y nitrógeno</i>	12
2.5.3. <i>Determinación isotópica de carbono y nitrógeno</i>	13
3. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS	15
3.1. HIPÓTESIS	15
3.2. OBJETIVO PRINCIPAL	15
3.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	15
4. METODOLOGÍA	16
4.1. COLECTA DE MUESTRAS	16
4.2. PRE-TRATAMIENTO DE MUESTRAS	18
4.3. ANÁLISIS DE MUESTRAS	19
4.3.1. <i>Determinación de las tasas de sedimentación</i>	19
4.3.3. <i>Determinación elemental e isotópica de carbono y nitrógeno</i>	19
4.4. OPERACIONALIZACIÓN DE VARIABLES	20
4.4.1. <i>Cálculo geocronológico</i>	20
4.4.2. <i>Cálculo de stock y flujo de carbono y nitrógeno</i>	20
4.5. ANÁLISIS ESTADÍSTICOS	21
5. RESULTADOS	22
5.1. TASAS DE SEDIMENTACIÓN	22
5.2. GRANULOMETRÍA Y DENSIDAD APARENTE	23
5.3. CONTENIDO PORCENTUAL DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL (COT)	24
5.4. CONTENIDO PORCENTUAL DE NITRÓGENO TOTAL	25
5.5. VALORES ISOTÓPICOS DE $\delta^{13}\text{C}$	28
5.6. VALORES ISOTÓPICOS DE $\delta^{15}\text{N}$	28

5.7.	VALORES ISOTÓPICOS EN VEGETACIÓN TERRESTRE Y NO-TERRESTRE	29
5.8.	COCIENTE COT:NT	30
5.9.	FLUJOS DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL	31
5.10.	FLUJOS DE NITRÓGENO TOTAL	32
5.11.	STOCKS DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL	33
5.12.	STOCKS DE NITRÓGENO TOTAL	34
6.	DISCUSIÓN	36
6.1.	ACUMULACIÓN DE SEDIMENTOS	36
6.2.	ACUMULACIÓN DE CARBONO Y NITRÓGENO	38
6.3.	ORIGEN DE LA MATERIA ORGÁNICA SEDIMENTARIA	40
6.4.	INFLUENCIA ANTROPOGÉNICA SOBRE LA ACUMULACIÓN DE CARBONO	42
7.	CONCLUSIONES	45
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	46
9.	ANEXO	54

*En memoria de quien en vida fue
MSc. Rosario María del Carmen Escobedo Oblitas,
Hija, nieta, hermana, amiga y científica*

Resumen

Se evaluó la acumulación de carbono orgánico y nutrientes en testigos de sedimento datados con ^{210}Pb de la marisma costera Pantanos de Villa. Se extrajeron dos testigos de sedimento de 30 cm de longitud, se analizaron submuestras para medir carbono orgánico total (COT), nitrógeno total (NT) e isótopos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$). Las tasas de acumulación de sedimentos (TAS) se calcularon utilizando el método de concentración inicial constante (CIC), la acumulación de carbono y nutrientes se calcularon utilizando TAS y los contenidos de COT y NT. Las diferencias estadísticas fueron analizadas mediante ANOVA. La tasa de sedimentación obtenida ($\sim 0.55 \text{ cm año}^{-1}$) coincidió con la media global para ecosistemas de marismas costeros (0.6 cm año^{-1}); aunque fue mayor que la observada en sistemas preservados ($\sim 0.40 \text{ cm año}^{-1}$). Luego de la expansión urbana y el aumento en las descargas de aguas residuales que comenzaron a principios de la década de 1970 se registraron flujos altos de COT y NT llegando a valores de 416.4 ± 65.0 y $0.7 \pm 0.1 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ respectivamente. Asimismo se

encontraron valores de $\delta^{13}\text{C}$ significativamente más ligeros ($-17.3 \pm 0.8 \text{ ‰}$), indicando una mayor deposición de material no terrestre durante el mismo período, mientras que los valores de $\delta^{15}\text{N}$ significativamente más pesados ($+10.1 \pm 2.3 \text{ ‰}$) sugieren una mayor influencia antropogénica proveniente de las descargas de aguas residuales. Las tasas de acumulación significativamente más altas durante las décadas de 1970 y 1980 comprueban el papel que cumplen los ecosistemas de marismas costeros como mitigadores de impactos antropogénicos.

Palabras clave:

Marismas costeros, acumulación de carbono, factores de control, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$, geocronología.

Abstract

The accumulation of organic carbon and nutrients were evaluated in sediment cores dated with ^{210}Pb from “Pantanos de Villa” coastal marsh. Two 30 cm long sediment cores were extracted, subsampled, and analyzed to measure total organic carbon (TOC), total nitrogen (NT) and isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$). Sediment accumulation rates (SAR) were calculated using the constant initial concentration method (CIC), carbon and nutrient accumulation rate were calculated using SAR and the contents of TOC and NT. Statistical differences were analyzed using ANOVA. The sedimentation rate obtained ($\sim 0.55 \text{ cm year}^{-1}$) concurred with the global mean for coastal marsh ecosystems (0.6 cm year^{-1}); although it was higher than the observed in preserved systems ($\sim 0.40 \text{ cm year}^{-1}$). After urban expansion and the increase of wastewater discharges that began in the early 1970's, high flows of TOC and NT were measured, reaching values of 416.4 ± 65.0 and $0.7 \pm 0.1 \text{ g m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ respectively. Likewise, during this time, significantly lighter values of $\delta^{13}\text{C}$ were found (-17.3 ± 0.8 ‰) indicating a greater deposition of non-terrestrial material during the same period, while significantly heavier $\delta^{15}\text{N}$ values ($+10.1 \pm 2.3$ ‰) suggest a greater anthropogenic influence from wastewater discharges. The significantly higher accumulation rates during the 1970's and 1980's demonstrate the important role that coastal marsh ecosystems play in mitigating anthropogenic impacts.

Keywords:

Coastal wetlands, carbon accumulation, control factors, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$, geochronology.

1. Introducción

Los ecosistemas marino-costeros son importantes áreas de acumulación de carbono atmosférico, terrestre y marino (Sanders et al., 2010; Breithaupt et al., 2012). Dentro de este grupo de ecosistemas se encuentran las marismas costeras, las cuales pueden brindar diversos servicios ecosistémicos como la provisión de agua, materia prima, mitigación de la erosión costera, regulación térmica del ambiente, captura de nutrientes, acumulación de carbono, recreación, turismo, etc. (Alongi, 2014; Mitsch & Gosselink, 2015; Pérez et al., 2018). Dentro de este conjunto de servicios, la regulación térmica es uno de los más importantes ya que contribuye a la mitigación del calentamiento a escala regional (Costanza et al., 1997; Riebeek, 2011; Alongi, 2014). Este proceso ocurre en los humedales marino-costeros gracias a la capacidad que presentan para secuestran el carbono orgánico e inorgánico, asimismo secuestran el dióxido de carbono presente en la atmósfera, asimilándolo como biomasa vegetal y acumulándolo en los sedimentos (Costanza et al., 1997; Archer, 2010; Riebeek, 2011).

La capacidad regulatoria que poseen estos humedales costeros puede verse alterada por diversos factores de tipo ambientales y antropogénicos. Entre los factores ambientales se encuentran la geomorfología, el tiempo de residencia de las aguas, el tipo de vegetación, la localización geográfica, la variación en el nivel del mar a escala regional y/o la ocurrencia de eventos extremos tipo El Niño (Black & Shimmiel, 2003; Alongi, 2014; Aponte, 2017; Pérez et al., 2017). Asimismo, estos ecosistemas se pueden ver afectados por factores antropogénicos como el uso de suelo, acuicultura, la deforestación, el ingreso de altas cantidades de nutrientes, la llegada de desechos industriales y/o incendios (Alongi, 2014; Sanders et al., 2014; Aponte, 2017). Estudios muestran que las características propias de cada tipo de humedal costero del mundo va a determinar la intensidad de impacto de cada potencial factor de control y de cómo estos van a afectar la capacidad de acumulación carbono en sus ambientes sedimentarios (Alongi, 2014; Pérez et al., 2018a). Aunque los estudios que evalúan estos factores de control se han venido realizando a nivel mundial, es todavía necesaria realizarlas a nivel nacional. Perú, a lo largo de toda su franja costera presenta diversos ecosistemas de humedales, de los cuales los manglares y marismas son los mayores representantes

(Aponte & Ramírez, 2011; Aponte, 2017). Entre los ecosistemas de marismas más importantes, se encuentra el Refugio de Vida Silvestre “Pantanos de Villa” (Pronaturaleza, 2010). Este sistema es de gran importancia por los servicios que ofrece, entre los que se encuentra su alto potencial como mitigador del calentamiento global a escala regional por medio de la acumulación de carbono el cual aún no ha sido cuantificado. Es debido a esto que este trabajo busca evaluar la capacidad de acumulación de carbono de este sistema y determinar cuáles factores ambientales y/o antrópicos pueden estar afectando esta acumulación en sus ambientes sedimentarios.

2. Marco teórico

2.1. Ecosistemas de humedales costeros

Los humedales costeros son conocidos como ambientes sedimentarios cuya superficie se encuentra inundada de manera temporal o permanente por aguas salobres (National Research Council, 1995; Keddy, 2010; Ramsar, 2016). En ellos se desarrollan condiciones altamente productivas debido a la alta biomasa vegetal que albergan, la cual está conformada principalmente por juncuales, salicornias y otras plantas halófitas (Brix, 1997; Stokes, 2009; Aponte & Ramírez, 2011). Debido a su geomorfología, tiempos de residencia de las aguas y poca pendiente que domina sus ambientes sedimentarios, son capaces de acumular grandes cantidades de materia orgánica y de albergar una importante diversidad biológica (Aves, mamíferos, peces, moluscos, bacterias, etc.) (Gibbs, 2000; Erwin, 2009; Alongi, 2014).

Entre los humedales costeros más representativos en el mundo se encuentran los manglares, marismas y pantanos, los cuales son considerados sistemas clave debido a los servicios ecosistémicos asociados a su funcionamiento natural (Donato et al., 2011; Alongi, 2014; Villa & Bernal, 2018). Entre estos servicios están aquellos conocidos como servicios ecosistémicos de provisión (ej. agua, materia prima, alimento, etc.) y de regulación (ej. mejora de la calidad del agua, mitigación de la erosión costera, regulación térmica del ambiente, etc.), soporte (captura de nutrientes, capacidad de acumular carbono) y culturales (recreación, turismo, cultura, etc.) (Alongi, 2014; Mitsch & Gosselink, 2015; Pérez et al., 2018).

Los servicios ecosistémicos de regulación térmica que brindan los humedales costeros son uno de los más importantes, ya que está relacionada directamente con la mitigación del calentamiento de zonas costeras a escala regional (Costanza et al., 1997; Riebeek, 2011; Alongi, 2014). Esta regulación es posible debido a que los humedales además de secuestrar carbono de origen terrestre y marino, también secuestran dióxido de carbono de la atmósfera, asimilándolo en forma de biomasa vegetal y acumulándolo posteriormente en los sedimentos (Costanza et al., 1997; Archer, 2010; Riebeek, 2011). Asimismo, diversos estudios describen que la mayor parte del carbono acumulado en los humedales deriva de la materia orgánica proveniente de la vegetación degradada (carbono autóctono) mientras que la fracción restante de carbono acumulado deriva de

la materia orgánica de origen algal y del carbono disuelto proveniente de otros sistemas (carbono alóctono) (Duarte et al, 2013; Alongi, 2014; Villa & Bernal, 2018).

Es importante mencionar que, a pesar de sólo ocupar aproximadamente 6% de la superficie terrestre, los humedales costeros contienen entre 20 y 35% del total de carbono orgánico almacenado en sedimentos (Duarte et al., 2005; Lal, 2008; Mitsch & Gosselink, 2015). Esto se debe a su alta capacidad para preservar carbono, la cual está directamente asociada a sus características geomorfológicas (ej. poca pendiente) y geoquímicas de los sedimentos (ej. bajo contenido de oxígeno) (Donato et al., 2011; Pant et al., 2013; Alongi, 2014), es así que llegan a tener un stock promedio de carbono almacenado, principalmente en sus sedimentos, mayor al de los bosques húmedos (Figura 1). Finalmente, en la actualidad existen iniciativas nacionales e internacionales que además de promover la conservación de la biodiversidad en los humedales costeros, buscan preservar estos ecosistemas con el fin de mitigar la emisión de dióxido de carbono hacia la atmósfera, así como la de otros gases de efecto invernadero (Archer, 2010; Keddy, 2010; Alongi, 2014). Sin embargo, para alcanzar este objetivo, es necesario conocer y entender los procesos relacionados con aquellos factores ambientales y antropogénicos que pueden alterar la capacidad de acumulación de carbono en los ambientes sedimentarios de estos ecosistemas.

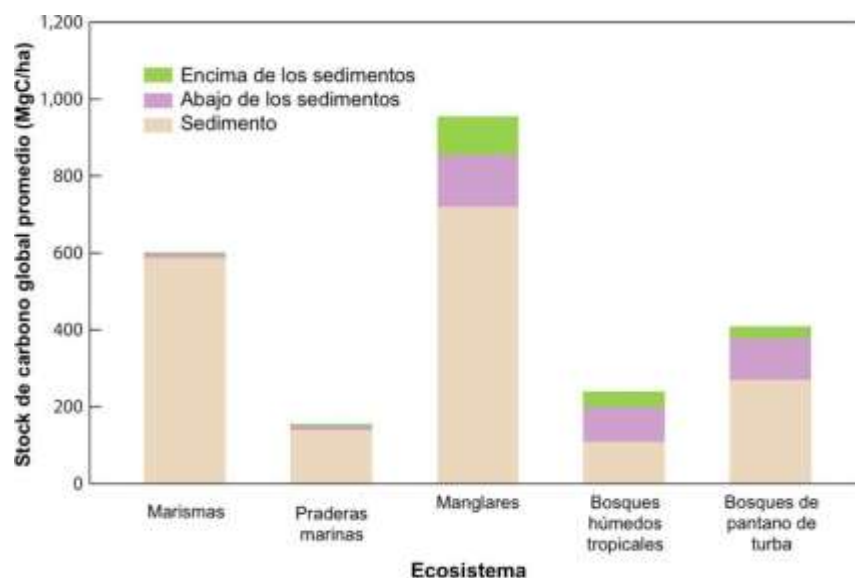


Figura 1. Stock de carbono global promedio (MgC/ha) en marismas, praderas marinas, manglares, bosques húmedos y de pantano de turba. Modificado de Alongi, 2014.

2.2. Carbono almacenado en humedales costeros

Los sedimentos de los humedales costeros pueden ser muy heterogéneos, por lo que pueden presentar diferentes proporciones de arena, limo y arcillas, esto estando directamente relacionado a la geomorfología de cada ecosistema (Badarudeen et al., 1996; Kristensen et al., 2008; Pérez et al., 2017). A pesar de ser sistemas tan heterogéneos, estudios han mostrado que los sedimentos de los humedales costeros acumulan un stock de carbono mucho mayor a aquel acumulado en forma de raíces, hojas y ramas (Black & Shimmield, 2003; Alongi, 2014).

La preservación del stock de carbono que poseen los humedales costeros va a depender de la intensidad de transporte hídrico que presente el sistema, así como de los procesos de bioturbación y re-suspensión de materia orgánica en la columna de sedimento, estos procesos pueden modificar significativamente la cantidad de material particulado, la velocidad de degradación bacteriana y las condiciones REDOX en los sedimentos (Thongtham et al., 2003; Giere, 2009; Sweetman et al., 2010). Por otro lado, la intensidad de los procesos de diagénesis temprana que pueden afectar la descomposición de la materia orgánica sedimentaria va a depender de la cantidad de material autóctono producido en el sistema (ej. hojarasca, fitoplancton, cianobacterias) y de la que es transportada desde sistemas adyacentes (por transporte por mareas, bioturbación y flujo de los ríos), con lo que el tiempo de almacenamiento del material particulado puede ser muy variable, dependiendo de las condiciones morfológicas, hidrológicas y la densidad de la vegetación (Twilley et al., 1986; Black & Shimmield, 2003; Pérez et al., 2017). Cabe mencionar que estudios han observado que la tasa de degradación de la materia orgánica sedimentaria puede aumentar significativamente en condiciones de alta humedad, temperatura y disponibilidad de oxígeno (disuelto en agua o como sedimento oxigenado) (Alongi et al., 2009; Pérez et al., 2017). Sin embargo, esta tasa de degradación también puede verse afectada por el tipo de materia orgánica, en donde las hojas más delgadas se asientan y degradan más rápido que las hojas más gruesas, las cuales forman parte de la materia orgánica suspendida por un período de tiempo más largo (Wafar et al., 1997; Kristensen et al., 2008). Es importante también señalar que la tasa de descomposición de la hojarasca es generalmente más baja que la de la materia orgánica sedimentaria derivada del fitoplancton, cianobacterias o algas bentónicas (Ashton et al., 1999; Holmer & Olsen, 2002). Siendo la degradación más

rápida en los sedimentos superficiales en comparación con los más profundos, ya que en capas superficiales la materia orgánica sedimentaria es más fresca y lábil, por lo que puede ser hidrolizada, degradada o remineralizada con mayor velocidad (Kathiresan & Bingham, 2001).

Aunque las hojas puedan demorar más tiempo en degradarse, estas son una mayor fuente de materia orgánica sedimentaria debido a la alta absorción de carbono que poseen (ej. las hojas de mangle absorben $25 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) (Kathiresan & Bingham, 2001; Alongi et al., 2009). Asimismo, distintos estudios han demostrado que aquellos sedimentos que reciben un aporte continuo de materia orgánica fresca y lábil, como ocurre en ambientes eutróficos, pueden incrementar significativamente la respuesta de las comunidades microbianas en términos de biomasa y tasas de respiración, acelerando la descomposición de la materia orgánica (Fontaine et al., 2004; Macreadie et al., 2012; Gontikaki et al., 2015).

2.3. Factores de control sobre la acumulación de carbono

Los humedales costeros son ecosistemas altamente sensitivos, por lo que factores antropogénicos y ambientales pueden alterar su capacidad de acumulación de carbono (Donato et al., 2011; Ranjan et al., 2011; Sanders et al., 2016). Entre los diferentes factores antropogénicos, uno de los que podría alterar esta capacidad de acumulación es la deforestación, la cual puede presentar un alto índice de ocurrencia en estos sistemas, principalmente durante la extracción de recursos, y uso de suelo (ej. acuicultura, agricultura, expansión urbana, etc.) (Aponte & Ramírez, 2011; Alongi, 2014; Sanders, Smoak, et al., 2014). El impacto de la deforestación sobre los humedales ha sido descrito en diversos estudios, demostrando que puede reducir significativamente la tasa de acumulación de carbono en los sedimentos debido que se intensifica la descomposición de la materia orgánica derivada de fitoplancton, disminuyendo negativamente la tasa de acumulación de carbono (Sanders et al., 2014; Atwood et al., 2017; Pérez et al., 2017). Asimismo, otro de los factores que podría alterar esta capacidad de acumulación de carbono es el ingreso de altas cantidades de nutrientes en el sistema (ej. efluentes domésticos, de agricultura, acuicultura, etc.), los cuales podrían gatillar el establecimiento de condiciones eutróficas y consecuentemente, generan cambios en el origen de materia orgánica que llega a los sedimentos (Meyers, 2003;

Alongi, 2014; Sanders et al., 2014). Por otro lado, la actividad industrial cercana a los humedales costeros también podría generar descargas de efluentes con alto contenido de nutrientes, los cuales podrían incrementar de manera significativa la deposición de materia orgánica de origen algal más lábil el cual, por su naturaleza, podría no ser almacenado en sedimentos de manera eficiente (Monteiro et al., 2012; Suárez-Abelenda et al., 2014; Aschenbroich et al., 2015). Por otro lado, los incendios en humedales costeros provocados durante la extracción de materias primas y uso de suelo, podrían no solo reducir la cobertura vegetal y la capacidad de acumulación de carbono en el sistema sino que también contribuirían a la liberación de grandes cantidades de carbono hacia la atmósfera, retroalimentando así el calentamiento a escala regional (Medvedeff et al., 2013; Kotze, 2013; Aponte, 2017). Asimismo, estudios indican que las actividades de dragado en áreas cercanas a humedales costeros pueden modificar las tasas de sedimentación y acumulación de carbono y nutrientes en los sedimentos, modificando drásticamente los ambientes sedimentarios naturales de estas áreas (Monteiro et al., 2012; Sanders et al., 2014; Pérez, 2017).

Entre los factores ambientales que pueden alterar la capacidad de acumulación de carbono de los humedales costeros se puede mencionar la variación en el nivel del mar a escala regional, la cual provoca alteraciones en el ingreso de agua marina, la cual puede alterar significativamente las tasas de sedimentación y geomorfología de las áreas costeras asociadas a los humedales (Alongi, 2008; Sanders et al., 2010; Webb et al., 2013). Asimismo, las características naturales que presenta cada humedal costero (geomorfología, tiempo de residencia de las aguas, tipo de vegetación, localización geográfica etc.) también podrían influir significativamente en la capacidad de acumulación de cada humedal (Black & Shimmield, 2003; Breithaupt et al., 2014; Pérez et al., 2017). Finalmente, la ocurrencia de eventos como El Niño, podrían alterar la capacidad de acumulación de carbono en los humedales costeros, ya que pueden modificar el régimen hídrico natural (aumento de caudal de ríos y régimen de lluvias), pudiendo generar mayores tasas de transporte y/o acumulación de carbono sedimentario dependiendo de las características del humedal costero (Lagos et al., 2008; Aponte, 2017; Pérez et al., 2017).

Para entender el grado de impacto de los factores antropogénicos y ambientales mencionados sobre la capacidad de acumulación de carbono en los humedales costeros

es necesario evaluar de manera particular a cada tipo de humedal costero, ya que en algunos casos podrían haber factores conjuntos que afecten al sistema al mismo tiempo, generando una sinergia que podría modificar permanentemente este servicio ecosistémico de regulación, esencial para la mitigación del calentamiento regional a escala regional (Pérez et al., 2018a; Pérez et al., 2018b).

2.4. Humedales costeros peruanos: “Pantanos de Villa”

Un inventario realizado en el año 2010, determinó que la costa peruana presenta 92 humedales (Pronaturaleza, 2010), teniendo como los más representativos a los manglares y marismas. Entre estos humedales costeros, el ecosistema de manglar ubicado en el norte de Perú (Tumbes), es considerado como uno de los humedales más importantes, ya que a pesar de solo representar casi el 0.01% del territorio nacional (Tarazona et al., 2003; Pérez et al., 2017) brinda diversos beneficios a las poblaciones asociadas, y presentan una alta capacidad para capturar eficientemente el carbono terrestre, marino y atmosférico en sus sedimentos (Black & Shimmiel, 2003; Polidoro et al., 2010; Spalding et al., 2010). Sin embargo, la capacidad de acumulación de carbono de este ecosistema se ve muy afectado durante la ocurrencia de eventos El Niño, debido al transporte y erosión que ocasiona el aumento significativo del caudal de los ríos y del régimen de lluvias (Lagos et al., 2008; Lavado-Casimiro & Espinoza, 2014; Pérez et al., 2017).

Por otro lado, los ecosistemas de marismas, a diferencia de los ecosistemas de manglares, se caracterizan por la presencia de hierbas, gramíneas o arbustos bajos (Adam, 1990; Bertness et al., 2002; Scott et al., 2014). Sin embargo, al igual que los manglares, también cumplen el rol clave como sumidero de carbono ya que secuestran carbono en raíces, rizomas, hojas y tallos de pastos y en el perfil de sedimento bajo condiciones saturadas de agua (Connor et al., 2001; Alongi, 2014; Burden et al., 2019). Perú presenta diversos ecosistemas de marismas a lo largo de todo su litoral, los cuales se pueden identificar por presentar la vegetación característica de estos humedales (ej. Humedal de Salaverry, Paraíso, Puerto Viejo y Pantanos de Villa). Cabe señalar que en esta región habita el 58,0% de la población peruana, siendo la región con mayor concentración poblacional (INEI, 2018) por lo que la coexistencia de las poblaciones

humanas con las marismas es inevitable. Esta interacción puede ocasionar el deterioro de este tipo de humedales, tanto por las actividades que se realizan las personas dentro de ellos, como por el impacto que pueden generar sus actividades alrededor de la marisma (Young, 1998; Aponte & Ramírez, 2011; Donato et al., 2011).

Entre este grupo de humedales El Refugio de Vida Silvestre Pantanos de Villa (RVSPV) o “Pantanos de Villa” es uno de los más conocidos y se puede identificar como marisma por la vegetación que presenta. Este se ubica en la capital peruana, en la costa central y se encuentra rodeado de zonas residenciales (Figura 2). Los Pantanos de Villa se ha visto afectado por diferentes perturbaciones antropogénicas a lo largo del tiempo, siendo utilizado como tierra de cultivo, para la extracción de recursos naturales como totorales y también se ha visto reducido por el avance de la expansión urbana (Lizarzaburu, 1992; INRENA, 1996; Aponte et al., 2018). Durante el periodo colonial (1533 a 1821) esta área formaba parte de la Hacienda Villa, donde se cultivó caña de azúcar, algodón y frutales (Aponte et al., 2018). Luego, durante las décadas de 1960 y con mayor intensidad durante la década de 1970 se establecieron diferentes áreas residenciales, tanto planificadas como no planificadas alrededor de las lagunas de Pantanos de Villa (INRENA, 1998; Aponte et al., 2018). La presión antropogénica sobre el humedal ha provocado que el territorio de Pantanos de Villa se reduzca de 2000 ha a inicios de los 1900 a aproximadamente 263 ha en 2006, mismo año en que fue declarado Refugio Natural (INRENA, 1998; Aponte et al., 2018; Pulido & Bermudez, 2018). Tomando en consideración que el humedal se recarga por filtraciones subterráneas se puede deducir que la liberación de aguas residuales en la zona y otros desperdicios, junto con las filtraciones provenientes lagunas de oxidación cercanas aportan materia orgánica al humedal (FOVIDA, 2006).

Pantanos de Villa ocupa actualmente 276 hectáreas y forma parte de un corredor de gran importancia biológica a lo largo del desierto costero (Aponte & Ramírez, 2011; Aponte, 2017; Pulido and Bermudez, 2018). Dentro de este ecosistema se pueden encontrar cerca de 210 especies de aves y otras 211 especies entre peces, anfibios, reptiles y plantas (Pulido & Bermudez, 2018). La mayor extensión vegetal corresponde a una formación denominada gramadal, esencialmente en la “grama salada” *Distichlis spicata* con elementos secundarios de porte herbáceo y arbustos dispersos (Pulido & Bermudez, 2018). Debido a la gran diversidad que presenta este humedal fue declarado

de importancia internacional desde el año 1997 (Ramsar, 2019) y posteriormente como Refugio de Vida Silvestre, incorporándose al Sistema Nacional de Áreas Protegidas por el Estado Peruano (SERNANP, 2016). A pesar de estar protegido, el refugio Pantanos de Villa se ve afectado por diferentes factores ambientales (ej. eventos El Niño, etc.) y antropogénicos (ej. expansión urbana, etc.) (Pronaturaleza, 2010; Aponte & Ramírez, 2011; Aponte, 2017). Por lo descrito en secciones anteriores, estos factores podrían alterar significativamente la capacidad de acumulación de carbono dentro del humedal por lo que el entendimiento, evaluación y cuantificación del efecto que podrían tener estos factores sobre este ecosistema es de gran importancia. Es por esto que, el presente trabajo plantea evaluar cuáles factores de control podrían estar afectando la capacidad de acumulación de carbono en los sedimentos de Pantanos de Villa, y que pueden influir sobre su rol clave en el contexto del cambio climático y calentamiento a escala regional en el Perú.



Figura 2. Mapa del área de estudio, línea roja delimita el área del Refugio de Vida Silvestre Pantanos de Villa.

2.5. Principios metodológicos

2.5.1. Datación de sedimentos y geocronología

La técnica más usada para establecer el marco geocronológico de los últimos 100 a 150 años en lagos, estuarios y sedimentos marinos se basa en la medición del radioisótopo ^{210}Pb . Este radioisótopo se genera dentro de la cadena de desintegración de ^{238}U y tiene una vida media de 22 años. Es dentro de esta cadena que se genera ^{226}Ra , que luego se desintegra para generar ^{222}Rn en forma gaseosa y la descomposición continua de este gas produce el isótopo radiactivo ^{210}Pb , este luego se precipita a la superficie de la Tierra y se absorbe en partículas de silicato (Appleby & Oldfield, 1983; Oldfield & Appleby, 1985; Swarzenski, 2014).

El ^{210}Pb generado en la atmósfera es el que va a utilizar para determinar la edad de los sedimentos (Goldberg & Bruland, 1974; Appleby & Oldfield, 1983). Este es diferente al ^{210}Pb “soportado” ($^{210}\text{Pb}_s$) que se genera por la desintegración del isótopo ^{222}Rn que no llegó a la atmósfera y quedó atrapado en los sedimentos y se encuentra en equilibrio secular con ^{226}Ra . La incorporación de ^{210}Pb atmosférico en los sedimentos produce ^{210}Pb “en exceso” ($^{210}\text{Pb}_{ex}$) en relación con $^{210}\text{Pb}_s$, $^{210}\text{Pb}_{ex}$ se puede calcular mediante la siguiente ecuación:

$$^{210}\text{Pb}_{ex} = ^{210}\text{Pb}_{total} - ^{226}\text{Ra}$$

La diferencia entre ^{210}Pb y $^{210}\text{Pb}_{ex}$ genera valores exponencialmente decrecientes dentro de la columna de sedimento en relación con su tiempo de desintegración radiactiva, la variación de esta tendencia exponencial permite la determinación y evaluación de posibles cambios ambientales en el ambiente sedimentario y puede afectar directamente los flujos de material dentro del área de estudio (Oldfield & Appleby, 1985). Sin embargo es necesario señalar que para que la actividad de este radioisótopo refleje la edad del sedimento se deben asumir condiciones ideales, dejando de lado perturbaciones en los sedimentos, asumiendo que el $^{210}\text{Pb}_{ex}$ en el sedimento ya no recibe suministro atmosférico y sigue la ley general de degradación de los radionúclidos, generando que su actividad disminuya a la mitad cada 22 años (Appleby & Oldfield, 1983; Swarzenski, 2014). A esto se le suma que $^{210}\text{Pb}_s$ y ^{226}Ra deberán seguir la relación de equilibrio de la desintegración radiactiva a largo plazo con lo cual el cambio de $^{210}\text{Pb}_s$ en 100 años se vuelve insignificante (Appleby & Oldfield, 1983;

Swarzenski, 2014). Bajo estas condiciones es que por medio de la radioactividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ se puede calcular la edad de cada uno de los segmentos de un testigo de sedimento, desde los primeros centímetros hasta más de un metro de profundidad, dependiendo de la velocidad de sedimentación.

El perfil de actividad $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ permite calcular la edad del sedimento utilizando modelos como: CIC (concentración inicial constante), CFCS (flujo y sedimentación constante) y CRS (velocidad de sedimentación constante). El modelo CIC supone una concentración inicial constante y una velocidad de sedimentación variable donde todas las partículas de sedimento exhiben la misma cantidad de actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Krishnasawamy & Lal, 1978; Robins, 1978). Este modelo supone que la edad del sedimento para cada capa se puede calcular mediante la siguiente ecuación:

$$t = (1 / \lambda) \times (C_0 / C)$$

Donde t representa la edad del sedimento, λ la constante de descomposición $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (0.0311 a^{-1}), C_0 la actividad superficial $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ y C la actividad $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en la muestra.

2.5.2. Cuantificación del contenido de carbono y nitrógeno

La composición elemental de carbono se va a determinar por medio de la concentración de carbono orgánico total (COT). COT es un indicador clave de la abundancia de materia orgánica total (MOT) en los sedimentos (Meyers et al., 2013), representa la fracción de materia orgánica que logró escapar de la degradación en la columna de agua y se depositó en el sedimento de un ambiente. La cantidad y calidad de COT puede verse influenciada por su origen, los procesos de deposición, la preservación, el transporte, la geomorfología del sistema, las condiciones hidrodinámicas, climáticas y geomorfológicas (Black & Shimmield, 2003; Kristensen et al., 2008). Cabe destacar que en presencia de sedimentos finos se van a presentar altos contenidos de COT (Black & Shimmield, 2003), esta a su vez se puede concentrar por la disolución de carbonatos en sedimentos y diluirse por la presencia de sedimentos clásticos (Meyers et al., 2003).

La relación entre carbono y nitrógeno (COT:NT) es un importante indicador geoquímico de la calidad y el origen de la materia orgánica depositada en los sedimentos (Kaushal & Binford, 1999; Meyers, 2003). La materia orgánica

sedimentaria derivada de plantas terrestres puede presentar valores de COT:NT cercanos a 20, mientras que la materia orgánica derivada de algas y cianobacterias puede presentar una relación entre 4 y 10 (Meyers, 2003). Se debe tener en cuenta que los valores de COT:NT de un sistema altamente dinámico con alto contenido de MOT, como los humedales, además de representar el origen de la materia orgánica, podrían representar procesos de deposición y degradación de la materia orgánica sedimentaria. Altos valores de la relación COT:NT podrían representar la presencia de materia orgánica ya degradada donde el COT restante sería principalmente refractario, mientras que los valores bajos de COT:NT representarían la presencia de materia orgánica fresca con mayor contenido lábil que estaría en proceso de degradación en el perfil sedimentario (Black & Shimmield, 2003).

2.5.3. Determinación isotópica de carbono y nitrógeno

El análisis de composición isotópica de carbono se realiza midiendo la relación que existe entre los dos isótopos de carbono que son estables y se encuentran en la naturaleza, siendo ^{12}C el más ligero y con mayor proporción de carbono total en la naturaleza, y ^{13}C con una mucho menor proporción (Meyers, 2003; Fry, 2006). Para este análisis se mide la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de las muestras a un estándar internacional, con lo que el resultado se expresa en términos de la diferencia $\delta^{13}\text{C}$ del estándar. El estándar internacional para el carbono es una piedra caliza encontrada en una formación geológica llamada PDB (Pee Dee Belemnite), y tiene una relación molar de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de 0.01124, la desviación de este estándar se llama unidades "δ", y se expresa en partes por mil (‰) (Fry, 2006). Cabe señalar que las plantas del ciclo de descarboxilación C3 discriminan más al ^{13}C y, por lo que muestran variaciones en la abundancia isotópica de ^{13}C entre -25 y -34 ‰; mientras que las plantas C4 discriminan menos de ^{13}C y presentan valores entre de -9 y -15 ‰.

El análisis de isótopos de nitrógeno ayuda a distinguir la composición isotópica del nitrógeno inorgánico disponible para las plantas terrestres y fitoplancton. Los valores de $\delta^{15}\text{N}$ para el nitrógeno inorgánico disuelto varían entre +7 y +10 ‰, significativamente más alto que el $\delta^{15}\text{N}$ atmosférico que está disponible para las plantas terrestres (Peters et al., 1978, Meyers, 2003). Es por esto que las diferencias en los depósitos de nitrógeno se conservan en los contenidos isotópicos de la materia orgánica producida por las plantas C3 y C4 (+0.5 ‰), así como en el de la materia orgánica

derivada de fitoplancton (+8.6 ‰) y las cianobacterias. (entre -1 y +3 ‰) en ecosistemas estuarinos (Peterson & Fry, 1987; Brenner et al., 1999). Asimismo, factores antrópicos como la eutrofización pueden aumentar $\delta^{15}\text{N}$, entre +9 y +25 ‰, lo cual refleja la presencia de nitrógeno pesado proveniente de aguas residuales domésticas e industriales dentro de estos ecosistemas (Teranes & Bernasconi, 2000; Mckee et al., 2002; Meyers, 2003).

3. Hipótesis y Objetivos

3.1. Hipótesis

La expansión urbana estaría gatillando el ingreso de un mayor contenido de nutrientes y de materia orgánica hacia los ambientes sedimentarios de los Pantanos de Villa, lo que estaría influenciando positivamente la acumulación de carbono en el sistema.

3.2. Objetivo principal

- Determinar la influencia de la expansión urbana sobre la acumulación de carbono y nutrientes (flujos y stocks) en los sedimentos de los Pantanos de Villa.

3.3. Objetivos específicos

- Determinar las tasas de sedimentación en los Pantanos de Villa, mediante la medición de las actividades de ^{210}Pb .
- Determinar la geocronología de los sedimentos en los Pantanos de Villa, mediante el uso de las tasas de sedimentación y uso del modelo CIC.
- Determinar la acumulación de carbono orgánico y nitrógeno total (flujos y stocks) en los sedimentos de los Pantanos de Villa, mediante el uso de las tasas de sedimentación y del contenido de carbono en sedimentos.
- Determinar el origen de la materia orgánica (“terrestre” y “no terrestre”) en los sedimentos de los Pantanos de Villa, mediante el uso de indicadores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$).
- Determinar la granulometría del sedimento de los Pantanos de Villa, mediante técnicas de tamizado previa oxidación de la materia orgánica.

4. Materiales y Métodos

4.1. Colecta de muestras

Dentro del área de estudio se recolectaron testigos de sedimento, muestras de vegetación terrestres y muestras de fitoplancton. Se colectaron 02 testigos de sedimento (V1: 12°12'34''S 76°59'45''O; V2: 12°12'35''S 76°59'46''O) de aproximadamente 30 cm de profundidad, dentro de un transecto de 70 m de longitud, con una distancia de 15m entre cada réplica (Figura 3). Los testigos de sedimento fueron recolectados utilizando un sacatestigos manual de PVC de 8cm de diámetro (Pérez, 2017). Luego de cada extracción, los testigos fueron seccionados *in situ* en intervalos de 1cm desde la parte superior hasta llegar a la base del testigo (Figura 4), obteniendo un total de 84 sub-muestras de sedimento almacenadas en bolsas plásticas.

Para las muestras de vegetación, se recolectaron por duplicado muestras de *Distichis spicata* y *Salicornia fruticosa* ubicadas en los ambientes sedimentarios y fueron almacenadas en bolsas plásticas con cierre hermético y debidamente selladas. Además, por medio de una red de fitoplancton de 15 cm de diámetro con abertura de malla de 75 μm , se filtró por triplicado 7.5 L de agua presente, con el objetivo de recolectar muestras de fitoplancton. Las muestras obtenidas fueron almacenadas en frascos plásticos. Todas las muestras extraídas fueron etiquetadas y llevadas al laboratorio de Ciencias del Mar (LID, UPCH) donde permanecieron refrigeradas hasta su tratamiento.

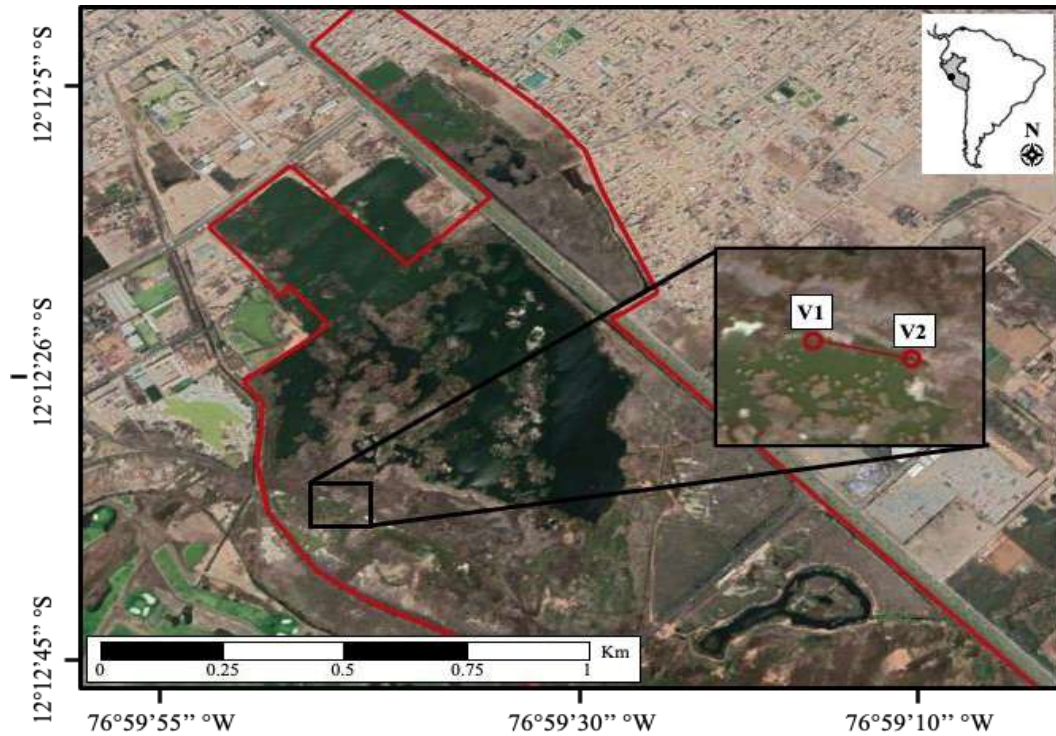


Figura 3. Mapa del área de estudio, el cuadro negro muestra el transecto dentro del cual se recolectaron los testigos de sedimento (V1 y V2). Línea roja delimita el área del Refugio de Vida Silvestre Pantanos de Villa.

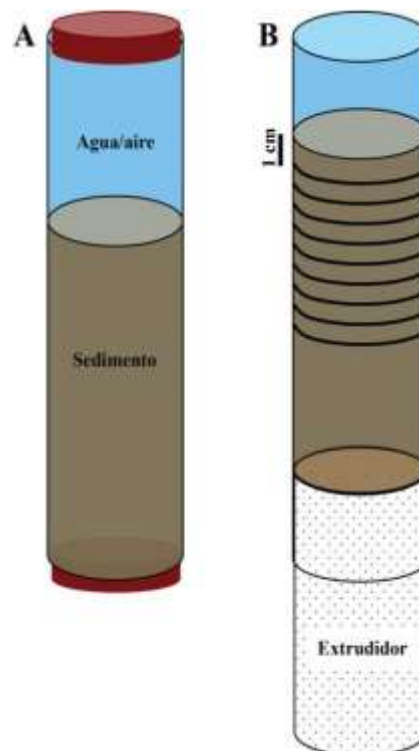


Figura 4. Diagrama conceptual de un muestreo de testigo de sedimento (A), diseño de extrusión y seccionamiento de la columna de sedimento (B). Modificado de Pérez et al., 2018.

4.2. Pre-tratamiento de muestras

Previo al secado de las muestras de sedimento, se tomaron datos de peso húmedo para el cálculo de la densidad aparente (DA), necesarios para el cálculo de los stocks y flujos de carbono. Posteriormente se pesaron 16 gramos de sedimento húmedo por cada sub-muestra para ser secados a 50 °C por tres días en una estufa Binder (Modelo FD-115). Luego, el sedimento seco se pesó y molió en un mortero de porcelana hasta obtener una sub-muestra fina y homogénea. A continuación, por medio de una balanza analítica de precisión calibrada AND (Modelo GR-200) se pesaron 8g de cada sub-muestra y se colocaron en bolsas herméticas para su posterior análisis. Cada sub-muestras de sedimento seco fue colocada llenando un frasco plástico de 5mL y sellada para determinación de la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. Finalmente, se almacenaron entre 6 y 7 mg de cada sub-muestra en cápsulas de estaño de 8x5 mm Marca EM para análisis elementales (contenido de carbono y nitrógeno), así como análisis isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$).

Las muestras de vegetación se secaron a 50 °C por tres días en una estufa Binder (Modelo FD-115), luego se molieron en un mortero de porcelana hasta obtener un polvo fino y se colocaron en bolsas herméticas para su posterior análisis. Por otro lado, el contenido de los frascos con las muestras de fitoplancton se filtró a través de un tamiz de 500 μm de abertura de malla (Riceli, N°35) con el objetivo de retirar las partículas gruesas existentes (ej. como conchas, plumas y pastizales). Luego la muestra obtenida para cada réplica se colocó en tubos Falcon de 45mL para ser centrifugadas a 1500 rpm por 10 minutos. La materia orgánica precipitada se colocó en beakers de 50mL las cuales fueron secadas a 50°C por 3 días. Las muestras secas con material fitoplanctónico se molieron en un mortero de porcelana hasta obtener una muestra fina y se colocaron en bolsas herméticas para su posterior análisis. Finalmente, entre 6 y 7 mg de cada muestra fueron almacenados en cápsulas de estaño de 8x5mm Marca EM para análisis elementales (contenido de carbono y nitrógeno), así como isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$).

4.3. Análisis de muestras

4.3.1. Determinación de las tasas de sedimentación

La datación de las muestras de sedimento se llevó a cabo en el National Marine Science Centre de Southern Cross University de Australia, supervisado por el Dr. Christian J. Sanders. Los frascos con las sub-muestras de sedimento seco se colocaron en un detector de rayos gama, las mediciones de rayos gamma se realizaron utilizando un detector coaxial de alta pureza de germanio intrínseco semi planar acoplado a un analizador multicanal. La actividad de ^{210}Pb se calculó directamente mediante sus picos de medición gama (46.5 KeV) y la actividad de ^{226}Ra se calculó promediando los picos de sus hijas ^{214}Pb y ^{214}Bi (295.2 KeV) (351.9 KeV) (609.3 KeV). El exceso de actividad de ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) se estimó restando la actividad de ^{226}Ra de la medida para ^{210}Pb (Moore, 1984).

4.3.2. Determinación de la composición granulométrica

Para el análisis de granulometría, se pesaron 5 gramos de sedimento húmedo de cada sub-muestra, fueron tratados con Peróxido de hidrógeno al 30 % por 24 a 48h para oxidar la materia orgánica y para disgregarlos se usó Hexametafosfato de sodio 1N al 10 % (Ravichandran, et al 1995). Luego, el sedimento se tamizó utilizando un tamiz de 63 μm , la fracción fina se colocó en recipientes de vidrio de 500 ml y se puso a secar en la estufa a 60°C, mientras que fracción gruesa se colocó sobre papeles filtro en la estufa a la misma temperatura durante 24h. La fracción gruesa se pasó por un tamiz de 2 mm y la fracción fina por uno de 6 μm para poder separar la grava, arena y el sedimento fino, cada fracción obtenida fue pesada.

4.3.3. Determinación elemental e isotópica de carbono y nitrógeno

Los análisis para la determinación elemental e isotópica de carbono y nitrógeno se llevó a cabo en el National Marine Science Centre de Southern Cross University de Australia, supervisado por el Dr. Christian J. Sanders. Primero las muestras se acidificaron con una solución de ácido clorhídrico 0.5mol/L, se secaron y molieron para luego ser analizadas utilizando un espectrómetro de masas de relación isotópica Thermo Fisher Delta Plus (Modelo XP) con precisión analítica de C:0.1 %, N:0.1 %, $\delta^{13}\text{C}$:0.1 ‰

y $\delta^{15}\text{N}$:0.15 ‰ (Naidu et al., 2000). Posteriormente, las muestras se quemaron a 1020°C en un reactor con óxido de cromo y óxido de plata / óxido de cobalto. Luego, los óxidos se removieron usando un reactor reductor (cobre reducido a 650°C) y un portador de helio que fluye a través de una trampa de perclorato de magnesio y una trampa opcional de CO₂ (solo para análisis de nitrógeno). El nitrógeno y el CO₂ se separaron en una columna Carbosieve GC (65°C, 65 ml/min) antes de ingresar al espectrómetro de masa de relación isotópica. El valor de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ se obtuvo a través de la relación de concentración entre los isótopos estables de carbono ($^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$) y nitrógeno ($^{14}\text{N} / ^{15}\text{N}$), utilizando la siguiente ecuación:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{Muestra}} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{Muestra}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{Estándar}} \right] / \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{Estándar}} \times 1000$$

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{Muestra}} = \left[\left(\frac{^{15}\text{N}}{^{14}\text{N}} \right)_{\text{Muestra}} - \left(\frac{^{15}\text{N}}{^{14}\text{N}} \right)_{\text{Estándar}} \right] / \left(\frac{^{15}\text{N}}{^{14}\text{N}} \right)_{\text{Estándar}} \times 1000$$

Donde los valores de delta, se refieren a la diferencia entre los valores obtenidos de las muestras y las consideradas como estándares. La referencia para ^{13}C , es “Chicago PDB Marine Carbonate Standar”, obtenido a partir del fósil marino cretáceo *Belemnitella americana*, el cual tiene una alta relación ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) y el estándar para ^{15}N es el nitrógeno atmosférico.

4.4. Operacionalización de variables

4.4.1. Cálculo geocronológico

Para el cálculo de las tasas de sedimentación (TAS) se utilizó el método de Concentración Inicial Constante (CIC) (Appleby & Oldfield, 1992; Ravichandran et al., 1995). Al obtener la tasa de sedimentación, esta se utilizó para determinar la edad del sedimento mediante la siguiente ecuación:

$$\text{Edad del sedimento} = \text{Año} - (\text{Prof} / \text{TAS})$$

Donde *Año* es el año en que se realizó el muestreo, *Prof* es la profundidad promedio de intervalo (cm) y *TAS* es la tasa de acumulación de sedimento (cm año⁻¹).

4.4.2. Cálculo de stock y flujo de carbono y nitrógeno

Para realizar el cálculo de stock y flujo de carbón orgánico (COT) y nitrógeno total (NT) para cada intervalo de profundidad (cm), se utilizaron valores de las tasas de

acumulación de sedimentos (TAS , cm año^{-1}), densidad aparente (BD , g cm^{-3}), contenidos de carbono orgánico total (COT) y Nitrógeno total (NT) (g g^{-1}) mediante el uso de la siguiente ecuación:

$$\text{Flujo } (\text{g m}^{-2}\text{año}^{-1}) = [TAS] \times [BD] \times [COT \text{ ó } NT]$$

$$\text{Stock } (\text{g m}^{-2}\text{año}^{-1}) = [BD] \times [prof] \times [COT \text{ ó } NT]$$

Donde TAS es la tasa de acumulación de sedimento (cm año^{-1}), BD es la densidad aparente (g cm^{-3}), $Prof$ es la profundidad de cada intervalo (cm) y COT y NT son los contenidos de carbono orgánico total y nitrógeno total (g g^{-1}).

4.5. Análisis estadísticos

Para el análisis estadístico se calculó la media aritmética para comparar las fases sedimentarias para cada variable geoquímica (contenidos porcentuales de COT y NT , granulometría, valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$), flujos y stocks de COT y NT), mientras que las diferencias estadísticas se determinaron mediante la prueba post hoc de Tukey (ANOVA + Tukey HSD) ($\alpha = 0.05$) con la prueba de normalización de datos previa realizada por un Shapiro-Wilk análisis

5. Resultados

Los resultados que se obtuvieron permitieron agrupar los valores de las variables en tres fases sedimentarias determinadas de manera geocronológica para todas las variables (Figura 7). Siendo la primera fase (F1) durante la década de 1960, la segunda fase (F2) entre la década de 1970 y 1980, y la tercera fase (F3) entre la década de 1990 y 2010. Todas las variables (valores porcentuales de COT, NT, valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$) y flujos y stocks de COT y NT) mostraron tendencias similares, presentando mayores valores en la sección media de los testigos de sedimento.

5.1. Tasas de sedimentación

La actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ a lo largo de la columna de sedimento mostró una tendencia lineal decreciente con la profundidad en los testigos V1 y V2 (Figura 5). Los dos testigos evaluados presentaron una sola tendencia a lo largo de toda la profundidad, asimismo el valor TAS calculado siguiendo el modelo CIC para el testigo V1 fue de 0.51 cm año^{-1} y para el testigo V2 fue de 0.58 cm año^{-1} , con lo cual se obtuvo un valor promedio de TAS de $0.55 \pm 0.04 \text{ cm año}^{-1}$ el cual será utilizado para el cálculo de los flujos de carbono dentro de los ambientes sedimentarios de Pantanos de Villa.

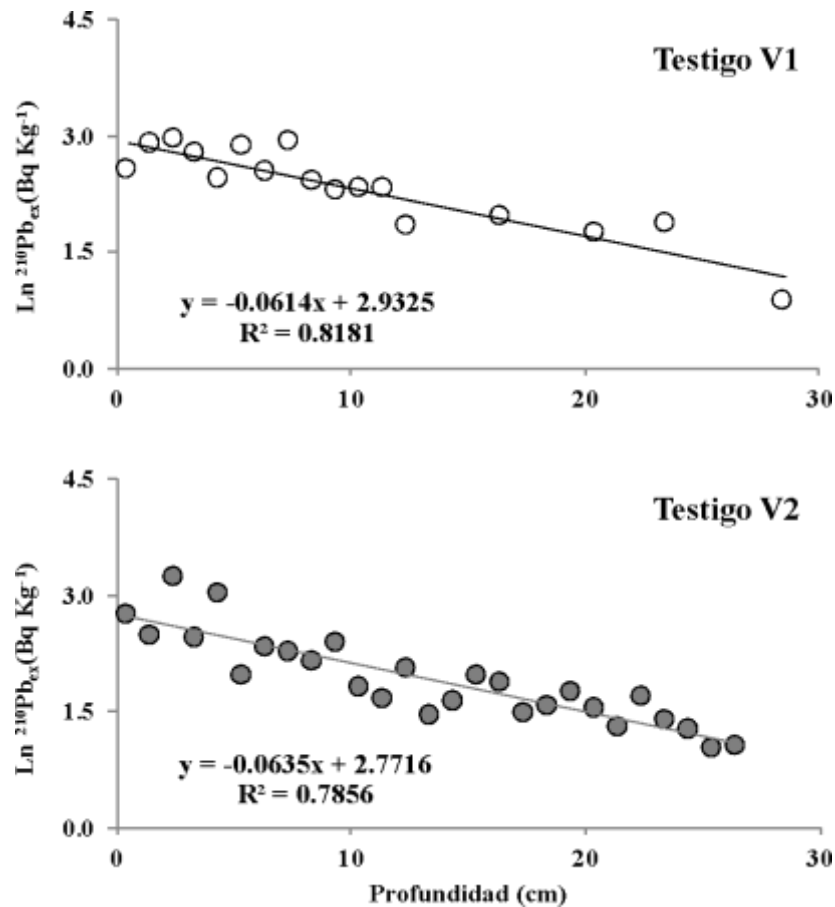


Figura 5. Actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Bq Kg^{-1}) a lo largo de la columna de sedimento en los testigos V1 y V2.

5.2. Granulometría y densidad aparente

Las columnas de sedimento presentaron contenidos porcentuales de arenas y limo y arcillas similares en ambos testigos de sedimento (Figura 6). Desde la base del testigo hasta 16 cm de profundidad presentaron aproximadamente 50% de arena y 50% de arcilla y limo (Figura 6). A partir de los 15 cm de profundidad hacia la superficie, la proporción de arcilla disminuye por debajo de 50% (Figura 6).

Los valores de densidad aparente (DA) obtenidos para los testigos V1 y V2 mostró un valor promedio de $0.9 \pm 0.2 \text{ g cm}^{-3}$ (Figura 7C). Durante a F1 se presentó un valor mínimo de 1.0 g cm^{-3} y un valor máximo de 1.2 g cm^{-3} , durante F2 se registró un valor mínimo de 0.8 g cm^{-3} y un valor máximo de 1.2 g cm^{-3} , mientras que durante F3 se registró un valor mínimo de 0.6 g cm^{-3} y un máximo de 1.1 g cm^{-3} (Figura 7C).

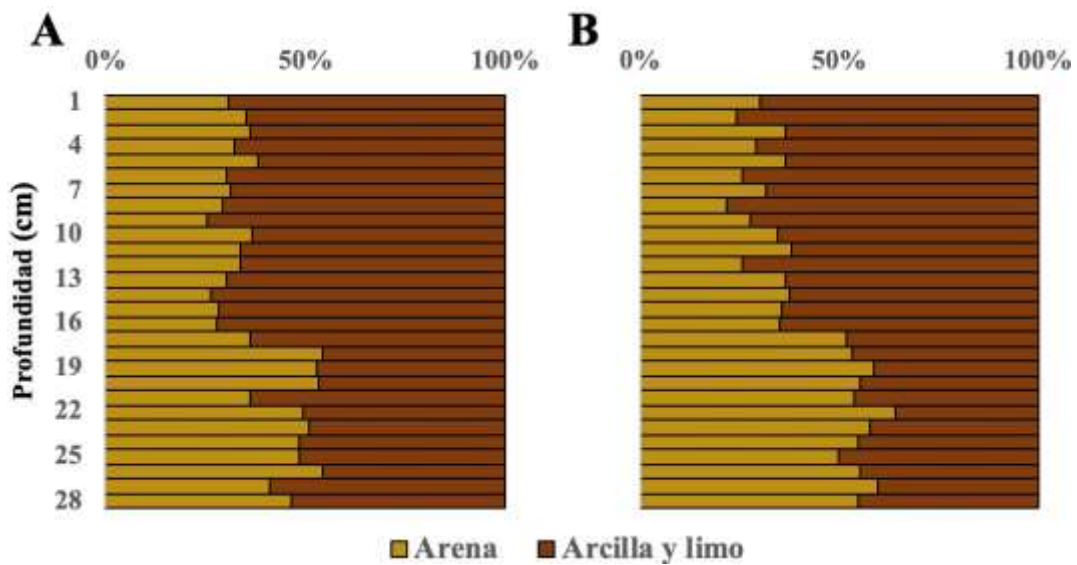


Figura 6. Composición de textura en términos de contenido de arena y arcilla y limo. Panel A: testigo V1 y panel B: testigo V2.

5.3. Contenido porcentual de Carbono orgánico total (COT)

El promedio del contenido porcentual de carbono orgánico total (COT) obtenido para ambos testigos fue de 5.9 ± 2.5 % (Figura 7A; Tabla 1). Mientras que los contenidos porcentuales para los testigos V1 y V2 mostraron valores promedio de 6.0 ± 2.8 % y 5.8 ± 2.3 % respectivamente (Figura 7A). Para ambos testigos se presentaron diferencias significativas entre las tres fases, con los valores de F2 significativamente mayores a F3 y F1 ($p < 0.05$) (Tabla 1). Durante F1 se obtuvo un porcentaje promedio de 1.6 ± 0.2 % presentó un valor mínimo y máximo de 1.3 % y 2.0 % respectivamente (Figura 7A; Tabla 1). Los valores fueron aumentando hacia inicio de F2 con un porcentaje promedio de 8.2 ± 2.0 %, valor mínimo y máximo de 3.3 % y 11.6 % respectivamente (Figura 7A; Tabla 1). Mientras que durante F3 los valores volvieron a bajar, donde se registró un porcentaje promedio de 5.4 ± 0.8 % con un valor mínimo y máximo de 4.5 % y 8.9 % respectivamente (Figura 7A; Tabla 1).

Con respecto al testigo V1, durante F1 presentó un valor mínimo de 1.3 % y un valor máximo de 1.8 % hacia inicios de F2 (Figura 7A). Durante F2 se registró un valor mínimo de 5.4 % a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de 11.6 % a inicios de la década de 1980 (Figura 7A). Durante F3 se registró un valor mínimo de 4.5 % a finales de la década de 1990 y un máximo de 5.8 % a inicios de la misma década

(Figura 7A). En el testigo V2, durante F1 presentó un valor mínimo de 1.5 % y un máximo de 2.0 % (Figura 7A). Durante F2 se registró un valor mínimo de 3.3 % a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de 9.7 % a finales de la década de 1980 (Figura 7A). Durante F3 se registró un valor mínimo de 5.0 % a finales de la década de 2010 y un máximo de 8.9 % a inicios de la década de 1990 (Figura 7A).

5.4. Contenido porcentual de Nitrógeno total

Los contenidos porcentuales de nitrógeno total (NT) obtenidos para los testigos V1 y V2 mostraron valores promedio de 0.5 ± 0.2 % y 0.6 ± 0.2 % respectivamente, con un promedio global de 0.6 ± 0.2 % (Figura 7A). Los valores de nitrógeno total presentaron diferencias significativas entre las tres fases, con los valores de F2 significativamente mayores a F3 y F1 ($p < 0.05$) (Tabla 1). Durante F1 se obtuvo un porcentaje promedio de nitrógeno total de 0.3 ± 0.0 % y presentó un valor mínimo y máximo de 0.2 % y 0.3% respectivamente (Figura 7A; Tabla 1). Asimismo los valores aumentaron hacia inicios de F2 con un porcentaje promedio de 0.7 ± 0.1 %, con valor mínimo y máximo de 0.5 % y 0.9 % respectivamente (Figura 7A; Tabla 1), mientras que durante F3 los valores volvieron a bajar y se registró un porcentaje promedio de 0.5 ± 0.0 % con un valor mínimo y máximo de 0.4 % y 0.6 % respectivamente (Figura 7A; Tabla 1).

Con respecto al testigo V1, durante F1 presentó un valor mínimo de 0.2 %, valores que fueron aumentando hacia el inicio de F2 con un valor máximo de 0.3 % (Figura 7A). Durante F2 se registró un valor mínimo de 0.6 % a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de 0.9 % a inicios de la década de 1980 (Figura 7A). Durante F3 se registró un valor mínimo de 0.4 % a inicios de la década de 1990 y un máximo de 0.6 % que se registró a finales de la década de 2010 (Figura 7A). En el testigo V2, durante F1 presentó un valor mínimo de 0.2 %, y un máximo de 0.3 % (Figura 7A). Durante F2 se registró un valor mínimo de 0.5 % a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de 0.8 % a inicios de la década de 1980 (Figura 7A). Durante F3 se registró un valor mínimo de 0.5 % y un máximo de 0.6 % (Figura 7A).

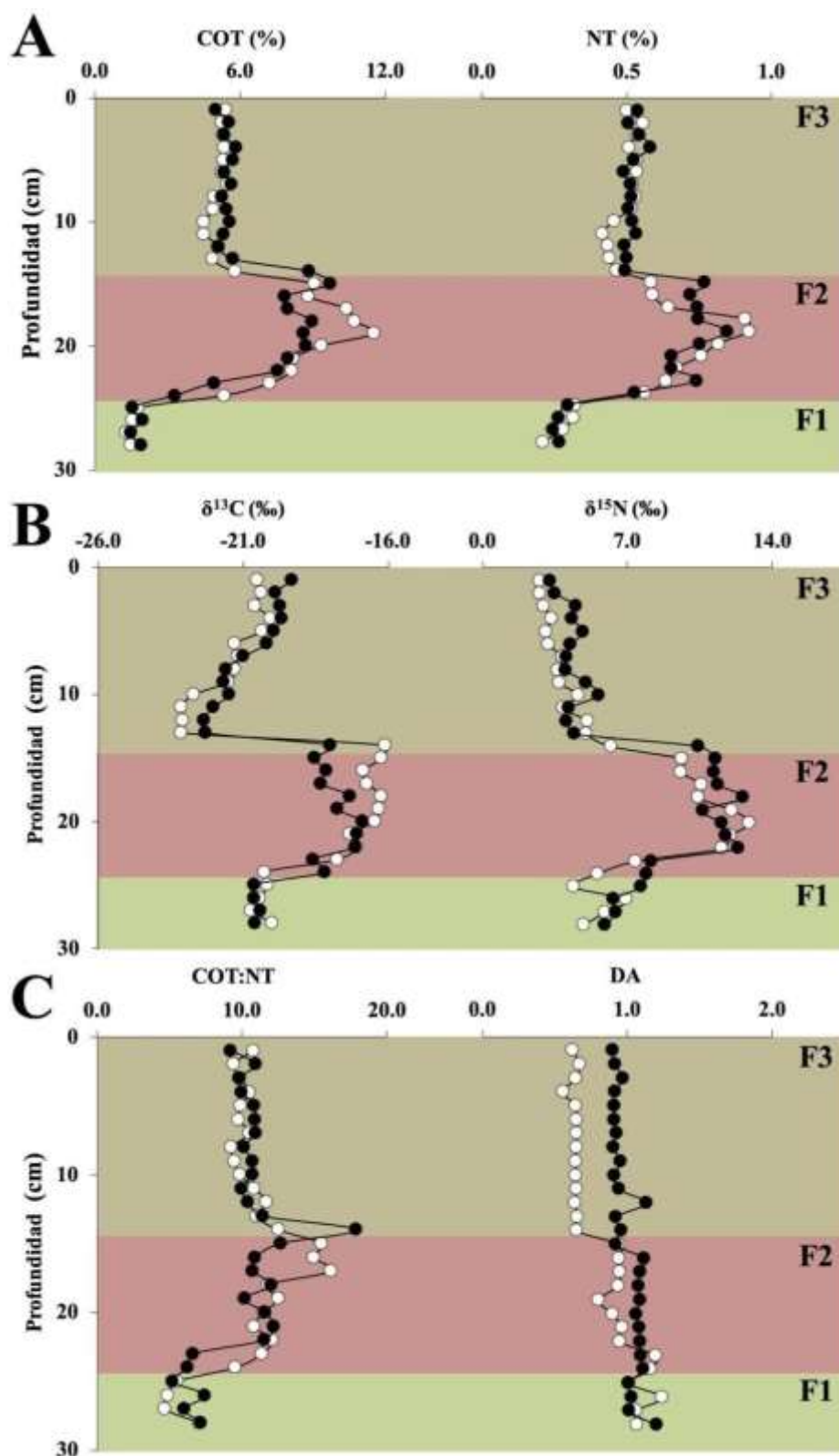


Figura 7. Panel A: Contenido porcentual de carbono orgánico total (COT) y nitrógeno total (NT). Panel B: Valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y nitrógeno ($\delta^{15}\text{N}$). Panel C: Cociente COT:NT y densidad aparente (DA). Fase 1 (F1), entre las décadas de 1960 y 1970 ($n = 8$); Fase 2 (F2), entre la década de 1970 y 1990 ($n = 20$); y Fase 3 (F3), entre la década de 1990 y 2010 ($n = 28$). Círculos blancos (V1) y círculos negros (V2).

Tabla 1. Análisis Post-hoc de Tukey (ANOVA + Tukey HSD) de las variaciones temporales de los proxies geoquímicos entre las fases sedimentarias dentro del ecosistema de marismas Pantanos de Villa. Se asignaron tres fases sedimentarias considerando los principales cambios temporales en las tendencias de acumulación de nutrientes: Fase 1 (F1), entre las décadas de 1960 y 1970 ($n = 8$); Fase 2 (F2), entre la década de 1970 y 1990 ($n = 20$); y Fase 3 (F3), entre la década de 1990 y 2010 ($n = 28$). La "X" representa la media aritmética de la columna de sedimentos. * $p < 0,05$. *Los acrónimos subrayados no presentan diferencias significativas entre ellos.*

Variable	<i>n</i>	Promedio \pm DS	Interacción
COT (%)	8	F1: 1.6 ± 0.2	* F1 < F3 < F2
	20	F2: 8.2 ± 2.0	
	28	F3: 5.4 ± 0.8	
	56	X: 5.9 ± 2.5	
NT (%)	8	F1: 0.3 ± 0.0	* F1 < F3 < F2
	20	F2: 0.7 ± 0.1	
	28	F3: 0.5 ± 0.0	
	56	X: 0.6 ± 0.2	
COT ($\text{g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$)	8	F1: 86.5 ± 15.1	* F1 < F3 < F2
	20	F2: 406.5 ± 76.7	
	28	F3: 212.3 ± 61.3	
	56	X: 263.7 ± 131.3	
NT ($\text{g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$)	8	F1: 1.5 ± 0.3	* F1 < F3 < F2
	20	F2: 3.6 ± 0.5	
	28	F3: 2.0 ± 0.5	
	56	X: 2.5 ± 0.9	
COT (g m^{-2})	8	F1: 176.7 ± 30.1	* F1 < F3 < F2
	20	F2: 830.3 ± 156.7	
	28	F3: 433.5 ± 125.2	
	56	X: 538.5 ± 268.2	
NT (g m^{-2})	8	F1: 29.9 ± 5.1	* F1 < F3 < F2
	20	F2: 72.6 ± 10.1	
	28	F3: 40.4 ± 9.1	
	56	X: 50.4 ± 19.3	
$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	8	F1: -20.4 ± 0.3	* <u>F3</u> < F1 < F2
	20	F2: -17.5 ± 1.0	
	28	F3: -20.9 ± 1.6	
	56	X: -19.6 ± 2.0	
$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	8	F1: $+6.1 \pm 1.0$	* F3 < F1 < F2
	20	F2: $+10.5 \pm 1.9$	
	28	F3: $+4.3 \pm 1.5$	
	56	X: $+6.8 \pm 3.3$	
COT:NT	8	F1: 6.0 ± 1.1	*F1 < <u>F3</u> < F2
	20	F2: 11.6 ± 2.4	
	28	F3: 10.7 ± 1.6	
	56	X: 10.3 ± 2.6	

5.5. Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$

Los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos para los testigos V1 y V2 mostraron valores promedio de $-19.6 \pm 2.4 \text{ ‰}$ y $-19.6 \pm 1.7 \text{ ‰}$ respectivamente, con un promedio global de $-19.6 \pm 2.0 \text{ ‰}$ (Figura 7B). Los valores de F2 fueron significativamente mayores con respecto a F3 y F1 ($p < 0.05$) (Tabla 1). Durante F1 se obtuvo un valor isotópico promedio de $-20.4 \pm 0.3 \text{ ‰}$ y presentó un valor mínimo y máximo de -20.7 ‰ y -20.0 ‰ respectivamente (Figura 7B; Tabla 1). Los valores aumentaron hacia inicio de F2 con un valor isotópico promedio de $-17.5 \pm 1.0 \text{ ‰}$ y valor mínimo y máximo de -20.3 ‰ y -16.2 ‰ respectivamente (Figura 7B; Tabla 1). Mientras que durante F3 los valores volvieron a bajar y se registró un valor isotópico promedio de $-20.9 \pm 1.6 \text{ ‰}$ con un valor mínimo y máximo de -23.1 ‰ y -16.1 ‰ respectivamente (Figura 7A; Tabla 1).

Con respecto al testigo V1, durante F1 presentó el valor más ligero de -20.7 ‰ , y un valor más pesado de -20.0 ‰ (Figura 7B). Durante F2 se registró -20.3 ‰ como el valor más ligero a inicios de la década de 1970 y -16.2 ‰ como el valor más pesado a finales de la década de 1980 (Figura 7B). Durante F3 se registró -23.1 ‰ como el valor más ligero durante la década de 1990 y -16.1 ‰ como el más pesado en durante la misma década (Figura 7B). En el testigo V2, durante F1 presentó el valor más ligero de -20.6 ‰ a finales de la década de 1960 y -20.40 ‰ como el valor más pesado a inicios de la misma década (Figura 7B). Durante F2 se registró -18.6 ‰ como el valor más ligero a inicios de la década de 1970 y -16.9 ‰ como el valor más pesado a finales de la misma década (Figura 7B). Durante F3 se registró -22.4 ‰ como el valor más ligero a durante la década de 1990 y -18.0 ‰ como el más pesado a inicios de la misma década (Figura 7B).

5.6. Valores isotópicos de $\delta^{15}\text{N}$

Los valores isotópicos de $\delta^{15}\text{N}$ obtenidos para los testigos V1 y V2 mostraron valores promedio de $6.4 \pm 3.3 \text{ ‰}$ y $7.2 \pm 3.2 \text{ ‰}$ respectivamente, con un promedio global de $6.8 \pm 3.3 \text{ ‰}$ (Figura 7B; Tabla 1). Los valores de F2 fueron significativamente

mayores con respecto a F3 y F1 ($p < 0.05$) (Tabla 1). Entre ambos testigos, durante F1 se obtuvo un valor isotópico promedio de 6.1 ± 1.0 ‰ y presentó un valor mínimo y máximo de 4.4 ‰ y 7.7 ‰ respectivamente (Figura 7B; Tabla 1). Los valores aumentaron hacia inicio de F2 con un valor isotópico promedio de 10.5 ± 1.9 ‰ y valor mínimo y máximo de 6.3 ‰ y 12.9 ‰ respectivamente (Figura 7B; Tabla 1). Mientras que durante F3 los valores volvieron a bajar y se registró un valor isotópico promedio de 4.3 ± 1.5 ‰ con un valor mínimo y máximo de 2.8 ‰ y 10.4 ‰ respectivamente (Figura 7B; Tabla 1).

Con respecto al testigo V1, F1 presentó 4.4 ‰ como el valor más ligero, incrementando hacia F2 con el valor más pesado de 7.0 ‰ (Figura 7B). Durante F2 se registró 5.6 ‰ como el valor más ligero a inicios de la década de 1970 y 12.9 ‰ como el valor más pesado a finales de la misma década (Figura 7B). Durante F3 se registró 2.8 ‰ como el valor más ligero a finales de la década de 2010 y 6.2 ‰ como el más pesado que se registró a inicios de la década de 1990 (Figura 7B). En el testigo V2, durante F1 presentó el valor más ligero de 5.9 ‰ y 7.7 ‰ como el valor más pesado a finales de la década de 1960 (Figura 7B). Durante F2 se registró 7.9 ‰ como el valor más ligero a inicios de la década de 1970 y 12.6 ‰ como el valor más pesado durante la década de 1980 (Figura 7B). Durante F3 se registró 3.3 ‰ como el valor más ligero a finales de la década de 2010 y 10.4 ‰ como el más pesado a inicios de la década de 1990 (Figura 7B).

5.7. Valores isotópicos en vegetación terrestre y no-terrestre

La vegetación terrestre estuvo representada predominantemente por *Distichis spicata*, *Salicornia fruticosa* y *Schoenoplectus americanus*. *D. spicata* registró un valor promedio de -25.2 ± 0.4 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y de 4.5 ± 0.4 ‰ para $\delta^{15}\text{N}$ (Tabla 2). Por otro lado, las muestras de *S. fruticosa* registraron un valor promedio de -26.4 ± 0.1 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y de 3.7 ± 0.1 ‰ para $\delta^{15}\text{N}$ (Tabla 2). *S. americanus* registró un valor promedio de -28.5 ± 0.4 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y de 3.1 ± 0.2 ‰ para $\delta^{15}\text{N}$ (Tabla 2). Con respecto a las muestras de fitoplancton, se registró un valor promedio de -18.6 ± 0.2 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y de 11.1 ± 0.4 ‰ para $\delta^{15}\text{N}$ (Tabla 2).

Tabla 2. Valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y nitrógeno ($\delta^{15}\text{N}$) obtenidos a partir de muestras de vegetación terrestre de *Distichlis spicata*, *Salicornia fruticosa*, *Schoenoplectus americanus* y de fitoplancton. Las muestras fueron colectadas por triplicado en el área de estudio.

		$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
Fitoplacton	R1	-18.46	10.79
	R2	-18.79	11.36
	X	-18.6 ± 0.2	11.1 ± 0.4
<i>Distichlis spicata</i>	R1	-24.84	4.14
	R2	-25.47	4.76
	X	-25.2 ± 0.4	4.5 ± 0.4
<i>Salicornia fruticosa</i>	R1	-26.3	3.74
	R2	-26.5	3.68
	X	-26.4 ± 0.1	3.7 ± 0.1
<i>Schoenoplectus americanus</i>	R1	-28.4	3.20
	R2	-27.7	2.90
	X	-28.5 ± 0.4	3.1 ± 0.2

5.8. Cociente COT:NT

Los valores del cociente COT:NT obtenidos para los testigos V1 y V2 mostraron valores promedio de 10.5 ± 2.7 y 10.2 ± 2.5 respectivamente, con un promedio global de 10.3 ± 2.6 (Figura 7C; Tabla 1). El cociente COT:NT presentó diferencias significativas entre F1 y las otras dos fases, donde estas últimas (F2 y F3) tuvieron valores significativamente más altos ($p > 0.05$). Entre ambos testigos, durante F1, F2 y F3 se obtuvo un valor promedio de 6.0 ± 1.1 , 11.6 ± 2.4 y 10.7 ± 1.6 respectivamente (Figura 7B; Tabla 1).

Con respecto al testigo V1, durante F1 presentó un valor mínimo de 4.7 y un valor máximo de 7.0 (Figura 7C). Durante F2 se registró un valor mínimo de 9.5 a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de 16.2 a durante la década de 1980

(Figura 7C). Durante F3 se registró un valor mínimo de 9.3 durante la década 2000 y un máximo de 12.5 a inicios de la década de 1990 (Figura 7C). En el testigo V2, F1 presentó un valor mínimo de 5.2 y un máximo de 7.5 (Figura 7C). Durante F2 se registró un valor mínimo de 6.3 a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de 12.7 a finales de la década de 1970 (Figura 7C). Durante F3 se registró un valor mínimo de 9.2 a finales de la década de 2010 y un máximo de 17.9 a principios de la década de 1990 (Figura 7C).

5.9. Flujos de carbono orgánico total

Los flujos COT obtenidos para los testigos V1 y V2 mostraron valores promedio de $241.8 \pm 139.9 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $285.6 \pm 120.6 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ respectivamente, con un promedio global de $263.7 \pm 131.3 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Figura 8A; Tabla 1). Los valores de F2 fueron significativamente mayores con respecto a F3 y F1 ($p < 0.05$) (Tabla 1). Entre ambos testigos, durante F1 se obtuvo un flujo promedio de $86.5 \pm 15.1 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y presentó un valor mínimo y máximo de $68.4 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $112.9 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ respectivamente (Figura 8A; Tabla 1). Los valores aumentaron hacia inicio de F2 con un flujo promedio de $406.5 \pm 76.7 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y valor mínimo y máximo de $180.3 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $493.0 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ respectivamente (Figura 8A; Tabla 1). Mientras que durante F3 los valores volvieron a bajar y se registró un flujo promedio de $212.3 \pm 61.3 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ con un valor mínimo y máximo de $143.0 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $417.4 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ respectivamente (Figura 8A; Tabla 1).

Con respecto al testigo V1, durante F1 presentó un valor mínimo de $68.4 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y un valor máximo de $94.42 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Figura 8A). Durante F2 se registró un valor mínimo de $304.7 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de $493.0 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ durante la década de 1980 (Figura 8A). Durante F3 se registró un valor mínimo de $143.0 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a finales de la década de 1990 y un máximo de $185.9 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ que se registró a inicios de la década de 1990 (Figura 8A). En el testigo V2, F1 presentó un valor mínimo de $74.0 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y un máximo de $112.9 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Figura 8A). Durante F2 se registró un valor mínimo de $180.3 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de $474.4 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ durante la década de 1980 (Figura 8A).

Durante F3 se registró un valor mínimo de $220.3 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a finales de la década de 2010 y un máximo de $417.4 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a inicios de la década de 1990 (Figura 8A).

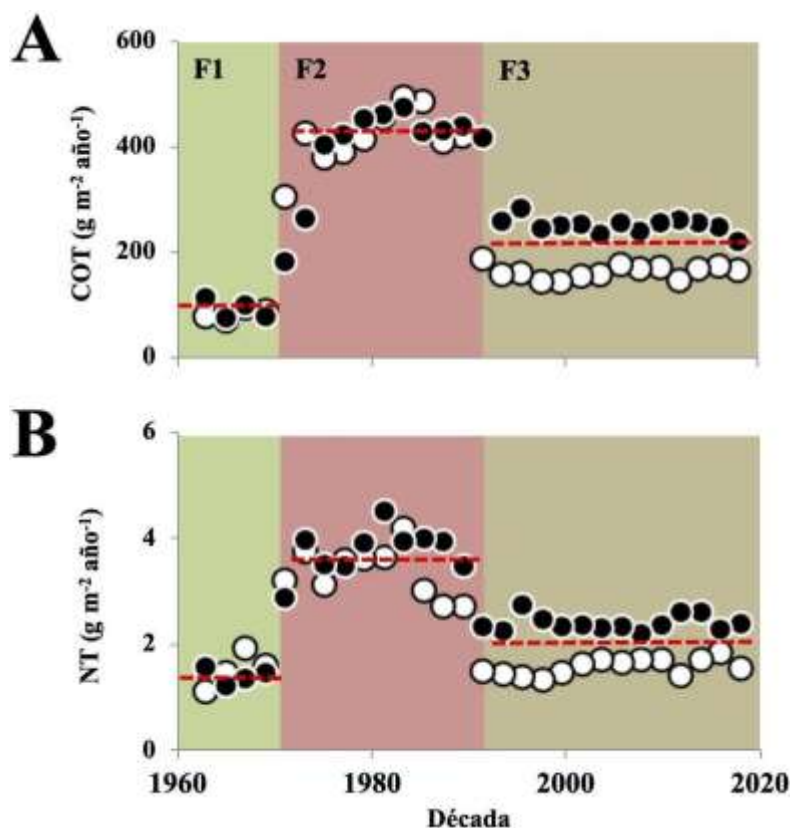


Figura 8. (A) Flujo de carbono orgánico total (COT) (B) flujo de nitrógeno total (NT). Fase 1 (F1), entre las décadas de 1960 y 1970 ($n = 8$); Fase 2 (F2), entre la década de 1970 y 1990 ($n = 20$); y Fase 3 (F3), entre la década de 1990 y 2010 ($n = 28$). Círculos blancos (V1) y círculos negros (V2). La línea punteada representa el promedio de flujos.

5.10. Flujos de nitrógeno total

Los flujos NT obtenidos para los testigos V1 y V2 mostraron valores promedio de $2.2 \pm 0.9 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $2.7 \pm 0.9 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ respectivamente, con un promedio global de $263.7 \pm 131.3 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Figura 8B; Tabla 1). Los valores de F2 fueron significativamente mayores con respecto a F3 y F1 ($p < 0.05$) (Tabla 1). Entre ambos testigos, durante F1 se obtuvo un flujo promedio de $1.5 \pm 0.3 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y presentó un

valor mínimo y máximo de $1.1 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $1.9 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ respectivamente (Figura 8B; Tabla 1). Los valores aumentaron hacia inicio de F2 con un flujo promedio de $3.6 \pm 0.5 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y valor mínimo y máximo de $2.7 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $4.5 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ respectivamente (Figura 8B; Tabla 1). Mientras que durante F3 los valores volvieron a bajar y se registró un flujo promedio de $2.0 \pm 0.5 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ con un valor mínimo y máximo de $1.3 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $2.7 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ respectivamente (Figura 8B; Tabla 1).

Con respecto al testigo V1, F1 presentó un valor mínimo de $1.1 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y un valor máximo de $1.9 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Figura 8B). Durante F2 se registró un valor mínimo de $2.7 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a finales de la década de 1980 y un valor máximo de $4.2 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a inicios de la misma década (Figura 8B). Durante F3 se registró un valor mínimo de $1.3 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a finales de la década de y un máximo de $1.8 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a finales de la década de 2010 (Figura 8B). En el testigo V2, F1 presentó un valor mínimo de $1.2 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y un máximo de $1.6 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Figura 8B). Durante F2 se registró un valor mínimo de $2.9 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de $4.5 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a inicios de la década de 1980 (Figura 8B). Durante F3 se registró un valor mínimo de $2.2 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a finales de la década del 2000 y un máximo de $2.7 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a durante la década de 1990 (Figura 8B).

5.11. Stocks de carbono orgánico total

Los stocks de COT obtenidos para los testigos V1 y V2 mostraron valores promedio de $493.8 \pm 285.7 \text{ gm}^{-2}$ y $583.3 \pm 246.3 \text{ gm}^{-2}$ respectivamente, con un promedio global de $538.5 \pm 282.2 \text{ gm}^{-2}$ (Figura 9A; Tabla 1). Los valores de F2 fueron significativamente mayores con respecto a F3 y F1 ($p < 0.05$) (Tabla 1). Entre ambos testigos, durante F1 se obtuvo un stock promedio de $176.7 \pm 30.1 \text{ gm}^{-2}$ y presentó un valor mínimo y máximo de 139.7 gm^{-2} y 230.7 gm^{-2} respectivamente (Figura 9A; Tabla 1). Los valores aumentaron hacia inicio de F2 con un stock promedio de $830.3 \pm 156.7 \text{ gm}^{-2}$ y valor mínimo y máximo de 368.3 gm^{-2} y 1006.9 gm^{-2} respectivamente (Figura 9A; Tabla 1). Mientras que durante F3 los valores volvieron a bajar y se registró un stock promedio de $433.5 \pm 125.2 \text{ gm}^{-2}$ con un valor mínimo y máximo de 292.2 gm^{-2} y 852.5 gm^{-2} respectivamente (Figura 9A; Tabla 1).

Con respecto al testigo V1, F1 presentó un valor mínimo de 139.7 gm^{-2} y un valor máximo de 192.4 gm^{-2} . Durante F2 se registró un valor mínimo de 622.3 gm^{-2} a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de 1006.89 gm^{-2} durante la década de 1980 (Figura 9A). Durante F3 se registró un valor mínimo de 292.2 gm^{-2} a finales de la década de 1990 y un máximo de 379.6 gm^{-2} a inicios de la misma década (Figura 9A). En el testigo V2, F1 presentó un valor mínimo de 151.2 gm^{-2} y un máximo de 230.7 gm^{-2} (Figura 9A). Durante F2 se registró un valor mínimo de 368.3 gm^{-2} a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de 969.0 gm^{-2} durante la década de 1980 (Figura 9A). Durante F3 se registró un valor mínimo de 449.9 gm^{-2} a finales de la década de 2010 y un máximo de 852.5 gm^{-2} a inicios de la década de 1990 (Figura 9A).

5.12. Stocks de nitrógeno total

Los stocks de NT obtenidos para los testigos V1 y V2 mostraron valores promedio de $44.9 \pm 19.0 \text{ gm}^{-2}$ y $55.9 \pm 18.2 \text{ gm}^{-2}$ respectivamente, con un promedio global de $50.4 \pm 19.3 \text{ gm}^{-2}$ (Figura 9B; Tabla 1). Los valores de F2 fueron significativamente mayores con respecto a F3 y F1 ($p < 0.05$) (Tabla 1). Entre ambos testigos, durante F1 se obtuvo un stock promedio de $29.9 \pm 5.1 \text{ gm}^{-2}$ y presentó un valor mínimo y máximo de 22.5 gm^{-2} y 39.2 gm^{-2} respectivamente. Los valores aumentaron hacia inicio de F2 con un stock promedio de $72.6 \pm 10.1 \text{ gm}^{-2}$ y valor mínimo y máximo de 55.4 gm^{-2} y 92.2 gm^{-2} respectivamente. Mientras que durante F3 los valores volvieron a bajar y se registró un stock promedio de $40.4 \pm 9.1 \text{ gm}^{-2}$ con un valor mínimo y máximo de 27.2 gm^{-2} y 55.7 gm^{-2} respectivamente (Figura 9B).

Con respecto al testigo V1, F1 presentó un valor mínimo de 22.5 gm^{-2} y un valor máximo de 39.2 gm^{-2} (Figura 9B). Durante F2 se registró un valor mínimo de 55.4 gm^{-2} durante la década de 1980 y un valor máximo de 85.3 gm^{-2} durante la misma década (Figura 9B). Durante F3 se registró un valor mínimo de 27.2 gm^{-2} a finales de la década de 1990 y un máximo de 37.7 gm^{-2} a finales de la década de 2010 (Figura 9B). En el testigo V2, F1 presentó un valor mínimo de 25.0 gm^{-2} y un máximo de 32.2 gm^{-2} (Figura 9B). Durante F2 se registró un valor mínimo de 58.8 gm^{-2} a inicios de la década de 1970 y un valor máximo de 92.2 gm^{-2} a inicios de la década de 1980 (Figura 9B).

Durante F3 se registró un valor mínimo de 44.9 g m^{-2} durante la década de 2010 y un máximo de 55.7 g m^{-2} durante la década de 1990 (Figura 9B).

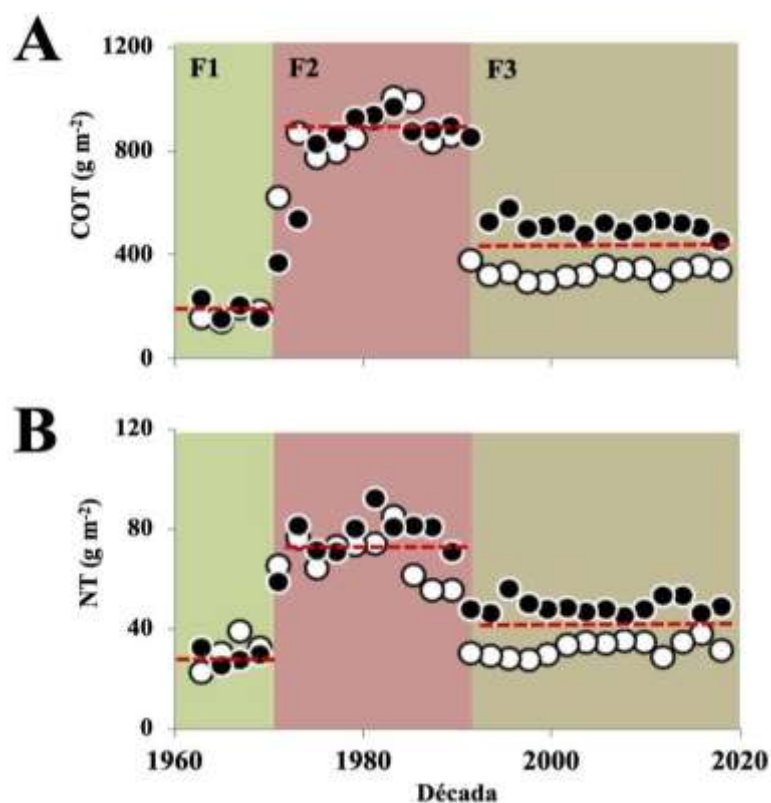


Figura 9. (A) Stock de carbono orgánico total (COT) (B) stock de nitrógeno total (NT). Fase 1 (F1), entre las décadas de 1960 y 1970 ($n = 8$); Fase 2 (F2), entre la década de 1970 y 1990 ($n = 20$); y Fase 3 (F3), entre la década de 1990 y 2010 ($n = 28$). Círculos blancos (V1) y círculos negros (V2). La línea punteada representa el promedio de stocks.

6. Discusión

6.1. Acumulación de sedimentos

La tendencia lineal que presenta la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en los testigos V1 y V2 (Figura 5) indica una tasa de sedimentación constante a lo largo de la columna de sedimento, con lo que se puede asumir que esta no ha sufrido perturbaciones significativas (ej. Bioperturbación, mezcla por procesos físicos, etc.) (Nittrouer et al., 1984; Appleby & Oldfield, 1992). En cuanto a los resultados de granulometría, estos presentaron un predominio de arcilla y limo de entre 60% y 80% (Figura 6) lo cual refuerza la idea de que el ambiente sedimentario muestreado es de baja energía y baja erosión física (Wolanski et al., 1996; Furukawa et al., 1997). El aumento en el contenido de partículas finas durante la década de 1980 (Figura 6) puede deberse al ingreso de aguas residuales derivadas de la expansión urbana descontrolada que se dio en el área durante esos años (Aponte et al., 2018; Pulido y Bermudez, 2018).

Las tasas de sedimentación que se obtuvieron fueron similares para ambos testigos (V1: 0.51 cm año^{-1} y V2 : 0.58 cm año^{-1}) (Figura 5) y las columnas de sedimento presentaron características similares (sedimento laminado y alto contenido porcentual de limo y arcillas) (Figura 6). Es por esto que se utilizó la tasa de sedimentación promedio de ambos testigos (0.55 cm año^{-1}) para el cálculo de acumulación de carbono y nutrientes. Esta tasa de sedimentación se encuentra en concordancia con el promedio global para ecosistemas de marismas costeros (0.6 cm año^{-1}) aunque es importante destacar que este valor no hace referencia a si se trata de ecosistemas preservados e impactados (Chmura et al., 2003; Ouyang and Lee, 2014). En relación a esto, se ha descrito que los ecosistemas de marismas costeros impactados por la actividad humana (ej. expansión urbana, uso de tierra, industrialización, etc.) pueden presentar tasas de sedimentación de hasta 0.90 cm año^{-1} , mientras que aquellos sistemas en condiciones preservadas pueden presentar valores promedio de 0.40 cm año^{-1} (Cahoon, 1994; Callaway et al., 1997; Dittman et al., 2016). Es importante mencionar que estas tasas de sedimentación en ecosistemas de marismas impactados y preservados pueden verse influenciadas por diferentes características propias de cada sistema tales como el régimen hídrico, granulometría, geomorfología, tipo de cobertura vegetal, etc. (Sanderman et al., 2018; Perez et al., 2018a).

Es importante mencionar que el presente estudio es el primero en evaluar las tasas de sedimentación y acumulación de carbono y nutrientes de un marisma costero en territorio peruano. Además, este estudio se realizó en un ecosistema impactado por actividades antropogénicas, por lo que factores como la expansión urbana y el ingreso de altas cantidades de nutrientes y materia orgánica podrían estar modulando las tasas de sedimentación (Lizarzaburu, 1992; INRENA, 1996; Aponte et al., 2018). El alto valor de la tasa de sedimentación que se obtuvo para Pantanos de Villa puede deberse al ingreso de desechos antropogénicos (ej. sedimentos, materia orgánica y nutrientes), lo que a su vez puede generar un incremento en las tasas de acumulación como se ha visto en otros sistemas de humedales alrededor del mundo (Atwood et al., 2017; Pérez et al., 2018a). La tasa de sedimentación obtenida para Pantanos de Villa es comparable con otros altos valores presentados en humedales costeros impactados (Callaway et al., 1997; Dittman et al., 2016), las cuales son atribuidas a descargas de aguas residuales como consecuencia de la expansión urbana descontrolada (Atwood et al., 2017; Pérez et al., 2018a).

Por otro lado, al comparar las tasas de sedimentación que se obtuvieron en Pantanos de Villa con el promedio global para otros tipos de ecosistemas de humedales preservados (ej. manglares, marismas, pantanos, etc.), esta fue casi dos veces mayor ($\sim 0.3 \text{ cm año}^{-1}$) (Breithaupt et al., 2012; Pérez et al., 2018a). Asimismo, se ha mostrado que los ecosistemas de humedales impactados por actividades antropogénicas (ej. efluentes urbanos, acuicultura, etc.) pueden duplicar sus tasas de sedimentación en comparación a ambientes preservados (Breithaupt et al., 2012; Breithaupt et al., 2014; Pérez et al., 2018a). Esto se debe a que la vegetación (ej. sistema de raíces, densidad de cobertura vegetal) y geomorfología (poca declividad y formación de ambientes sedimentarios) en humedales pueden impedir que el exceso de flujo de nutrientes, materia orgánica y sedimentos provenientes de actividades antropogénicas vayan hacia fuera del sistema, generándose así altas tasas de sedimentación (Breithaupt et al., 2012; Breithaupt et al., 2014; Pérez et al., 2018). Es importante destacar que el humedal costero de Pantanos de Villa no presenta una vegetación con un sistema de raíces tan complejo como es el caso de un bosque de manglares maduro, sin embargo su vegetación densa, geomorfología y régimen hídrico poco erosivo sin exposición al océano podrían estar promoviendo la ocurrencia de altas tasa de sedimentación (Alongi, 2014; Hutchison et al., 2014; Pulido y Bermudez, 2018).

6.2. Acumulación de carbono y nitrógeno

Los altos contenidos porcentuales de COT y NT que se observan durante la fase sedimentaria F2 (década de 1970 y 1980) (Figura 7A; Tabla 1) coinciden con el inicio de la desorganizada expansión urbana que se llevó a cabo en Villa el Salvador, distrito cercano a Pantanos de Villa desde inicios de la década de 1970 (Aponte et al., 2018; Pulido & Bermudez, 2018). Debido a esto, una mayor acumulación de materia orgánica y nutrientes podría haber comenzado durante la década de 1970, resultando en una fertilización que intensifica la producción primaria terrestre (ej. vegetación de marismas) y no terrestre (ej. materia orgánica de origen algal y de cianobacterias) (Atwood et al., 2017; Pérez et al., 2018). Asimismo, el aumento significativo de los valores porcentuales de COT y NT durante la F2 en este estudio (Figura 7A; Tabla 1) es comparable con el observado en humedales costeros impactados donde los altos flujos de COT y NT fueron relacionados con la expansión urbana e intensificación de actividades de comercio (Pérez et al., 2020).

El aumento significativo de los flujos y stocks de COT y NT durante F2 (Figura 8; Tabla 1) coinciden también con la expansión urbana desorganizada que se dio en la zona cercana a Pantanos de Villa (FOVIDA, 2006; Aponte et al., 2018; Pulido & Bermudez, 2018). En cuanto al flujo de COT, este registró valores de hasta dos veces el promedio estimado para marismas preservados ($244.7 \pm 26.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) (Chmura et al., 2003; Ouyang & Lee, 2014), llegando a un máximo valor de $493.0 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ durante F2 (Figura 8A; Tabla 1). En adición a esto, los stocks de COT y NT presentaron las mismas tendencias a lo largo de los perfiles de sedimento en los dos testigos, presentando los valores más altos durante F2 y los menores en la F1 de los perfiles sedimentarios (Figura 9A y 8B). Estudios han mostrado que la capacidad de acumulación de carbono en ecosistemas de marismas costeros puede verse afectada por factores de tipo ambientales (ej. régimen hídrico, tipo de vegetación, geomorfología, condiciones biogeoquímicas, etc.) los cuales pueden modificar la dinámica sedimentaria, así como la deposición de materia orgánica y nutrientes (Fourqurean et al., 2012; Kirwan y Guntenspergen, 2012). Sin embargo, esto no sería determinante dentro del ambiente sedimentario de Pantanos de Villa ya que la geomorfología y régimen hídrico poco erosivo que presenta lo protegen de este tipo de factores ambientales (Aponte et al., 2018; Pulido y Bermudez, 2018).

A diferencia de la primera fase, las tasas más altas de acumulación de carbono y nutrientes se presentaron durante F2 (Figura 8A y 8B), en concordancia con la historia ambiental del área que es cuando se dio inicio a la expansión urbana (FOVIDA, 2006; Aponte et al., 2018; Pulido and Bermudez, 2018). Cabe destacar que durante la fase sedimentaria F3 (entre la década de 1990 y 2010) la acumulación promedio de COT disminuyó en comparación a F2 (Figura 8A; Tabla 1) pero siendo significativamente mayor que aquella observada en F1 (Figura 8A; Tabla 1). Esta disminución podría deberse al establecimiento de medidas de preservación, protección e interés que comenzó a generarse sobre el ecosistema de Pantanos de Villa desde el inicio de la década de 1990, seguido de una organización de los sistemas de agua y desagüe que comenzaron en la zona urbana de Villa el Salvador durante esas décadas (Valle, 2012; IPDA, 2009).

Los flujos de COT obtenidos para Pantanos de Villa son comparables con los presentados por ecosistemas de marismas costeros afectados por impactos naturales (ej. Impactos hidrológicos, tormentas, inundaciones, etc.) y antropogénicos (ej. expansión urbana, actividades industriales, uso de tierra, etc.). Estos ecosistemas de marismas pueden tener flujos de carbono entre 500 y 1000 g m⁻² año⁻¹, dependiendo de la intensidad y del tipo de impacto (Andrews et al., 2008; Palomo y Niell, 2009; Day et al., 2011). La presencia de estos factores exógenos pueden alterar la capacidad de acumulación de carbono dentro de los ecosistemas de humedales, estableciéndose condiciones eutróficas y un aumento de la productividad primaria (ej. algas, cianobacterias y vegetación terrestre) que es gatillada por la entrada de un exceso de nutrientes y de materia orgánica hacia el sistema (Dittmann et al., 2016; Pérez et al., 2020a). Por otro lado, los flujos obtenidos en este estudio (Figura 8A y 8B; Tabla 1) también fueron superiores al promedio global de ecosistemas de manglares preservados (~170 gm⁻² año⁻¹) (Breithaupt et al., 2012; Alongi, 2014; Pérez et al., 2018b) y al reportado por primera vez para ecosistemas de manglares en Perú (~145 gm⁻² año⁻¹) (Pérez et al., 2018a). Sin embargo, los valores que se obtuvieron fueron inferiores a los reportados para ecosistemas de manglares impactados por factores antropogénicos (ej. expansión urbana, actividades industriales, etc.) con valores que alcanzan 1000 gm⁻² año⁻¹ (Alongi, 2014; Sanders et al., 2014; Pérez et al., 2018a). Esta comparación sugiere que las áreas de marismas costeros impactados pueden acumular carbono en sus ambientes sedimentarios a tasas comparables con los ecosistemas de manglares. La

ocurrencia de varios factores (ej. tipo de vegetación, régimen hidrológico, actividades antropogénicas, etc.) puede afectar la capacidad de acumulación de carbono y nutrientes dentro de los ecosistemas de humedales, lo que puede llevar al establecimiento de condiciones eutróficas y un aumento de la productividad primaria (ej. algas, cianobacterias y vegetación terrestre) impulsada por la entrada de nutrientes y materia orgánica en la columna de agua y sedimentos (Dittmann et al., 2016; Pérez et al., 2020a).

6.3. Origen de la materia orgánica sedimentaria

Los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ durante la fase sedimentaria F1 (Figura 7B; Tabla 1) indican una mayor deposición de materia orgánica de origen terrestre, sugiriendo el inicio de la expansión de la vegetación de marisma durante este periodo (Peterson et al., 1985; Meyers 2003; Hewitt et al., 2020). Estos resultados son comparables con los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ de la vegetación local (Tabla 2), lo cual confirma una predominancia de materia orgánica derivada del ecosistema de marisma previo a la década de 1960 (García et al., 2016; Hewitt et al., 2020). Asimismo, los porcentajes de COT y NT y el ratio COT:NT (Figura 7; Tabla 2) significativamente menores durante este periodo en comparación a F2 y F3 podrían estar reflejando que la remineralización de la materia orgánica era un proceso dominante o que la capacidad de acumulación de COT y NT era menor (Alongi et al., 2005; Pérez et al., 2020a). Además, los valores de $\delta^{15}\text{N}$ en el perfil sedimentario durante F1 (Figura 7; Tabla 2) fueron consistentes con los valores de $\delta^{15}\text{N}$ obtenidos de la vegetación local (+2,9 a +4,7 ‰) (Tabla 2) lo cual sugiere que la fuente de materia orgánica y nutrientes durante esta fase sedimentaria fue principalmente nitrógeno orgánico autóctono (García et al., 2016; Paredes et al., 2019).

Durante la fase sedimentaria F2 los valores isotópicos significativamente mayores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 7B; Tabla 1) evidencian una mayor deposición de materia orgánica no terrestre en el sedimento (ej. materia orgánica derivada de fitoplancton, cianobacterias, etc.) (Meyers 2003; Chappuis et al., 2017; Hewitt et al., 2020), en oposición a lo observado durante F1. Durante esta fase también se observaron valores significativamente más pesados de $\delta^{15}\text{N}$ en comparación a F1 (Figura 7B; Tabla 1), sugiriendo una mayor entrada de nitrógeno pesado derivado de actividades

antropogénicas (ej. Contenidos de aguas residuales) a principios de la década de 1970 (Bremen, 1999; McKee et al., 2002; Pérez et al., 2020b). Asimismo, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ obtenidos directamente del fitoplancton de cuerpos de agua en el área de estudio (Tabla 2) fueron comparables con los valores observados en los sedimentos durante F2. Esto sugiere que la alta producción y deposición de material no terrestre durante esta fase pudo ser provocada por la llegada de un exceso de nutrientes derivados de la descarga de aguas residuales como consecuencia de la expansión urbana cerca a Pantanos de Villa (Diebel et al., 2012; Paredes et al., 2019; Pérez et al., 2020a).

Finalmente, durante la F3 los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 7B; Tabla 1) sugieren una mayor deposición de materia orgánica terrestre en comparación a F2 (Peterson et al., 1985; Hewitt et al., 2020). Estos resultados fueron consistentes con los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ de la vegetación local de la marisma (Tabla 2) sugiriendo un mayor aporte de esta materia durante F3. Asimismo, los valores de $\delta^{15}\text{N}$ que se obtuvieron en el perfil sedimentario durante esta última fase muestran una deposición de nitrógeno significativamente más ligero que durante F2 (Tabla 1) indicando una disminución en la entrada de nitrógeno pesado antropogénico (Dawson et al., 2002; Kendall et al., 2008; Paredes et al., 2019). Estos cambios podrían obedecer a una re-organización de la expansión poblacional en la zona que incluyó políticas urbanísticas establecidas durante la década de 1990. Es en este periodo que se establecieron sistemas de alcantarillado y controles sanitarios con lo que parece haberse mitigado el ingreso de nutrientes y materia orgánica a los ambientes sedimentarios de Pantanos de Villa (INRENA, 1998; FOVIDA, 2006; Aponte et al., 2018).

Finalmente, los valores isotópicos observados en este estudio concuerdan con estudios realizados en ecosistemas de humedales costeros impactados (Paredes et al., 2019; Pérez et al., 2020a), donde los valores registrados de la acumulación de COT y NT fue a consecuencia de las actividades antropogénicas. Esto se debe a que las aguas residuales urbanas contienen altas cantidades de nitrógeno pesado que también es liberado y asimilado por el fitoplancton y vegetación terrestre que al degradarse puede acumularse dentro de los ambientes sedimentarios (Paredes et al., 2019; Pérez et al., 2020a).

6.4. Influencia antropogénica sobre la acumulación de carbono

En este estudio se ha realizado la primera reconstrucción ambiental de la marisma costera, Pantanos de Villa, permitiendo así observar cambios temporales sobre la acumulación de carbono orgánico y de nutrientes por efecto de las actividades antropogénicas aledañas al área de estudio (INRENA, 1998; Aponte et al., 2018). Los testigos de sedimento colectados en este estudio han permitido reconstruir aproximadamente las últimas 6 décadas de la historia de su ambiente sedimentario (Figuras 7 y 8), así, mediante el uso de indicadores isotópicos y elementales se ha podido evaluar la transición de una baja acumulación de carbono y nitrógeno durante la fase sedimentaria inicial F1 (década de 1960) hacia un aumento significativo durante la fase sedimentaria F2 (década de 1970 y 1980) (Figura 8). Es durante esta fase sedimentaria que se establecen zonas residenciales de manera desorganizada y también industrias (ej. fábrica de alimentos) en las inmediaciones del humedal (INRENA, 1998; Aponte et al., 2018). Es importante recordar que el humedal de Pantanos de Villa se recarga mediante filtraciones de los canales subterráneos, por lo que la ausencia de plantas de tratamiento de residuos domésticos e industriales en la zona, sumado a la presencia de lagunas de oxidación desde la década de 1980 constituyen una fuente importante de materia orgánica y nutrientes hacia el humedal (INRENA, 1998; FOVIDA, 2006; Aponte et al., 2018).

Por todo lo señalado anteriormente se asume que el alto flujo de COT y NT durante F2 (Figura 8) se debió a la llegada de una alta carga de materia orgánica y nutrientes de origen antropogénico dentro de los ambientes sedimentarios de los Pantanos de Villa. Esto habría provocado una mayor acumulación de nutrientes en comparación a la fase sedimentaria previa (F1). Durante F3 los valores más ligeros de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ que se asocian con contenidos porcentuales y tasas de acumulación de COT y NT más bajos en comparación con F2 (Figura 10 y Figura 11) pueden estar mostrando una disminución en la producción y deposición de materia orgánica no terrestre (ej. fitoplancton, cianobacterias, etc.) (Chappuis et al., 2017; Hewitt et al., 2020; Pérez et al., 2020a). Es posible que el establecimiento de servicios básicos de agua, desagüe puedan haber disminuido la entrada de materia orgánica y nutrientes hacia Pantanos de Villa, disminuyéndose así el impacto antropogénico en el área (INRENA, 1998; FOVIDA, 2006; Aponte et al., 2018).

La reconstrucción de las condiciones ambientales como las realizadas en este estudio nos permiten cuantificar los impactos que sufren diferentes ecosistemas, en especial ecosistemas de marismas costeros que cubren aproximadamente 6 millones de hectáreas a nivel global y presentan una tasa de acumulación de carbono de $240 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$, incluyendo sistemas impactados y preservados (Chmura et al., 2003; Ouyang y Lee, 2014; Dittmann et al., 2016). Asimismo, es importante tener en cuenta que estos ecosistemas de marismas costeros pueden contener más del 70% del carbono acumulado en forma de materia orgánica sedimentaria en el perfil de sedimento (Batjes, 1996; Murray et al., 2011; Alongi, 2014). Utilizando la tasa promedio de acumulación de carbono de $275.2 \text{ gm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ obtenida en este estudio, las 276 hectáreas del marisma costera Pantanos de Villa tienen el potencial de acumular aproximadamente 759 toneladas de carbono orgánico por año sólo considerando el carbono orgánico acumulado en sus sedimentos. Es por esto que es importante no solo resaltar el papel como refugio de vida silvestre que desempeña Pantanos de Villa, sino también el papel que desempeña como reservorio de carbono. Es por ello que este y otros humedales también tienen que ser protegidos debido a su papel irremplazable desarrollando servicios ecosistémicos de regulación ambiental.

7. Conclusiones

Los resultados obtenidos en este estudio sugieren cambios en las cargas de nutrientes dentro de los humedales costeros de Pantanos de Villa, asociados a una expansión urbana desorganizada en la región. La menor acumulación de carbono y nitrógeno así como los valores isotópicos observados durante la década de 1960 (F1) reflejaron condiciones previas a las actividades antropogénicas y el inicio de la formación de los humedales. A principios de la década de 1970 (F2) los valores isotópicos evidencian una mayor deposición de materia orgánica no terrestre y una mayor llegada de nitrógeno pesado junto con una alta contenidos tasas de acumulación de carbono y nitrógeno, asociada con el inicio de la expansión urbana y una mayor descarga de aguas residuales hacia los humedales. Desde principios de la década de 1990 hasta la actualidad (F3) se observó una disminución en la de la acumulación de carbono y nitrógeno y una mayor deposición de materia orgánica terrestre, reflejando una expansión urbana más organizada junto con controles sanitarios más estrictos en la región. El humedal costero Pantanos de Villa debe ser considerado como un sistema clave dentro de la mitigación del calentamiento regional, debido a que se evidenció su alta capacidad de acumulación de carbono en sedimentos. Finalmente, este estudio proporciona el primer análisis acerca de la acumulación de carbono en marismas costeros peruanos y una primera reconstrucción ambientales del área. Finalmente, es necesaria la continuidad de estudios de sistemas costeros preservados e impactados para poder comprender a la dinámica de la capacidad de acumulación de carbono dependiendo de cada tipo de impacto.

8. Referencias bibliográficas

- Adam, P. (1990). *Saltmarsh Ecology (Cambridge Studies in Ecology)*. Cambridge: Cambridge University Press; 1990. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511565328>
- Alongi, D. (2008). Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2008; 76, 1– 13. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.08.024>
- Alongi, D. (2014). Carbon Cycling and Storage in Mangrove Forests. *Annual Review of Marine Science*, 2014; 6(1), 195–219. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010213-135020>
- Alongi, D. M. (2018). Salt Marshes. In *Blue Carbon. Coastal Sequestration for Climate Change Mitigation*. pp.9–22. Springer. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-3-319-91698-9_2
- Aponte, H. (2017). *Humedales de la Costa Central del Perú. Un diagnóstico de los humedales Santa Rosa, laguna El Paraíso y Albufera de Medio Mundo*. Lima: CooperAcción.
- Aponte, H., & Ramírez, D. (2011). Humedales de la costa central del Perú: Estructura y amenazas de sus comunidades vegetales. *Ecología Aplicada*, 10(1), 2011. Retrieved from <http://www.scielo.org.pe/pdf/ecol/v10n1/a04v10n1>
- Aponte, H., Ramirez, D., & Lertora, G. (2018). *Los Patanos de Villa: un oasis de vida en Lima Metropolitana*. Lima: Fondo Editorial de la Universidad Científica del Sur.
- Appleby, P., & Oldfield, F. (1983). The assessment of ²¹⁰Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia*, 103, 29–35.
- Appleby, P., & Oldfield, F. (1992). Application of lead-210 to sedimentation studies. In M. Ivanovich & S. Harmon (Eds.), *Uranium Series Disequilibrium: Application to Earth, Marine and Environmental Science* (pp. 731–783). Oxford Science Publications.
- Archer, D. (2010). *The global carbon cycle*. Princeton: Princeton University Press.
- Aschenbroich, A., Marchand, C., Molnar, N., Deborde, J., Hubas, C., Rybarczyk, H., &

- Meziane, T. (2015). Spatio-temporal variations in the composition of organic matter in surface sediments of a mangrove receiving shrimp farm effluents (New Caledonia). *Science of the Total Environment*, 512, 296–307.
- Atwood, T. B., Connolly, R. M., Almahasheer, H., Carnell, P. E., Duarte, C. M., Lewis, C. J. E., ... Lovelock, C. E. (2017). Global patterns in mangrove soil carbon stocks and losses. *Nature Climate Change*, 7, 523–528.
- Badarudeen, A., Damodaran, K., Sajan, K., & Padmalal, D. (1996). Texture and geochemistry of the sediments of a tropical mangrove ecosystem, southwest coast of India. *Environmental Geology*, 27, 164–169.
- Bertness, M., Ewanchuk, P., & Silliman, B. (2002). Anthropogenic modification of New England salt marsh landscapes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 99(3), 1395–1398.
- Black, K., & Shimmield, G. (2003). *Biogeochemistry of Marine Systems*. Blackwell Publishing Ltd.
- Bouillon, S., Borges, A. V., Castañeda-Moya, E., Diele, K., Dittmar, T., Duke, N. C., ... Twilley, R. R. (2008). Mangrove production and carbon sinks: A revision of global budget estimates. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(2), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2007GB003052>
- Breithaupt, J. L., Smoak, J. M., Smith, T. J., Sanders, C. J., & Hoare, A. (2012). Organic carbon burial rates in mangrove sediments: Strengthening the global budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 26(3), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2012GB004375>
- Breithaupt, J., Smoak, J., Smith, T., & Sanders, C. (2014). Temporal variability of carbon and nutrient burial, sediment accretion, and mass accumulation over the past century in a carbonate platform mangrove forest of the Florida Everglades. *American Geophysical Union*, 119, 2032–2048. <https://doi.org/10.1002/2014JG002715>
- Brenner, M., Whitmore, T., Curtis, J., Hodell, D., & Schelske, C. (1999). Stable isotope (¹³C and ¹⁵N) signatures of sediment organic matter as indicators of historic lake trophic state. *Journal of Paleolimnology*, 22, 205–221.

- Brix, H. (1997). Do macrophytes play a role in constructed treatment wetlands? *Water Science and Technology*, 35(5), 11–17. [https://doi.org/10.1016/S0273-1223\(97\)00047-4](https://doi.org/10.1016/S0273-1223(97)00047-4)
- Burden, A., Garbutt, A., & Evans, C. (2019). Effect of restoration on saltmarsh carbon accumulation in Eastern England. *Biology Letters*, 15, 1–4. <https://doi.org/10.1098/rsbl.2018.0773>
- Chmura, G., Kellman, L., & Guntenspergen, G. (2011). The greenhouse gas flux and potential global warming feedbacks of a northern macrotidal and microtidal salt marsh. *Environ. Res. Lett.*, 6, 1–6.
- Chmura, G. L., & Hung, G. A. (2004). Controls on salt marsh accretion: A test in salt marshes of eastern Canada. *Estuaries*, 27(1), 70–81. <https://doi.org/10.1007/BF02803561>
- Connor, R., Chmura, G., & Beecher, B. (2001). Carbon accumulation in Bay of Fundy saltmarshes: Implications for restoration of reclaimed marshes. *Global Biochemical Cycles*, 15(4), 943–954. [https://doi.org/10.1016/0264-2751\(84\)90094-5](https://doi.org/10.1016/0264-2751(84)90094-5)
- Costanza, R., Arge, R., DeGroot, R., Farberk, S., Grasso, M., Hannon, B., ... Sutton, P. (1997). The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, 387(15), 253–260. <https://doi.org/10.1038/387253a0>
- Donato, D., Kauffman, J., Murdiyarso, D., Kurnianto, S., Stidham, M., & Kanninen, M. (2011). Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. *Nature Geoscience*, 4, 293–297. <https://doi.org/10.1038/ngeo1123>
- Duarte, C., Losada, I., Hendriks, I., Mazarrasa, I., & Marbà, N. (2013). The role of coastal plant communities for climate change mitigation and adaptation. *Nature Climate Change*, 3, 961–968. <https://doi.org/10.1038/nclimate1970>
- Duarte, C., Middelburg, J., & Caraco, N. (2005). Major role of marine vegetation on the oceanic carbon cycle. *Biogeosciences Discussions*, 2, 659–679. <https://doi.org/10.5194/bgd-1-659-2004>
- Elsley-Quirk, T., Seliskar, D., Sommerfield, C., & Gallagher, J. (2011). Salt marsh carbon pool distribution in a MidAtlantic lagoon, USA: sea level rise implications.

Wetlands, 31, 87–99.

- Erwin, K. (2009). Wetlands and global climate change: The role of wetland restoration in a changing world. *Wetlands Ecology and Management*, 17, 71–84. <https://doi.org/10.1007/s11273-008-9119-1>
- FOVIDA. (2006). Proyecto “Modelo de Gestión para la conservación del recurso hídrico y uso sostenible del humedal de Villa.” Lima.
- Gibbs, J. (2000). Wetland Loss and Biodiversity Conservation. *Conservation Biology*, 14(1), 314–317.
- Goldberg, E., & Bruland, K. (1974). Radioactive geochronologies. In E. Goldberg (Ed.), *The Sea* (Vol. 5, pp. 451–489). New York: Wiley Interscience.
- INEI. (2018). *Peru: Crecimiento y distribución de la población, 2017. Censos Nacionales 2017*. Retrieved from https://www.inei.gov.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones_digitales/Est/Lib1530/libro.pdf
- INRENA. (1996). *Ficha Técnica: Zona Reservada Los Pantanos de Villa*. Lima.
- INRENA. (1998). *Pantanos de Villa: Refugio de vida silvestre. Plan maestro*. Lima.
- Keddy, P. (2010). *Wetland Ecology: Principles and Conservation*. Cambridge University Press.
- Kotze, D. (2013). The effects of fire on wetland structure and functioning. *African Journal of Aquatic Science*, 38(3), 237–247. <https://doi.org/10.2989/16085914.2013.828008>
- Kristensen, E., Bouillon, S., Dittmar, T., & Marchand, C. (2008). Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: A review. *Aquatic Botany*, 89(2), 201–219. <https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2007.12.005>
- Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., & Mosquera, K. (2008). El Niño - related precipitation variability in Perú. *Advances in Geosciences*, 14, 231–237.
- Lal, R. (2008). Carbon sequestration. *Phil. Trans. R. Soc. B*, 363, 815–830. <https://doi.org/10.1098/rstb.2007.2185>
- Lavado-Casimiro, W., & Espinoza, J. (2014). Impacts of El Niño and La Niña in the

- precipitation over Peru (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(2), 171–182. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862014000200003>
- Lizarzaburu, J. (1992). Plano de área Ecológica de la Laguna de Villa: Zona de vida natural. *Boletín de Lima*, 83, 65–70.
- Macreadie, P. I., Ollivier, Q. R., Kelleway, J. J., Serrano, O., Carnell, P. E., Ewers Lewis, C. J., ... Lovelock, C. E. (2017). Carbon sequestration by Australian tidal marshes. *Scientific Reports*, 7, 1–10. <https://doi.org/10.1038/srep44071>
- McKee, K., Feller, I., Popp, M., & Wanek, W. (2002). Mangrove isotopic ($\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$) fractionation across a nitrogen vs. phosphorus limitation gradient. *Ecology*, 83(4), 1065–1075.
- Medvedeff, C., Inglett, K., Kobziar, L., & Inglett, P. (2013). Impacts of Fire on Microbial Carbon Cycling in Subtropical Wetlands. *Fire Ecology*, 9(1), 21–37. <https://doi.org/10.4996/fireecology.0901021>
- Meyers, P. (2003). Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 34, 261–289.
- Mitsch, W., & Gosselink, J. (2015). *Wetlands* (5th ed.). Hoboken, New Jersey, U.S.A.: John Wiley & Sons, Inc.
- Monteiro, F. F., Cordeiro, R., Santelli, R., Machado, W., Evangelista, H., Villar, L., ... Bidone, E. (2012). Sedimentary geochemical record of historical anthropogenic activities affecting Guanabara Bay (Brazil) environmental quality. *Environmental Earth Sciences*, 65, 1661–1669.
- Moore, W. S. (1984). Radium isotope measurements using Germanium detectors. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 223, 407–411.
- National Research Council. (1995). *Wetlands: Characteristics and Boundaries*. Washington, DC: The National Academies Press. <https://doi.org/10.17226/4766>
- Oldfield, F., & Appleby, P. (1985). Empirical testing of ^{210}Pb -dating models for lake sediments. In E. Haworth & J. Lund (Eds.), *Lake Sediments and Environmental History* (pp. 93–124). Minneapolis, Minnesota, EUA: University of Minnesota Press.

- Ouyang, X., & Lee, S. Y. (2014). Updated estimates of carbon accumulation rates in coastal marsh sediments. *Biogeosciences*, *11*(18), 5057–5071. <https://doi.org/10.5194/bg-11-5057-2014>
- Pant, H., Rechcigl, J., & Adjei, M. (2003). Carbon sequestration in wetlands: Concept and estimation. *Food, Agriculture & Environment*, *1*(2), 308–313.
- Pérez, A., Gutiérrez, D., Saldarriaga, M., & Sanders, C. (2017). Hydrological controls on the biogeochemical dynamics in a Peruvian mangrove forest. *Hydrobiologia*, *803*, 69–86. <https://doi.org/10.1007/s10750-017-3118-2>
- Pérez, A., Libardoni, B., & Sanders, C. (2018a). Factors influencing organic carbon accumulation in mangrove ecosystems. *Biology Letters*, *14*. <https://doi.org/10.1098/rsbl.2018.0237>
- Pérez, A., Machado, W., Gutiérrez, D., Borges, A., Patchineelam, S., & Sanders, C. (2018b). Carbon accumulation and storage capacity in mangrove sediments three decades after deforestation within a eutrophic bay. *Marine Pollution Bulletin*, *126*, 275–280. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.11.018>
- Polidoro, B., Carpenter, K., Collins, L., Duke, N., Ellison, A., & ... (2010). The loss of species: mangrove extinction risk and geographic areas of global concern. *PLoS ONE*, *5*(4).
- Pronaturaleza. (2010). *Humedales de la Costa Peruana*. Lima: Conservación Internacional & RAMSAR.
- Pulido, V., & Bermudez, L. (2018). Estado actual de la conservación de los hábitats de los Pantanos de Villa, Lima, Perú. *Arnaldoa*, *25*(2), 679–702. <https://doi.org/10.22497/arnaldoa.252.25219>
- Ramsar. (2016). *Manual de la Convención Ramsar* (5th ed.). Ramsar, Irán: Secretaría de la Convención de Ramsar. Retrieved from https://www.ramsar.org/sites/default/files/documents/library/handbook1_5ed_introductiontoconvention_s_final.pdf
- Ramsar. (2019). *The List of Wetlands of International Importance*. Ramsar, Irán. <https://doi.org/http://www.ramsar.org/pdf/sitelist.pdf>
- Ranjan, R. K., Routh, J., Ramanathan, A., & Klump, J. V. (2011). Elemental and stable

- isotope records of organic matter input and its fate in the Pichavaram mangrove-estuarine sediments (Tamil Nadu, India). *Marine Chemistry*, *126*, 163–172.
- Ravichandran, M., Baskaran, M., Santschi, P. H., & Bianchi, T. S. (1995). Geochronology of sediments in the Sabine - Neches estuary, Texas, USA. *Chemical Geology*, *125*, 291–306.
- Riebeek, H. (2011). The Carbon Cycle. Retrieved July 16, 2019, from <https://earthobservatory.nasa.gov/features/CarbonCycle>
- Saintilan, N., Rogers, K., Mazumder, D., & Woodroffe, C. (2013). Allochthonous and autochthonous contributions to carbon accumulation and carbon store in southeastern Australian coastal wetlands. *Estuar. Coast. Shelf S.*, *128*, 84–92.
- Santos, I., Eyre, B., Santos, I., Machado, W., Luiz-silva, W., Smoak, J., ... Silva-filho, E. (2014). Elevated rates of organic carbon, nitrogen, and phosphorus accumulation in a highly impacted mangrove wetland. *Geophysical Research Letters*, *41*, 2475–2480. <https://doi.org/10.1002/2014GL059789>. Received
- Sanders, C., Santos, I., Maher, D., Breithaupt, J., Smoak, J., Ketterer, M., ... Eyre, B. (2015). Examining $^{239+240}\text{Pu}$, ^{210}Pb and historical events to determine carbon, nitrogen and phosphorus burial in mangrove sediments of Moreton Bay, Australia. *Journal of Environmental Radioactivity*, *623–629*. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2015.04.018>
- Sanders, C., Smoak, J., Naidu, A., Sanders, L., & Patchineelam, S. (2010). Organic carbon burial in a mangrove forest, margin and intertidal mud flat. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *90*, 168–172. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2010.08.013>
- Sanders, C., Smoak, J., Sanders, L., Santos, I., Maher, D., & Breithaupt, J. (2014). Elevated rates of organic carbon, nitrogen, and phosphorus accumulation in a highly impacted mangrove wetland. *Geophysical Research Letters*, *41*, 2475–2480.
- Sanderman, J., Hengl, T., Fiskel, G., et al. (2018) A global map of mangrove forest soil carbon at 30 m spatial resolution. *Environ. Res. Lett.* *13*, 055002. (doi:10.1088/1748-9326/aabe1c)
- Scott, D., Frail-Gauthier, J., & Mudie, P. (2014). *Coastal wetlands of the world: geology, ecology, distribution and applications*. New York, NY: Cambridge

University Press.

- SERNANP. (2016). *Prevención, tratamiento y monitoreo de conflictos sociambientales en áreas naturales protegidas de administración nacional*. Lima.
- Spalding, M., Kainuma, M., & Collins, L. (2010). *World Atlas of Mangroves*. London: Earthscan.
- Stokes, D. (2009). Assessment of Physical Changes after Mangrove Removal. Whangamata Harbour. New Zealand: Environment Waikato.
- Suárez-Abelenda, M. ., Ferreira, T. O., Camps-Arbestain, M., Rivera Monroy, V. H., Macías, F., Nóbrega, G. N., & Otero, X. L. (2014). The effect of nutrient effluents from shrimp farming on mangrove soil carbon storage and geochemistry under semiarid climate conditions in northern Brazil. *Geoderma*, *213*, 551–559.
- Swarzenski, P. (2014). 210Pb Dating. In J. Rink & J. Thompson (Eds.), *Encyclopedia of Scientific Dating Methods* (pp. 626–631). Springer Netherlands.
- Tarazona, J., Gutiérrez, D., Paredes, C., & Indacochea, A. (2003). Overview and challenges of Marine Biodiversity Research in Peru. *Gayana*, *67*(2). <https://doi.org/10.4067/s0717-65382003000200009>
- Villa, J., & Bernal, B. (2018). Carbon sequestration in wetlands, from science to practice: An overview of the biogeochemical process, measurement methods, and policy framework. *Ecological Engineering*, *114*(15), 115–128. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2017.06.037>
- Webb, E., Friess, D., Krauss, K., Cahoon, D., Guntenspergen, G., & Phelps, J. (2013). A global standard for monitoring coastal wetland vulnerability to accelerated sea-level rise. *Nature Climate Change*, *3*, 458. Retrieved from <https://doi.org/10.1038/nclimate1756>
- Young, K. . (1998). El Ecosistema. In A. Cano & K. Young (Eds.), *Los Pantanos de Villa: Biología y Conservación*. Serie de Divulgación, Museo de Historia Natural-UNMSM.

9. Anexo



Figura A1. Fotografía aérea del año 1943 que muestra el área actualmente ocupada por Pantanos de Villa (Aponte, 2018).