UNIVERSIDAD PERUANA
CAYETANO HEREDIA

Facultad de
Ciencias e Ingeniería

ACUMULACIÓN DE CARBONO CONTROLADO POR EL ORIGEN DE MATERIA ORGÁNICA EN LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS DEL HUMEDAL COSTERO PERUANO "EL PARAÍSO"

TESIS PARA OPTAR POR EL TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN BIOLOGÍA

AUTOR
ROSA NANCY JESUS SOLORZANO

ASESOR
ALEXANDER PEREZ SEGOVIA

LIMA - PERÚ

2026

Jurado calificador

Presidenta: Dra. Flor Maria Ortega Blas

Vocal: Dr. Hector Alonso Aponte Ubillus

Secretario: Dr. Lander Merma Mora

UNIVERSIDAD PERUANA
CAYETANO HEREDIA

DECLARACIÓN DE ORIGINALIDAD

Los egresados:

Nº	APELLIDOS Y NOMBRES
1.	JESUS SOLORZANO ROSA NANCY

Pertenecientes al programa de la **CARRERA PROFESIONAL DE BIOLOGÍA,** autores del trabajo titulado: **ACUMULACIÓN DE CARBONO CONTROLADO POR EL ORIGEN DE MATERIA ORGÁNICA EN LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS DEL HUMEDAL COSTERO PERUANO "EL PARAÍSO"**, el cual ha sido elaborado, sustentado y aprobado, según corresponda, para optar por el **TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN BIOLOGÍA** bajo la modalidad de **TESIS.**

En calidad de docentes asesores de la Universidad Peruana Cayetano Heredia:

Nº	APELLIDOS Y NOMBRES DEL DOCENTE	FACULTAD	NIVEL DE ASESORÍA
1.	PEREZ SEGOVIA ALEXANDER	FACI	ASESOR

Declaramos que el contenido del presente documento es original y que las citas y referencias a otros autores cumplen con las normas académicas establecidas. En ese sentido, hacemos constar que:

- El documento presenta un porcentaje de similitud de **12%**, según el reporte emitido por el software **Turnitin®** (identificador de entrega: **3695212788;** fecha de entrega: **29/10/2026).**
- Tras una revisión detallada del reporte y del contenido del trabajo en cuestión, no se han identificado indicios de plagio.
- Se certifica que el documento respeta los principios de integridad académica y cumple con los requisitos institucionales de originalidad.

Lugar y fecha: **Lima, 29 de octubre de 2026**



Firma del asesor
Nº DNI: 43702972
ORCID: 0000-0003-4343-1583

DEDICATORIA

A Dios, por ser mi guía y mi fortaleza, y por sostenerme hasta alcanzar esta meta.

A la memoria de mi madre, cuyo amor y sacrificio me inspiraron a superarme. Aunque partió antes de verme cumplir este sueño, su recuerdo me dio la fuerza para continuar.

A mis sobrinos, Valentina y Mateo, por regalarme sonrisas en los días difíciles y por darme motivos para no rendirme.

A Antonio, por ser mi apoyo incondicional y por motivarme a alcanzar todos mis anhelos.

AGRADECIMIENTOS

A mi asesor, Dr. Alexander Pérez Segovia, por su paciencia, sus consejos y la confianza que me brindó desde el inicio, así como por compartir sus conocimientos y guiarme durante el desarrollo de esta tesis.

ÍNDICE

RESUMEN ---------- 1

ABSTRACT ---------- 2

I. INTRODUCCIÓN ---------- 3

1.1 Ecosistemas de humedales costeros y sus servicios ecosistémicos ---------- 3

1.2 Origen y deposición de la materia orgánica en humedales costeros ---------- 4

1.3 Carbono en humedales costeros y factores de control ---------- 6

1.4 Casos de estudio: degradación física y alteración de flujos de carbono ---------- 9

1.5 Humedal costero "El Paraíso" ---------- 10

1.6 Estado del arte y vacíos de investigación en el humedal "El Paraíso" ---------- 11

1.7 Herramientas para el estudio biogeoquímico en humedales ---------- 13

1.7.1 Datación de sedimentos ---------- 13

1.7.2 Indicadores elementales ---------- 13

1.7.3 Indicadores isotópicos ---------- 15

II. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA ---------- 17

III. HIPÓTESIS ---------- 17

IV. OBJETIVOS ---------- 18

4.1 Objetivo general ---------- 18

4.2 Objetivos específicos ---------- 18

V. METODOLOGÍA ---------- 19

5.1 Área de estudio ---------- 19

5.2 Colecta de muestras ---------- 21

5.3 Pretratamiento de muestra ---------- 22

5.4 Análisis de muestra ---------- 23

5.4.1 Determinación de las tasas de sedimentación ---------- 23

5.4.2 Determinación elemental e isotópica de carbono y nitrógeno ---------- 23

5.5 Operacionalización de variables ---- 24
5.5.1 Tasas de sedimentación ---- 24
5.5.2 Determinación de la contribución relativa de la materia orgánica derivada de las fuentes ---- 25
5.6 Tratamiento estadístico ---- 25
VI. RESULTADOS ---- 27
6.1 Tasas de sedimentación ---- 27
6.2 Composición granulométrica y densidad aparente ---- 28
6.3 Contenido de carbono orgánico total (COT) ---- 30
6.4 Contenido de nitrógeno total (NT) ---- 32
6.5 Valores isotópicos de $\delta^{13}C$ ---- 34
6.6 Valores isotópicos de $\delta^{15}N$ ---- 36
6.7 Flujos de carbono orgánico total ---- 38
6.8 Flujos de nitrógeno total ---- 40
6.9 Stocks de carbono orgánico total ---- 42
6.10 Stocks de nitrógeno total ---- 44
6.11 Contribución relativa de materia orgánica terrestre ---- 46
VII. DISCUSIÓN ---- 49
7.1 Dinámica de la tasa de sedimentación y variabilidad espacial en el ambiente sedimentario del humedal “El Paraíso” ---- 49
7.2 Caracterización granulométrica y densidad aparente de los sedimentos del humedal “El Paraíso” ---- 52
7.3 Dinámica temporal y espacial de la acumulación de carbono y nitrógeno en el humedal “El Paraíso” ---- 54
7.4 Dinámica del stock de carbono y nitrógeno bajo influencia antrópica ---- 58
7.5 Señales isotópicas de $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$ como indicadores de fuentes de materia orgánica ---- 62

7.6 Evolución temporal de la contribución de la materia orgánica en los ambientes sedimentarios ---------- 66

VIII. CONCLUSIONES ---------- 67

IX. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS ---------- 68

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Análisis de las variaciones temporales del contenido porcentual de carbono orgánico total (COT) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$. 32

Tabla 2. Análisis de las variaciones temporales del contenido porcentual de nitrógeno total (NT) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$. 34

Tabla 3. Análisis de las variaciones temporales de los valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}C$) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$. 36

Tabla 4. Análisis de las variaciones temporales de los valores isotópicos de nitrógeno ($\delta^{15}N$) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$. 38

Tabla 5. Análisis de las variaciones temporales del flujo de carbono orgánico total mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$. 40

Tabla 6. Análisis de las variaciones temporales del flujo de nitrógeno total (NT) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$. 42

Tabla 7. Análisis de las variaciones temporales del stock de carbono orgánico total (COT) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La Σ representa la sumatoria de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$. 44

Tabla 8. Análisis de las variaciones temporales del stock de nitrógeno total (NT) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La Σ representa la sumatoria de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$. 46

Tabla 9. Análisis de las variaciones temporales de la contribución relativa de fuente terrestre mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$. 48

Tabla 10. Valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}C$) y nitrógeno ($\delta^{15}N$) obtenidos a partir de muestras de vegetación terrestre y fitoplancton. Las muestras fueron colectadas por duplicado en el área de estudio. 64

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudio dentro de los ambientes sedimentarios del humedal "El Paraíso", en el centro del Perú (cuadrado rojo). Las líneas rojas indican la ubicación de ambos transectos de 50 m de longitud, donde se recolectaron los testigos de sedimento: PA-1 (círculo blanco), PA-2 (círculo negro), PA-3 (cuadrado negro) y PA-4 (cuadrado blanco). Imagen satelital del Geógrafo del Departamento de Estado de los Estados Unidos. Datos de SIO, NOAA, la Marina de los Estados Unidos, NGA y GEBCO, publicados por Google Earth (2026). 19

Figura 2. Diagrama conceptual de un muestreo de testigo de sedimento (a), diseño de extrusión y seccionamiento de la columna de sedimento (b) (93). 21

Figura 3. Actividad de ln $^{210}Pb_{ex}$ (Bq kg^{-1}) versus masa acumulada (g cm^{-2}) para cada testigo de sedimento. 27

Figura 4. Composición de tamaño de grano en términos de arena, limo y arcilla para cada testigo de sedimento a diferentes profundidades. 29

Figura 5. Valores de densidad aparente (DA) por cada testigo a diferentes profundidades. 30

Figura 6. Contenido porcentual de carbono orgánico total (COT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos del humedal “El Paraíso”. 31

Figura 7. Contenido porcentual de nitrógeno total (NT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos del humedal “El Paraíso”. 33

Figura 8. Valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}C$) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal “El Paraíso”. 35

Figura 9. Valores isotópicos de nitrógeno ($\delta^{15}N$) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal “El Paraíso”. 37

Figura 10. Valores de flujo de carbono orgánico total (COT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal “El Paraíso”. 39

Figura 11. Flujos de nitrógeno total (NT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal “El Paraíso”. 41

Figura 12. Stock de carbono orgánico total (COT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal “El Paraíso”. 43

Figura 13. Stock de nitrógeno total (NT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal “El Paraíso”. 45

Figura 14. Variabilidad temporal de los flujos de COT (g m^{-2} $año^{-1}$) y contribución porcentual de materia orgánica derivada de la vegetación terrestre (f terrestre %). ___ 47

Figura 15. Relación de $\delta^{13}C$ versus stock de COT (g m^{-2}) para cada testigo de sedimento. _____ 60

RESUMEN

La presente investigación evaluó la acumulación de carbono orgánico —en términos de stocks y flujos— y su relación con el origen de la materia orgánica en el humedal costero peruano “El Paraíso”. Se recolectaron cuatro testigos de sedimento de 18 cm (PA1–PA4), seccionados cada 1 cm, en los que se determinaron el carbono orgánico total (COT), el nitrógeno total (NT) y los isótopos estables $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$. La geocronología y las tasas de sedimentación se estimaron con el modelo Constant Flux Constant Sedimentation (CFCS) aplicado al ^{210}Pb en exceso, y las diferencias entre fases sedimentarias se evaluaron mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Las tasas de sedimentación (0.33–0.40 cm $año^{-1}$) resultaron inferiores al promedio global de humedales costeros. Los flujos de COT se incrementaron hacia las fases recientes (F1, posteriores al año 2000), con promedios de 154–173 g C m^{-2} $año^{-1}$ en los testigos internos (PA4 y PA3), mientras que los stocks alcanzaron 6882–7256 g m^{-2} en dichos testigos. En cuanto a los valores isotópicos, el $\delta^{13}C$ presentó valores más enriquecidos en las fases recientes (F1: −24.5 ‰ a −22.8 ‰) que en las fases antiguas (F3: −26.1 ‰ a −25.0 ‰), y el $\delta^{15}N$ fue mayor en F1 (6.7–8.0 ‰) que en F3 (5.2–5.9 ‰), lo que indica una mayor contribución de fuentes no terrestres y nitrógeno antropogénico en las recientes, en coincidencia con la expansión urbana, agrícola y ganadera registrada desde la década de 1990. Los resultados respaldan que el origen de la materia orgánica modula la acumulación de carbono y que “El Paraíso” constituye un sumidero moderado pero activo, cuya conservación resulta relevante para la regulación climática.

Palabras clave: humedales, acumulación de carbono, stocks y flujos, $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$, tasa de sedimentación

ABSTRACT

This study assessed organic carbon accumulation—in terms of stocks and fluxes—and its relationship with the origin of organic matter in the Peruvian coastal wetland "El Paraíso". Four 18-cm sediment cores (PA1–PA4) were collected and sectioned every 1 cm to determine total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), and the stable isotopes $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$. Geochronology and sedimentation rates were estimated using the Constant Flux Constant Sedimentation (CFCS) model applied to excess ^{210}Pb, and differences among sedimentary phases were evaluated with the Kruskal–Wallis test. Sedimentation rates (0.33–0.40 cm yr^{-1}) were below the global average for coastal wetlands. TOC fluxes increased toward the recent phases (F1, after the year 2000), with means of 154–173 g C m^{-2} yr^{-1} in the inner cores (PA4 and PA3), whereas stocks reached 6882–7256 g m^{-2} in these cores. Regarding the isotopic values, $\delta^{13}C$ values were more enriched in the recent phases (F1: −24.5 ‰ to −22.8 ‰) than in the older phases (F3: −26.1 ‰ to −25.0 ‰), and $\delta^{15}N$ was higher in F1 (6.7–8.0 ‰) than in F3 (5.2–5.9 ‰), indicating a greater contribution of non-terrestrial sources and anthropogenic nitrogen in the recent ones, coinciding with the urban, agricultural, and livestock expansion recorded since the 1990s. The results support that the origin of organic matter modulates carbon accumulation and that "El Paraíso" constitutes a moderate but active carbon sink, whose conservation is relevant to climate regulation.

Keywords: wetlands, carbon accumulation, stocks and fluxes, $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$, sedimentation rate

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Ecosistemas de humedales costeros y sus servicios ecosistémicos

Los humedales costeros se definen como ecosistemas acuáticos en los que el agua constituye el principal factor regulador del medio y de la vida asociada (1,2). La presencia de agua puede ser permanente o temporal, dulce, salobre o salina, lo que favorece el desarrollo de plantas con adaptaciones morfológicas, fisiológicas y reproductivas a condiciones extremas de salinidad, temperatura, régimen de mareas, sedimentación y sustratos anaeróbicos fangosos (3,4). Se estima que la cobertura global de los humedales costeros es de aproximadamente 51 millones de hectáreas, de las cuales el 27 % corresponde a manglares, el 10 % a marismas y el 63 % a pastos marinos (5). A pesar de ocupar una franja costera relativamente estrecha, inferior al 2 % del paisaje marino, estos ecosistemas albergan una alta biodiversidad y proporcionan una amplia gama de servicios derivados de sus funciones ecosistémicas (6–8)

Entre ellos destacan los servicios de provisión (p. ej., hábitat, materia prima y agua), de regulación (p. ej., mejora de la calidad del agua, mitigación de la erosión costera y regulación térmica), de soporte (p. ej., protección frente a tormentas e inundaciones) y culturales (p. ej., recreación y turismo) (9–11). Una de las principales funciones ecosistémicas de los humedales costeros es la captura de carbono de origen atmosférico, terrestre y marino, lo que contribuye a la regulación climática y a la mitigación de las emisiones de CO_2 a escala regional (5,12). Los estudios orientados a cuantificar la acumulación de carbono concluyen que los humedales costeros constituyen importantes sumideros, pues pueden almacenar hasta cuarenta veces más carbono en el perfil sedimentario que la mayoría de los ecosistemas terrestres, incluidos los bosques boreales, tropicales y templados (1,7,13). Asimismo, presentan reservas de carbono por unidad de área superiores a las de los ecosistemas terrestres (14). Esta capacidad se relaciona con características del ambiente, como su geomorfología de baja pendiente, que favorece la acumulación de sedimentos finos y materia orgánica, lo que se traduce en una alta productividad y en condiciones anóxicas del sedimento que ralentizan su descomposición (7,14,15). No obstante, a escala global se ha registrado una pérdida significativa en la extensión de estos ecosistemas: aproximadamente el 50 % en marismas, el 35 % en manglares y el 29 % en pastos marinos (14,16,17). Mientras que la degradación de

manglares y pastos marinos se ha intensificado desde la década de 1950, las marismas han experimentado procesos de transformación durante varios siglos (14).

Estas pérdidas se relacionan tanto con presiones naturales (p. ej., alteraciones del régimen hídrico, la temperatura y los eventos climáticos extremos) como con factores antropogénicos, entre ellos la acuicultura, la extracción no controlada de recursos, la deforestación, los incendios, la agricultura y la expansión urbana (18–22). Además, la perturbación de estos ecosistemas puede generar importantes emisiones de metano y dióxido de carbono por la alteración y mineralización del carbono almacenado en los sedimentos y en la biomasa (14,21,23). En consecuencia, los humedales degradados reducen su capacidad de cumplir sus funciones ecosistémicas y, con ello, deterioran los servicios que proporcionan a la población local (5,24,25).

1.2 Origen y deposición de la materia orgánica en humedales costeros

Los humedales costeros se caracterizan por su alta productividad; en este contexto, la materia orgánica acumulada en los ambientes sedimentarios proviene de una mezcla de partículas y moléculas con diversas propiedades físicas (p. ej., tamaño y porosidad) y químicas (p. ej., grupos funcionales y solubilidad) (26,27). Estos ambientes reciben aportes de origen terrestre, principalmente derivados de residuos vegetales (28–30). Dichos aportes están compuestos por biomoléculas químicamente estables, de alto peso molecular, con estructuras irregulares o aromáticas (p. ej., lignina, ceras, grasas y resinas), que presentan menor disponibilidad para la comunidad microbiana, lo que favorece su preservación en los sedimentos (23,31,32). De igual manera, la acumulación se ve reforzada por aportes de origen no terrestre, representados por material particulado, residuos sólidos, pellets fecales, fitoplancton y microalgas bentónicas provenientes de otros sistemas acuáticos (28–30). Estos compuestos son químicamente lábiles, de bajo peso molecular (p. ej., aminoácidos, ácidos grasos y carbohidratos), por lo que pueden perderse con mayor rapidez durante los procesos de diagénesis que la materia orgánica terrestre, más recalcitrante (33–35). Diversos estudios han mostrado que cada tipo de biomolécula presente en los residuos en descomposición posee una resistencia bioquímica específica, determinada por la fuerza de los enlaces intra e intermoleculares, el grado de polimerización, la regularidad estructural de los polímeros y el contenido de grupos funcionales aromáticos y alifáticos (36,37).

No obstante, la estabilidad de la materia orgánica no depende únicamente de sus propiedades intrínsecas, sino también de factores externos como la cantidad y calidad de los aportes, la disponibilidad de aceptores de electrones (p. ej., oxígeno, nitrato, hierro, manganeso y sulfato), las características estructurales de los sedimentos (granulometría, porosidad y densidad), la profundidad, el régimen hídrico y la temperatura (35,38). Asimismo, la sorción de la materia orgánica en la superficie de los sedimentos reduce la velocidad de descomposición y favorece su conservación (39–41).

Por otro lado, la cantidad y calidad de los aportes de materia orgánica ejercen un impacto directo sobre su dinámica en el sedimento (20,42,43). La magnitud de la entrada determina el balance de carbono, mientras que su calidad, refractaria o lábil, condiciona los procesos de descomposición y almacenamiento (44–47). Una vez depositada, la materia orgánica se degrada mediante una secuencia de reacciones redox (44,48,49). Los microorganismos transforman estos compuestos y regulan el equilibrio entre la respiración, la metanogénesis y la formación de depósitos estables de carbono (35,38). En los primeros centímetros del sedimento predominan procesos aeróbicos, impulsados por bacterias heterótrofas que oxidan la materia orgánica a CO_2 y H_2O (49). A medida que el oxígeno se agota en capas más profundas, se desarrollan procesos de reducción de nitratos, manganeso, hierro y sulfato, así como la metanogénesis, lo que incide directamente en la capacidad de acumulación de carbono del sistema (50). Se estima que, tras la muerte de las plantas, entre el 12.4 % y el 18.3 % de los tejidos vegetales de manglares y marismas, respectivamente, se incorpora como materia orgánica del suelo (29,51).

1.3 Carbono en humedales costeros y factores de control

El carbono orgánico constituye el componente más representativo de la materia orgánica y proviene de componentes bióticos, como restos vegetales y animales (52,53). Su contenido varía según la especie vegetal y el tipo de cobertura (52). Debido a sus características geomorfológicas y sedimentarias, los humedales costeros presentan alta productividad y capturan grandes cantidades de carbono terrestre, atmosférico y marino, que se almacena tanto en los sedimentos como en la biomasa vegetal (54–56). La mayor parte del carbono almacenado se encuentra en la biomasa muerta (hojarasca, madera y raíces) y en los sedimentos (aproximadamente el 75 %), más que en la biomasa viva (54,57,58). Este carbono puede conservarse durante milenios, como lo evidencian estudios de datación por radiocarbono en marismas, manglares y pastos marinos (42,55,59). La acumulación de carbono sedimentario se produce porque una fracción de la alta productividad primaria neta se deposita en condiciones anóxicas asociadas a la inundación constante (20,42). Los bajos niveles de oxígeno ralentizan la descomposición de la materia orgánica, lo que favorece su preservación y genera altas tasas de acumulación que escapan a la diagénesis temprana (15,60,61). Esta capacidad de almacenamiento es variable y depende de factores como la geomorfología, la salinidad, la disponibilidad de nutrientes, el hidroperíodo, el tipo de vegetación y la comunidad microbiana, los cuales pueden modular positiva o negativamente la tasa de acumulación (54,62,63). En conjunto, la función de sumidero de los humedales costeros está influida por factores naturales y antropogénicos que pueden actuar de forma individual o sinérgica (42,61,64).

El régimen hídrico y la geomorfología local actúan de forma sinérgica para controlar la acumulación de carbono orgánico (65,66). La geomorfología define la elevación del terreno y esta, a su vez, determina el régimen de inundación, del que depende buena parte de la variabilidad en el almacenamiento de carbono (67,68). De esta manera, la combinación de ambos factores gobierna la tasa de sedimentación, que regula el atrapamiento y el enterramiento del material orgánico e inorgánico (61,65). Una vez incorporada la materia orgánica, el régimen de inundación pasa a controlar su preservación a través de las condiciones redox: la saturación hídrica mantiene el sedimento anóxico e inhibe la descomposición aerobia, de modo que el carbono se conserva y se acumula progresivamente (69,70).

No obstante, esta relación no es lineal, sino que depende de la posición dentro del gradiente de inundación: hacia la marisma alta, menos inundada, aumenta el carbono estabilizado por agregados y minerales, mientras que una inundación excesiva puede reducir la protección mineral y desestabilizar el carbono ya almacenado (71–73). En consecuencia, la elevación y el hidroperíodo determinan no solo cuánto carbono llega al sedimento, sino también qué fracción resiste la mineralización y permanece almacenada a largo plazo (68,71). Un ejemplo claro de esta sinergia se observa en el estuario del Elba, donde, a lo largo de sus zonas de marisma pionera, baja y alta, el régimen de inundación gobierna tanto la cantidad como la estabilidad del carbono almacenado (74).

A este control hidrológico se suma la composición granulométrica: una mayor proporción de partículas finas proporciona una mayor superficie para la interacción mineral-orgánica, lo que facilita el encapsulamiento del carbono, reduce su biodisponibilidad y favorece su preservación a largo plazo (35,66,71). Más allá de estos controles físicos del sedimento, la vegetación es una fuente directa de materia orgánica para el suelo de la marisma y, por esa vía, uno de los principales factores que regulan la acumulación de carbono orgánico. Las marismas densamente vegetadas por plantas de tipo C3 aportan entre el 73 % y el 89 % del carbono en el sedimento según la posición dentro del humedal; en cambio, en una marisma en restauración con apenas ~20 % de cobertura, solo cerca del 20 % del carbono procede de la vegetación in situ (75). Además, el tipo de especie influye significativamente en el aporte: el contenido de carbono orgánico en la comunidad de Phragmites (9.60 ± 0.32 g kg^{-1}) fue superior al de Salicornia europaea (7.75 ± 0.18 g kg^{-1}), Tamarix ramosissima (4.96 ± 0.18 g kg^{-1}) y Suaeda corniculata (4.55 ± 0.11 g kg^{-1}) (76).

En la misma línea, la mayoría de las investigaciones sobre marismas salinas en latitudes templadas y subpolares destacan que las comunidades de graminoides y juncos presentan contenidos de carbono vegetativo más altos que las suculentas (77). Por ejemplo, *Juncus kraussii* contiene un 25 % más de carbono en biomasa que *Sarcocornia quinqueflora* (78). En la bahía de Tampa (Florida), el grupo de graminoides y juncos alcanzó 44.4 ± 2.0 % de carbono, frente al 33.3 ± 7.0 % en las suculentas, con un promedio general de 41.1 ± 5.5 % (79). Asimismo, destaca el estudio realizado en la laguna costera de la Ría de Aveiro (Portugal), donde se evaluó la reserva de carbono de dos especies: *Juncus maritimus* almacenó en promedio entre siete y ocho veces más carbono en la

biomasa y tres veces más en el rizosedimento que la pionera *Spartina maritima,*y alcanzó un stock total (planta + sedimento) de 1517 ± 26 g C m^{-2} $año^{-1}$ frente a 493 ± 20 g C m^{-2} $año^{-1}$ de esta última (80).

Más allá de su aporte directo de carbono, la vegetación ejerce también un control físico sobre la acumulación: reduce la velocidad del flujo hídrico y amortigua su energía, lo que favorece la sedimentación y disminuye la resuspensión (29,61,68). Por el contrario, su desaparición incrementa la erosión, expone el sedimento a condiciones oxigenadas y promueve la respiración, con la consiguiente pérdida de carbono (14,62,67). Así, la contribución de la materia orgánica vegetal depende de la cobertura, la productividad y la posición dentro del humedal, así como del efecto físico que la vegetación tiene sobre la sedimentación. Por ello, alteración antropogénica incide de forma directa sobre la magnitud y la estabilidad del carbono almacenado.

En cuanto a los factores antropogénicos, su influencia se ha intensificado en las últimas décadas, entre los que se incluyen la descarga de efluentes domésticos, la agricultura, la acuicultura y la ganadería (72,81,82). El enriquecimiento de nutrientes favorece la eutrofización, altera la estructura del ecosistema y promueve la remineralización de la materia orgánica, lo que reduce el almacenamiento de carbono (83–85). Aunque dicho enriquecimiento puede incrementar temporalmente la productividad primaria, a largo plazo reduce el oxígeno disuelto y propicia procesos anaeróbicos que afectan el balance de gases de efecto invernadero (34,82). Asimismo, puede disminuir la producción de raíces, lo que afecta la acumulación de sedimentos (86,87). En humedales eutrofizados, el exceso de nutrientes estimula la producción de materia orgánica lábil (fitoplancton y microalgas) y conduce a una acumulación de carbono menos eficiente (29,32,88). Por su parte, el cambio de uso del suelo para actividades agrícolas contribuye significativamente a las emisiones de carbono, estimadas entre 0,02 y 0,24 Pg CO_2 $año^{-1}$, lo que representa aproximadamente el 30 % de las emisiones globales (89). Finalmente, los incendios afectan de manera crítica el carbono almacenado: pueden eliminar el 100 % de la biomasa aérea y el 25 % del carbono subterráneo, mientras que el 75 % del carbono en raíces se transfiere al sedimento (90).

Esta relación entre las perturbaciones antropogénicas y la respuesta biogeoquímica del ecosistema se evidencia en los ambientes litorales del Perú. Para dimensionar el alcance de estas presiones antropogénicas, se examinan a continuación

casos de estudio que muestran cómo los flujos y las firmas isotópicas de carbono orgánico varían según el tipo e intensidad de la presión local.

1.4 Casos de estudio: degradación física y alteración de flujos de carbono

A nivel nacional, los humedales costeros peruanos han experimentado cambios en su superficie o en la calidad del agua, lo que ha provocado la reducción de sus servicios ecosistémicos (91). En el norte del Perú, las investigaciones realizadas en el Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes evidenciaron que la acuicultura ha transformado la dinámica del carbono en la zona. Las tasas de acumulación fueron notablemente mayores en las zonas próximas a las granjas (hasta 700 g m^{-2} $año^{-1}$) que en las alejadas. El análisis isotópico reveló que el carbono procedía principalmente de la vegetación local, mientras que el enriquecimiento de $\delta^{15}N$en marismas cercanas evidenciaba la influencia directa de los efluentes acuícolas (92).

En la costa central, la expansión urbana descontrolada y la falta de planificación redujeron la superficie del humedal Pantanos de Villa en más del 90 % en dos décadas, al pasar de 5000 ha en 2002 a solo 300 ha en 2022 (91). A pesar de este contexto de degradación, los estudios geoquímicos constituyeron el primer registro de acumulación de carbono documentado para una marisma costera peruana. Los flujos de carbono orgánico total alcanzaron un promedio de 406.5 ± 61.0 g m^{-2} $año^{-1}$, con máximo de 416.4 ± 65.0 g m^{-2} $año^{-1}$, lo que representa casi el doble de la media global para marismas costeras preservadas (240 g m^{-2} $año^{-1}$). Estos registros, caracterizados por valores de $\delta^{13}C$ (−16.1 ± 0.6 ‰) y un enriquecimiento de $\delta^{15}N$ (+10.6 ± 2.6 ‰), evidenciaron una mayor deposición de material algal (fitoplancton y cianobacterias) y de aguas residuales urbanas por procesos de eutrofización (93).

Por su parte, en el humedal de Ventanilla los incendios por actividad humana son recurrentes debido al manejo de *Schoenoplectus americanus*, la quema de residuos y la constante presión urbana (94). Asimismo, el humedal de Puerto Viejo enfrenta múltiples amenazas, entre las que destacan la expansión urbana descontrolada, la extracción de agua subterránea, la degradación relacionada con la ganadería y la acumulación de escombros y desechos, cuyos impactos se han registrado con posterioridad a la década de 1990 (95). Respecto a los registros geoquímicos, se reportaron tasas de sedimentación de 0.33 y 0.34

cm año⁻¹ en Ventanilla y Puerto Viejo, respectivamente. Los flujos más altos de ambos sistemas correspondieron a Ventanilla, con máximos de carbono orgánico total (COT) de hasta 459 g m^{-2} $año^{-1}$, en comparación con los 235 g m^{-2} $año^{-1}$ alcanzados en Puerto Viejo. Este incremento se asoció a valores de $\delta^{13}C$ de hasta −19.3 ‰ en Ventanilla y −27.1 ‰ en Puerto Viejo, este último muy cercano al rango de las plantas terrestres C_3, así como a un enriquecimiento de $\delta^{15}N$ (+9.3 ‰ y +12.0 ‰, respectivamente). Estos resultados evidencian un mayor aporte de materia orgánica terrestre y de nitrógeno antropogénico (55).

En conjunto, los tres casos evidencian que los flujos de carbono en los humedales costeros peruanos están controlados por el tipo e intensidad de la presión antropogénica (la expansión urbana, la descarga de aguas residuales y las alteraciones en el manejo hídrico). Asimismo, las firmas isotópicas de $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$ demuestran que el carbono acumulado no presenta las mismas características ni el mismo origen (93). Finalmente, la literatura indica que la capacidad real de almacenamiento de estos ecosistemas depende de la fracción de carbono que ingresa al sistema, sus mecanismos de transporte y la tasa de descomposición (96).

1.5 Humedal costero “El Paraíso”

El humedal costero “El Paraíso”, también conocido como Playa Chica, está constituido por una playa, vegetación, zonas pantanosas y dos cuerpos de agua: las lagunas Norte y Sur (97–99). A lo largo de su historia geológica, la zona atravesó diversos ciclos de sequía y anegamiento. Sin embargo, el ecosistema actual se consolidó a principios de 1973, como resultado del desborde del canal de irrigación de Santa Rosa (100). En cuanto a la dinámica hídrica, la laguna Norte responde a un origen natural, con fluctuaciones del nivel hídrico vinculadas a aportes fluviales y freáticos, mientras que la laguna Sur se asocia a los efluentes de irrigación Santa Rosa y a las pleamares; en la actualidad, esta última es la responsable del mantenimiento e incremento de la superficie del humedal (98,100).

Este ecosistema presenta condiciones particulares que le otorgan una notable relevancia ecológica y socioeconómica para las comunidades aledañas, gracias a los bienes y servicios ecosistémicos que provee (101). Dichos servicios sostienen la economía de subsistencia local, donde el 92 % de los residentes depende en mayor o menor medida de los recursos del humedal (102). En cuanto a las ocupaciones, el 45 % de los pobladores se dedica a la extracción de fibras vegetales, mientras que el 55 % restante participa en actividades agrícolas y ganaderas (100,102). Entre los recursos aprovechados destacan el junco (*Schoenoplectus americanus*), los recursos pesqueros (69 %), *Cladium mariscus* (46 %), las aves (23 %) y, en menor proporción, sus huevos (102).

Desde que las lagunas se hicieron visibles en 1973, el equilibrio del humedal se ha visto alterado por una presión antrópica acumulativa y sinérgica (100). En particular, la expansión urbana periférica, con más de diez asociaciones establecidas, de las cuales al menos cuatro ejercen influencia directa sobre el humedal, ha fragmentado los hábitats (102). Como consecuencia del crecimiento demográfico, el sistema recibe una carga cada vez mayor de nutrientes procedente de fertilizantes, residuos ganaderos y desechos domésticos, capaz de desencadenar procesos de eutrofización (102). Asimismo, la extracción no controlada de recursos de flora supera la tasa de regeneración natural de la biomasa (98,103). A esta problemática se suman los incendios de origen antrópico, considerados una amenaza recurrente en los humedales de la costa central peruana, donde se registra al menos un evento por año (97). Estos siniestros responden principalmente a la quema destinada al manejo de fibras vegetales (junco, totora y carricillo), al control informal de plagas, a la eliminación de basura y a los intentos de invasión (104).

1.6 Estado del arte y vacíos de investigación en el humedal "El Paraíso"

Los estudios sobre los humedales costeros del Perú han mostrado un desarrollo temáticamente desigual y espacialmente concentrado. La producción científica se ha orientado principalmente hacia inventarios de biodiversidad, en especial de avifauna y flora, así como hacia humedales con mayor visibilidad institucional o alguna categoría de protección (105,106). En contraste, la hidrología, la limnología, la dinámica sedimentaria y la biogeoquímica continúan siendo líneas escasamente desarrolladas (106).

Este patrón se reproduce en el humedal costero "El Paraíso". La literatura disponible se ha concentrado, sobre todo, en la caracterización de la avifauna, con

registros continuos desde la década de 1980 y, en menor medida, en inventarios florísticos, descripciones de cobertura vegetal, aproximaciones geomorfológicas y evaluaciones de vulnerabilidad socioambiental (101,107). En consecuencia, una proporción importante del conocimiento existente describe atributos visibles del ecosistema, pero no explica los mecanismos que determinan su funcionamiento ni permite evaluar con precisión su respuesta frente a presiones ambientales acumulativas.

A pesar de su reconocida relevancia ecológica, las investigaciones sobre el humedal "El Paraíso" siguen siendo fragmentadas y limitadas a enfoques descriptivos o diagnósticos generales (101,102). Además, la discrepancia en aspectos básicos como su extensión, geomorfología e intensidad de impactos, evidencia la falta de una síntesis científica del sistema. Metodológicamente, predominan diseños heterogéneos y muestreos insuficientes que limitan las comparaciones sistémicas (105,106).

Ante este panorama, la presente investigación se sostiene en la necesidad de producir la primera línea base biogeoquímica del sistema para explicar sus mecanismos ecológicos. Esta precisión es pertinente porque el único antecedente de estado trófico de "El Paraíso" lo estimó mediante teledetección, sin medición directa de nutrientes en agua ni en sedimento (108). Una revisión de la calidad hídrica de los humedales de la costa central concluyó que se conoce poco sobre su situación actual (109). Con ello se busca llenar el vacío empírico de un humedal escasamente estudiado y corregir una debilidad de la literatura nacional, históricamente más inclinada a describir componentes biológicos que a esclarecer procesos funcionales (105,106).

1.7 Herramientas para el estudio biogeoquímico en humedales

1.7.1 Datación de sedimentos

La técnica más utilizada para establecer un marco geocronológico de los últimos 200 años en sedimentos lacustres y costeros es la aplicación del radioisótopo natural ^{210}Pb, que presenta un periodo de semidesintegración de 22.3 años y forma parte de la cadena de desintegración del ^{238}U (110,111). El radioisótopo ^{210}Pb se origina a partir del ^{226}Ra, que decae a ^{222}Rn (gas); parte de este escapa a la atmósfera, donde se desintegra y genera ^{210}Pb, que permanece en ella entre 5 y 10 días. Posteriormente, el radioisótopo se incorpora al sedimento por precipitación directa o por escorrentía y genera un "exceso" respecto a los valores constantes del ^{210}Pb soportado (111). Este último se forma por la desintegración del ^{222}Rn que no escapa a la atmósfera y permanece en equilibrio secular con el ^{226}Ra (112,113). El ^{210}Pb en exceso (no soportado) se obtiene a través de la siguiente ecuación: ^{210}Pbex = ^{210}Pbtotal – ^{226}Ra.

La actividad de ^{210}Pbex disminuye exponencialmente con la profundidad en el perfil sedimentario, y las variaciones en esta tendencia permiten identificar posibles cambios ambientales en el sistema (114). Las tasas de acumulación de sedimento pueden estimarse mediante el modelo Constant Flux Constant Sedimentation (CFCS), el cual permite la datación de sedimentos de los últimos 100–150 años (55). Este modelo asume flujo constante de ^{210}Pb y sedimentación constante a lo largo del tiempo (115). La edad del sedimento en cada capa se calcula mediante la ecuación: $T(m) = m/Wc$, donde $T(m)$ representa la edad del sedimento; m, la masa acumulada, y Wc, la tasa de acumulación de masa constante.

1.7.2 Indicadores elementales

La concentración de carbono orgánico total (COT) se emplea como indicador de la cantidad de materia orgánica presente en los sedimentos (116,117). La materia orgánica típica contiene aproximadamente un 58 % de carbono orgánico; por esta razón, aquella puede estimarse a partir del carbono orgánico mediante la aplicación del factor de Van Bemmelen (1.724) (90,118). El carbono orgánico evaluado corresponde a la fracción que ha escapado a la remineralización durante la sedimentación. Asimismo, su concentración está influida por múltiples factores, entre ellos la cantidad y calidad de la biomasa, la hidrodinámica, el tipo de sedimento, las condiciones climáticas, el transporte, la

bioturbación y la tasa de degradación posterior a la acumulación (41,48). Los procesos degradativos modifican de manera significativa la composición y la concentración de la materia orgánica, lo que explica la variabilidad espacial del COT en los sedimentos. No obstante, estas concentraciones conservan información relevante sobre el origen de la materia orgánica y el ambiente de depósito (116,119).

El nitrógeno orgánico representa entre el 85 % y el 95 % del nitrógeno total y constituye un elemento esencial para el crecimiento de algas y plantas acuáticas. Sin embargo, el ciclo global acelerado del nitrógeno ha incrementado considerablemente el flujo de nitrógeno reactivo (principalmente en forma de NO_3^-) desde los ecosistemas terrestres, como resultado de actividades antropogénicas, tendencia que se proyecta en aumento con la expansión urbana (120). El enriquecimiento de nutrientes en los humedales estimula la producción primaria, favorece la aparición de floraciones algales nocivas, incrementa la sedimentación y genera cambios en la biogeoquímica del sistema (121). Las concentraciones de nitrógeno en los sedimentos están controladas por factores como el clima, la vegetación, la geomorfología y las actividades humanas, especialmente el uso de fertilizantes (21,92). En este sentido, el nitrógeno total se utiliza como indicador de la calidad del sistema y como herramienta para comprender la dinámica biogeoquímica de este elemento.

Finalmente, la relación carbono/nitrógeno (C/N) ha sido ampliamente utilizada para distinguir el origen de la materia orgánica sedimentaria (51,116). Además, constituye un indicador sensible de la calidad del sedimento y permite evaluar el balance entre carbono y nitrógeno (122). Las relaciones C/N de la materia orgánica de origen no terrestre (por ejemplo, algas y cianobacterias) oscilan entre 4 y 10, mientras que la de origen terrestre presenta valores de 20 o superiores (122,123). Esta diferencia se explica por la ausencia de celulosa y lignina en organismos acuáticos y su abundancia en plantas vasculares (124). La diagénesis temprana puede modificar estas proporciones en los sedimentos. De igual forma, la clasificación hidrodinámica según el tamaño de grano y las actividades antropogénicas, como el uso de productos químicos, pueden alterarlas (123,125).

1.7.3 Indicadores isotópicos

La composición isotópica del carbono orgánico en sedimentos constituye una herramienta ampliamente utilizada para determinar el origen de la materia orgánica, reconstruir la productividad pasada e identificar cambios en la disponibilidad de nutrientes (116,123). Esta técnica se basa en la relación de isótopos estables ^{12}C (~98.89%) y ^{13}C (~1.11 %), cuya abundancia relativa se expresa mediante la notación delta (δ) (126,127). La señal isotópica $\delta^{13}C$ se define como la diferencia relativa entre la muestra y el estándar VPDB. Dicha señal refleja el fraccionamiento isotópico que ocurre durante la fotosíntesis, en la que los procesos biológicos favorecen la incorporación de ^{12}C frente al ^{13}C y pueden mantenerse relativamente estable en el material orgánico enterrado, lo que permite rastrear el origen de la materia orgánica (29,127). En ecosistemas como las marismas, caracterizados por la interacción entre aportes marinos y terrestres, se generan gradientes isotópicos bien definidos (41).

La composición isotópica del carbono en plantas depende de la vía fotosintética (C_3, C_4 o CAM) (128). Las plantas C_3, que representan aproximadamente el 90 % de las especies, fijan CO_2 mediante la enzima Rubisco y presentan valores de $\delta^{13}C$ entre −36 ‰ y −22 ‰ (40,52,129). Las plantas C_4, en cambio, utilizan la enzima PEP carboxilasa, que discrimina menos el ^{13}C, por lo que presentan valores más enriquecidos, generalmente entre −19 ‰ y −7 ‰ (128,130). Por su parte, las plantas CAM (metabolismo ácido de las crasuláceas) combinan rutas C_3 y C_4 y presentan valores intermedios entre −28 ‰ y −11 ‰ (43). La materia orgánica asociada al fitoplancton marino suele presentar valores entre −22 ‰ y −19 ‰; sin embargo, cuando el CO_2 disuelto es limitado, estos organismos pueden utilizar bicarbonato, lo que genera valores isotópicos más enriquecidos (124,131,132).

En cuanto al $\delta^{15}N$, este constituye una herramienta eficaz para rastrear fuentes naturales y antropogénicas de nitrógeno en sistemas acuáticos y terrestres (133). El análisis isotópico permite diferenciar el nitrógeno inorgánico disponible para plantas terrestres y fitoplancton (34). Los valores de $\delta^{15}N$ del nitrógeno inorgánico disuelto suelen oscilar entre +7 ‰ y +10 ‰, y son mayores en los organismos acuáticos que en las plantas terrestres, las cuales dependen del nitrógeno atmosférico (117). La materia orgánica derivada de algas presenta valores cercanos a +8.5 ‰, mientras que las plantas terrestres C_3 registran valores alrededor de +0.5 ‰. Los valores más elevados (entre +10 ‰ y +22

‰) se asocian con fuentes antropogénicas, como aguas residuales y fertilizantes (133,134).

II. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

¿Los cambios en el origen de la materia orgánica influyen sobre la acumulación de carbono orgánico en los ambientes sedimentarios del humedal costero “El Paraíso”?

III. HIPÓTESIS

La acumulación de carbono orgánico en términos de flujos dentro de los ambientes sedimentarios del humedal costero “El Paraíso” es más alta en presencia de una mayor contribución de materia orgánica de origen no terrestre.

IV. OBJETIVOS

4.1 Objetivo general

- Determinar la influencia del origen de la materia orgánica sobre la acumulación (stocks y flujos) del carbono depositado en los ambientes sedimentarios del humedal costero “El Paraíso”.

4.2 Objetivos específicos

- Determinar las tasas de sedimentación y la geocronología en los ambientes sedimentarios del humedal costero “El Paraíso”, por medio de la medición de la actividad de ^{210}Pbex.
- Caracterizar la composición granulométrica en los ambientes sedimentarios del humedal costero “El Paraíso”, por medio del método gravimétrico.
- Cuantificar el *stock* y el flujo de carbono orgánico total (COT) y nitrógeno total (NT) en los ambientes sedimentarios del humedal costero “El Paraíso”, mediante indicadores elementales, densidad aparente y tasas de sedimentación.
- Determinar el origen de la materia orgánica en los ambientes sedimentarios del humedal costero “El Paraíso” mediante los indicadores isotópicos de carbono (δ^{13}C) y nitrógeno (δ^{15}N).

V. METODOLOGÍA

5.1 Área de estudio

El estudio se realizó en el humedal costero “El Paraíso”, ubicado en el distrito de Huacho, provincia de Huaura, departamento de Lima, Perú. Se localiza entre los 11°10′ y 11°13′ S y entre los 77°35′ y 77°36′ W (100). El humedal presenta una extensión aproximada de 690.42 ha y comprende dos cuerpos de agua principales: la laguna Sur (186.5 ha) y la laguna Norte (34.7 ha) (135). La laguna Sur presenta una mayor profundidad promedio (1.5 m) que la laguna Norte (0.5 m) (98). El nivel del agua está influido tanto por el régimen de mareas como por el agua continental proveniente de filtraciones del sistema de irrigación Santa Rosa (136).

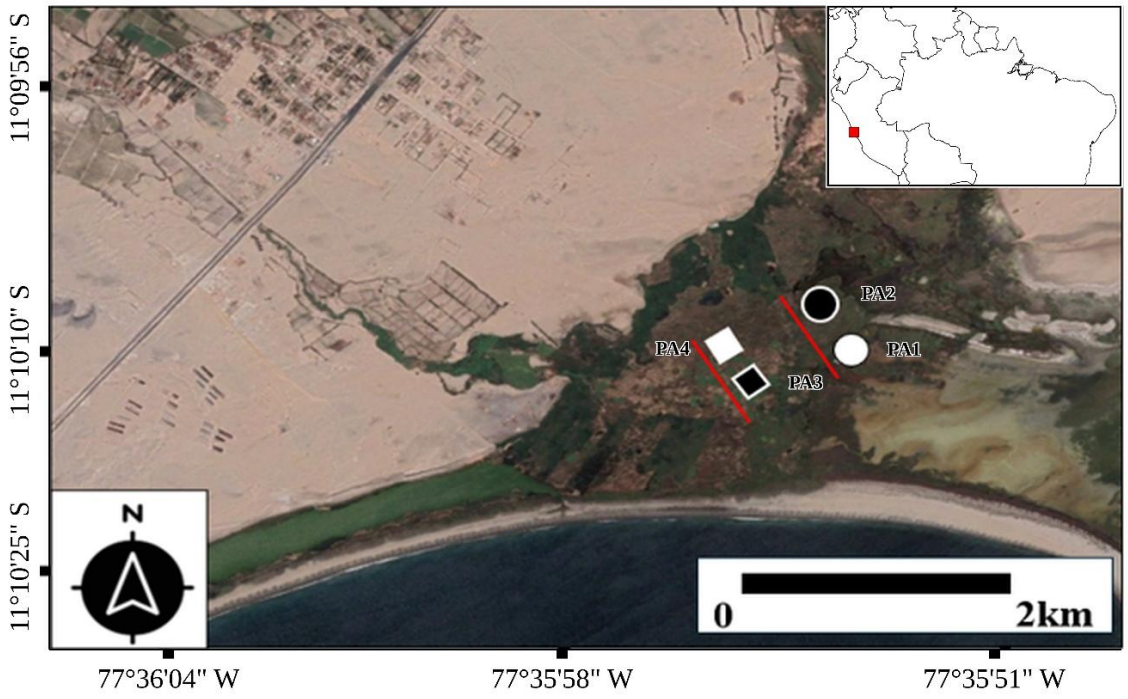


Figura 1. Área de estudio dentro de los ambientes sedimentarios del humedal "El Paraíso", en el centro del Perú (cuadrado rojo). Las líneas rojas indican la ubicación de ambos transectos de 50 m de longitud, donde se recolectaron los testigos de sedimento: PA-1 (círculo blanco), PA-2 (círculo negro), PA-3 (cuadrado negro) y PA-4 (cuadrado blanco). Imagen satelital del Geógrafo del Departamento de Estado de los Estados Unidos. Datos de SIO, NOAA, la Marina de los Estados Unidos, NGA y GEBCO, publicados por Google Earth (2026).

El Paraíso es un humedal costero somero y salobre, cuyo cuerpo de agua está separado del mar por un cordón de arena y se conecta con él por el lado sur, en unos pocos puntos. Ese cierre casi continuo limita la entrada de la marea y ralentiza el intercambio con el agua marina, de manera que la influencia mareal se debilita hacia el interior de la laguna (100). Las dos lagunas se comportan de manera distinta: la Norte, de origen natural, depende de los aportes fluviales y freáticos, mientras que la Sur conserva la conexión con el mar y recibe las filtraciones de Santa Rosa, y es hoy la que mantiene la mayor parte del humedal (100).

La vegetación del borde de la laguna Sur acompaña ese gradiente salino. En la franja más amplia, junto al espejo de agua, domina el junco *(Schoenoplectus americanus),* con salicornia *(Sarcocornia fruticosa y S. neei)* hacia el oeste y, en menor densidad, *Sesuvium portulacastrum* (100). En las áreas contiguas predominan el carrizo *(Arundo donax) y Paspalum vaginatum*, acompañados de pájaro bobo *(Tessaria integrifolia)*. Entre unas y otras se intercalan franjas delgadas de totora (*Typha domingensis)*, junco, salicornia y grama salada *(Distichlis spicata).* El junco y la salicornia se repiten en casitodo el perímetro y en la mayoría de las coberturas que lo rodean, lo que indica el carácter salobre y de transición de estos bordes (100).

Sobre este gradiente, en un sector con presencia de *Bolboschoenus maritimus*, *Triglochin striata*, *Sarcocornia neei* y *Chara* sp., se ubicaron los dos transectos de muestreo (Figura 1). El transecto externo (PA1 y PA2) se encuentra relativamente alejado de la conexión con el mar, en una zona a la que el agua marina aún llega, aunque de forma atenuada; por ello, presenta una influencia mareal moderada y una energía hidrodinámica ligeramente mayor que el resto del sistema. El transecto interno (PA3 y PA4), en cambio, se localiza hacia el interior de la laguna, más protegido de la marea y próximo a los pequeños canales que devuelven el agua de la irrigación Santa Rosa desde los poblados vecinos (100). Sobre esta base se realizó la colecta de los testigos de sedimento para los análisis geocronológicos, granulométricos, elementales e isotópicos.

5.2 Colecta de muestras

El diseño de muestreo fue de tipo no probabilístico, dado que la selección de los puntos de muestreo respondió a criterios técnicos orientados a asegurar la obtención de registros sedimentarios continuos adecuados para los análisis geocronológicos, granulométricos, elementales e isotópicos. En ambos transectos se seleccionaron zonas con estabilidad sedimentaria, predominio de sedimentos finos y mínima perturbación física, condiciones que favorecen la recuperación de testigos continuos y comparables.

Se recolectaron cuatro testigos de sedimento de 18 cm de longitud, distribuidos en dos transectos lineales separados por aproximadamente 150 m. En cada transecto, los puntos se ubicaron con una separación aproximada de 10 m (Figura 1). Los testigos fueron extraídos mediante un sacatestigos manual de PVC transparente de 6,6 cm de diámetro (Figura 2) (137,138).

Posteriormente, cada testigo se seccionó *in situ* en intervalos de 1 cm, desde la superficie hasta la base. Las muestras obtenidas se almacenaron en bolsas plásticas herméticas, debidamente codificadas, y se transportaron a 8 °C al Laboratorio de Ciencias del Mar de la Universidad Peruana Cayetano Heredia hasta su procesamiento.

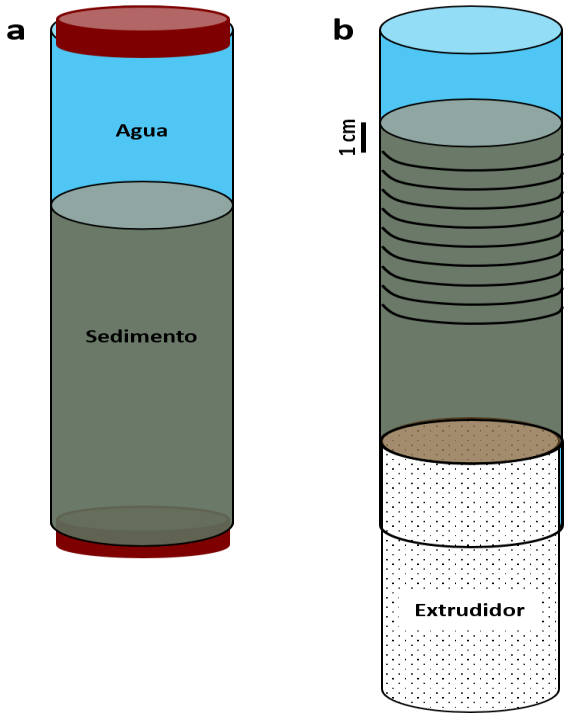


Figura 2. Diagrama conceptual de un muestreo de testigo de sedimento (a), diseño de extrusión y seccionamiento de la columna de sedimento (b) (93).

De manera complementaria, se colectaron por duplicado muestras de las especies vegetales dominantes: *Bolboschoenus maritimus*, *Triglochin striata*, *Sarcocornia neei* y *Chara* sp. (101,139). La colecta se realizó con tijeras de podar y las muestras se almacenaron individualmente en bolsas herméticas para su traslado al laboratorio. Asimismo, el fitoplancton se muestreó en los cuerpos de agua asociados mediante una red cónica estándar de 15 cm de diámetro y 75 µm de abertura de malla, conectada a un frasco colector (140). Se filtraron aproximadamente 20 L de agua; los frascos se codificaron y transportaron al Laboratorio de Ciencias del Mar (UPCH), donde se conservaron a 8 °C hasta su análisis.

Los resultados obtenidos caracterizan los ambientes sedimentarios representados por los puntos PA1, PA2, PA3 y PA4 y constituyen una línea base para el seguimiento y la comparación de cambios espaciales y temporales en dichos sectores del humedal. No obstante, las inferencias corresponden a los ambientes evaluados y su extrapolación al conjunto del humedal debe realizarse considerando la heterogeneidad espacial del sistema

5.3 Pretratamiento de muestra

Previo al secado, se registró el peso húmedo de las muestras de sedimento, dato que se empleó para calcular la densidad aparente (DBD) y estimar los *stock*s y flujos de carbono (141). Posteriormente, se pesaron 20 g de cada submuestra y se secaron a 50 °C durante tres días en una estufa Memmert (modelo 30-1060). Una vez secas, las muestras se pesaron nuevamente y se trituraron en un mortero de porcelana hasta obtener un material fino y homogéneo. De cada submuestra se pesaron 6 g utilizando una balanza analítica previamente calibrada (Radwag), los cuales se almacenaron en bolsas herméticas para análisis posteriores.

Para la determinación de ^{210}Pbex, las submuestras de sedimento seco se colocaron en recipientes cilíndricos de plástico de 5 mL, debidamente codificados y sellados con Parafilm “M”. Asimismo, se pesaron entre 5 y 6 mg de cada submuestra y se encapsularon en cápsulas de estaño (8 × 5 mm, marca EM) para análisis elementales (carbono y nitrógeno) e isotópicos (δ^{13}C y δ^{15}N). Para el análisis granulométrico, se pesaron 25 g de sedimento húmedo y se colocaron en vasos de precipitados de 250 mL. Las muestras se trataron con peróxido de hidrógeno al 30 % durante 24–48 h para eliminar la materia orgánica, y posteriormente se añadió hexametafosfato de sodio (1N al 10 %) para su

dispersión (142,143). Luego, se realizó un tamizado húmedo con malla de 63 μm. La fracción que atravesó el tamiz se secó a 60 °C durante 48 h, mientras que el material retenido se secó sobre papel filtro a la misma temperatura durante 24 h. Finalmente, se realizó un nuevo tamizado (2 mm y 63 μm) para separar la fracción arenosa del sedimento fino y se pesó cada fracción.

Las muestras de vegetación se secaron a 50 °C durante tres días, se trituraron hasta obtener una textura homogénea y se almacenaron en bolsas herméticas. En el caso del fitoplancton, las muestras se filtraron mediante un tamiz de 500 μm para eliminar partículas gruesas. El filtrado se transfirió a viales de 45 mL, se centrifugó a 1500 rpm durante 10 min y se descartó el sobrenadante. El material sedimentado se secó a 50 °C durante tres días, se trituró y se almacenó en bolsas herméticas. Finalmente, se pesaron entre 3 y 5 mg de cada submuestra en cápsulas de estaño (8 × 5 mm) para análisis elementales e isotópicos.

5.4 Análisis de muestra

5.4.1 Determinación de las tasas de sedimentación

La tasa de sedimentación se estimó a partir de la actividad del isótopo ^{210}Pb atmosférico en exceso (^{210}Pbex) presente en los sedimentos. Las submuestras secas se analizaron mediante espectrometría gamma con un detector coaxial de germanio de alta pureza, con una eficiencia relativa del 40 %, acoplado a un analizador multicanal. La actividad de ^{210}Pb se determinó a partir del pico gamma de 46.5 keV, mientras que la de ^{226}Ra se estimó a partir del promedio de los picos de sus descendientes ^{214}Pb y ^{214}Bi (295. 2; 351.9 y 609.3 keV). El ^{210}Pbex se calculó como la diferencia entre la actividad total de ^{210}Pb y la actividad de ^{226}Ra (141,144).

5.4.2 Determinación elemental e isotópica de carbono y nitrógeno

Las submuestras se acidificaron con una solución de ácido clorhídrico (HCl) a 0.5 mol/L con el fin de eliminar el material carbonatado; posteriormente, se secaron y se molieron hasta obtener un polvo fino (145). Las mediciones se realizaron mediante un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas (IRMS; Thermo Fisher, modelo Delta Plus XP), con una precisión analítica de ± 0.1 % para carbono (C) y nitrógeno (N), ± 0.1 ‰ para δ^{13}C y ± 0.15 ‰ para δ^{15}N (146).

Las muestras se sometieron a combustión a 1020 °C en un reactor con óxido de cobalto, óxido de cromo y plata. Posteriormente, los óxidos de nitrógeno generados se redujeron a N_2 en un reactor con cobre reducido a 650 °C. El gas portador (helio) transportó los productos a través de una trampa de perclorato de magnesio y, en el caso del análisis de nitrógeno, a través de una trampa de CO_2. El nitrógeno (N_2) y el dióxido de carbono (CO_2) se separaron mediante una columna cromatográfica Carbosieve GC (65 °C, 65 mL min^{-1}) antes de su ingreso al espectrómetro de masas (147).

Los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$ se calcularon a partir de las relaciones isotópica de los isótopos estables $^{13}C/^{12}C$ y $^{15}N/^{14}N$, respectivamente.

$$\delta^{13}C \text{ muestra} = [((^{13}C/^{12}C) \text{ muestra} - (^{13}C/^{12}C) \text{ estándar}) / (^{13}C/^{12}C) \text{ estándar}] \times 1000$$

$$\delta^{15}N \text{ muestra} = [((^{15}N/^{14}N) \text{ muestra} - (^{15}N/^{14}N) \text{ estándar}) / (^{15}N/^{14}N) \text{ estándar}] \times 1000$$

Donde: el valor de delta es la diferencia entre los valores obtenidos de las muestras y los estándares.

donde δ expresa la desviación relativa, en partes por mil (‰), de la relación isotópica de la muestra respecto de la del estándar.

Los valores de $\delta^{13}C$ se expresaron con respecto al estándar Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB), referido al carbonato del fósil marino cretácico *Belemnitella americana*, que presenta una relación ($^{13}C/^{12}C$) (53,132). El estándar de referencia para $\delta^{15}N$ corresponde al nitrógeno atmosférico.

5.5 Operacionalización de variables

5.5.1 Tasas de sedimentación

Para determinar la tasa de sedimentación (TAS) se empleó el modelo de datación de Constant Flux Constant Sedimentation (CFCS). Este modelo asume un flujo de ^{210}Pb y una tasa de sedimentación constantes a lo largo del tiempo. La edad del sedimento en cada capa se calcula mediante la ecuación: T(m) = m/Wc, donde T(m) representa la edad del sedimento; m, la masa acumulada, y Wc, la tasa de acumulación de masa constante (55,148,149). A partir de estos datos, se estimó la edad del sedimento mediante la siguiente expresión:

Edad del sedimento = Año − (Prof / TAS)

El *stock* y el flujo de carbono orgánico total (COT) y de nitrógeno total (NT) se calcularon para cada intervalo de profundidad (cm) a partir de la tasa de acumulación de sedimento (TAS, cm año^{-1}), la densidad aparente seca (DBD, g cm^{-3}) y el contenido de COT o NT, de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$\text{Flujo (g m}^{-2}\text{ año}^{-1}\text{)} = \text{TAS} \times \text{DBD} \times [\text{COT o NT}] \times 10^4$$

$$\text{Stock (g m}^{-2}\text{)} = \text{DBD} \times [\text{Prof}] \times [\text{COT o NT}] \times 10^4$$

Donde: TAS corresponde a la tasa de acumulación de sedimento (cm año^{-1}), *DBD* a la densidad aparente seca (g cm^{-3}), *Prof* al espesor del intervalo de muestreo (1 cm), y *COT y NT* representan los contenidos de carbono orgánico total y nitrógeno total, respectivamente.

5.5.2 Determinación de la contribución relativa de la materia orgánica derivada de las fuentes

Para estimar la fracción relativa de materia orgánica de origen terrestre y no terrestre en cada muestra de sedimento, se empleó un modelo de mezcla de dos miembros finales (150).

$$f\text{ terrestre (\%)} = [(\delta^{13}\text{C no terrestre} - \delta^{13}\text{C sedimento}) / (\delta^{13}\text{C no terrestre} - \delta^{13}\text{C terrestre})] \times 100$$

Donde: *f* terrestre (%) es la contribución porcentual de la fuente terrestre, y δ^{13}C terrestre y δ^{13}C no terrestre corresponden a los valores de los miembros finales terrestre y no terrestre, respectivamente.

5.6 Tratamiento estadístico

El tratamiento estadístico se aplicó a la totalidad de las 72 muestras analizadas, correspondientes a 18 muestras por cada uno de los cuatro testigos recolectados (PA1, PA2, PA3 y PA4). La base de datos estuvo completa, sin registros faltantes, por lo que no se excluyó ninguna observación ni se eliminaron datos atípicos. Para evaluar los cambios geoquímicos a lo largo del tiempo, se estimaron las medias aritméticas de cada variable (δ^{13}C, δ^{15}N, %C y %N, así como los flujos y *stocks* de carbono orgánico total [COT] y nitrógeno total [NT]), agrupadas en tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: la Fase 1 (F1), que comprende desde el año 2018 hasta la década de 2000; la

Fase 2 (F2), que abarca entre las décadas de 1990 y 2000; y la Fase 3 (F3), que comprende desde la década de 1960 hasta la de 1990.

Antes de realizar las comparaciones, se verificaron los supuestos estadísticos dentro de cada fase. El supuesto de normalidad se evaluó a través de la prueba de Shapiro-Wilk, idónea para muestras pequeñas (n < 50) (151). Se optó por este enfoque intragrupo porque el supuesto del análisis recae sobre los residuales y no sobre el conjunto global de los datos, cuya distribución resultó multimodal debido a la lógica mezcla de fases con medias diferentes. Por su parte, la homogeneidad de varianzas se evaluó mediante la prueba de Levene centrada en la mediana, seleccionada por su capacidad de mantener la precisión frente a distribuciones no normales en muestras pequeñas (152).

El análisis de supuestos reveló que 8 de las 9 variables geoquímicas analizadas no seguían una distribución normal. Ante este escenario, y considerando que presentaron tamaños muestrales reducidos y asimétricos ($n = 3" a " 9$), se adoptó un criterio no paramétrico. En consecuencia, las diferencias significativas entre las fases se determinaron mediante la prueba de Kruskal–Wallis (153). Ante la detección de diferencias significativas, el análisis se complementó con la prueba *post hoc* de Dunn con corrección de Bonferroni (154). Este ajuste permitió identificar con exactitud qué pares de fases diferían entre sí. Todos los análisis se realizaron con un nivel de significancia de $\alpha = 0.05$en el software estadístico PAST (*Paleontological Statistics*), versión (155).

VI. RESULTADOS

6.1 Tasas de sedimentación

La actividad de ^{210}Pbex en los cuatro testigos analizados disminuyó exponencialmente con la profundidad, lo que se expresa como una tendencia lineal decreciente del logaritmo natural de la actividad frente a la masa acumulada (Figura 3). El testigo PA1 presentó un rango temporal comprendido entre 1979 y 2018, con una tasa de acumulación constante de 0.40 cm año^{-1}. El testigo PA2 registró edades entre 1973 y 2018, con una tasa de 0.38 cm año^{-1}. Por su parte, el testigo PA3 abarcó el periodo entre 1969 y 2018, con una tasa de acumulación de 0.34 cm año^{-1}. Finalmente, el testigo PA4 mostró un rango temporal entre 1966 y 2017, con una tasa de acumulación constante de 0.33 cm año^{-1}.

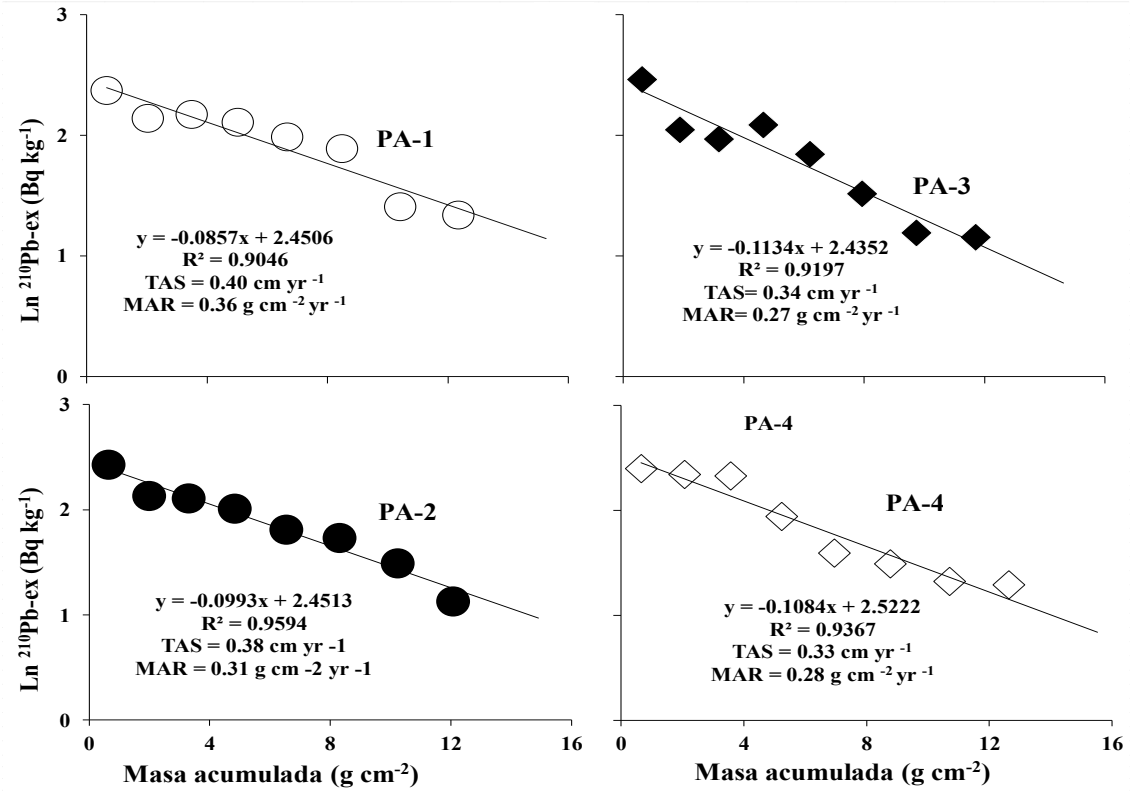


Figura 3. Actividad de ln ^{210}Pb$_{ex}$ (Bq kg^{-1}) versus masa acumulada (g cm^{-2}) para cada testigo de sedimento.

6.2 Composición granulométrica y densidad aparente

La distribución del tamaño de grano de los sedimentos en los cuatro testigos fue clasificada en dos categorías principales: sedimento fino (limo y arcilla) y arena. Las partículas de menor tamaño, correspondientes a limo y arcilla, fueron agrupadas en la fracción <63 μm, mientras que las partículas de mayor tamaño, correspondientes a arena, se clasificaron como >63 μm.

A lo largo de los perfiles sedimentarios se observó una tendencia similar en la distribución porcentual de ambas fracciones (Figura 4). En el testigo PA1, los primeros 7 cm se caracterizaron por un predominio de sedimento fino (≥ 60 %), acompañado de una menor proporción de arena. En contraste, los 11 cm inferiores presentaron una dominancia de la fracción arenosa (≥ 58.67 %). En el testigo PA2, los primeros 7 cm también mostraron una composición dominada por sedimento fino (≥ 50.84 %), mientras que en los 11 cm inferiores se registró un incremento en el contenido de arena (≥ 58.67 %). De manera similar, en el testigo PA3, los primeros 7 cm estuvieron representados por una alta proporción de sedimento fino (≥ 54.98 %). Por el contrario, los 11 cm inferiores presentaron una mayor proporción de arena (≥ 44.96 %).

Finalmente, el testigo PA4 evidenció un patrón consistente, con predominio de sedimento fino en los 7 cm superiores respecto a las capas más profundas, donde aumentó la proporción de material arenoso (Figura 4).

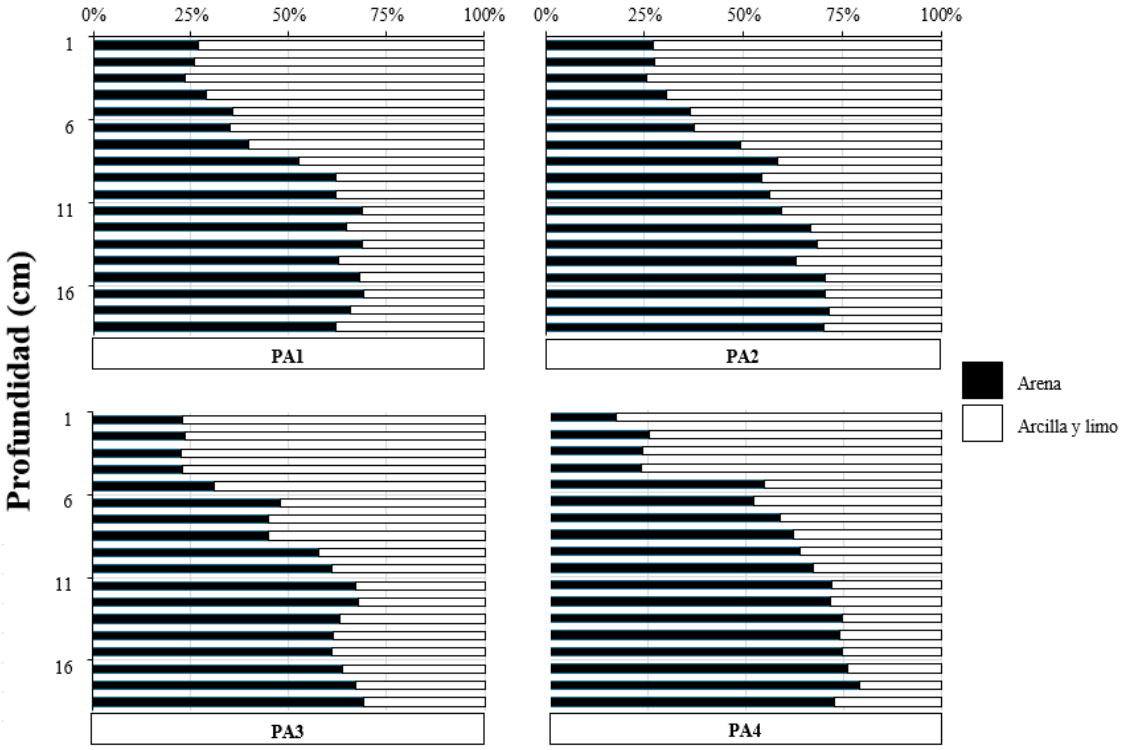


Figura 4. Composición de tamaño de grano en términos de arena, limo y arcilla para cada testigo de sedimento a diferentes profundidades.

En cuanto a la densidad aparente (DA) de cada testigo, se observó una tendencia general de incremento con la profundidad (Figura 5). Los testigos PA1 y PA3 presentaron un comportamiento similar, con valores menores a 0.9 g cm^{-3} en los primeros 7 cm, correspondientes aproximadamente a la década de 2000, seguidos de un aumento progresivo a partir de los 8 cm de profundidad. Por su parte, los testigos PA2 y PA4 exhibieron una tendencia consistente, caracterizada por valores más bajos en los estratos superficiales y un incremento gradual hacia las capas más profundas (Figura 5).

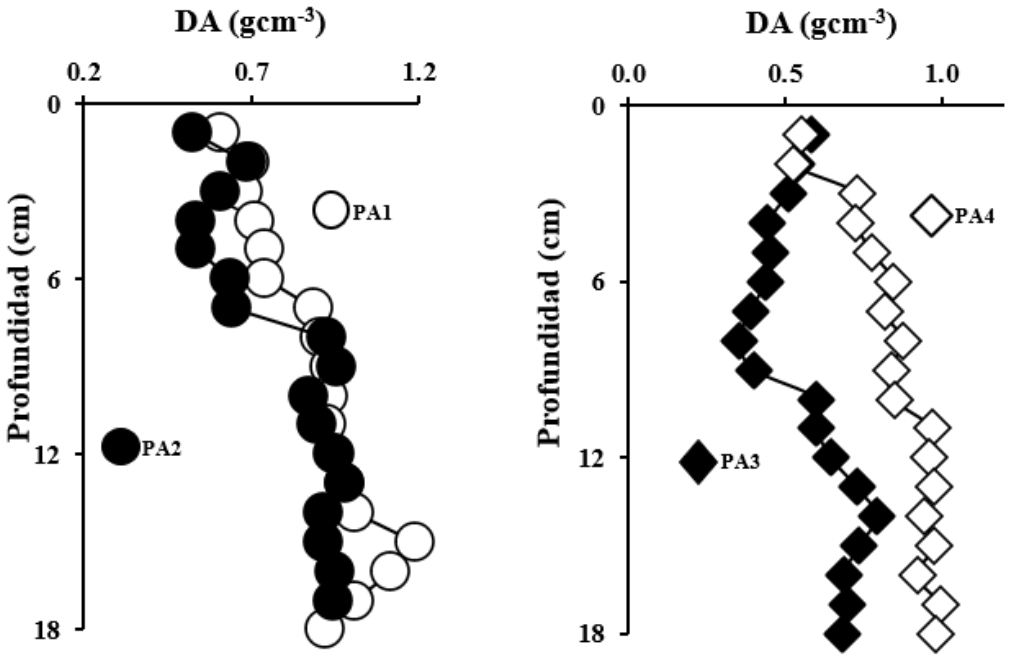


Figura 5. Valores de densidad aparente (DA) por cada testigo a diferentes profundidades.

6.3 Contenido de carbono orgánico total (COT)

Los resultados del porcentaje de COT evidenciaron variabilidad entre las fases sedimentarias en los testigos analizados (Figura 6). En el testigo PA1, el contenido porcentual de COT registró un promedio de 4.1 ± 1.3 %, con diferencias estadísticamente significativas entre las tres fases. La fase F1 presentó los valores más altos, significativamente superiores a los de F2 y F3. En esta fase se registró un valor mínimo de 4.5 % a inicios de la década de 2000 y un máximo de 5.8 % a inicios de la década de 2010 (Figura 6). Durante la fase F2, el COT disminuyó a un promedio de 3.7 ± 0.2 %, mientras que en la fase F3 se evidenció una reducción más marcada, con un promedio de 2.4 ± 0.3 %, aproximadamente la mitad de los valores observados en F1 (Figura 6). En el testigo PA2, el contenido promedio total de COT fue de 3.9 ± 0.3 %, también con diferencias significativas entre fases. En la fase F1 se registró un promedio de 5.3 ± 0.4 %, con valores que oscilaron entre un mínimo de 4.8 % a inicios de la década de 2000 y máximos cercanos a 5.89 % hacia finales de la década de 2010.

En la fase F2, el promedio descendió a 3.4 ± 0.1 %, mientras que en la fase F3 se observó una disminución más pronunciada, con valores aproximadamente dos veces menores que los de F1 (Figura 6).

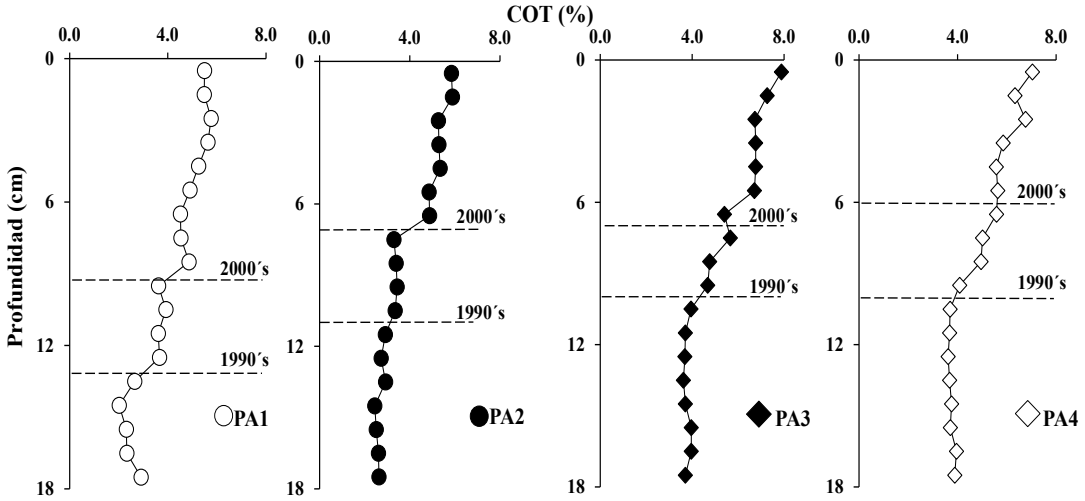


Figura 6. Contenido porcentual de carbono orgánico total (COT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos del humedal "El Paraíso".

En el testigo PA3 se registró el valor promedio total de COT más alto entre los testigos analizados de 5.2 ± 1.5 %, con diferencias estadísticamente significativas entre las tres fases (Tabla 1). Durante la fase F1 se observaron los valores más elevados, con un promedio de 6.8 ± 0.7 %, un mínimo de 5.4 % a inicios de la década de 2000 y un máximo de 7.9 % hacia finales de la década de 2010 (Figura 6). En la fase F2, los valores oscilaron entre 4.6 % y 5.7 %. Por su parte, en la fase F3 se evidenció una disminución cercana a la mitad respecto a F1, con valores entre 3.6 % (finales de la década de 1970) y 3.9 % (finales de la década de 1980), y un promedio de 3.8 ± 0.1 % (Figura 6). En cuanto al testigo PA4, se registró un promedio total de 4.8 ± 1.2 %, con diferencias significativas entre las tres fases. Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 6.2 ± 0.6 %, con un valor mínimo de 5.6 % a inicios de la década de 2000 y un máximo de 7.04 % hacia finales de la década de 2010. En la fase F2, los valores oscilaron entre 4.1 % y 5.6 %, con un promedio de 4.9 ± 0.6 %. Finalmente, en la fase F3 se evidenció una reducción cercana al 50 % respecto a F1, con un promedio de 3.8 ± 0.1 % y valores comprendidos entre 3.6 % y 3.9 % (Figura 6).

Tabla 1. Análisis de las variaciones temporales del contenido porcentual de carbono orgánico total (COT) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$.

Variable	PA	Profundidad(cm)	Promedio ± DS	Interacción
COT (%)	PA1	0 - 9	F1: 5.2 ± 0.5	F3<F2<F1
		10 - 13	F2: 3.7 ± 0.2	
		13 - 18	F3: 2.4 ± 0.3	
		18	$\bar{x}$: 4.1 ± 1.3	
	PA2	0 - 7	F1: 5.3 ± 0.4	F3<F2<F1
		8 - 11	F2: 3.4 ± 0.1	
		12 - 18	F3: 2.7 ± 0.02	
		18	$\bar{x}$: 3.9 ± 0.3	
	PA3	0 - 7	F1: 6.8 ± 0.7	F3<F2<F1
		8 - 10	F2: 5.0 ± 0.5	
		11 - 18	F3: 3.8 ± 0.1	
		18	$\bar{x}$: 5.2 ± 1.5	
	PA4	0 - 6	F1: 6.2 ± 0.6	F3<F2<F1
		7 - 10	F2: 4.9 ± 0.6	
		11 - 18	F3: 3.8 ± 0.1	
		18	$\bar{x}$: 4.8 ± 1.2	

6.4 Contenido de nitrógeno total (NT)

El contenido porcentual de NT en los cuatro testigos presentó una tendencia general de disminución con la profundidad (Figura 7). En el testigo PA1 se registró un promedio total de 0.29 ± 0.1 %. Durante la fase sedimentaria F1, el promedio fue de 0.37 ± 0.03 %. En la fase F2, los valores disminuyeron hasta un promedio de 0.28 ± 0.02 %. Por su parte, en la fase F3 se evidenció una reducción adicional, con valores inferiores a los de F1 y un mínimo de 0.12 % registrado a mediados de la década de 1980, que corresponde al valor más bajo entre los cuatro testigos analizados (Figura 7).

En el testigo PA2, el valor promedio total fue de 0.34 ± 0.02 %, con diferencias estadísticamente significativas entre las tres fases sedimentarias. Durante la fase F1 se registró un promedio de 0.44 ± 0.02 %. En la fase F2, los valores mostraron una tendencia descendente, con un rango entre 0.34 % y 0.38 %. Finalmente, en la fase F3, los valores disminuyeron a menos de la mitad respecto a F1, con un rango entre 0.21 % y 0.28 % (Figura 7).

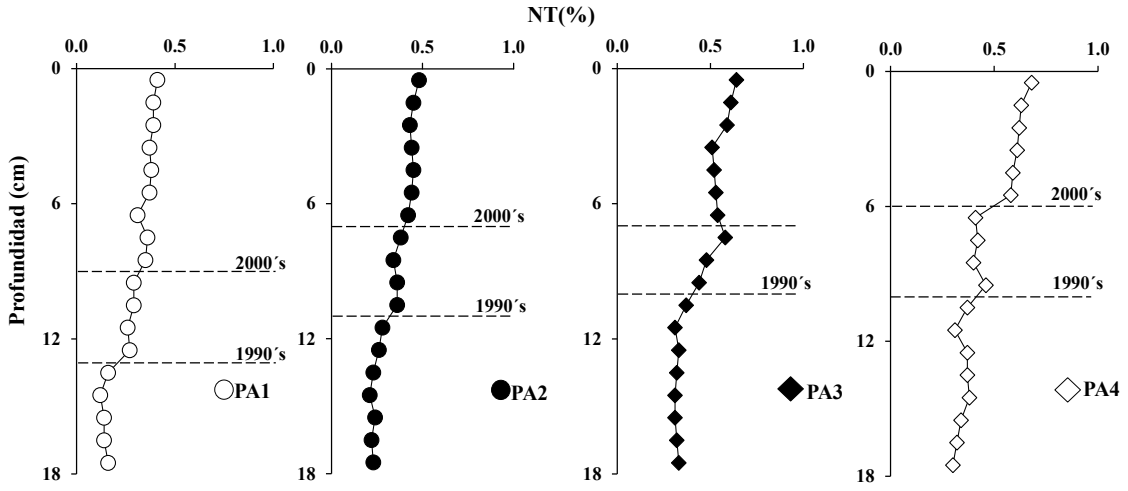


Figura 7. Contenido porcentual de nitrógeno total (NT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos del humedal "El Paraíso".

En el testigo PA3 se registró un valor promedio total de 0.5 ± 0.1 %, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases F1 y F2 (p = 0.12) (Tabla 2). Durante la fase F1, se obtuvo un valor mínimo de 0.51 % a inicios de la década de 2000 y un máximo de 0.64 % hacia finales de la década de 2010. En la fase F2, el valor promedio se mantuvo similar al de F1 (0.5 ± 0.1 %). Finalmente, en la fase F3 se evidenció una disminución, con un promedio de 0.32 ± 0.02 %, un valor mínimo de 0.31 % y un máximo de 0.37 % hacia finales de la década de 1980 (Figura 7). En el testigo PA4 se registró un promedio total de 0.5 ± 0.13 %, con diferencias significativas entre las tres fases. Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 0.6 ± 0.04 %, el más alto entre los cuatro testigos, con un máximo de 0.68 % hacia finales de la década del 2010 (Figura 7). En la fase F2, los valores se mantuvieron relativamente constantes. Por su parte, en la fase F3 se observó una disminución a menos de la mitad respecto a F1, con un promedio de 0.35 ± 0.03 % y valores comprendidos entre 0.30 % y 0.37 % (Figura 7).

Tabla 2. Análisis de las variaciones temporales del contenido porcentual de nitrógeno total (NT) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$.

Variable	PA	Profundidad(cm)	Promedio ± DS	Interacción
NT (%)	PA1	0 - 9	F1: 0.37 ± 0.03	F3<F2<F1
		10 - 13	F2: 0.28 ± 0.02	
		13 - 18	F3: 0.14 ± 0.02	
		18	$\bar{x}$: 0.29 ± 0.1	
	PA2	0 - 7	F1: 0.44 ± 0.02	F3<F2<F1
		8 - 11	F2: 0.36 ± 0.02	
		12 - 18	F3: 0.24 ± 0.02	
		18	$\bar{x}$: 0.34 ± 0.02	
	PA3	0 - 7	F1: 0.6 ± 0.1	F3<F2=F1
		8 - 10	F2: 0.5 ± 0.1	
		11 - 18	F3: 0.3 ± 0.02	
		18	$\bar{x}$: 0.5 ± 0.1	
	PA4	0 - 6	F1: 0.6 ± 0.04	F3<F2<F1
		7 - 10	F2: 0.4 ± 0.03	
		11 - 18	F3: 0.3 ± 0.03	
		18	$\bar{x}$: 0.5 ± 0.13	

6.5 Valores isotópicos de $\delta^{13}C$

Los valores isotópicos de $\delta^{13}C$ obtenidos en los cuatro testigos evidenciaron variabilidad a lo largo de la columna sedimentaria (Figura 8). En el testigo PA1 se registró un promedio de −23.6 ± 1.05 ‰, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases F1 y F2 (p ajustado = 0.056) (Tabla 3). Durante la fase F1, los valores oscilaron entre −23.7 ‰, registrado a inicios de la década del 2000, y −22.02 ‰, correspondiente al valor más enriquecido (menos negativo) hacia finales de la década del 2010. En la fase F2, los valores variaron entre −23.7 ‰ y −23.4 ‰.

Por su parte, en la fase F3 se observó un empobrecimiento isotópico, con un promedio de −25.0 ± 0.3 ‰ (Figura 8). En el testigo PA2 se obtuvo un promedio de −24.1 ± 1.2 ‰, sin diferencias significativas entre las fases F1 y F2 (p = 0.149). Durante la fase F1, los valores oscilaron entre −23.8 ‰ a inicios de la década del 2000 y −22.4 ‰ hacia finales de la década del 2010. En la fase F2 se registró un promedio de −23.68 ± 0.7 ‰. Finalmente, en la fase F3 se evidenció un mayor empobrecimiento isotópico, con un promedio de −25.29 ± 0.4 ‰ (Figura 8).

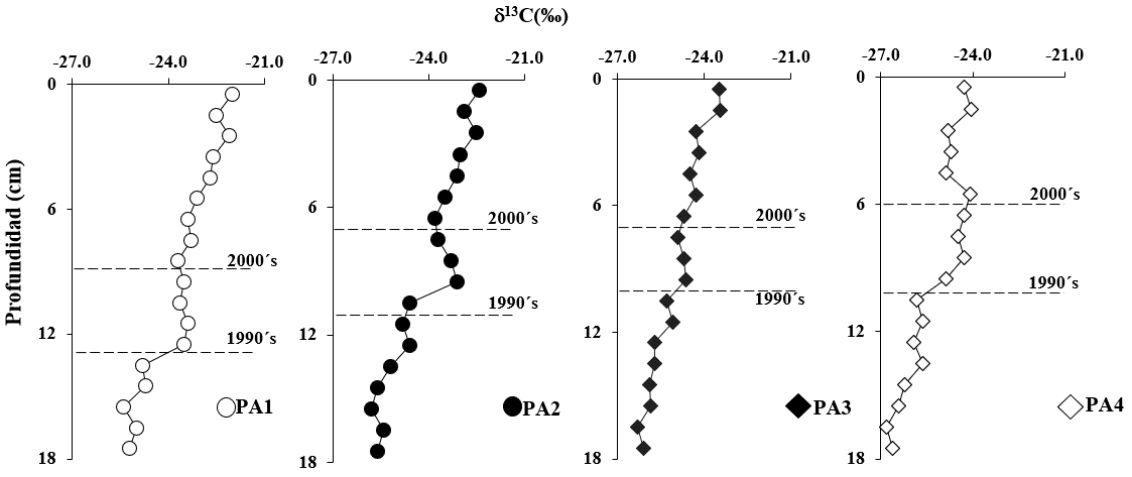


Figura 8. Valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}C$) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal "El Paraíso".

Con respecto al testigo PA3, se obtuvo un promedio total de −24.95 ± 0.9 ‰, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases F1 y F2 (p = 0.112) (Tabla 3). Durante la fase F1 se registró un promedio de −24.1 ± 0.6 ‰. En la fase F2, los valores fueron relativamente homogéneos, con un promedio de −24.7 ± 0.3 ‰. Finalmente, en la fase F3 se evidenció un mayor empobrecimiento isotópico, con un promedio de −25.6 ± 0.4 ‰ (Figura 8). En el testigo PA4 se registró un promedio total de −25.2 ± 0.9 ‰, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases F1 y F2 (p = 0.998) (Tabla 3). Las fases F1 y F2 presentaron valores promedio similares, en torno a −24.5 ± 0.4 ‰. En contraste, hacia la fase F3 se observó un empobrecimiento isotópico más marcado, con un promedio de −26.1 ± 0.4 ‰ y valores que oscilaron entre −26.8 ‰ (más empobrecido) y −25.6 ‰ (menos negativo) (Figura 8).

Tabla 3. Análisis de las variaciones temporales de los valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}C$) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$.

Variable	PA	Profundidad(cm)	Promedio ± DS	Interacción
$\delta^{13}C$	PA1	0 - 9	F1: -22.8 ± 0.6	F3<F2=F1
		10 - 13	F2: -23.5 ± 0.1	
		13 - 18	F3: -25.0 ± 0.3	
		18	$\bar{x}$: -23.6 ± 1.05	
	PA2	0 - 7	F1: -23.03 ± 0.5	F3<F2=F1
		8 - 11	F2: -23.68 ± 0.7	
		12 - 18	F3: -25.29 ± 0.4	
		18	$\bar{x}$: -24.1 ± 1.2	
	PA3	0 - 7	F1: -24.1 ± 0.5	F3<F2=F1
		8 - 10	F2: -24.7 ± 0.1	
		11 - 18	F3: -25.7 ± 0.4	
		18	$\bar{x}$: -24.9 ± 0.9	
	PA4	0 - 6	F1: -24.5 ± 0.4	F3<F2=F1
		7 - 10	F2: -24.5 ± 0.3	
		11 - 18	F3: -26.1 ± 0.4	
		18	$\bar{x}$: -25.2 ± 0.9	

6.6 Valores isotópicos de $\delta^{15}N$

Los valores isotópicos de $\delta^{15}N$ mostraron una disminución progresiva hacia la base del perfil en los cuatro testigos (Figura 9). El testigo PA1 presentó un valor promedio total de 7.1 ± 0.8 ‰, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases F1 y F2 (p = 0.97) (Tabla 4). Durante la fase F1 se registró un promedio de 7.5 ± 0.3 ‰, con valores que oscilaron entre 7.10 ‰ y 8.10 ‰. En la fase F2, los valores se mantuvieron similares a los de la fase anterior. En contraste, durante la fase F3 se evidenció una disminución progresiva, hasta un valor mínimo de 5.30 ‰ a inicios de la década de 1980 (Figura 9). En el testigo PA2 se obtuvo un promedio total de 6.7 ± 1.3 ‰, con diferencias

estadísticamente significativas entre las tres fases ($p < 0.05$). Durante la fase F1 se registró un promedio de 7.9 ± 0.4 ‰, con un valor mínimo de 7.8 ‰ hacia finales de la década del 2000 y un máximo de 8.2 ‰ hacia finales de la década del 2010 (Tabla 4). En la fase F2 se observó una disminución, con un promedio de 7.1 ± 0.7 ‰. Finalmente, en la fase F3 se registraron los valores más bajos, con un promedio de 5.3 ± 0.1 ‰ y un rango entre 5.1 y 5.4 ‰ (Figura 9).

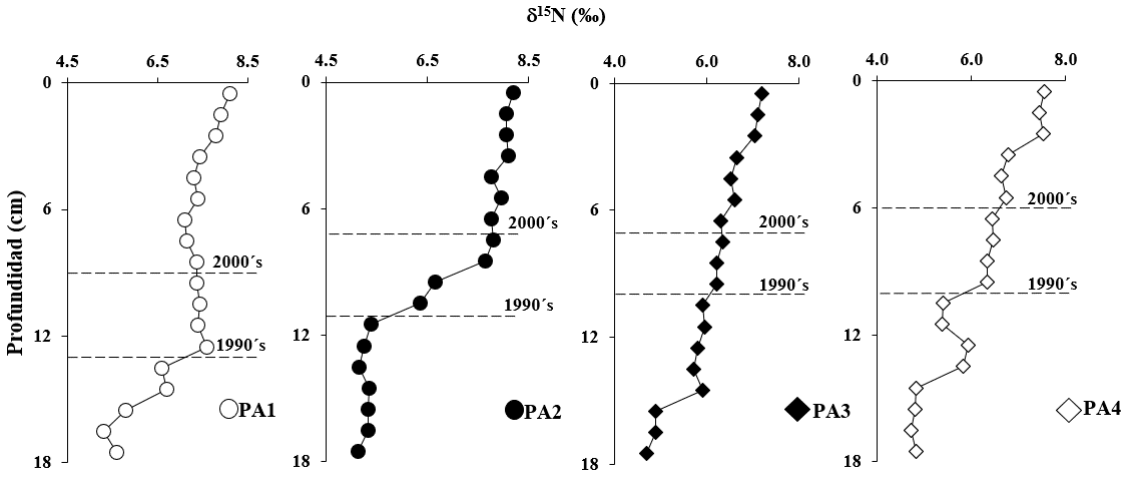


Figura 9. Valores isotópicos de nitrógeno ($\delta^{15}N$) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal "El Paraíso".

En el testigo PA3 se registró un valor promedio global de 6.1 ± 0.7 ‰, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases F1 y F2 ($p = 0.223$) (Tabla 4). Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 6.7 ± 0.3 ‰, con valores que oscilaron entre 6.3 ‰ y 7.2 ‰. En la fase F2, el promedio fue de 6.3 ± 0.1 ‰, con una ligera disminución respecto a la fase anterior. Finalmente, en la fase F3 se evidenció una reducción más marcada, con un promedio de 5.5 ± 0.5 ‰ (Figura 9). En el testigo PA4 se obtuvo un promedio total de 6.1 ± 0.95 ‰, con diferencias estadísticamente significativas entre las tres fases sedimentarias. Durante la fase F1 se registró un promedio de 7.1 ± 0.4 ‰, con valores entre 6.6 ‰ y 7.6 ‰. En la fase F2 se observó una disminución progresiva, con un promedio de 6.4 ± 0.1 ‰. Finalmente, en la fase F3 se registró el promedio más bajo entre los cuatro testigos, con 5.2 ± 0.5 ‰ (Figura 9).

Tabla 4. Análisis de las variaciones temporales de los valores isotópicos de nitrógeno ($\delta^{15}N$) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$.

Variable	PA	Profundidad(cm)	Promedio ± DS	Interacción
$\delta^{15}N$	PA1	0 - 9	F1: 7.5 ± 0.3	F3<F2=F1
		10 - 13	F2 :7.5 ± 0.1	
		13 - 18	F3: 5.9 ± 0.6	
		18	$\bar{x}$: 7.1 ± 0.8	
	PA2	0 - 7	F1: 7.97 ± 0.2	F3<F2<F1
		8 - 11	F2: 7.1 ± 0.7	
		12 - 18	F3: 5.3 ± 0.1	
		18	$\bar{x}$: 6.7 ± 1.3	
	PA3	0 - 7	F1: 6.7 ± 0.3	F3<F2=F1
		8 - 10	F2 :6.3 ± 0.1	
		11 - 18	F3: 5.5 ± 0.5	
		18	$\bar{x}$: 6.1 ± 0.7	
	PA4	0 - 6	F1: 7.1 ± 0.4	F3<F2<F1
		7 - 10	F2: 6.4 ± 0.1	
		11 - 18	F3: 5.2 ± 0.5	
		18	$\bar{x}$: 6.1 ± 0.95	

6.7 Flujos de carbono orgánico total

En el testigo PA1, los flujos de COT registraron un promedio total de 99.6 ± 16.7 g m^{-2} $año^{-1}$, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases sedimentarias (F2–F1: p = 0.16; F3–F1: p = 0.34; F3–F2: p = 0.86) (Tabla 5). Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 107.2 ± 20.6 g m^{-2} $año^{-1}$, con valores más elevados a partir de la década de 2000. En la fase F2 se observó una disminución, con un promedio de 89.0 ± 7.6 g m^{-2} $año^{-1}$. Por su parte, en la fase F3 se registró un promedio ligeramente mayor que en F2, de 94.5 ± 4.1 g m^{-2} $año^{-1}$ (Figura 10). En el testigo PA2 se registró un promedio total de 105.4 ± 13.0 g m^{-2} $año^{-1}$, sin diferencias estadísticamente significativas entre las

fases F1 y F2 (p = 0.142) (Tabla 5). Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 117.0 ± 5.9 g m^{-2} año^{-1}, con un valor máximo de 123.8 g m^{-2} año^{-1} a inicios de la década de 2010. En la fase F2, los valores disminuyeron ligeramente, con un promedio de 109.4 ± 1.7 g m^{-2} año^{-1}. Finalmente, en la fase F3 se evidenció una disminución más marcada en el flujo de carbono orgánico, con un promedio de 91.6 ± 7.4 g m^{-2} año^{-1} (Figura 10).

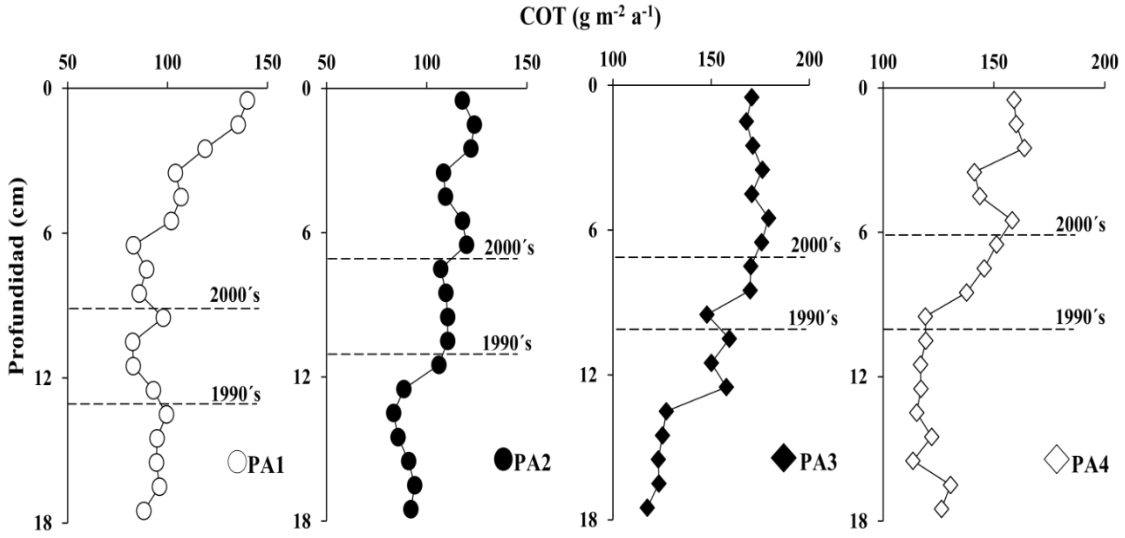


Figura 10. Valores de flujo de carbono orgánico total (COT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal "El Paraíso".

Respecto al testigo PA3, se registró un valor promedio total de 154.6 ± 21.7 g m^{-2} año^{-1}, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases F1 y F2 (p = 0.488) (Tabla 5). Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 173.0 ± 3.98 g m^{-2} año^{-1}, con un valor máximo de 179.2 g m^{-2} año^{-1} registrado a inicios de la década de 2000. En la fase F2 se evidenció una disminución en la entrada de carbono, con un promedio de 162.6 ± 12.8 g m^{-2} año^{-1}. Finalmente, en la fase F3 los valores oscilaron entre 117.4 y 159.0 g m^{-2} año^{-1} (Figura 10). En el testigo PA4 se registró un promedio total de 135.6 ± 17.7 g m^{-2} año^{-1}, con diferencias estadísticamente significativas entre las tres fases sedimentarias. Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 154.3 ± 9.5 g m^{-2} año^{-1}, con un valor máximo de 163.7 g m^{-2} año^{-1} registrado a inicios de la década de 2010. En la fase F2, el promedio fue de 138.4 ± 14.1 g m^{-2} año^{-1}, con un valor máximo de 151.2 g m^{-2} año^{-1}. Finalmente, en la fase F3 se registró un promedio de 120.1 ± 5.8 g m^{-2} año^{-1}, con un valor máximo de 130.5 g m^{-2} año^{-1} registrado a finales de la década de 1960 (Figura 10).

Tabla 5. Análisis de las variaciones temporales del flujo de carbono orgánico total mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$.

Variable	PA	Profundidad(cm)	Promedio ± DS	Interacción
COT($gm^{-2}año^{-1}$)	PA1	0 - 9	F1: 107 ± 20.6	F3=F2=F1
		10 - 13	F2: 89 ± 7.6	
		13 - 18	F3: 94.5 ± 4	
		18	$\bar{x}$: 99.6 ± 16.7	
	PA2	0 - 7	F1: 117 ± 5.96	F3<F2=F1
		8 - 11	F2: 109 ± 1.7	
		12 - 18	F3: 91.6 ± 7.4	
		18	$\bar{x}$: 105 ± 13	
	PA3	0 - 7	F1: 173 ± 3.98	F3<F2=F1
		8 - 10	F2: 163 ± 12.8	
		11 - 18	F3: 135 ± 17	
		18	$\bar{x}$: 154.6 ± 21.7	
	PA4	0 - 6	F1: 154 ± 9.5	F3<F2<F1
		7 - 10	F2: 138.4 ± 14.1	
		11 - 18	F3: 120.1± 5.8	
		18	$\bar{x}$: 135.6 ± 17.7	

6.8 Flujos de nitrógeno total

Los flujos de nitrógeno total (NT) en los cuatro testigos mostraron valores más elevados en las fases más recientes (Figura 1**1**). En el testigo PA1 se registró un promedio total de 8.1 ± 0.3 g m^{-2} $año^{-1}$, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases sedimentarias (F2–F1: p = 0.272; F3–F1: p = 0.68; F3–F2: p = 0.746) (Tabla 6). Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 8.5 ± 1.6 g m^{-2} $año^{-1}$, con un valor máximo de 10.97 g m^{-2} $año^{-1}$ registrado a finales de la década del 2010. En la fase F2, los valores disminuyeron hasta un promedio de 7.3 ± 0.9 g m^{-2} $año^{-1}$. En la fase F3 se observó un ligero incremento respecto a F2, con un promedio de 7.9 ± 0.6 g m^{-2} $año^{-1}$ (Figura 11). En el testigo PA2 se registró un promedio total de 9.5 ± 1.04 g m^{-2} $año^{-1}$, sin diferencias

estadísticamente significativas entre las fases F1 y F2 (p = 0.397) (Tabla 6). Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 9.8 ± 0.6 g m^{-2} $año^{-1}$, con valores entre 9.07 y 10.6 g m^{-2} $año^{-1}$. En la fase F2 se registró un promedio ligeramente superior, de 10.5 ± 0.2 g m^{-2} $año^{-1}$. Finalmente, en la fase F3 se evidenció una disminución hacia finales de la década de 1970, con un promedio de 8.6 ± 1.1 g m^{-2} $año^{-1}$ (Figura 11).

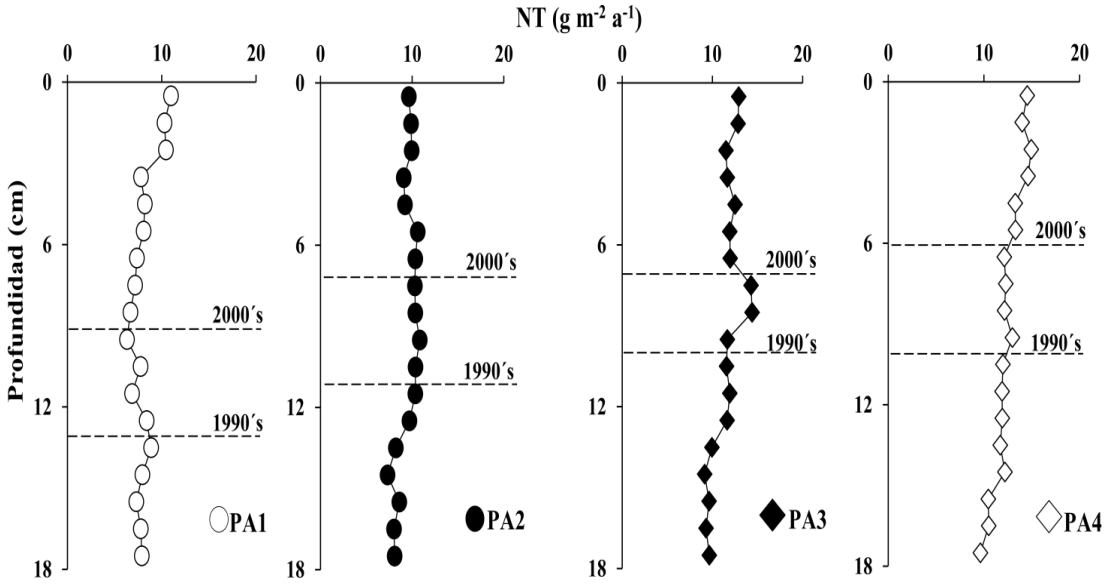


Figura 11. Flujos de nitrógeno total (NT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal "El Paraíso".

En el testigo PA3 se registró un promedio total de 11.6 ± 1.6 g m^{-2} $año^{-1}$, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases F1 y F2 (p = 0.216) (Tabla 6). Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 12.2 ± 0.6 g m^{-2} $año^{-1}$, con un valor máximo de 12.9 g m^{-2} $año^{-1}$ hacia finales de la década de 2010. En la fase F2, los valores mostraron una tendencia descendente a lo largo de la fase, con un promedio de 13.5 ± 1.6 g m^{-2} $año^{-1}$ (Figura 11). Finalmente, en la fase F3 se evidenció una mayor variabilidad, con un valor máximo de 11.94 g m^{-2} $año^{-1}$ y un promedio de 10.4 ± 1.2 g m^{-2} $año^{-1}$ (Figura 11). En el testigo PA4 se registró un promedio global de 12.5 ± 1.5 g m^{-2} $año^{-1}$, con diferencias estadísticamente significativas entre las fases F3 y F1 (p = 0.003), y no significativas entre F3 y F2 (p = 0.093) (Tabla 6). Durante la fase F1 se obtuvo un promedio de 14.1 ± 0.7 g m^{-2} $año^{-1}$, correspondiente al valor más alto entre los cuatro testigos, con un máximo de 14.95 g m^{-2} $año^{-1}$ (Figura 11). En la fase F2 se registró un promedio de 12.4 ± 0.4 g m^{-2} $año^{-1}$, con valores entre 12.12 y 12.97 g m^{-2} $año^{-1}$.

Finalmente, en la fase F3 se evidenció una disminución, con un promedio de 11.3 ± 0.9 g m^{-2} $año^{-1}$, un valor mínimo de 9.63 g m^{-2} $año^{-1}$ hacia mediados de la década de 1960 y un máximo de 12.2 g m^{-2} $año^{-1}$ hacia mediados de la década de 1970 (Figura 11).

Tabla 6. Análisis de las variaciones temporales del flujo de nitrógeno total (NT) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$.

Variable	PA	Profundidad(cm)	Promedio ± DS	Interacción
NT ($gm^{-2}año^{-1}$)	PA1	0 - 9	F1: 8.5 ± 1.6	F3=F2=F1
		10 - 13	F2: 7.3 ± 0.9	
		13 - 18	F3: 7.9 ± 0.6	
		18	$\bar{x}$: 8.1 ± 0.3	
	PA2	0 - 7	F1: 9.8 ± 0.6	F3<F2=F1
		8 - 11	F2: 10.5 ± 0.2	
		12 - 18	F3: 8.6 ± 1.1	
		18	$\bar{x}$: 9.5 ± 1.0	
	PA3	0 - 7	F1: 12.2 ± 0.6	F3<F2=F1
		8 - 10	F2: 13.5 ± 1.6	
		11 - 18	F3: 10.4 ± 1.2	
		18	$\bar{x}$: 11.6 ± 1.6	
	PA4	0 - 6	F1: 14.1 ± 0.7	F3=F2<F1
		7 - 10	F2: 12.4 ± 0.4	
		11 - 18	F3: 11.3 ± 0.9	
		18	$\bar{x}$: 12.5 ± 1.5	

6.9 Stocks de carbono orgánico total

Los *stocks* de COT obtenidos para los cuatro testigos se presentan en la Tabla 7. En el testigo PA1 se registró un valor total de 5250 ± 45 g m^{-2}, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases sedimentarias F3–F2 ($p = 0.81$) ni F3–F1 ($p = 0.11$). En la fase sedimentaria F1 se observó una sumatoria de 2862 ± 49 g m^{-2}, con los valores más elevados hacia finales de la década de 2010 (Figura 12). Durante la fase F2, los valores disminuyeron hasta una sumatoria de 1026 ± 22 g m^{-2}, mientras que en la

fase F3 se evidenció un incremento, hasta una sumatoria de 1362 ± 12 g m^{-2}. En relación con el testigo PA2, se registró una sumatoria total de 5126.4 ± 48 g m^{-2}, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases sedimentarias F2–F1 (p = 0.191). La fase F1 presentó una sumatoria de 2281 ± 42 g m^{-2}, mientras que en la fase F2 se registró una disminución a 1167 ± 9.8 g m^{-2}. Por su parte, en la fase F3 se observó un valor mayor, de 1679 ± 19 g m^{-2} (Figura 12).

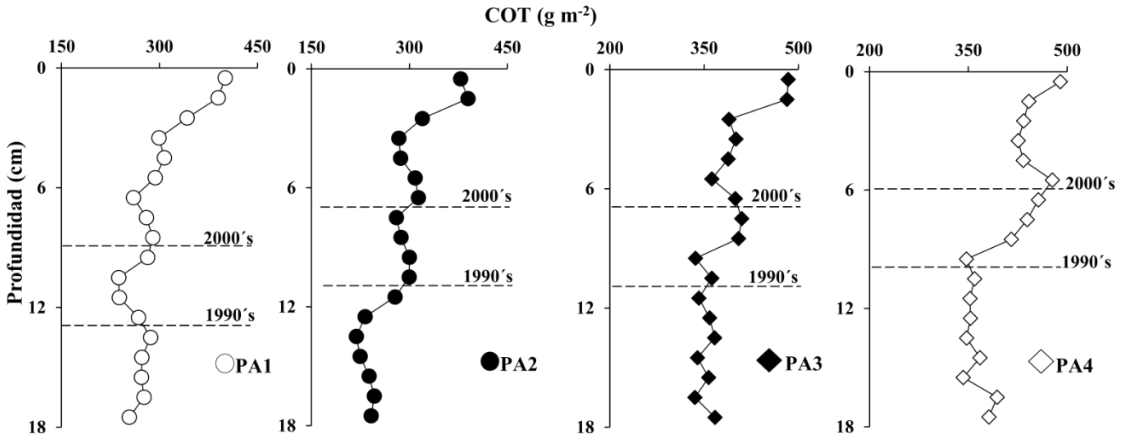


Figura 12. *Stock* de carbono orgánico total (COT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal "El Paraíso".

En relación con el testigo PA3, se registró una sumatoria total de 6882 ± 44 g m^{-2}, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases sedimentarias F3–F2 (p = 0.433) ni entre F2–F1 (p = 0.414) (Tabla 7). En la fase sedimentaria F1 se obtuvo una sumatoria de 2905 ± 48 g m^{-2}, con valores elevados hacia finales de la década de 2010. Durante la fase F2 se evidenció una disminución, con una sumatoria de 1150 ± 41 g m^{-2} y un valor máximo hacia finales de la década de 1990 (Figura 12). Finalmente, en la fase sedimentaria F3 se observó un incremento del *stock* hacia finales de la década de 1980, alcanzando una sumatoria de 2827 ± 13 g m^{-2} (Figura 12). Respecto al testigo PA4, se registró la sumatoria total más alta entre los testigos evaluados, con un valor de 7256 ± 48 g m^{-2}, con variabilidad a lo largo del perfil. No se evidenciaron diferencias estadísticamente significativas entre las fases sedimentarias F2–F1 (p = 0.168) (Tabla 7). En la fase sedimentaria F1 se registró una sumatoria de 2701 ± 27 g m^{-2}. Durante la fase F2, los valores mostraron una tendencia decreciente, con una sumatoria de 1657 ± 48 g m^{-2} (Figura 12). Finalmente, en la fase sedimentaria F3 se registró una sumatoria de 2897 ± 17.6 g m^{-2}, con valores máximos hacia mediados de la década de 1960 y mínimos hacia finales de la década de 1970 (Figura 12).

Tabla 7. Análisis de las variaciones temporales del stock de carbono orgánico total (COT) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La Σ representa la sumatoria de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$.

Variable	PA	Profundidad(cm)	Sumatoria ± DS	Interacción
COT (gm^{-2})	PA1	0 - 9	F1: 2862 ± 49	F2<F3<F1
		10 - 13	F2: 1026 ± 22	
		13 - 18	F3: 1362 ± 11.9	
		18	Σ: 5250 ± 45	
	PA2	0 - 7	F1: 2281 ± 42	F3<F2<F2=F1
		8 - 11	F2: 1167 ± 9.8	
		12 - 18	F3: 1679 ± 19	
		18	Σ: 5126 ± 48	
	PA3	0 - 7	F1: 2905 ± 48	F3=F2<F2=F1
		8 - 10	F2: 1150 ± 41	
		11 - 18	F3: 2827 ± 12.9	
		18	Σ: 6882 ± 44	
	PA4	0 - 6	F1: 2701 ± 27	F3<F2=F1
		7 - 10	F2: 1657 ± 48	
		11 - 18	F3: 2897 ± 17.6	
		18	Σ: 7256 ± 48	

6.10 Stocks de nitrógeno total

El *stock* de NT en los cuatro testigos presentó una alta variabilidad a lo largo del perfil sedimentario (Tabla 8). En el testigo PA1 se registró una sumatoria de 419 ± 0.81 g m^{-2}, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases sedimentarias F2–F1 ($p = 0.404$). Dentro de la fase sedimentaria F1, la sumatoria fue de 240 ± 0.9 g m^{-2}, con valores máximos de 28.4 g m^{-2} a mediados de la década de 2000 y un valor mínimo de 24.8 g m^{-2} hacia finales de la década de 2010 (Figura 13). En la fase sedimentaria F2 se observó una disminución, con una sumatoria de 104 ± 0.75 g m^{-2}; esta misma tendencia decreciente se mantuvo en la fase F3, donde se registró una sumatoria de 74.4 ± 0.7 g m^{-2}

hacia finales de la década de 1970 (Tabla 8). En relación con el testigo PA2, se registró una sumatoria total de 449 ± 3 g m^{-2}, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases sedimentarias F2–F1 (p = 0.067) ni entre F3–F1 (p = 0.06). En la fase sedimentaria F1 se evidenció un incremento, con un *stock* total de 177 ± 1.7 g m^{-2} y valores máximos cercanos a 27.8 g m^{-2} a inicios de la década de 2000. En la fase sedimentaria F2, los valores descendieron a una sumatoria de 114 ± 0.2 g m^{-2}. Finalmente, en la fase sedimentaria F3 se observó un incremento hacia inicios de la década de 1970, hasta una sumatoria de 158 ± 2.8 g m^{-2} (Figura 13).

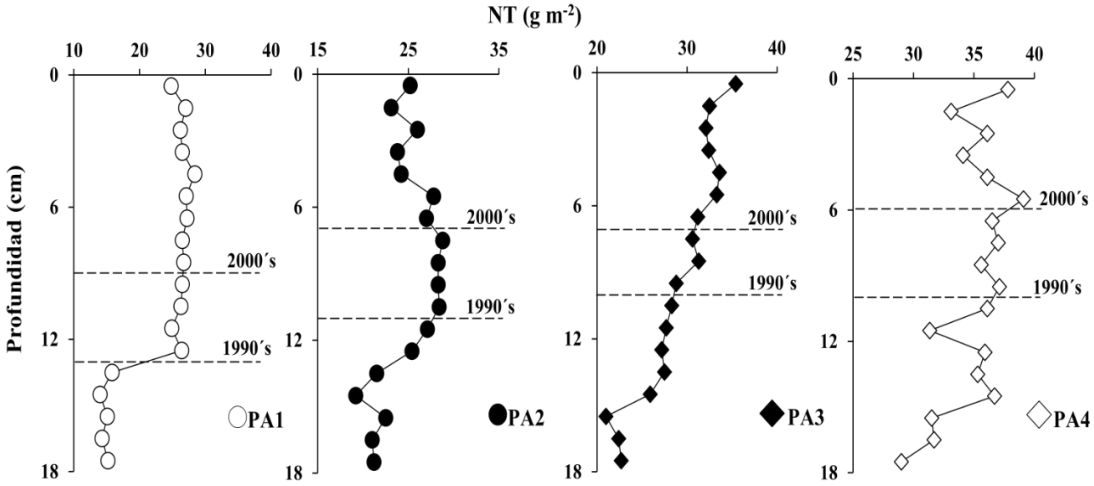


Figura 13. *Stock* de nitrógeno total (NT) a lo largo de la columna de sedimento en los cuatro testigos en el humedal "El Paraíso".

En relación con el testigo PA3, se registró una sumatoria total de 524 ± 4.1 g m^{-2}. No se evidenciaron diferencias estadísticamente significativas entre las fases sedimentarias F2–F1 (p = 0.206). Sin embargo, se observaron diferencias significativas entre las fases F1–F3 (p < 0.001) y F3–F2 (p = 0.012) (Tabla 8). La fase sedimentaria F1 registró una sumatoria de 231 ± 1.3 g m^{-2}, con un valor máximo de 35.4 g m^{-2}. En la fase sedimentaria F2 se obtuvo una sumatoria de 91 ± 1.3 g m^{-2}, con un valor máximo de 31.3 g m^{-2}. Finalmente, en la fase sedimentaria F3 se registró una sumatoria de 203 ± 2.9 g m^{-2}, con un valor máximo de 28.3 g m^{-2} (Figura 13). En cuanto al testigo PA4, se registró una sumatoria total de 630 ± 2.7 g m^{-2}, con valores relativamente homogéneos entre las fases sedimentarias. No se evidenciaron diferencias estadísticamente significativas entre F2–F1 (p = 0.928), F3–F1 (p = 0.245) ni F3–F2 (p = 0.182) (Tabla 8).

Tabla 8. Análisis de las variaciones temporales del stock de nitrógeno total (NT) mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La Σ representa la sumatoria de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$.

Variable	PA	Profundidad(cm)	Sumatoria ± DS	Interacción
NT (gm^{-2})	PA1	0 - 9	F1: 240 ± 0.96	F3 < F2 =F1
		10 - 13	F2: 104 ± 0.75	
		13 - 18	F3: 74.4 ± 0.73	
		18	Σ: 419 ± 0.81	
	PA2	0 - 7	F1: 177 ± 1.7	F3=F1<F2=F1
		8 - 11	F2: 114 ± 0.2	
		12 - 18	F3: 158 ± 2.8	
		18	Σ: 449 ± 3	
	PA3	0 - 7	F1: 231 ± 1.3	F3<F2=F1
		8 - 10	F2: 91 ± 1.3	
		11 - 18	F3: 203 ± 2.9	
		18	Σ: 524 ± 4.1	
	PA4	0 - 6	F1: 216 ± 2.2	F3=F1=F2
		7 - 10	F2: 146 ± 0.7	
		11 - 18	F3: 268 ± 2.9	
		18	Σ: 630 ± 2.7	

6.11 Contribución relativa de materia orgánica terrestre

Los resultados indican que la materia orgánica acumulada en el humedal procede mayoritariamente de la vegetación circundante, aunque también recibe aportes de otros sistemas. En esta investigación se empleó un modelo de mezcla de dos miembros finales basado en isótopos estables (150), con el fin de estimar la contribución relativa de la materia orgánica de origen terrestre y no terrestre en los cuatro testigos analizados (Figura 14). El valor isotópico del miembro final correspondiente a la fuente terrestre fue de −26.58 ‰, mientras que el de la fuente no terrestre fue de −16.34 ‰. En el testigo PA1 se observó una contribución relativamente similar entre las fases sedimentarias F1 y F2. Durante la fase F1, la contribución de la fuente terrestre fue de 63.2 ± 5.7 %, mientras

que en la fase F2 alcanzó un valor de 69.8 ± 2.6 %. En la fase sedimentaria F3 se registró la mayor contribución de origen terrestre, con un promedio de 83.98 ± 4.3 % (Figura 14).

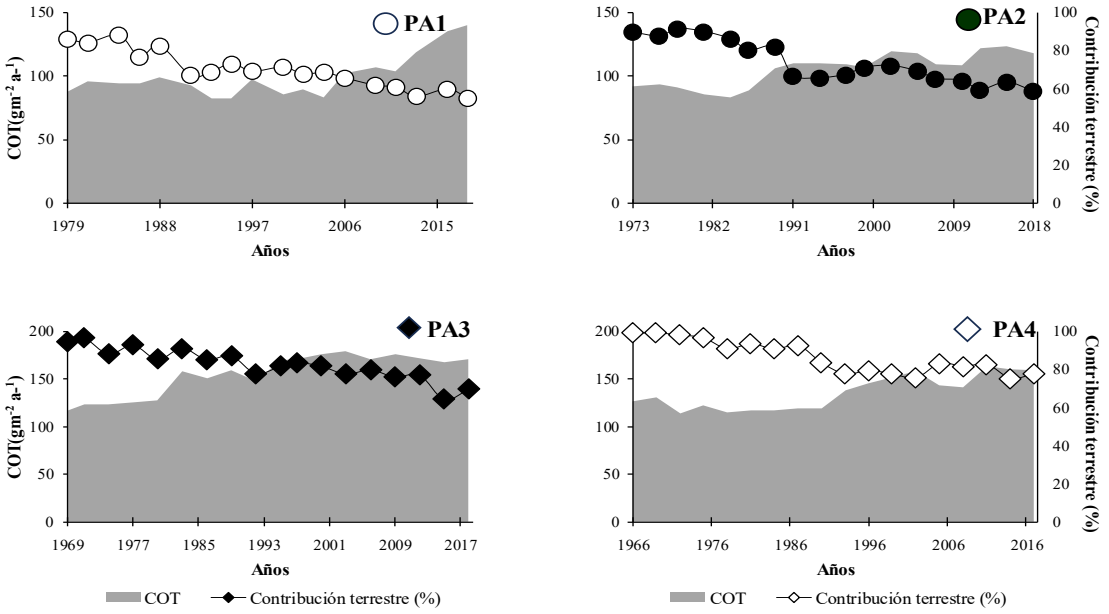


Figura 14. Variabilidad temporal de los flujos de COT (g m⁻² año⁻¹) y contribución porcentual de materia orgánica derivada de la vegetación terrestre (f terrestre %).

En relación con el testigo PA2, se observó una tendencia similar a la descrita para el testigo PA1. Las dos fases superiores (F1 y F2) no presentaron diferencias estadísticamente significativas (p = 0.465). En la fase sedimentaria F1 se registró un promedio de 64.7 ± 4.9 %, mientras que en la fase F2 se obtuvo un promedio de 67.9 ± 2.3 %. En la fase F3 se evidenció un incremento en la contribución de la fuente terrestre, hasta un promedio de 86.9 ± 4.3 % (Tabla 9). En el testigo PA3 se observaron contribuciones relativamente similares en las fases superiores, sin diferencias estadísticamente significativas (p = 0.23). La fase sedimentaria F1 presentó un promedio de 75.2 ± 6.1 %, mientras que en la fase F2 se registró un promedio de 81.32 ± 2.96 %. Finalmente, en la fase F3 se evidenció el mayor aporte de origen terrestre, con un promedio de 90.1 ± 4.3 % (Figura 14). En cuanto al testigo PA4, se identificó un comportamiento similar al observado en el testigo PA1, sin diferencias estadísticamente significativas entre las fases F1–F2 (p = 0.89). La fase sedimentaria F1 registró un promedio de 79.3 ± 3.6 %, mientras que en la fase F2 se obtuvo un promedio de 79.4 ± 2.8 %. En la fase F3 se evidenció el mayor incremento, con un promedio de 95.1 ± 3.6 % (Tabla 9).

Tabla 9. Análisis de las variaciones temporales de la contribución relativa de fuente terrestre mediante la prueba de Kruskal–Wallis. Se definieron tres fases sedimentarias en los cuatro testigos: fase 1 (F1, 2018–2000), fase 2 (F2, 2000–1990) y fase 3 (F3, 1990–1960). La $\bar{x}$ representa la media aritmética de la variable en cada fase sedimentaria. Las diferencias estadísticas se consideraron significativas para $p < 0.05$.

Variable	PA	Profundidad(cm)	Promedio ± DS	Interacción
Contribución relativa de fuentes.	PA1	0 - 9	F1: 63.2 ± 5.7	F2=F1<F3
		10 - 13	F2: 69.8 ± 2.6	
		13 - 18	F3: 83.8 ± 4.3	
		18	$\bar{x}$: 70.4 ± 2.4	
	PA2	0 - 7	F1: 64.7 ± 4.9	F2=F1<F3
		8 - 11	F2: 67.9 ± 2.3	
		12 - 18	F3: 86.9 ± 4.3	
		18	$\bar{x}$: 74.1 ± 11.3	
	PA3	0 - 7	F1: 75.2 ± 6.1	F2=F1<F3
		8 - 10	F2: 81.1 ± 2.96	
		11 - 18	F3: 90.1 ± 4.3	
		18	$\bar{x}$: 82.8 ± 8.4	
	PA4	0 - 6	F1: 79.3 ± 3.6	F2=F1<F3
		7 - 10	F2: 79.4 ± 2.8	
		11 - 18	F3: 95.1 ± 3.6	
		18	$\bar{x}$: 86.3 ± 8.7	

VII. DISCUSIÓN

7.1 Dinámica de la tasa de sedimentación y variabilidad espacial en el ambiente sedimentario del humedal "El Paraíso"

La actividad de ^{210}Pbex evaluada en los cuatro testigos del humedal "El Paraíso" mostró tendencias similares de decaimiento hacia la base del perfil sedimentario, conforme a lo esperado (Figura 3). Las tasas de acumulación derivadas del modelo Constant Flux Constant Sedimentation fueron de 0.40 y 0.38 cm año^{-1} en PA1 y PA2, y de 0.34 y 0.33 cm año^{-1} en PA3 y PA4 (Figura 3). Sobre esta base cronológica se definieron las tres fases sedimentarias que estructuran la presente discusión: F3 (1990–1960), F2 (2000–1990) y F1 (2018–2000).

Este patrón es consistente con lo reportado en diversos estudios realizados en humedales costeros, incluidos manglares, bahías, marismas y pantanos (93,156). La tendencia lineal observada en los cuatro testigos sugiere que la tasa de sedimentación se mantuvo constante a lo largo de la columna de sedimentos, lo que sugiere que, durante el proceso de deposición, no ocurrieron procesos fenómenos significativos de remoción o disturbio que alteraran la sedimentación ni la desintegración radiactiva (93,157). Estos valores se sitúan por debajo del promedio global estimado para ecosistemas de humedales costeros (~0.60 cm año^{-1}) (15). Asimismo, en el humedal urbano Pantanos de Villa se han reportado tasas superiores (0.55 cm año^{-1}) (93). En contraste, resultan prácticamente coincidentes con las tasas documentadas para los humedales de Ventanilla y Puerto Viejo (0.33 y 0.34 cm año^{-1}, respectivamente), determinadas mediante la misma aproximación radiométrica (55). Este resultado sugiere que el humedal "El Paraíso" recibe aportes moderados de sedimentos, posiblemente asociados a una baja energía hidrodinámica y a la limitada descarga de ríos estacionales (103). Los valores son además consistentes con marismas parcialmente modificadas por actividades humanas, como la construcción de muros, canales, vías y sistemas de drenaje, donde se han documentado tasas cercanas a 0.40 cm año^{-1} (57,58). Ambas explicaciones —un ambiente natural de baja energía o la alteración por actividad humana— conducen al mismo rango de valores, y la metodología empleada no permite diferenciar entre una y otra. A esto se suma que la comparación de tasas entre estudios debe realizarse con cautela, ya que aspectos como la profundidad del muestreo, la compactación y el modelo de datación utilizado pueden introducir sesgos

considerables (113). Desde una perspectiva funcional, las tasas de sedimentación relativamente bajas prolongan el tiempo de exposición de los sedimentos superficiales al oxígeno, lo que favorece los procesos oxidativos y la degradación microbiana (31,158). Este escenario limitaría la acumulación de carbono orgánico, reduciría la eficiencia de uno de los principales servicios ecosistémicos asociados a estos sistemas: la mitigación del cambio climático mediante el secuestro de carbono (159). Sin embargo, investigaciones recientes indican que, incluso bajo tasas de sedimentación moderadas, la capacidad de almacenamiento de carbono puede mantenerse o compensarse según la calidad de la materia orgánica aportada (160,161). Adicionalmente, la literatura señala que la persistencia de los humedales frente al ascenso del nivel del mar depende de que la tasa de acumulación de sedimentos sea igual o superior a la del incremento del nivel marino (162–164). A escala global, el aumento del nivel del mar se estima en 0.33 ± 0.03 cm año^{-1}, con una aceleración de 0.008 ± 0.006 cm año^{-1} (165). Las tasas registradas igualan o superan levemente ese valor, de lo que se infiere una condición de equilibrio marginal, sin excedente que confiera resiliencia frente a escenarios de aceleración, lo que incrementaría el riesgo de inundación y pérdida de hábitat si no se gestiona adecuadamente el suministro de sedimentos (166,167).

Por otra parte, la diferencia espacial observada entre los testigos sugiere que la dinámica hidrosedimentaria está modulada por la energía mareal, la presencia de vegetación emergente y el grado de conectividad hidráulica (107,168). Estos factores favorecen la deposición en los testigos PA1–PA2 y restringen la acumulación en PA3–PA4 (Figura 3). Esto coincide con lo descrito por el Instituto Geofísico del Perú sobre la estructura del lugar: la barra de arena que separa la albufera del mar limita el paso de la marea a unos cuantos puntos. Como resultado, cuanto más hacia el interior de la laguna se esté, menor es la circulación con el agua marina (100). A ello se suma el efecto de la cobertura vegetal, dado que actúa como mecanismo de retención de sedimentos finos y fuente de materia orgánica, incidiendo en la estabilidad del ecosistema, el ciclo de nutrientes y el secuestro de contaminantes (31,169). En el humedal “El Paraíso” se identificaron especies características de marismas y vegetación emergente, tales como *Schoenoplectus spp., Typha spp., Bolboschoenus maritimus, Triglochin striata, Sarcocornia neei y Chara sp*. (101,170,171). En este contexto, la presencia de estas especies contribuye a la reducción de la energía hidrodinámica mediante la retención localizada de sedimentos y materia orgánica (20). Estas observaciones coinciden con

investigaciones que indican que las zonas con mayor cobertura vegetal presentan tasas de sedimentación más elevadas, debido a la densidad radicular y a la morfología de las plantas, las cuales atenúan la energía hidrológica (172,173). En el delta del Yangtzé (China), se ha demostrado que *Spartina alterniflora* puede retener hasta un 10 % adicional de sedimento gracias a su elevada biomasa subterránea (174). De manera similar, en otros sistemas de marisma, comunidades dominadas por *Schoenoplectus y Typha* favorecen la deposición al actuar como barreras físicas frente al flujo hídrico (175–177). En concordancia, estudios recientes señalan que la simplificación de la cobertura vegetal y la alteración del régimen hidrológico limitan la acumulación vertical en humedales costeros (157,161).

En síntesis, las tasas de sedimentación en el humedal “El Paraíso” se ubican por debajo del promedio global, pero coinciden con las de Ventanilla y Puerto Viejo, lo que sugiere una condición compartida a escala regional y no un rasgo aislado. La interacción entre factores naturales y antrópicos explica la variabilidad espacial observada entre los testigos y subraya la necesidad de implementar estrategias de gestión integrada del sistema.

7.2 Caracterización granulométrica y densidad aparente de los sedimentos del humedal "El Paraíso"

La composición granulométrica evidenció una transición vertical. Los 11 cm inferiores, correspondientes a la fase F3, presentaron un predominio de la fracción arenosa (65.87 % en promedio), en tanto que los 7 cm superiores, que abarcan F2 y F1, registraron entre 41 % y 81 % de sedimentos finos (limo y arcilla) (Figura 4). La densidad aparente describió el patrón inverso, con incremento progresivo hacia la base y valores extremos de 1.2 g cm^{-3} en PA1 y 0.35 g cm^{-3} en PA3 (Figura 5).

Este cambio vertical en la granulometría se asocia a variaciones en las condiciones hidrodinámicas, particularmente en la velocidad de las corrientes y la intensidad de las mareas (178). En términos generales, los sedimentos finos se relacionan con ambientes de baja energía, lo que favorece la deposición de partículas finas y, en consecuencia, una mayor actividad de ^{210}Pb (Figuras 3 y 4). Por el contrario, la presencia de sedimentos arenosos en los niveles inferiores indica una mayor influencia de oleaje y corrientes, condiciones en las cuales los tiempos de residencia más cortos dificultan la sedimentación (179,180). Durante eventos de marea alta, el incremento de la energía del sistema puede generar la resuspensión y redistribución de sedimentos finos, facilitando la acumulación de partículas más gruesas, como la arena (68,157).

La geodinámica del área ofrece una explicación independiente de la composición sedimentaria del humedal. La sedimentación por acción eólica y marina explicaría el predominio de arena en la base de los testigos (fase F3), lo que aporta una explicación basada en procesos y no solo en correlaciones. Los depósitos arenosos o colonizados por plantas vasculares halófitas reflejan condiciones dinámicas propias de las etapas iniciales de formación de estos ecosistemas (181). El sistema se formó en 1973 como consecuencia directa de las filtraciones agrícolas derivadas del canal de irrigación Santa Rosa (100). Este proceso trajo consigo gran aporte de material particulado asociado al desborde inicial (107). No obstante, la limitada cobertura vegetal en ese periodo restringió la retención de sedimentos finos (168). A partir de F2, y de manera consolidada en F1, la expansión en densidad y extensión de comunidades vegetales como carrizales, gramadales, *salicorniales*, totorales, juncales y vegas de ciperáceas habría atenuado la energía hidrodinámica y favorecido la retención de sedimentos finos (101,107). Al comparar estos resultados con investigaciones realizadas en otros humedales costeros de la región,

como la del sistema estuarino del río Magdalena (Colombia), se observa un patrón similar (182). En estos sistemas, los sedimentos finos predominan en las capas superficiales, mientras que las capas profundas presentan mayor proporción de arena. Esta consistencia sugiere que los procesos hidrodinámicos y la influencia mareal constituyen factores determinantes en la formación de depósitos sedimentarios en ecosistemas costeros (183).

En cuanto a los resultados de densidad aparente, se identificó un incremento progresivo hacia la base de los testigos sedimentarios. El valor más alto se registró en el testigo PA1 (1.2 g cm^{-3}), mientras que el más bajo correspondió al testigo PA3 (0.35 g cm^{-3}) (Figura 5). Estas variaciones responden a diferencias en las propiedades del sedimento, tales como la granulometría, el contenido de agua y la proporción de materia orgánica (184). Los valores más altos en las capas profundas reflejarían condiciones previas a la consolidación del humedal, vinculadas tanto a procesos naturales como a la influencia de actividades humanas y a una menor acumulación de materia orgánica (185,186). En contraste, los valores más bajos observados en las capas superficiales pueden atribuirse al incremento en la deposición de materia orgánica, lo que reduce la densidad del sedimento (187,188).

En síntesis, la variación en la composición granulométrica resulta insuficiente por sí sola para confirmar un cambio hidrodinámico, dada la posible interferencia de la compactación o el desplazamiento de canales (184). Sin embargo, la presencia documentada de aportes repentinos de arena respalda la ocurrencia de un cambio en la energía hidrodinámica durante el desarrollo del ecosistema (100). Por ello, se asume la interpretación hidrodinámica como la más coherente con el registro histórico.

7.3 Dinámica temporal y espacial de la acumulación de carbono y nitrógeno en el humedal "El Paraíso"

Los contenidos porcentuales de COT y NT se incrementaron de F3 a F1 en los cuatro testigos, con diferencias estadísticamente significativas entre fases, salvo entre F1 y F2 para el NT en PA3 (Tablas 1 y 2). El COT en F1 alcanzó 5.2 ± 0.5 % (PA1), 5.3 ± 0.4 % (PA2), 6.8 ± 0.7 % (PA3) y 6.2 ± 0.6 % (PA4), frente a 2.4 ± 0.3 %, 2.7 ± 0.02 %, 3.8 ± 0.1 % y 3.8 ± 0.1 % en F3 (Figura 6). El NT exhibió un comportamiento equivalente, con promedios de F1 entre 0.37 ± 0.03 % y 0.6 ± 0.04 %, y de F3 entre 0.14 ± 0.02 % y 0.3 ± 0.03 % (Figura 7). En PA3 y PA4 el incremento se manifiesta ya desde la década de 1990 (F2). Este patrón temporal sugiere una mayor incorporación de materia orgánica de origen no terrestre que se vincula con la historia ambiental del humedal (100,107,108). No obstante, estos valores porcentuales representan únicamente la composición relativa entre fracción orgánica y mineral, de modo que su incremento puede originarse tanto en un mayor aporte orgánico como en una disminución del aporte mineral, escenarios indistinguibles a partir del porcentaje aislado (189,190). La interpretación sustantiva se apoya en los resultados de flujos y *stocks*, magnitudes normalizadas que integran densidad aparente y tasa de acumulación.

En términos de flujo, la variabilidad temporal muestra que las tasas de acumulación de COT posteriores a la década de 2000 (F1) superan las registradas en periodos previos a la década de 1990 (F3) (Tabla 5), especialmente en los testigos PA3 y PA4 (Figura 10). Este incremento durante la Fase 1 sugiere una transición del humedal desde un sistema relativamente pasivo hacia uno altamente dinámico, impulsado por procesos de fertilización de origen antrópico (108,189). Este cambio coincide con el crecimiento sostenido de la urbanización y la expansión de actividades agrícolas y ganaderas en el entorno del humedal (107). El registro documental del entorno resulta congruente con esta cronología: la superficie ocupada por viviendas se expandió de 38.52 ha en 2002 a 441.04 ha en 2020 (108). Sin embargo, la presión antrópica sobre el sistema no se limita a un proceso de degradación pasiva; por el contrario, existe un incremento en las cargas de nitrógeno y fósforo asociado a efluentes domésticos y drenajes agrícolas, que estimula la productividad primaria y, consecuentemente, el aporte de materia orgánica al sedimento (191,192). Esta dinámica es impulsada por la infiltración de aguas residuales, debido a la ausencia de sistemas de alcantarillado y por las filtraciones

agrícolas provenientes del canal de irrigación Santa (100,193). A esto se suman las actividades ganaderas, desarrolladas por aproximadamente el 27 % de la población, incluyendo el pastoreo directo dentro del humedal, el cual se intensifica durante la temporada de verano, cuando ganaderos externos trasladan su ganado hacia la zona (108). Estos hallazgos coinciden con estudios previos que documentan las presiones antrópicas históricas sobre el humedal (101). En consecuencia, las investigaciones del estado trófico catalogan a la laguna como un sistema de mesotrófico a fuertemente eutrófico, dominado por comunidades fitoplanctónicas favorecidas por este ingreso continuo de nutrientes (108,194). Los análisis multitemporales realizados entre 2002 y 2019 documentan un aumento de 39.26 ha en la extensión total del humedal y un incremento del 26.03 % en la cobertura vegetal, principalmente en los bordes de las lagunas norte y sur (192). Esta tendencia es respaldada por un análisis independiente (108). Este incremento también se asocia a especies dominantes como *Bolboschoenus maritimus*, *Typha domingensis* y *Schoenoplectus americanus*, caracterizadas por su estrategia de crecimiento clonal y alta capacidad de adaptación a variaciones de salinidad y nivel freático (98).

De ello se infiere que el aumento de la biomasa vegetal estaría relacionado con el incremento en las tasas de acumulación de carbono, mediante el aporte continuo de hojarasca, raíces y materia orgánica en descomposición (189,190). La magnitud de este proceso depende de la especie dominante, tal como evidencian estudios que reportan flujos de 154 g C m^{-2} $año^{-1}$ en marismas dominadas por *Spartina alterniflora* y de 119 g C m^{-2} $año^{-1}$ en aquellas dominadas por *Juncus roemerianus* (195,196). Estos resultados resaltan que la vegetación no solo regula la cantidad de carbono que ingresa al sistema, sino que sus características funcionales determinan la eficiencia del almacenamiento (30,197). De forma similar, se han reportado mayores tasas de acumulación de carbono en marismas de marea superior dominadas por *Juncus*, en comparación con aquellas dominadas por suculentas como *Sarcocornia* y gramíneas como *Sporobolus* en zonas de menor elevación mareal (30,198).

En cuanto a la variación espacial, en los testigos externo el valor promedio del flujo de COT alcanzó aproximadamente 102 g m^{-2} $año^{-1}$, con incrementos significativos de hasta 107.02 g m^{-2} $año^{-1}$ a partir de la década del 2000 (Tabla 5; Figura 10). En contraste, los testigos más internos registraron valores superiores, con un promedio de 145 g m^{-2} $año^{-1}$ (Tabla 5; Figura 10). Este patrón sugiere que la mayor exposición a la

dinámica mareal en las zonas externas favorece la exportación de materia orgánica; paralelamente, la mayor oxigenación del sedimento estimula la actividad microbiana y, en consecuencia, los procesos de degradación (158,190,199). Por el contrario, los testigos internos presentan condiciones que favorecen una mayor productividad, retención y estabilización de la materia orgánica, junto con una menor exportación. Este comportamiento coincide con lo reportado en marismas templadas del Pacífico nororiental, como Clayoquot Sound (Canadá), donde las tasas de acumulación de carbono en marismas bajas alcanzan 63 ± 7 g C m^{-2} $año^{-1}$, mientras que en marismas altas pueden llegar hasta 303 ± 45 g C m^{-2} $año^{-1}$ (200). En estos sistemas, las zonas más expuestas a la hidrodinámica presentan menores tasas de acumulación, lo que se asocia a la menor productividad de especies adaptadas a condiciones de estrés salino e hídrico. Estas especies suelen desarrollar sistemas radiculares poco profundos, lo que reduce la estabilización del sedimento y aumenta su susceptibilidad a procesos erosivos (201).

Esta respuesta no debe interpretarse como un balance favorable, los flujos elevados de NT en las fases recientes implicarían una disponibilidad sostenida de nitrógeno reactivo capaz de activar rutas microbianas que incrementan la respiración del sustrato y comprometen la estabilidad de la materia orgánica (34,202,203) lo que reduce, bajo condiciones anaeróbicas, el tiempo de residencia del carbono almacenado (204,205). El incremento debe interpretarse como un almacenamiento inducido por presión antrópica, cuya persistencia es incierta y cuya reversibilidad no puede descartarse (206,207). Adicionalmente, este patrón podría reflejar un efecto diagenético, la materia orgánica superficial es más reciente y ha estado expuesta menos tiempo a procesos degradativos, de modo que un perfil decreciente con la profundidad constituye la expectativa nula de cualquier sistema deposicional, aún bajo un aporte constante (28,208).

Los resultados de flujo de COT y NT coinciden con investigaciones previas que documentan incrementos significativos de materia orgánica superficial en marismas eutrofizadas bajo condiciones de enriquecimiento de nutrientes (68,209). En esta línea, humedales afectados por efluentes antrópicos han mostrado tasas de acumulación entre dos y cuatro veces superiores a las de sistemas no impactados (20). Asimismo, estuarios altamente eutróficos presentan tasas de acumulación de carbono orgánico hasta cuatro veces mayores que sistemas no perturbados y hasta seis veces superiores al promedio global de 163 g C m^{-2} $año^{-1}$ (210). En comparación con referencias globales, los flujos de

COT en el humedal “El Paraíso” se sitúan por debajo del promedio estimado para marismas conservadas (244.7 ± 26.1 g m^{-2} $año^{-1}$) (15). Sin embargo, se aproximan a estimaciones globales más recientes (168 ± 7 g C m^{-2} $año^{-1}$) (211).

A nivel regional, los flujos máximos reportados para los humedales de Ventanilla (459 g m^{-2} $año^{-1}$) y Puerto Viejo (235 g m^{-2} $año^{-1}$) superan sustancialmente los registrados en el presente estudio (55). Asimismo, los flujos de “El Paraíso” son inferiores a los reportados en Pantanos de Villa, marismas altamente eutrofizadas sometidas a intensas presiones urbanas e industriales (~400 g m^{-2} $año^{-1}$) (93). En general, las tasas más elevadas (~300–400 g C m^{-2} $año^{-1}$) se asocian a sistemas con alta productividad vegetal o con un aporte significativo de sedimentos y nutrientes (212–214), mientras que marismas degradadas o con pérdida de hábitat presentan valores considerablemente menores, como se ha documentado en Australia (~54.5 g C m^{-2} $año^{-1}$) (215).

En este contexto, el humedal “El Paraíso” exhibe una capacidad moderada de acumulación de carbono y nitrógeno, pese a las presiones antrópicas que afectan ciertas áreas. Esta capacidad representa no solo un indicador de eficiencia local, sino también una contribución potencial a la mitigación del cambio climático y al mantenimiento de los servicios ecosistémicos.

7.4 Dinámica del stock de carbono y nitrógeno bajo influencia antrópica

Los stocks de COT integrados en los primeros 18 cm fueron de 5250 ± 45 g m^{-2} (PA1), 5126 ± 48 g m^{-2} (PA2), 6882 ± 44 g m^{-2} (PA3) y 7256 ± 48 g m^{-2} (PA4) (Tabla 7; Figura 12); los de NT, de 419 ± 0.81, 449 ± 3, 524 ± 4.1 y 630 ± 2.7 g m^{-2} (Tabla 8). Por fase, los máximos se registraron en F1 en los cuatro testigos (2281–2905 g m^{-2}), con un mínimo consistente en F2 (1026–1657 g m^{-2}) y valores intermedios a elevados en F3 (1362–2897 g m^{-2}).

El incremento notable del *stock* durante la fase F1 coincide con procesos asociados a la expansión urbana histórica en las áreas circundantes del humedal, impulsada por diversas dinámicas productivas, entre ellas actividades agrícolas y ganaderas, así como asentamientos humanos (103,107,108). A esto se suma el aporte continuo del canal de irrigación Santa Rosa, que constituye una fuente relevante de nitrógeno y fósforo, favoreciendo el desarrollo de macrófitas y, en consecuencia, la retención de carbono en las capas superficiales (108,193). De manera adicional, las prácticas agrícolas y ganaderas inciden tanto en la calidad del material orgánico como en la dinámica de los sedimentos (216). La convergencia de estos factores antrópicos ha intensificado la acumulación superficial, aunque simultáneamente puede comprometer la estabilidad del carbono almacenado a largo plazo (207). Los valores de *stock* no responden exclusivamente a incrementos en la deposición, sino también a procesos de preservación selectiva vinculados con la fuente de la materia orgánica. Asimismo, responden a un mayor aporte de nutrientes y a la elevada biomasa aérea y subterránea de especies dominantes de marisma, como *Bolboschoenus maritimus, Typha domingensis y Schoenoplectus americanus* (190,217). Estas especies presentan tasas de crecimiento elevadas y generan importantes aportes de raíces, rizomas y hojarasca, lo que incrementa la incorporación de materia orgánica al sedimento (51,190). Investigaciones previas indican que los mayores contenidos de carbono en las capas superficiales se relacionan con el ingreso continuo de material particulado asociado a efluentes, mientras que en las capas más profundas el contenido disminuye como resultado de procesos diagenéticos (65,218).

Este comportamiento coincide con evidencias que documentan incrementos significativos de materia orgánica en sedimentos superficiales bajo condiciones de enriquecimiento de nutrientes (191,207).

La composición granulométrica constituye un mecanismo de preservación independiente del aporte. Los mayores valores de *stock* se asocian con un predominio de sedimentos finos (limo y arcilla), los cuales favorecen la preservación de la materia orgánica y la acumulación de carbono (190,219,220). Este proceso se ve reforzado por condiciones de bajo drenaje y limitada exposición al oxígeno, lo que mantiene un potencial redox reducido y facilita la retención del carbono orgánico (Figuras 3 y 4) (213,219). Inversamente, los estratos arenosos presentan valores reducidos: la elevada permeabilidad incrementa la ventilación advectiva y favorece la remineralización aerobia (77,206). Esta relación inversa entre el tamaño de partícula y la capacidad de almacenamiento de carbono coincide con lo reportado en marismas y manglares tropicales (183,212,213). Sin embargo, esta correlación entre los sedimentos finos y el stock orgánico es observacional y no implica un control mecánico directo, pues las condiciones de baja energía pueden favorecer ambos procesos de manera independiente. La verificación de dicha causalidad exigiría fraccionamientos fisicoquímicos no desarrollados en este trabajo.

En cuanto a la variación espacial de los valores de stock de COT y NT entre los testigos, se observa una marcada heterogeneidad. Los valores más altos, registrados en PA3 y PA4, evidencian una mayor retención y enterramiento de materia orgánica por unidad de área, posiblemente debido a una menor energía hidrodinámica y a una mayor cobertura vegetal y, por tanto, un mayor aporte de materia orgánica (221,222). Por otro lado, lo observado en los testigos PA1 y PA2 sugiere una menor acumulación efectiva. Esta variabilidad coincide con estudios que reportan que pequeñas diferencias en las condiciones locales (textura, vegetación, hidrodinámica, etc.) generan contrastes en la deposición y retención de sedimentos (51,201,221).

Al comparar los valores obtenidos, los stocks de “El Paraíso” (5126–7256 g C m^{-2} en 18 cm, equivalentes a 51.3–72.6 Mg C ha^{-1}) se sitúan dentro del rango reportado para marismas templadas de Australia evaluadas hasta 30 cm de profundidad (8.89 a 603.67 Mg C org ha^{-1})(215). Asimismo, resultan comparables con estimaciones de marismas evaluadas en los primeros 30 cm de suelo (83.1 Mg C ha^{-1}) (223).) y son similares o superiores a los de estuarios europeos (~55 ± 4 Mg C org ha^{-1} en 30 cm) (190,198). Como es esperable por el menor espesor considerado, se sitúan por debajo de la estimación global para el primer metro (334 Mg C ha^{-1}) (54).

La comparación entre inventarios de distinta profundidad constituye una fuente reconocida de sesgo, dado que el perfil vertical de concentración no es lineal, por lo que estas comparaciones deben leerse como aproximaciones de orden de magnitud (13).

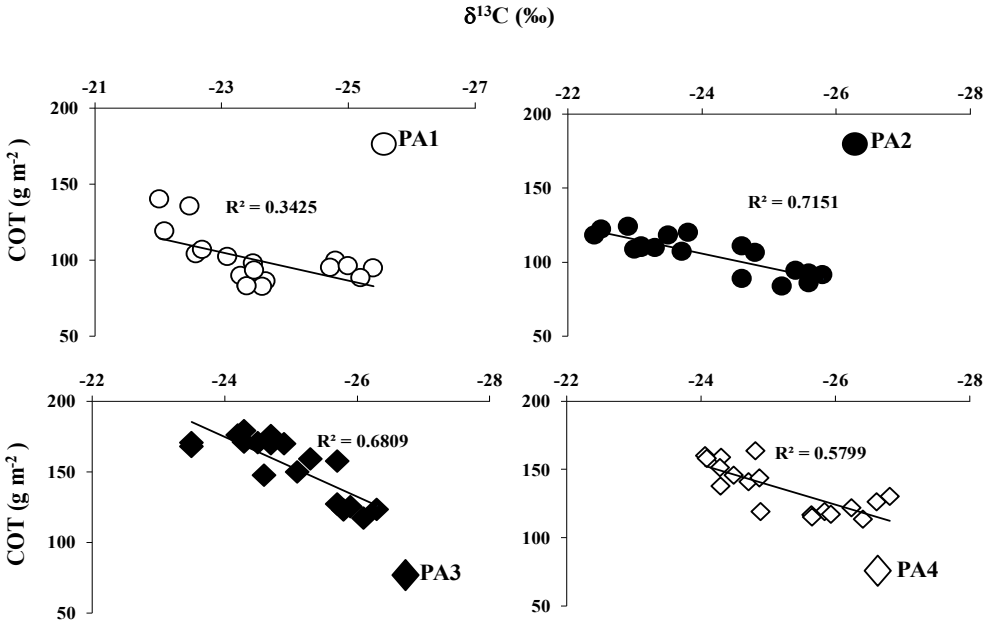


Figura 15. Relación de $\delta^{13}C$ versus stock de COT (g m^{-2}) para cada testigo de sedimento.

La Figura 15 muestra dos patrones isotópicos diferenciados: uno asociado a valores de $\delta^{13}C$ relativamente más pesados (≈ −22 a −25 ‰) y otro caracterizado por valores más ligeros (≈ −26 a −28 ‰) (Figura 15). Esta distribución sugiere la coexistencia de fuentes contrastantes de materia orgánica con distinta eficiencia de preservación en el sedimento. Los valores más elevados de carbono orgánico total (COT) se relacionan principalmente con aportes de origen terrestre, lo que indica que este tipo de materia orgánica contribuye de manera más eficiente al almacenamiento de carbono en el sistema sedimentario. Este comportamiento ha sido ampliamente documentado en la literatura, donde se destaca que la materia orgánica terrestre, enriquecida en compuestos estructurales como lignina y celulosa, presenta una mayor resistencia a la degradación microbiana, favoreciendo su acumulación y enterramiento a largo plazo (214,224). En contraste, los valores más bajos o dispersos de COT se asocian con firmas isotópicas de $\delta^{13}C$ menos negativas, vinculadas a materia orgánica de origen no terrestre, como fitoplancton y macrófitas (Tabla 10). Este patrón refleja una disminución progresiva en

la proporción de estos aportes en relación con la materia orgánica terrestre, lo que resulta consistente con los flujos observados en las fases más antiguas de los testigos (Figura 10). Estas tendencias también se corresponden con los resultados isotópicos de $\delta^{15}N$, que en los cuatro testigos evidencian valores enriquecidos (~6.5 ‰) (Tabla 4), lo que sugiere una influencia antropogénica significativa (225).

El enriquecimiento de nitrógeno asociado a actividades humanas puede generar efectos contrastantes en el ecosistema. Por una parte, estimula la productividad primaria y el desarrollo de la vegetación, favoreciendo la fijación de carbono; por otra, un aporte excesivo de nutrientes puede inducir procesos de eutrofización y alterar el equilibrio ecológico del sistema (214,226). Los gradientes espaciales y temporales de $\delta^{13}C$ y COT se consolidan como indicadores robustos para rastrear la mezcla entre fuentes de materia orgánica de origen terrestre (vegetación C_3/C_4) y no terrestre (material estuarino o marino), evidenciando patrones consistentes a distintas escalas (41,51,96). Investigaciones recientes en marismas destacan que el carbono sedimentario suele estar dominado por fracciones de materia orgánica de fuentes terrestres antiguas, caracterizadas por firmas isotópicas más negativas y una mayor estabilidad, mientras que el carbono reciente presenta tasas más altas de renovación y degradación (227,228). De manera similar, estudios en marismas europeas, incluyendo sistemas macromareales como Aiguillon Bay, muestran que la predominancia de material marino y su mezcla con materia orgánica terrestre o vegetal local se refleja de forma consistente en las firmas de $\delta^{13}C$ y en las relaciones C/N. Estos patrones responden a las condiciones hidrodinámicas regionales y a tasas elevadas de sedimentación, que favorecen la preservación en profundidad (229).

En suma, la evidencia respalda que la variabilidad en $\delta^{13}C$ y COT, modulada por procesos diagenéticos, el tipo de vegetación, el origen de la materia orgánica y los regímenes de sedimentación constituye un indicador clave para comprender la estabilidad del carbono sedimentario y la contribución relativa de fuentes autóctonas y alóctonas en ecosistemas de marisma a distintas latitudes (51,230).

7.5 Señales isotópicas de $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$ como indicadores de fuentes de materia orgánica

Los valores isotópicos de $\delta^{13}C$ registrados a lo largo de la columna sedimentaria de los cuatro testigos exponen una variación progresiva en la composición de la materia orgánica (Tabla 3; Figura 8). De acuerdo con el análisis, no se identificaron diferencias estadísticamente significativas entre las fases F1 y F2 en los cuatro testigos con valores de (PA1: $p = 0.056$; PA2: $p = 0.149$; PA3: $p = 0.112$; PA4: $p = 0.998$), lo que sugiere una continuidad relativa en las fuentes de materia orgánica. No obstante, ambas fases difieren de la fase (F3), en la cual se registraron valores isotópicos más ligeros, lo que señala modificaciones en estas fuentes.

Durante la fase F1 se registraron valores de $\delta^{13}C$ relativamente más enriquecidos (−24.5 ‰ a −22.8 ‰), lo que representa un enriquecimiento aproximado de +1.6 ‰ a +2.3 ‰ respecto a la fase (Tabla 3; Figura 8). Este enriquecimiento sugiere una mayor contribución de origen no terrestre, proveniente de fuentes marinas o de actividades antrópicas, como descargas de aguas residuales, ganadería y agricultura (92,108,231). Este enriquecimiento isotópico se relaciona con procesos de eutrofización que estimulan la productividad primaria, favoreciendo la proliferación de fitoplancton y cianobacterias (93,232,233). En estas condiciones, se incrementa el procesamiento biogeoquímico, asociado a una elevada actividad microbiana y a la degradación temprana de la materia orgánica (234,235). Este escenario implica una mayor demanda de CO_2 durante la fotosíntesis, lo que reduce el fraccionamiento del isótopo ligero (^{12}C) y favorece una mayor incorporación de ^{13}C en la biomasa (236–238). Este comportamiento resulta coherente con evaluaciones previas que describen que el humedal “El Paraíso” presenta estados tróficos que varían de mesotrófico a fuertemente eutrófico (108,194). Asimismo, estos resultados son consistentes con la historia del humedal, donde la expansión urbana en las zonas adyacentes ha elevado la entrada de materia orgánica y nutrientes mediante escorrentía y descargas domésticas (233). Al respecto, registros previos indican que la superficie ocupada por viviendas aumentó de 38.52 ha en 2002 a 441.04 ha en 2020 (108).

Esta acelerada urbanización habría incrementado el volumen de efluentes residuales y agravado los procesos de eutrofización en el ecosistema. En tanto, los valores de $\delta^{15}N$ registrados en F1 (7.32 ‰ promedio, con máximos de 8.2 ‰) constituyen una firma isotópica enriquecida ($> +7$ ‰), característica de la materia orgánica digerida

(efluentes domésticos y excretas) (189,239,240). Asimismo, se ha evidenciado que valores elevados de $\delta^{15}N$, en contextos de alto contenido de nitrógeno total (NT) y carbono orgánico total (COT), indican aportes continuos de aguas residuales y efluentes enriquecidos en nitrógeno, los cuales incrementan la concentración total de este elemento en los sedimentos y generan un enriquecimiento isotópico de $\delta^{15}N$ (232,233,237).

En la fase F2, los valores de $\delta^{13}C$ oscilaron entre −24.7 ‰ y −23.5 ‰, evidenciando un ligero enriquecimiento isotópico. Este comportamiento se interpreta como una mezcla de fuentes de materia orgánica, que incluye aportes terrestres provenientes de la vegetación circundante y aportes no terrestres, como fitoplancton, microalgas y detritos marinos (158). Este patrón isotópico coincide con los rangos descritos para vegetación de marisma, especialmente del género *Sarcocornia,* cuyos valores oscilan entre −23.9 ‰ y −26.8 ‰. En cuanto a $\delta^{15}N$, los valores variaron entre 6.3 ‰ y 7.5 ‰, lo que sugiere una transición en las fuentes de materia orgánica, posiblemente asociada a cambios hidrológicos, variaciones en el uso del suelo o incremento de actividades antrópicas en el entorno del humedal (92,241).

Finalmente, en la fase F3 (previa a la década de 1990), los valores de $\delta^{13}C$ son más negativos en comparación con las fases superiores (Tabla 3; Figura 8), lo que indica una mayor contribución de materia orgánica derivada de la vegetación histórica dominante, como *Bolboschoenus maritimus, Triglochin striata y Sarcocornia neei*, de tipo C_3, cuyas firmas isotópicas se sitúan entre −22 ‰ y −35 ‰ (52,128,242,243). Este patrón también podría explicarse por procesos de diagénesis temprana que modifican la composición isotópica de la materia orgánica depositada en los sedimentos. Durante este proceso, los microorganismos degradan preferentemente compuestos orgánicos más lábiles y de bajo peso molecular, como carbohidratos y proteínas (41,49,244). En contraste, las fracciones más refractarias, como lignina, cutina y lípidos estructurales, tienden a preservarse en mayor proporción en profundidad (51,158,245).

De manera adicional, el incremento de la profundidad sedimentaria implica variaciones en las condiciones redox, asociadas a la disminución de oxígeno disponible. Bajo estas condiciones anóxicas, la descomposición de la materia orgánica se encuentra dominada por procesos de respiración anaeróbica (208), lo que reduce las tasas de degradación y favorece la preservación relativa de compuestos orgánicos más resistentes (246).

Asimismo, los resultados son coherentes con los valores de $\delta^{13}C$ obtenidos de la vegetación fresca de marisma y con los rangos reportados en otras marismas donde se han documentado valores de $\delta^{13}C$ entre −36 ‰ y −22 ‰ (41,129,235,247). Además, coincide con los valores encontrados en el estuario de Serinhaem, noreste de Brasil, que indicaron que la materia orgánica proviene principalmente de plantas vasculares C_3 (247). De manera consistente, los valores de $\delta^{15}N$ registrados en la F3 preservan una condición basal en la cual el nitrógeno sedimentario derivaba esencialmente de la vegetación autóctona operando sobre un reservorio no alterado, en comparación con la F1 (Tabla 4) (49). En este sentido, los resultados indican que las capas más profundas del perfil sedimentario preservan una señal representativa de las condiciones históricas del área de estudio.

Tabla 10. Valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}C$) y nitrógeno ($\delta^{15}N$) obtenidos a partir de muestras de vegetación terrestre y fitoplancton. Las muestras fueron colectadas por duplicado en el área de estudio.

Especies evaluadas	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{15}N$ (‰)
Fitoplancton	- 16.34 ±0.2	11.77±0.5
Bolboschoenus maritimus	- 27.8 ± 0.11	4.5 ± 0.23
Triglochin striata	- 26.5 ± 0.24	5.4 ± 0.3
Sarcocornia neei	- 26.3 ± 0.2	4.3 ± 0.31
Chara sp.	- 25.7±0.11	5.8 ± 0.3

En términos espaciales, la variación entre testigos evidencia diferencias en la composición de la materia orgánica sedimentaria. Los testigos PA1 y PA2 presentan valores de $\delta^{13}C$ ligeramente más enriquecidos, con promedios de −23.6 ± 1.0 ‰ y −24.1 ± 1.2 ‰, respectivamente (Tabla 3). En contraste, los testigos PA3 y PA4 registran valores más negativos, de −24.9 ‰ y −25.2 ‰. Estos rangos isotópicos corresponden a valores característicos de plantas terrestres tipo C_3, lo que indica un predominio de aportes derivados de la vegetación circundante (52,129). No obstante, el ligero enriquecimiento observado en PA1 y PA2 sugiere contribuciones adicionales de fuentes no terrestres, tales como algas y fitoplancton, o bien la influencia de cambios ambientales locales (240,248,249). Este patrón es consistente con gradientes marino-terrestres descritos en humedales costeros, donde la materia orgánica refleja una mezcla de fuentes alóctonas y autóctonas (204). Asimismo, la conectividad marina del ecosistema favorece el ingreso de materia orgánica de origen marino (41,241).

De forma similar, en diversos ecosistemas costeros se ha documentado que el incremento de actividades antrópicas, tales como la acuicultura y la expansión urbana, genera modificaciones en la composición de la materia orgánica sedimentaria, evidenciadas mediante el enriquecimiento isotópico del carbono y cambios en los flujos de nutrientes (72,92). Estos valores son comparables con los registrados en el humedal "Pantanos de Villa", donde se reportan promedios de $\delta^{13}C$ de -19.6 ± 2.0 ‰ y $\delta^{15}N$ de 6.8 ± 3.3 ‰, característicos de ecosistemas sometidos a presión antrópica (93). Asimismo, estos resultados pueden compararse con los de otros humedales locales en términos de $\delta^{13}C$, el humedal de Ventanilla registra valores de hasta -19.3 ‰, indicativos de una contribución dominante de productores primarios acuáticos, mientras que Puerto Viejo presenta -27.1 ‰, valor próximo al rango de plantas vasculares C_3 (55). En $\delta^{15}N$, tanto Ventanilla (+9.3 ‰) como Puerto Viejo (+12.0 ‰) superan el máximo registrado aquí (8.2 ‰), lo que sugiere que "El Paraíso" recibe una carga de nitrógeno antropogénico de menor intensidad o posee una mayor capacidad de dilución.

7.6 Evolución temporal de la contribución de la materia orgánica en los ambientes sedimentarios

Durante F3 la fracción terrestre alcanzó proporciones entre 83.8 ± 4.3 % y 95.1 ± 3.6 %; desde F2 se registró una disminución progresiva que en F1 la situó entre 63.2 ± 5.7 % y 79.3 ± 3.6 % (Tabla 9; Figura 14). La reducción neta se sitúa entre 15 y 22 puntos porcentuales, con la particularidad de que F1 y F2 no difieren significativamente entre sí en ningún perfil (PA2: $p = 0.465$; PA3: $p = 0.23$; PA4: $p = 0.89$), mientras ambas difieren de F3. La F3 corresponde a un sistema dominado por procesos internos de producción y acumulación de biomasa, atribuible casi enteramente a las especies de marisma establecidas in situ, cuyas firmas resultan coherentes con los registros sedimentarios de esa fase (Tablas 3, 4 y 10). A partir de la década de 1990 (F2), se observa una disminución en la proporción de materia orgánica terrestre (Figura 14). Este cambio se asocia con el incremento en la entrada de nutrientes provenientes de fuentes difusas, como escorrentía superficial, aguas subterráneas y deposición atmosférica, que favorecen el desarrollo de fitoplancton y otras fuentes de materia orgánica no terrestre (108,134). A pesar de esta disminución relativa, se registra un incremento en los *stock*s de carbono, sin embargo, su estabilidad es incierta (Tabla 7; Figura 12). Este comportamiento responde a la interacción de procesos físicos y biológicos: el aporte de sedimentos durante eventos de inundación incrementa la disponibilidad de nutrientes, estimula el crecimiento vegetal y favorece tanto la elevación de la marisma como la incorporación de biomasa (tallos, raíces y rizomas) al sedimento (75,235,250). En síntesis, la evolución de la contribución relativa de la materia orgánica evidencia una transición desde un sistema dominado por aportes terrestres hacia uno con mayor participación de fuentes no terrestres. Este cambio refleja la intensificación de las actividades antrópicas y la modificación de las condiciones ambientales del humedal (251,252). En consecuencia, el sistema presenta una dinámica compleja, donde las fuentes de carbono se reorganizan en función de la interacción entre procesos naturales y presiones humanas (96,253).

VIII. CONCLUSIONES

- El modelo CFCS aplicado a la actividad de ^{210}Pbex permitió reconstruir la geocronología del humedal "El Paraíso" entre 1966 y 2018 y se estimaron tasas de sedimentación bajas (0.33 a 0.40 cm año^{-1}), con valores más altos en los testigos externos con influencia mareal (PA1 y PA2) que en los internos (PA3 y PA4). Estas tasas están por debajo del promedio global de los humedales costeros, lo que sugiere una capacidad limitada frente al ascenso del nivel del mar.
- La caracterización granulométrica evidenció una variación en el perfil desde sedimentos arenosos en profundidad hacia sedimentos finos (limo y arcilla) en superficie, junto con un aumento de la densidad aparente con la profundidad. Este patrón es compatible con un cambio en las condiciones de deposición e hidrodinámicas del sistema a lo largo del tiempo.
- Los valores de stocks y flujos de COT y NT evidenciaron un incremento marcado a partir de la década de 2000, sobre todo en los testigos internos (PA3 y PA4), en coincidencia con un mayor aporte reciente de materia orgánica y con el enriquecimiento de nutrientes de origen antrópico.
- Los valores isotópicos de δ^{13}C y δ^{15}N indican una mezcla de fuentes de materia orgánica que cambió con el tiempo. En las fases antiguas (F3), con δ^{13}C más negativos, lo que indica un mayor aporte terrestre de la vegetación, mientras que las fases recientes (F1), con δ^{13}C y δ^{15}N más enriquecidos, que reflejan una mayor contribución de fuentes no terrestres y de nitrógeno antropogénico ligado a la eutrofización.
- En conjunto, el origen de la materia orgánica condiciona la acumulación de carbono en “El Paraíso”: el aumento de los flujos en las fases recientes coincide con una mayor entrada de materia orgánica no terrestre ligada a la presión antrópica, lo que respalda la hipótesis en cuanto a los flujos. La estabilidad y el almacenamiento a largo plazo, en cambio, dependerían de la fracción terrestre, que es más refractaria. Así, “El Paraíso” funciona como un sumidero de carbono moderado pero activo, controlado por factores naturales y antrópicos.

IX. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Byun C, Lee SH, Kang H. Estimation of carbon storage in coastal wetlands and comparison of different management schemes in South Korea. J Ecol Environ. 22 de marzo de 2019;43(1):8. doi:10.1186/s41610-019-0106-7

2. Newton A, Icely J, Cristina S, Perillo G, Turner R, Ashan D, et al. Anthropogenic, Direct Pressures on Coastal Wetlands [Internet]. Vol. 8. 7 de julio de 2020;8. doi:10.3389/fevo.2020.00144

3. Giri C, Ochieng E, Tieszen LL, Zhu Z, Singh A, Loveland T, et al. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. Glob Ecol Biogeogr. 2011;20(1):154-9. doi:10.1111/j.1466-8238.2010.00584.x

4. Woodroffe CD, Rogers K, McKee KL, Lovelock CE, Mendelssohn IA, Saintilan N. Mangrove Sedimentation and Response to Relative Sea-Level Rise. Annu Rev Mar Sci. 2016;8(1):243-66. doi:10.1146/annurev-marine-122414-034025 PubMed PMID: 26407146.

5. Pendleton LH, Donato DC, Murray BC, Crooks S, Jenkins WA, Sifleet S, et al. Estimating global «blue carbon» emissions from conversion and degradation of vegetated coastal ecosystems. PloS One. 2012;7(9):e43542. doi:10.1371/journal.pone.0043542 PubMed PMID: 22962585; PubMed Central PMCID: PMC3433453.

6. Alemu JB, Ofsthun C, Medley G, Bowden A, Cammett A, Gildesgame E, et al. Evaluating ecosystem services in urban salt marshes: Assessing vulnerability to sea-level rise and implications for coastal management. J Environ Manage. 2024;371:123065. doi:https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2024.123065

7. Mcleod E, Chmura GL, Bouillon S, Salm R, Björk M, Duarte CM, et al. A blueprint for blue carbon: toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO2. Front Ecol Env. 2011;9:552.

8. Swinea SH, Hughes AR, Osland MJ, Shepard CC, Thorne KB, Alemu JB, et al. Marshes to mangroves: Residential surveys reveal perceived wetland trade-offs for

ecosystem services. Landsc Urban Plan. 2025;253:105203. doi:https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2024.105203

9. Donato DC, Kauffman JB, Murdiyarso D, Kurnianto S, Stidham M, Kanninen M. Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. Nat Geosci. mayo de 2011;4(5):5. doi:10.1038/ngeo1123

10. Lau WWY. Beyond carbon: Conceptualizing payments for ecosystem services in blue forests on carbon and other marine and coastal ecosystem services. Ocean Coast Manag. 1 de octubre de 2013;83:5-14. doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.03.011

11. Pendleton LH, Thébaud O, Mongruel RC, Levrel H. Has the value of global marine and coastal ecosystem services changed? Mar Policy. 1 de febrero de 2016;64:156-8. doi:10.1016/j.marpol.2015.11.018

12. Beaumont NJ, Jones L, Garbutt A, Hansom JD, Toberman M. The value of carbon sequestration and storage in coastal habitats. Estuar Coast Shelf Sci. 20 de enero de 2014;137:32-40. doi:10.1016/j.ecss.2013.11.022

13. Howard J, Sutton-Grier A, Herr D, Kleypas J, Landis E, Mcleod E, et al. Clarifying the role of coastal and marine systems in climate mitigation. Front Ecol Environ. febrero de 2017;15(1):42-50. doi:10.1002/fee.1451

14. Lovelock CE, Reef R. Variable Impacts of Climate Change on Blue Carbon. One Earth. 21 de agosto de 2020;3(2):195-211. doi:10.1016/j.oneear.2020.07.010

15. Ouyang X, Lee SY. Updated estimates of carbon accumulation rates in coastal marsh sediments. Biogeosciences. 19 de septiembre de 2014;11(18):5057-71. doi:10.5194/bg-11-5057-2014

16. Barbier EB, Hacker SD, Kennedy C, Koch EW, Stier AC, Silliman BR. The value of estuarine and coastal ecosystem services. Ecol Monogr. 2011;81(2):169-93. doi:10.1890/10-1510.1

17. Himes-Cornell A, Pendleton L, Atiyah P. Valuing ecosystem services from blue forests: A systematic review of the valuation of salt marshes, sea grass beds and

mangrove forests. Ecosyst Serv. 1 de abril de 2018;30:36-48. doi:10.1016/j.ecoser.2018.01.006

18. Khaznadar M, Vogiatzakis IN, Griffiths GH. Land degradation and vegetation distribution in Chott El Beida wetland, Algeria. J Arid Environ. 1 de marzo de 2009;73(3):369-77. doi:10.1016/j.jaridenv.2008.09.026

19. Misailidis ML, Machado W, Segovia AP, Stríkis NM, Strikis PC, Pregnolato LA, et al. Anthropogenic factors driving phosphorus contentes in salto grande reservoir sediments, SÃO PAULO STATE (SE BRAZIL). J Sediment Environ. 2018. doi:10.12957/jse.2018.37958

20. Pérez A, Libardoni BG, Sanders CJ. Factors influencing organic carbon accumulation in mangrove ecosystems. Biol Lett. 31 de octubre de 2018;14(10):20180237. doi:10.1098/rsbl.2018.0237

21. Pérez A, Machado W, Sanders CJ. Anthropogenic and environmental influences on nutrient accumulation in mangrove sediments. Mar Pollut Bull. 1 de abril de 2021;165:112174. doi:10.1016/j.marpolbul.2021.112174

22. Zheng Y, Liu H, Zhuo Y, Li Z, Liang C, Wang L. Dynamic changes and driving factors of wetlands in Inner Mongolia Plateau, China. PLOS ONE. 19 de agosto de 2019;14(8):e0221177. doi:10.1371/journal.pone.0221177

23. Cebrián-Torrejón G, Pérez A, Montoya N, Piquero-Cilla J, Saldarriaga MS, Gutiérrez D, et al. Electrochemical characterization of mangrove sediments: A proposal of new proxies for organic matter oxidation. Appl Geochem. 1 de febrero de 2019;101:42-9. doi:10.1016/j.apgeochem.2018.12.018

24. Krause JR, Watson EB, Wigand C, Maher N. Are Tidal Salt Marshes Exposed to Nutrient Pollution more Vulnerable to Sea Level Rise? Wetlands. 1 de octubre de 2020;40(5):1539-48. doi:10.1007/s13157-019-01254-8

25. Wasson K, Jeppesen R, Endris C, Perry D, Woolfolk A, Beheshti K, et al. Eutrophication decreases salt marsh resilience through proliferation of algal mats. Biol Conserv. 1 de agosto de 2017;212:1-11. doi:10.1016/j.biocon.2017.05.019

26. Bourdon S, Laggoun-Défarge F, Disnar JR, Maman O, Guillet B, Derenne S, et al. Organic matter sources and early diagenetic degradation in a tropical peaty marsh (Tritrivakely, Madagascar). Implications for environmental reconstruction during the Sub-Atlantic. Org Geochem. 1 de mayo de 2000;31:421-38. doi:10.1016/S0146-6380(00)00010-3

27. Tesi T, Miserocchi S, Goñi MA, Langone L, Boldrin A, Turchetto M. Organic matter origin and distribution in suspended particulate materials and surficial sediments from the western Adriatic Sea (Italy). Estuar Coast Shelf Sci. 1 de julio de 2007;73(3):431-46. doi:10.1016/j.ecss.2007.02.008

28. Burdige DJ. Preservation of organic matter in marine sediments: controls, mechanisms, and an imbalance in sediment organic carbon budgets? Chem Rev. febrero de 2007;107(2):467-85. doi:10.1021/cr050347q PubMed PMID: 17249736.

29. Hao Q, Song Z, Zhang X, He D, Guo L, Zwieten L van, et al. Organic blue carbon sequestration in vegetated coastal wetlands: Processes and influencing factors. Earth-Sci Rev. 2024;255:104853. doi:https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104853

30. Ouyang X, Lee SY. Decomposition of vascular plants and carbon mineralization in coastal wetlands. En: Carbon Mineralization in Coastal Wetlands [Internet]. Elsevier; 2022 [citado 1 de octubre de 2025]. p. 25-54. Disponible en: https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780128192207000029 doi:10.1016/B978-0-12-819220-7.00002-9

31. Herbert ER, Windham-Myers L, Kirwan ML. Sea-level rise enhances carbon accumulation in United States tidal wetlands. One Earth. 19 de marzo de 2021;4(3):425-33. doi:10.1016/j.oneear.2021.02.011

32. Pérez A, Cebrián-Torrejón G, Montoya N, Piquero-Cilla J, Sanders CJ, Doménech-Carbó A, et al. Organic Matter Redox State Driven by Specific Sources in Mangrove Sediments: A Case Study from Peruvian Ecosystems. J Mar Sci Eng. 15 de diciembre de 2021;9(12):1438. doi:10.3390/jmse9121438

33. Unger V, Elsey-Quirk T, Sommerfield C, Velinsky D. Stability of organic carbon accumulating in Spartina alterniflora-dominated salt marshes of the Mid-Atlantic U.S. Estuar Coast Shelf Sci. 5 de diciembre de 2016;182:179-89. doi:10.1016/j.ecss.2016.10.001

34. Veselić DR, Slijepčević N, Tenodi S, Pejin Đ, Jevrosimov I, Srebro TM, et al. From sink to strategy: Sediments at the nexus of carbon sequestration and climate action. Earth-Sci Rev. 2025;271:105310. doi:https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2025.105310

35. Vincent SGT, Jennerjahn T, Ramasamy K. Chapter 1 - Source and composition of organic matter and its role in designing sediment microbial communities. En: Vincent SGT, Jennerjahn T, Ramasamy K, editores. Microbial Communities in Coastal Sediments [Internet]. Elsevier; 2021. p. 1-45. Disponible en: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128151655000017 doi:https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815165-5.00001-7

36. Cui Y, Luo FL, Chen YH, Zhang MX, Yu FH. Rhizodeposition and litter decomposition of Phragmites australis play important roles in composition and properties of soil dissolved organic matter. Ecol Indic. 2022;142:109275. doi:https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2022.109275

37. Sun H, Jiang J, Cui L, Feng W, Wang Y, Zhang J. Soil organic carbon stabilization mechanisms in a subtropical mangrove and salt marsh ecosystems. Sci Total Environ. 2019;673:502-10. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.122

38. Gan S, Schmidt F, Heuer VB, Goldhammer T, Witt M, Hinrichs KU. Impacts of redox conditions on dissolved organic matter (DOM) quality in marine sediments off the River Rhône, Western Mediterranean Sea. Geochim Cosmochim Acta. mayo de 2020;276:151-69. doi:10.1016/j.gca.2020.02.001

39. Cardoso SJ, Quadra GR, Resende N da S, Roland F. The role of sediments in the carbon and pollutant cycles in aquatic ecosystems. Acta Limnol Bras. 12 de septiembre de 2019;31:e201. doi:10.1590/S2179-975X8918

40. Chmura GL, Anisfeld SC, Cahoon DR, Lynch JC. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. Glob Biogeochem Cycles. 2003;17(4). doi:10.1029/2002GB001917

41. Kumar M, Boski T, González-Vila FJ, Jiménez-Morillo NT, González-Pérez JA. Characteristics of organic matter sources from Guadiana Estuary salt marsh sediments (SW Iberian Peninsula). Cont Shelf Res. 2020;197:104076. doi:https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104076

42. Pérez A, Aponte H, Sanders CJ, Machado W. Anthropogenic impacts on carbon accumulation capacity within saltmarsh sediments. J Soils Sediments. enero de 2026;26(1):10. doi:10.1007/s11368-025-04224-2

43. Zhao C, Jiang Z, Wu Y, Liu S, Cui L, Zhang J, et al. Origins of sediment organic matter and their contributions at three contrasting wetlands in a coastal semi-enclosed ecosystem. Mar Pollut Bull. febrero de 2019;139:32-9. doi:10.1016/j.marpolbul.2018.12.008

44. Adame MF, Kelleway J, Krauss KW, Lovelock CE, Adams JB, Trevathan-Tackett SM, et al. All tidal wetlands are blue carbon ecosystems. BioScience. 7 de mayo de 2024;74(4):253-68. doi:10.1093/biosci/biae007

45. Lovelock CE, Fourqurean JW, Morris JT. Modeled CO2 Emissions from Coastal Wetland Transitions to Other Land Uses: Tidal Marshes, Mangrove Forests, and Seagrass Beds. Front Mar Sci [Internet]. 2017 [citado 18 de mayo de 2022];4. Disponible en: https://www.frontiersin.org/article/10.3389/fmars.2017.00143

46. Luo Z, Feng W, Luo Y, Baldock J, Wang E. Soil organic carbon dynamics jointly controlled by climate, carbon inputs, soil properties and soil carbon fractions. Glob Change Biol. 2017;23(10):4430-9. doi:10.1111/gcb.13767

47. Yan J, Qian L, Fu X, Wu J, Tsang YF, Wang L. Conversion behaviors of litter-derived organic carbon of two halophytes in soil and their influence on SOC stabilization of wetland in the Yangtze River Estuary. Sci Total Environ. 10 de mayo de 2020;716:137109. doi:10.1016/j.scitotenv.2020.137109

48. Kristensen E, Bouillon S, Dittmar T, Marchand C. Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: A review. Aquat Bot. 1 de agosto de 2008;Mangrove Ecology – Applications in Forestry and Costal Zone Management89(2):201-19. doi:10.1016/j.aquabot.2007.12.005

49. Steinmuller HE, Chambers LG. Characterization of coastal wetland soil organic matter: Implications for wetland submergence. Sci Total Environ. 2019;677:648-59. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.405

50. Asaoka S, Jadoon WA, Umehara A, Takeda K, Otani S, Ohno M, et al. Organic matter degradation characteristics of coastal marine sediments collected from the Seto Inland Sea, Japan. Mar Chem. 2020;225:103854. doi:https://doi.org/10.1016/j.marchem.2020.103854

51. Du J, Zhang Y, Wang X, Lou Y, Zhang F, Xing Q, et al. Carbon and nitrogen characteristics and sediment organic matter sources tracing across vegetation zones of liaohe estuarine saltmarsh, Northeast China. Mar Pollut Bull. 2025;220:118422. doi:https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2025.118422

52. Bansal S, Creed IF, Tangen BA, Bridgham SD, Desai AR, Krauss KW, et al. Practical Guide to Measuring Wetland Carbon Pools and Fluxes. Wetlands. 28 de noviembre de 2023;43(8):105. doi:10.1007/s13157-023-01722-2

53. Dungait JAJ, Hopkins DW, Gregory AS, Whitmore AP. Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance. Glob Change Biol. 2012;18(6):1781-96. doi:10.1111/j.1365-2486.2012.02665.x

54. Alongi DM. Carbon Cycling and Storage in Mangrove Forests. Annu Rev Mar Sci. 3 de enero de 2014;6(1):195-219. doi:10.1146/annurev-marine-010213-135020

55. Aponte H, Castro R, Gonzales R, Cardich J, Machado W, Sanders CJ, et al. Carbon accumulation within anthropogenically impacted Peruvian Coastal saltmarshes. Anthr Coasts. 29 de diciembre de 2025;8(1):42. doi:10.1007/s44218-025-00123-8

56. Jiménez-Arias JL, Morris E, Rubio-de-Inglés MJ, Peralta G, García-Robledo E, Corzo A, et al. Tidal elevation is the key factor modulating burial rates and

composition of organic matter in a coastal wetland with multiple habitats. Sci Total Environ. 1 de julio de 2020;724:138205. doi:10.1016/j.scitotenv.2020.138205

57. Dittmann S, Bestland E, Davies R, Stirling E. Carbon burial and sediment accumulation rates in coastal saltmarsh sediments on Adelaide's north shores. 2016.

58. Ren X, Wang XL, Zhang FF, Du JQ, Du JZ, Hong GH. Utilities of environmental radioactivity tracers in assessing sequestration potential of carbon in the coastal wetland ecosystems. J Environ Radioact. 2024;277:107464. doi:https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2024.107464

59. Duarte CM, Losada IJ, Hendriks IE, Mazarrasa I, Marbà N. The role of coastal plant communities for climate change mitigation and adaptation. Nat Clim Change. noviembre de 2013;3(11):11. doi:10.1038/nclimate1970

60. Chapman SK, Hayes MA, Kelly B, Langley JA. Exploring the oxygen sensitivity of wetland soil carbon mineralization. Biol Lett. 9 de enero de 2019;15(1):20180407. doi:10.1098/rsbl.2018.0407

61. Chmura GL. What do we need to assess the sustainability of the tidal salt marsh carbon sink? Ocean Coast Manag. 1 de octubre de 2013;83:25-31. doi:10.1016/j.ocecoaman.2011.09.006

62. Atwood TB, Connolly RM, Almahasheer H, Carnell PE, Duarte CM, Ewers Lewis CJ, et al. Global patterns in mangrove soil carbon stocks and losses. Nat Clim Change. 1 de julio de 2017;7(7):523-8. doi:10.1038/nclimate3326

63. Holmquist JR, Windham-Myers L, Bliss N, Crooks S, Morris JT, Megonigal JP, et al. Accuracy and Precision of Tidal Wetland Soil Carbon Mapping in the Conterminous United States. Sci Rep. 21 de junio de 2018;8(1):1. doi:10.1038/s41598-018-26948-7

64. Crosby SC, Sax DF, Palmer ME, Booth HS, Deegan LA, Bertness MD, et al. Salt marsh persistence is threatened by predicted sea-level rise. Estuar Coast Shelf Sci. 5 de noviembre de 2016;181:93-9. doi:10.1016/j.ecss.2016.08.018

65. Callaway JC, Borgnis EL, Turner RE, Milan CS. Carbon Sequestration and Sediment Accretion in San Francisco Bay Tidal Wetlands. Estuaries Coasts. 1 de septiembre de 2012;35(5):1163-81. doi:10.1007/s12237-012-9508-9

66. Dahl M, Deyanova D, Gütschow S, Asplund ME, Lyimo LD, Karamfilov V, et al. Sediment Properties as Important Predictors of Carbon Storage in Zostera marina Meadows: A Comparison of Four European Areas. PLOS ONE. 9 de diciembre de 2016;11(12):e0167493. doi:10.1371/journal.pone.0167493

67. Lavery PS, Mateo MÁ, Serrano O, Rozaimi M. Variability in the Carbon Storage of Seagrass Habitats and Its Implications for Global Estimates of Blue Carbon Ecosystem Service. PLOS ONE. 5 de septiembre de 2013;8(9):e73748. doi:10.1371/journal.pone.0073748

68. Rogers K, Kelleway JJ, Saintilan N, Megonigal JP, Adams JB, Holmquist JR, et al. Wetland carbon storage controlled by millennial-scale variation in relative sea-level rise. Nature. marzo de 2019;567(7746):91-5. doi:10.1038/s41586-019-0951-7

69. Rabalais NN, Díaz RJ, Levin LA, Turner RE, Gilbert D, Zhang J. Dynamics and distribution of natural and human-caused hypoxia. Biogeosciences. 12 de febrero de 2010;7(2):585-619. doi:10.5194/bg-7-585-2010

70. Roman C, Burdick D. Tidal Marsh Restoration: A Synthesis of Science and Management. Native Plants J. 1 de junio de 2013;14:118-9. doi:10.3368/npj.14.2.118

71. Mayer LM. Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments. Geochim Cosmochim Acta. 1 de febrero de 1994;58(4):1271-84. doi:10.1016/0016-7037(94)90381-6

72. Santos R, Duque-Núñez N, de los Santos CB, Martins M, Carrasco AR, Veiga-Pires C. Superficial sedimentary stocks and sources of carbon and nitrogen in coastal vegetated assemblages along a flow gradient. Sci Rep. 24 de enero de 2019;9(1):1. doi:10.1038/s41598-018-37031-6

73. Wu W, Biber P, Bethel M. Thresholds of sea-level rise rate and sea-level rise acceleration rate in a vulnerable coastal wetland. Ecol Evol. 2017;7(24):10890-903. doi:10.1002/ece3.3550

74. Neiske F, Seedtke M, Eschenbach A, Wilson M, Jensen K, Becker JN. Soil organic carbon stocks and stabilization mechanisms in tidal marshes along estuarine gradients. Geoderma. abril de 2025;456:117274. doi:10.1016/j.geoderma.2025.117274

75. Drexler JZ, Davis MJ, Woo I, De La Cruz S. Carbon Sources in the Sediments of a Restoring vs. Historically Unaltered Salt Marsh. Estuaries Coasts. 1 de septiembre de 2020;43(6):1345-60. doi:10.1007/s12237-020-00748-7

76. Kang M, Zhao C, Ma M, Li X. Characteristics of soil organic carbon fractions in four vegetation communities of an inland salt marsh. Carbon Balance Manag. 28 de enero de 2024;19(1):3. doi:10.1186/s13021-024-00248-2 PubMed PMID: 38282107; PubMed Central PMCID: PMC10823692.

77. Perera N, Lokupitiya E, Halwatura D, Udagedara S. Quantification of blue carbon in tropical salt marshes and their role in climate change mitigation. Sci Total Environ. 2022;820:153313. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.153313

78. Owers CJ, Rogers K, Woodroffe CD. Spatial variation of above-ground carbon storage in temperate coastal wetlands. Estuar Coast Shelf Sci. octubre de 2018;210:55-67. doi:10.1016/j.ecss.2018.06.002

79. Radabaugh KR, Powell CE, Bociu I, Clark BC, Moyer RP. Plant size metrics and organic carbon content of Florida salt marsh vegetation. Wetl Ecol Manag. agosto de 2017;25(4):443-55. doi:10.1007/s11273-016-9527-6

80. Sousa AI, Santos DB, Silva EFD, Sousa LP, Cleary DFR, Soares AMVM, et al. 'Blue Carbon' and Nutrient Stocks of Salt Marshes at a Temperate Coastal Lagoon (Ria de Aveiro, Portugal). Sci Rep. 25 de enero de 2017;7(1):41225. doi:10.1038/srep41225

81. Canuel EA, Cammer SS, McIntosh HA, Pondell CR. Climate Change Impacts on the Organic Carbon Cycle at the Land-Ocean Interface. Annu Rev Earth Planet Sci. 2012;40(1):685-711. doi:10.1146/annurev-earth-042711-105511

82. Riza M, Ehsan MN, Pervez MN, Khyum MMO, Cai Y, Naddeo V. Control of eutrophication in aquatic ecosystems by sustainable dredging: Effectiveness, environmental impacts, and implications. Case Stud Chem Environ Eng. 2023;7:100297. doi:https://doi.org/10.1016/j.cscee.2023.100297

83. Hayes MA, Jesse A, Tabet B, Reef R, Keuskamp JA, Lovelock CE. The contrasting effects of nutrient enrichment on growth, biomass allocation and decomposition of plant tissue in coastal wetlands. Plant Soil. 1 de julio de 2017;416(1):193-204. doi:10.1007/s11104-017-3206-0

84. Turner RE. Beneath the Salt Marsh Canopy: Loss of Soil Strength with Increasing Nutrient Loads. Estuaries Coasts. 1 de septiembre de 2011;34(5):1084-93. doi:10.1007/s12237-010-9341-y

85. Deegan LA, Johnson DS, Warren RS, Peterson BJ, Fleeger JW, Fagherazzi S, et al. Coastal eutrophication as a driver of salt marsh loss. Nature. octubre de 2012;490(7420):388-92. doi:10.1038/nature11533

86. Alldred M, Liberti A, Baines SB. Impact of salinity and nutrients on salt marsh stability. Ecosphere. 2017;8(11):e02010. doi:10.1002/ecs2.2010

87. Lovelock CE, Ball MC, Martin KC, Feller IC. Nutrient Enrichment Increases Mortality of Mangroves. PLOS ONE. 19 de mayo de 2009;4(5):e5600. doi:10.1371/journal.pone.0005600

88. Sanders CJ, Maher DT, Tait DR, Williams D, Holloway C, Sippo JZ, et al. Are global mangrove carbon stocks driven by rainfall? J Geophys Res Biogeosciences. 2016;121(10):2600-9. doi:10.1002/2016JG003510

89. Theuerkauf EJ, Stephens JD, Ridge JT, Fodrie FJ, Rodriguez AB. Carbon export from fringing saltmarsh shoreline erosion overwhelms carbon storage across a

critical width threshold. Estuar Coast Shelf Sci. 5 de octubre de 2015;164:367-78. doi:10.1016/j.ecss.2015.08.001

90. Ampuero W, Aponte H. Estimación del carbono almacenado en un juncal de Schoenoplectus americanus en el humedal costero Los Pantanos de Villa (LimaPerú). Arnaldoa. enero de 2020;27(1):267-81. doi:10.22497/arnaldoa.271.27117

91. Romero M Giuliana, Garcia-Chevesich PA, Morales-Paredes L, Arenazas-Rodriguez A, Ticona-Quea J, Vanzin G, et al. Peruvian Wetlands: National Survey, Diagnosis, and Further Steps toward Their Protection. Sustainability. 18 de mayo de 2023;15(10):8255. doi:10.3390/su15108255

92. Pérez A, Machado W, Gutiérrez D, Saldarriaga MS, Sanders CJ. Shrimp farming influence on carbon and nutrient accumulation within Peruvian mangroves sediments. Estuar Coast Shelf Sci. 30 de septiembre de 2020;243:106879. doi:10.1016/j.ecss.2020.106879

93. Pérez A, Escobedo R, Castro R, Jesus R, Cardich J, Romero PE, et al. Carbon and nutrient burial within Peruvian coastal marsh driven by anthropogenic activities. Mar Pollut Bull. 2022;181:113948. doi:https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113948

94. Aponte H, Ramírez DW, Vargas R. First stages of the post-fire natural regeneration of vegetation in the ventanilla wetlands (Lima-Perú). Ecol Apl. 5 de julio de 2017;16(1):23. doi:10.21704/rea.v16i1.900

95. Ramirez DW, Aponte H. Por qué los Humedales de Puerto Viejo perdieron su protección legal: analizando los motivos. Rev Peru Biol. 27 de febrero de 2018;25(1):049-54. doi:10.15381/rpb.v25i1.14349

96. Wu J, Chen J, Wang C, Yan X, Yin X, Liu Q. Constraining the origin of sedimentary organic matter in the eastern Guangdong coast of China using δ13C and δ15N. Front Mar Sci. 2023;Volume 10-2023. doi:10.3389/fmars.2023.1234116

97. Aponte H, Gonzales S, Gomez A. Drivers of change in the wetlands of Latin America: The case of the coastal wetlands of Lima. South Sustain. 2020;e023. doi:10.21142/SS-0102-2020-023

98. Aponte Ubillús H, Ramírez Huaroto DW. Humedales de la costa central del Perú: estructura y amenazas de sus comunidades vegetales. Ecol Apl [Internet]. enero de 2011;10:31-9. Disponible en: http://www.scielo.org.pe/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1726-22162011000100004&nrm=iso

99. Peña Laureano F, Renou F, Condori Quispe E, Sanchez Diaz M, Pari Pinto W. Hidrología de la cuenca del Río Huaura - Región Lima. 2019. 2019;H: Hidrogeología1(50).

100. Martínez Grimaldo A, Scipión D. Humedales costeros del Perú: Albufera Paraíso - Huacho [Internet]. Lima: Instituto Geofísico del Perú; diciembre de 2021. Disponible en: http://hdl.handle.net/20.500.12816/5035

101. Quiñonez AS, Hernandez F. Uso de hábitat y estado de conservación de las aves en el humedal El Paraíso, Lima, Perú. Rev Peru Biol. mayo de 2017;24(2):175-86. doi:10.15381/rpb.v24i2.13494

102. Cruz Z, Vasquez P. Uso de Recursos Naturales en las Lagunas Costeras El Paraíso. Volumen: LIII-A. 20 de marzo de 2003;Volumen: LIII-A:146-57.

103. Ruíz Sánchez BB. Impacto antrópico sobre los humedales el paraíso, medio mundo y la encantada, huaura, lima – Perú, 2007 - 2008. 2008.

104. Aponte H, Ramirez WC, Lértora G, Vargas R, Fernando G, Carazas N, et al. Incendios en los Humedales de la Costa Central del Perú: Una amenaza frecuente. En. 2015. Disponible en: https://api.semanticscholar.org/CorpusID:133636085

105. Gómez-Sánchez R, Cuba D, Aponte H. Sobre la necesidad de descentralización y diversificación de la investigación en humedales costeros peruanos. The Biologist. 24 de enero de 2022;20(1):121-50. doi:10.24039/rtb20222011311

106. Rivera G, Gonzales S, Aponte H. Wetlands of the South American pacific coast: a bibliometric analysis. Wetl Ecol Manag. agosto de 2021;30(4):869-77. doi:10.1007/s11273-021-09830-8

107. Cruz Burga ZA. Evaluación del estado de conservación de las lagunas «El Paraíso», provincia de Huaura, departamento de Lima, Perú [Internet]. [Lima]: Universidad Nacional Agraria La Molina; 2002. Disponible en: http://repositorioslatinoamericanos.uchile.cl/handle/2250/1369083

108. Rivas Castillo, Pamela Zarit, Tahua Flores, Milena Edita. Estados tróficos en los espejos de agua del humedal El Paraíso y los factores que contribuyen a los procesos de eutrofización (2020-2021) [Internet]. Universidad Católica Sedes Sapientiae; 2023. Disponible en: https://repositorio.ucss.edu.pe/item/e5ae1e06-33ed-4e86-8050-05714fcfe53b

109. Valdivia Correa AB. Contaminación ambiental en los cuerpos de agua de los humedales de la costa central Lima - Perú [Internet]. Universidad Cientifica del Sur; 2020 [citado 21 de julio de 2026]. Disponible en: https://repositorio.cientifica.edu.pe/handle/20.500.12805/1442 doi:10.21142/tb.2020.1442

110. Hunter HN, Gowing CJB, Marriott AL, Lacey JH, Dowell S, Watts MJ. Developments in Pb-210 methodologies to provide chronologies for environmental change. Environ Geochem Health. 1 de abril de 2023;45(4):1173-81. doi:10.1007/s10653-022-01215-x

111. Krishnaswamy S, Lal D, Martin JM, Meybeck M. Geochronology of lake sediments. Earth Planet Sci Lett. 1 de mayo de 1971;11(1):407-14. doi:10.1016/0012-821X(71)90202-0

112. Koide M, Soutar A, Goldberg ED. Marine geochronology with210Pb. Earth Planet Sci Lett. 1 de abril de 1972;14(3):442-6. doi:10.1016/0012-821X(72)90146-X

113. Mabit L, Benmansour M, Abril JM, Walling DE, Meusburger K, Iurian AR, et al. Fallout 210Pb as a soil and sediment tracer in catchment sediment budget

investigations: A review. Earth-Sci Rev. noviembre de 2014;138:335-51. doi:10.1016/j.earscirev.2014.06.007

114. Oldfield F, Appleby PG. Empirical testing of 210Pb-dating models for lake sediments. United Kingdom: Leicester University Press; 1984.

115. Chen X, Qiao Q, McGowan S, Zeng L, Stevenson MA, Xu L, et al. Determination of geochronology and sedimentation rates of shallow lakes in the middle Yangtze reaches using 210Pb, 137Cs and spheroidal carbonaceous particles. CATENA. 1 de marzo de 2019;174:546-56. doi:10.1016/j.catena.2018.11.041

116. Meyers PA. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. Org Geochem. 1 de febrero de 2003;34(2):261-89. doi:10.1016/S0146-6380(02)00168-7

117. Thalayappil S, Mullungal MN, Peediyakkathodi S, C. S. RK, Panikkaveettil R, P. M. S, et al. Composition and vertical distribution of organic matter in Central Indian Ocean sediment cores. Sci Rep. 25 de enero de 2024;14(1):2157. doi:10.1038/s41598-023-49116-y

118. Santiago Molina LA. Estimación del Potencial de Captura de Carbono (c) del Bosque de Manglar de Tumilco de Tuxpan, Veracruz, México [Internet]. [Tuxpan, Veracruz]: Universidad Veracruzana; 2018. Disponible en: https://www.uv.mx/pozarica/mmemc/files/2020/02/LuisAlbertoSantiagoMolina.pdf

119. Kaal J, Cortizas AM, Mateo MÁ, Serrano O. Deciphering organic matter sources and ecological shifts in blue carbon ecosystems based on molecular fingerprinting. Sci Total Environ. 2020;742:140554. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140554

120. Fry B, Gace A, McClelland JW. Chemical Indicators of Anthropogenic Nitrogen-Loading in Four Pacific Estuaries. Pac Sci. 2003;57(1):77-101. doi:10.1353/psc.2003.0004

121. Cloern JE. Our evolving conceptual model of the coastal eutrophication problem. Mar Ecol Prog Ser. 26 de enero de 2001;210:223-53. doi:10.3354/meps210223

122. Bai J, Wang J, Yan D, Gao H, Xiao R, Shao H, et al. Spatial and Temporal Distributions of Soil Organic Carbon and Total Nitrogen in Two Marsh Wetlands with Different Flooding Frequencies of the Yellow River Delta, China. CLEAN – Soil Air Water. octubre de 2012;40(10):1137-44. doi:10.1002/clen.201200059

123. Meyers PA. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. Org Geochem. 15 de noviembre de 1997;27(5):213-50. doi:10.1016/S0146-6380(97)00049-1

124. Meyers PA. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. Chem Geol. 1 de junio de 1994;114(3):289-302. doi:10.1016/0009-2541(94)90059-0

125. Gao X, Yang Y, Wang C. Geochemistry of organic carbon and nitrogen in surface sediments of coastal Bohai Bay inferred from their ratios and stable isotopic signatures. Mar Pollut Bull. 1 de junio de 2012;64(6):1148-55. doi:10.1016/j.marpolbul.2012.03.028

126. Mackensen A, Schmiedl G. Stable carbon isotopes in paleoceanography: atmosphere, oceans, and sediments. Earth-Sci Rev. 2019;197:102893. doi:https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102893

127. Zhang J, Hao Q, Li Q, Zhao X, Fu X, Wang W, et al. Source identification of sedimentary organic carbon in coastal wetlands of the western Bohai Sea. Sci Total Environ. 2024;913:169282. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.169282

128. Du J, Zhang F, Du J, Wang Z, Ren X, Yao Z. Source and sequestration of sediment organic carbon from different elevation zones in estuarine wetland, North China. Sci Total Environ. febrero de 2023;859:160253. doi:10.1016/j.scitotenv.2022.160253

129. Huang R, He J, Wang N, Christakos G, Gu J, Song L, et al. Carbon sequestration potential of transplanted mangroves and exotic saltmarsh plants in the sediments of

subtropical wetlands. Sci Total Environ. 2023;904:166185. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.166185

130. O'Leary MH. Carbon Isotopes in Photosynthesis: Fractionation techniques may reveal new aspects of carbon dynamics in plants. BioScience. 1 de mayo de 1988;38(5):328-36. doi:10.2307/1310735

131. Cheng X, Hao Q, Zhang X, Xia S, Wu L, Shi A, et al. Distribution pattern and influencing factors of soil stable carbon isotopes in global coastal wetlands. Estuar Coast Shelf Sci. 2026;334:109800. doi:https://doi.org/10.1016/j.ecss.2026.109800

132. Li X, Wang M, Tian W, Xu G, Ding Z. Distribution and Source Identification of Sediment Organic Carbon of the Coastal Wetlands Around Bohai Sea. Wetlands. 21 de abril de 2025;45(5):46. doi:10.1007/s13157-025-01928-6

133. Baeta A. Stable Isotope Ecology. En: Fath B, editor. Encyclopedia of Ecology (Second Edition) [Internet]. Second Edition. Oxford: Elsevier; 2019. p. 606-15. Disponible en: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780124095489109157 doi:https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10915-7

134. Drake DC, Peterson BJ, Galván KA, Deegan LA, Hopkinson C, Johnson JM, et al. Salt marsh ecosystem biogeochemical responses to nutrient enrichment: a paired 15N tracer study. Ecology. 2009;90(9):2535-46. doi:10.1890/08-1051.1

135. Cruz Z, Angulo F, Burger H, Borgesa R. Evaluación de aves en la laguna El Paraiso, Lima, Perú. Rev Peru Biol [Internet]. agosto de 2007;14:139-44. Disponible en: http://www.scielo.org.pe/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1727-99332007000200024&nrm=iso

136. Tello EFT, Damián PAS, Huertas JZR, Blanco JJC, Damián APS, Salvador JAF, et al. Caracterización de sedimentos de la laguna El Paraíso, Huacho, Región Lima. Infinitum. 30 de junio de 2014;4(1):1. doi:10.51431/infinitum.v4i1.408

137. Giannopoulos G, Lee DY, Neubauer SC, Brown BL, Franklin RB. A simple and effective sampler to collect undisturbed cores from tidal marshes [Internet].

Ecology; 2019 [citado 28 de septiembre de 2026]. Disponible en: http://biorxiv.org/lookup/doi/10.1101/515825 doi:10.1101/515825

138. Sternberg-Rodríguez P, Ezcurra P, Costa MT, Aburto-Oropeza O, Ezcurra E. Precision of mangrove sediment blue carbon estimates and the role of coring and data analysis methods. Ecol Evol. diciembre de 2022;12(12):e9655. doi:10.1002/ece3.9655

139. Aponte Ubillús H. El junco: clasificación, biología y gestión [Internet]. 2009;9. Disponible en: https://sinia.minam.gob.pe/documentos/articulo-cientifico-junco-clasificacion-biologia-gestion

140. Sournia A, editor. Phytoplankton manual. Paris: Unesco; 1978. 337 p. (Monographs on oceanographic methodology; n.º 6).

141. Ravichandran M, Baskaran M, Santschi PH, Bianchi TS. Geochronology of sediments in the Sabine-Neches estuary, Texas, U.S.A. Chem Geol. 25 de octubre de 1995;125(3):291-306. doi:10.1016/0009-2541(95)00082-W

142. Loring DH, Rantala RTT. Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. Earth-Sci Rev. 1 de julio de 1992;32(4):235-83. doi:10.1016/0012-8252(92)90001-A

143. Lu R, Liang R, Duan W. Dispersion and stability of fine-grained soils under different pretreatments based on the particle size distribution. J Soils Sediments. 1 de enero de 2021;21(1):96-105. doi:10.1007/s11368-020-02689-x

144. Moore WS. Radium isotope measurements using germanium detectors. Nucl Instrum Methods Phys Res. junio de 1984;223(2-3):407-11. doi:10.1016/0167-5087(84)90683-5

145. Nieuwenhuize J, Maas YEM, Middelburg JJ. Rapid analysis of organic carbon and nitrogen in particulate materials. Mar Chem. 1 de febrero de 1994;45(3):217-24. doi:10.1016/0304-4203(94)90005-1

146. Pérez A, Gutiérrez D, Saldarriaga MS, Sanders CJ. Hydrological controls on the biogeochemical dynamics in a Peruvian mangrove forest. Hydrobiologia. noviembre de 2017;803(1):69-86. doi:10.1007/s10750-017-3118-2

147. Naidu AS, Cooper LW, Finney BP, Macdonald RW, Alexander C, Semiletov IP. Organic carbon isotope ratios (δ13C) of Arctic Amerasian Continental shelf sediments. Int J Earth Sci. 1 de diciembre de 2000;89(3):522-32. doi:10.1007/s005310000121

148. Appleby PG, Oldfield F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210Pb to the sediment. CATENA. abril de 1978;5(1):1-8. doi:10.1016/S0341-8162(78)80002-2

149. Howard J, Hoyt SA, Isensee K, Pidgeon E, Telszewski M. Coastal blue carbon: methods for assessing carbon stocks and emissions factors in mangroves, tidal salt marshes, and seagrass meadows [Internet]. Arlington, VA: Conservation International, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, International Union for Conservation of Nature; 2014. Disponible en: https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000372868

150. Shultz DJ, Calder JA. Organic carbon 13C12C variations in estuarine sediments. Geochim Cosmochim Acta. 1 de abril de 1976;40(4):381-5. doi:10.1016/0016-7037(76)90002-8

151. Shapiro SS, Wilk MB. An analysis of variance test for normality (complete samples). Biometrika. 1 de diciembre de 1965;52(3-4):591-611. doi:10.1093/biomet/52.3-4.591

152. Brown MB, Forsythe AB. Robust Tests for the Equality of Variances. J Am Stat Assoc. junio de 1974;69(346):364-7. doi:10.1080/01621459.1974.10482955

153. Kruskal WH, Wallis WA. Use of Ranks in One-Criterion Variance Analysis. J Am Stat Assoc. diciembre de 1952;47(260):583-621. doi:10.1080/01621459.1952.10483441

154. Dunn OJ. Multiple Comparisons Using Rank Sums. Technometrics. agosto de 1964;6(3):241-52. doi:10.1080/00401706.1964.10490181

155. Hammer Ø, Harper DAT, editores. Paleontological Data Analysis [Internet]. 1.ª ed. Wiley; 2005 [citado 28 de septiembre de 2026]. Disponible en: https://onlinelibrary.wiley.com/doi/book/10.1002/9780470750711 doi:10.1002/9780470750711

156. Brown DR, Marotta H, Peixoto RB, Enrich-Prast A, Barroso GC, Soares MLG, et al. Hypersaline tidal flats as important "blue carbon" systems: a case study from three ecosystems. Biogeosciences. 22 de abril de 2021;18(8):2527-38. doi:10.5194/bg-18-2527-2021

157. Saha K, Sanyal P, Saha S. Source assessment of tropical-marshland sediment for evaluating seawater intrusion in Chandipur, India: An integrated granulometric and stable isotope approach. Estuar Coast Shelf Sci. 5 de noviembre de 2022;278:108096. doi:10.1016/j.ecss.2022.108096

158. Peck EK, Goñi M, Wheatcroft RA. Spatiotemporal controls on organic matter sourcing to minerogenic salt marshes. Limnol Oceanogr. 2024;70(1):84-99. doi:https://doi.org/10.1002/lno.12739

159. Macreadie PI, Akhand A, Trevathan-Tackett SM, Duarte CM, Baldock J, Bowen JL, et al. Stabilisation and destabilisation of coastal blue carbon: The key factors. Earth-Sci Rev. 2025;265:105133. doi:https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2025.105133

160. Puppin A, Roner M, Finotello A, Ghinassi M, Tommasini L, Marani M, et al. Analysis of Organic Matter Decomposition in the Salt Marshes of the Venice Lagoon (Italy) Using Standard Litter Bags. J Geophys Res Biogeosciences. 1 de junio de 2023;128(6):e2022JG007289. doi:10.1029/2022JG007289

161. Reddy SG, Farrell WR, Wu F, Pennings SC, Sanderman J, Eagle M, et al. Decomposing the Tea Bag Index and finding slower organic matter loss rates at higher elevations and deeper soil horizons in a minerogenic salt marsh. Biogeosciences. 2025;22(2):435-53. doi:10.5194/bg-22-435-2025

162. Breda A, Saco PM, Sandi SG, Saintilan N, Riccardi G, Rodríguez JF. Accretion, retreat and transgression of coastal wetlands experiencing sea-level rise. Hydrol Earth Syst Sci. 2021;25(2):769-86. doi:10.5194/hess-25-769-2021

163. Cahoon DR, Lynch JC, Roman CT, Schmit JP, Skidds DE. Evaluating the Relationship Among Wetland Vertical Development, Elevation Capital, Sea-Level Rise, and Tidal Marsh Sustainability. Estuaries Coasts. 1 de enero de 2019;42(1):1-15. doi:10.1007/s12237-018-0448-x

164. Törnqvist TE, Cahoon DR, Morris JT, Day JW. Coastal Wetland Resilience, Accelerated Sea-Level Rise, and the Importance of Timescale. AGU Adv. 2021;2(1):e2020AV000334. doi:https://doi.org/10.1029/2020AV000334

165. Hamlington BD, Bellas-Manley A, Willis JK, Fournier S, Vinogradova N, Nerem RS, et al. The rate of global sea level rise doubled during the past three decades. Commun Earth Environ. 17 de octubre de 2024;5(1):601. doi:10.1038/s43247-024-01761-5

166. Gundersen G, Corbett DR, Long A, Martinez M, Ardón M. Long-Term Sediment, Carbon, and Nitrogen Accumulation Rates in Coastal Wetlands Impacted by Sea Level Rise. Estuaries Coasts. 1 de diciembre de 2021;44(8):2142-58. doi:10.1007/s12237-021-00928-z

167. Parkinson RW, Wdowinski S. Accelerating sea-level rise and the fate of mangrove plant communities in South Florida, U.S.A. Geomorphology. 2022;412:108329. doi:https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108329

168. Ouyang X, Connolly RM, Lee SY. Revised global estimates of resilience to sea level rise for tidal marshes. Environ Chall. 2022;9:100593. doi:https://doi.org/10.1016/j.envc.2022.100593

169. Bass J, Granse D, Hache I, Jensen K, Karius V, Minden V, et al. Plant traits affect vertical accretion of salt marshes. Estuar Coast Shelf Sci. 5 de octubre de 2022;276:108010. doi:10.1016/j.ecss.2022.108010

170. Cuellar-Martinez T, Ruiz-Fernández AC, Sanchez-Cabeza JA, Pérez-Bernal LH, Sandoval-Gil J. Relevance of carbon burial and storage in two contrasting blue carbon ecosystems of a north-east Pacific coastal lagoon. Sci Total Environ. 20 de julio de 2019;675:581-93. doi:10.1016/j.scitotenv.2019.03.388

171. Villa JA, Bohrer G, Ju Y, Wrighton K, Johnson N, Kinsman-Costello L. Carbon sequestration and nitrogen and phosphorus accumulation in a freshwater, estuarine marsh: Effects of microtopography and nutrient loads. Geoderma. 1 de febrero de 2023;430:116349. doi:10.1016/j.geoderma.2023.116349

172. Cahoon DR, McKee KL, Morris JT. How Plants Influence Resilience of Salt Marsh and Mangrove Wetlands to Sea-Level Rise. Estuaries Coasts. 1 de junio de 2021;44(4):883-98. doi:10.1007/s12237-020-00834-w

173. Weston NB, Rodriguez E, Donnelly B, Solohin E, Jezycki K, Demberger S, et al. Recent Acceleration of Wetland Accretion and Carbon Accumulation Along the U.S. East Coast. Earths Future. 2023;11(3):e2022EF003037. doi:https://doi.org/10.1029/2022EF003037

174. Li H, Yang SL. Trapping Effect of Tidal Marsh Vegetation on Suspended Sediment, Yangtze Delta. J Coast Res. julio de 2009;2009(254):915-24. doi:10.2112/08-1010.1

175. Dombrowski J, King J, Powers M, Wilson J. Biomass and nutrient storage of aquatic plants along phosphorus gradients in everglades stormwater treatment areas. Ecol Eng. 2023;195:107080. doi:https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2023.107080

176. Stagg CL, Laurenzano C, Vervaeke WC, Krauss KW, McKee KL. Presence of the Herbaceous Marsh Species Schoenoplectus americanus Enhances Surface Elevation Gain in Transitional Coastal Wetland Communities Exposed to Elevated CO2 and Sediment Deposition Events. Plants. 2022;11(9). doi:10.3390/plants11091259

177. Vymazal J. Emergent plants used in free water surface constructed wetlands: A review. Ecol Eng. 2013;61:582-92. doi:https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.06.023

178. Lenz N, Lindhorst S, Arz HW. Determination and quantification of sedimentary processes in salt marshes using end-member modelling of grain-size data. Depositional Rec. 2023;9(1):4-29. doi:10.1002/dep2.213

179. Kindeberg T, Ørberg SB, Röhr ME, Holmer M, Krause-Jensen D. Sediment Stocks of Carbon, Nitrogen, and Phosphorus in Danish Eelgrass Meadows. Front Mar Sci [Internet]. 2018 [citado 26 de agosto de 2023];5. Disponible en: https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmars.2018.00474

180. Mazarrasa I, Samper-Villarreal J, Serrano O, Lavery PS, Lovelock CE, Marbà N, et al. Habitat characteristics provide insights of carbon storage in seagrass meadows. Mar Pollut Bull. 1 de septiembre de 2018;Securing a future for seagrass134:106-17. doi:10.1016/j.marpolbul.2018.01.059

181. Davidson-Arnott RGD, van Proosdij D, Ollerhead J, Schostak L. Hydrodynamics and sedimentation in salt marshes: examples from a macrotidal marsh, Bay of Fundy. Geomorphology. 1 de noviembre de 2002;29th Binghamton Geomorphology Symposium: Coastal Geomorphology48(1):209-31. doi:10.1016/S0169-555X(02)00182-4

182. Restrepo JC, Ospino O, Torregroza-Espinosa AC, Ospino S, Villanueva E, Molano-Mendoza JC, et al. Variability of suspended sediment properties in the saline front of the highly stratified Magdalena River estuary, Colombia. J Mar Syst. enero de 2024;241:103894. doi:10.1016/j.jmarsys.2023.103894

183. Pan Z, Gao QF, Dong SL, Wang F, Li HD, Zhao K, et al. Effects of abalone (Haliotis discus hannai Ino) and kelp (Saccharina japonica) mariculture on sources, distribution, and preservation of sedimentary organic carbon in Ailian Bay, China: Identified by coupling stable isotopes (δ13C and δ15N) with C/N ratio analyses. Mar Pollut Bull. 2019;141:387-97. doi:https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.02.053

184. Asanopoulos CH, Baldock JA, Macdonald LM, Cavagnaro TR, Baldock JA, Cavagnaro TR. Quantifying blue carbon and nitrogen stocks in surface soils of temperate coastal wetlands. Soil Res. 25 de junio de 2021. doi:10.1071/SR20040

185. Brooks H, Möller I, Carr S, Chirol C, Christie E, Evans B, et al. Resistance of salt marsh substrates to near-instantaneous hydrodynamic forcing. Earth Surf Process Landf. enero de 2021;46(1):67-88. doi:10.1002/esp.4912

186. Salehi Hikouei I, Kim SS, Mishra DR. Machine-Learning Classification of Soil Bulk Density in Salt Marsh Environments. Sensors. enero de 2021;21(13):13. doi:10.3390/s21134408

187. Owers CJ, Rogers K, Mazumder D, Woodroffe CD. Temperate coastal wetland near-surface carbon storage: Spatial patterns and variability. Estuar Coast Shelf Sci. 5 de abril de 2020;235:106584. doi:10.1016/j.ecss.2020.106584

188. Yang RM, Chen LM. Spartina alterniflora invasion alters soil bulk density in coastal wetlands of China. Land Degrad Dev. 2021;32(5):1993-9. doi:10.1002/ldr.3859

189. Guo J, Pan Z, Yan X, Wu M, Qiu H, Li W, et al. Environmental evolution of coastal regions in northern Beibu Gulf, South China, based on sedimentary elemental records and carbon-nitrogen isotope composition. Int J Sediment Res. 2025;40(4):600-15. doi:https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2025.04.005

190. Mazarrasa I, Neto JM, Bouma TJ, Grandjean T, Garcia-Orellana J, Masqué P, et al. Drivers of variability in Blue Carbon stocks and burial rates across European estuarine habitats. Sci Total Environ. 15 de agosto de 2023;886:163957. doi:10.1016/j.scitotenv.2023.163957

191. Ewers Lewis CJ, Young MA, Ierodiaconou D, Baldock JA, Hawke B, Sanderman J, et al. Drivers and modelling of blue carbon stock variability in sediments of southeastern Australia. Biogeosciences. 2020;17(7):2041-59. doi:10.5194/bg-17-2041-2020

192. Urbina Rojas DA, Rivera Cáceda FV. ¿Se están reduciendo los humedales de la costa de Lima? Un estudio basado en teledetección y SIG. Univ Científica Sur. 2020. doi:10.21142/tb.2020.1369

193. Castro Nuñez NX. Diagnóstico de las actividades antrópicas en Humedales de la Costa Central del Perú. [Lima]: Universidad Cientifica del Sur; 2020.

194. Díaz Pillasca HB, Castillo More F, Honorio Durand ZF, Durand MA. Estimación de producción primaria, biomasa y productividad fitoplanctónica y su relación con algunas condiciones ambientales en la laguna “Paraíso”, Huacho - 2016. 06 de 2018.

195. Elsey-Quirk T, Seliskar DM, Sommerfield CK, Gallagher JL. Salt Marsh Carbon Pool Distribution in a Mid-Atlantic Lagoon, USA: Sea Level Rise Implications. Wetlands. 1 de febrero de 2011;31(1):87-99. doi:10.1007/s13157-010-0139-2

196. Zhao Q, Xie B, Bi X, Cao Q, Han G, Song W, et al. Spartina alterniflora invasion impacts soil organic carbon sequestration and stability in salt marsh wetlands. Environ Technol Innov. 2025;39:104320. doi:https://doi.org/10.1016/j.eti.2025.104320

197. Kelsall M, Quirk T, Wilson C, Snedden GA. Sources and chemical stability of soil organic carbon in natural and created coastal marshes of Louisiana. Sci Total Environ. 2023;867:161415. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.161415

198. Kelleway JJ, Saintilan N, Macreadie PI, Baldock JA, Ralph PJ. Sediment and carbon deposition vary among vegetation assemblages in a coastal salt marsh. Biogeosciences. 2017;14(16):3763-79. doi:10.5194/bg-14-3763-2017

199. Martinetto P, Alberti J, Becherucci ME, Cebrian J, Iribarne O, Marbà N, et al. The blue carbon of southern southwest Atlantic salt marshes and their biotic and abiotic drivers. Nat Commun. 22 de diciembre de 2023;14(1):8500. doi:10.1038/s41467-023-44196-w

200. Chastain SG, Kohfeld KE, Pellatt MG, Olid C, Gailis M. Quantification of blue carbon in salt marshes of the Pacific coast of Canada. Biogeosciences. 2022;19(24):5751-77. doi:10.5194/bg-19-5751-2022

201. Martins M, de los Santos CB, Masqué P, Carrasco AR, Veiga-Pires C, Santos R. Carbon and Nitrogen Stocks and Burial Rates in Intertidal Vegetated Habitats of a Mesotidal Coastal Lagoon. Ecosystems. 1 de marzo de 2022;25(2):372-86. doi:10.1007/s10021-021-00660-6

202. Qu W, Han G, Penuelas J, Wang X, Xie B. Moderate nitrogen enrichment increases CO_2 sink strength in a coastal wetland. Environ Res Lett. 1 de agosto de 2024;19(8):084044. doi:10.1088/1748-9326/ad64e9

203. Zhang G, Yan J, Du K, Zhang C, Yan Z, Song C. Enhanced carbon–nitrogen coupling and reduced organic carbon stability in the Liaohe River estuary wetland, China, induced by human activity. Environ Res. 2026;293:123760. doi:https://doi.org/10.1016/j.envres.2026.123760

204. Liu S, Jiang Z, Wu Y, Deng Y, Chen Q, Zhao C, et al. Macroalgae bloom decay decreases the sediment organic carbon sequestration potential in tropical seagrass meadows of the South China Sea. Mar Pollut Bull. 2019;138:598.

205. Yu F, Zhang W, Hou X, Li Y, Tong J. How nutrient loads influence microbial-derived carbon accumulation in wetlands: A new insight from microbial metabolic investment strategies. Environ Res. 2023;217:114981. doi:https://doi.org/10.1016/j.envres.2022.114981

206. Banda SP, Adams JB, Rajkaran A, Johnson JL, Raw JL. Chapter 18 - Blue carbon storage comparing mangroves with saltmarsh and seagrass habitats at a warm temperate continental limit. En: Sidik F, Friess DA, editores. Dynamic Sedimentary Environments of Mangrove Coasts [Internet]. Elsevier; 2021 [citado 17 de septiembre de 2023]. p. 447-71. Disponible en: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128164372000082 doi:10.1016/B978-0-12-816437-2.00008-2

207. Human LRD, Els J, Wasserman J, Adams JB. Blue carbon and nutrient stocks in salt marsh and seagrass from an urban African estuary. Sci Total Environ. 2022;842:156955. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.156955

208. Wang F, Tian X, Xu W, Fu W, Ren P, Luo C, et al. Transformation and aging of organic matter during degradation and preservation in marine sediment of the northern South China Sea. Chem Geol. 2024;646:121902. doi:https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121902

209. Wang F, Lu Z, Tobias CR, Wang Y, Xiao K, Yu Q, et al. Salt marsh expansion into estuarine mangrove mudflats reduces nitrogen removal capacity. CATENA. 2023;232:107459. doi:https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107459

210. Sanders CJ, Eyre BD, Santos IR, Machado W, Luiz-Silva W, Smoak JM, et al. Elevated rates of organic carbon, nitrogen, and phosphorus accumulation in a highly impacted mangrove wetland: SANDERS ET. AL.; OC, N AND P FLUX IN IMPACTED MANGROVES. Geophys Res Lett. 16 de abril de 2014;41(7):2475-80. doi:10.1002/2014GL059789

211. Wang F, Sanders CJ, Santos IR, Tang J, Schuerch M, Kirwan ML, et al. Global blue carbon accumulation in tidal wetlands increases with climate change. Natl Sci Rev. 1 de septiembre de 2021;8(9):nwaa296. doi:10.1093/nsr/nwaa296

212. Burke SA, Manahan J, Eichelmann E, Cott GM. Dublin's saltmarshes contain climate-relevant carbon pools. Front Mar Sci. 2022;Volume 9-2022. doi:10.3389/fmars.2022.976457

213. Miller CB, Rodriguez AB, Bost MC, McKee BA, McTigue ND. Carbon accumulation rates are highest at young and expanding salt marsh edges. Commun Earth Environ. 2 de agosto de 2022;3(1):173. doi:10.1038/s43247-022-00501-x

214. Ruiz-Fernández AC, Carnero-Bravo V, Sanchez-Cabeza JA, Pérez-Bernal LH, Amaya-Monterrosa OA, Bojórquez-Sánchez S, et al. Carbon burial and storage in tropical salt marshes under the influence of sea level rise. Sci Total Environ. 15 de julio de 2018;630:1628-40. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.02.246

215. Macreadie PI, Ollivier QR, Kelleway JJ, Serrano O, Carnell PE, Ewers Lewis CJ, et al. Carbon sequestration by Australian tidal marshes. Sci Rep. 10 de marzo de 2017;7(1):44071. doi:10.1038/srep44071

216. Yun SL, McCloskey TA, Cohen MCL, Liu K biu, Shin HS, Ryu J. Natural and anthropogenic factors controlling organic carbon storage in riverine wetlands along South Korea's four rivers. Sci Rep. 2 de enero de 2025;15(1):539. doi:10.1038/s41598-024-84147-z

217. Chen ZL, Lee SY. Tidal Flats as a Significant Carbon Reservoir in Global Coastal Ecosystems. Front Mar Sci. 2022;Volume 9-2022. doi:10.3389/fmars.2022.900896

218. Gailis M, Kohfeld KE, Pellatt MG, Carlson D. Quantifying blue carbon for the largest salt marsh in southern British Columbia: implications for regional coastal management. Coast Eng J. 3 de julio de 2021;63(3):275-309. doi:10.1080/21664250.2021.1894815

219. López-Mendoza PG, Ruiz-Fernández AC, Sanchez-Cabeza JA, van Tussenbroek BI, Cuellar-Martinez T, Pérez-Bernal LH. Temporal trends of organic carbon accumulation in seagrass meadows from the northern Mexican Caribbean. CATENA. 1 de noviembre de 2020;194:104645. doi:10.1016/j.catena.2020.104645

220. Matos CRL, Berrêdo JF, Machado W, Sanders CJ, Metzger E, Cohen MCL. Carbon and nutrient accumulation in tropical mangrove creeks, Amazon region. Mar Geol. 1 de noviembre de 2020;429:106317. doi:10.1016/j.margeo.2020.106317

221. Fettrow S, Wozniak A, Michael HA, Seyfferth AL. Factors controlling spatiotemporal variability of soil carbon accumulation and stock estimates in a tidal salt marsh. Biogeosciences. 2024;21(9):2367-84. doi:10.5194/bg-21-2367-2024

222. Fu C, Li Y, Zeng L, Tu C, Wang X, Ma H, et al. Climate and mineral accretion as drivers of mineral-associated and particulate organic matter accumulation in tidal wetland soils. Glob Change Biol. 2024;30(1):e17070. doi:https://doi.org/10.1111/gcb.17070

223. Maxwell TL, Spalding MD, Friess DA, Murray NJ, Rogers K, Rovai AS, et al. Soil carbon in the world's tidal marshes. Nat Commun. 26 de noviembre de 2024;15(1):10265. doi:10.1038/s41467-024-54572-9

224. Ward MA, Hill TM, Souza C, Filipczyk T, Ricart AM, Merolla S, et al. Blue carbon stocks and exchanges along the California coast. Biogeosciences. 2021;18(16):4717-32. doi:10.5194/bg-18-4717-2021

225. Rani V, Nandan SB, Jayachandran PR, Preethy CM, Sreelekshmi S, Joseph P, et al. Carbon stock in biomass pool of fragmented mangrove habitats of Kochi, Southern

India. Environ Sci Pollut Res. 1 de septiembre de 2023;30(43):96746-62. doi:10.1007/s11356-023-29069-5

226. Hanley TC, Bowen JL, Kearns PJ, Hughes AR. Short- and long-term effects of nutrient enrichment on salt marsh plant production and microbial community structure. J Ecol. 2021;109(11):3779-93. doi:https://doi.org/10.1111/1365-2745.13756

227. Komada T, Bravo A, Brinkmann MT, Lu K, Wong L, Shields G. "Slow" and "fast" in blue carbon: Differential turnover of allochthonous and autochthonous organic matter in minerogenic salt marsh sediments. Limnol Oceanogr. 2022;67(S2):S133-47. doi:https://doi.org/10.1002/lno.12090

228. Zhang J, Gan S, Yang P, Zhou J, Huang X, Chen H, et al. A global assessment of mangrove soil organic carbon sources and implications for blue carbon credit. Nat Commun. 18 de octubre de 2024;15(1):8994. doi:10.1038/s41467-024-53413-z

229. Amann B, Chaumillon E, Schmidt S, Olivier L, Jupin J, Perello MC, et al. Multi-annual and multi-decadal evolution of sediment accretion in a saltmarsh of the French Atlantic coast: Implications for carbon sequestration. Estuar Coast Shelf Sci. 2023;293:108467. doi:https://doi.org/10.1016/j.ecss.2023.108467

230. Mao Y, Ma Q, Lin J, Chen Y, Shu Q. Distribution and Sources of Organic Carbon in Surface Intertidal Sediments of the Rudong Coast, Jiangsu Province, China. J Mar Sci Eng. 11 de septiembre de 2021;9(9):992. doi:10.3390/jmse9090992

231. Ferronato C, Marinari S, Francioso O, Bello D, Trasar-Cepeda C, Antisari LV. Effect of waterlogging on soil biochemical properties and organic matter quality in different salt marsh systems. Geoderma. 15 de marzo de 2019;338:302-12. doi:10.1016/j.geoderma.2018.12.019

232. Lu X, Zhou F, Chen F, Lao Q, Zhu Q, Meng Y, et al. Spatial and Seasonal Variations of Sedimentary Organic Matter in a Subtropical Bay: Implication for Human Interventions. Int J Environ Res Public Health. 2020;17(4). doi:10.3390/ijerph17041362

233. Rebolledo Monsalve E, Verduga L, Hurtado Ferreira F. Wetland Ecosystem Service Preservation? Geochemical Changes in Systems with Mangroves and Shrimp Farms in the Northern Ecuadorean Coast. Sustainability. 2024;16(24). doi:10.3390/su162411083

234. Boadella J, Butturini A, Compte J, Gionchetta G, Perujo N, Quintana XD, et al. Different microbial functioning in natural versus man-made Mediterranean coastal lagoons in relation to season. Estuar Coast Shelf Sci. 2021;259:107434. doi:https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107434

235. Pondell CR, Canuel EA. Composition of organic matter in soils from tidal marshes around the Chesapeake Bay, USA, as revealed by lipid biomarkers and stable carbon and nitrogen isotopes. Estuar Coast Shelf Sci. 2022;277:108068. doi:https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.108068

236. Garcés-Cuartas N, Niño-Torres CA, Castelblanco-Martínez DN, Delgado-Huertas A, Cetz-Navarro NP, Ortiz-Pulido R, et al. Isotopic composition of aquatic and semiaquatic plants from the Mexican Caribbean: A baseline for regional ecological studies. Estuar Coast Shelf Sci. 2021;260:107489. doi:https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107489

237. Ke Z, Tan Y, Huang L, Zhao C, Jiang X. Spatial distributions of δ13C, δ15N and C/N ratios in suspended particulate organic matter of a bay under serious anthropogenic influences: Daya Bay, China. Mar Pollut Bull. 2017;114(1):183-91. doi:https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.08.078

238. Xu C, Peng G, Liu P, He Y, Jia P, Shan X, et al. Strong coupling between the carbon and nitrogen cycles, environmental change, and organic carbon enrichment during the early–middle Eocene. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol. 2025;676:113145. doi:https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2025.113145

239. Camacho-Cruz KA, Ortiz-Hernández MaC, Sánchez A, Carrillo L, De Jesús Navarrete A. Water quality in the eastern karst region of the Yucatan Peninsula: nutrients and stable nitrogen isotopes in turtle grass, Thalassia testudinum. Environ

Sci Pollut Res. 1 de mayo de 2020;27(14):15967-83. doi:10.1007/s11356-019-04757-3

240. Jiménez-Morillo NT, Moreno J, Moreno F, Fatela F, Leorri E, Rosa JMD la. Composition and sources of sediment organic matter in a western Iberian salt marsh: Developing a novel prediction model of the bromine sedimentary pool. Sci Total Environ. 2024;907:167931. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.167931

241. Saavedra-Hortua D, Nagelkerken I, Estupinan-Suarez LM, Gillis LG. Effects of connectivity on carbon and nitrogen stocks in mangrove and seagrass ecosystems. Sci Total Environ. 20 de octubre de 2023;896:164829. doi:10.1016/j.scitotenv.2023.164829

242. Duarte CM, Delgado-Huertas A, Anton A, Carrillo-de-Albornoz P, López-Sandoval DC, Agustí S, et al. Stable Isotope (δ13C, δ15N, δ18O, δD) Composition and Nutrient Concentration of Red Sea Primary Producers. Front Mar Sci. 2018;Volume 5-2018. doi:10.3389/fmars.2018.00298

243. Yadav VB, Pulhani VA, Kumar AV. Study of sedimentary organic carbon using δ13C, δ15N and TOC/TN as indicator in sediment core samples from Mumbai Harbor Bay. Environ Monit Assess. 15 de abril de 2025;197(5):552. doi:10.1007/s10661-025-13980-0

244. Benjamin A, Bénédicte D, Chaumillon E, Rumpel C, Dignac MF, Felbacq A, et al. Organic carbon composition and preservation in macrotidal coastal wetland sediment: insights from biomarkers and isotopic signatures. Sci Total Environ. 2026;1020:181542. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2026.181542

245. Philben M, Bowering K, Podrebarac FA, Laganière J, Edwards K, Ziegler SE. Enrichment of 13C with depth in soil organic horizons is not explained by CO2 or DOC losses during decomposition. Geoderma. 2022;424:116004. doi:https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.116004

246. Xia S, Song Z, Yu B, Fan Y, Tony V, Guo L, et al. Land use changes and edaphic properties control contents and isotopic compositions of soil organic carbon and

nitrogen in wetlands. CATENA. 2024;241:108031. doi:https://doi.org/10.1016/j.catena.2024.108031

247. Carneiro LM, Zucchi M do R, Jesus TB de, Júnior JB da S, Hadlich GM. δ13C, δ15N and TOC/TN as indicators of the origin of organic matter in sediment samples from the estuary of a tropical river. Mar Pollut Bull. 2021;172:112857. doi:https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.112857

248. Leorri E, Zimmerman AR, Mitra S, Christian RR, Fatela F, Mallinson DJ. Refractory organic matter in coastal salt marshes-effect on C sequestration calculations. Sci Total Environ. 2018;633:391-8. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.120

249. Yuan HW, Chen JF, Ye Y, Lou ZH, Jin AM, Chen XG, et al. Sources and distribution of sedimentary organic matter along the Andong salt marsh, Hangzhou Bay. J Mar Syst. 2017;174:78-88. doi:https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.06.001

250. Suello RH, Temmerman D, Bouillon S, Khalifeh Z, Puijenbroek M van, Elschot K, et al. Increased sea level rise accelerates carbon sequestration in a macro-tidal salt marsh. Sci Total Environ. 2025;958:178075. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.178075

251. Staver LW, Morris JT, Cornwell JC, Stevenson JC, Nardin W, Hensel P, et al. Elevation Changes in Restored Marshes at Poplar Island, Chesapeake Bay, MD: I. Trends and Drivers of Spatial Variability. Estuaries Coasts. 1 de noviembre de 2024;47(7):1784-98. doi:10.1007/s12237-023-01319-2

252. Tang H, Xin P, Ge Z, Gong Z, Yang Y, Zhang Y, et al. Response of a salt marsh plant to sediment deposition disturbance. Estuar Coast Shelf Sci. 2020;237:106695. doi:https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106695

253. Yang D, Chen W, Huang W, Zhang H, Han Z, Lu B, et al. Spatial and historical patterns of sedimentary organic matter sources and environmental changes in the Ross Sea, Antarctic: implication from bulk and n-alkane proxies. Front Mar Sci. 2024;Volume 11-2024. doi:10.3389/fmars.2024.1474189