



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CAMPUS UNIVERSITÁRIO DE ALTAMIRA  
PROGRAMA DE PÓS – GRADUAÇÃO EM BIODIVERSIDADE E CONSERVAÇÃO

**PPGBC**  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
BIODIVERSIDADE E CONSERVAÇÃO

Railson Figueiredo dos Santos

**ACUMULAÇÃO DE CARBONO E EMISSÃO DE GASES DE EFEITO  
ESTUFA NA PLANÍCIE COSTEIRA DE SOURE, LESTE DA  
AMAZÔNIA**

Orientador: Prof. Dr. André Oliveira Sawakuchi  
Coorientadora: Dra. Fernanda Costa Gonçalves Rodrigues

ALTAMIRA, PA  
Fevereiro, 2025

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CAMPUS ALTAMIRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM BIODIVERSIDADE E CONSERVAÇÃO

Railson Figueiredo dos Santos

**ACUMULAÇÃO DE CARBONO E EMISSÃO DE GASES DE EFEITO  
ESTUFA NA PLANÍCIE COSTEIRA DE SOURE, LESTE DA  
AMAZÔNIA**

Orientador: Prof. Dr. André Oliveira Sawakuchi  
Coorientadora: Dra. Fernanda Costa Gonçalves Rodrigues

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Biodiversidade e Conservação da Universidade Federal do Pará, campus Altamira, como requisito para obtenção do título de Mestre em Biodiversidade e Conservação.

ALTAMIRA, PA  
Fevereiro, 2025

Railson Figueiredo dos Santos

**ACUMULAÇÃO DE CARBONO E EMISSÃO DE GASES DE EFEITO  
ESTUFA NA PLANÍCIE COSTEIRA DE SOURE, LESTE DA  
AMAZÔNIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Biodiversidade e Conservação da Universidade Federal do Pará, campus Altamira, como requisito para obtenção do título de Mestre em Biodiversidade e Conservação.

APROVADO EM: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

**BANCA EXAMINADORA:**

---

Prof<sup>ª</sup>. Dra. Janice Muriel Cunha  
Universidade Federal do Pará - UFPA

---

Prof<sup>ª</sup>. Dra. Vania Neu  
Universidade Federal Rural da Amazônia - UFRA

---

Profº. Dr. Dailson José Bertassoli Junior  
Universidade de São Paulo - USP

---

Profº. Dra. Moirah Paula Machado de Menezes  
Universidade Federal do Pará - UFPA

---

Profº. Dra. Fernanda Simas Corrêa Biancalana  
Universidade Federal do Pará - UFPA

## DEDICATÓRIA

*Para aquela que sempre foi a  
mulher que eu admirei e  
amei. Mãe, eu sei que estás  
guiando cada caminho  
meu ai de cima. É para você  
(In memoriam).*

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradecer a Deus, por me permitir chegar até aqui.

Agradecer aos meus familiares, em especial ao meu pai, a minha mãe (in memoriam) que sempre me apoiaram em todas as minhas caminhadas, por todas as escolhas, todos os momentos de fragilidades e sempre estiveram comigo. Minha mãe, mesmo não estando presente em minha vida atualmente, me ensinou muito.

Aos meus amigos que estiveram ao meu lado, desde os momentos de felicidade quanto aos mais difíceis, só gratidão por tê-los comigo. Em especial à Thaís, vulgo plim. Nossa história começa desde a graduação e a partir de então se tornou uma irmã de outra mãe, mas com a mesma sinergia. A lista de melhores momentos é infinita com ela, mas é claro, que assim como dividimos os momentos felizes, partilhamos perdas similares onde a dor de um é a dor do outro, além do mais, não vejo outra pessoa que consegue me aturar por tanto tempo. Ao Matheus, um amigo, que também partilhou de vários momentos e situações durante essa jornada do mestrado.

Agradeço aos meus orientadores, André Sawakuchi e Fernanda Rodrigues pela paciência em me ajudar nessa nova empreitada e por toda confiança depositada para executar este trabalho, algo totalmente novo para um pequeno biólogo, nesse meio de geólogos.

Não posso deixar de agradecer ao Kleiton e ao Pedro, que estiveram comigo no campo de pesquisa, ajudaram com todo o processo de coleta, e pelos momentos de descontração. O Kleiton por toda sua paciência em me ajudar na etapa de análise, o Pedro pelo ensinamento também das descrições, gratidão!

Além do mais, o cafezinho todos os dias no laboratório com a Day, Kleiton e Angela sempre era regado de fofoca e boas risadas, saudades disso. Obrigado gente.

A todos que fazem parte do laboratório do LEGAL, por me receberem tão bem em São Paulo, em especial à Thays Desiree.

A Universidade Federal do Pará e o PPGBC - Biodiversidade e Conservação de modo geral. A todos, minha gratidão!

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>10</b>
<b>2.</b>	<b>OBJETIVOS.....</b>	<b>12</b>
<b>3.</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>13</b>
	3.1. <i>Área de estudo.....</i>	13
	3.2. <i>Aspectos fisiográficos .....</i>	14
	3.3. <i>Atividade de campo.....</i>	14
	3.3.1. <i>Coleta de testemunhos e procedimentos laboratoriais.....</i>	16
	3.3.2. <i>Coleta de gases e análises laboratoriais.....</i>	17
	3.4. <i>Organização de dados.....</i>	18
<b>4.</b>	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>18</b>
	4.1. <i>Caracterização faciológica.....</i>	18
	4.1.2. <i>Associação de fácies manguezal/planície de maré .....</i>	21
	4.1.3. <i>Associação de fácies praia-barreira .....</i>	21
	4.2. <i>Carbono Orgânico Total (COT), isótopos estáveis de carbono e idades <sup>14</sup>C ...</i>	21
	4.3. <i>Concentração de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> em canais de maré .....</i>	25
	4.4. <i>Fluxos CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>.....</i>	27
<b>5.</b>	<b>DISCUSSÃO.....</b>	<b>29</b>
	5.1. <i>Fácies sedimentares e acumulação de carbono orgânico.....</i>	29
	5.2. <i>Concentração e emissões de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> .....</i>	36
<b>6.</b>	<b>CONCLUSÃO.....</b>	<b>41</b>
<b>7.</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>42</b>

## ÍNDICES ILUSTRATIVOS

Figura 1.....	13
Figura 2.....	15
Figura 3.....	20
Figura 4.....	25
Figura 5.....	25
Figura 6.....	26
Figura 7.....	27
Figura 8.....	28
Figura 9.....	29

## ÍNDICES DE TABELA

Tabela 1.....	15
Tabela 2.....	19
Tabela 3.....	22

## RESUMO

Os ambientes estuarinos são caracterizados por serem dinâmicos, resultante da interação fluvial e marinha, influenciados por processos hidrodinâmicos, biológicos e geomorfológicos, com atuação direta dos processos deposicionais atrelados às correntes fluviais e marés. Áreas estuarinas apresentam uma variedade de ecossistemas, incluindo manguezais. Os manguezais se destacam por seu papel ecológico, climático, além de atuarem como berçário para a biodiversidade. Os sedimentos ricos em matéria orgânica e condições para preservação da matéria orgânica nos manguezais contribuem para o acúmulo de carbono, caracterizando os manguezais como sumidouro natural de carbono azul. No entanto, impactos antrópicos ameaçam esse ecossistema, o que pode resultar na liberação de gases de efeito estufa (GEE) como o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e metano ( $\text{CH}_4$ ) para a atmosfera. As florestas de manguezais assumem um papel importante para a regulação climática ao capturar e armazenar o  $\text{CO}_2$  no solo, auxiliando na redução e concentração GEE na atmosfera, desempenhando um papel de grande relevância como mitigador das mudanças climáticas. Diante disso, o objetivo deste trabalho foi avaliar a relação entre as fácies sedimentares, a estocagem de carbono e as emissões de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  na planície litorânea-estuarina localizada no município de Soure (PA). A planície costeira da área de estudo é formada por processos deposicionais de energia baixa a moderado, refletindo-se na alternância entre camadas lamosas e arenosas. Observou-se níveis de COT em até 9% acumulados nas camadas de sedimentos mais superficiais dos manguezais da área de estudo. A análise de isótopos estáveis de carbono aponta para predomínio de matéria orgânica derivada de plantas superiores (árvores e arbustos). A datação por radiocarbono das camadas lamosas ricas em matéria orgânica revela o estabelecimento desse ecossistema na porção leste do Marajó a partir do Holoceno médio há cerca de 3626 cal. A.P. Medições de fluxos de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  realizados em canais de maré adjacentes aos manguezais demonstram variações significativas durante os ciclos de marés. O  $\text{CO}_2$  obteve maiores concentrações e fluxos em fases de maré baixa. Para o  $\text{CH}_4$ , os fluxos foram predominantemente difusivos, especialmente na Barra Velha, enquanto para a localidade do Pesqueiro na maré alta, os fluxos totais difusivos foram superiores, além de registrarem fluxo ebulitivo, para ambos os fluxos (difusivos e ebulitivos) são indicativos de emissão de  $\text{CH}_4$  para a atmosfera. A planície costeira de Soure apresenta fácies características de ecossistemas de manguezais pelo menos desde aproximadamente 3600 anos AP, com substrato formado por intercalações de sedimentos lamosos e arenosos. A integração dos dados de isótopos estáveis de carbono, COT, datação  $^{14}\text{C}$  e medidas de fluxo de GEE foi de suma importância para entender o ciclo do carbono na região e sua relação com os acontecimentos passados e atuais perante as mudanças climáticas, enfatizando a necessidade de preservação e conservação desses ecossistemas.

**Palavras-Chaves:** Carbono-Azul,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , Manguezais, Mudanças Climáticas, sedimentos.

## ABSTRACT

Estuarine environments are characterized by being dynamic, resulting from river and marine interactions, influenced by hydrodynamic, biological and geomorphological processes, with direct action of depositional processes linked to river currents and tides. Estuarine areas have a variety of ecosystems, including mangroves. Mangroves stand out for their ecological and climatic role, in addition to acting as a nursery for biodiversity. The organic-rich fine sediments retained and the conditions favoring preservation of organic matter in mangroves contribute to the accumulation of carbon in the soil, characterizing them as a natural sink for blue carbon. However, anthropogenic impacts threaten this ecosystem, which results in the release of greenhouse gases (GHG) such as carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) and methane (CH<sub>4</sub>) into the atmosphere. Mangrove forests play an important role in climate regulation by capturing and storing CO<sub>2</sub> in the soil, helping to reduce the concentration of GHG in the atmosphere, and playing a very important role as a mitigator of climate change. Therefore, the objective of this study was to evaluate the relationship between sedimentary facies, carbon storage, and CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions in the coastal-estuarine plain located in the municipality of Soure (PA). The coastal plain of the study area is formed by depositional processes of slow to moderate hydrodynamic gradients, reflected in the alternation between muddy and sandy layers. TOC levels of up to 9% were observed accumulated in the most superficial sedimentary layers of the mangroves. The analysis of stable carbon isotopes indicates a predominance of organic sediments derived from higher plants (trees and shrubs). Radiocarbon dating of organic-rich muddy layers reveals the establishment of this ecosystem in the eastern portion of Marajó during the mid-Holocene approximately 3626 cal. B.P. Measurements of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in tidal channels adjacent to the mangroves demonstrate significant variations during tidal cycles. CO<sub>2</sub> concentrations and fluxes were higher during low tide. For CH<sub>4</sub>, fluxes were predominantly diffusive, especially at Barra Velha, while for the Pesqueiro area at high tide, total diffusive fluxes were higher, in addition to recording ebullitive flux. Both fluxes (diffusive and ebullitive) are indicative of CH<sub>4</sub> emissions into the atmosphere. The Soure coastal plain has presented facies characteristic of mangrove ecosystems since at least approximately 3600 years BP, with substrate formed by intercalations of muddy and sandy sediments. The integration of stable carbon isotope data, TOC, <sup>14</sup>C dating and GHG flux measurements was of paramount importance to understand the carbon cycle in the region and its relationship with past and current events in the face of climate change, emphasizing the need to preserve and conserve these ecosystems.

**Keywords:** Blue Carbon, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, Mangroves, Climate Change, sediments.

## 1. INTRODUÇÃO

Ambientes estuarinos são caracterizados por corpos d'água costeiros em transição, com influência fluvial e marinha, em que ocorre a mistura da água doce das drenagens continentais e água salgada dos oceanos (Giri *et al.*, 2011; Alongi, 2008; 2009). Esses ambientes são modelados pelas interações entre processos hidrodinâmicos, biológicos e geomorfológicos. A formação e evolução dos estuários é dependente de processos deposicionais influenciados pelas marés, ondas e correntes fluviais. A fonte de sedimentos e a taxa de sedimentação influenciam a topografia, salinidade e quantidade de nutrientes nos estuários, tornando-os altamente produtivos e importantes berçários para a biodiversidade (Braga *et al.*, 2024). Áreas estuarinas apresentam uma variedade de ecossistemas, incluindo pântanos de água doce e salgada, praias, várzeas, igapós e manguezais (Estrada *et al.*, 2014).

Os manguezais se destacam como ecossistemas costeiros únicos, característicos de regiões tropicais e subtropicais, localizados em áreas de transição entre o ambiente aquático e terrestre, e são constantemente influenciados pelos regimes de marés (Alongi, 2008; Cohen *et al.*, 2012; Rodrigues *et al.*, 2021). As marés são responsáveis por carregar sedimentos finos (silte e argila), que são retidos pelas raízes das árvores de mangue, contribuindo para a construção do ambiente. Estes sedimentos finos são responsáveis pela formação dos solos dos mangues, que, por sua vez, são ricos em nutrientes. Além disso, a quantidade de matéria orgânica, proveniente da própria vegetação do manguezal, supera a capacidade de decomposição e contribui diretamente para o acúmulo de sedimentos ricos em carbono orgânico. Os manguezais são responsáveis pela purificação da água, ciclagem de nutrientes, manutenção de habitats para reprodução, serviços recreacionais e educacionais, e contribuem diretamente para a manutenção da biodiversidade e regulação climática (Barbier *et al.*, 2011; Afonso *et al.*, 2021). Adicionalmente, os ambientes de manguezais são reconhecidos como ecossistemas de carbono azul (do inglês "*blue carbon*"), devido à sua capacidade de sequestro e acúmulo carbono ao longo de milhares de anos, exercendo um grande papel como agente regulador climático (Mariano Neto e Silva, 2023; Lo Iacono *et al.*, 2008). A eficiência de sequestro de carbono em manguezais é três vezes maior quando

comparados a outros biomas terrestres, como Caatinga e Cerrado (Bernardino *et al.*, 2024).

Os manguezais sequestram carbono de fontes alóctone ou autóctone, armazenando-o em sedimentos orgânicos, na biomassa vivente (folhas, caules, galhos e raízes) e na serrapilheira (McLeod *et al.*, 2011). Atividades como o desmatamento, queimadas, aquicultura, agricultura e expansão urbana promovem perturbações aos manguezais. A conversão dos ambientes de manguezais, principalmente para a agricultura, leva à destruição de manguezais e à liberação de elevadas quantidades de gases de efeito estufa (GEE) para atmosfera em um curto período de tempo, com emissões superiores quando comparados a outros ecossistemas terrestres (e.g., Pendleton *et al.*, 2012; Rovai *et al.*, 2022). A produção de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e metano (CH<sub>4</sub>) em áreas de manguezais depende da decomposição da matéria orgânica (metanotrófica e metanogênese), tempo de residência da água, amplitude de maré e estratificação da coluna d'água (Borges *et al.*, 2018). A produção de CH<sub>4</sub> ocorre principalmente por bactérias metanogênicas, que sob condições anaeróbicas realizam a conversão da matéria orgânica (Ferry *et al.*, 1992).

O Brasil detém o segundo maior território de manguezais no mundo, distribuídos em zonas costeiras com diferentes gradientes climáticos. Cerca de 87% desta área integra Unidades de Conservação, mas somente os manguezais da região Norte possuem uma grande área contínua de 7.591,09 km<sup>2</sup> sob proteção legal pela Lei 12.651/2012 (Brasil, 2012; ICMBio, 2018; Souza-Filho, 2005). Os manguezais no Brasil estão sendo fragmentados e perdendo sua cobertura vegetal (ICMBio, 2018). Apesar de seu papel no enfrentamento das mudanças climáticas, os manguezais da região Norte recebem menos atenção do que as florestas amazônicas de terra firme como importantes estoques de carbono. Isso se deve principalmente à escassez de dados de fluxos e estoques de carbono em áreas costeiras brasileiras (Kauffman *et al.*, 2018; Rovai *et al.*, 2022; Mariano Neto e Silva, 2023; Souza *et al.*, 2012). Estimativas mais recentes apontam que os manguezais brasileiros armazenam cerca de 0.44 Pg C. Os mesmos estudos apontam para a falta de dados sobre estoques de carbono em 55% dos manguezais brasileiros (Beloto *et al.*, 2023; Mariano Neto e Silva, 2023). Segundo Richey *et al.* (2002), anualmente os fluxos globais de CO<sub>2</sub> emitidos pelos rios ultrapassam a marca de 1

Pg C ano<sup>-1</sup>. Deste total, estima-se que 50% chega até aos oceanos, 25% é oxidado nos rios e os outros 25% é incorporado nos sedimentos (Hope *et al.*, 1994). Em contraste, para ambientes estuarinos, as emissões globais de CH<sub>4</sub> indicam menores taxas de variação entre 1 a 7 Tg CH<sub>4</sub> ano<sup>-1</sup> (Borges & Abril, 2011; Kirschke *et al.* 2013).

Diante da importância dos manguezais no enfrentamento das mudanças climáticas, o entendimento da dinâmica entre a acumulação do substrato sedimentar rico em carbono e a emissão do mesmo nestes ambientes é fundamental. Entender esta dinâmica em áreas costeiras alagáveis no norte do Brasil torna-se ainda mais pertinente devido à sua conexão com a bacia hidrográfica do Rio Amazonas, uma vez que estes ambientes são cruciais no balanço global de carbono ao receber, transportar, processar e armazenar carbono e nutrientes na interface terrestre-marinha (Ward *et al.*, 2017). Portanto, o objetivo deste estudo foi caracterizar os depósitos sedimentares ricos em carbono orgânico da planície costeira de Soure, na Ilha de Marajó, na região norte do Brasil, com enfoque nos manguezais, e a relação entre estes depósitos e o armazenamento e liberação de carbono para a atmosfera na região. Para alcançar tal objetivo, foi caracterizado o arcabouço faciológico e cronológico dos depósitos costeiros da área de estudo e os fluxos de CH<sub>4</sub> e CO<sub>2</sub> associados a estes depósitos.

## 2. OBJETIVOS

A meta deste trabalho é avaliar a relação entre as fácies sedimentares e a estocagem de carbono e as emissões de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> na planície litorânea-estuarina localizada no município de Soure (PA). Para atingir essa meta, foram definidos os seguintes objetivos:

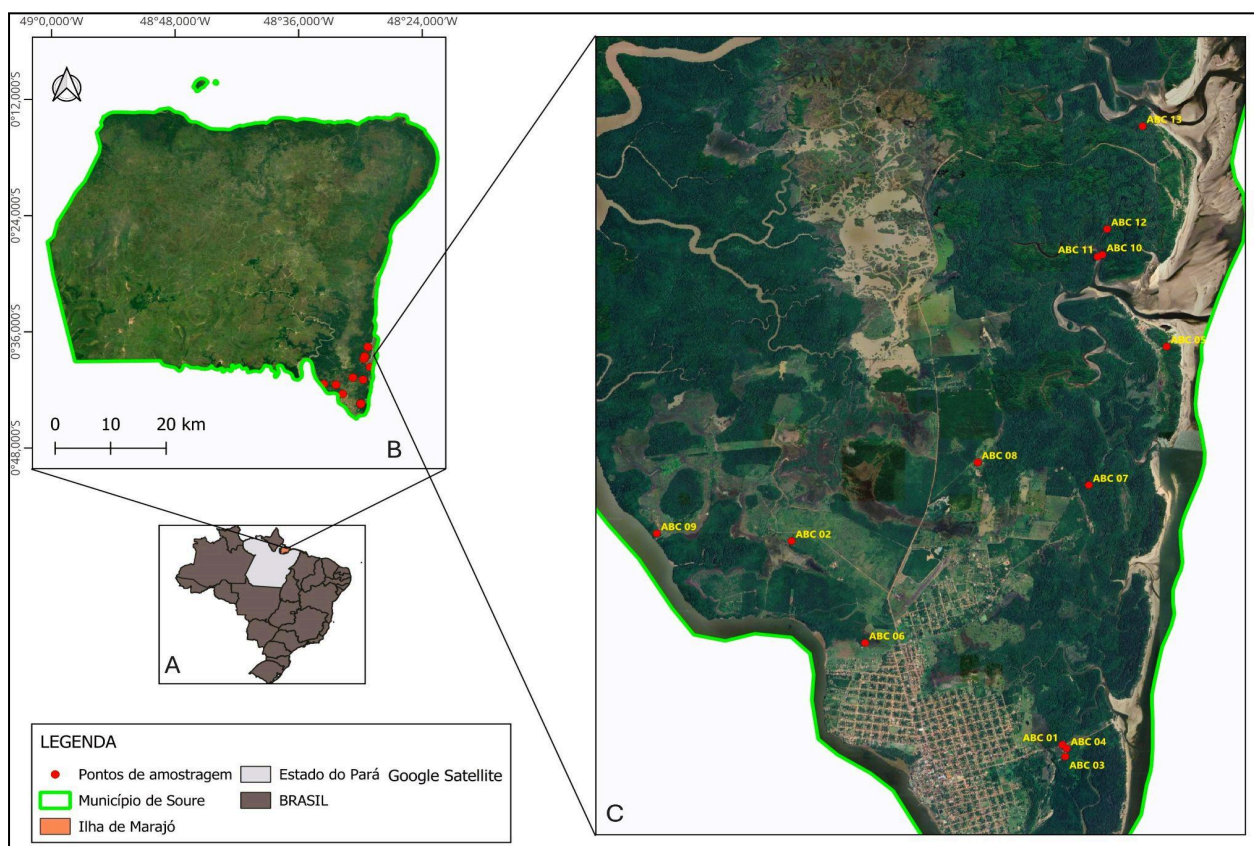
- i. Identificar e descrever os depósitos sedimentares da região costeira de Soure;
  - ii. Quantificar o teor de carbono orgânico total (COT) e isótopos estáveis de carbono da matéria orgânica em diferentes fácies sedimentares;
  - iii. Determinar a cronologia de formação das fácies ricas em matéria orgânica;
- e

iv. Medir as concentrações e os fluxos de  $\text{CH}_4$  e  $\text{CO}_2$  em cursos d'água durante diferentes fases da maré.

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Área de Estudo

A Ilha de Marajó é o maior arquipélago flúvio-marinho do mundo, situada na região Norte do Brasil, no estado do Pará, entre os estuários dos rios Amazonas e Pará-Tocantins. Com uma área de 40.000 km<sup>2</sup>, a ilha abriga inúmeros ecossistemas, como igapós, várzeas, campos naturais e manguezais, além de ambientes de terra firme (Figura 1). A ilha apresenta uma rica diversidade biológica e abundantes recursos hídricos (Lima *et al.*, 2005). Os ecossistemas da região são diretamente influenciados pela bacia hidrográfica do Rio Amazonas, que conecta os ambientes terrestres e marinhos da ilha e possui uma ação central na manutenção da biodiversidade local. O aporte abundante de recursos hídricos e sedimentos ricos em nutrientes, proveniente de ambientes terrígenos, estimula a produtividade primária dos ecossistemas (Lima *et al.*, 2005).



**Figura 1:** A) Localização do Brasil, Estado do Pará e a Ilha de Marajó; B) Localização do município de Soure; C) Pontos de amostragem da pesquisa.

### 3.2 Aspectos fisiográficos

O clima na região é tropical quente e úmido, com duas estações bem definidas (Lima *et al.*, 2005). O período de estiagem ocorre de junho a novembro, e o chuvoso de dezembro a maio. A região apresenta uma temperatura média anual de 27 °C, com precipitação média anual de 2.500 a 3.000 mm. A umidade relativa é alta durante todo o ano, podendo atingir mais de 80% (INMET, 2024).

A vegetação na porção costeira da ilha de Marajó é constituída por áreas de restingas e manguezais, com destaque para os gêneros *Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia* (Carvalho e Jardim, 2017). Os manguezais se concentram majoritariamente na porção nordeste da ilha, e tiveram sua distribuição e extensão controladas por variações climáticas e do nível relativo do mar durante o Holoceno (Cohen *et al.*, 2021; França *et al.*, 2012). A porção costeira de Soure integra a unidade geomorfológica de Planície Costeira, caracterizada por depósitos arenosos e lamosos de origem flúvio-marinha depositados no período Holocênico (Rossetti *et al.*, 2008).

### 3.3 Atividade de campo

O trabalho de campo foi realizado no município de Soure, entre 2 a 9 de dezembro de 2023, com financiamento do projeto “O destino do carbono azul holocênico das áreas costeiras alagáveis dos rios Yangtze e Amazonas em resposta a mudanças de precipitação e nível do mar” (processo FAPESP 22/08025-1). A atividade de campo visou à coleta de testemunhos sedimentares para identificação e descrição dos depósitos sedimentares costeiros, e posterior subamostragens para datação por radiocarbono, determinação do teor de carbono orgânico, análise de isótopos estáveis e quantificação de fluxos e concentrações de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> em canais de maré (Figura 2). Os pontos de amostragem são mostrados na Figura 1c. A Tabela 1 relaciona os pontos amostrais e as coletas realizadas em cada e para os procedimentos laboratoriais após triagem.



**Figura 2:** A) e B) Testemunhagem em área de manguezal. C) Medições de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  com câmaras flutuantes. D) Coleta de amostra de gás de dentro das câmaras, com auxílio de seringas. E) Técnica de *Headspace* para coleta de gás dissolvido na água. F) Frascos de vidro preenchidos com amostras de gases.

**Tabela 1:** Pontos de coletas e descrição do tipo de amostragem realizadas em campo.

Ponto de amostragem	Zona UTM	Latitude	Longitude	Tipo de coleta
ABC 01	22	0778294	9920008	Testemunho sedimentar e gases
ABC 06	22	0775062	9921774	Testemunho sedimentar
ABC 09	22	0771649	9923669	Testemunho sedimentar
ABC 10	22	0778955	9928492	Gases
ABC 11	22	0778876	9928457	Testemunho sedimentar
ABC 12	22	0779032	9928936	Gases
ABC 13	22	0779613	9930716	Testemunho sedimentar

### 3.3.1 Coleta de testemunhos e procedimentos laboratoriais

Foram coletados testemunhos sedimentares de até 2 m de comprimento em tubos de PVC com método percussivo (Figura 2 - A e B). Em locais que apresentavam alta resistência à penetração dos tubos devido a presença de raízes, foram escavados manualmente os primeiros 20 a 30 cm de profundidade. Após a extração dos tubos, as extremidades sem sedimento foram serradas e o tubo preenchido com sedimento foi devidamente lacrado e identificado.

A abertura dos testemunhos foi realizada no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, por meio de corte longitudinal, com o auxílio de uma serra elétrica, o que resultou em duas calhas. Em seguida, os testemunhos foram fotografados e descritos de acordo com as fácies sedimentares identificadas, tendo em consideração granulação, textura, estrutura sedimentar e conteúdo biológico dos sedimentos. Os testemunhos então foram subamostrados para datação por radiocarbono, quantificação do carbono orgânico total (COT) e análises de isótopos estáveis.

A quantificação do teor de carbono orgânico total e de isótopos estáveis foi realizada em 31 amostras dos testemunhos ABC 06, 09, 11 e 13. A preparação para estas análises incluiu a secagem em estufa a 60 °C e desagregação das amostras com almofariz e pistilo de ágata. Então, as amostras foram encaminhadas ao laboratório de Isótopos Estáveis no Instituto de Geociências-USP para análises de COT e de isótopos estáveis. As análises isotópicas de  $^{13}\text{C}$  foram realizadas por meio de combustão em uma temperatura de 1020°C na presença de  $\text{O}_2$ , a qual possui um reator de quartzo, com recheio de consumíveis específicos para análise isotópica de C. Ambas as análises foram realizadas em Espectrômetro de Massas de fonte gasosa de Razão Isotópica acoplado ao Analisador Elementar, IRMS do tipo Delta V Advantage (*Thermo Scientific*), acoplado a ConFlo IV e EA (*Element Analysis*) (*Thermo Scientific*) e balança analítica de precisão.

Adicionalmente, oito amostras foram datadas por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) no laboratório do Instituto Alfred Wegener (AWI), Centro Helmholtz em Bremerhaven, Alemanha, através de um Espectrômetro de Massa Acelerador (AMS) Mini Dating Carbon System (MICADAS) (*Ionplus - ETH Zürich*) com fontes de íons híbridos. As amostras foram introduzidas no vácuo do instrumento por meio de um carregador

linear que contém até 39 cátodos (Mollenhauer *et al.*, 2021). As datas apresentadas foram calibradas e correspondem aos intervalos de confiança de 2-sigmas, para tal, foram usadas a mediana das idades calibradas no texto.

### 3.3.2 Coleta de gases e análises laboratoriais

As coletas de gases foram realizadas em quatro canais de maré adjacentes aos manguezais, de acordo com os estágios da maré (cheia e seca), nos pontos amostrais ABC 01, 10 e 12, conforme apresentado na Tabela 01. Com o objetivo de investigar os fluxos e concentrações de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>, a coleta foi realizada com auxílio de cinco câmaras flutuantes (Figura 2 - C). Simultaneamente, foi aplicada técnica de *headspace* com amostras de água do canal em três garrafas de polycarbonato (Figura 2 - E) em que mede a concentração de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> dissolvidos na coluna d'água com os gases atmosféricos através do equilíbrio de fases, nome aplicado a técnica (Hesslein *et al.*, 1991). A coleta de gases nas câmaras, dispostas lado a lado nos canais de maré, ocorreu no tempo inicial (T<sub>0</sub>) e final (T<sub>F = 30 minutos</sub>). Os gases foram extraídos das câmaras com o auxílio de seringas de 60 mL, transferidos para frascos de penicilina de 30 mLs e selados com rolhas de borrachas butílicas e selos de alumínio (Figura 2 - D e F).

Análises de concentração e fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> foram quantificadas por cromatografia gasosa, com equipamento Thermo Fisher Scientific TRACE 1310 equipado com um sistema de injeção em loop e metanador online acoplado a um detector de ionização por chama (FID). A calibração do equipamento foi realizada a partir da injeção de três gases padrões (*Air Liquide*) de 10 mL, em triplicata com concentrações de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>. Após a calibração, foram analisadas 10 mL das amostras armazenadas nos *vials*.

Para inferir o fluxo de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> foi calculado por meio da seguinte da equação 1 (Cole & Caraco, 1998):

$$F = k \cdot (C_w - C_{fc}) \quad (1)$$

F é o fluxo (mol m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>), k é a velocidade pistão (m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>), C<sub>w</sub> representa a concentração de CH<sub>4</sub> e CO<sub>2</sub> medida na água e C<sub>fc</sub> é a concentração de CH<sub>4</sub> e CO<sub>2</sub> da água em equilíbrio com o pCO<sub>2</sub> e pCH<sub>4</sub> da câmara. A separação entre fluxos

difusivos e ebulitivos de  $\text{CH}_4$  foi calculada com base na distribuição e variância das velocidades pistão, tal como descrito por (Bastviken *et al.*, 2010).

### 3.4 Organização de dados

Para o tratamento dos dados brutos, foram todos organizados em planilhas no software *Microsoft Excel*. Os pontos amostrais foram sujeitos às análises estatísticas exploratórias para todas as variáveis pesquisadas. Foram realizados cálculos para média, desvio padrão, valores mínimos e máximos para COT,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$ , bem como os fluxos de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$ , calculados de acordo como descritos por Bastviken *et al.* (2010), Cole & Caraco (1998). Após a organização, os dados foram importados para o ambiente do *R Studio* para a plotagem dos gráficos. Complementarmente, outros dados foram criados em gráficos de barras no próprio software do Excel, para melhor visualização da distribuição de cada variável.

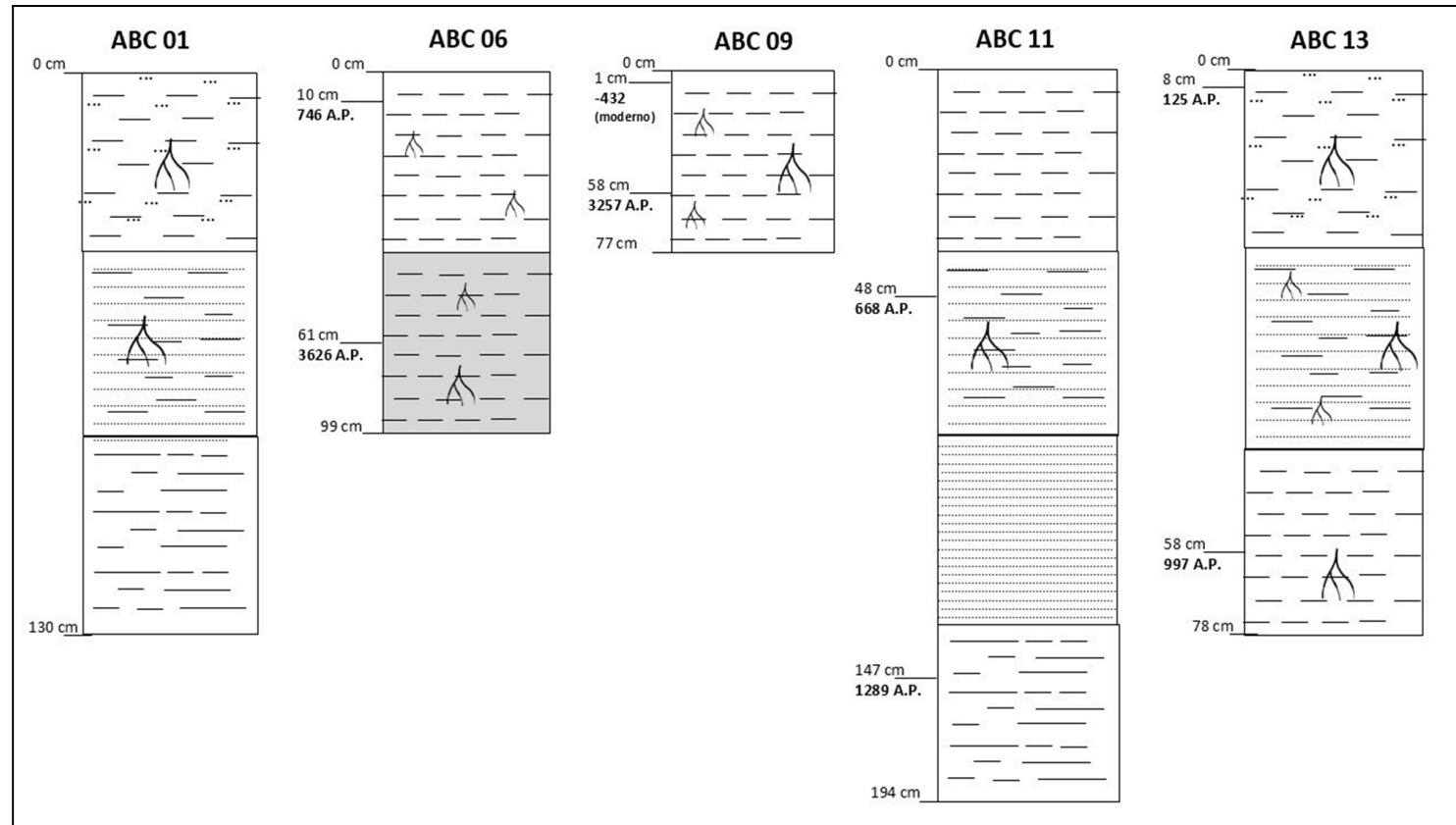
## 4. RESULTADOS

### 4.1 Caracterização faciológica

A partir da caracterização dos testemunhos, foram descritas seis fácies sedimentares que compõem o substrato dos manguezais da planície costeira de Soure, até uma profundidade máxima de 2m. As fácies descritas foram nomeadas de 1 a 6, conforme a Tabela 2.

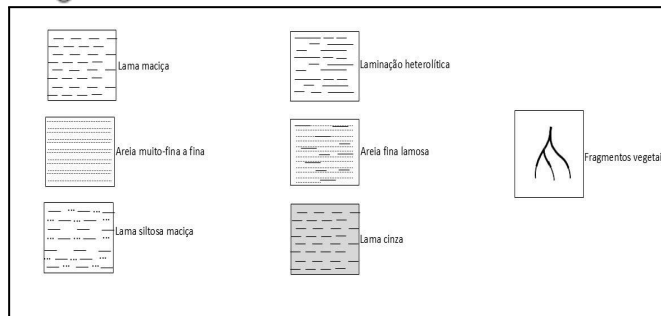
**Tabela 02:** Descrição das fácies sedimentares que formam o substrato da planície costeira de Soure.

<b>Código</b>	<b>Fácies</b>	<b>Descrição</b>
<b>F1</b>	Lama maciça (Lm)	Lama arenosa, maciça, com coloração variando de cinza a marrom, compactada, com fragmentos vegetais esparsos submilimétricos e marcas de raízes.
<b>F2</b>	Areia muito-fina a fina (AMf-F)	Areia muito fina a fina, bem selecionada, maciça, com possível bioturbação horizontal, de coloração cinza claro a bege claro.
<b>F3</b>	Lama siltosa maciça (LSm)	Lama siltosa, maciça, marrom a marrom claro, com fragmentos vegetais esparsos e marcas de raízes.
<b>F4</b>	Laminação Heterolítica (Lh)	Alternância de areia fina, bem selecionada, e lama, caracterizando laminações heterolíticas do tipo flaser e linsen. Apresenta fragmentos vegetais esparsos, marcas de raízes achatadas e/ou arredondadas, e fragmentos de carvão.
<b>F5</b>	Areia fina lamosa (AFL)	Areia fina lamosa, maciça, coloração marrom escuro, laminações heterolíticas, fragmentos vegetais, marcas de raízes.
<b>F6</b>	Lama cinza (Lc)	Lama cinza, maciça, coloração esverdeada, compacta, fragmentos vegetais e esparsos.



**Figura 3:** Ilustração dos perfis verticais das fácies sedimentares da região de Soure baseado nas descrições visuais e idades por radiocarbono.

### Legenda



#### 4.1.2 Associação de fácies manguezal/planície de maré

Nos ambientes de deposição mais lamosos como ambientes de manguezais ou planícies de maré onde são definidos por níveis hidrodinâmicos baixos e todos os processos formados no ambiente são margeados pelas correntes de marés, sendo o agente principal. Quanto a estrutura das fácies sedimentares, em sua maioria apresentou fácies lamosas de coloração marrom a marrom escuro e cinza claro, maciça em direção ao topo, com espessuras variadas, alguns testemunhos com estruturas heterolíticas de *linsen a flaser*, além da presença constante de fragmentos vegetais.

#### 4.1.3 Associação de fácies praia-barreira

A deposição sedimentar em ambientes arenosos, predominantemente representados por praias-barreiras, são definidos por intensos níveis hidrodinâmicos, sendo as marés e ondas os principais responsáveis como agentes atuantes na deposição sedimentar. Apresenta uma granulação de areia muito-fina a fina de coloração cinza claro a bege claro, com estruturas laminadas heterolíticas, lenticulares, em alguns casos apresenta ausência de estruturas visíveis. Essas características foram resultados dos regimes das correntes na porção costeira, levando assim ao seu padrão de acamamento do sedimento.

#### 4.2 Carbono Orgânico Total (COT), isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades $^{14}\text{C}$

Os resultados da datação por  $^{14}\text{C}$ , obtidas de cada ponto de amostragem, e suas respectivas profundidades são apresentadas na Tabela 03. Os dados indicam ampla variação temporal em relação às idades dos testemunhos analisados, entre 270 - 6 anos cal. A.P (Antes do presente) a 3561 - 3275 anos cal. A.P.

O testemunho ABC-06, na porção do topo (10 cm) foi datado em aproximadamente 746 anos cal. A.P., enquanto, a profundidade de 61 cm apresenta idade significativamente mais antiga, em torno de 3626 anos cal. A.P.. A amostra superficial (1 cm) do testemunho ABC-09 não apresentou idade calibrada, contendo uma idade negativa de -432 anos A.P., indicativo que os sedimentos da região do topo são jovens e contém carbono recente. Assim, é possível que a sedimentação

seja moderna. A amostra é mais recente do que o período de início da calibração para  $^{14}\text{C}$ , iniciado a partir dos testes nucleares no período de 1950. Em contraste, a base do testemunho (58 cm) possui idade em torno de 3257 anos cal. A.P. Para o testemunho ABC-11, as amostras coletadas nos intervalos de 48 e 147 cm de profundidade apresentaram idades de 668 e 1269 anos cal. A.P., respectivamente. O testemunho ABC-13 na região do topo (8 cm) apresentou idade estimada em 125 anos cal. A.P., em direção a base (58 cm) apresentou idade mediana de 997 anos cal. A.P.

Os resultados do teor de carbono orgânico total (COT), do  $\delta^{13}\text{C}$  e das idades de  $^{14}\text{C}$  estão apresentados na Tabela 03. As análises de COT mostram uma variação de 9,72% a 0,01% na quantidade de carbono presente na matéria orgânica entre os pontos amostrais ABC 06, ABC 09, ABC 11 e ABC 13, com uma média geral de 2,02%. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variaram de -28,79‰ a -26,56‰, com os valores máximos e mínimos observados.

Em fácies lamosa, predominantemente da F1, o COT apresentou valores mais elevados, especialmente nas camadas superiores, e uma redução gradual foi observada conforme se aproximava da base de cada testemunho. Em contrapartida, em fácies arenosa, as concentrações de COT foram significativamente menores.

**Tabela 03:** Dados de COT, Isótopos estáveis e  $^{14}\text{C}$  dos testemunhos.

Código	Profundidade (cm)	C%	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (V-PD B)	$^{14}\text{C}$ (anos A.P)	Calibração 2-sigmas (A.P)	$^{14}\text{C}$ Mediana
ABC-06	10	-	-	841 ± 49	902 - 673	746
ABC-06	15	4,77	-27,37	-	-	
ABC-06	25	4,75	-27,45	-	-	
ABC-06	34.5	5,01	-27,28	-	-	
ABC-06	50	2,33	-26,56	-	-	
ABC-06	61	-	-	3211 ± 51	3561 - 3275	3626

<b>ABC-06</b>	86	0,56	-26,96	-	-	
<b>ABC-09</b>	1	-	-	-432 ± 48	Moderno	-
<b>ABC-09</b>	10	6,52	-28,79	-	-	
<b>ABC-09</b>	20	7,95	-27,34	-	-	
<b>ABC-09</b>	30	9,72	-27,02	-	-	
<b>ABC-09</b>	40	1,83	-26,68	-	-	
<b>ABC-09</b>	50	1,13	-26,66	-	-	
<b>ABC-09</b>	58	-	-	3051 ± 51	3376 - 3078	3257
<b>ABC-11</b>	10	0,12	-27,04			
<b>ABC-11</b>	20	0,21	-28,27			
<b>ABC-11</b>	30	0,82	-27,81			
<b>ABC-11</b>	40	0,56	-27,65			
<b>ABC-11</b>	48	-	-	724 ± 53	732 - 557	668
<b>ABC-11</b>	50	1,38	-27,78			
<b>ABC-11</b>	60	0,74	-27,45			
<b>ABC-11</b>	70	0,70	-27,38			
<b>ABC-11</b>	80	0,67	-27,27			
<b>ABC-11</b>	90	0,99	-28,24			
<b>ABC-11</b>	110	0,62	-27,55			
<b>ABC-11</b>	120	1,54	-27,60			
<b>ABC-11</b>	140	1,46	-27,57			
<b>ABC-11</b>	147	-	-	1369 ± 50	1355 - 1233	1269
<b>ABC-11</b>	150	0,04	-26,62			
<b>ABC-11</b>	160	0,16	-27,26			
<b>ABC-11</b>	170	0,01	-26,60			

<b>ABC-13</b>	8	-	-	118 ± 52	279 - 6	125
<b>ABC-13</b>	10	0,89	-27,95			
<b>ABC-13</b>	20	0,47	-27,54			
<b>ABC-13</b>	30	1,88	-27,74			
<b>ABC-13</b>	50	1,81	-27,28			
<b>ABC-13</b>	58	-	-	1086 ± 51	1174 - 915	997
<b>ABC-13</b>	61	1,61	-27,11			
<b>ABC-13</b>	74	1,28	-27,18			

Destacam-se os testemunhos ABC 06 e 09 como os únicos que apresentaram sedimentos com teores de carbono superiores a 4% nas três primeiras profundidades, com o ABC 09 registrando o maior valor, quase 10% de carbono orgânico total, em fácies lamosas. Estes testemunhos estão localizados na porção mais interna da planície costeira (Figura 1). Por outro lado, os testemunhos ABC 11 e 13 mostraram teores de carbono orgânico significativamente menores, abaixo de 2%. Estes estão situados na porção mais externa da planície costeira.

As médias e o desvio padrão de COT revelam diferenças substanciais entre os quatro locais amostrados, conforme ilustrado na Figura 4. O testemunho ABC 09 se destaca com a maior média registrada,  $5,43 \pm 3,78\%$ , seguido pelo ABC 06, com  $3,48 \pm 1,96\%$ . Em contraste, os testemunhos ABC 11 e 13 apresentaram teores de COT bem abaixo dos anteriores, com médias de  $0,67 \pm 0,50\%$  e  $1,32 \pm 0,55\%$ , respectivamente. Os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  dos sedimentos dos ecossistemas de manguezais da planície costeira de Soure apresentaram uma variação de  $-26,26\%$  a  $-28,79\%$ , conforme ilustrado na Figura 5.

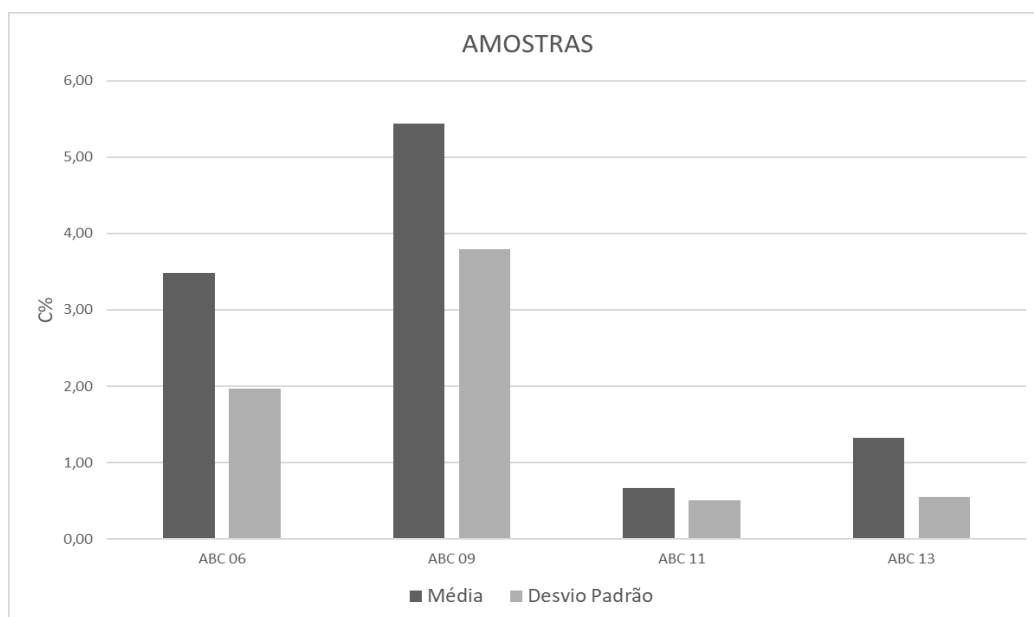


Figura 4: Média e Desvio Padrão de teor de carbono orgânico por locais amostrados.

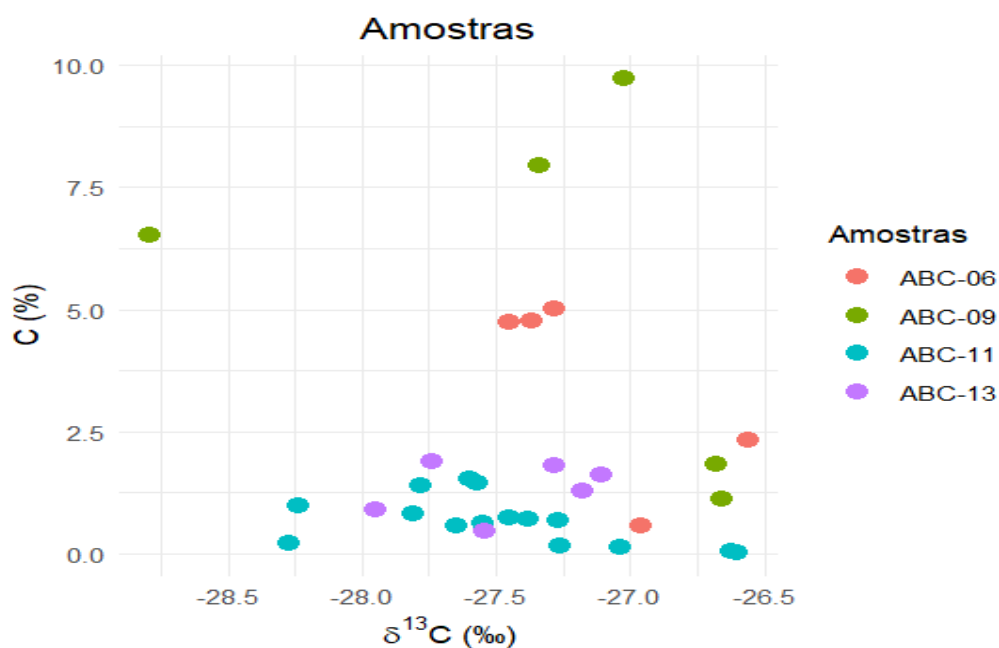


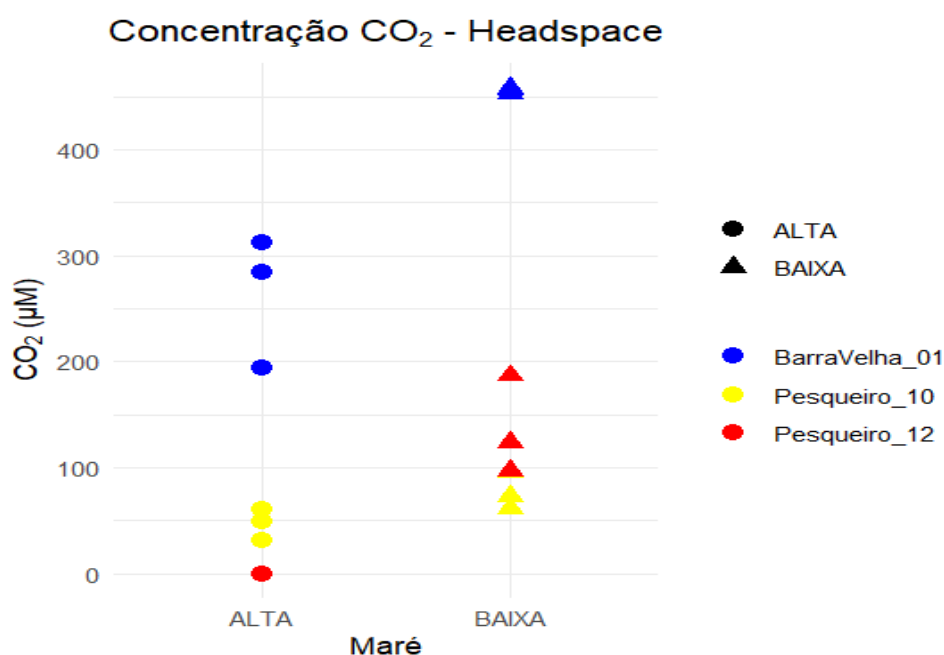
Figura 5: Teor de carbono orgânico em relação às concentrações isotópicas.

#### 4.3 Concentração de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> em canais de maré

A quantificação de concentrações de CO<sub>2</sub> no ambiente aquoso, pela técnica de *headspace* apresentaram diferenças entre os pontos amostrais, em decorrência do ciclo de maré (alta e baixa), conforme a Figura 6. A média e o desvio padrão

geral foi de  $222,6 \mu\text{M} \pm 178,53$  para as coletas no período de maré baixa, enquanto para a maré alta foi de  $155,0 \mu\text{M} \pm 125,25$ .

O ponto ABC 01, localizado em um canal próximo à praia da Barra Velha, foi o local que apresentou os maiores valores de média durante a maré baixa, com  $455,83 \mu\text{M} \pm 2,89$ , enquanto no ciclo de maré alta com média de  $263,4 \mu\text{M} \pm 61,48$ . Em contraste, o ABC 10 e 12 (Pesqueiro 10 e 12), apresentaram registros de valores mais baixos, onde o canal de maré do Pesqueiro\_10 teve médias de  $76,16 \mu\text{M} \pm 17,21$  (baixa) e  $46,7 \mu\text{M} \pm 14,68$  (alta). O registro médio para o Pesqueiro\_12 foi de  $135,73 \mu\text{M} \pm 46,07$  somente na maré baixa.

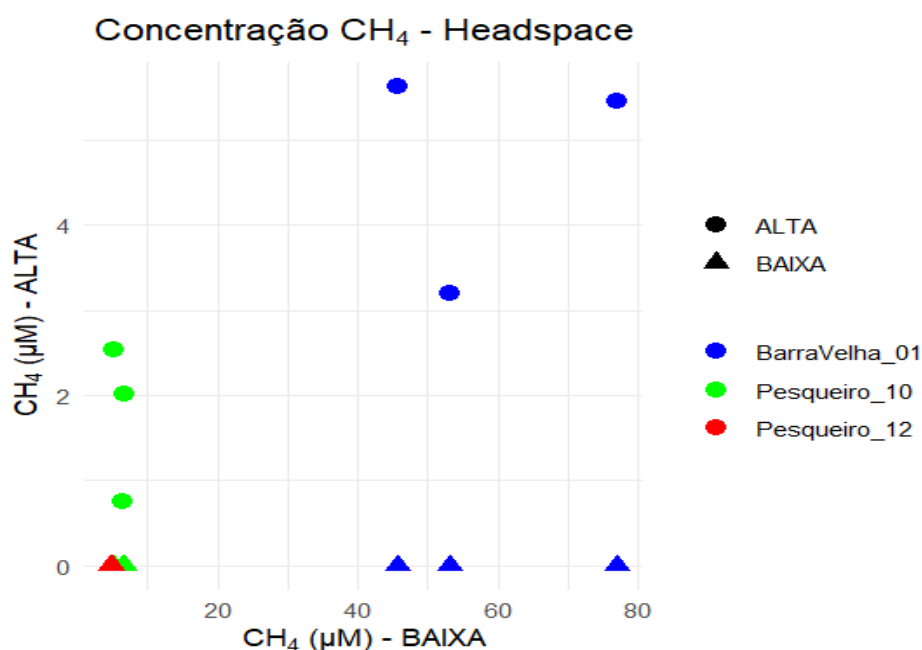


**Figura 6:** Concentração de CO<sub>2</sub> no ambiente atmosférico na maré baixa e alta.

Para os resultados de CH<sub>4</sub> na atmosfera, com uma média geral e desvio padrão de  $23,12 \mu\text{M} \pm 27,83$  para as concentrações durante o ciclo de maré baixa, assim como, apresentou no período de alta os valores médios de  $3,2 \mu\text{M} \pm 1,9$ .

Entre os três pontos amostrais, o ponto ABC 01 (Barra Velha) apresentou os maiores valores durante os ciclos de maré, principalmente na maré baixa, com variação de  $53,039$  a  $77,035 \mu\text{M}$  e média de  $58,5 \mu\text{M} \pm 16,4$ . Enquanto na maré alta as variações foram de  $3,196$  a  $5,63 \mu\text{M}$ , com média de  $4,7 \mu\text{M} \pm 1,3$ . Para os demais pontos amostrais (Pesqueiro 10 e 12) as concentrações de CH<sub>4</sub> para o meio

atmosférico apresentaram menores valores em ambos os ciclos de maré, conforme ilustrado na Figura 7.



**Figura 7:** Concentração de CH<sub>4</sub> na maré seca e cheia nos canais de maré.

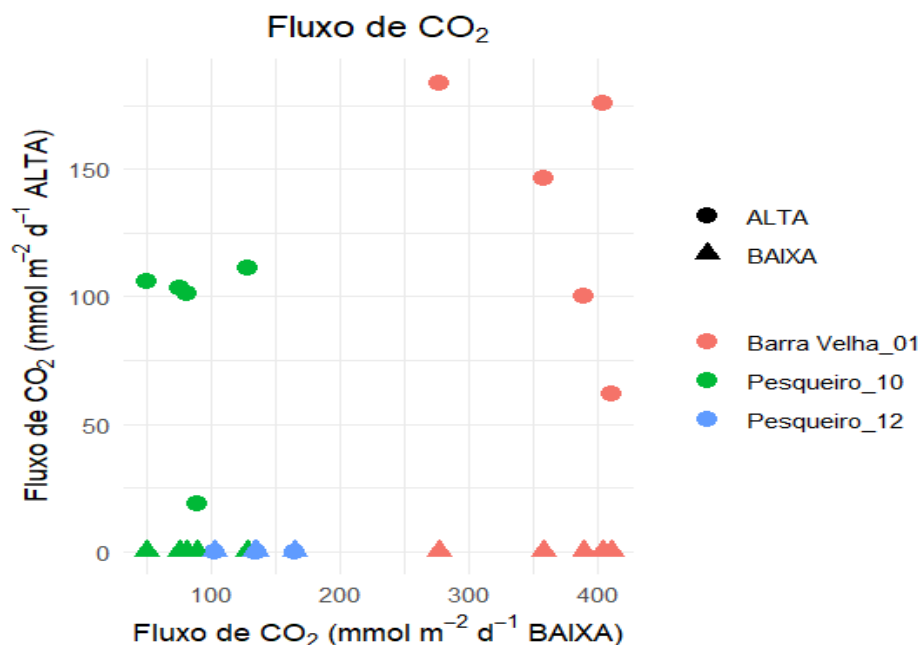
#### 4.4 Fluxos CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>

Os resultados de fluxos do CO<sub>2</sub> na coluna d'água (figura 8), registrados através das câmaras flutuantes, mostraram que houve variações tanto entre os locais quanto durante as fases dos ciclos hidrológicos, com apresentação de média geral entre todos os pontos amostrais foi de  $195,71 \pm 132,46 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  apenas durante a fase de maré baixa, e médias de  $110,91 \pm 49,42 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  em fase de maré alta.

Entre os locais, o canal da Barra Velha apresentou os maiores fluxos em ambos períodos de maré, com fluxos mínimos e máximos tanto na maré baixa ( $277,527$  a  $410,241 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) quanto na maré alta ( $61,84$  a  $183,912 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), com média geral para cada ciclo  $367,974 \pm 54,40 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  e  $133,69 \pm 51,81 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  respectivamente.

Por outro lado, ABC 10 e 12, ambos coletados em canais do Pesqueiro, registraram os menores valores de fluxo para o CO<sub>2</sub> em comparação com o canal anterior. O Pesqueiro\_10 obteve variações máximas e mínimas de  $49,994$  a  $128,457$

mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (baixa) e 18,848 a 111,294 mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (alta) para os dois ciclos hidrológicos, a média geral e o desvio padrão para os regimes de maré foram de 84,93 ± 24,4 mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (baixa) e 88,12 ± 38,9 CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (alta) respectivamente. O mesmo seguiu para o ABC 12 (Pesqueiro\_12) com valores médios de 134,22 ± 22,0 mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> apenas na maré baixa.

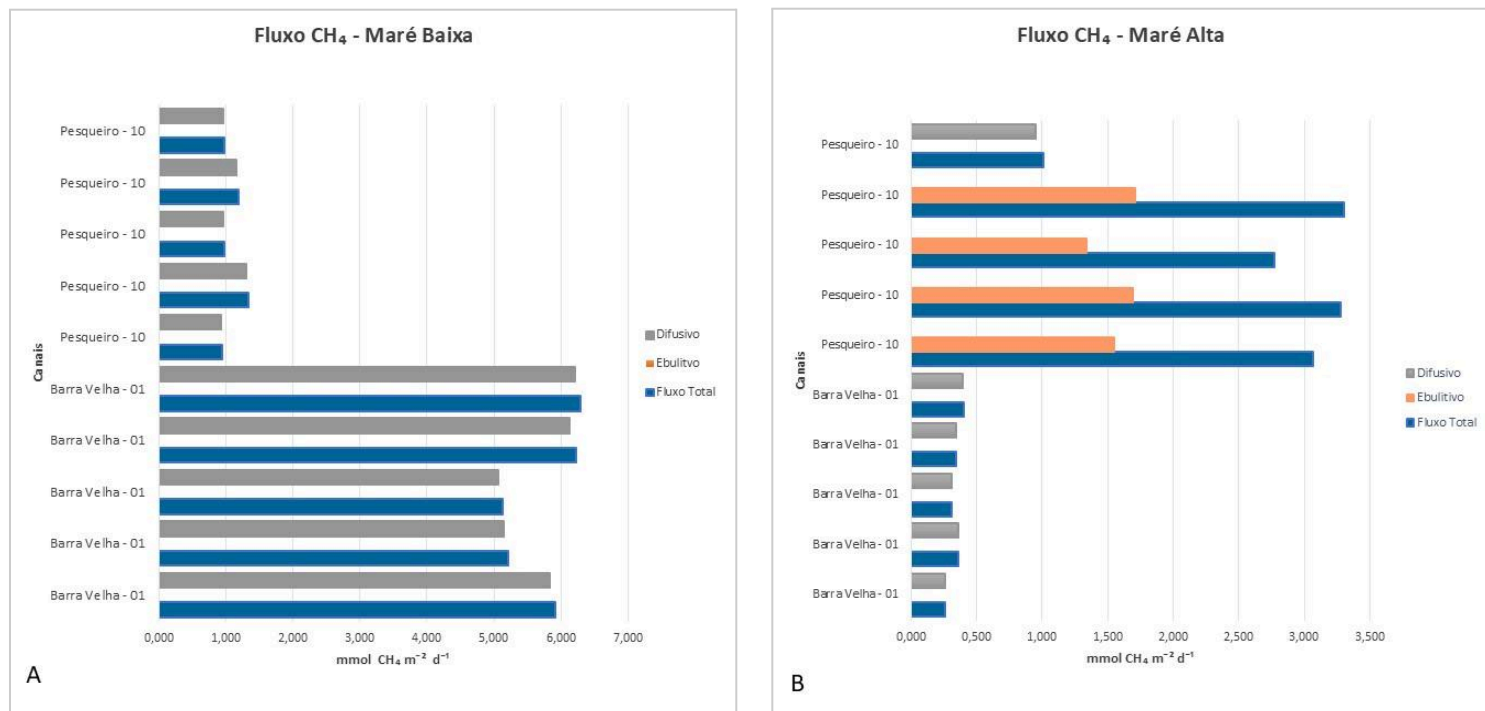


**Figura 8:** Fluxo de CO<sub>2</sub> na Barra Velha e Pesqueiro (10 e 12) na maré baixa e alta através das câmaras flutuantes.

A Figura 9 - A e B ilustra os fluxos de CH<sub>4</sub> em diferentes pontos amostrais e nos ciclos hidrológicos no município de Soure, relacionados às emissões do metano no ambiente aquático. Os resultados abaixo estão associados ao fluxo total de liberação do metano, por meio de suas componentes, como a difusão e ebulição, usadas para quantificar os fluxos totais.

O canal da Barra Velha apresentou resultados similares para os fluxos totais e fluxos difusivos nos períodos de maré baixa e alta, o que indica que há uma certa relação entre esses parâmetros, conforme ilustrado no gráfico a seguir. Na maré baixa, houve variação de fluxos totais de 5,131 a 6,297 mmol CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, enquanto para difusão oscilou de 5,067 a 6,201 mmol CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. Igualmente, na maré alta, ambos os parâmetros apresentaram a mesma semelhança, com fluxos totais (0,258 a 0,401 mmol m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) quanto para difusão (0,256 a 0,310 mmol m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>). Os resultados também revelaram que não houve ebulição em ambos os ciclos de maré,

neste sentido, o transporte do  $\text{CH}_4$  pode estar sendo controlado predominantemente por meio dos processos difusivos.



**Figura 9:** Fluxo de  $\text{CH}_4$  na Barra Velha e Pesqueiro durante a maré baixa (A) e alta (B).

Os dados obtidos no canal do Pesqueiro\_10 para ambos os ciclos hidrológicos apresentaram resultados divergentes do canal anterior. Neste, os valores de fluxos totais de  $\text{CH}_4$  foram maiores na maré alta com variação de 1,007 a 3,299  $\text{mmol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , em comparação ao fluxo da maré baixa foi entre 0,941 a 1,343  $\text{mmol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . O gráfico também mostra que os índices de difusão foram bem menores neste canal na maré baixa (0,923 a 1,306  $\text{mmol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) e que, na maré alta registrou um único valor de 0,947  $\text{mmol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . No entanto, exclusivamente na maré alta, este ponto de coleta, indicou que houve um processo ebulitivo de passagem direta de  $\text{CH}_4$  para a atmosfera, na maioria das câmaras flutuantes, com registros de variação entre 0,000 a 1,705  $\text{mmol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  no canal.

## 5. DISCUSSÃO

### 5.1 Fácies sedimentares e acumulação de carbono orgânico

A zona costeira de Soure apresenta processos deposicionais sob influência direta das correntes de marés, uma vez que estas controlam o transporte e a

deposição de sedimentos em diferentes ambientes deposicionais, tais como planícies de maré, canais de marés, zonas praias e ambientes de sedimentação lamosa como os manguezais, de modo que resultam em fácies sedimentares diversificadas (França *et al.*, 2007). As fácies sedimentares descritas a partir dos testemunhos coletados em Soure, na Ilha de Marajó, indicam que a maioria dos substratos dos ambientes estudados é formada por intercalações de camadas lamosas (argila/silte) e camadas de areia muito fina a fina muito bem selecionada, com predominância de lama marrom escura em direção ao topo. A depender do ambiente, na parte mais inferior dos testemunhos, ocorre a presença de fácies lamosa de coloração cinza com aspectos de oxidação e/ou camada arenosa. A variação entre fácies lamosas e arenosas reflete que o manguezal de Soure é ambiente com sedimentação controlada por correntes e por decantação, com processos tanto fluviais quanto pelas ações de marés (Matos *et al.*, 2020).

Em planícies costeiras, a alternância entre deposição de lama e areia é relacionada principalmente às correntes de maré, onde em áreas mais próximas à costa ocorre ambiente hidrodinâmico com alta energia, principalmente pela atuação das ondas e ventos, o que permite o transporte e a deposição de sedimentos mais arenosos. Por outro lado, em locais mais distantes da costa, onde as correntes de maré possuem nível de energia mais baixo e há menor ação de ondas geradas por ventos, ocorre deposição de sedimentos mais finos, como silte e argila (França *et al.*, 2012; 2013). Estes ambientes seriam mais propícios à acumulação de sedimentos ricos em matéria orgânica.

As fácies sedimentares formadas por lama maciça e lama siltosa indicam deposição em ambientes de baixa energia, em locais que ficam protegidos das ações de ondas e correntes de maré, tais como canais de marés distantes da costa e planícies de maré com manguezais (zona intermaré). Cohen *et al.* (2008) e França *et al.* (2007), em seus trabalhos na margem leste da Ilha de Marajó, evidenciaram a presença de alternâncias de fácies lama maciça/siltosa sedimentares, sobretudo na variação de coloração nas camadas lamosas. A variação de coloração está relacionada às condições de oxidação, à salinidade e ao teor de matéria orgânica no sítio deposicional. As análises dos testemunhos sedimentares da área de estudo revelaram a predominância de fácies lamosas maciças com predomínio de coloração marrom acinzentado, indicativa de processos oxidativos. Isto seria

característico de ambientes de manguezais, sendo que os aspectos oxidativos estão interligados com a presença de óxidos e hidróxidos de ferro, comuns em sedimentos que são submetidos a condições aeróbicas em ambientes costeiros (De Andrade *et al.*, 2012; Berrêdo *et al.*, 2008).

Além disso, os sedimentos acumulados em manguezal são expostos à intensa atividade biológica do ecossistema, marcado pela presença constante de organismos que perturbam o substrato e sistema radicular de variados diâmetros e densidades. Estas condições influenciam os processos sedimentares e como consequência gera ambientes protegidos para sedimentação por decantação, pode acarretar na destruição de estruturas sedimentares primárias (laminações e estratificações) e favorecer a oxidação. Em manguezais, organismos bioturbadores criam tocas/caminhos em sedimentos estuarinos para refúgio e abrigo (Agusto *et al.*, 2020). Consequentemente, o retrabalho que realizam no sedimento causa distribuição de partículas tanto orgânicas quanto inorgânicas no substrato (Kristensen *et al.*, 2012). Isso ocasiona a modificação das estruturas sedimentares primárias e provoca a redistribuição dos sedimentos após a deposição (Kristensen, 2008).

A matéria orgânica se acumula em solos de manguezal, que são particularmente salinos, salobros, anóxicos e frequentemente encharcados (Reef *et al.*, 2010). Isso torna a vegetação do mangue bastante produtiva e adaptada a tais condições, contribuindo na manutenção e conservação de nutrientes. Gêneros como *Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia* dominam os manguezais e produzem altas taxas de biomassa para o solo (Carvalho & Jardim, 2017). Tendo como fonte autóctone a matéria orgânica oriunda da própria vegetação do ambiente (folhas, caules, raízes e serrapilheira) (Chatting *et al.*, 2024; Bouillon *et al.*, 2008). A serrapilheira possui função relevante para a cadeia alimentar, onde permite atividade biológica intensa, acompanhada pela sua decomposição (Gonçalves *et al.*, 2006). Fontes alóctones também contribuem para o acúmulo de matéria orgânica, onde são depositados no solo por ações das correntes de marés, favorecendo deposição de sedimentos particulados, finos, nutrientes e o armazenamento de carbono (Chatting *et al.*, 2024). Devido a isto, a biogeoquímica do solo acaba sendo afetada, pois, a matéria orgânica particulada em abundância no ambiente é constantemente

misturada por bioturbação, o que favorece o processo oxidativo nas camadas superiores do sedimento (Kristensen & Alongi, 2006).

As seções estratigráficas das porções mais internas e externas (ABC 01, 06, 09 e 13) fazem parte da planície de maré de Soure (França *et al.*, 2007), com ambientes de intermaré ocupados pela vegetação dos manguezais. A análise de carbono orgânico total indica que fácies sedimentares destes testemunhos apresentaram os maiores teores de carbono orgânico, com COT de 6,72% e 9,62% respectivamente para os pontos ABC 06 e ABC 09. Isto difere dos testemunhos coletados em áreas próximas à costa, cujas fácies sedimentares apresentam COT reduzidos, com variação máxima em 1,88% e 1,54% para o ABC 11 e ABC 13, de modo respectivo. Acontece que, o carbono orgânico armazenado em solos e partes vegetais em manguezais é o resultado cumulativo de processos (soterramento da matéria orgânica, transporte de nutrientes e decomposição) (Sahu & Kathiresan, 2019). O que faz com que o balanço do carbono, seja a sua produção ou consumo em ambientes aquáticos fique fortemente ligada por atividades primárias como a fotossíntese e microbiana por meio da decomposição e processos oxidativos (Ward *et al.*, 2012). A interação entre os organismos microbianos e processos oxidativos tendem a influenciar diretamente no carbono orgânico total dos solos. A medição de COT em sedimentos orgânicos representa a quantidade de carbono acumulado em determinada parcela do sedimento, sendo um indicativo da produtividade primária associada com os microrganismos no ambiente (Smith *et al.*, 2012).

Além disso, os detritos biogênicos, principalmente a matéria orgânica, envolvida nos processos diagenéticos, processos que alteram consideravelmente a formação sedimentar ao longo do tempo (Aller & Wehrmann, 2025). E a depender da profundidade do sedimento, onde camadas que estão mais próximos à superfície, encontram-se sedimentos mais atuais, em escala de tempo (Matos *et al.*, 2020). Contudo, atividades intensas de microrganismos da fauna bentônica (caranguejos, moluscos, poliquetas e crustáceos e a comunidade microbiana) retrabalham os sedimentos durante atividades de alimentação e escavação (Kristensen *et al.*, 2012). Diante disso, há zonas de atuação no sedimento para atividades microbianas, é a zona óxica e anóxica (Aller & Wehrmann, 2025). Em zonas óxicas a oxigenação é relativamente alta, a abundância do oxigênio provenientes das águas superficiais e de poros é considerável nas camadas superiores do sedimento, o que favorece o

consumo do carbono devido a atuação aeróbica e a degradação rápida da matéria orgânica, posteriormente, produzindo CO<sub>2</sub> (Hülse *et al.*, 2018). Em contraste, abaixo da zona óxica temos a anóxica, pobre em oxigênio, a degradação da matéria orgânica ocorre por atuação anaeróbia, usam aceitadores de elétrons e promovem a desnitrificação, redução do ferro e sulfato, além de ocorrer a metanogênese, podendo liberar o CH<sub>4</sub>, porém, boa parte é oxidada antes de chegar a atmosfera (Alongi, 2014; Hülse *et al.*, 2018).

Adicionalmente, a composição isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) permitiu inferir que a fonte da matéria orgânica presente nos sedimentos da área de estudo é dominada por plantas C3 (árvores e arbustos), comumente encontradas em manguezais, diferentemente de plantas do tipo C4 como gramíneas e ervas que possuem leitura isotópica inferior (Novello *et al.*, 2021). Embora estudos de Da Cruz Miranda *et al.* (2009) destacaram que há variações de isótopos de carbono na matéria orgânica e conseqüentemente os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  se diferem entre as profundidades das camadas deposicionais com máximo e mínimo de -28,79‰ a -26,56‰. O que também pode ser reforçado que a matéria orgânica dos sedimentos costeiros de Soure, em sua maioria, é derivada de plantas superiores do tipo C3 (Carvalho & Jardim, 2017). Na literatura, valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -28 e -21‰ representam matéria orgânica derivada de plantas superiores (C3), para as C4 em torno de -9 e -17‰ (Da Cruz Miranda *et al.*, 2009; De Andrade *et al.*, 2012; Novello *et al.*, 2021). Os resultados deste estudo demonstraram que os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em sedimentos tiveram variação de -26,26‰ a -28,79‰ influenciada por alguns fatores, como a biodegradação da matéria orgânica realizada por microrganismos anaeróbios. A sedimentação do mangue em relação às análises de isótopos estáveis de carbono é um indicativo que o substrato é predominantemente de origem lenhosa, oriunda da vegetação do ambiente e áreas adjacentes (Saintilan *et al.*, 2013). Visto que, o sinal isotópico de carbono da matéria orgânica foi dominado por leitura que corresponde ao tipo de vegetação C3.

Para as associações de fácies descritas nos testemunhos ABC 01, ABC 11 e ABC 13, na qual os ambientes descritos são planícies de maré com manguezais, barra de canal de maré e ambiente praias. O testemunho ABC 11 com predominância de areia muito-fina a fina bem selecionada, laminações heterolíticas e fácies lamosas sugerem que o ambiente possui variação cíclica de energia, suficiente para

depositar grãos mais finos e em baixa energia a deposição de lama. A associação de barra de canal de maré e/ou zona de intermaré é mais abundante no ponto ABC 11, que apresentou fácies arenosas no topo entre os intervalos 0 - 25 cm de profundidade e na base, entre os intervalos 162 - 194 cm de profundidade. A alternância entre fácies arenosas e lamosas resulta da hidrodinâmica do ambiente, onde as correntes de maré provocam o retrabalhamento do sedimento, com suspensão e a deposição (Souza Filho & El-Robrini, 1996).

Estudo realizado por Menezes *et al.* (2023), através de análises temporais de imagens de satélites, destaca que a cobertura vegetal de manguezal ao longo da costa de Soure nas últimas cinco décadas (1972-2020), está migrando em direção ao continente (*onshore*). A perda da cobertura vegetal dos ambientes de manguezais nas áreas costeiras pode ocasionar em erosão do ambiente, devido a ações constantes de ondas, assim como pode levar à migração da zona de areia para locais mais interiores (Cohen *et al.*, 2008). Portanto, a vegetação de mangue tende a se adaptar aos acontecimentos climáticos (Menezes *et al.*, 2023).

Enquanto os resultados da datação  $^{14}\text{C}$  indicam que os manguezais da região de Soure já haviam se desenvolvido por volta de 3.626 anos cal. A.P., conforme apresentado através da fácies de lama maciça, que apresentou esta idade do ponto ABC 06. A idade estabelecida coincide com o Holoceno médio (Cohen *et al.*, 2021). Isto é indicativo de que o estabelecimento dos manguezais está atrelado aos períodos de estabilidade climática e as oscilações do nível do mar. Estudos realizados anteriormente na Ilha de Marajó corroboram os resultados (Cohen *et al.*, 2012; Behling, 2001; França *et al.*, 2012; Da Cruz Miranda *et al.*, 2009). Behling (2001) infere que os manguezais no litoral norte do Brasil tiveram seu estabelecimento durante o Holoceno por volta de 7.500 anos A.P.. Da Cruz Miranda *et al.* (2009) relatam que a porção costeira da Ilha de Marajó se desenvolveu através por meio de eventos de transgressão e regressão marinha, não permitindo que a região estuarina evoluísse continuamente.

Para o ponto ABC 13, em que confere o local da vila do Cajú-una, a matéria orgânica é datada entre 125 a 997 anos cal. A.P., com predominância de fácies lamosas e intercalações de coloração desde marrom claro a escuro e lentes de areia na base do testemunho. Essa sedimentação sugere um período de estabilidade ou

uma queda no nível do mar o que gerou a regressão da linha de costa. O trabalho de Behling (2001), realizado entre as praias da Barra Velha e Pesqueiro, afirmou que o estabelecimento dos manguezais na parte costeira de Soure ocorreu em torno de 2750 anos A.P., através de dados polínicos, com vegetação predominantemente dos gêneros *Rhizophora*, enquanto dados de pólenes de *Avicennia* e *Laguncularia* foram raros.

Ao contrário do ponto de coleta anterior, o ponto ABC 11 apresentou idades mínima de 668 e máxima 1289 anos cal A.P., entretanto, foi o único ponto que exibiu depósitos em sua maioria formados por intercalações entre fácies lamosas e arenosas. É possível inferir que a deposição ocorreu sob ação de correntes fluviais e/ou de marés. Sugere-se que a vegetação de mangue adentrou ainda mais em direção ao continente com as oscilações da subida do nível relativo do mar no passado, durante o Holoceno Tardio (Cohen & Lara, 2003; Behling *et al.*, 2004). Enquanto, o ponto ABC 09 registrou com a segunda maior idade mediana para  $^{14}\text{C}$  (3257 anos cal. A.P.) oriunda da fácies de lama maciça com coloração marrom acinzentada, e sugere-se que nesse local o estabelecimento dos manguezais tenha ocorrido primeiramente e com pouca interferência de sedimentação marinha. França *et al.* (2012) relata que os manguezais do interior da ilha foram extensivamente substituídos por vegetação herbácea durante o Holoceno médio em áreas mais na costas, fazendo com que os manguezais recuassem para mais a nordeste da ilha desde 1150 anos cal. A.P. e onde se estabeleceram até o presente.

Estudos baseados em datações por  $^{14}\text{C}$  em sedimentos orgânicos na região ainda são limitados, contudo, a maioria dos trabalhos (Behling, 2001; Cohen *et al.*, 2008; Da Cruz Miranda *et al.*, 2009) realizados na Ilha de Marajó foram através de dados polínicos. Para tal, essas mudanças entre deposição lamosa e arenosa condizem com acontecimentos passados que ocorreram na ilha de Marajó. Além do mais, as oscilações no nível do mar foram os responsáveis primordiais para o desenvolvimento ou mudanças nas dinâmicas dos ecossistemas de manguezais em regiões costeiras, mudanças estas iniciadas durante o Holoceno, porém, o estabelecimento dos manguezais amazônicos se deu a partir do Holoceno médio (Behling *et al.*, 2001; Smith *et al.*, 2011). Os resultados comprovam a resiliência dos manguezais no contexto das mudanças climáticas. Mesmo que o aumento relativo do nível do mar no cenário atual possa causar impactos negativos, esses

ecossistemas demonstram sua capacidade de adaptação aos fatores climáticos (Punwong *et al.*, 2018). Alongi (2009) destaca a importância dos manguezais, uma vez que os mesmos são sistemas-chaves para a ciclagem do carbono e gestão sedimentar.

## 5.2 Concentração e emissões de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>

Os canais de maré em ecossistemas de manguezais constituem sistemas eficientes e complexos, onde a regulação dos fluxos e concentrações do CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> entre a atmosfera e a biosfera estão sujeitos a influência de determinados fatores biológicos, físicos e químicos, onde os processos são envolvidos por via da fotossíntese, através da respiração autotrófica e heterotrófica, além dos processos metanogênicos que ocorrem no ambiente (Alongi, 2014).

Visto que houve distinções de fluxos e concentrações entre os canais de maré estudados, o que reflete em condições específicas de cada ambiente. Essa variação permite compreender os processos atuantes em cada canal. Os fluxos médios de CO<sub>2</sub> foram 195,71 mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e 110,91 mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em fase de maré baixa e alta, respectivamente. Enquanto para o CH<sub>4</sub>, foram estimados fluxos de 3,42 mmol CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e 1,5 mmol CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> nas mesmas fases de maré citadas anteriormente para a região de Soure, e evidenciaram variações nas emissões entre os pontos de coleta. Em contraste, estes resultados apresentam valores superiores aos resultados relatados por Linto *et al.* (2014) nas Ilhas Andaman na baía de Bengala-Índia, onde registraram média de aproximadamente de 55 ± 40 mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e 1,2 ± 3,0 mmol CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. É possível que fatores físicos e processos biogeoquímicos estejam interligados entre os resultados observados tanto em Soure quanto os relatados por Linto *et al.* (2014) durante as trocas gasosas na interface ar-água, o que torna os ambientes altamente diversificados perante os achados. Pode-se incluir as águas intersticiais (poros) nesta discussão, apesar de volumetricamente baixas, são bastante ricas em carbono dissolvido e tendem a exercer expressiva influência nas concentrações de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> (Rosentreter *et al.*, 2018). Apesar da pouca entrada de água intersticial, esta apresenta alta carga de carbono dissolvido. Mesmo que sua descarga em águas superficiais seja pequena, ainda assim são enriquecidas de gases, o que acarreta a intensificação da atuação dos fluxos dos gases para a atmosfera (Rosentreter *et al.*, 2018; Atkins *et al.*, 2013).

Neste estudo, os resultados indicam que o CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> possuem variações de concentrações e fluxos em diferentes períodos dos regimes de maré (alta e baixa), respectivamente. Com variação de concentração para o CO<sub>2</sub> de (222,6 µM e 155,0 µM) e (23,12 µM e 3,2 µM) para o CH<sub>4</sub>. Estudo realizado por Call *et al.* (2019), em um estuário amazônico próximo à região de Bragança (PA), apresentou características similares ao estuário de Soure, onde a dinâmica dos ciclos de maré acarretou por exercer grande influência nos valores dos fluxos de gases. Essa diferença apresentada entre os valores de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> também possui relação com alguns fatores como a produtividade primária dos locais, taxa de decomposição da matéria orgânica e as características hidrodinâmicas como a interação entre as águas intersticiais e de superfície (Bouillon *et al.*, 2007).

Os fluxos de CO<sub>2</sub> medidos nos canais de maré da área de estudo seguem resultados similares entre si, exceto os resultados da praia da Barra Velha. Neste local, o canal possui lâmina d'água com ~50 cm, com largura de aproximadamente 5 metros, e fluxos médios de  $367,974 \pm 54,40$  mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, com concentração média de CO<sub>2</sub> de  $455,83 \mu\text{M} \pm 2,89$  na maré baixa. Isto é superior ao que foi observado por Castellón *et al.* (2021) no estuário de São Caetano de Odvelas (PA), onde os observou-se médias de fluxo de CO<sub>2</sub> de  $114,00 \pm 48,01$  mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (rio) e  $175,39 \pm 48,01$  mmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (riacho). A diferença de profundidade entre os canais estudados (rio e riacho) pode ser o fator determinante para as diferenças observadas.

O fluxo e a concentração de CO<sub>2</sub> são controlados pelos processos de fotossíntese e oxidação, tanto por meio anaeróbico quanto aeróbico (Amaral *et al.*, 2021). Entretanto, o CO<sub>2</sub> em ambientes estuarinos também depende de outros fatores de controle, além dos citados anteriormente. Borges & Abril (2011) e Chen *et al.* (2013) acrescentam que a mistura de águas tanto estuarinas quanto oceânicas, a introdução do carbono e outros nutrientes derivados dos rios, a temperatura, o bombeamento de marés e a descarga de águas subterrâneas são fatores controladores da concentração de CO<sub>2</sub> na coluna d'água.

Além disso, os fluxos e concentrações para o CO<sub>2</sub> perante os ciclos de maré possui particularidades, visto que, o CO<sub>2</sub> pode estar mais dissolvido na maré alta, o que gera fluxos até então menores, contudo, na maré baixa devido a pressão

hidrostática tendem a apresentar fluxos maiores (Xiao *et al.*, 2024). O que foi possível visualizar em alguns pontos amostrais desta pesquisa, em destaque para os resultados destas oscilações nos valores, principalmente para a praia da Barra Velha com a maior média de fluxo em maré baixa ( $367,974 \pm 54,40 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Sanchez-Rodriguez *et al.* (2022) também descrevem resultados similares com diferença entre os picos de marés alta e os pontos amostrais, e informam que a produção e o consumo do  $\text{CO}_2$  são processos que ocorrem por meio da oxidação aeróbica da matéria orgânica. Quando há trocas gasosas e de nutrientes entre os sedimentos de fundo e a coluna d'água, além da atuação dos organismos bentônicos, considera-se esse sistema de fluxos bentônicos (Sanchez-Rodriguez *et al.*, 2022) e pode ser o processo dominante no canal.

Para Van *et al.* (2019) outros fatores podem contribuir para as emissões de  $\text{CO}_2$ , como temperatura elevada. Estes autores ainda trazem um ponto interessante acerca das raízes de mangue, onde as mesmas também podem apresentar respiração elevada, o que contribui nos fluxos e concentrações do  $\text{CO}_2$  a depender da temperatura do ambiente. Sanchez-Rodriguez *et al.* (2022) relatam que a velocidade do vento pode ser outro fator que estimula a transferência do gás entre a lâmina d'água e atmosfera, além dos demais meios que possam estimular a alta concentração de  $\text{CO}_2$ . Neste trabalho, os autores relataram que os fluxos de  $\text{CO}_2$  foram de -0,6 a  $283,8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ .

Enquanto que para o  $\text{CH}_4$ , baseado nos atuais resultados, observou-se fluxos mais acentuados de  $\text{CH}_4$  em um ponto específico de coleta no período de maré alta, o ponto Pesqueiro\_10 revelou fluxos inversos de  $\text{CH}_4$  em comparação aos outros locais, pois este apresentou valores maiores na maré alta com pico de  $3,299 \text{ mmol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Enquanto, em maré baixa para o mesmo local, os fluxos foram de 0,258 a  $0,401 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Esse comportamento pode estar relacionado com alguns fatores que possam ter contribuído para essa mudança na dinâmica do fluxo, como turbulência no canal de maré, ocasionada por ventos e ondas, assim como também a ressuspensão de sedimentos adjacente do manguezal, o que favorece a liberação dos gases provenientes da matéria orgânica e temperatura (Bernardino *et al.*, 2024; Adame *et al.*, 2024).

Embora o presente trabalho não tenha aferido a salinidade das águas dos canais amostrados, o trabalho de Cohen *et al.* (2008) revela que a salinidade das águas na Ilha de Marajó atinge o máximo de 5‰. Geralmente, o CH<sub>4</sub> possui comportamento padrão em fluxos de maré baixa, com maiores fluxos, e o contrário ocorre durante a maré alta (Call *et al.*, 2019). Entretanto, os resultados mostram um comportamento atípico para um ciclo de maré alta em relação aos fluxos de CH<sub>4</sub> para a localidade Pesqueiro\_10, visto que a salinidade tende a diminuir a produção metanogênica o que normalmente resulta em baixas emissões de CH<sub>4</sub> (Shiau & Chiu, 2020). Haja visto que, o canal se encontra próximo a área de desembocadura na praia, o que o torna mais favorável a entrada de águas mais salinas. A salinidade é um fator que possui forte influência para as emissões de CH<sub>4</sub> (Chauhan *et al.*, 2015), assim como pode estimular emissões, a salinidade também pode inibir a metanogênese, o que depende especificamente das características dos ambientes e dos microrganismos envolvidos. Isso acontece quando ambientes mais salinos apresentam maior disponibilidade de íons de sulfato (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>), de modo que bactérias redutoras de sulfato competem com as bactérias metanogênicas por nutrientes, com maior eficiência e assim dominam o ambiente. O contrário acontece quando a redução da salinidade é baixa ou moderada com dominância metanogênica (Araújo *et al.*, 2018).

Para os fluxos difusivos de CH<sub>4</sub> no canal, obteve-se menor valor (0,94 mmol CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>), o qual foi superado pelos fluxos ebulitivos, onde a dinâmica de emissão apresentou valores médio de 1,57 mmol CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> durante a maré alta. Em contraste, para os demais locais, valores de fluxos difusivos foram observados apenas durante a maré baixa, exceto os processos ebulitivos que foram constatados somente na maré alta como mencionado anteriormente. A heterogeneidade do substrato em cada ambiente e a presença de microrganismos metanogênicos e metanotróficos criam essa versatilidade para cada espaço (Gao *et al.*, 2020). Quando a concentração do CH<sub>4</sub> dissolvido no meio aquoso excede o equilíbrio com a atmosfera, faz com que o ambiente se torne saturado, permitindo que o CH<sub>4</sub> possa ser liberado com mais intensidade através dos processos ebulitivos em ciclos de maré alta (Castellón *et al.*, 2022). Borges & Abril (2011) afirmam que nos ambientes estuarinos em Sundarbans na Baía de Bengala-Índia, as emissões de CH<sub>4</sub> através da ebulição atingiram 1,5 mmol m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>.

Em manguezais, o CH<sub>4</sub> produzido é relativamente baixo, porém, bastante variável, chegando a ser totalmente indetectável, com taxas de emissões entre 0,1 a 5,1 mmol CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (Alongi, 2014). As concentrações e fluxos do CH<sub>4</sub> para atmosfera precisam de processos bioquímicos para realizar a produção do mesmo, o que leva aos estágios de oxidação, e também conseqüentemente a própria emissão do gás, onde a disponibilidade do substrato é uma das condições controladoras, além da profundidade de água subterrânea e a temperatura do ambiente (Wang *et al.*, 2023). Comunidades metanogênicas e metanotróficas altamente diversas podem promover a produção e oxidação de CH<sub>4</sub> cada uma com condições de crescimento preferíveis, o que afeta as emissões de CH<sub>4</sub> em ecossistemas naturais (Arai *et al.*, 2021).

O tipo e a espessura da camada de sedimento também podem dar respostas para os processos ebulitivos ou difusivos de CH<sub>4</sub> em ambientes estuarinos. Neste contexto, o testemunho ABC 11 coletado próximo ao canal do ponto ABC 10, através das descrições de fácies sedimentares, há predominância de areia, também pode ser um facilitador da emissão de CH<sub>4</sub> para a atmosfera devido à maior permeabilidade da areia em relação à lama. Em experimento realizado por Chen & Slater (2016), verificou-se que as bolhas de CH<sub>4</sub> conseguem escapar do interior do sedimento, através de interação da pressão hidrostática e deformação do sedimento, onde ele contrai e se expande com influência direta dos ciclos de maré. Katsman (2013) observou que caminhos ou fraturas são criadas no sedimento e isto faz com que bolhas de gás tenham tamanhos e comportamentos diferentes dependendo do tipo de granulometria do substrato, e conseqüentemente favorece a atuação do processo ebulitivo do CH<sub>4</sub>. Isso ocorre porque o metano dissolvido nas águas intersticiais excede a sua solubilidade, então forma-se bolhas e por conseguinte são expelidas diretamente para a atmosfera, não havendo o processo oxidativo.

Embora este estudo tenha se conduzido durante a estação seca, o direcionamento focou nas variações de maré, fator importante para o estudo. Isso representa resultados expressivamente relevantes para entender a dinâmica das emissões de gases de efeito estufa, o que corroboram com trabalhos também conduzidos para a mesma estação (Call *et al.*, 2019).

## 6. CONCLUSÕES

A pesquisa realizada na planície costeira de Soure, na Ilha de Marajó, revelou a complexidade dos processos deposicionais e a importância dos manguezais para o balanço de carbono. Por meio da caracterização faciológica dos testemunhos de sedimentos, foram reconhecidas seis fácies sedimentares distintas, formadas sob influência direta das marés. As fácies mais lamosas indicaram que o ambiente pode acumular matéria orgânica de forma eficiente, enquanto em camadas mais arenosas, o acúmulo de carbono orgânico ocorre em menor concentração. Assim, os substratos de manguezais apresentam eficiência variável na estocagem de carbono.

As análises de carbono orgânico total e isótopos estáveis reafirmam que o ambiente sedimentar é rico em matéria orgânica, principalmente nas camadas superiores, e indica que a biomassa presente é de vegetação lenhosa de plantas superiores (C3), podendo também ter contribuição de outras fontes de matéria orgânica alóctone. Enquanto isso, as datações por radiocarbono revelaram uma ampla variação temporal, com idades que indicam sedimentos recentes até sedimentos depositados há 3626 anos A.P.. Ao longo do Holoceno, o estabelecimento dos manguezais na região costeira de Soure ocorreu de maneira dinâmica, que controlaram o desenvolvimento dos manguezais e os processos deposicionais.

As medições das concentrações e fluxos de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  em canais de marés mostraram variações acentuadas, com o  $\text{CO}_2$  se sobressaindo com maiores valores de fluxos e concentrações durante a maré baixa, associada a degradação da matéria orgânica nos interface solo-água-ar. Para o  $\text{CH}_4$ , os fluxos ocorrem predominantemente na maré baixa, com destaque para a localidade de Barra Velha. A localidade de Pesqueiro\_10 apresentou pico de ebulição na maré alta. Isto indica variações entre os ambientes aquáticos, com diferenças nos mecanismos de emissão de gases de efeito estufa, com influência de fatores químicos, físicos e biológicos.

Os resultados deste estudo reforçam a importância dos ecossistemas de manguezais nos ambientes estuarinos. Apesar da complexidade do ambiente como reservatórios de carbono. Ainda assim, são agentes mitigadores no controle de emissões dos gases de efeito estufa.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adame, M. F., N. Cormier, P. Taillardat, N. Iram, A. Rovai, T. M. Sloey, E. S. Yando, et al. (2024). “ Deconstructing the Mangrove Carbon Cycle: Gains, Transformation, and Losses.” *Ecosphere* 15(3): e4806. doi.org/10.1002/ecs2.4806
- Afonso, F.; Félix, P. M.; Chainho, P.; Heumüller, J. A.; de Lima, R. F.; Ribeiro, F.; Brito, A. C. (2021). Original Research. Assessing Ecosystem Services in Mangroves: Insights from São Tomé Island (Central Africa). *Frontiers in Environmental Science*. doi:10.3389/fenvs.2021.501673. (9). 2296-665X
- Agusto, L. E., Fratini, S., Jimenez, P. J., Quadros, A., & Cannicci, S. (2020). Structural characteristics of crab burrows in Hong Kong mangrove forests and their role in ecosystem engineering. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 106973. doi:10.1016/j.ecss.2020.106973
- Aller, R. C., Wehrmann, L. M. (2025). Sedimentary diagenesis, depositional environments, and benthic fluxes. *Treatise on Geochemistry (Third edition)*, 4, p. 573–629, doi.org/10.1016/B978-0-323-99762-1.00095-4
- Alongi, D. M. (2008). Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76(1), 1–13. doi:10.1016/j.ecss.2007.08.024
- Alongi, D.M. (2009). The Energetics of Mangrove Forests. doi:10.1007/978-1-4020-4271-3
- Alongi, D. M. (2014). Carbon Cycling and Storage in Mangrove Forests. *Annual Review of Marine Science*, 6(1), 195–219. doi:10.1146/annurev-marine-010213-135020
- Amaral, V., Ortega, T., Romera-Castillo, C., & Forja, J. (2021). Linkages between greenhouse gases (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and N<sub>2</sub>O) and dissolved organic matter composition in a shallow estuary. *Science of The Total Environment*, 788, 147863. doi:10.1016/j.scitotenv.2021.1478
- Arai, H.; Inubushi, K.; Chiu, C.-Y. Dynamics of Methane in Mangrove Forest: Will It Worsen with Decreasing Mangrove Forests? *Forests* 2021, 12, 1204. https://doi.org/10.3390/f12091204
- Araujo, J., Naqvi, S. W. A., Naik, H., & Naik, R. (2018). Biogeochemistry of methane in a tropical monsoonal estuarine system along the west coast of India. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 207, 435–443. doi:10.1016/j.ecss.2017.07.016
- Atkins, M. L., Santos, I. R., Ruiz-Halpern, S., & Maher, D. T. (2013). Carbon dioxide dynamics driven by groundwater discharge in a coastal floodplain creek. *Journal of Hydrology*, 493, 30–42. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.04.008
- Barbier, E. B., Hacker, S. D., Kennedy, C., Koch, E. W., Stier, A. C., & Silliman, B. R. (2011). The value of estuarine and coastal ecosystem services. *Ecological Monographs*, 81(2), 169–193. doi:10.1890/10-1510.1

Bastviken, D., Santoro, A. L., Marotta, H., Pinho, L. Q., Calheiros, D. F., Crill, P., & Enrich-Prast, A. (2010). Methane Emissions from Pantanal, South America, during the Low Water Season: Toward More Comprehensive Sampling. *Environmental Science & Technology*, 44(14), 5450–5455. doi:10.1021/es1005048

Behling, H. (2001). Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuça region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of *Podocarpus* in the Amazon lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, 10(3), 175–183. doi:10.1007/pl00006929

Behling, H., Cohen, M. C. L., & Lara, R. J. (2001). Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167(3-4), 225–242. doi:10.1016/s0031-0182(00)00239-x

Behling, H., Cohen, M. L., & Lara, R. (2004). Late Holocene mangrove dynamics of Marajo Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, 13(2). doi:10.1007/s00334-004-0031-1

Bernardino, A.F., Mazzuco, A.C.A., Costa, R.F. et al. (2024). The inclusion of Amazon mangroves in Brazil's REDD+ program. *Nature Communications*, 15, 1549 doi.org/10.1038/s41467-024-45459-w

Bernardino, A. F. et al. (2024). Soil greenhouse gas fluxes partially reduce the net gains in carbon sequestration in mangroves of the Brazilian Amazon. *Environmental Research*, v. 263, p. 120102, doi.org/10.1016/j.envres.2024.120102

Berrêdo, J. F., Costa, M. L., Progene, M. P. S. (2008). Efeitos das variações sazonais do clima tropical úmido sobre as águas e sedimentos de manguezais do estuário do rio Marapanim, costa nordeste do Estado do Pará. *Acta Amazônica*. 38(3), 473 - 482. doi.org/10.1590/S0044-59672008000300012

Braga, M. M., Santos, J. O., Moro, M. F., Branco, M. S. D. (2024). Manguezais Como Estoques de Carbono: Biomassa Acima Do Solo e o Potencial Econômico Desse Estoque Na Floresta De Mangue Do Rio Pacoti, Ceará. *Caderno de Geografia*. 34 (77), 450–450, doi.org/10.5752/P.2318-2962.2024v34n77p450

BRASIL, 2012. Lei nº 12.651, de 25 de maio de 2012. Dispõe sobre a proteção da vegetação nativa; altera as Leis nº 6.038, de 31 de agosto de 1981; nº9.393, de 19 de dezembro de 1996, e nº 11.428 de dezembro de 2006; revoga as Leis nº 4.771, de 15 de setembro de 1965, e nº 7.754, de 14 de abril de 1989, e a Medida Provisória nº 2.166-67, de 24 de agosto de 2001; e dá outras providências. <[http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/\\_Ato2011-2014/2012/Lei/L12651.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_Ato2011-2014/2012/Lei/L12651.htm)> (Acesso em 02/08/2023).

Borges, A. V., & Abril, G. (2011). Carbon Dioxide and Methane Dynamics in Estuaries. *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, 119–161. doi:10.1016/b978-0-12-374711-2.00504-0

Borges, A. V., Abril, G., & Bouillon, S. (2018). Carbon dynamics and CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> outgassing in the Mekong delta. *Biogeosciences*, 15(4), 1093–1114. doi:10.5194/bg-15-1093-2018

Bouillon, S., Connolly, R. M., & Lee, S. Y. (2008). Organic matter exchange and cycling in mangrove ecosystems: Recent insights from stable isotope studies. *Journal of Sea Research*, 59(1-2), 44–58.

Bouillon, S., Middelburg, J. J., Dehairs, F., Borges, A. V., Abril, G., Flindt, M. R., ... Kristensen, E. (2007). Importance of intertidal sediment processes and porewater exchange on the water column biogeochemistry in a pristine mangrove creek (Ras Dege, Tanzania). *Biogeosciences*, 4(3), 311–322. doi:10.5194/bg-4-311-2007

Call, M., Santos, I. R., Dittmar, T., de Rezende, C. E., Asp, N. E., & Maher, D. T. (2018). High pore-water derived CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions from a macro-tidal mangrove creek in the Amazon region. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. doi:10.1016/j.gca.2018.12.029

Carvalho, E. A. de, & Jardim, M. A. G. (2017). Composição e estrutura florística em bosques de manguezais paraenses, Brasil. *Ciência Florestal*, 27(3), 923–930. <https://doi.org/10.5902/1980509828641>

Chatting, M. et al. (2024). Past, present and future global mangrove primary productivity. *Science of The Total Environment*, 957, 177446. doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.177446

Chauhan, R., Datta, A., Ramanathan, A., & Adhya, T. K. (2015). Factors influencing spatio-temporal variation of methane and nitrous oxide emission from a tropical mangrove of eastern coast of India. *Atmospheric Environment*, 107, 95–106. doi:10.1016/j.atmosenv.2015.02.006

Chen, C.-T. A., Huang, T.-H., Chen, Y.-C., Bai, Y., He, X., & Kang, Y. (2013). Air–sea exchanges of CO<sub>2</sub> in the world’s coastal seas. *Biogeosciences*, 10(10), 6509–6544. doi.org/10.5194/bg-10-6509-2013

Chen, X., & Slater, L. (2016). Methane emission through ebullition from an estuarine mudflat: 1. A conceptual model to explain tidal forcing based on effective stress changes. *Water Resources Research*, 52(6), 4469–4485. doi:10.1002/2015wr018058

Castellón, S. E. M, Cattanio JH, Berredo JF, et al. (2021). Spatial and temporal variability of carbon dioxide and methane fluxes in an Amazonian estuary. *Int J Hydro.*; 5(6):327-337. doi:10.15406/ijh.2021.05.00294

Castellón, S. E. M., Cattanio, J. H., Berrêdo, J. F., Rollnic, M., Ruivo, M. D. L., and Noriega, C.: (2022). Greenhouse gas fluxes in mangrove forest soil in an Amazon estuary. *Biogeosciences*, 19, 5483–5497. doi.org/10.5194/bg-19-5483-2022

Cohen, M. C. L., & Lara, R. J. (2003). Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, 11(4), 223–231. doi:10.1023/a:1025007331075

Cohen, M. C. L., Lara, R. J., Smith, C. B., Angélica, R. S., Dias, B. S., & Pequeno, T. (2008). Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *CATENA*, 76(1), 70–77. doi:10.1016/j.catena.2008.09.009

Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., Behling, H., de Fátima Rossetti, D., França, M. C., Guimarães, J. T. F., Smith, C. B. (2012). Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*, 55, 50–58. doi:10.1016/j.quascirev.2012.08.0

Cohen, M. C. L., Camargo, P. M. P., Pessenda, L. C. R., Lorente, F. L., De Souza, A. V., Corrêa, J. A. M., ... Dietz, M. (2021). Effects of the middle Holocene high sea-level stand and climate on Amazonian mangroves. *Journal of Quaternary Science*, 36(6), 1013–1027. doi:10.1002/jqs.3343

Cole, J. J., Caraco, N. F., Kling, G. W., & Kratz, T. K. (1994). Carbon Dioxide Supersaturation in the Surface Waters of Lakes. *Science*, 265(5178), 1568–1570. doi:10.1126/science.265.5178.156

Da Cruz Miranda, M. C., De Fátima Rossetti, D., & Carlos Ruiz Pessenda, L. (2009). Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  and C/N. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 282(1-4), 19–31. doi:10.1016/j.palaeo.2009.08.004

De Andrade, C. L. N.; Celino, J. J.; Garcia, K. S.; Barbosa, R. M.; Escobar, N. F. C. (2012). Biogeoquímica Da Matéria Orgânica E Metais Em Um Manguezal Na Zona Estuarina Urbana, Bahia, Brasil. *Geonomos*, 20(2), 34-43. doi.org/10.18285/geonomos.v2i20.246

Estrada, G. C. D., et al. Allometric models for above-ground biomass estimation of the mangrove *Avicennia schaueriana*. *Hydrobiologia*, v. 734, p. 171-185, 2014.

Ferry, J. G. (1992). Biochemistry of Methanogenesis. *Critical Reviews in Biochemistry and Molecular Biology*, 27(6), 473–503. doi:10.3109/10409239209082570

França, C. F. de., Souza Filho, P. W. M. E., & El-Robrini, M. (2007). Análise faciológica e estratigráfica da planície costeira de Soure (margem leste da ilha de Marajó-PA), no trecho compreendido entre o canal do Cajuúna e o estuário Paracauari. *Acta Amazonica*, 37(2), 261–268. doi.org/10.1590/S0044-59672007000200013

França, M. C., Francisquini, M. I., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., Rossetti, D. F., Guimarães, J. T. F., & Smith, C. B. (2012). The last mangroves of Marajó Island — Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 187, 50–65. doi:10.1016/j.revpalbo.2012.08.007

França, M. C., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., Rossetti, D. F., Lorente, F. L., Buso Junior, A. Á., ... Macario, K. (2013). Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *CATENA*, 110, 59–69. doi:10.1016/j.catena.2013.06.011

Giri, C., Ochieng, E., Tieszen, L. L., Zhu, Z., Singh, A., Loveland, T., ... Duke, N. (2010). Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Global Ecology and Biogeography*, 20(1), 154–159. doi:10.1111/j.1466-8238.2010.00584.x

Gonçalves, A. S. C., Fernandes, M. B. E., Carvalho, M. L. (2006). Variação anual da produção de serapilheira em bosques de mangue no Furo Grande, Bragança, Pará. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, Belém, v. 1, n. 3, p. 35-42, ISSN 1981-8114

Hesslein, R. H. et al. Carbon dioxide partial pressure in the surface waters of lakes in Northwestern, Ontario and the MacKenzie Delta region, Canada. In: *SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GAS TRANSFER AT WATER SURFACES*. Vicksburg, USA: [s. n.], 1991. p. 413–431.

Hope, D., Billett, M. F., & Cresser, M. S. (1994). A review of the export of carbon in river water: Fluxes and processes. *Environmental Pollution*, 84(3), 301–324. doi:10.1016/0269-7491(94)90142-2

Hülse, D., Arndt, S., Daines, S., Regnier, P., & Ridgwell, A. (2018). OMEN-SED 1.0: a novel, numerically efficient organic matter sediment diagenesis module for coupling to Earth system models. *Geoscientific Model Development*, 11(7), 2649–2689. doi:10.5194/gmd-11-2649-2018

INMET. Série Histórica - Dados Mensais [WWW Document]. BDMEP - Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa. 2024.

INSTITUTO CHICO MENDES DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE (ICMBio): Atlas dos Manguezais do Brasil – Brasília: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, 2018. 176 p. ISBN 978-85-61842-75-8.

Kauffman, J. B., Bernardino, A. F., Ferreira, T. O., Giovannoni, L. R., de O. Gomes, L. E., Romero, D. J., ... Ruiz, F. (2018). Carbon stocks of mangroves and salt marshes of the Amazon region, Brazil. *Biology Letters*, 14(9), 20180208. doi:10.1098/rsbl.2018.0208

Katsman, R., Ostrovsky, I., Makovsky, Y. (2013) Methane bubble growth in fine-grained muddy aquatic sediment: insight from modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 377-378, pp. 336-346. doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.011

Kirschke, S., Bousquet, P., Ciais, P., Saunoy, M., Canadell, J. G., Dlugokencky, E. J., Bergamaschi, P., Bergmann, D., Blake, D. R., Bruhwiler, L., Cameron-Smith, P., Castaldi, S., Chevallier, F., Feng, L., Fraser, A., Heimann, M., Hodson, E. L., Houweling, S., Josse, B., Fraser, P. J., Krummel, P. B., Lamarque, J.-F., Langenfelds, R. L., Le Quéré, C., Naik, V., O'Doherty, S., Palmer, P. I., Pison, I., Plummer, D., Poulter, B., Prinn, R. G., Rigby, M., Ringeval, B., Santini, M., Schmidt, M., Shindell, D. T., Simpson, I. J., Spahni, R., Steele, L. P., Strode, S. A., Sudo, K., Szopa, S., van der Werf, G. R., Voulgarakis, A., van Weele, M., Weiss, R. F., Williams, J. E., and Zeng, G.: Three decades of global methane sources and sinks, *Nat. Geosci.*, 6, 813–823. doi.org/10.1038/ngeo1955, 2013.

Kristensen, E., & Alongi, D. M. (2006). Control by fiddler crabs (*Uca vocans*) and plant roots (*Avicennia marina*) on carbon, iron, and sulfur biogeochemistry in mangrove sediment. *Limnology and Oceanography*, 51(4), 1557–1571. doi:10.4319/lo.2006.51.4.1557

Kristensen, E. (2008). Mangrove crabs as ecosystem engineers; with emphasis on sediment processes. *Journal of Sea Research*, 59(1-2), 30–43. doi:10.1016/j.seares.2007.05.004

Kristensen, E., Penha-Lopes, G., Delefosse, M., Valdemarsen, T., Quintana, C., & Banta, G. (2012). What is bioturbation? The need for a precise definition for fauna in aquatic sciences. *Marine Ecology Progress Series*, 446, 285–302. doi:10.3354/meps09506

Lima, A. M. M., Oliveira, L. L., Fontinhas, R. L., Lima, R. J. S. (2005). Ilha do Marajó: Revisão histórica, hidroclimatologia, bacias hidrográficas e propostas de gestão. *Holos environment*, 5(1), 65-80. doi.org/10.14295/holos.v5i1.331

Linto, N., Barnes, J., Ramachandran, R., Divia, J., Ramachandran, P., & Upstill-Goddard, R. C. (2013). Carbon Dioxide and Methane Emissions from Mangrove-Associated Waters of the Andaman Islands, Bay of Bengal. *Estuaries and Coasts*, 37(2), 381–398. doi:10.1007/s12237-013-9674-4

Mariano Neto, M., & Silva, J. B. da. (2023). Estimativas Dos Estoque De Carbono Em Ecosystema De Manguezal No Brasil: Uma Revisão. *Geoambiente On-Line*, (45). ISSN 1679-9860

Matos, C. R. L., Berrêdo, J. F., Machado, W., Sanders, C. J., Metzger, E., & Cohen, M. C. L. (2020). Carbon and nutrients accumulation in tropical mangrove creeks, Amazon region. *Marine Geology*, 106317. doi:10.1016/j.margeo.2020.106317

Mcleod, E., Chmura, G. L., Bouillon, S., Salm, R., Björk, M., Duarte, C. M., Lovelock, C. E., Schlesinger, W. H., & Silliman, B. R. (2011). A blueprint for blue carbon: toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO<sub>2</sub>. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9(10), 552–560. doi:10.1890/110004

Menezes, R. A. A.; Medeiros, B. R. D. N.; de Paula, E. M. S. (2023). Evolução Espacial Da Vegetação De Manguezal Entre 1972 À 2020 Na Parte Nordeste Da Ilha Do Marajó (Amazônia Oriental – Brasil). *Revista GeoAmazônia*, 11(21), 94. 10.18542/geo.v11i21.14987

Novello, V. F., Campos, M. de C., Chiessi, C. M., Paula-Santos, G. M. de, Pessenda, L. C. R., Gomes, T. ., Cruz, F. W. da. (2021). Aplicação de isótopos estáveis de carbono no estudo das mudanças climáticas e ambientais. *Derbyana*, 42. doi.org/10.14295/derb.v42.735

Pendleton L, Donato DC, Murray BC, Crooks S, Jenkins WA, et al. (2012) Estimating Global “Blue Carbon” Emissions from Conversion and Degradation of Vegetated Coastal Ecosystems. *PLoS ONE* 7(9): e43542. doi:10.1371/journal.pone.0043542

Punwong, P., Selby, K., & Marchant, R. (2018). Holocene mangrove dynamics and relative sea-level changes along the Tanzanian coast, East Africa. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 212, 105–117. doi:10.1016/j.ecss.2018.07.004

Reef, R., Feller, I. C., & Lovelock, C. E. (2010). Nutrition of mangroves. *Tree Physiology*, 30(9), 1148–1160. doi:10.1093/treephys/tpq048

- Richey, J. E., Melack, J. M., Aufdenkampe, A. K., Ballester, V. M., & Hess, L. L. (2002). Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, 416(6881), 617–620. doi:10.1038/416617a
- Rodrigues, E., Cohen, M. C. L., Liu, K., Pessenda, L. C. R., Yao, Q., Ryu, J., Dietz, M. (2021). The effect of global warming on the establishment of mangroves in coastal Louisiana during the Holocene. *Geomorphology*, 381, 107648. doi:10.1016/j.geomorph.2021.107648
- Rossetti, D. F., Valeriano, M. M., Góes, A. M., & Thales, M. (2008). Palaeodrainage on Marajó Island, northern Brazil, in relation to Holocene relative sea-level dynamics. *The Holocene*, 18(6), 923–934. doi:10.1177/0959683608091798
- Rosentreter, J. A., Maher, D. T., Eler, D. V., Murray, R., & Eyre, B. D. (2018). Factors controlling seasonal CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions in three tropical mangrove-dominated estuaries in Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. doi:10.1016/j.ecss.2018.10.003
- Rovai AS, Twilley RR, Worthington TA and Riul P. (2022). Brazilian Mangroves: Blue Carbon Hotspots of National and Global Relevance to Natural Climate Solutions. *Frontiers in Forests and Global Change* 4:787533. doi: 10.3389/ffgc.2021.787533
- Saintilan, N., Rogers, K., Mazumder, D., & Woodroffe, C. (2013). Allochthonous and autochthonous contributions to carbon accumulation and carbon store in southeastern Australian coastal wetlands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 128, 84–92. doi:10.1016/j.ecss.2013.05.010
- Sahu, S. K., & Kathiresan, K. (2019). The age and species composition of mangrove forest directly influence the net primary productivity and carbon sequestration potential. *Biocatalysis and Agricultural Biotechnology*, 101235. doi:10.1016/j.bcab.2019.101235
- Sánchez-Rodríguez, J., Sierra, A., Jiménez-López, D., Ortega, T., Gómez-Parra, A., & Forja, J. (2022). Dynamic of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O in the Guadalquivir estuary. *Science of The Total Environment*, 805, 150193. doi:10.1016/j.scitotenv.2021.150193
- Shiau, Y.-J., & Chiu, C.-Y. (2020). Biogeochemical Processes of C and N in the Soil of Mangrove Forest Ecosystems. *Forests*, 11(5), 492. doi:10.3390/f11050492
- Smith, C. B., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., França, M. C., Guimarães, J. T. F., Rossetti, D. de F., & Lara, R. J. (2011). Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 168(1), 21–30. doi:10.1016/j.revpalbo.2011.09.008
- Smith, C. B., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., França, M. C., & Guimarães, J. T. F. (2012). Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Amazon Region. *CATENA*, 90, 26–38. doi:10.1016/j.catena.2011.10.002
- Souza Filho, P.W.M. & El-Robrini, M. (1996). Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da planície costeira Bragantina, nordeste do Pará, Brasil. *Geonomos*, 4 (2), 1-16. doi.org/10.18285/geonomos.v4i2.197

Souza Filho, P. W. M. (2005). Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(4), 427–435. doi:10.1590/s0102-261x2005000400006

Souza, C. R. de, Azevedo, C. P. de, Rossi, L. M. B., Silva, K. E. da, Santos, J. dos, & Higuchi, N. (2012). Dinâmica e estoque de carbono em floresta primária na região de Manaus/AM. *Acta Amazonica*, 42(4), 501–506. doi:10.1590/s0044-59672012000400007

Van, V. T., Michel, A., Aimé, J., & Cyril, M. (2019). Seasonal variability of CO<sub>2</sub> fluxes at different interfaces and vertical CO<sub>2</sub> concentration profiles within a *Rhizophora* mangrove forest (Can Gio, Viet Nam). *Atmospheric Environment*. doi:10.1016/j.atmosenv.2018.12.049

Ward, N. D., Bianchi, T. S., Medeiros, P. M., Seidel, M., Richey, J. E., Keil, R. G., & Sawakuchi, H. O. (2017). Where Carbon Goes When Water Flows: Carbon Cycling across the Aquatic Continuum. *Frontiers in Marine Science*, 4. doi:10.3389/fmars.2017.00007

Wang, C.; Zhao, X.; Chen, X.; Xiao, C.; Fan, X.; Shen, C.; Sun, M.; Shen, Z.; Zhang, Q. (2023). Variations in CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> Exchange in Response to Multiple Biophysical Factors from a Mangrove Wetland Park in Southeastern China. *Atmosphere*, 14 (5), 805. doi.org/10.3390/atmos14050805

Xiao, Y.; Li, C.; Li, C.; Wang, Y.; Sun, P. et al. (2024). International Mangrove Carbon Sink Research Analysis. *Regional Studies in Marine Science*, 77, 103681. doi.org/10.1016/j.rsma.2024.103681