



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**TESE DE DOUTORADO Nº 118**

**EVOLUÇÃO DOS PÂNTANOS DA REGIÃO CENTRAL DA  
PENÍNSULA DE BRAGANÇA-PA DE ACORDO COM AS  
MUDANÇAS DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O  
HOLOCENO**

**Tese apresentada por:**

**PALOMA MARIA PINTO CAMARGO**

**Orientador: Prof. Dr. José Augusto Martins Corrêa (UFPA)**

---

**BELÉM  
2016**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

---

Camargo, Paloma Maria Pinto, 1985 -

Evolução dos pântanos da região central da península de Bragança-PA de acordo com as mudanças do nível relativo do mar durante o Holoceno / Paloma Maria Pinto Camargo. – 2016.

xv, 106 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: José Augusto Martins Corrêa

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

1. Mudanças Climáticas - Pará. 2. Fácies (Geologia).  
3. Isótopos. 4. Datação por radiocarbono. 5. Palinologia.  
I. Título.

CDD 22. ed. 551.698115

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**EVOLUÇÃO DOS PÂNTANOS DA REGIÃO CENTRAL DA  
PENÍNSULA DE BRAGANÇA-PA DE ACORDO COM AS  
MUDANÇAS DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O  
HOLOCENO**

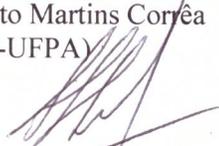
**TESE APRESENTADA POR**  
**PALOMA MARIA PINTO CAMARGO**

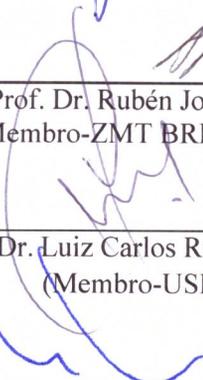
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutora em Ciências na Área de  
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

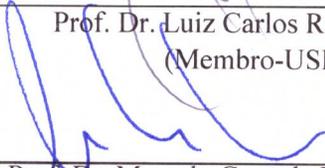
Data de Aprovação: 07 / 12 / 2016

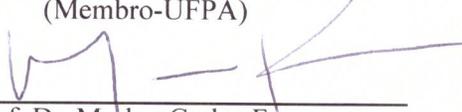
Banca Examinadora:

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. José Augusto Martins Corrêa  
(Orientador-UFPA)

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Rubén José Lara  
(Membro-ZMT BREMEN)

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda  
(Membro-USP)

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen  
(Membro-UFPA)

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Maílton Carlos França  
(Membro-UFPA)

## **Dedicatória**

*Dedico este trabalho ao meu amado filho  
Miguel e aos meus pais Maria e Sebastião (in  
memoriam)*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, pelas bênçãos e proteção concedidas e, à minha família pelo apoio incondicional durante essa jornada acadêmica.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. José Augusto Martins Corrêa (UFPA) pela oportunidade, sugestões e paciência, ao Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA) e Prof. Dr. Marlon Carlos França (IFPA), por todo o conhecimento científico, por todas as discussões e sugestões, por toda orientação nas atividades de campo, coleta dos testemunhos, atividades de laboratório, além dos incentivos diários para a composição deste e dos futuros trabalhos.

Aos Professores Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda (USP) por direcionar e contribuir com a pesquisa, Dr. Rômulo Simões Angélica (UFPA) pelo incentivo em momento crucial, sem o qual a pesquisa não teria sido retomada.

Aos amigos Érika, Wilson, Samuel, Liliane, Laís, Wilson, Jaine, Edson, Caio, Leiliane pelo apoio no trabalho e por tornarem o dia-a-dia na UFPA mais agradável, aos da UFRA Helen e Adriane por permanecerem ao meu lado auxiliando e torcendo. À Cleida Freitas pela amizade e eficiência profissional nos assuntos do PPGG/UFPA.

À Universidade Federal do Pará (Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica), pela disponibilidade de espaço, laboratórios e apoio financeiro.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Pará (FAPESPA), pelo apoio financeiro e concessão de bolsa de estudos.

Ao Centro de Energia Nuclear Aplicado à Agricultura (CENA-USP) e Laboratório de  $^{14}\text{C}$ .

Aos Laboratórios da UFPA de Oceanografia Química (LOQ), Análises Químicas, Pará-ISO, Difração de Raios X, Microscopia Eletrônica de Varredura, Sedimentologia e ao Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará (LADIC).

Agradeço novamente de forma especial à minha família, que diante de tantas dificuldades enfrentadas durante esses anos, teve forças para me ajudar a continuar e ao Programa de Pós-Graduação pela compreensão e incentivo.

Muito obrigada!

*Energia e matéria ciclam*

*Nome e vida são singulares*

*E o que resta?*

*O caminho que se percorreu*

## RESUMO

Esta pesquisa integra dados de geomorfologia, feições sedimentares, pólen, diatomáceas, isótopos, mineralogia, análises químicas e datações C-14 obtidos de testemunhos da Península de Bragança, litoral do Pará. Os dados polínicos indicam que a zona central e topograficamente mais elevada da Península de Bragança foi uma área dominada por manguezais, com ampla expansão de árvores de *Avicennia*, presença de diatomáceas marinhas, uma tendência de aumento de matéria orgânica sedimentar de origem estuarina e uma assembleia mineralógica formada principalmente por pirita e hematita típica de sedimentos redutores de manguezais entre >6300 e ~4900 cal anos AP. Entre 4900 e 4300 cal anos AP houve uma zona estéril, sem pólen que pode ser interpretada como um brusco desaparecimento da vegetação costeira (manguezal e pântanos salgados). Nesse intervalo ocorrem ainda espécies de diatomáceas marinhas e estuarinas, assim como um aumento na contribuição de matéria orgânica sedimentar de origem marinha e um desaparecimento de minerais tipicamente formados em ambientes redutores. No Holoceno tardio (<4300 cal anos AP), o local de estudo foi recolonizado por ervas com árvores de *Avicennia* restritas às bordas da planície herbácea e uma significativa tendência de aumento da contribuição de matéria orgânica de origem terrestre (plantas C4), além da presença de resíduos de diatomáceas de água doce. A composição mineralógica é formada principalmente por minerais típicos de ambientes expostos a intensa evaporação. Nas últimas décadas existe uma tendência de migração dos manguezais por sobre superfícies mais elevadas ocupadas por ervas de metabolismos C3 e C4, assim como um aumento na contribuição de matéria orgânica de origem estuarina e uma tendência de incremento nas concentrações de Sr na superfície (últimos 10 cm). Tais dados sugerem fortemente uma dinâmica dos manguezais e pântanos salgados controlados principalmente pela variação do nível relativo do mar. Provavelmente, o aumento do nível relativo do mar pós-glacial contribuiu significativamente para a implantação e expansão dos manguezais na Península de Bragança com grande impacto na expansão de árvores de *Avicennia*, diatomáceas marinhas/estuarinas, aumento na contribuição de matéria orgânica de origem estuarina e favorecimento de ambientes adequados para a precipitação por exemplo de pirita. Entre 4900 e 4300 cal anos AP, provavelmente o nível relativo do mar continuou aumentando. Isso causou um aumento na contribuição de espécies de diatomáceas marinhas/estuarinas e matéria orgânica de origem marinha, porém o contínuo aumento do nível relativo do mar na área de estudo afogou os manguezais e vegetações associadas, causando o desaparecimento desses pântanos do local de estudo, e, conseqüentemente, desfavorecimento das condições de anoxia do substrato que inviabilizou a precipitação de minerais formados por S e Fe. Após 4300 anos, houve um aumento na contribuição de matéria orgânica de origem de plantas C4 terrestre, assim como a presença de fragmentos de diatomáceas de água doce. A composição mineralógica sugere um ambiente árido tipo *sabkha*. Tais dados sugerem uma diminuição no nível relativo do mar que causou a recolonização por ervas de metabolismos principalmente C4 com presença de árvores de *Avicennia* apenas nos setores topograficamente mais baixos da planície herbácea. Considerando as últimas décadas, a migração das árvores de *Avicennia* em direção aos campos herbáceos, assim como a tendência de aumento de matéria orgânica de origem estuarina e nas concentrações de Sr para o topo do testemunho analisado sugerem um aumento no nível relativo do mar.

**Palavras-Chave:** Carbono-14, Diatomáceas, Fácies sedimentares, Isótopos, Mudanças Climáticas, Palinologia, Pântano salino.

## ABSTRACT

This work integrates data from geomorphology, sedimentary features, pollen, diatom, isotopes, mineralogy, chemical analysis and C-14 datings obtained of sediment cores sampled from Bragança Península, Pará littoral. The pollen data indicate that central and topographically higher area of Bragança Peninsula was an area dominated by mangroves, with wide expansion of *Avicennia* trees, marine diatom, an increased trend of sedimentary organic matter sourced from estuarine algae, and a mineralogical composition mainly formed by pyrite and hematite, typical of mangrove anoxic sediments between > 6300 and 4900 cal yr BP. Between 4900 and 4300 cal yr BP occurs a without pollen zone, but along this interval takes place marine diatom, an increase of sedimentary organic matter sourced from marine algae and the absence of minerals formed by Fe and S. In the late Holocene (<4300 cal yr BP), the study site was recolonised mainly by herbs with *Avicennia* trees restricted to border of the herbaceous plain, presence of freshwater diatom remains and a significant increase trend in contribution of sedimentary organic matter of terrestrial origin (C4 plants). Precipitated minerals from environments under intense evaporation form the mineralogical composition. In recent decades, there is a mangrove migration to elevated surfaces occupied by herbs (C4 and C3 terrestrial plants), and an increase of sedimentary organic matter sourced from estuarine algae. An upward increase in the Sr concentration occurs along the last 10 cm. These data suggest a mangrove and salt marshes dynamic mainly controlled by the relative sea level changes. Probably, post-glacial sea level rise contributed to the establishment and expansion of mangroves in the Bragança Peninsula with great impact on the expansion of *Avicennia* trees and marine diatoms, an increase of sedimentary organic matter sourced from estuarine algae. This environment favors the mineral precipitation for instance of pyrite. Between 4900 and 4300 cal yrs BP, the continuous relative sea level rise causes the increase of marine/estuarine diatoms and the contribution of sedimentary organic matter sourced from marine algae. However, it caused the drowning of mangrove and associated vegetation, and consequently its disappearance from the study area, as well as the environmental conditions for sulfides precipitation. After 4300 cal yrs BP, the increase of sedimentary organic matter sourced from C4 terrestrial plants and freshwater diatoms suggest a relative sea level fall. The mineralogical composition suggests an arid environment, such as a *sabkha*. This process caused the recolonization of herbs (mainly C4 plants) in the topographically highest area of studied peninsula and *Avicennia* trees surrounding this herbaceous plain. Considering the last decades, the *Avicennia* trees migration to elevated herbaceous fields, the increase trend of organic matter sourced from estuarine algae and the increase in concentration of Sr during the last 10 cm suggest a modern relative sea level rise.

**Keywords:** Carbon-14, Climate changes, Diatom, Isotopes, Sedimentary facies, Palynology, Salt marsh.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1</b>	Localização da área de estudo, em destaque o campo salgado	<b>4</b>
<b>Figura 2</b>	Bosque de <i>Avicennia</i> , vegetação típica do manguezal às margens do campo salgado	<b>5</b>
<b>Figura 3</b>	Vegetação herbácea característica do campo salgado	<b>6</b>
<b>Figura 4</b>	Localização dos perfis coletados	<b>9</b>
<b>Figura 5</b>	Fotografia de um dos pontos de coleta caracterizado por campo herbáceo, com a utilização de um Trado-Russo	<b>10</b>
<b>Figura 6</b>	Testemunho no momento da coleta, posteriormente acomodado em cano pvc e resfriado a 4°C	<b>11</b>
<b>Figura 7</b>	Réguas utilizadas para a obtenção da informação sobre o nível máximo da maré equinocial	<b>12</b>
<b>Figura 8</b>	Mapa topográfico com a localização dos pontos de coleta e curvas de nível topográfico	<b>13</b>
<b>Figura 9</b>	Confecção de lâminas para contagem polínica	<b>17</b>
<b>Figura 10</b>	Distribuição geográfica global das áreas de manguezal (ha) por país. Fonte: FAO (2003)	<b>25</b>
<b>Figura 11</b>	Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C3, C4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton, 1996 (Retirado de França, 2010)	<b>42</b>
<b>Figura 12</b>	Valores de $\delta^{13}C$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha (modificado de Lamb <i>et al.</i> 2006, Meyers 2003, Wilson <i>et al.</i> 2005)	<b>43</b>
<b>Figura 13</b>	<i>Avicennia</i> de pequeno porte crescendo dentro da planície herbácea.	<b>46</b>
<b>Figura 14</b>	Imagem retratando o avanço da área de manguezal sobre a planície herbácea.	<b>47</b>
<b>Figura 15</b>	Perfil P2, onde se observa os principais horizontes identificados	<b>50</b>
<b>Figura 16</b>	Tapetes microbianos presentes em sistemas sedimentares evaporíticos. “Petees” são os padrões poligonais visíveis na superfície do tapete	<b>51</b>
<b>Figura 17</b>	Isolinhas de salinidade para a planície herbácea durante a estação chuvosa	<b>52</b>
<b>Figura 18</b>	Isolinhas de salinidade para a planície herbácea durante a estação seca	<b>53</b>
<b>Figura 19</b>	Diagramas de Scatter e Schoeller indicando a contribuição das águas para a planície herbácea	<b>54</b>

<b>Figura 20</b>	Halitas sendo neoformadas com a evaporação da água remanescente da planície herbácea	<b>55</b>
<b>Figura 21</b>	Exemplo de difratograma da amostra da profundidade 150 cm do testemunho CA	<b>56</b>
<b>Figura 22</b>	Exemplo de difratograma identificando os principais minerais encontrados em testemunhos amostrados da planície herbácea (Qtz = quartzo, Kln = caulinita, Ph = polihalita, Hl = halita)	<b>56</b>
<b>Figura 23</b>	Exemplo de difração identificando os principais minerais encontrados no perfil CA nas profundidades 240-250 cm, 230-240 cm, 200-210 cm e 150-160 cm. (Qtz = quartzo, Kln = caulinita, Py = pirita, Hl = halita, T = anatásio, Hm = hematita, Gy = gipso)	<b>57</b>
<b>Figura 24</b>	EDS dos pontos 1 e 2 indicando a presença de sulfato de cálcio e cloreto de sódio, amostra coletada na superfície da planície herbácea	<b>58</b>
<b>Figura 25</b>	<i>Avicennia</i> sp. e as algas submersas que cobrem a área dos perfis PA	<b>60</b>
<b>Figura 26</b>	Mobilidade dos cátions trocáveis $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{K}^+$ , $\text{Mg}^{2+}$ e $\text{Na}^+$ do perfil PA1, considerando o período sazonal e a profundidade. Notar que foi utilizado a razão dos cátions sobre o Al, devido a baixa mobilidade deste elemento	<b>61</b>
<b>Figura 27</b>	Mobilidade dos cátions trocáveis $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{K}^+$ , $\text{Mg}^{2+}$ e $\text{Na}^+$ do perfil PA2, considerando o período sazonal e a profundidade	<b>61</b>
<b>Figura 28</b>	Cristais de halita, observados em folhas de <i>Avicennia</i>	<b>62</b>
<b>Figura 29</b>	Ervas que cobrem a área dos perfis PB	<b>64</b>
<b>Figura 30</b>	Mobilidade dos cátions trocáveis $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{K}^+$ , $\text{Mg}^{2+}$ e $\text{Na}^+$ do perfil PB1, considerando o período sazonal e a profundidade. Notar que foi utilizado a razão dos cátions sobre o Al, devido a estabilidade deste elemento	<b>66</b>
<b>Figura 31</b>	Mobilidade dos cátions trocáveis $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{K}^+$ , $\text{Mg}^{2+}$ e $\text{Na}^+$ do perfil PB2, considerando o período sazonal e a profundidade. Notar que foi utilizado a razão dos cátions sobre o Al, devido a estabilidade deste elemento	<b>67</b>
<b>Figura 32</b>	Diagramas de comparações geoquímicas entre as amostras do solo na planície herbácea (transecto A e B) e os sedimentos coletados no estuário do Rio Marapanim (Berrêdo, 2006)	<b>71</b>
<b>Figura 33</b>	Apresentação dos resultados do perfil CA, mostrando as variações ocorridas com a profundidade na sedimentação, fácies, grupos ecológicos e variáveis geoquímicas	<b>72</b>

<b>Figura 34</b>	Apresentação dos resultados do perfil PA, mostrando as variações ocorridas com a profundidade na sedimentação, fácies, grupos ecológicos e variáveis geoquímicas	<b>72</b>
<b>Figura 35</b>	Apresentação dos resultados do perfil PB, mostrando as variações ocorridas com a profundidade na sedimentação, fácies, grupos ecológicos e variáveis geoquímicas	<b>73</b>
<b>Figura 36</b>	Apresentação dos grupos ecológicos encontrados no perfil CA	<b>75</b>
<b>Figura 37</b>	Apresentação dos grupos ecológicos encontrados no perfil PA	<b>76</b>
<b>Figura 38</b>	Apresentação dos grupos ecológicos encontrados no perfil PB	<b>76</b>
<b>Figura 39</b>	Diagrama ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para a facie sedimentar (A) planície de maré ocupada por manguezal/ervas, com a interpretação de acordo com Lamb et al. (2006), Meyers (2003) and Wilson et al. (2005)	<b>77</b>
<b>Figura 40</b>	Diagrama ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para a facie sedimentar (B)	<b>78</b>
<b>Figura 41</b>	Diagrama ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para a associação de fácies (C) planície de maré colonizada por ervas, com a interpretação de acordo com Lamb et al. (2006), Meyers (2003) and Wilson et al. (2005)	<b>80</b>
<b>Figura 42</b>	Divisão das associações de fácies com o tempo de duração nos três testemunhos coletados	<b>81</b>
<b>Figura 43</b>	Modelo proposto para a evolução da planície herbácea e manguezais da região central da Península de Bragança durante os últimos 6300 cal anos AP	<b>88</b>

**LISTA DE TABELAS**

<b>Tabela 1</b>	Principais unidades morfológicas da área de estudo, suas subunidades e área de abrangência (Souza Filho, 1995).	<b>7</b>
<b>Tabela 2</b>	Área da planície herbácea ao longo dos anos, a perda representa o avanço do manguezal sobre a planície herbácea.	<b>48</b>
<b>Tabela 3</b>	Valores obtidos na análise química dos perfis PA1 e PA2. Os valores de condutividade elétrica (CE) estão em $\mu\text{S/cm}$ no período das chuvas e em $\text{mS/cm}$ na estiagem.	<b>59</b>
<b>Tabela 4</b>	Teores totais dos elementos em %-peso.	<b>63</b>
<b>Tabela 5</b>	Valores obtidos na análise química dos perfis PB1 e PB2. Os valores de condutividade elétrica estão em $\mu\text{S/cm}$ no período das chuvas e em $\text{mS/cm}$ na estiagem.	<b>65</b>
<b>Tabela 6</b>	Teores totais dos elementos em %-peso.	<b>68</b>
<b>Tabela 7</b>	Comparação entre a composição química de manguezais, campo salgado e folhelhos.	<b>70</b>
<b>Tabela 8</b>	Descrição das características das três associações de fácies encontradas	<b>74</b>

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA .....	iv
AGRADECIMENTOS .....	v
EPÍGRAFE .....	vi
RESUMO .....	vii
ABSTRACT .....	ix
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Apresentação .....</b>	<b>1</b>
<b>1.2 Área de Estudo .....</b>	<b>3</b>
1.2.1 <i>Localização</i> .....	3
1.2.2 <i>Clima e Marés</i> .....	4
1.2.3 <i>Vegetação</i> .....	5
1.2.4 <i>Aspectos geológicos e solo</i> .....	6
<b>1.3 Objetivos .....</b>	<b>8</b>
1.3.1 <i>Objetivo geral</i> .....	8
1.3.2 <i>Objetivos específicos</i> .....	8
<b>2 MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>8</b>
<b>2.1 Campo .....</b>	<b>8</b>
<b>2.2 Acondicionamento das amostras .....</b>	<b>9</b>
<b>2.3 Datação por <sup>14</sup>C .....</b>	<b>11</b>
<b>2.4 Análise topográfica e DEM .....</b>	<b>11</b>
<b>2.5 Análise da água intersticial .....</b>	<b>13</b>
<b>2.6 Descrição de fácies e análise granulométrica dos sedimentos .....</b>	<b>13</b>
<b>2.7 Pré tratamento das amostras de sedimentos para .....</b>	<b>13</b>
<b>análise de <math>\delta^{13}\text{C}</math> e <math>\text{C}_{\text{total}}</math></b>	
<b>2.8 Pré tratamento das amostras de sedimentos para .....</b>	<b>14</b>
<b>análise de <math>\text{N}_{\text{total}}</math></b>	
<b>2.9 Métodos Palinológicos .....</b>	<b>14</b>
2.9.1 <i>Processamento das amostras</i> .....	14
2.9.2 <i>Tratamento com ácido clorídrico (HCl)</i> .....	15
2.9.3 <i>tratamento com ácido fluorídrico concentrado (HF)</i> .....	16
2.9.4 <i>Tratamento com ácido acético glacial (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>)</i> .....	16
2.9.5 <i>Tratamento com acetólise</i> .....	16
2.9.6 <i>Montagem de lâminas para microscopia</i> .....	17
2.9.7 <i>Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos</i> .....	17
2.9.8 <i>..</i> .....	18
<b>2.10 Análise mineralógica .....</b>	<b>18</b>
<b>2.11 Análise por microscopia eletrônica de varredura .....</b>	<b>18</b>
<b>2.12 Análises Químicas .....</b>	<b>19</b>
<b>3 REVISÃO LITERARIA .....</b>	<b>24</b>
<b>3.1 Manguezais .....</b>	<b>24</b>
<b>3.2 Campos salgados .....</b>	<b>25</b>
<b>3.3 Fatores que determinam o estabelecimento dos manguezais .....</b>	<b>27</b>
<b>3.4 Ciclo de Milankovitch e as mudanças climáticas no Holoceno .....</b>	<b>28</b>
<b>3.5 Mudanças no nível relativo do mar e a influência .....</b>	<b>29</b>
<b>na dinâmica da zona costeira</b>	
<b>3.6 Efeito da inundação sobre os nutrientes no solo .....</b>	<b>35</b>

<b>3.7 Efeito do aumento da salinidade da água intersticial</b> .....	<b>38</b>
<b>3.8 Parâmetros para a avaliação da evolução do campo salgado bragantino</b> .....	<b>39</b>
3.8.1 <i>Geoquímica</i> .....	39
3.8.2 $\delta^{13}C$ <i>da matéria orgânica sedimentar e da vegetação</i> .....	41
3.8.3 <i>Relação C/N</i> .....	42
3.8.4 <i>Datação por <math>^{14}C</math></i> .....	43
3.8.5 <i>Palinologia</i> .....	44
<b>4 RESULTADOS</b> .....	<b>45</b>
<b>4.1 Geomorfologia e vegetação</b> .....	<b>45</b>
<b>4.2 Morfologia do solo</b> .....	<b>49</b>
<b>4.3 Salinidade da água intersticial</b> .....	<b>51</b>
<b>4.4 Mineralogia</b> .....	<b>55</b>
4.4.1 <i>Planície herbácea e manguezal</i> .....	55
<b>4.5 Análise química da planície de maré ocupada por manguezal</b> .....	<b>58</b>
4.5.1 <i>Elementos disponíveis na estação seca e chuvosa</i> .....	58
4.5.2 <i>Caracterização geoquímica (teores totais dos elementos)</i> .....	62
<b>4.6 Análise química da pplanície de maré ocupada por ervas</b> .....	<b>64</b>
4.6.1 <i>Elementos disponíveis na estação seca e chuvosa</i> .....	64
4.6.2 <i>Caracterização geoquímica (teores totais dos elementos)</i> .....	67
<b>4.7 Fácies, descrição polínica, diatomáceas e valores isotópicos dos testemunhos</b> .....	<b>71</b>
<b>5 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO</b> .....	<b>80</b>
<b>6 CONCLUSÃO</b> .....	<b>89</b>
<b>7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>91</b>

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1. Apresentação

O clima e a variação do nível do mar são os agentes mais importantes para as transformações que ocorrem em ambientes costeiros. Ao longo dos últimos 100 anos, o nível médio do mar global aumentou cerca de 1-2 mm/ano (Görnitz, 1995), e as previsões indicam que nível do mar deve aumentar segundo taxas entre 1,8 e 2,4 mm/ano até o final desse século (Church et al., 2013).

Há diversos estudos sobre a dinâmica dos manguezais, destacando o litoral sudeste e nordeste brasileiro (Amaral *et al.* 2006, Barreto *et al.* 2007, Barth *et al.* 2010) e o litoral norte, estado do Pará e Amapá (Behling *et al.* 2001, Behling *et al.* 2004, Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2005a, Lara & Cohen 2009, Cohen *et al.* 2009, Guimarães *et al.* 2012, Smith *et al.* 2011, 2012). Estes estudos indicam mudanças geomorfológicas e da vegetação causadas por variações do nível do mar durante o Holoceno.

O litoral norte é caracterizado por apresentar uma descarga fluvial do Amazonas e demais rios da região que pode funcionar como amortecedor das variações eustáticas do nível do mar (Mörner 1999, Cohen *et al.* 2005b). Além disso, as variações na descarga fluvial, fruto de alterações na quantidade de chuva na região, podem também afetar a salinidade das águas das marés que inundam as planícies de maré lamosas.

Cohen et al. (2005) propuseram que o nível relativo do mar se encontra estável desde 5.100 anos AP. Tal estabilidade permitiu a expansão dos manguezais na Península de Bragança, e, provavelmente entre 1.800 e 1.400 anos AP ocorreu um rebaixamento máximo do nível do mar, em torno de 1 m abaixo do nível atual, seguido de um aumento gradual até 1.000 anos AP. Portanto, entre 5.100 e 1.000 anos AP o nível relativo do mar em Bragança, provavelmente, nunca superou o atual. Nos últimos 1.000 anos importantes decidas no nível relativo do mar na Península de Bragança foram identificados e associados a chamada Pequena Idade do Gelo (Cohen et al., 2005).

Considerando o nordeste do Pará, onde está localizada a Península de Bragança, foi observado com base em uma análise espaço temporal de imagens de satélite em um intervalo de 35 anos, que as florestas de mangue estão migrando para setores mais elevados, sobre os campos salgados e recuando ao longo da linha de costa, sugerindo uma reação ao aumento da frequência de inundação, que segue uma tendência mundial,

causada pelo aumento da temperatura e recuo das geleiras nas últimas décadas (Cohen & Lara, 2003).

Os campos salgados são áreas planas de abundante vegetação herbácea e arbustiva, periodicamente inundadas pela água da maré com lenta inundação e escoamento de águas salobras. São encontrados em praticamente todas as latitudes, mas, geralmente, nos trópicos, estão associados aos manguezais (Pennings & Bertness, 2001). Os campos salgados e planícies de maré estão morfologicamente relacionados aos sistemas costeiros, onde a deposição de sedimentos prevalece sobre a erosão (Pethick, 1992). A extensão dos pântanos salgados é governada pela exposição da maré favorável para o desenvolvimento de uma vegetação halophita (Zedler & Beare, 1986). Eles tendem a ocupar zonas topograficamente mais elevadas e são considerados o estágio final no processo de preenchimento das depressões costeiras (Frey & Basan, 1985). Além disso, eles podem migrar para planícies de maré pre-existentes. Por esse processo, as características morfológicas e geoquímicas podem ser transferidas de um ambiente para outro (Cohen & Lara, 2003).

A topografia dos campos salgados da Península de Bragança encontra-se acima de 3,6 m acima do nível médio do mar, enquanto que a amplitude de maré é de 4m, permitindo grandes variações da salinidade entre a estação seca e a chuvosa, além de diferenciação da vegetação baseada na tolerância ao sal (bosques de mangue adjacentes, gramíneas e *Avicennia*). Dentro de uma faixa de variação topográfica de 20 cm, esses pântanos apresentam importantes mudanças com árvores de *Avicennia* nas partes mais baixas para *Sesuvium* em zonas mais elevadas. Durante a estação seca a salinidade aumenta para 90‰, mostrando a sensibilidade ambiental às mudanças na frequência de inundação (Cohen & Lara, 2003). Segundo Ponnampertuma (1972), a inundação é responsável por importantes alterações físico-químicas nestes solos, tais como a queda do potencial redox, o aumento dos valores de pH, mudanças drásticas no equilíbrio de minerais e na dinâmica de elementos como o ferro e o enxofre, o que resulta em fortes mudanças nas condições químicas do ambiente.

Adicionalmente, estudos biogeoquímicos realizados nos manguezais da Península de Bragança indicaram que a composição das espécies muda através das zonas de inundação da maré com *Avicennia germinans* dominando na parte mais elevada da zona de intermaré, onde a frequência de inundação encontra-se entre 41 e 67 dias.ano<sup>-1</sup>, enquanto que um manguezal misturado com *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa* e *A. germinans* ocorre em partes mais baixas da zona de intermaré com valores de

frequência de inundação entre 124 e 162 dias.ano<sup>-1</sup>. Os baixos valores de frequência de inundação causam elevados níveis de Eh (200 mV) nas partes elevadas da zona de intermaré quando comparadas com as zonas mais baixas onde o Eh varia entre 0 e 100 mV. A frequências de inundação da maré apresenta uma significativa correlação positiva com o fósforo extraível (disponível para a atividade biológica) ( $r=0,89$ ;  $p=0,05$ ) e uma negativa associação com o Eh ( $r=-0,75$ ;  $p=0,05$ ). Esse estudo comprovou que o Eh e o fósforo extraível são influenciados pela inundação da maré. Portanto, o regime de inundação da maré, salinidade da água intersticial e a dinâmica do P nos sedimentos parecem influenciar a estrutura das florestas de mangue (Mendoza et al., 2011).

Slavich et al. (1999) desenvolveram um índice de salinidade para avaliar o impacto da inundação sobre a saúde da vegetação numa planície salina. Este índice refletiu o impacto das sucessivas inundações por água salina no solo, e indicou que ele é fortemente dependente da dinâmica de inundação, e pode ser usado como uma ferramenta de gestão dentro de um Sistema de Informação Geográfica-SIG.

O estudo das conexões entre as características de distribuição espacial da vegetação com a salinidade e frequência de inundação é importante para o entendimento da dinâmica do ambiente, pois as reações desses pântanos costeiros às flutuações do nível do mar e mudanças climáticas são vitais para a compreensão do arcabouço geobotânico atual e do passado no litoral Norte do Brasil e para a previsão da evolução dos manguezais e vegetações associadas segundo as taxas de aumento do nível do mar e precipitação para o final desse século (Marengo, 2006).

Portanto, a estrutura do campo salgado é altamente dependente da dinâmica de inundação, que pode ser estimada pela topografia da bacia fluvial, além da salinidade e regime das marés (Lara & Cohen,2006). Estudos voltados para a dinâmica dos campos salgados ainda carecem de investigações sobre as modificações biogeoquímicas ocorridas nos sedimentos associadas as mudanças nos regimes de inundação e salinidade das águas intersticiais.

## **1.2.Área de Estudo**

### *1.2.1. Localização*

O litoral NE do Pará perfaz 600 km de extensão, indo desde a foz do Rio Pará até a foz do Rio Gurupi, neste contexto encontramos a Planície Costeira Bragantina estendendo-se desde a Ponta do Maiaú até a foz do Rio Caeté. Esta zona tem uma área de

aproximadamente 1.570 km<sup>2</sup>, com 40 km de linha de costa, e esta é extremamente irregular e recortada, com inúmeras baías e estuários (Souza Filho, 2000).

A área de estudo está inserida na planície costeira de Bragança, entre as coordenadas: 00°90'25" – 00°92'75" S e 46°70'75" – 46°70'25" W (figura 1).

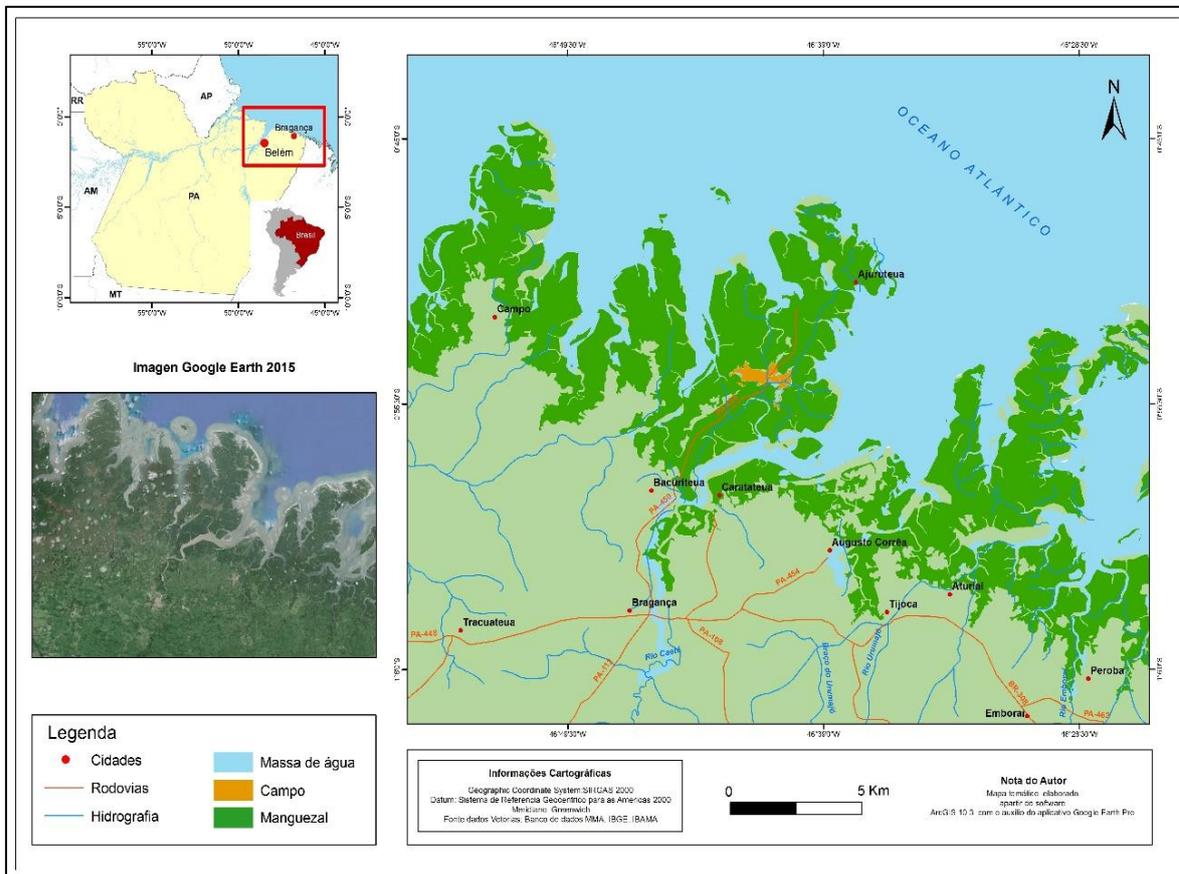


Figura 1- Localização da área de estudo, em destaque o campo salgado.

### 1.2.2. Clima e Marés

A região bragantina apresenta um clima tropical quente e úmido do tipo Am2, de acordo com a classificação de Köppen, citado por Martorano et al. (1993). Caracteriza-se por apresentar um período chuvoso bem acentuado nos meses de dezembro a maio e uma estação menos chuvosa nos meses de junho a novembro, com a precipitação pluviométrica média anual variando de 2.500 a 3.000 mm, enquanto a umidade relativa está entre 80 e 91%. A temperatura média anual é, aproximadamente, de 25,7 °C variando ao longo do ano de 20,4 °C a 32,8°C (Martorano et al. 1993).

Na região predominam os ventos alísios de NE, com velocidades médias de 7,9 m/s, principalmente entre os meses de dezembro e maio. Esses ventos são, geralmente, precedidos de calma e, quase sempre, acompanhados de rajadas violentas e chuvas

intensas. Entre os meses de junho e novembro, predominam os ventos de E e SE, com intensidades moderadas (Silva, 2001).

Nesta área predominam as macromarés semidiurnas, com altura média de 4,8 m e alturas máximas superiores a 5,5 m, durante as marés equinociais de sizígia (DHN, 2015). As principais correntes que atuam no litoral paraense são as correntes de maré e, secundariamente, as correntes litorâneas resultantes da chegada das ondas na costa que são responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma continental para o litoral (Alves 2001).

### 1.2.3. Vegetação

Sobre o planalto costeiro ocorrem as florestas secundárias e formações pioneiras, enquanto que sobre a planície costeira ocorrem os manguezais, campos herbáceos e campos arbustivos (Souza Filho & El-Robrini 1998).

A vegetação de mangue (figura 2) ocupa toda a Planície Costeira de Bragança, penetrando em direção ao continente ao longo dos canais estuarinos. Esta vegetação ocorre nas áreas com influência de águas salinas e salobras, sendo constituídas somente por comunidades típicas, como *Rhizophora*, *Avicennia*, *Eleocharis* e *Laguncularia* (Lara, 2003). A cobertura vegetal desta região é caracterizada por um denso bosque de mangue e uma grande diversidade de ambientes sedimentares que incluem planícies de marés, campos salgados, cheniers, campos de dunas e outros (Souza Filho & Paradella 2003).



Figura 2- Bosque de *Avicennia*, vegetação típica do manguezal às margens do campo salgado.

A vegetação herbácea (figura 3) ocupa áreas alagadas com influência pluvial e de águas salobras, estando representada pelos campos salgados vegetados, que têm como vegetação predominante *Eleocharis geniculata*, *Fimbristylis spadicea* (Cyperaceae) e *Sporobolus virginicus* (Poaceae).



Figura 3- Vegetação herbácea característica do campo salgado.

#### 1.2.4. Aspectos Geológicos e Solo

Souza Filho (1995) compartimentou a Planície Costeira Bragantina nos seguintes domínios morfológicos ao levar em consideração suas características sedimentológicas, forma, vegetação e processos físicos dominantes: (1) Planalto Costeiro, (2) Planície Aluvial, (3) Planície Estuarina e (4) Planície Costeira. Essas unidades e suas respectivas subunidades estão sintetizadas na tabela 1.

Os sedimentos da formação Barreiras (Terciário), de grande expressão na região, e os depósitos holocênicos são as principais unidades geológicas da área. Apresentam relevo levemente ondulado, que acompanha o litoral paraense até a cidade de São Luís (Maranhão), e estão em forma de falésias ativas sobre a Formação Pirabas (Silva, 1998). Estas podem constituir falésias inativas dispostas no interior da planície costeira. A Formação Barreiras é constituída por sedimentos clásticos, com litologia extremamente variável (conglomerados polimíticos com intercalações de sedimentos arenosos e argilosos), constituindo fácies sedimentares depositadas em ambientes de leque aluvial, planície de maré e fluvial (Rossetti et al. 1989). Arai et al. (1994) atribuíram idade

Mioceno Inferior para esses depósitos; Mioceno Médio (Rossetti et al. 2001) e Mioceno Superior-Plioceno (Suguio & Nogueira 1999).

Os sedimentos quaternários também ocupam grandes áreas, representados por praias, dunas e paleodunas, campos salgados, planícies de maré, planície de maré lamosa, barras arenosas e lamosas, além dos depósitos aluviais (Silva, 1998).

Vieira et al. (1967) mapearam a ocorrência dos seguintes solos na região: latossolo amarelo, latossolo vermelho amarelo, latossolo concrecionário, podzol hidromórfico, regosol, glei pouco húmico, glei húmico e hidromórficos indiferenciados, estando em grupos separados ou associações de solos. A predominância é de solos de terra firme, apresentando, também, solos de mangue nas proximidades do litoral, hidromórficos e aluviais (SECTAM, 1999).

Tabela 1 - Principais unidades morfológicas da área de estudo, suas subunidades e área de abrangência (Souza Filho, 1995).

<b>Domínios</b>	<b>Subunidades</b>	<b>Área (Km<sup>2</sup>)</b>
<b>Morfológicos</b>	<b>Morfológicas</b>	
<b>Planalto Costeiro</b>		493
	Canal Meandrante	
<b>Planície Aluvial</b>	Planície de Inundação	3,1
	Levee	
	Canal Estuarino	
<b>Planície Estuarina</b>	Córrego de Maré	462
	Planície de Inundação	
	Campo Salgado	82,7
	Manguezal	471
<b>Planície Costeira</b>	Chenier	5,5
	Planície Arenosa	49
	Dunas Costeiras	6,5
	Praias	---

### **1.3.Objetivos**

#### *1.3.1. Objetivo Geral*

Determinar padrões biogeoquímicos que possam estar controlando a estrutura dos campos salgados e regulando o avanço e recuo dos bosques de *Avicennia* sobre os campos herbáceos diante de variações do nível do mar do Holoceno, assim como da atual tendência de aumento do nível do mar relativo na Península de Bragança.

#### *1.3.2. Objetivos Específicos*

- Avaliar a topografia e frequência de inundação da área;
- Determinar a estrutura da vegetação dos pântanos salgados e dos bosques de *Avicennia* do seu entorno;
- Avaliar a dinâmica da transição campo herbáceo/manguezal;
- Avaliar os solos dos pântanos salinos de Bragança quanto a disponibilidade dos nutrientes para a vegetação em diferentes períodos (estiagem e inundação);
- Caracterizar a geoquímica e mineralógica dos sedimentos dos campos salinos e dos manguezais do entorno seguindo um gradiente de inundação da maré na estação chuvosa e seca;
- Identificar e quantificar o conteúdo polínico de testemunhos de sedimentos;
- Determinar a fonte da matéria orgânica sedimentar ao longo de testemunhos de sedimentos.

## **2. MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1.Campo**

Para a divisão dos pontos de coleta considerou-se a PA-458 no sentido que vai de Bragança para Ajuruteua. As coletas foram agrupadas em dois transectos, um ao lado esquerdo da estrada PA-458, com os perfis P1, P2, P6, P7, PA1, PA2 e PA e outro do lado direito da estrada, com os perfis P3, P4, P5, PB1, PB2, PB e CA (figura 4).

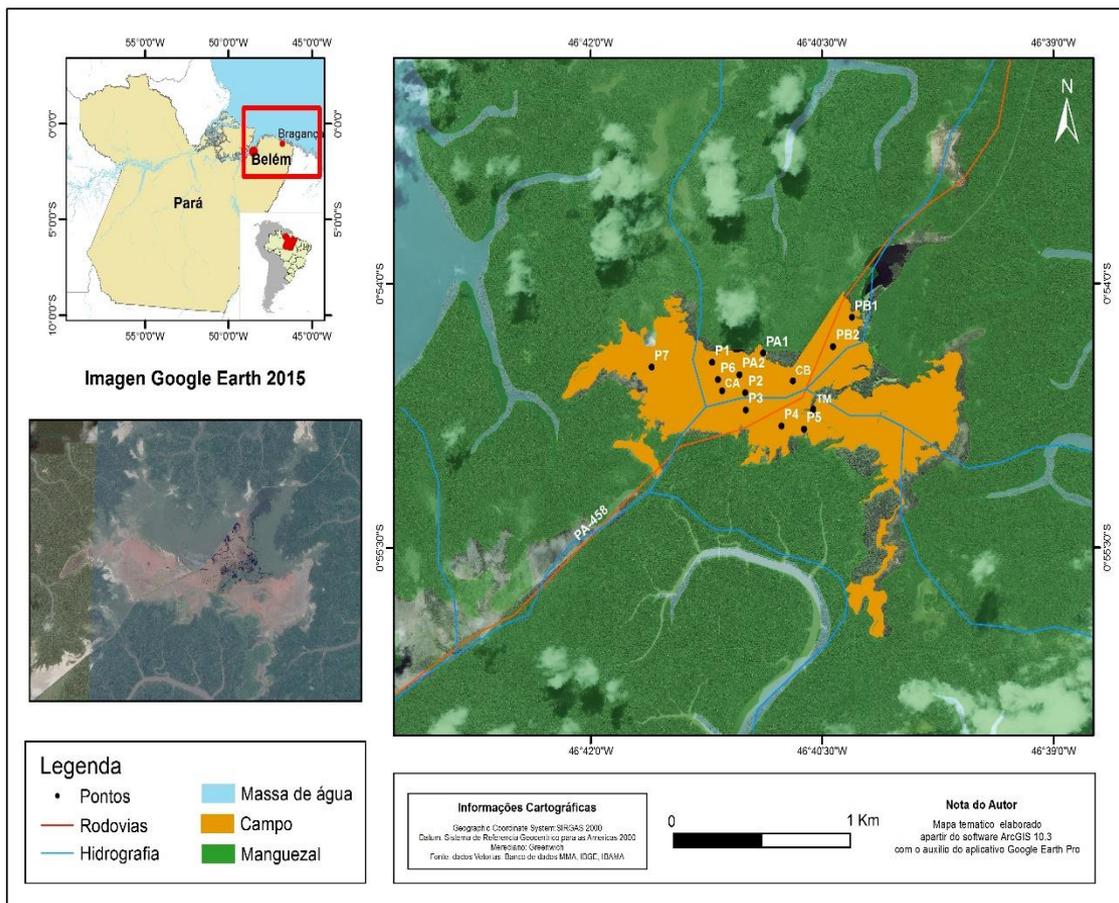


Figura 4 – Localização dos perfis coletados

- ✓ Perfis P1, P3, P4, P5, P6 e P7 - com 1m de profundidade, foram utilizados para caracterização geoquímica do ambiente.
- ✓ Perfil P2 – trincheira com 1,20 m de profundidade, para fins de caracterização da textura e estruturas sedimentares. A cor dos solos foi determinada pela comparação visual utilizando uma carta de Munsell.
- ✓ Perfis PA1, PA2, PB1, PB2 – possuem 0,5 m de profundidade e coletados nos períodos seco e chuvoso, afim de observar a influência da inundação sobre a geoquímica do solo.
- ✓ Perfis PA e PB – possuem 1,5 m, coletados próximos aos perfis P1 e P3 respectivamente. Estes forneceram a caracterização palinológica do campo salgado, assim como informações sobre idade ( $^{14}\text{C}$ ) e assinatura isotópica deixada pela vegetação no sedimento.
- ✓ Perfil CA – Testemunho com 2,5m de profundidade, coletado em área de manguê próximo dos campos salgados. Este testemunho é o mais profundo e forneceu informações sobre a dinâmica dos pântanos da península em estudo durante o

Holoceno com base em feições sedimentares, conteúdo polínico, isótopos e diatomáceas.

O método de coleta seguiu Cohen (2003) através da utilização do Trado Russo (Figura 5). Foram realizados também levantamento descritivo das principais unidades geobotânicas, caracterizadas basicamente pela presença de ervas e algumas árvores características do ecossistema manguezal e registros fotográficos da floresta, assim como medidas de GPS dos pontos amostrados.

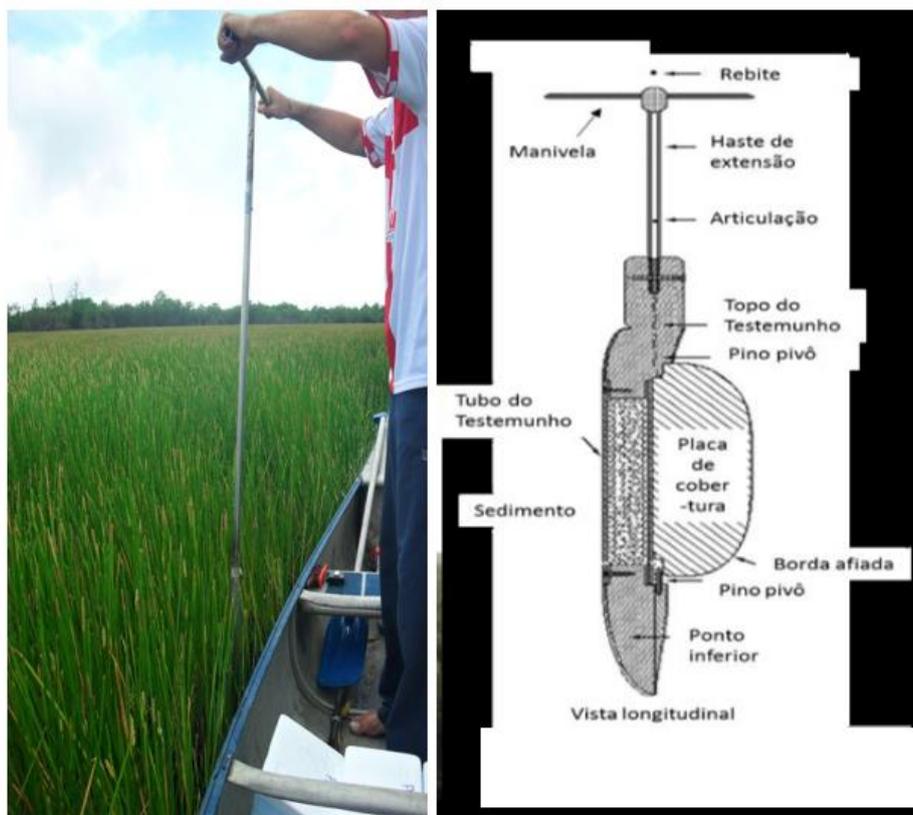


Figura 5 - Fotografia de um dos pontos de coleta caracterizado por campo herbáceo, com a utilização de um Trado-Russo.

## 2.2. Acondicionamento das amostras

Os testemunhos coletados foram armazenados em tubos e envoltos por filme de PVC (Figura 6), em seguida conduzidos a um freezer com temperatura em torno de 4°C, com o objetivo de evitar o crescimento de fungos e bactérias no material. Esses organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO<sub>2</sub> com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux *et al.* 1999), comprometendo futuras datações por <sup>14</sup>C.



Figura 6 – Testemunho no momento da coleta, posteriormente acomodado em cano pvc e resfriado a 4°C.

### **2.3.Datação por $^{14}\text{C}$**

Cinco amostras (perfil CA, profundidades 165 e 250 cm, perfil PA 150 cm e perfil PB 120 e 150 cm) foram utilizadas com massa de ~ 2 g cada, para datação por radiocarbono. As amostras de sedimentos foram verificadas e fisicamente limpas sob o microscópio. O material residual foi extraído com HCl 2% a 60°C, durante 4 h, lavadas com água destilada até ficar sob pH neutro e secas (50 ° C). As amostras foram analisadas por Espectrometria em Acelerador de Massa (AMS) do Centro de Estudos de Isótopos Aplicados (Atenas, Geórgia, EUA). Idades de radiocarbono são relatados em anos antes de AD 1950 (anos AP) normalizados para  $\delta^{13}\text{C}$  de -25 ‰ VPDB e no ano cal BP com precisão da  $2\sigma$  (Reimer et al., 2004).

### **2.4.Análise topográfica e DEM**

Para a determinação topográfica foi usado um processo que se baseia nas medições da lâmina d'água durante a maré alta, conforme descrito no Cohen et al. (2000). Foram

obtidos dados altimétricos através de réguas capazes de medir o nível da maré máxima em 33 locais (figura 7). Os níveis da maré nas respectivas estações foram obtidos durante uma maré equinocial (março/2015). Estes valores foram cruzados com o nível médio do mar e ajustados a régua de maré da Ilha dos Guarás.



Figura 7- réguas utilizadas para a obtenção da informação sobre o nível máximo da maré equinocial.

O desenvolvimento de níveis de contorno foi auxiliado pela análise dos limites da bacia de drenagem por meio de exame de imagens de satélite. A validação de campo foi utilizada para ajudar a delinear as diferentes unidades de vegetação definidas topograficamente. Assim, criou-se um mapa topográfico com curvas de nível (Figura 8).

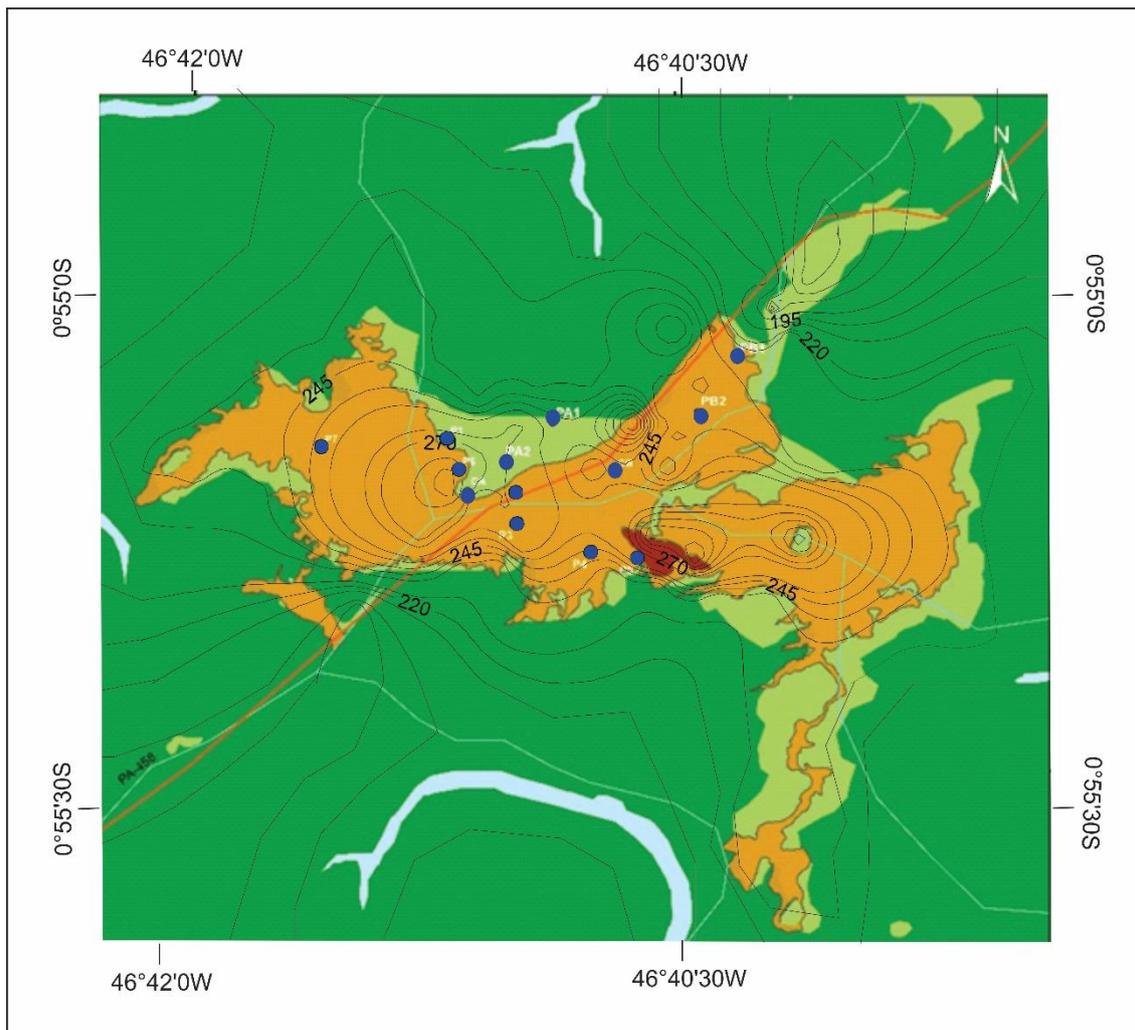


Figura 8 - Mapa topográfico com a localização dos pontos de coleta e curvas de nível topográfico.

### 2.5. Análise da água intersticial

Neste trabalho, o termo água intersticial é metodologicamente definido como água intersticial na superfície da camada de solo. As amostras foram obtidas por meio de medições de condutividade no extrato de saturação do solo (10 cm), utilizando para leitura, um refratômetro de mão ATAGO ATC-1E, fornecendo medidas em brix% e posteriormente convertidas a mS/cm.

### 2.6. Descrição de fácies e determinação granulométrica do sedimento

Foram realizadas radiografias do testemunho PA, PB e CA com o intuito de observar possíveis estruturas sedimentares no mesmo. Como visualizado na (figura 9), sem a radiografia não seria possível identificar tais estruturas. Para a determinação granulométrica, o material sedimentar amostrado em intervalos de 10 cm para PA e PB e

5 cm para TM foi lavado com água destilada/deionizada e Peróxido de Hidrogênio ( $H_2O_2$ ) para remoção da matéria orgânica. Em seguida, o material foi desagregado através de ultrassom e agitador mecânico. Posteriormente, o tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas à laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu). As classificações seguiram um diagrama triangular de Sheppard baseado nos percentuais de areia (0,0625 - 2 mm), silte (3,1 - 3,9  $\mu m$ ) e argila (0,24 - 2  $\mu m$ ), definidos por Wentworth (1922). Os gráficos foram obtidos com a utilização do software SYSGRAN 3.0 (Camargo 2006).

### **2.7. Pré-tratamento das amostras de sedimentos para análise do $\delta^{13}C$ e C total**

Após ficar em uma estufa a 50°C por aproximadamente 24 horas, as amostras foram pulverizadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Posteriormente cada amostra foi acondicionada em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm) e pesadas em uma balança analítica.

Utilizou-se cerca de 20 mg de solo. Em seguida o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obter os valores de  $\delta^{13}C$  e  $C_{total}$ . Neste laboratório as amostras foram analisadas em um Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.

### **2.8. Pré-tratamento das amostras de sedimentos para análise do N total**

As amostras para análise do  $N_{total}$  seguiram o mesmo protocolo de pré-tratamento relatado para análise de carbono, porém a massa encaminhada ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP foi de aproximadamente 50 mg (Saia, 2006).

### **2.9. Métodos palinológicos**

#### *2.9.1. Processamento das amostras*

As amostras retiradas para análise palinológica apresentavam uma grande concentração de matéria orgânica, areia, silte e argila. A complexidade desta etapa da análise é percebida pelo montante do material que foi descartado até que o resultado final fosse somente o pólen. Isso ocorre devido à resistência apresentada ao processo químico pela parede celular dos palinófitos. Contudo, devido algumas partículas orgânicas e inorgânicas serem quimicamente muito similares ao pólen, esses ataques químicos não produziram um material constituído somente de pólen.

Foi retirado 1 cm<sup>3</sup> de sedimento com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável onde o material foi colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por um êmbolo produzindo assim pastilhas de sedimentos. Essa etapa foi repetida ao longo de todo o testemunho em intervalos de 5 cm para o perfil CA e 10 cm para os perfis PA e PB.

As pastilhas de sedimentos retiradas do testemunho foram colocadas em tubos de centrífuga, devidamente marcados com a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Esses tubos são obrigatoriamente de polipropileno que é insolúvel ao ataque ácido. Juntamente com as pastilhas de sedimentos foram adicionados tabletes de marcadores exóticos, esporos de *Lycopodium* (Stockmarr 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm<sup>3</sup>) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm<sup>2</sup>/ano).

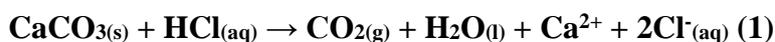
Na contagem final, a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen contados permite o cálculo da concentração polínica original. Cada tablete é constituído por aproximadamente 10.600 esporos de *Lycopodium*.

Após o término da adição dos esporos foi realizado o tratamento ácido, sendo constituído das seguintes etapas.

### 2.9.2. Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO<sub>3</sub><sup>-2</sup>) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%.

A reação que ocorre é a seguinte:



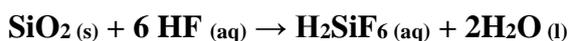
Este processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão-misturador (feito de teflon) para cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação da amostra. Em seguida, o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a 2.500 rotações para decantação.

O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o decantado ficou claro. Novamente o material retornou à centrífuga com água destilada e em seguida, o líquido residual foi retirado dos tubos, para a segunda etapa do tratamento.

### 2.9.3. *Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado*

Uma grande quantidade de sílica pode provocar um sério problema no estágio de identificação pelo fato de provocar o obscurecimento dos grãos de pólen. Tendo em vista esse fato, foi realizada a adição de HF na amostra, a qual ficou em repouso por 24 horas, com a capela de exaustão de gases ligada devido a alta toxicidade dos gases liberados por este ácido.

A reação que ocorre é a seguinte:



Terminado este período o material seguiu para lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, adição de HF e repouso por mais 24 horas, onde após este tempo foi realizada nova lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, e preparação para a terceira etapa do tratamento.

### 2.9.4. **Tratamento com Ácido Acético Glacial (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>)**

O C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> reage com a amostra retirando a água nela presente. Esta reação é essencial para que não ocorra desperdício de ácido sulfúrico através da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido.

Assim, foi adicionado C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> à amostra, seguido de mistura, centrifugação, e retirada do líquido residual, não tendo sido necessária a permanência do ácido por um período de tempo maior que 15 minutos nos tubos de ensaio.

### 2.9.5. **Tratamento com Acetólise**

Esta etapa do procedimento químico remove celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação. A substância atuante nesta etapa é a Acetólise 9:1 (9 partes de anidrido acético: 1 parte de ácido sulfúrico) (Erdtman 1960). Cerca de 15 ml desta solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram submetidos a aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos fique escuro. Após esse processo foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e duas lavagens, sendo que permaneceu nos tubos cerca de 5 ml de água no intuito de facilitar a transferência das amostras dos tubos de ensaio para microtubos tipo Eppendorfs.

### 2.9.6. Montagem de lâminas para a microscopia

Na montagem das lâminas para análise microscópica foram utilizadas lâminas, lamínulas glicerina, pipetas e esmalte incolor (figura 9).

Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material armazenado nos microtubos tipo Eppendorfs foram retiradas e colocadas nas lâminas previamente identificadas. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada e homogeneizada com a amostra. Lamínulas foram assentadas sobre as lâminas e esmalte incolor (o mesmo utilizado para unhas) foi utilizado para selar as margens da lamínula com a lâmina, com a finalidade de preservar o material contido da umidade do ar, a qual provocaria o ressecamento da amostra.

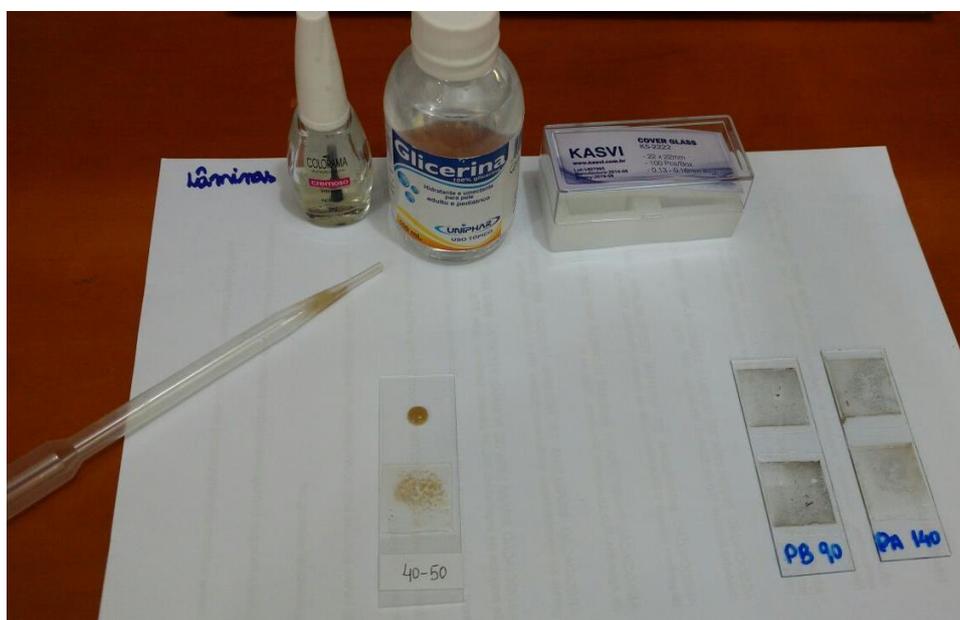


Figura 9- Confeção de lâminas para contagem polínica.

### 2.9.7. Análise Microscópica e Confeção de Gráficos Polínicos

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus com câmera acoplada, o qual é conectado ao computador (Figura 11). As microimagens foram processadas através do Software AxioVision, e os grãos de pólen catalogados foram armazenados em um banco de dados.

Os dados da contagem dos grãos de pólen foram introduzidos no programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm 1987).

## 2.10. Análise Mineralógica

A análise mineralógica dos sedimentos foi realizada pela técnica de policristais, “método do pó”, em amostra total, onde o material é desagregado e prensado em acessório específico. As amostras não sofreram tratamento químico para a remoção da matéria orgânica, para que o processo não destruísse os minerais evaporíticos presentes. A paragenese mineral é determinada por difração de raios X, segundo a metodologia proposta por Moore & Reynolds Jr (1989). Realizou-se as análises por difração de raios X no Laboratório de Difração de raios X do Instituto de Geofísica utilizando um difratômetro D8 Advance da Bruker, utilizando tubo de Cobre (radiação Cu  $K\alpha_1=1,540598 \text{ \AA}$ , faixa angular ( $2\theta$ )=5-75°, voltagem do tubo = 40 kV, corrente do tubo = 40 mA, fenda divergente = 0,6mm, fenda Soller = 2,5°, filtro  $K\beta$  de Ni). A coleta dos difratogramas foi realizada com passo angular de 0,02° e o tempo por passo 0,5 e 0,2 segundos (tempo total de coleta = 1786s e 714,4s).

Para a caracterização dos argilominerais, utilizaram-se lâminas orientadas pelo método “pipette-on-glass” (Thorez, 1976). Analisaram-se as amostras por difração de raios X usando três tipos de preparação: a) amostra normal (sem tratamento); b) amostra submetida à saturação em uma atmosfera de etileno glicol por 24 horas e c) amostra submetida ao aquecimento em forno mufla a 550°C por 2 horas. A identificação dos minerais é realizada com o auxílio do Programa X-PERT Highscore 2.1 B e comparação dos picos gerados com os diferentes tratamentos aplicados as amostras, tendo como suporte Moore & Reynolds Jr (1989).

## 2.11. Análise por Microscopia Eletrônica de Varredura

A micromorfologia dos minerais foi investigada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura – LABMEV do Instituto de Geociências, com auxílio de microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo LEO 1430, marca Zeiss (figura 14). As condições de análises para as imagens e elétrons secundários são: corrente feixe de elétrons = 90  $\mu\text{A}$ , voltagem de aceleração constante = 15 kv, distância de trabalho = 10 mm. As amostras foram fixas a plataformas metálicas por uma fita de carbono e em seguida metalizadas.

## 2.12. Análises Químicas

### 2.12.1 *Fluorescência de Raios X*

A análise dos teores totais dos elementos foi realizada no programa IQ+ Semiquant, por fluorescência de raios X em pastilha prensada e fundida, utilizando o espectrômetro sequencial Axios Minerals, tubo de raios-x cerâmico anodo de Rh de 2,4kW, PANalytical.

A aquisição de dados foi feita com o software SuperQ Manager, e o tratamento dos dados com o software IQ+, também da PANalytical.

Na preparação da pastilha prensada foi utilizado 3 gramas de amostra para 0,6 g de parafina e para a análise no vidro fundido, 1 g de amostra foi utilizada. Dados de perda ao fogo (PF) obtido a 1.000°C.

### 2.12.2 *pH, condutividade elétrica e salinidade*

Obteve-se as medidas de pH em laboratório, mediante a metodologia proposta pela EMBRAPA (1997) que utiliza a proporção 1:2,5, ou 10 g de solo para 25 ml de solução (água destilada ou cloreto de cálcio).

Após seguir a proporção indicada no manual deixa-se as amostras em repouso por 1 noite e no dia seguinte inseriu-se o eletrodo de vidro na suspensão. O eletrodo para as leituras de pH é calibrado periodicamente com soluções padrão de pH 4 e 7 (escala NIST) e a medição feita com a utilização de solução padrão de cloreto de potássio (KCl) 1N.

Para estimar a Condutividade Elétrica e Salinidade utiliza-se o sobrenadante da solução solo: água (1:2) (EMBRAPA, 1997). Neste método, coloca-se 10 ml de TFSA em becker de 50 ml, adiciona-se 20 ml de água destilada e deixa-se em repouso por 30 minutos ou até que os sólidos sedimentem. Assim, leva-se o sobrenadante à célula condutimétrica e realiza-se a leitura.

### 2.12.3 *Matéria orgânica (mo).*

A determinação da matéria orgânica foi por ataque químico com o dicromato de potássio em meio sulfúrico é o conhecido método titrimétrico de Walkley-Black (1934). Tem como princípio a oxidação da matéria orgânica do solo com solução de dicromato de potássio em presença de ácido sulfúrico, utilizando como catalisador da oxi-redução o calor desprendido na diluição do ácido sulfúrico e titulação do excesso de dicromato com sulfato ferroso amoniacal.

Para o procedimento transferiu-se 1g de TFSA para um erlenmeyer de 500 ml. Adicionou-se, com auxílio de uma bureta, 10 ml da solução de dicromato de potássio 1N e, imediatamente a seguir, 20 ml de ácido sulfúrico concentrado. Agitou-se por um minuto com uma leve rotação manual do frasco, procurando evitar que o solo aderisse às suas paredes. A suspensão ficou em repouso por trinta minutos e adicionou-se cerca de 200 ml de água destilada, 10 ml de ácido ortofosfórico concentrado e oito gotas de difenilamina 1 %. A seguir foi feita a titulação com uma solução de sulfato ferroso amoniacal 0,5N, até a mudança de cor de azul para verde. Procedeu-se de modo semelhante com 10 ml de solução de dicromato, para obter-se o título da solução de sulfato ferroso amoniacal. Daqui, achou-se o fator:

$$f = \frac{\text{meq } K_2Cr_2O_7}{\text{meq sulfato ferroso amoniacal}} = \frac{10 \times 1}{V_1 \times 0,5}$$

Onde: V1 : volume de sulfato ferroso amoniacal gasto na titulação.

Cálculo:

$$\%C = \frac{10 - V_2 \times f \times 0,5 \times 0,4}{p}$$

Onde: V2 : volume de sulfato ferroso amoniacal gasto na titulação da amostra; p: peso da amostra.

$$\% \text{ M.O.} = \% C \times 1,725$$

#### 2.12.4 Cátions trocáveis, P e Al.

As análises químicas para a determinação de P assimilável, cátions trocáveis (Ca, Mg, K, Na e Al) e H+Al (acidez potencial) foram realizadas segundo o método descrito pela EMBRAPA (1997).

Para preparar o extrato que será utilizado nas análises químicas de Ca, Mg e Al trocáveis colocou-se 10 ml de TFSA (terra fina seca ao ar), em erlenmeyer de 250 ml, e adicionou-se 100 ml de KCl a pH 7. Após, agitou-se durante 30 min e seguido de repouso por uma noite.

Metodologia para dosagem de cálcio + magnésio utilizando EDTA:

- Pipetar 25 ml do extrato límpido e sobrenadante e transferir para erlenmeyer de 125 ml;
- Adicionar 4 ml do coquetel constituído de cianeto de potássio, trietanolamina e solução tampão pH 10; 3 gotas do indicador negro de ericromo T (EBT);
- Titular com solução 0,025 N de EDTA, até a viragem de róseo para azul puro.

O teor de  $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$  existente na amostra é dado pela igualdade:

$$\text{ml EDTA gasto na titulação} = \text{meq Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} / 100 \text{ ml TFSA}$$

Metodologia para a dosagem do cálcio utilizando EDTA:

- Pipetar 25 ml do restante do líquido sobrenadante, obtido na extração de cálcio + magnésio trocáveis, e colocar em erlenmeyer de 125 ml;
- Adicionar 2 ml de solução emascarante e 3 ml de solução de KOH a 10% e uma pitada do indicador murexida;
- Titular com EDTA 0,025 N até viragem do róseo para roxo. Anotar o volume gasto na bureta.

O teor de  $\text{Ca}^{++}$  existente na amostra é, então, obtido pela igualdade:

$$\text{ml EDTA gasto na titulação} = \text{meq Ca}^{2+} / 100 \text{ ml TFSA}$$

O teor de  $\text{Mg}^{2+}$  existente na amostra é, então, obtido pela igualdade:

$$(\text{meq Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{meq Ca}^{2+}) = \text{meq Mg}^{2+} / 100 \text{ ml TFSA}$$

Metodologia para a determinação de alumínio trocável por volumetria de neutralização:

- Pipetar 25 ml do mesmo extrato obtido durante a extração para determinação de cálcio e magnésio e transferir para erlenmeyer de 125 ml;
- Adicionar 3 gotas do indicador fenolftaleína a 1% e titular com NaOH 0,025 N, até mudança na coloração de incolor para levemente rósea. Anotar o volume gasto na bureta.

O teor de alumínio trocável na amostra é obtido pela igualdade:

$$\text{Meq Al}^{3+} 100 \text{ ml de TFSA} = \text{ml de NaOH gasto na bureta}$$

Para determinação da acidez potencial por volumetria de neutralização, transfere-se 10 ml de TFSA para erlenmeyer de 125 ml e adiciona-se 100 ml de solução de acetato

de cálcio 1N, pH 7. Agita-se por 30 minutos em agitador horizontal e depois em repouso por uma noite.

Pipeta-se 25 ml do sobrenadante obtido e transfere para erlenmeyer de 125 ml, após adiciona-se 3 gotas de fenolftaleína a 1% e titula-se com solução de NaOH 0,025 N até mudança na coloração de incolor para levemente rósea. Anota-se o volume gasto na bureta (La).

A acidez potencial, expressa em meq de  $H^+ + Al^{+++}$ , existente na amostra é dado pela expressão:

$$\text{meq de } H^+ + Al^{3+} \times 100 \text{ ml de TFSA} = (La - Lb) \times f$$

**Lb** = prova em branco

**f** = fator de correção

O fósforo disponível foi obtido pelo método espectrofotométrico que utiliza solução obtida através da extração com extrator Mehlich, reagindo com molibdato de amônio e empregando ácido ascórbico como redutor. A solução adquire a cor azul, de boa estabilidade e intensidade, proporcional a quantidade de fósforo na solução. Assim, para análise, transfere-se 10 ml de TFSA para erlenmeyer de 250 ml e acrescenta-se 100 ml de solução extratora, agita-se por 30 minutos e depois em repouso por uma noite.

No dia seguinte transfere-se 5 ml do líquido sobrenadante para um becker de 50 ml, acrescenta-se 10 ml de solução diluída de molibdato de amônio e uma pitada de ácido ascórbico em pó, agita-se e deixa em repouso por 45 minutos. Efetuam-se as leituras dos padrões para formação da curva padrão e em seguida as amostra na frequência de absorvância de 660 nm. O resultado é a interpolação da leitura obtida com a amostra na curva padrão.

O sódio e o potássio são analisados pelo método direto pelo fotômetro de chama. Utiliza-se solução extratora duplo-ácida ( $HO$  0,05 M +  $H_2SO_4$  0,0125M) para ambos.

Solução-padrão para potássio

- 10,0 mmol de  $K^+/L$  - Pesar 0,7460 g de KCl p.a. previamente seco em estufa a  $105^\circ C$ . Passar para balão aferido de 1 L. Dissolver e completar o volume com água destilada ou deionizada. Estocar;
- 1,0 mmol de  $K^+/L$  - Pipetar 100 mL da solução de 10,0 mmol de  $K^+/L$  Passar para balão aferido de 1 L. Completar o volume com água destilada ou deionizada. Estocar;

- 0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 mmol de  $K^+/L$  - Pipetar 50, 100, 150 e 200 mL da solução-padrão de 1,0 mmol de  $K^+/L$ . Colocar em balões aferidos de 500 mL. Completar o volume com solução extratora. Transferir para frascos apropriados. Identificar cada um deles com a concentração correspondente: 0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 mmol de  $K^+/L$ .

Antes de proceder a leitura da amostra, selecionar o filtro próprio para potássio. Aferir o fotômetro com água destilada ou deionizada no ponto zero e com a solução-padrão de 0,2 mmol de  $K^+/L$  no valor correspondente ao centro da escala.

Em razão da diluição de 1:10 na extração, as concentrações de  $K^+$  nos padrões em mmol/L correspondem aos teores de potássio da amostra, em  $cmolc/dm^3$ . Assim, o cálculo do teor de potássio trocável na amostra é dado pela expressão:

$$\text{mg de } K^+/dm^3 \text{ na TFSA} = \text{leitura} \times F_k \times 390$$

$F_k$  = coeficiente angular da reta padrão.

Solução-padrão de sódio

- 10,0 mmol de  $Na^+/L$  - Pesar 0,5850 g de NaCl p.a. previamente seco em estufa a 105°C. Passar para balão aferido de 1L. Dissolver e completar o volume com água destilada ou deionizada. Estocar;
- 1,0 mmol de  $Na^+/L$  - Pipetar 100 ml. da solução de 10,0 mmol de  $Na^+/L$  Passar para balão aferido de 1 L. Completar o volume com água destilada ou deionizada. Estocar;
- 0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 mmol de  $Na^+/L$  - Pipetar 50, 100, 150 e 200 mL da solução-padrão de 1,0 mmol de  $Na^+/L$  Colocar em balões aferidos de 500 mL. Completar o volume com solução extratora. Transferir para frascos apropriados. Identificar cada um deles com a concentração correspondente: 0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 mmol de  $Na^+/L$ .

Selecionar o filtro próprio para sódio. Aferir o fotômetro com água destilada ou deionizada no ponto zero. Levar as quatro soluções-padrão diluídas (0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 mmol de  $Na^+/L$ ) ao fotômetro de chama. Efetuar as leituras correspondentes. Anotar. Elaborar gráfico cujas concentrações de padrões estejam colocadas no eixo das abscissas, e as leituras, no eixo das ordenadas. Unindo-se os pontos, obtém-se a reta-padrão, passando pela origem. O fator  $F_{Na}$  é o coeficiente angular dessa reta-padrão. Assim, o cálculo do teor de sódio trocável, na amostra, é dado pela expressão:

**mg de Na<sup>+</sup> /dm<sup>3</sup> na TFSA = leitura x FNax 230**

Em posse dos dados obtidos nas análises químicas descritas pode-se obter:

- Soma de bases (SB): Na + K + Ca + Mg
- Capacidade de troca de cátions efetiva (CTCe): SB + Al
- Capacidade de troca de cátions total (CTCt): SB + (H+Al)
- Porcentagem de saturação de bases (V%): SB/100 x CTCt

### **3. REVISÃO LITERÁRIA**

#### **3.1.Manguezais**

Os manguezais estão se desenvolvendo em clima equatorial quente e úmido, com estação chuvosa e seca muito bem definidas e precipitação média anual em torno de 2.500 mm. A temperatura do ar varia de 25° a 27° C e a umidade relativa de 80% a 91% (Martorano et al. 1993). Estão distribuídos a partir de 04°30' N (extremo norte do Rio Oiapoque) a 28°30' S (Laguna, litoral Sul) ao abrigo de uma ampla gama de condições ambientais. Esta grande diversidade de condições de crescimento se traduz em árvores que forma atributos estruturais e arranjos espaciais variáveis. A variabilidade florística é limitada pelo fato de que as florestas de mangue são compostas por poucas espécies (Schaeffer-Novelli; Cintron-Molero & Camargo, 1990), mas apesar disso, desempenha um papel vital na conservação da biodiversidade biológica e na proteção contra eventos climáticos extremos na zona costeira (Lugo et al.,2010).

Na costa sudeste e sul do Brasil, os manguezais estão restritos a micromáres (alcance da maré abaixo de 2 m), em baías, lagoas e “inlets” estuarinos (Schaeffer-Novelli et al. 1990), que são fortemente controladas pelo clima e características oceanográficas (Soares et al., 2012). No nordeste e norte, os manguezais são extremamente irregulares, ocorrendo em baías, lagoas e estuários (Souza-Filho et al. 2006), com variações de meso a macromaré (alcance da maré de 2 a 4 m, e de 4 a 6 m, respectivamente).

Uma maior distribuição de manguezais é encontrada na Ásia (42%), seguido pela África (20%), América Central e Norte (15%), Oceania (12%) e América do Sul (11%). No Brasil, os manguezais possuem extensão de 20.000 km<sup>2</sup> (Yokoya, 1995), o que equivale a mais de 12% do total de áreas cobertas por este ecossistema em todo o planeta.

A figura 10, mostra a distribuição geográfica global das áreas de manguezal (ha) por país.

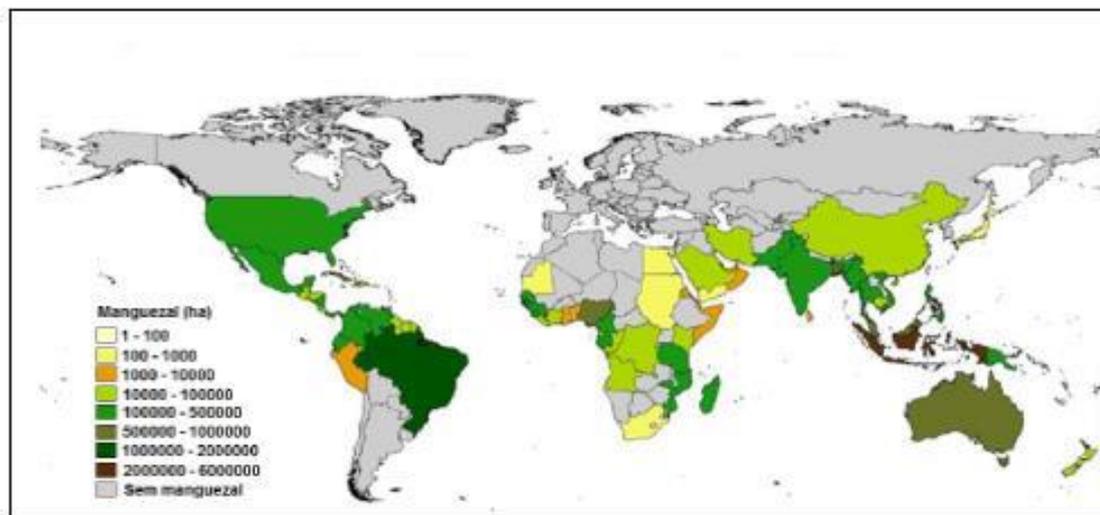


Figura 10 - Distribuição geográfica global das áreas de manguezal (ha) por país. Fonte: FAO (2003).

Cerca de 85% dos manguezais brasileiros ocorrem ao longo de 1800 km do litoral norte nos Estados do Amapá, Pará e Maranhão, que juntos contêm 10.713 km<sup>2</sup> destes ecossistemas (Schaeffer-Novelli et al. 1990). A permanência desses manguezais é interrompida pela descarga do rio Amazonas, onde a vegetação de várzea domina (Cohen et al., 2008, 2012).

### 3.2. Campos Salgados

São ambientes de intermaré, possuidores de ambas as condições, marinhas e terrestres, sendo habitados por organismos de ambas as condições, tais como, angiospermas, insetos, pássaros e mamíferos, assim como por peixes, moluscos, algas e crustáceos. A natureza biogênica, associada ao estresse físico presente, devido às condições salinas e inundações, por exemplo, é a chave para o entendimento da comunidade ecológica que faz parte desse importante habitat (Pennings & Bertness, 2001).

Estas zonas úmidas são também caracterizadas por possuírem plantas tolerantes a salinidade, como as do gênero *Spartina*, *Avicennia* e outras. Os solos podem variar de mineral para orgânico, apresentando acumulação de sulfetos. Recebem carga de nutrientes a partir de bacias hidrográficas adjacentes e de água corrente, apresentando, portanto, altas taxas de produtividade primária (Reddy & De Laune, 2008).

O estresse salino reduz a diversidade de plantas em comparação com pântanos de água doce e corrente. Segundo Pennings et al. (2010) a altura da vegetação pode ser

influenciada pela salinidade, ou seja, com o aumento da salinidade há uma diminuição na altura das plantas, e a biomassa da parte aérea diminui em locais com salinidade elevada. Assim, esses pesquisadores consideram em termos evolutivos, que a salinidade representa uma barreira quase intransponível, que impede a evolução da maioria das espécies vegetais.

Os solos dos pântanos são periodicamente inundados pelas marés. A decomposição da matéria orgânica nesses solos alagados rapidamente o empobrece em oxigênio, levando a formação de um ambiente anóxico. A composição e os processos químicos diferem completamente daqueles solos bem drenados em diferentes caminhos, mas provavelmente o fato mais relevante a ser considerado, é que a falta de oxigênio provoca reações químicas de redução de alguns elementos, como por exemplo, o processo de piritização (redução do sulfato para sulfeto) observado por Alongi (1989). Feições de bioturbação podem ocorrer em virtude da alimentação da macrofauna e atividades de construção de galerias. A macrofauna bentônica também pode afetar a química dos sedimentos, uma vez que as escavações feitas podem resultar em ampla troca entre a água superficial e a intersticial. O poliqueta *Diversicolor nereis* é um exemplo de uma espécie abundante em muitos pântanos salinos (Mason et al., 1986).

A mineralogia primária controla a composição química dos sedimentos e a formação de novos minerais em meio redutor. A decomposição da matéria orgânica, está diretamente associada a formação da pirita ( $\text{FeS}_2$ ); produto final dos processos de sulfato-redução, cuja formação depende da disponibilidade do ferro reativo (Berrêdo et al., 2008).

Segundo Prakasa & Swamy (1987), a composição mineralógica dos solos nos pântanos apresenta, com frequência, sequências relativas de minerais de argila correspondentes, principalmente, a montmorilonita > caulinita > illita > clorita. Minerais, como o quartzo, halita e jarosita, também podem compor a assembléia mineralógica desses solos (Marius & Lucas, 1991). Outros minerais, como a “glaucionita” (illita dioctaedral com  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$  nas posições octaedrais), podem se formar de acordo com as condições geoquímicas presentes nestes ambientes (Fanning & Fanning, 1989).

Camargo (2011) ao estudar o campo salgado da região bragantina, observou que os processos pedogenéticos presentes, são caracterizados por uma série de reações químicas típicas desse ambiente, que se confundem com as reações eodiagenéticas para sedimentos gerados em ambiente evaporítico. A composição química dos sedimentos do pântano salino corresponde à contribuição da área de origem, composta principalmente

de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , juntamente com os elevados teores de Na, Mg, K e Ca de proveniência marinha. O aparecimento de novas fases minerais, são essencialmente resultado da degradação da matéria orgânica, fases minerais anteriores e também se deve ao fato de que nesses solos/sedimentos, que possuem alto teor de matéria orgânica e são pouco permeáveis, a formação de minerais é certamente favorecida pelos fluxos lentos da água intersticial, rica em elementos, durante a evaporação da água do pântano.

### **3.3. Fatores que determinam o estabelecimento dos manguezais.**

São considerados como sendo os principais determinantes da distribuição dos manguezais:

- **Clima** - Os manguezais são espécies tropicais e não são tolerantes a temperaturas baixas. Sua distribuição é limitada em todo o mundo de acordo com a temperatura do ar e da água (Tomlinson, 1986). Comunidades de manguezais ocorrem mais comumente em áreas onde a temperatura média do mês mais frio é superior a 20°C e onde a faixa sazonal não exceda 10°C. Temperaturas de 5°C e geadas também limitam as distribuições dos mangues (Walsh, 1974). A abundância de manguezais também é afetada pela aridez, e o desenvolvimento é muito maior ao longo das costas que têm alta entradas de precipitação (Golley et al, 1975).
- **A salinidade** - O sal não é um requisito para o crescimento, uma vez que a maioria dos manguezais pode crescer em água doce (Tomlinson, 1986). No entanto, eles não se desenvolvem em água doce por causa da concorrência de espécies desses ambientes. De acordo com Fontes (2015) a salinidade é, portanto, importante na eliminação de outras espécies de plantas glicófitas que não estão adaptadas para crescimento em um habitat salino (plantas halófitas).
- **Sedimentos e energia das ondas**- Manguezais crescem melhor em um ambiente de deposição com baixa energia de onda de acordo com Fontes (2015). Ondas altas impedem estabelecimento de propágulos, expõem o sistema de raízes rasas, e evita o acúmulo de sedimentos finos. Os sedimentos do manguezal, predominantemente lamosos (silte e argila) armazenam mais carbono do que qualquer outra floresta do planeta. São, em média, cinco vezes maiores que os observados nas florestas temperadas e boreais, por unidade de área. Solos orgânicos de manguezais variam de 0,5 m a mais de 3 m em profundidade e são responsáveis por 49-98% de armazenamento de carbono nesses sistemas. (Donato et al.,2011).

- Flutuação das marés. Influência das marés também não é um requisito, mas desempenha uma importância indireta. Inundações com água salgada ajuda a excluir a maioria das outras plantas vasculares e reduz a concorrência. Marés transportam sedimentos, nutrientes e água limpa para o ambiente de mangue e exportam carbono orgânico e compostos de enxofre reduzido. Onde a evaporação é alta, as marés ajudam a lavar os solos e diminuem a salinidade. O efeito dessas "marés" pode ser visto em duas escalas da paisagem: Uma escala regional ou geográfica alcançando seu maior desenvolvimento ao redor do mundo em regiões de baixa altitude, com grandes amplitudes de marés (Tomlinson, 1986). Em escala local árvores mais próximas ao continente, que estão sujeitos a maiores flutuações da maré, são, obviamente, maiores e mais produtivas do que as árvores no interior (Mendelssohn & McKee, 2000).

### **3.4. Ciclo de Milankovitch e mudanças climáticas no Holoceno.**

Variações na órbita terrestre conhecidas como ciclos de Milankovitch, descritas pelo cientista sérvio Milutin Milankovitch é a causa básica das transições entre as Eras Glaciais e os períodos interglaciais. Esses ciclos são amplificados por vários fatores incluindo o lançamento de dióxido de carbono na atmosfera quando ocorre o aquecimento (Rutherford, 1997).

O ciclo altera as taxas de radiação solar, que produzem variações na temperatura atmosférica, influenciando no acréscimo ou decréscimo das calotas polares, que vão influenciar diretamente nas oscilações do nível do mar (Hays et al., 1976).

Os períodos glaciais são caracterizados por nível do mar baixo, ou regressões das linhas de costa, enquanto que períodos interglaciais são caracterizados por transgressões na linha de costa e aumento no nível do mar (impulsionadas por hidro-isostasia).

Tzedakis et al., 2012 afirma que a próxima Era Glacial poderia começar em 1.500 anos, mas que isso não acontecerá por causa do alto nível de emissões de CO<sub>2</sub>. O atual nível de CO<sub>2</sub> é cerca de 400 ppm. O estudo mostra que mesmo se as emissões parassem, as concentrações se manteriam elevadas por pelo menos 1.000 anos, o suficiente para que o calor armazenado nos oceanos provocasse potencialmente um significativo derretimento do gelo polar e o aumento do nível do mar.

As mudanças no nível dos oceanos poderão alterar a distribuição, a composição e a produtividade das distintas formações costeiras. Para os manguezais, a sobrevivência depende da habilidade em crescer solo ou migrar em direção ao continente,

acompanhando a elevação do nível do mar. A acreção (acúmulo de material) é limitada pela disponibilidade de sedimentos, enquanto a migração e a colonização de novas áreas são limitadas pela ocupação humana das áreas adjacentes (Scavia et al. 2002).

De acordo com os estudos de Alongi (2007), a perda de manguezais devido às mudanças climáticas estaria entre 10-15% até 2100, valor bem abaixo do previsto no último relatório do IPCC (Solomon et al. 2007).

Prado *et al.* (2013) sugerem que na América do Sul durante o Holoceno médio, houve um déficit de água devido à baixa insolação de verão, que enfraqueceu o sistema de monção de circulação de água, quando comparado ao Holoceno tardio. Este cenário é representado por uma diminuição da precipitação na Zona de Convergência do Atlântico Sul, condições mais salgadas ao longo das margens continentais da América do Sul, e níveis menores de água nos lagos.

Reconstruções paleoambientais no Brasil indicam condições climáticas relativamente mais secas durante o Holoceno inicial (Barberi *et al.* 2000; Behling 1995, Behling & Lichte 1997, Behling *et al.* 1998, Pessenda *et al.* 2009). Do Holoceno médio ao tardio o clima foi marcado por condições mais úmidas (Pessenda *et al.* 2004, 2009), com uma maior quantidade de chuvas gerando aumento na descarga de rios.

Neste contexto, as flutuações climáticas causaram mudanças nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade estuarinos (Lara & Cohen 2006) afetando a dinâmica dos manguezais (Cohen *et al.* 2012).

### **3.5.Mudanças no nível relativo do mar e a influência na dinâmica da zona costeira**

Um efeito característico das mudanças climáticas na zona costeira é o aumento do nível do mar global. Este processo é irreversível por pelo menos 1.000 anos como resultado da expansão térmica dos oceanos, mesmo que as atuais taxas de emissões de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) fossem cessadas (Solomon et al., 2009). No último século, o nível do mar subiu 20 cm, principalmente devido à expansão térmica do oceanos e derretimento do gelo glacial causados pela tendência atual de aquecimento global (Church et al., 2001).

As medições de marés ao redor do mundo não são uniformemente distribuídas pelo do globo, que acaba por distorcer os dados e não fornece um quadro preciso do padrão global da mudança do nível do mar (Cabanes et al., 2001). No entanto, apesar das incertezas desses dados, os cientistas estimam que a taxa média global do nível do mar aumentou de 1,0 a 2,0 milímetros (mm)/ano durante o século 20 (Houghton et al., 2001).

Este é maior do que a taxa média ao longo dos últimos milhares de anos (CSIRO 2001). Durante o século 21, as projeções da média do nível do mar vão desde 0,09 a 0,88 m (Houghton et al.,2003).

Registros geológicos indicam que flutuações anteriores do nível do mar criam dificuldades e oportunidades para as comunidades de manguezais que sobrevivem e expandem em vários refúgios. Um estudo perto da foz do rio Amazonas realizado por Alizadeh et al (2015), mostrou a influência do aumento do nível do mar no início do Holoceno estabelecendo manguezais até 7500 anos AP e também a formação de pântano em depressões. Concluiu-se que no início do Holoceno a elevação do nível do mar foi rápida, em conjunto com a baixa descarga de água do rio Amazonas e a ausência de sedimentos depositados nas margens de rios, facilitando a incursão de água salobra em paleo-lagos, influenciando na formação de manguezais.

Os manguezais podem adaptar-se a elevação do nível do mar se ocorrer de forma suficientemente lenta (Ellison & Stoddart, 1991) e se o espaço de acomodação para os sedimentos for adequado. Espécies de mangue têm diferentes tolerâncias do período, frequência e a profundidade de inundação. Zonas de mangue estão relacionados com perfil da costa, solo e salinidade. Diferentes espécies são capazes de mover-se para novas áreas em diferentes velocidades, tornando capazes de algumas espécies se acomodar melhor do que outras, caso o nível do mar venha a aumentar (Field 1995).

Os manguezais podem expandir-se apesar do aumento do nível do mar, se a taxa de acreção de sedimentos for suficiente para manter-se. Contudo, sua capacidade de migrar em direção a terra ou ao mar é determinado pelas condições locais, tais como: estradas, campos agrícolas, diques, urbanização, canais e topografia (por exemplo, encostas íngremes (UNEP, 1994)).

Em um artigo da revista Science (Dutton 2015) sobre elevação do nível do mar devido a perda do manto de gelo polar durante períodos interglaciais, foi demonstrado que durante períodos quentes recentes, houve pequenos aumentos na temperatura média global e em alguns graus em relação ao pré-industrial, resultando em aumento de 6 m do nível relativo do mar no Plioceno. Porém, a orientação na dinâmica topográfica do manto, causa incertezas no que confere a quantidade de gelo que pode ter sido deslocado, sendo difícil mensurar o aumento do nível do mar no Plioceno.

As incertezas da acessão do nível do mar em alguns locais estão ligadas aos movimentos tectônicos que podem causar afundamento do solo ou a elevação dele. Os seres humanos também contribuem para subsidência do solo através da gestão de

ambientes costeiros provocando déficits no aporte de sedimentos, transporte de canais causando erosão nas margens das bacias hidrográficas, extração das águas subterrâneas e do petróleo, dragagem e mineração que causam perdas de terra. A combinação de aumento do nível do mar global e impactos locais causam afundamento do solo e ameaçam a existência de manguezais em todo o mundo. (Dutton 2015, op cit).

Sedimentos carbonáticos são frequentemente associados com atóis de coral e ilhas, onde a migração em direção a terra para escapar dos efeitos da elevação do nível do mar não é possível e os sedimentos são muitas vezes limitados, assim comunidades de mangues em ilhas carbonáticas são consideradas extremamente vulneráveis à elevação do nível do mar (UNEP 1994). Portanto, com a elevação do nível do mar é esperado a diminuição na distribuição geográfica e na diversidade de espécies de manguezais em pequenas ilhas com ambientes limitantes de sedimentos micro-maré (IPCC 1997).

O processo de construção de sedimento ajuda os manguezais a manter-se com a subida do nível do mar. Por exemplo, na Jamaica ocidental, comunidades de mangue foram capaz de sustentar-se porque a sua taxa de sedimentação excedeu a taxa de elevação do nível do mar (cerca de 3,8 milímetros / ano) no Holoceno médio (Hendry & Digerfeldt, 1989).

Um estudo na área do rio Adelaide território do Norte da Austrália mostra que a zona terrestre de manguezais dobrou de tamanho nos últimos vinte anos. Assim, a migração de mangues para o interior de zonas húmidas, compensa as perdas em áreas de planaltos costeiros (Houghton et al., 2001).

Manguezais com acesso a sedimentos alóctone, como manguezais com influência flúvio-marinha, são mais propensos a sobreviver a subida do nível do mar do que aqueles com baixos insumos externos (Pernetta 1993).

Considerando o contexto geral das mudanças ocorridas no nível do mar, temos que durante o último máximo glacial, o nível do mar no Atlântico era em torno de 120 m abaixo do atual (Shackleton e Opyke, 1973). Informações obtidas por Suguio et al (1985), mostraram que o nível relativo do mar em 7000-5500 anos AP estava 1-2 m acima do atual. A transgressão máxima holocênica ocorreu entre 5500 e 5000 anos AP, quando o nível do mar subiu e ficou 4-5 m maior do que o atual. A reconstrução paleoambiental indicou um contínuo aumento do nível do mar entre 6000-2500 anos AP e após uma regressão contínua, até os níveis atuais.

Atualmente, estudos comprovam que o nível do mar está aumentando gradativamente, seguindo a tendência mundial, impulsionada pelo aquecimento global e

derretimento das geleiras durante os últimos 150 anos (Cohen, et al 2005). As variações no nível do mar são importantes para os mecanismos associados a dinâmica de desenvolvimento do manguezal. Áreas hoje colonizadas por mangue foram provavelmente inundadas no quaternário tardio durante a elevação do nível do mar.

Considerando a bacia costeira Bragança-Viseu, que é controlada por falhas tectônicas normais que atingem a área costeira e afetam a longo prazo e em grande escala o desenvolvimento da paisagem dos ambientes sedimentares, podem ter sido influenciados pela subsidência contínua da costa (Souza Filho, 2000) e que provavelmente contribuiu para as mudanças do nível do mar durante o Quaternário. Porém, ao se considerar apenas o último milênio, naturalmente os efeitos da elevação do continente devido a tectônica tem pequena contribuição para as mudanças do nível relativo do mar na península bragantina, sendo provavelmente o clima/eustasia os fatores mais importantes.

Considerando o manguezal da península de Bragança (Cohen et al, 1999; Behling et al, 2001; Lara et al, 2001; Lara et al, 2002; Cohen et al, 2005 e Cohen et al, 2006), seu desenvolvimento ocorreu onde hoje é pântano salgado há 5120 anos AP. A reconstrução paleoambiental fornece indícios sobre a frequência de inundação, que controla a distribuição da vegetação, possuindo áreas colonizadas principalmente por *Rhizophora* (frequência de inundação >233 dias no ano), *Avicennia* (28 a 78 dias) e o pântano salgado que está topograficamente mais elevado (28 dias, durante marés equinociais).

Segundo, Behling et al (2001), parte do manguezal bragantino virou pântano salgado por volta de 420 anos AP, em consequência da descida do nível relativo do mar. A palinologia e estratigrafia observada nos sedimentos, indicaram também dois períodos de inundação, o primeiro com duração de 380 anos, ocorrendo entre 1130 a 1510 AD e o segundo que se iniciou em 1560 AD, o fim deste período não pode ser confirmado devido a limitação imposta pela datação por  $^{14}\text{C}$ . Provavelmente a alternância de condições mais secas e úmidas para o sedimento estão associadas às mudanças no nível relativo do mar. Registros de pólen indicam que os manguezais migraram para zonas mais elevadas durante as últimas décadas (Cohen et al, 2005), e pesquisas mais recentes comprovam que a tendência de migração continua indicando claro aumento do nível do mar (Cohen et al., 2009).

Guimarães et al (2013), analisou a morfologia, fácies sedimentares, palinologia, carbono e isótopos de nitrogênio, relação C / N e dados de radiocarbono de planícies de maré nos sedimentos influenciados pelo Rio Amazonas. Seus resultados indicam que o

desenvolvimento da vegetação durante os últimos 5.000 AP foi controlado por alterações morfológicas associadas com processos flúvio-marinhos.

A primeira fase de sedimentação transgressiva, representa o limite mais inferior do trato de sistema transgressivo. A deposição ocorre a partir da concentração dos sedimentos trazidos pela planície de maré no momento em que a energia destas correntes decresce em direção a este ambiente. A porção próxima da planície de maré está relacionada com a última fase de preenchimento do canal abandonado (5280-5160 AP). Fontes de lama siliciclástica cessaram e material orgânico autóctone, principalmente vegetação de várzea, tornaram-se predominantes durante os últimos 2840-2750AP. Campos herbáceos colonizaram planícies de marés antes de 3170-2970 AP e após 2630-2310 AP e 1350-1.290 AP e eles foram substituídos por vegetação de mangue indicando o claro aumento do nível do mar. Além disso, com a erosão de campos herbáceos houve formação de cheniers / planície de maré após 3170-2970 AP e antes de 220-140 AP (Guimarães et al, 2013).

Cohen, et al. (2015) estudaram as mudanças ocorridas no litoral amazônico, influenciadas por variação no nível relativo do mar e clima nos últimos 500 anos. Com a ferramenta da datação por  $^{14}\text{C}$ , observaram uma inversão das idades encontradas no testemunho (bioturbação) e a taxa de sedimentação por acreção vertical, variando de 0,13 mm/ano (100-30 cm) e 0,67 mm/ano (30-0 cm). A palinologia, a composição isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) e relação C/N indicaram a presença de dois ambientes ao longo do tempo: manguezal e planície herbácea. Sabendo que para o manguezal se estabelecer, os fatores topografia, temperatura, aporte de sedimentos, baixa energia (ondas e correntes) e flutuação do nível do mar são decisivos, os resultados indicaram que os manguezais ocorreram continuamente nos sedimentos com influência marinha entre o período >5610-5470 e 470-310 anos AP. A modificação observada na vegetação foi indicada pela matéria orgânica sedimentar, passando a ter características mais terrestres (plantas C3), além da geoquímica indicar um decréscimo da influência da água do mar nos últimos séculos. Provavelmente, o deslocamento dos manguezais está relacionado com uma queda no nível relativo do mar, que pode estar associado aos períodos mais secos e de menos chuvas, durante a segunda parte do último milênio, assim dependendo da topografia do local, descarga fluvial e pequenas flutuações no nível do mar, a área colonizada por manguezal pode ser afetada significativamente.

Em um estudo perto da foz do rio Amazonas, Alizadeh et al (2015), usando pólen e carvão vegetal, descreve a relação espacial savana/floresta e manguezais e mostra a

expansão das savanas no período glacial (regressão marinha) e desenvolvimento dos mangues durante o período interglacial (transgressão marinha). A zona costeira da área de estudo durante o Holoceno inicial e médio foi influenciada pela subida do nível do mar e a baixa descarga do rio Amazonas proporcionando uma maior salinidade (Cohen et al 2012), promovendo o desenvolvimento do manguezais e mudanças na vegetação (Alizadeh et al 2015).

Estudos conduzidos por Cohen et al. (2014) na planície deltaica dos rios Doce e Barra Seca, sudeste do Brasil (Costa do Espírito Santo), através de registros de pólen,  $\delta^{13}\text{C}$ , análise de C / N e datação de  $^{14}\text{C}$ , indicaram uma elevação do nível relativo do mar pós-glacial que causou uma incursão marinha, a qual invadiu baías e amplos vales, favorecendo a evolução de um estuário com uma ampla planície de maré dominada por manguezais durante o Holoceno inicial e médio. Entretanto, no Holoceno tardio, abundante aporte de sedimento proveniente de rios e queda do nível relativo do mar extinguiram manguezais, havendo expansão de vegetação herbácea concordando com trabalho de França et al. (2012).

O efeito da subida do nível do mar em manguezais no litoral sul da Bahia no Holoceno foi estudado por Fontes (2015). Este estudo indicou a presença de um sistema estuarino com planícies de marés dominados por matéria orgânica sedimentar estuarina com manguezais entre 7450 e 5500 cal anos AP. Durante 5500 cal anos AP, os manguezais retraíram com a expansão da vegetação herbácea (plantas C3 terrestres). Provavelmente causada pela ação combinada da queda do nível relativo do mar e o aporte de água doce.

Durante o Holoceno inicial e médio ocorreu um aumento do nível relativo do mar causando uma incursão marinha ao longo do vale fluvial estudado por Fontes 2015. O período seco, ocorreu durante o Holoceno inicial e médio, produzindo uma diminuição na descarga fluvial e contribuindo para a transgressão marinha. No entanto, durante o final do Holoceno ocorreu uma queda do nível relativo do nível do mar e um período úmido. Isto favoreceu uma regressão marinha e, conseqüentemente, os manguezais migraram para as planícies de marés associadas à margem de lagoas próximas as linhas de costa modernas.

Considerando o lago Arari-Ilha do Marajó, o aumento do nível do mar pós glaciação causou uma incursão marinha neste lago aproximadamente 9000 cal anos AP. O nível relativo do mar no litoral norte alcançou os níveis atuais entre 7000 e 5000 cal anos AP (Behling et al, 2004; Behling e Costa, 2001; Behling et al, 2001a.; Cohen et al.,

2005a; Souza Filho et al., 2006, 2009; Vedel et al., 2006). O arcabouço estratigráfico da ilha de Marajó, que está localizado na foz do rio Amazonas, mostra uma fase transgressiva que ocorreu do início para meados do Holoceno. Posteriormente, houve uma mudança retornando para condições mais continentais que ainda prevalecem hoje no centro da Ilha de Marajó (Rossetti et al., 2008a).

Embora tenha havido uma grande influência marinha na antiga lagoa durante o Holoceno inicial e médio, a magnitude do aumento do nível relativo do mar por si só não era suficiente para produzir a incursão marinha na Ilha de Marajó, pois durante os últimos 5000 anos, o nível relativo do mar não oscilou significativamente ao longo da costa do Norte do Brasil (Cohen et al., 2005a; Souza Filho et al., 2006), e a descarga de água doce de rios modernos na Ilha de Marajó mantiveram baixa salinidade da água das marés 0-6 ‰ (Santos et al., 2008). Consequentemente, os manguezais estão limitados a uma área no Nordeste da Ilha do Marajó (Cohen et al., 2008). Assim, durante o início até meados do Holoceno, a descarga fluvial pode ter sido menor do que a atual, e o aumento do nível do mar produziu um aumento na salinidade da água das marés.

Este estudo identificou que durante o desenvolvimento do lago houve a influência tanto marinha como de água doce, com três fases de desenvolvimento do Lago Arari: o período a partir de 8990-8690 cal anos AP até 2310-2230 cal anos AP é caracterizado pela forte influência marinha em toda a região de estudo representado pela colonização de mangue e acúmulo de matéria orgânica das algas marinhas. É provável que, durante este período a conexão com o mar era maior do que é hoje, o que contribuiu para o desenvolvimento de uma lagoa. Entre 2310-2230 cal anos AP e ~ 1.000 cal anos AP, o mangue foi substituído por vegetação herbácea de acordo com a redução da influência marinha, provavelmente devido ao aumento da descarga fluvial. Durante os últimos 1000 anos, o Lago Arari estabeleceu-se juntamente com a expansão da vegetação herbácea dominada pela influência de água doce.

### **3.6.Efeito da Inundação sobre os nutrientes do solo**

A presença de água nestes solos, tanto em caráter temporário quanto permanente, exige diferentes estratégias adaptativas das espécies de organismos (vegetais e animais) que ocupam o ambiente. Sendo assim, a vegetação de locais onde ocorrem encharcamentos ou inundações são constituídas de espécies resistentes a esses fatores (Gandolfi et al., 1995).

A biogeoquímica é fortemente influenciada por processos associados ao regime de maré, como a frequência de inundação, tempo de enchimento, o grau de encharcamento e a extensão do aprisionamento e mobilização dos nutrientes. A frequência de inundação vai influenciar diretamente na disponibilidade dos nutrientes, assim como na salinidade e oxigênio presentes nos sedimentos (Medina, 2010). Variações nos atributos químicos do solo podem induzir mudanças na disponibilidade dos nutrientes, e, conseqüentemente, resultar em sua deficiência ou toxicidade (Alva e Obreza, 1994). O solo ao ser inundado tem seus poros preenchidos pela água, expulsando os gases ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_2$ , etc) existentes em seu interior, condicionando assim o ambiente para o desenvolvimento de microorganismos capazes de reduzir compostos como nitratos,  $\text{MnO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , sulfatos e vários produtos orgânicos para as suas formas mais solúveis (Ponnamperuma, 1972).

Como cátion divalente, o  $\text{Fe}^{2+}$  solúvel compete com outros nutrientes como  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{NH}_4^+$  e  $\text{K}^+$  pelos sítios de troca, o que acelera a liberação destes para a solução. Em solos fortemente reduzidos, o teor de  $\text{Fe}^{2+}$  em solução pode vir a ser muito elevado, particularmente em solos com alto conteúdo de óxidos de Fe amorfos e elevado conteúdo de matéria orgânica. Com a redução de compostos do solo pela inundação, o pH aumenta, da mesma forma que aumentam os teores de  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mn}^{2+}$  em solução. Admite-se que, quando o pH dos solos atinge valores próximos a 6,5-7,0, as condições para a reoxidação do  $\text{Fe}^{2+}$  por reações químicas e microbiológicas são favoráveis.

De acordo com Olivie-Lauquet et al. (2001), o aumento do Al em solução está diretamente relacionado com o aumento dos teores de Fe e Mn. Isto é, com a solubilização dos compostos de Fe e Mn, o Al associado a estes óxidos também pode ser liberado em solução, o que aumenta sua mobilização. Além disso, com a solubilização dos compostos de Fe e de Mn, e conseqüente aumento dos teores destes elementos em solução, ocorre certamente um deslocamento de Al trocável, aumentando o seu teor em solução. Esta solubilização se sobrepõe à tendência do  $\text{Al}^{3+}$  hidrolizar e precipitar hidróxidos de Al em valores de pH mais elevados, sob inundação.

Durante a inundação observa-se um acréscimo do fósforo disponível e de nitratos, assim como o ferro e o manganês. De acordo com Fageria (1994), as bases trocáveis normalmente apresentam incremento na solução do solo, através de seu deslocamento do complexo de troca devido à alta produção de  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{NH}_4^+$  e  $\text{Mn}^{2+}$ . Dessa maneira, solos que possuam cálcio, magnésio, potássio e sódio adsorvido em suas partículas terão estes íons deslocados para a solução do solo com o processo de inundação.

Quando um solo ácido é inundado, normalmente o pH decresce durante os primeiros dias, atinge um mínimo e então cresce assintoticamente e se estabiliza em valores próximos ao neutro. O aumento do pH se deve à liberação de íons  $\text{OH}^-$  ou ao consumo de íons  $\text{H}^+$ . Esse aumento depende da relação entre os íons  $\text{H}^+$  ou  $\text{OH}^-$  e número de elétrons envolvidos na reação. A redução do ferro apresenta a mais alta relação íons  $\text{H}^+$ : elétrons, provocando, com isso, maior variação de pH (Ponnamperuma, 1972).

O cobre tem sua solubilidade reduzida com a elevação do pH (van Raij, 1991) em solos ricos em óxidos de ferro, como muitos dos solos brasileiros, é de se esperar uma maior redução em sua solubilidade com o estabelecimento do ambiente redutor em decorrência da inundação. O aumento da concentração dos cátions  $\text{Mn}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{2+}$  na solução do solo, em decorrência da inundação, é refletida no complexo equilíbrio de troca/solução, com o deslocamento de outros cátions adsorvidos para a solução do solo. Em solos onde o potencial redox atinge valores muito baixos, o sulfato é reduzido a sulfeto por bactérias. A redução do sulfato pode gerar implicações para diversas culturas vegetais sob inundação, tais como, um suprimento deficiente de enxofre, zinco e cobre, que podem estar sendo imobilizados. Em solos com baixo teor de ferro, pode haver formação de  $\text{H}_2\text{S}$  que é tóxico para diversos organismos (Ponnamperuma, 1972). A precipitação de certos íons metálicos na forma de sulfetos, em solos sob inundação, tem sido mencionada como um importante mecanismo na prevenção de possíveis níveis tóxicos, tanto do íon  $\text{S}^{2-}$  como dos íons metálicos (Guilherme, 1990).

Quando os solos são submersos, a difusão de  $\text{O}_2$  para o solo e  $\text{CO}_2$  para fora deste são grandemente restritas, resultando em acúmulo de  $\text{CO}_2$ , aumentando a concentração de  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{CO}_3^{2-}$  na solução do solo (Moraes & Dynia, 1992), podendo facilitar a precipitação de carbonatos.

Considerando o fósforo, ele está presente nas plantas como um constituinte dos ácidos nucleicos, fosfolipídios e moléculas ATP (Marschner, 1995). Apesar dos sedimentos de manguezais apresentarem uma grande quantidade de fósforo orgânico, a fração de fósforo inorgânico, com potencial para se tornar biodisponível, encontra-se em quantidades maiores (Boto & Wellington 1988). A distribuição das diversas espécies químicas de fósforo nas águas costeiras é controlada por agentes biológicos e físico-químicos específicos do ambiente. O fósforo pode ser disponibilizado no ambiente estuarino através do intemperismo de rochas fosfáticas, lixiviação do solo, excrementos de animais, águas pluviais, entre outras fontes (Esteves, 1998). Vários fatores físicos, químicos e físico-químicos influenciam na precipitação dos íons fosfatos no ambiente

aquático, dos quais se destacam os íons de ferro, alumínio, sulfetos, compostos orgânicos e carbonatos, pH e condições de oxi-redução. Em ambientes de pH elevado, o cálcio pode ter papel mais importante que o ferro, alumínio e o manganês. Neste caso, o fosfato é precipitado como fosfato de cálcio ou adsorvido a cristais de carbonato. A principal consequência da precipitação do íon fosfato é a exclusão definitiva ou temporária de circulação, com implicações sobre o ecossistema (Libes, 1992).

Como já discutido, a frequência de inundação da maré atua como um controlador da disponibilidade de nutrientes, influenciando na salinidade e anoxia (Boto & Wellington, 1984). Alguns manguezais onde foram empregadas técnicas de fertilização apresentaram o fósforo como nutriente limitante (Feller 1995; Koch & Snedaker, 1997) ao longo de um gradiente de frequência de inundação da maré (Boto & Wellington 1983; Feller et al. 2003). As florestas de manguezais apresentam uma extensa variação geográfica com elevada concentração de nutrientes e baixa salinidade, tais como muitos estuários no Brasil e Venezuela, até hipersalinos ambientes com poucos nutrientes, tal como ocorre em muitas ilhas no Caribe (Medina et al. 2010). Através dos gradientes de inundação, as florestas de manguezais são menos expostas às águas marinhas (zona de intermaré superior) e estas são mais limitadas em fósforo (Boto & Wellington 1983; Medina et al. 2010). Então, diferenças na tolerância à inundação pode ser uma das causas controlando a estrutura das florestas de mangue (Snedaker, 1982). A estrutura das florestas de mangue e produtividade ao longo dos gradientes de inundação têm sido correlacionados com a variação espacial e temporal da salinidade da água intersticial (Upkong 1991; Matthijs et al. 1999; Sherman et al. 2003) e disponibilidade de fósforo nos sedimentos (Boto & Wellington 1983; Chen and Twilley 1999).

### **3.7.Efeito do aumento da salinidade da água intersticial nos sedimentos**

Devido à alta salinidade das águas intersticiais, essas planícies de supramaré são ambientes costeiros onde podem ocorrer formação de sais por evaporação. Essa característica está associada ao baixo aporte de sedimentos clásticos e altas taxas de evaporação. Os evaporitos formados no campo salgado são semelhantes aos encontrados em sabkhas, que são ambientes adjacentes a um corpo d'água (marinho ou não marinho), de clima árido e são na sua grande maioria componentes de um perfil de solo nas zonas vadosas e freáticas (Warren & Kendall, 1985).

O sedimento evaporítico se forma dentro de um sedimento hospedeiro, mais abundante, e que se comporta como matriz, e cuja composição pode ser tanto carbonática,

siliciclástica ou mista. Gipso, anidrita e halita são os minerais evaporíticos mais comuns, ainda que o influxo de águas continentais possa causar o aparecimento de inúmeros minerais dependendo da química de tais águas. A associação de fácies sedimentares tais como esteiras algálicas formadas na região intermaré, nódulos e estruturas enterolíticas de sulfato de cálcio, cubos de halita em uma matriz carbonática ou siliciclástica, costuma ser boas evidências para a identificação de um ambiente marginal do tipo sabkha (Warren & Kendall, 1985) e também ocorrem no pântano salino de Bragança.

A alta concentração salina do meio dificulta a absorção de água e nutrientes pelas plantas devido ao baixo potencial total da solução do solo e da competição química entre nutrientes e sais (Blanco et al, 2008). O método mais direto para se restabelecer os níveis normais de N, P, Ca e K na planta em condições salinas, seria elevando a concentração desses nutrientes na zona radicular, pelo aumento da dosagem de fertilizantes (Cuatero & Muñoz, 1999). O pântano salino é uma área de preservação ambiental e não cabe este tipo de manipulação, assim, a vegetação local se especializou dependendo da sua resistência ao estresse salino.

### **3.8. Parâmetros para avaliação da evolução do campo salgado Bragantino**

#### *3.8.1. Geoquímica*

As características geoquímicas do solo do campo dependem de vários parâmetros, tais como vegetação (Nickerson e Thibodeau, 1985 e Kryger e Lee, 1996), matéria orgânica, a flutuação do lençol freático, bioturbação (Clark, McConchie, Lewis & Saenger, 1998) e movimento da água do solo (Baltzer et al., 1995).

Considerando a vegetação, a geoquímica pode influenciar na redução do desenvolvimento estrutural. Como exemplo, tem-se as comunidades de manguezais encontrados na Florida, onde o manguezal evidencia forte redução no seu desenvolvimento estrutural (mangues anões), com pouca acumulação de matéria orgânica na superfície, e baixa salinidade da água intersticial (Koch e Snedaker, 1997). Já em áreas localizadas mais perto do mar, caracterizadas por salinidade da água intersticial muito elevada, também foram observados mangues de menor desenvolvimento estrutural (Lin e Sternberg, 1992). A influência considerada para a característica da primeira área parecia ser principalmente a limitação de nutrientes, enquanto que a da segunda área, o fator que parecia determinante para o impacto no desenvolvimento seria a alta salinidade, com concentrações superiores a água do mar. Fontes grandes de água doce são naturalmente associadas com maior fornecimento de nutrientes, e os efeitos positivos resultam no

desenvolvimento de manguezais mais densos e de maior altura (por exemplo, Rivera-Monroy et al. 2004). Na área estudada, a combinação dos fatores alta salinidade e baixa disponibilidade de nutrientes como o P, com concentrações fisiologicamente prejudiciais de K e Na em folha, resultaram em diminuição da capacidade para produção de matéria orgânica e desenvolvimento do dossel.

Os campos são áreas de intensa atividade biológica. Esses ecossistemas aproveitam os recursos da atmosfera, sedimentos, água do mar para manter altos níveis de atividade biológica. Segundo Epley & Peterson (1979), relacionar a produtividade secundária de um produtor primário em especial, as *Avicennias sp.* por exemplo, é muito difícil. Uma variedade de vias de nutrientes disponíveis, água, matéria orgânica e descarga de energia, fazem com que análises quantitativas nestes ambientes sejam complicadas. Questões referentes a fonte de matéria orgânica não podem ser respondidas usando a abordagem do balanço de massa do ecossistema, porque a quantidade total de matéria orgânica produzida e importada é alta, necessitando de uma metodologia que mostre a importação e exportação da matéria orgânica.

A importância da determinação da matéria orgânica reside no fato de que a interpretação da ocorrência em ambientes mostra a efetiva contribuição sobre origem, natureza e destino final dessa matéria no ambiente considerado. Para os solos esse parâmetro tem importância pedológica no que diz respeito à fertilidade química desses ambientes, enquanto que em sedimentos é indicativa dos processos geoquímicos associados ao ambiente geológico considerado (Chester, 1990).

Um solo inundado possui determinado ambiente geoquímico, que pode ser alterado pela mudança da condição de anóxica para óxica. Pode ser oxigenado pela vegetação, tais como as árvores de *Avicennia* que são conhecidas por suas extensas raízes com pneumóforos. Elas constituem um caminho para a troca de oxigênio com a atmosfera (Scholander, Vanbarragem, e Sholander, 1955). Na Jamaica, a saída do O<sub>2</sub> a partir das raízes foi estimada entre 28 e 179 mmol O<sub>2</sub> (Nedwelle et al., 1994). Além disso, a intensa bioturbação por caranguejos de lama também pode permitir a oxigenação através de trocas gasosas entre atmosfera e sedimentos (Baltzer, 1995). Condições óxicas podem ser obtidas com uma diminuição do lençol freático durante a estação seca ou pela falta de matéria orgânica reativa, como foi identificado em experiências com o sistema de micro-eletrodo, onde as condições se revelaram totalmente anóxicas dentro dos milímetros superficiais de tapetes de algas, enquanto que apenas abaixo dos biofilmes de algas, as condições ficaram totalmente óxicas (De Wit, 2000).

Marchand et al. (2003) mostraram que os sedimentos do litoral da Guiana tinham características geoquímicas que davam testemunho tanto da sua origem amazônica, como de alterações possibilitadas pela vegetação de mangue, que lá cresce. Assim, a dinâmica costeira, biologia e características ecológicas peculiares a cada espécie vegetal, levam ao zoneamento da vegetação, que institui a diversidade tipológica e funcional de mangue/pântanos. Distância do mar ou estuário é o principal parâmetro discriminatório desta organização e este parâmetro integra ambas as variações de salinidade e a duração da submersão do substrato.

Marchand et al. (2003) obtiveram resultados que mostraram que dependendo da idade e evolução do manguezal, há diferenças na geoquímica do solo entre as florestas de mangue estudadas. Entre as florestas de manguezais jovens ou maduro, ambos frequentemente inundados, apresentaram baixo TOC e um aumento dos valores de Eh com a idade da floresta. Por outro lado, no mangue senescente, raramente submerso devido a uma diferença de micro-topografia, altos valores de TOC foram observados, menor valores Eh e de pH. Estes dados também indicam maior diferença na evolução da matéria orgânica sedimentar. A diminuição do teor de TOC e razão C: N indicam uma rápida decomposição da matéria orgânica derivada de raízes no mangue jovem.

A análise tipológica do mangue, comparado com o estudo das mudanças costeiras, deve permitir compreender a sua dinâmica e história e, possivelmente, a sua evolução a ser previsto em um contexto amazônico regional.

### 3.8.2. $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica sedimentar e da vegetação

Pessenda et al, (2005) destaca que desde a década de 1970, estudos comprovaram que a razão entre estes isótopos ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) nas plantas diferem consideravelmente, sendo possível utilizar esta razão para identificar os diferentes ciclos fotossintéticos. A importância dos estudos isotópicos está principalmente associada ao fato de que a técnica pode ser utilizada em todas as regiões com vegetação nativa e solos relativamente espessos, cuja cronologia determinada pela datação de  $^{14}\text{C}$ , representa em geral o Holoceno. Além de outro aspecto a ser enfatizado é que os resultados são bastante confiáveis sobre eventuais trocas de vegetação de ciclo fotossintético C3 (composto por árvores) e C4 (gramíneas), onde as plantas C3 apresentam valores de  $\delta^{13}\text{C}$  mais empobrecido em relação as plantas C4 (Bender 1971, Smith & Epstein 1971), e assim pode-se inferir mudanças na vegetação e clima em tempos pretéritos.

Os resultados dessa razão são expressos pela unidade relativa  $\delta$ , como mostra a equação determinada em relação ao padrão internacional VPDB (molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA), sendo o desvio padrão de 0,1‰ para a matéria orgânica. Amostras empobrecidas em  $^{13}\text{C}$  quando comparadas com padrão foram relacionadas a valores negativos de “ $\delta$ ” e amostras enriquecidas, a valores positivos.

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = [(R_{\text{amostra}} - \text{RPDB})/\text{RPDB}] \times 1000 \quad (3)$$

Onde  $R = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  para a razão isotópica do carbono.

Valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , das plantas C3 variam de -32 a -22‰, com uma média de -27‰. Plantas com mecanismo de fotossíntese C4, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variam de -9 a -17‰, com uma média de -13‰. As espécies CAM, geralmente suculentas, possuem valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de -10 a -28‰. Os valores isotópicos (Figura 11) são comparáveis aos de plantas C3 e C4 (Boutton, 1996).

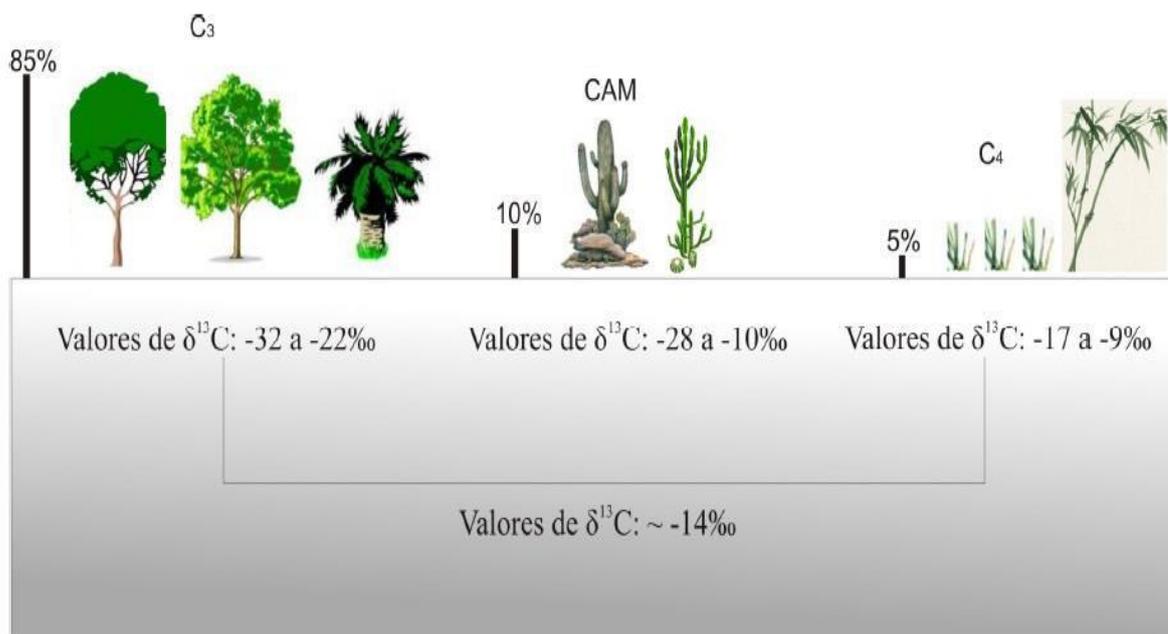


Figura 11 - Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C3, C4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton, 1996 (Retirado de França, 2010).

### 3.8.3. Relação C/N

Meyers (1994) demonstrou que a influência de origem marinha ou continental sobre o ambiente costeiro é revelada devido o material biológico de origem marinha ser mais enriquecido em nitrogênio quando comparado com material terrestre. Sendo assim, a

interação continente-oceano na zona costeira também pode ser traçada pelo C/N da matéria orgânica acumulada nos sedimentos superficiais, e com isso, determinar a evolução da influência relativa da matéria orgânica marinha ou terrestre (figura 12).

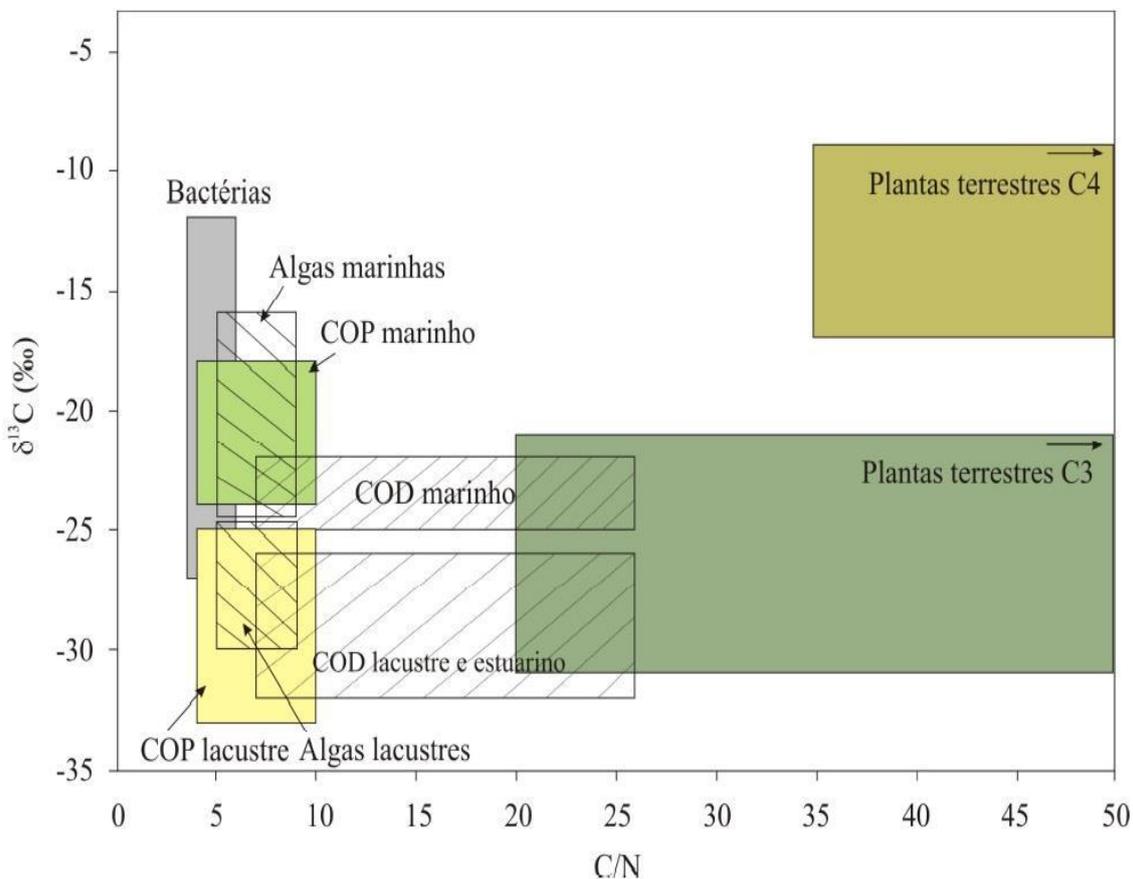


Figura 12 - Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha (modificado de Lamb *et al.* 2006, Meyers 2003, Wilson *et al.* 2005).

#### 3.8.4. Datação por $^{14}\text{C}$

Libby (1955) registrou que o  $^{14}\text{C}$  é formado constantemente na estratosfera, camada superior, aproximadamente 16 km da superfície terrestre. A reação para sua formação acontece através da interação de nêutrons (provenientes de colisões de raios cósmicos, principalmente partículas  $\alpha$ , de alta energia) com isótopo estável de  $^{14}\text{N}$ . Após a formação do  $^{14}\text{C}$ , este é oxidado a  $^{14}\text{CO}_2$  e entra no ciclo global do carbono, sendo distribuído pelos demais reservatórios naturais e permanecendo neles de acordo com os tempos de residência correspondentes, após assimilação e incorporação.

Este método tem sido a principal ferramenta para determinação cronológica de episódios ocorridos até aproximadamente 50.000 anos passados (correspondendo ao Pleistoceno Superior e Holoceno).

O cálculo é possível, devido ao decaimento radioativo do  $^{14}\text{C}$  ser em taxa constante, por emissão da partícula  $\beta$ , ou de um elétron, que possui uma energia máxima de 0,156 MeV, formando o  $^{14}\text{N}$  estável. A meia vida do  $^{14}\text{C}$  de 5568 +/- 30 anos, com erro na ordem de 3%, foi aceita por uniformizar os resultados obtidos em diversos laboratórios durante a implantação do método para análise nos anos 50 (Pessenda, 1998).

Sendo assim, a idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual da mesma, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar  $^{14}\text{C}$ , como mostra a Equação:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

A = atividade da amostra

$A_0$  = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

$\lambda$  = constante de desintegração

t = tempo (idade da amostra)

A atividade do material a ser analisado pode ser determinada através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo 1991), determinando sua idade:

$$t = -8033 \ln A/A_0$$

### 3.8.5. *Palinologia*

O termo palinologia introduzido por Hyde & Williams (1944) designa o estudo das características morfológicas externas de grãos de pólen e esporos, bem como sua dispersão e aplicações. Esse conceito foi expandido por Jansonius & McGregor (1996) e passou a incluir o estudo dos palinomorfos em geral, que são todos os espécimes microscópicos orgânicos que resistam ao tratamento químico corrosivo (com HF, HCl e H<sub>2</sub>NO<sub>3</sub>, por exemplo) aplicado sobre a rocha ou sedimento, tais como esporos de fungos, restos de tecido vegetal, cistos de algas, etc.

A análise palinológica de sedimentos tem sido amplamente utilizada em estudos de reconstituição de ambientes pretéritos em diferentes regiões do Brasil (Absy & Van der Hammen, 1976; Absy et al., 1991; Ledru, 1993; Salgado-Labouriau, 1997; Salgado-

Labouriau et al., 1997; Behling & Costa, 1997; 2000; 2001; 2004; Behling, 1998; 2001; De Oliveira et al., 1999; Bush et al., 2000; 2007; Behling et al., 2001a,b; 2004; Ledru et al., 2001; Sifeddine et al., 2003; Cohen et al., 2005a; 2008; 2009; Irion et al., 2006; Toledo & Bush, 2008a,b). É baseada em observações diretas dos palinomorfos fósseis e sua comparação com os taxa atuais, presentes em palinotecas ou disponíveis em literatura específica. O reconhecimento morfológico do grão possibilita a identificação da planta produtora e, a partir do conjunto dos tipos polínicos identificados, sua abundância e frequência de ocorrência, permite inferir em que ambiente ocorreu a sua deposição (Salgado-Labouriau, 1973).

A assembléia polínica de cada estrato de uma sequência sedimentar representa num determinado momento o ecossistema em que ocorreu sua deposição. A abrangência dessa representatividade (local ou regional) depende de um conjunto de fatores, que incluem a forma do grão de pólen e seu tipo de dispersão, a área de drenagem e o tamanho da bacia de sedimentação, dentre outros. Desta forma, caso um estrato acima do anterior contenha um conjunto diferente de palinomorfos, significa que houve uma modificação do ecossistema no decorrer do tempo, que pode estar associada às modificações no paleoclima da região investigada (Anderson et al., 1993).

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Geomorfologia e vegetação

A Península de Bragança, com 30 km de comprimento e até 15 km de largura, é coberta por 190 km<sup>2</sup> de áreas inundadas periodicamente pela maré. Florestas de Terra Firme isoladas de até 25 m de altura ocorrem em áreas mais elevadas na parte central da península, cercada por vegetação herbácea e manguezal. A maior parte da península é coberta por vegetação de mangue, com 10 - 25 m de altura, bem desenvolvida, cujas espécies predominantes são *Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans* e *Laguncularia racemosa*. A planície herbácea fica em áreas ligeiramente mais elevadas que as do manguezal adjacente e são predominantemente representadas por *Eleocharis geniculata*, *Fimbristylis spadicea* (Cyperaceae), *Sporobolus virginicus* (Poaceae) de metabolismo C3 (-26,90), e *Sesuvium portulacastrum* (Aizoaceae) de metabolismo C4 (-15,74). São raramente inundadas, fato que ocorre apenas nas marés equinociais.

No interior da planície há uma pequena ilha de terra firme, onde pode-se observar a presença de Anacardiaceae, Arecaceae, Heliconiaceae e Malpighiaceae nas margens.

Topograficamente, a planície herbácea é uma zona com baixos gradientes topográficos com extensa colonização de ervas com as partes mais baixas ocupadas por *Avicennia germinans* de pequeno porte (figura 13), que exibe também um gradiente suave, onde ocorre uma mistura com a vegetação herbácea. As árvores de pequeno porte (<5m) da espécie *Avicennia germinans* ocorrem em uma zona hipersalina com a salinidade da água intersticial em torno de 80‰.



Figura 13 – *Avicennia* de pequeno porte crescendo dentro da planície herbácea.

A planície herbácea mostra sinais de uma transição suave entre sua vegetação herbácea e florestas de mangue, com a coexistência de Cyperaceae (*Eleocharis geniculata*), Poaceae (*Sporobolus virginicus*), Aizoaceae (*Sesuvium portulacastrum*) e Acanthaceae (*Avicennia germinans*).

A progressão da vegetação de mangue sobre a planície herbácea pode ser claramente identificada e traçada entre os anos de 1972 e 2015 (figura 14). Na Tabela 2 pode-se observar a redução da área da planície herbácea ao longo dos anos.

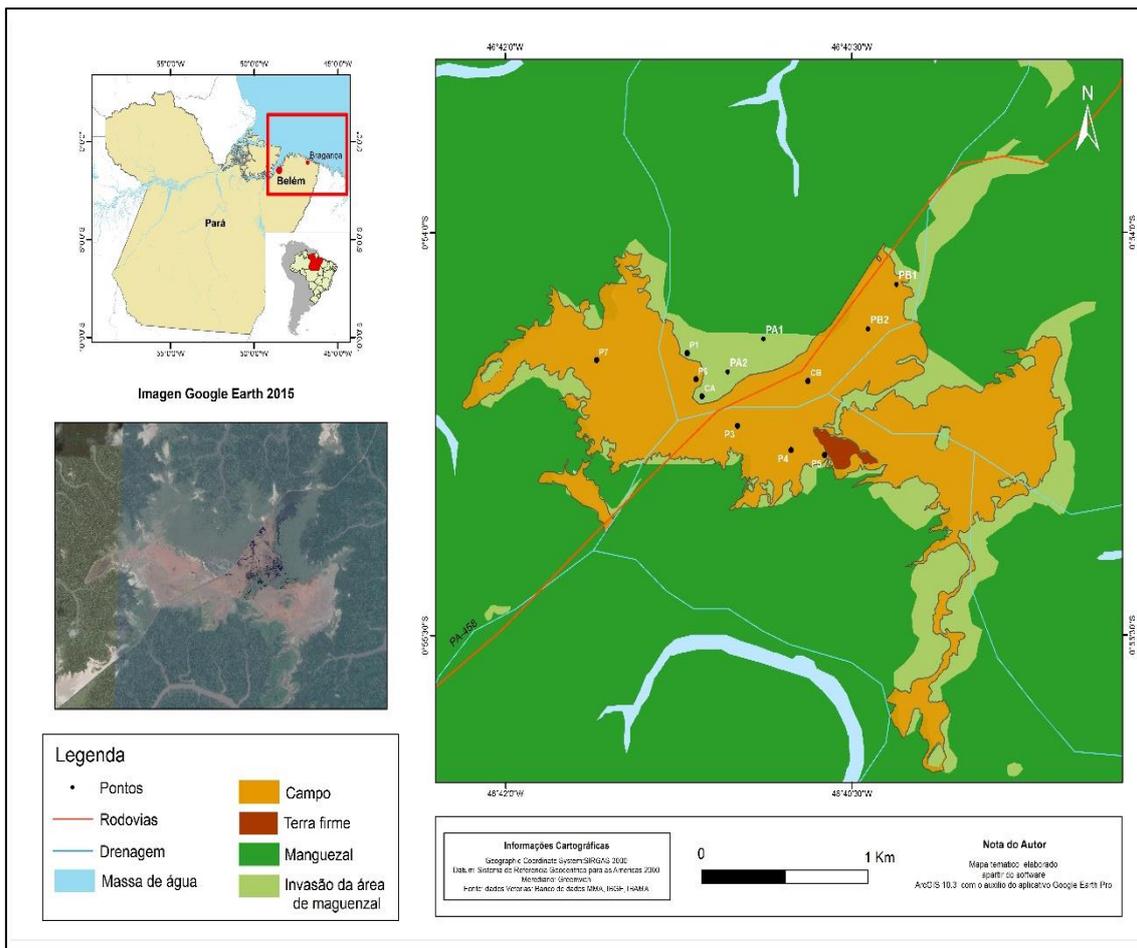


Figura 14 – Imagem retratando o avanço da área de manguezal sobre a planície herbácea.

É importante destacar que um estudo semelhante foi realizado Cohen & Lara (2003), quando foi obtido dados sobre a área da planície herbácea entre os anos de 1970 e 1997. Nesse trabalho foi acrescentado dados com informações a partir de imagens Ikonos do ano de 2003 e 2007.

Tabela 2– Área da planície herbácea ao longo dos anos, a perda representa o avanço do manguezal sobre a planície herbácea.

Ano	Área (km <sup>2</sup> )	Perda (km <sup>2</sup> )
1972-1986	9	--
1986-1988	7,1	2,1
1988-1990	6,3	0,8
1990-1991	6,2	0,1
1991-1997	5,6	0,6
1997-2003	5,6	0
2003-2007	4,3	1,3
2007-2015	2,8	1,5
<b>1972-2015</b>		<b>6,3</b>

Baseado nesses dados podemos observar que em 1972 a área correspondente a planície herbácea na península de Bragança era de 9 km<sup>2</sup> e até 1986 não foi registrada alteração da área ocupada pela vegetação herbácea. Entretanto, em comparação com imagens obtidas em 1988 é possível evidenciar uma migração do manguezal sobre uma área de planície herbácea com 2,1 km<sup>2</sup>, ou seja, áreas antes colonizadas por ervas foram substituídas por *Avicennia germinans*.

Considerando o intervalo entre 1988-1990, mais 0,8 km<sup>2</sup> de planície herbácea foram substituídos por árvores de *Avicennia*. Seguindo essa análise espaço-temporal, nos seguintes intervalos 1990-1991 e 1991-1997 foram perdidos 4,7 km<sup>2</sup> desde o ano de 1972. Entre 1997-2003 não foi observado avanço do manguezal sobre a planície, porém de 2003 a 2015, a tendência de deslocamento do mangue para áreas topograficamente mais elevadas novamente foi observada, reduzindo a área de planície herbácea para 2,8 km<sup>2</sup>, totalizando desde 1972 uma perda de 5,8 km<sup>2</sup> de planície.

Analisando as imagens de 1970 a 1997, Cohen & Lara (2003) identificaram tendência semelhante de migração do manguezal bragantino sobre a planície herbácea. Com a comparação feita de 1997 a 2015 observamos que a tendência deste avanço persiste.

#### 4.2.Morfologia do solo

Para a descrição de um perfil de solo, consideramos as características mais importantes de cada horizonte: cor, textura, estrutura, porosidade, cerosidade, consistência, cimentação e nódulos (concreções) minerais, aliados com análise dos parâmetros químicos e físico-químicos.

O perfil representativo (figura 15) da planície herbácea (P2) permitiu classificar esse solo como pertencente aos Gleissolos Sálícos Eutróficos, com textura argilo-siltosa, situado em relevo plano.

São sedimentos do Holoceno, sem pedregosidade ou erosão aparente, com drenagem imperfeita, sendo dividido em horizonte mais superficial O (0-4 cm) composto principalmente por raízes de ervas, A1 (4 – 24 cm) de cor oliva escuro (2,5Y 3/3 úmido), argilo siltosa, maciço, ligeiramente pegajoso, muito plástico, muito firme, transição plana, A3 (24 – 54 cm) de cor cinza oliva (2,5Y 4/3 úmido), argilo siltosa, maciço, ligeiramente pegajoso, plástico, firme, transição abrupta, C1<sub>g</sub> (54 – 82 cm) de cor bruno acinzentado claro (10YR 6/2,5 úmido), argilo siltosa, maciço, pegajoso, ligeiramente plástico, friável, transição gradual e horizonte C2<sub>g</sub> (82 - + cm) de cor bruno acinzentado (10YR 5/3 úmido), argilo siltosa, maciço, muito pegajoso, ligeiramente plástico, friável.

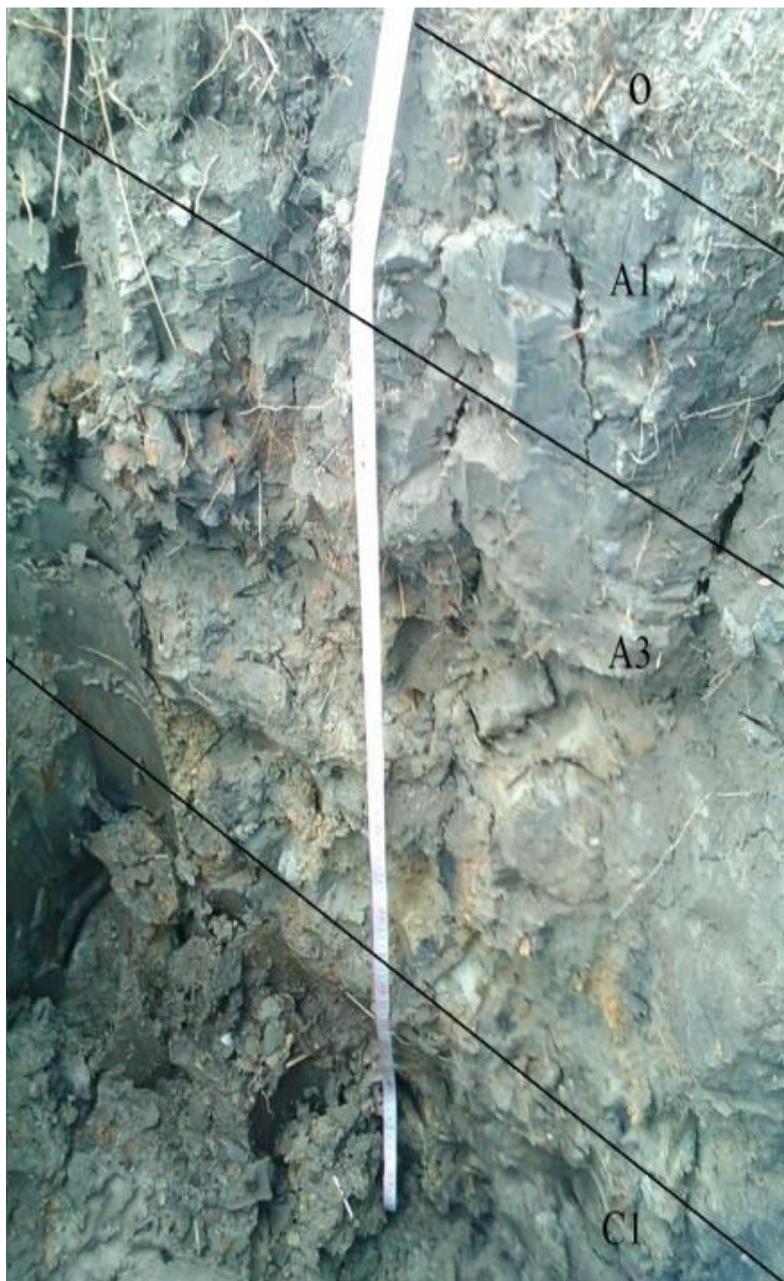


Figura 15 – Perfil P2, onde se observa os principais horizontes identificados.

Algumas características comuns aos ambientes salinos, como esteiras de algas e intensa precipitação de minerais evaporíticos a partir de salmouras foram observadas na superfície da planície herbácea (figura 16).

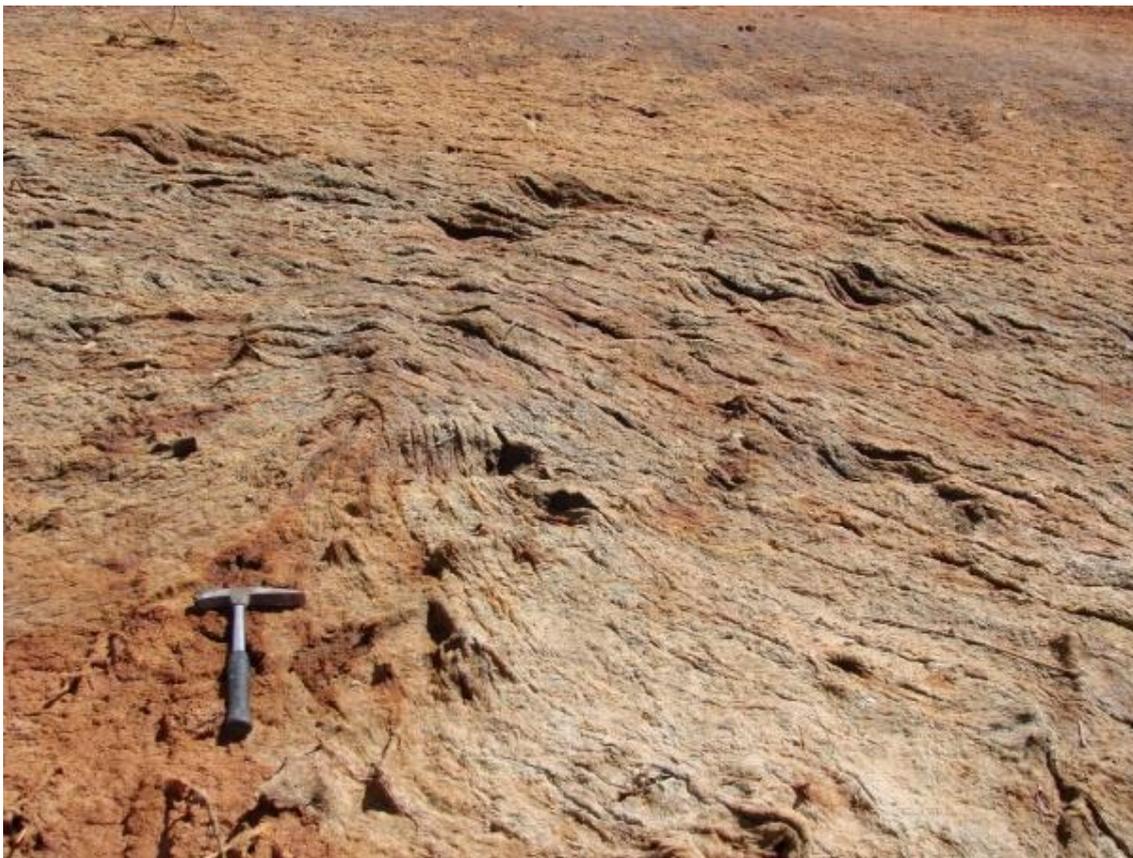


Figura 16 – Tapetes microbianos presentes em sistemas sedimentares evaporíticos. “Petees” são os padrões poligonais visíveis na superfície do tapete.

#### **4.3. Salinidade da água intersticial**

A salinidade da água intersticial flutua significativamente entre as estações secas e chuvosas. A planície herbácea apresenta valores elevados de salinidade intersticial durante a estação seca (>80‰), valores esses que decrescem no período chuvoso (5-30‰). Dentro da planície herbácea é possível observar pontos de maior salinidade situados do lado oeste da estrada, onde o avanço dos bosques de *Avicennia germinans* são em alguns locais temporalmente mais lentos, enquanto que o lado leste apresenta uma maior perda de cobertura herbácea. Isso pode estar relacionado a diferença de salinidade entre as águas do Furo do Taperaçu, do lado oeste da Península de Bragança, que possui salinidade maior que aquela observada no rio Caeté do lado oeste da península bragantina. As águas do Estuário do Caeté, lado leste, possuem uma salinidade menor, causada pelo relativamente maior volume de descarga do Rio Caeté (figuras 17 e 18).

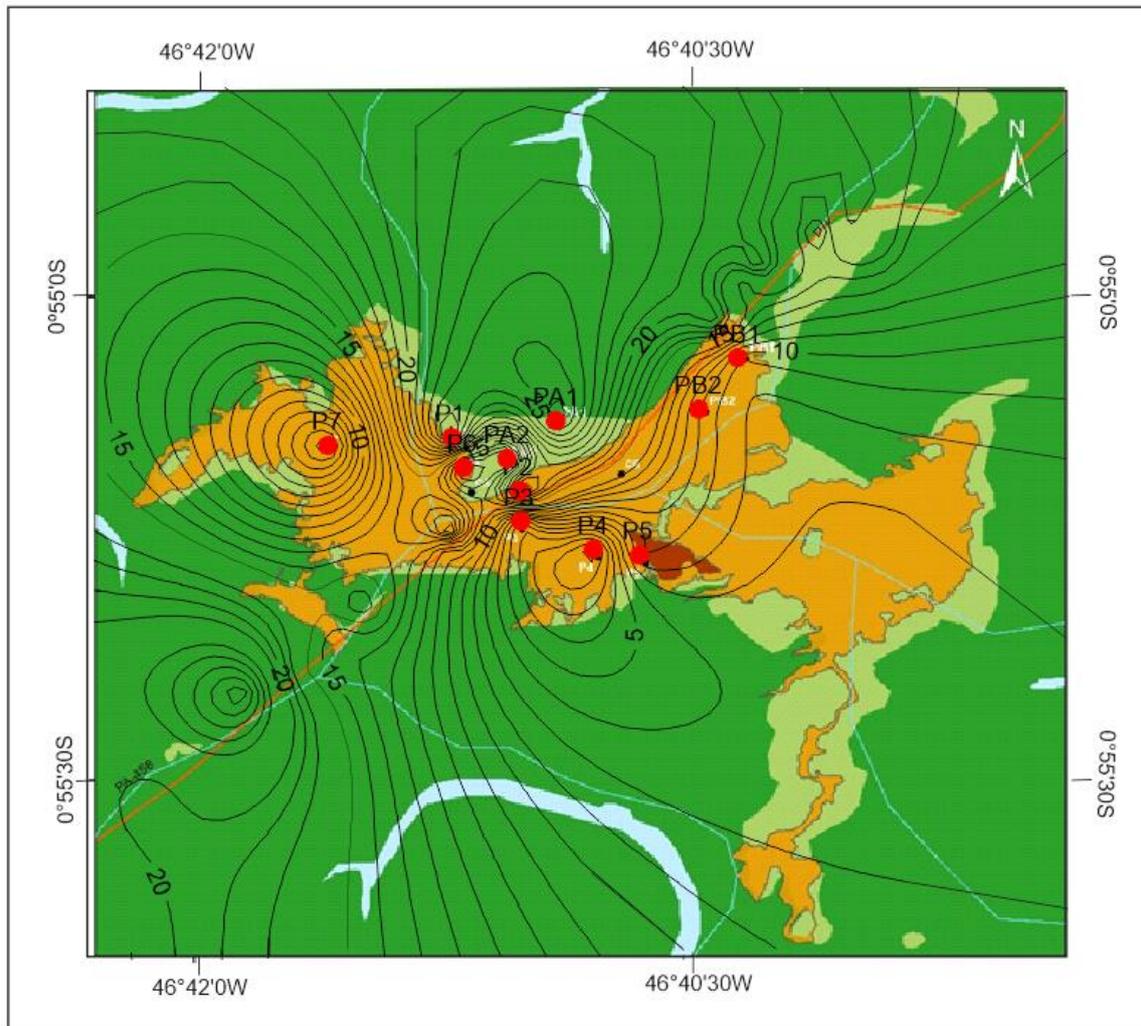


Figura 17 – Isolinhas de salinidade para a planície herbácea durante a estação chuvosa.

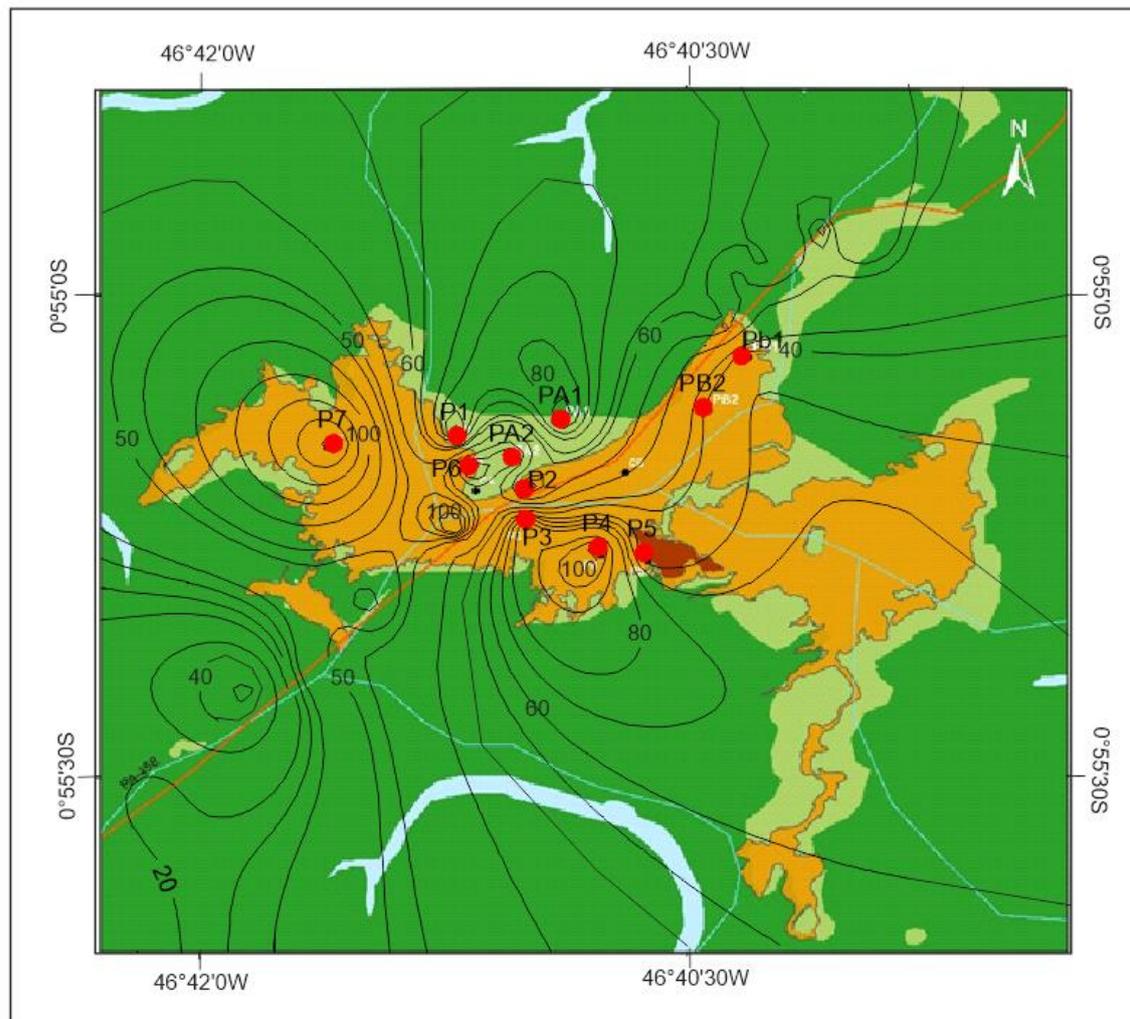


Figura 18 – Isolinhas de salinidade para a planície herbácea durante a estação seca.

Utilizamos os diagramas de Scatter e Schoeller (figura 19) para avaliar a contribuição das águas para cada lado da planície. Ambos os lados da planície recebem altas cargas dos íons de  $\text{Na}^+$  e  $\text{Cl}^-$ , mas a água que chega e permanece do lado PA é mais salina e possui influência do furo do Taperaçu.

O furo Taperaçu possui área de influência de aproximadamente 40 km<sup>2</sup>, sem qualquer fonte de água fluvial direta. A área de drenagem é composta principalmente de floresta de mangue e zonas húmidas, que fazem fronteira com o furo do Taperaçu. A área de mangue inclui vários canais de maré que ligam o Taperaçu com os estuários vizinhos.

O lado PB é mais próximo da influência do Caeté e pode-se observar que a água remanescente deste lado da planície (PB) é menos salina. Os principais corpos d'água do Taperaçu e Caeté são separados por 8 km de largura e 25 km de comprimento da península de Bragança com superfícies inundáveis, cobertas principalmente por florestas de mangue.

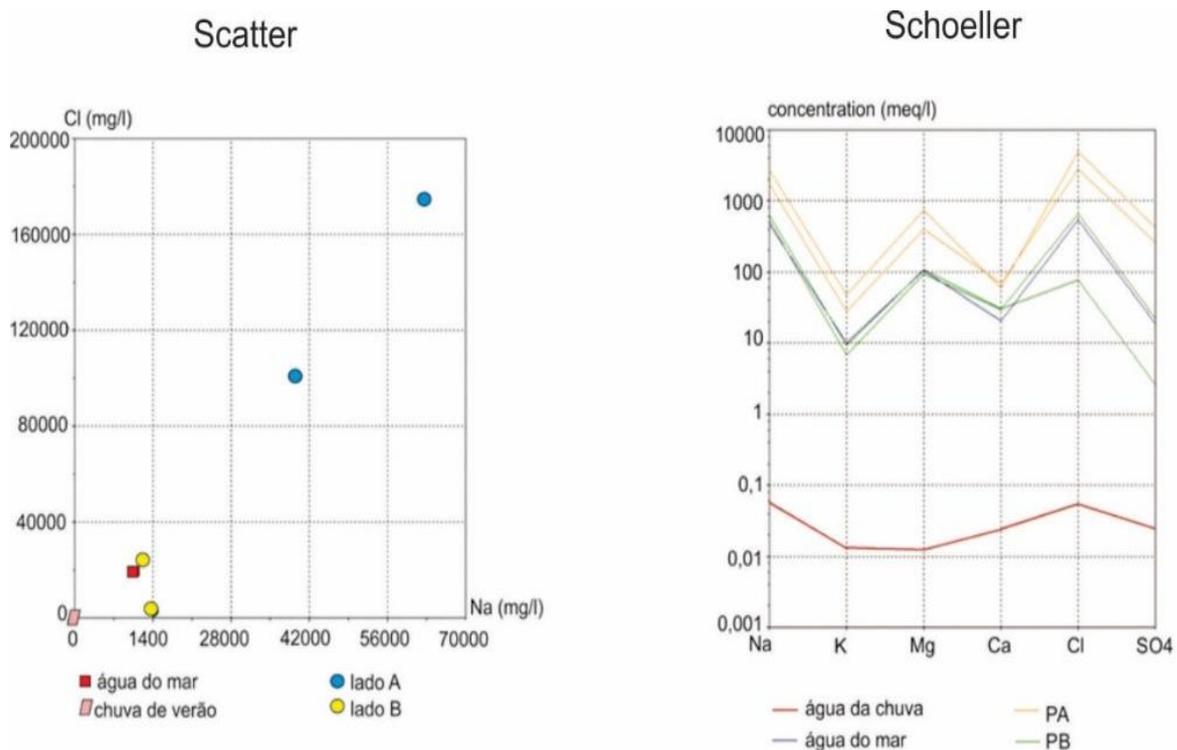


Figura 19 – Diagramas de Scatter e Schoeller indicando a contribuição das águas para a planície herbácea.

Com a lenta evaporação da água que permanece na planície após as marés equinociais há a formação de salmouras, principalmente do lado PA, topograficamente mais elevado e inundado pelo Taperaçu, chegando a concentrar e neoformar minerais evaporíticos (halita) (figura 20).



Figura 20 – Halitas sendo neoformadas com a evaporação da água remanescente da planície herbácea.

#### **4.4.Mineralogia**

##### *4.4.1Planície herbácea e manguezal*

Os argilominerais presentes no solo tanto na planície herbácea quanto no solo dos manguezais analisados não variaram ao longo dos testemunhos. Os principais argilominerais identificados foram: minerais interstratificados ilita/esmectita, ilita e caulinita (figura 21).

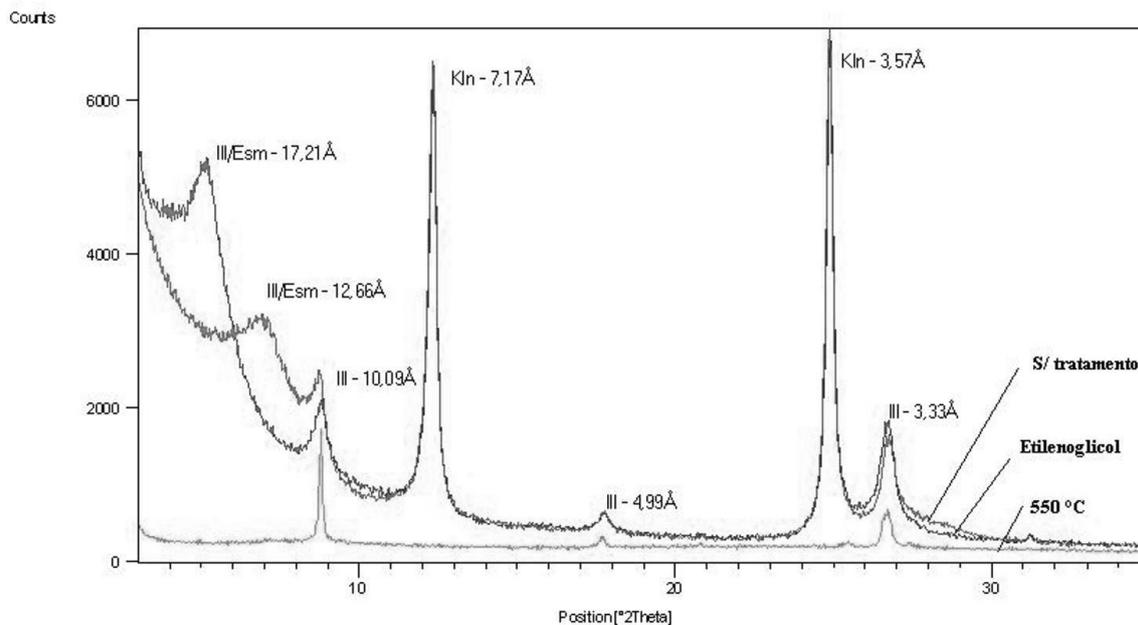


Figura 21 – Exemplo de difratograma da amostra da profundidade 150 cm do testemunho CA.

Contudo, nas análises em amostra total (silte+argila), o solo da planície herbácea, além dos argilominerais, apresentou quartzo e halita, assim como a presença da jarosita no intervalo 80-100 cm. O perfil P7 da planície herbácea foi diferente dos demais por apresentar o mineral polihalita (figura 22).

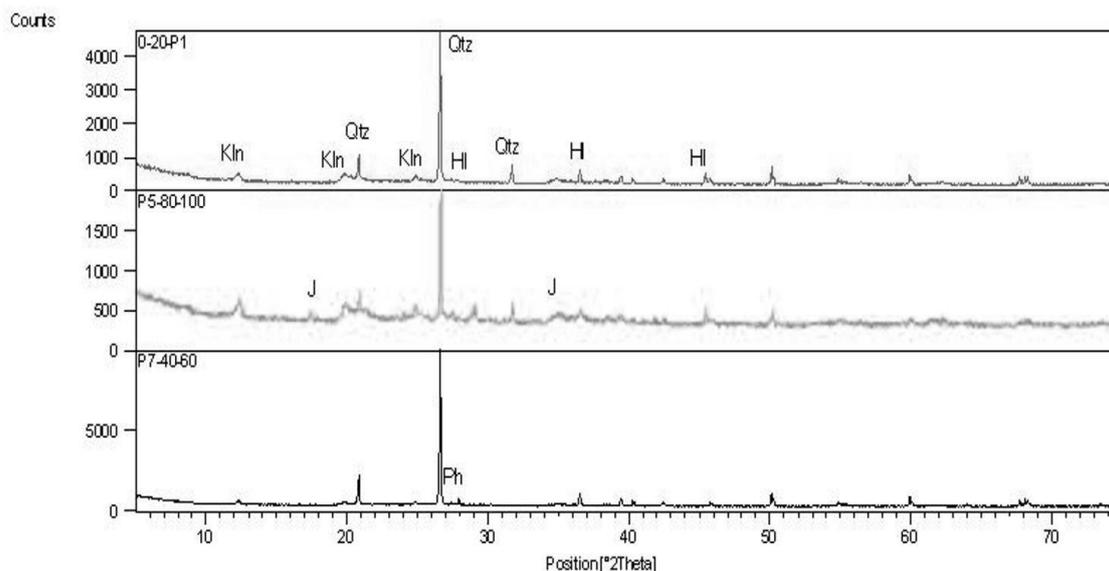


Figura 22 – Exemplo de difratograma identificando os principais minerais encontrados em testemunhos amostrados da planície herbácea (Qtz = quartzo, Kln = caulinita, Ph = polihalita, Hl = halita).

O perfil CA, além dos minerais identificados nos outros perfis, apresentou anatásio (200 e 210 cm), hematita (200 a 230 cm), gipso (a partir de 220 cm) e indicou a presença de pirita (a partir de 150 cm) (figura 23).

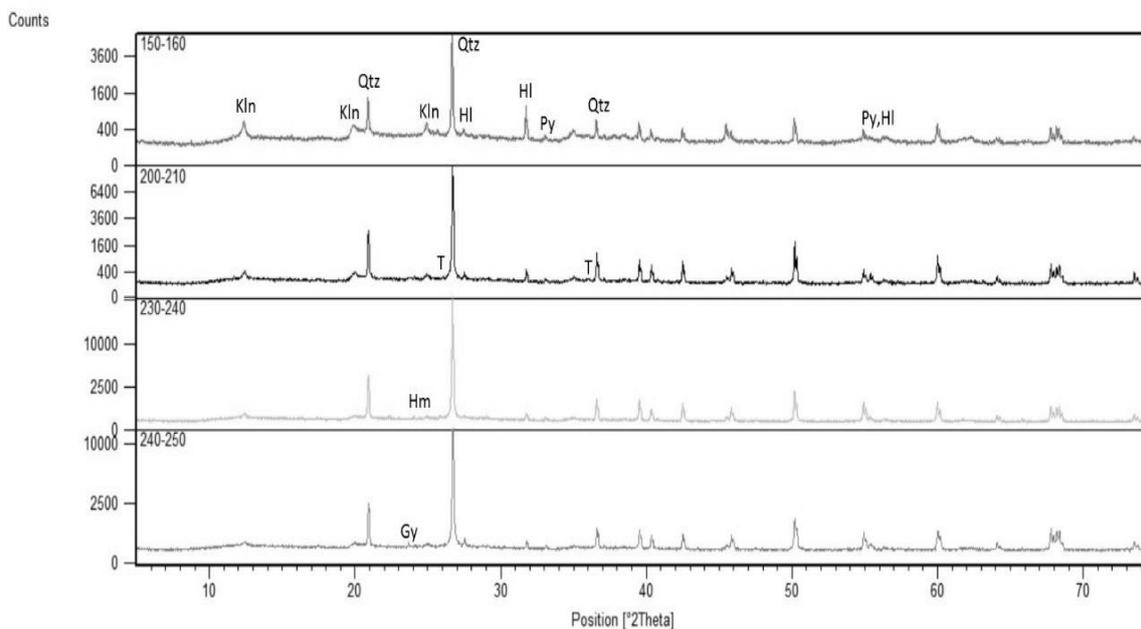


Figura 23 – Exemplo de difração identificando os principais minerais encontrados no perfil CA nas profundidades 240-250 cm, 230-240 cm, 200-210 cm e 150-160 cm. (Qtz = quartzo, Kln = caulinita, Py = pirita, Hl = halita, T = anatásio, Hm = hematita, Gy = gipso).

A análise de microscopia eletrônica de varredura identificou os minerais predominantes na superfície da planície herbácea, cuja a composição principal é de halita (cloreto de sódio) e bassanita (sulfato de cálcio) (figura 24).

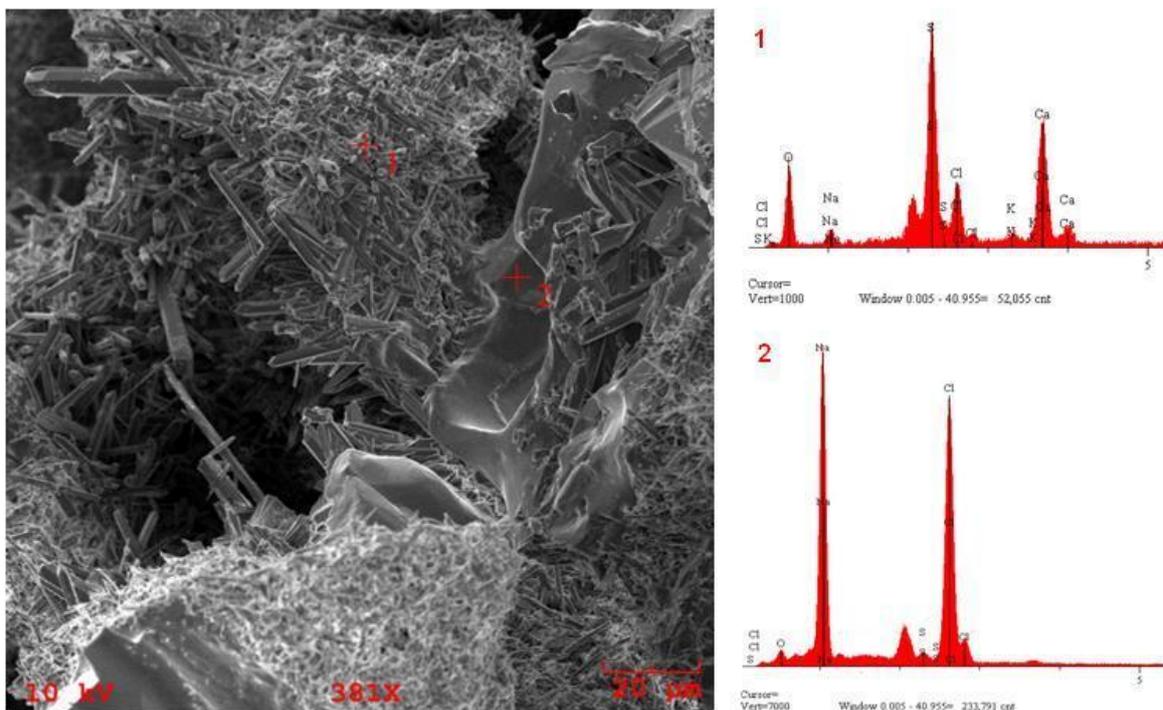


Figura 24 - EDS dos pontos 1 e 2 indicando a presença de sulfato de cálcio e cloreto de sódio, amostra coletada na superfície da planície herbácea.

#### 4.5. Análise Química da planície de maré ocupada por manguezal

##### 4.5.1 Elementos disponíveis na estação seca e chuvosa

Os perfis PA1 e PA2, da base para o topo, apresentaram características químicas semelhantes. As alterações geoquímicas que ocorrem sazonalmente, podem ser observadas na tabela 3.

Tabela 3 – Valores obtidos na análise química dos perfis PA1 e PA2. Os valores de condutividade elétrica (CE) estão em  $\mu\text{S}/\text{cm}$  no período das chuvas e em  $\text{mS}/\text{cm}$  na estiagem.

Amostras	Prof.	pH	CE	N	MO	P	K	Na	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
	cm	água	água	%	g/kg	mg/dm <sup>3</sup>	cmolc/dm <sup>3</sup>							%
<b><i>Estiagem</i></b>														
<b>PA1 0-10</b>	<b>10</b>	<b>4,8</b>	<b>41,2</b>	<b>0,11</b>	<b>18,41</b>	<b>49</b>	<b>4,75</b>	<b>98,81</b>	<b>4,5</b>	<b>25,8</b>	<b>0,1</b>	<b>2,63</b>	<b>37,69</b>	<b>93</b>
<b>PA1 10-20</b>	<b>20</b>	<b>4,9</b>	<b>21,1</b>	<b>0,06</b>	<b>11,01</b>	<b>69</b>	<b>4,27</b>	<b>98,81</b>	<b>3,3</b>	<b>24,9</b>	<b>0,1</b>	<b>2,63</b>	<b>35,11</b>	<b>92,48</b>
<b>PA1 20-30</b>	<b>30</b>	<b>4,7</b>	<b>28,6</b>	<b>0,05</b>	<b>9,85</b>	<b>81</b>	<b>4,48</b>	<b>120,6</b>	<b>4</b>	<b>35,8</b>	<b>0,2</b>	<b>2,95</b>	<b>47,25</b>	<b>93,71</b>
<b>PA1 30-40</b>	<b>40</b>	<b>4,8</b>	<b>32,6</b>	<b>0,05</b>	<b>10,73</b>	<b>75</b>	<b>4,22</b>	<b>112,7</b>	<b>3,5</b>	<b>30,7</b>	<b>0,1</b>	<b>2,47</b>	<b>40,9</b>	<b>93,94</b>
<b>PA1 40-50</b>	<b>50</b>	<b>5</b>	<b>37,4</b>	<b>0,09</b>	<b>13,58</b>	<b>130</b>	<b>4,91</b>	<b>158,1</b>	<b>5,1</b>	<b>39,3</b>	<b>0,1</b>	<b>2,63</b>	<b>51,95</b>	<b>94,92</b>
PA2 0-10	10	5,6	15,54	0,08	17,09	74	5,01	120,6	3,7	27,2	0,1	0,98	36,9	97,32
PA2 10-20	20	5	18,1	0,1	16,66	37	3,27	92,89	2,6	23,9	0,2	3,6	33,57	88,68
PA2 20-30	30	4,3	30,1	0,08	14,72	16	3,32	100,8	2,3	24,5	0,3	4,26	34,41	87,53
PA2 30-40	40	4,1	12,33	0,08	15,12	5	3,59	114,6	2,9	28,2	0,4	4,26	38,98	88,99
PA2 40-50	50	4,1	20,6	0,09	17,68	9	3,8	122,5	3	34,3	0,4	4,42	45,56	90,21
<b><i>Chuvas</i></b>														
<b>PA1 0-10</b>	<b>10</b>	<b>5,6</b>	<b>89</b>	<b>0,16</b>	<b>37,51</b>	<b>38</b>	<b>3,78</b>	<b>116,3</b>	<b>4,3</b>	<b>24,6</b>	<b>0,1</b>	<b>1,81</b>	<b>34,5</b>	<b>94,72</b>
<b>PA1 10-20</b>	<b>20</b>	<b>5,4</b>	<b>105</b>	<b>0,11</b>	<b>30,93</b>	<b>69</b>	<b>3,78</b>	<b>134,2</b>	<b>4,1</b>	<b>25,5</b>	<b>0,1</b>	<b>1,81</b>	<b>35,2</b>	<b>94,83</b>
<b>PA1 20-30</b>	<b>30</b>	<b>5,2</b>	<b>145</b>	<b>0,06</b>	<b>13,25</b>	<b>46</b>	<b>3,51</b>	<b>125,3</b>	<b>3,7</b>	<b>24,4</b>	<b>0,2</b>	<b>2,62</b>	<b>34,25</b>	<b>92,29</b>
<b>PA1 30-40</b>	<b>40</b>	<b>5</b>	<b>166</b>	<b>0,04</b>	<b>9,67</b>	<b>58</b>	<b>3,83</b>	<b>125,3</b>	<b>4,1</b>	<b>25,9</b>	<b>0,2</b>	<b>2,62</b>	<b>36,47</b>	<b>92,76</b>
<b>PA1 40-50</b>	<b>50</b>	<b>4,8</b>	<b>161</b>	<b>0,04</b>	<b>9,3</b>	<b>64</b>	<b>3,08</b>	<b>137,8</b>	<b>3,8</b>	<b>30,7</b>	<b>0,2</b>	<b>2,79</b>	<b>40,39</b>	<b>93,04</b>
PA2 0-10	10	5,4	73	0,06	12,48	48	2,45	89,46	2,8	19,5	0,1	1,31	26,07	94,94
PA2 10-20	20	4,7	196	0,05	9,82	13	2,93	105,6	2,4	25,5	0,3	3,5	34,63	89,03
PA2 20-30	30	4,6	178	0,05	9,38	12	2,82	112,7	2,4	24,8	0,3	3,5	33,82	88,76
PA2 30-40	40	4,3	213	0,04	9,7	5	2,71	112,7	2,5	27,3	0,4	4,25	36,8	88,34
PA2 40-50	50	4,1	216	0,05	11,84	5	2,71	132,4	2,6	36,8	0,4	4,75	46,9	89,79

Legenda: pH=potencial hidrogeniônico; CE=condutividade elétrica; N= nitrogênio; MO=matéria orgânica; P=fósforo; K=potássio; Na=sódio; Ca=cálcio; Mg=magnésio; Al=alumínio; H=hidrogênio; CTC=capacidade de troca catiônica; V=porcentagem de saturação de bases.

Os perfis PA, ficam localizados em uma área coberta por algas (figura 25) e com a presença de *Avicennia germinans*. Possuem águas intersticiais com pH que varia de uma acidez elevada para média, alta condutividade elétrica e teores de fósforo (P) que variaram de muito altos a baixo (130 a 5 mg/dm<sup>3</sup>).

A matéria orgânica (MO) é fonte de fósforo (P) e nitrogênio (N) para o solo, logo as concentrações destes elementos tendem a apresentar boas correlações. Pode-se observar que tanto a MO quanto o N foram maiores em superfície, oscilando em profundidade abaixo de 10 cm. Já o P obteve um ligeiro aumento durante o período seco, indicando outras fontes deste nutriente, além da contribuição a partir da matéria orgânica.



Figura 25 – *Avicennia* sp. e as algas submersas que cobrem a área dos perfis PA.

Durante o período das chuvas foi registrado valores maiores de C/N (28) e da matéria orgânica quando comparados ao período seco C/N (15).

Seguindo a tabela de comparação proposta por Muzilli (1978), os cátions trocáveis K, Mg e Na apresentaram altos teores, enquanto o Ca variou de médio para alto e o Al foi considerado baixo (não sendo considerado tóxico nessas concentrações). A CTC e a porcentagem de saturação por bases também são altas, indicando que o solo é capaz de armazenar boa quantidade de cátions trocáveis, que são nutrientes importantes para a vegetação. A mobilidade desses cátions em profundidade pode ser observado nas figuras 26 e 27.

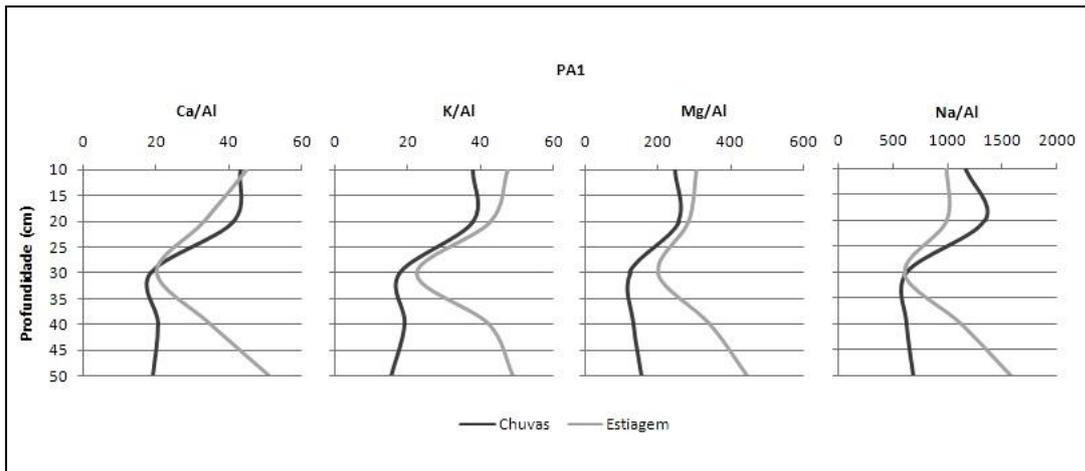


Figura 26 – Mobilidade dos cátions trocáveis  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Na}^+$  do perfil PA1, considerando o período sazonal e a profundidade. Notar que foi utilizado a razão dos cátions sobre o Al, devido a baixa mobilidade deste elemento.

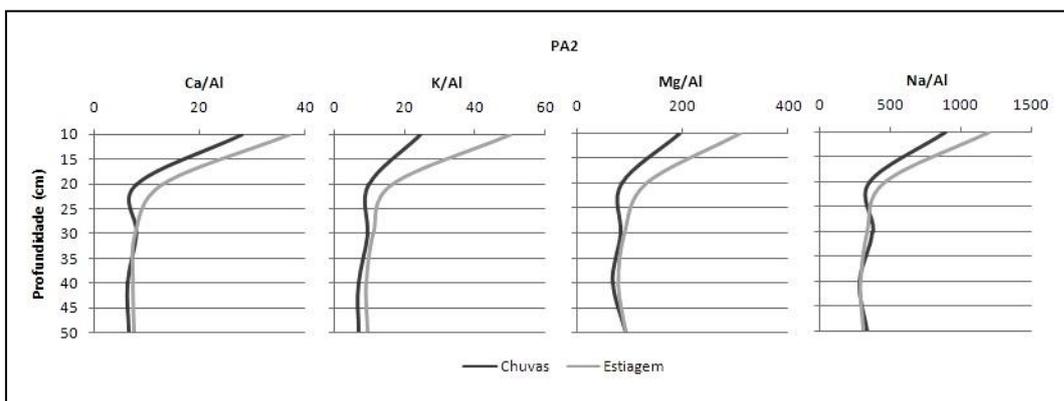


Figura 27 – Mobilidade dos cátions trocáveis  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Na}^+$  do perfil PA2, considerando o período sazonal e a profundidade.

O comportamento dos cátions no perfil PA foi semelhante durante o período da estação chuvosa e seca. É importante ressaltar que as concentrações diminuem em média nos primeiros 25 cm. Após esta profundidade, durante a estação chuvosa, os cátions não exibiram mudanças significativas nas suas concentrações. Entretanto, no período seco, o perfil PA1 exibiu um aumento da concentração desses cátions disponíveis abaixo dos 25 cm.

Nos setores da planície em estudo colonizadas por manguezal, os cristais de halita são facilmente visualizados na superfície do solo durante a estiagem. Isso indica uma intensa exposição dos solos à evaporação mesmo no período chuvoso. Entretanto, ao

analisarmos o perfil PA1 os valores de sódio no horizonte A1 (0 - 25 cm) foi menor no período seco do que no chuvoso. Isso pode ser resultado da liberação de cristais de halita (cloreto de sódio) a partir das folhas de *Avicennia* que exsudam tais cristais (figura 28). As águas da chuva intensificariam a remoção desses cristais.



Figura 28 – Cristais de halita, observados em folhas de *Avicennia*.

Esse alto teor de sódio confere características sódica, ou seja, a porcentagem de saturação por sódio em relação à capacidade de troca de cátions é superior ou igual a 15%, caracterizando o solo da planície coberto por manguezal como um “Solonchak” segundo a classificação proposta pela Embrapa, (1999). Essa característica permite incluí-lo na classificação dos Gleissolos Sállicos sódicos, pois a relação de  $(\text{Na}^+ + \text{K}^+) / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  é superior a 1 e a razão  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  é inferior a 1. Isso indica que o sódio deve exercer uma alta influência no complexo trocável do solo e na especialização da vegetação.

#### 4.5.2 Caracterização Geoquímica (teores totais dos elementos)

O perfil P1 pode ser considerado como representativo da planície ocupada por manguezal. Neste perfil foi registrada significativas mudanças nas concentrações de  $\text{SiO}_2$ ,

K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O e Cl, enquanto que Fe-total, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, SO<sub>4</sub> e CaO pouco variam com a profundidade (tabela 4).

A composição química do perfil P1 é um reflexo da composição mineralógica identificada nos seus sedimentos, onde foi identificada a presença principalmente do mineral quartzo, caulinita e halita.

Tabela 4 – Teores totais dos elementos em %-peso

Perfil	Prof. (cm)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Cl	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	S	SiO <sub>2</sub>
		%peso									
P1	0	13,77	0,16	8,01	4,88	1,55	1,40	10,45	0,90	2,06	35,93
	20	16,42	0,12	2,84	7,15	1,97	1,25	3,20	1,12	0,85	50,66
	40	14,72	0,15	5,09	9,00	2,38	1,07	6,35	1,09	3,90	42,29
	60	13,27	0,14	7,19	8,10	1,90	1,33	9,02	0,95	2,70	35,17
	80	9,74	0,10	12,83	5,06	1,38	0,84	18,63	0,67	1,65	24,25
	100	16,13	0,12	1,96	9,46	1,97	1,35	2,83	1,14	1,09	49,70
<b>Média</b>		<b>14,01</b>	<b>0,13</b>	<b>6,32</b>	<b>7,28</b>	<b>1,86</b>	<b>1,21</b>	<b>8,41</b>	<b>0,98</b>	<b>2,04</b>	<b>39,67</b>

Os teores de SiO<sub>2</sub> situam-se entre 24,25 e 50,66%-peso, com média de 39,67%-peso e os teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 9,74 e 16,42%-peso, com média de 14,01 %-peso. Tais óxidos juntos somam mais de 50%. Tal percentual não é surpreendente devido à presença de carapaças de diatomáceas como sílica amorfa e os minerais de argila. Os teores relativamente elevados de SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> está relacionado também à origem dos sedimentos a partir do forte intemperismo químico na região.

A distribuição dos metais alcalinos varia pouco em profundidade. Os teores de K<sub>2</sub>O situam-se em torno de 1,86%-peso e correspondem ao feldspato potássico e/ou ilita; os teores de MgO situam-se em torno de 1,21 %-peso e são associados à esmectita. O CaO situa-se em torno de 0,13 %-peso e representa a calcita, embora o mineral não tenha sido identificado com frequência nos sedimentos estudados. Os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7,28 %) e S (2,04 %) correspondem à formação da pirita e os teores de TiO<sub>2</sub> (0,98 %), provavelmente ao anatásio.

As concentrações elevadas de Cl e Na<sub>2</sub>O com média de 6,32% e 8,41% respectivamente, provêm da água do mar e são visíveis na superfície da planície durante o período de estiagem formando cristais de halita.

#### **4.6. Análise química da planície de maré ocupada por ervas**

##### *4.6.1 Análise dos Elementos Disponíveis nas estações seca e chuvosa*

Os perfis analisados PB1 e PB2 da base para o topo apresentam características químicas semelhantes. As alterações composicionais que ocorrem sazonalmente, podem ser observadas na tabela 5.

Os perfis PB estão localizados em uma área um pouco menos salina e com vegetação predominante de ervas (figura 29).



Figura 29– Ervas que cobrem a área dos perfis PB.

Tabela 5 - Valores obtidos na análise química dos perfis PB1 e PB2. Os valores de condutividade elétrica estão em  $\mu\text{S}/\text{cm}$  no período das chuvas e em  $\text{mS}/\text{cm}$  na estiagem.

Amostras	Prof.	pH	CE	N	MO	P	K	Na	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
	cm	água	Água	%	g/kg	mg/dm <sup>3</sup>	cmolc/dm <sup>3</sup>						%	
<b><i>Estiagem</i></b>														
<b>PB1 0-10</b>	<b>10</b>	<b>5,6</b>	<b>15,84</b>	<b>0,13</b>	<b>34,91</b>	<b>74</b>	<b>3,54</b>	<b>71,15</b>	<b>3,5</b>	<b>19,3</b>	<b>0,1</b>	<b>1,64</b>	<b>27,99</b>	<b>94,1</b>
<b>PB1 10-20</b>	<b>20</b>	<b>5,6</b>	<b>11,46</b>	<b>0,09</b>	<b>20,72</b>	<b>68</b>	<b>3,59</b>	<b>75,1</b>	<b>2,9</b>	<b>18,2</b>	<b>0,1</b>	<b>1,81</b>	<b>26,51</b>	<b>93,13</b>
<b>PB1 20-30</b>	<b>30</b>	<b>5,6</b>	<b>12,45</b>	<b>0,09</b>	<b>18,25</b>	<b>69</b>	<b>3,48</b>	<b>73,12</b>	<b>3,7</b>	<b>19,1</b>	<b>0,1</b>	<b>2,47</b>	<b>28,76</b>	<b>91,38</b>
<b>PB1 30-40</b>	<b>40</b>	<b>5,5</b>	<b>14,5</b>	<b>0,06</b>	<b>12,08</b>	<b>58</b>	<b>3,48</b>	<b>75,1</b>	<b>3,3</b>	<b>20,4</b>	<b>0,1</b>	<b>2,8</b>	<b>29,99</b>	<b>90,63</b>
<b>PB1 40-50</b>	<b>50</b>	<b>5,5</b>	<b>14,8</b>	<b>0,06</b>	<b>14,81</b>	<b>78</b>	<b>3,85</b>	<b>84,98</b>	<b>3,6</b>	<b>21,4</b>	<b>0,1</b>	<b>2,3</b>	<b>31,16</b>	<b>92,59</b>
PB2 0-10	10	5,8	16,32	0,14	34,35	62	3,59	79,05	3,4	21,4	0,1	0,98	29,38	96,63
PB2 10-20	20	5,5	10,83	0,08	16,36	76	3,32	75,1	3,5	23,7	0,1	4,94	35,47	86,05
PB2 20-30	30	4,8	14,25	0,07	13,69	40	3,64	90,91	4,2	26,3	0,3	4,43	38,6	88,45
PB2 30-40	40	4,8	16,53	0,06	16,92	54	3,69	100,8	4,2	28,2	0,2	2,79	38,9	92,78
PB2 40-50	50	5,2	17,71	0,07	20,79	85	4,06	106,7	6	30,2	0,1	2,96	43,23	93,13
<b><i>Chuvas</i></b>														
<b>PB1 0-10</b>	<b>10</b>	<b>5,7</b>	<b>106</b>	<b>0,17</b>	<b>36,64</b>	<b>31</b>	<b>3,03</b>	<b>82,3</b>	<b>4,5</b>	<b>21,4</b>	<b>0,1</b>	<b>3,46</b>	<b>32,4</b>	<b>89,29</b>
<b>PB1 10-20</b>	<b>20</b>	<b>5,9</b>	<b>68</b>	<b>0,09</b>	<b>16,11</b>	<b>68</b>	<b>3,19</b>	<b>87,67</b>	<b>4</b>	<b>19,4</b>	<b>0,1</b>	<b>0,98</b>	<b>27,58</b>	<b>96,41</b>
<b>PB1 20-30</b>	<b>30</b>	<b>5,7</b>	<b>117</b>	<b>0,07</b>	<b>16,12</b>	<b>63</b>	<b>2,93</b>	<b>84,1</b>	<b>4</b>	<b>19,6</b>	<b>0,1</b>	<b>2,14</b>	<b>28,68</b>	<b>92,5</b>
<b>PB1 30-40</b>	<b>40</b>	<b>5,4</b>	<b>140</b>	<b>0,06</b>	<b>11,22</b>	<b>45</b>	<b>2,87</b>	<b>89,46</b>	<b>3,7</b>	<b>23,2</b>	<b>0,1</b>	<b>2,8</b>	<b>32,58</b>	<b>91,38</b>
<b>PB1 40-50</b>	<b>50</b>	<b>5,4</b>	<b>133</b>	<b>0,06</b>	<b>11,28</b>	<b>48</b>	<b>2,87</b>	<b>82,3</b>	<b>3,9</b>	<b>20,1</b>	<b>0,1</b>	<b>2,8</b>	<b>29,68</b>	<b>90,53</b>
PB2 0-10	10	5,8	82	0,1	30,42	48	3,25	102	3,5	24	0,1	1,31	32,07	95,88
PB2 10-20	20	5,8	89	0,09	16,17	74	3,08	102	3,8	25,5	0,1	1,81	34,2	94,68
PB2 20-30	30	5,6	120	0,07	16,96	53	2,93	109,1	4	26,5	0,1	2,8	36,24	92,25
PB2 30-40	40	5,6	120	0,1	18,35	50	2,93	112,7	4,3	28,8	0,1	2,3	38,34	93,97
PB2 40-50	50	5,7	102	0,11	31,51	51	3,25	116,3	4,6	30,1	0,1	1,81	39,77	95,42

Legenda: pH=potencial hidrogeniônico; CE=condutividade elétrica; N=nitrogênio; MO=matéria orgânica; P=fósforo; K=potássio; Na=sódio; Ca=cálcio; Mg=magnésio; Al=alumínio; H=hidrogênio; CTC=capacidade de troca catiônica; V=porcentagem de saturação de bases.

O pH dos solos nos perfis variou de uma acidez elevada a média (4,8 a 5,9), e foi ligeiramente maior no período de inundação.

Os teores de matéria orgânica (MO) e nitrogênio (N) oscilaram ao longo dos perfis, sendo considerados muito altos na superfície próxima à vegetação. O teor de matéria orgânica foi maior no período chuvoso que no período seco. A relação C/N da matéria orgânica pouco oscilou entre as estações, ficando na média em 13.

Seguindo a tabela de comparação proposta por Muzilli (1978), os cátions trocáveis  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$  e  $Na^+$  apresentaram altos teores. O  $Ca^{2+}$  variou de médio para alto e o Al foi considerado baixo. A CTC e a porcentagem de saturação por bases também são altas, indicando que o solo é capaz de armazenar boa quantidade de cátions trocáveis, que são nutrientes importantes para a vegetação.

Semelhante ao observado para os perfis colonizados por vegetação de mangue, o fósforo disponível foi maior no período de estiagem e apesar de possuir menos sódio, ainda foi classificado de forma semelhantes aos perfis PA, sendo inserido na classificação de Gleissolos Sálícos Sódicos. Os valores de soma de bases são muito elevados, mesmo se descontados os teores de sódio, tornando a capacidade de troca de cátions do solo também elevada.

Os perfis da planície herbácea, apesar de próximos, apresentaram comportamentos diferentes (figuras 30 e 31). O PB1 não indicou variação significativa entre os períodos avaliados. Trata-se de uma área de topografia relativamente mais baixa que durante o período seco ainda apresentava água remanescente do período chuvoso ou de alguma inundação da maré. Já o perfil PB2, durante a estiagem apresentou uma forte redução nos teores dos cátions nos primeiros 30 cm, porém aumentou após esta profundidade.

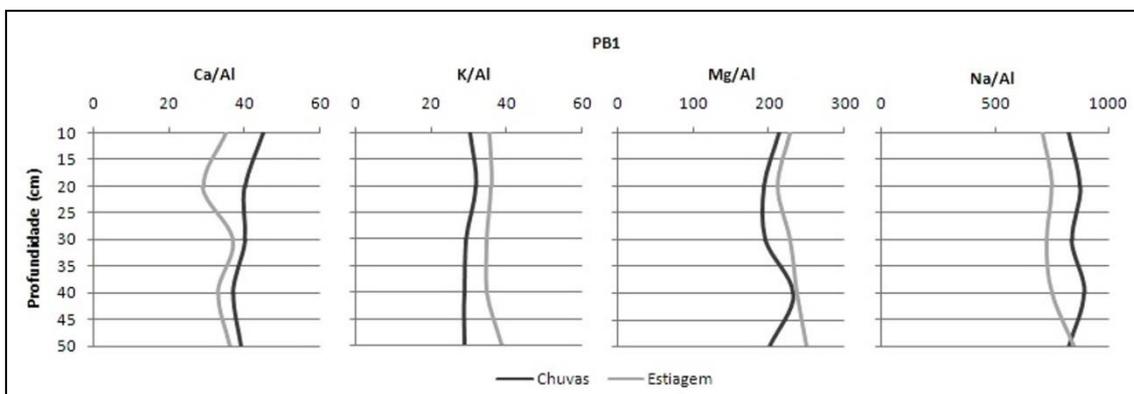


Figura 30 - Mobilidade dos cátions trocáveis  $Ca^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$  e  $Na^+$  do perfil PB1, considerando o período sazonal e a profundidade. Notar que foi utilizado a razão dos cátions sobre o Al, devido a estabilidade deste elemento.

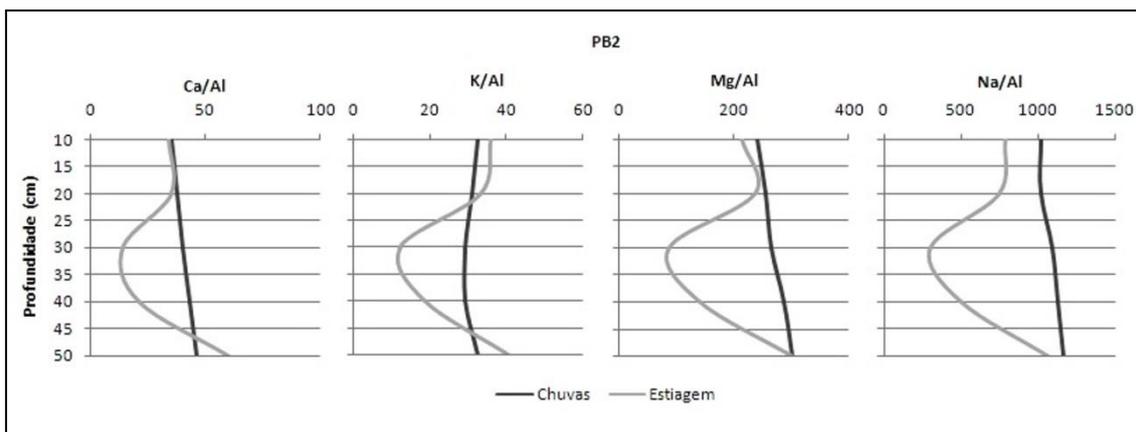


Figura 31- Mobilidade dos cátions trocáveis  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Na}^+$  do perfil PB2, considerando o período sazonal e a profundidade. Notar que foi utilizado a razão dos cátions sobre o Al, devido a estabilidade deste elemento.

#### 4.6.2 Caracterização Geoquímica (teores totais dos elementos)

Considerando os perfis P3, P4, P5, P6 e P7 (tabela 6), observou-se pouca mudança nas concentrações de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ , Fe total,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO e CaO com a profundidade, enquanto que  $\text{Na}_2\text{O}$ , Cl e S apresentaram oscilações ao longo dos perfis P5, P6 e P7 após os 40 cm.

Como constatado nos perfis amostrados da planície colonizada por mangue, a composição química dos perfis obtidos da planície herbácea também reflete a mineralogia identificada nos sedimentos, onde foi registrada a presença de quartzo, caulinita, bassanita, polihalita e halita.

Tabela 6 - Teores totais dos elementos em %-peso.

Perfil	Prof. (cm)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Cl	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
% peso											
P3	0	18,91	0,22	3,29	6,01	1,70	1,26	4,46	1,11	0,44	46,32
	20	20,30	0,17	0,52	6,58	1,86	1,34	0,81	1,13	0,32	51,69
	40	20,27	0,21	1,42	7,34	1,72	1,24	2,40	1,09	0,34	49,92
	60	19,90	0,18	2,77	6,79	1,87	1,18	4,68	1,09	0,37	47,78
	80	19,21	0,17	4,75	6,23	1,76	1,18	6,80	1,10	0,33	45,65
<b>Média</b>		<b>19,72</b>	<b>0,19</b>	<b>2,55</b>	<b>6,59</b>	<b>1,78</b>	<b>1,24</b>	<b>3,83</b>	<b>1,10</b>	<b>0,36</b>	<b>48,27</b>
P4	0	20,27	0,07	0,10	3,36	1,27	0,93	0,24	1,02	0,74	54,22
	20	21,41	0,03	0,09	5,43	1,59	0,90	0,19	1,25	0,50	53,80
	40	21,66	0,04	0,09	5,50	1,66	0,92	0,25	1,13	0,57	53,92
	60	20,84	0,03	0,10	6,60	1,56	0,94	0,24	1,09	0,94	52,86
	<b>Média</b>		<b>21,05</b>	<b>0,04</b>	<b>0,10</b>	<b>5,22</b>	<b>1,52</b>	<b>0,92</b>	<b>0,23</b>	<b>1,12</b>	<b>0,69</b>
P5	0	15,46	0,17	6,19	4,96	1,66	1,09	7,79	0,99	0,37	38,81
	20	16,29	0,11	5,75	8,72	1,77	1,02	6,11	1,03	0,34	38,29
	40	16,17	0,12	6,92	7,39	1,64	0,98	11,20	1,04	0,31	36,21
	60	16,55	0,13	5,80	8,04	1,79	0,97	9,40	1,04	0,36	38,65
	80	11,06	0,10	12,09	8,05	1,28	0,65	22,68	0,86	0,45	25,53
<b>Média</b>		<b>15,11</b>	<b>0,13</b>	<b>7,35</b>	<b>7,43</b>	<b>1,63</b>	<b>0,94</b>	<b>11,44</b>	<b>0,99</b>	<b>0,37</b>	<b>35,50</b>
P6	0	13,50	0,11	6,88	6,52	1,55	1,00	11,53	1,02	0,58	40,06
	20	15,43	0,11	2,82	9,69	1,74	1,08	4,29	1,18	0,83	47,72
	40	16,22	0,13	3,18	7,00	2,09	1,49	2,36	1,15	0,59	50,82
	60	13,59	0,12	6,79	6,53	1,97	0,96	11,86	1,03	1,40	41,08
	80	14,74	0,13	3,81	8,82	2,42	1,29	3,83	1,08	4,37	42,58
<b>Média</b>		<b>14,70</b>	<b>0,12</b>	<b>4,70</b>	<b>7,71</b>	<b>1,95</b>	<b>1,16</b>	<b>6,77</b>	<b>1,09</b>	<b>1,55</b>	<b>44,45</b>
P7	0	13,70	0,19	8,24	3,87	1,48	1,01	9,87	0,94	0,46	47,90
	20	12,61	0,16	11,34	4,66	1,41	0,91	12,71	1,02	0,42	43,36
	40	12,30	0,17	8,60	5,86	1,48	0,95	11,28	1,01	0,46	47,23
	60	8,97	0,11	17,24	4,40	1,18	0,62	22,46	0,82	0,70	32,72
<b>Média</b>		<b>11,90</b>	<b>0,16</b>	<b>11,36</b>	<b>4,70</b>	<b>1,39</b>	<b>0,87</b>	<b>14,08</b>	<b>0,95</b>	<b>0,51</b>	<b>42,80</b>

Os teores de SiO<sub>2</sub> situam-se entre 53,70%-peso e 44,45%-peso, com média de 49,07%. Os teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 21,05%-peso e 11,90%-peso apresentaram média de 16,47%. A distribuição dos metais alcalinos variou pouco com a profundidade em todos os perfis. Os teores de K<sub>2</sub>O situam-se em torno de 1,95%-peso a 1,39%-peso. Os teores de MgO situam-se em torno de 1,24%-peso a 0,87%-peso. O CaO situa-se em torno de 0,19%-peso a 0,04%-peso. Os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> estão entre 7,71%-peso e 4,70%-peso, e o de S entre 1,55%-peso e 0,36%-peso. Os valores de TiO<sub>2</sub> estão entre 1,10%-peso e 0,95%-peso. O Cl e Na<sub>2</sub>O apresentam relativamente elevados valores com média de 6,32%-peso e 8,41%-peso respectivamente.

Os perfis P3 e P4 possuem como particularidade, considerando o ambiente salino, a baixa concentração de sais, que pode ser observado na distribuição dos elementos no solo, devendo estar, portanto, fora da influência das salmouras produzidas pela evaporação da água da planície herbácea durante o período de estiagem.

A composição química do perfil P5 reflete a mineralogia, que é semelhante ao do perfil P6. Se observa principalmente a presença do mineral quartzo, caulinita, halita e jarosita em maiores profundidades. O Fe-Total e S mostraram concentrações praticamente constantes ao longo do perfil, aumentando ligeiramente com a profundidade, onde foi observada a formação da jarosita.

O perfil P7 apresentou o nível freático mais próximo da superfície (60 cm). Como a maioria dos perfis está localizado próximo de salmouras e, portanto, sob influência de soluções com altos teores de K e Mg, foi identificada a presença do mineral evaporítico polihalita.

O solo da planície herbácea possui composição química semelhante aquelas apresentadas pelos sedimentos dos manguezais. Entretanto, quando comparamos com sedimentos de manguezais de outras localidades do litoral paraense é possível constatar teores mais elevados de ferro, titânio, sódio, potássio e fósforo e teores mais baixos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  e S (Tabela 7).

Tabela 7- Comparação entre a composição química de manguezais, campo salgado e folhelhos.

<b>Elementos</b> (%-peso)	<b>Marapanim</b> (1)	<b>Planície</b> (2)	<b>Média Folhelhos</b> (3)
SiO <sub>2</sub>	54,47	43,62	58,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,32	15,98	15,40
MgO	0,9	1,07	2,44
CaO	0,41	0,13	3,11
F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,51	6,62	6,47
TiO <sub>2</sub>	0,69	1,03	0,65
Na <sub>2</sub> O	1,46	7,51	1,30
K <sub>2</sub> O	1,47	1,71	3,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	< 700 ppm	0,13	0,17
% C	2,59	2,43	0,80
MnO	0,03	-	-
S	1,57	0,98	0,64
PF	14,88	15,62	-

1 Manguezais do nordeste do estado do Pará (clima úmido) – Berrêdo, 2006;

2 Planície Herbácea (este estudo);

3 Média Folhelhos - Mason, 1971.

As razões SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (Figura 32) encontradas na planície herbácea correlacionam-se com valores obtidos por Berrêdo (2006) ao estudar o estuário do rio Marapanim, refletindo essencialmente o domínio da caulinita na constituição daqueles sedimentos. A razão SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mantém-se entre 2,31 e 3,84 (média de 2,78), levemente inferior aos valores encontrados por Berrêdo (2,89). A média K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (1,26) é um pouco maior que a obtida por Berrêdo (1,07).

O solo da planície herbácea, assim como os sedimentos coletados no estuário do Rio Marapanim, reflete a ação intensa do intemperismo tropical, indicando minerais ricos em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> como a caulinita. A baixa razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O está relacionada com a evaporação da água da planície herbácea que apresenta elevadas concentrações de Na<sub>2</sub>O.

Considerando o diagrama de comparações geoquímicas é possível verificar que os pontos com valores mais próximos dos folhelhos (leste da planície, lado B) indicam valores de K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O elevado, o que destoaria dos demais pontos. Porém, a anomalia está relacionada ao baixo teor de Na<sub>2</sub>O do perfil P4, posicionado no lado leste (lado B) da planície herbácea.

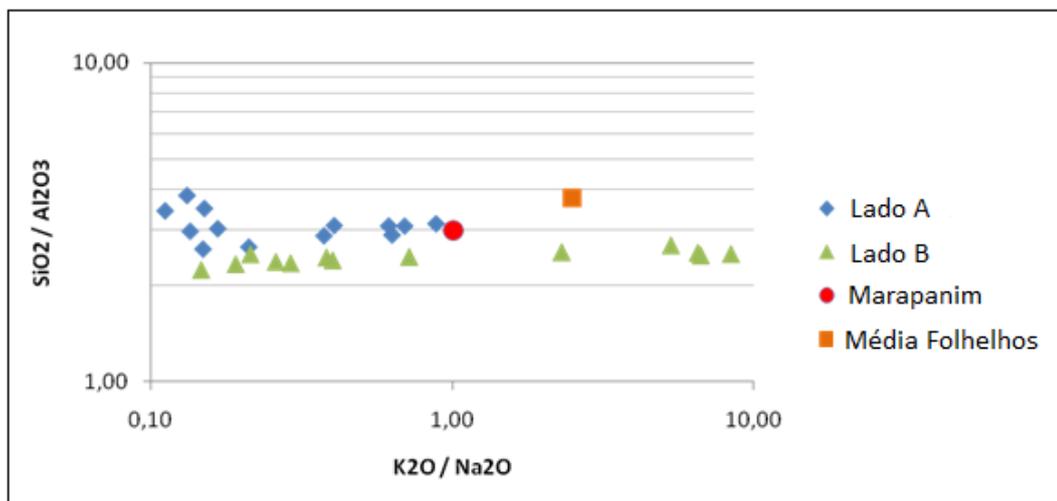


Figura 32- Diagramas de comparações geoquímicas entre as amostras do solo na planície herbácea (transecto A e B) e os sedimentos coletados no estuário do Rio Marapanim (Berrêdo, 2006).

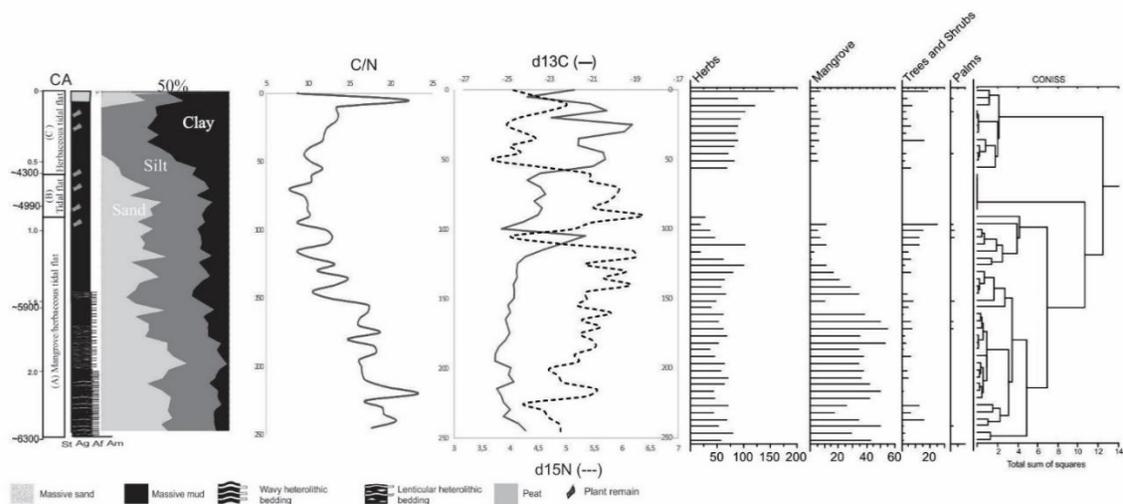
#### 4.7. Fácies, descrição polínica e de diatomáceas e valores isotópicos dos testemunhos do Manguezal adjacente a Planície Herbácea

Os depósitos estudados são caracterizados por uma camada de matéria orgânica fina (5 cm) na superfície, além de lama maciça, acamamento heterolítico lenticular e ondulado, amplamente bioturbado evidenciado através de restos de plantas e raízes.

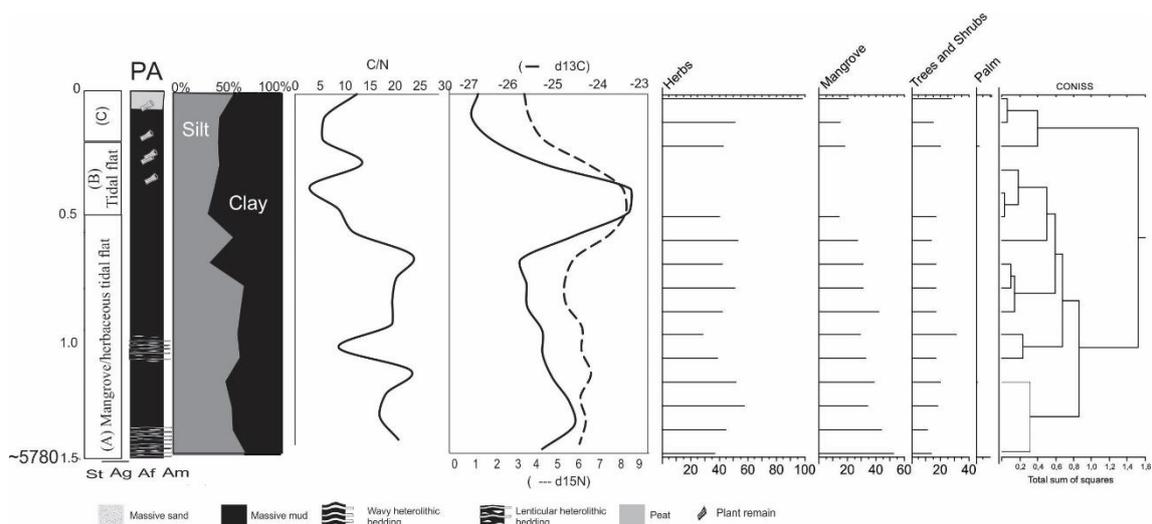
A partir dos testemunhos CA, PA e PB (figuras 33, 34 e 35) foi realizada uma análise polínica com base em 51, 26 e 26 lâminas, respectivamente, onde foram identificados 19 táxons distribuídos nos seguintes grupos: Árvores e Arbustos (0-46%), Ervas (0-93%), Manguezais (0-50%) e Palmeiras (0-3%).

Apenas no testemunho CA foi realizada a contagem das diatomáceas, onde foram encontrados cerca de 115 táxons, sendo 71 destes identificados até o nível de espécie. A ecologia das espécies foi relacionada principalmente ao *habitat* e ao hábito destas. Houve a predominância das espécies marinhas com 91%. As espécies de água doce apresentaram 6% e as estuarinas atingiram cerca de 3%. Vale ressaltar que em três intervalos (240-250; 160-170 e 110-120 cm) as espécies de água doce atingiram valores percentuais em torno de 12%, sendo que nestes mesmos intervalos as espécies marinhas apresentaram os menores valores percentuais. Além disso, se analisarmos o padrão de variação de cada habitat isoladamente, pode-se observar uma tendência oscilatória nos mesmos.

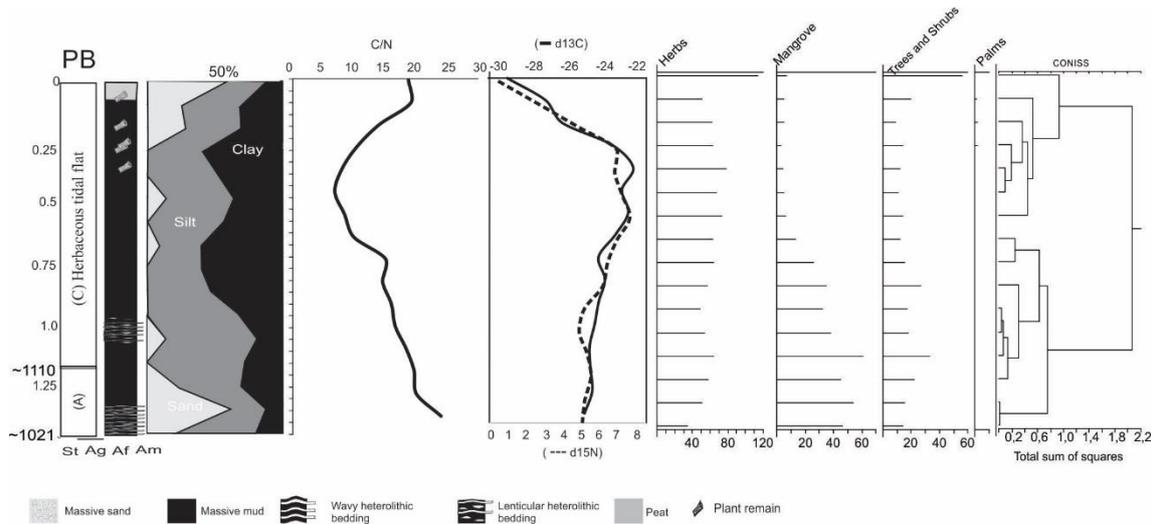
Quanto aos dados geoquímicos analisados nos três perfis, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variaram de -21‰ a -27‰ e os valores de C/N oscilaram entre 6 e 24.



Figuras 33 – Apresentação dos resultados do perfil CA, mostrando as variações ocorridas com a profundidade na sedimentação, fácies, grupos ecológicos e variáveis geoquímicas.



Figuras 34 – Apresentação dos resultados do perfil PA, mostrando as variações ocorridas com a profundidade na sedimentação, fácies, grupos ecológicos e variáveis geoquímicas.



Figuras 35 – Apresentação dos resultados do perfil PB, mostrando as variações ocorridas com a profundidade na sedimentação, fácies, grupos ecológicos e variáveis geoquímicas.

Os resultados granulométricos indicam que os sedimentos do PA foram depositados em ambiente com relativa estabilidade predominando as frações mais finas, entretanto, os testemunhos CA e PB apresentam maior concentração de grãos arenosos na base, apresentando uma tendência de granodrecrescência ascendente ao longo de todos os testemunhos analisados, relevando uma diminuição no fluxo hidrodinâmico na medida em que os sedimentos foram sendo acumulados.

Com base na análise das feições sedimentares associadas aos registros polínicos e de diatomáceas (testemunho CA), combinados com os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N permitiu a identificação de três associações de fácies: (A) Planície de maré com manguezal/ervas, (B) Planície de Maré sem vegetação e (C) Planície de maré herbácea (Tabela 8).

Tabela 8- Descrição das características das três associações de fácies encontradas.

Associação de fácies	Descrição das fácies	Predominância polínica	Dados geoquímicos	Diatomáceas	Interpretação
A	Lama maciça (fácies Mm) cinza esverdeada, Acamamento heterolítica ondulado (fácies Hw) e acamamento heterolítico lenticular (fácies Hl) cinza esverdeado.	Árvores e arbustos, Manguezais e Ervas	$\delta^{13}\text{C} = -19.14$ a $-25.82$ TOC= 0.39 a 2.49% $\delta^{15}\text{N} = 4.01$ a 7.96 TON= 0.01 a 0.29% C/N= 9 a 24	Espécies marinhas planctônicas, bentônicos marinhos e estuarinos.	Planície de maré ocupada por manguezal/ ervas
B	Lama maciça (fácies Mm).	Sem dados polínicos	$\delta^{13}\text{C} = -23.18$ a $-24.24$ TOC= 0.32 a 0.84 $\delta^{15}\text{N} = 5.41$ a 7.77 TON= 0.07 a 0.26% C/N= 3 a 14	Espécies marinhas e estuarinas planctônicas, estuarinas e marinhas bentônicas, ticolanctônicas e eurialinas.	Planície de maré
C	Lama maciça (Mm), fragmentos de raízes	Ervas	$\delta^{13}\text{C} = -21.32$ a $-29.92$ TOC= 0.37 a 7.2% $\delta^{15}\text{N} = 0.54$ a 8.24 TON= 0.05 a 0.44% C/N= 6 a 23	Baixa concentração de indivíduos. Destaque gênero <i>Eunotia</i> , ambientes de água doce.	Planície de maré ocupada por ervas

## (A) Associação de fácies - Planície de maré com manguezal/ervas

Esta associação de fácies foi identificada nos testemunhos CA (6300 - ~5000 cal anos AP), PA (5780 cal anos AP- indeterminado) e PB (em torno de 1000 cal anos AP) nos seguintes intervalos 2,5 - 0,9; 1,5 - 0,5 e 1,5 - 1,2 m, respectivamente. Esses depósitos consistem de lama maciça (massive mud, facies Mm), acamamento heterolítico lenticular (lenticular heterolithic bedding, facies HI) e ondulado (wavy heterolithic bedding, facies Hw). A assembleia polínica é caracterizada por quatro grupos ecológicos (figuras 36, 37 e 38) assim definidos: 1) Manguezal, representados por *Rhizophora* (0-47%) e *Avicennia* (0-15%), enquanto que os de 2) ervas estão principalmente evidenciados pela Cyperaceae (13-50%), Poaceae (10-51%) e Aizoaceae (0-41%). 3) Árvores e arbustos (2-45%) neste trabalho representam a vegetação de Terra Firme, onde estão principalmente evidenciadas através da presença de Fabaceae (0-44%), Melastomataceae/Combretaceae (0-6%), Anacardiaceae (0-5%), Euphorbiaceae (0-8%), Mimosa (0-6%), Malpighiaceae (0-4%), Moraceae/Urticaceae (0-3%), Rubiaceae (0-13%), Sapindaceae (0-1%), *Protium* (0-1%) e *Alternanthera* (0-1%). Nessa associação de facies foram registrados também grãos de pólen de 4) palmeiras (Arecaceae, 0-3%).

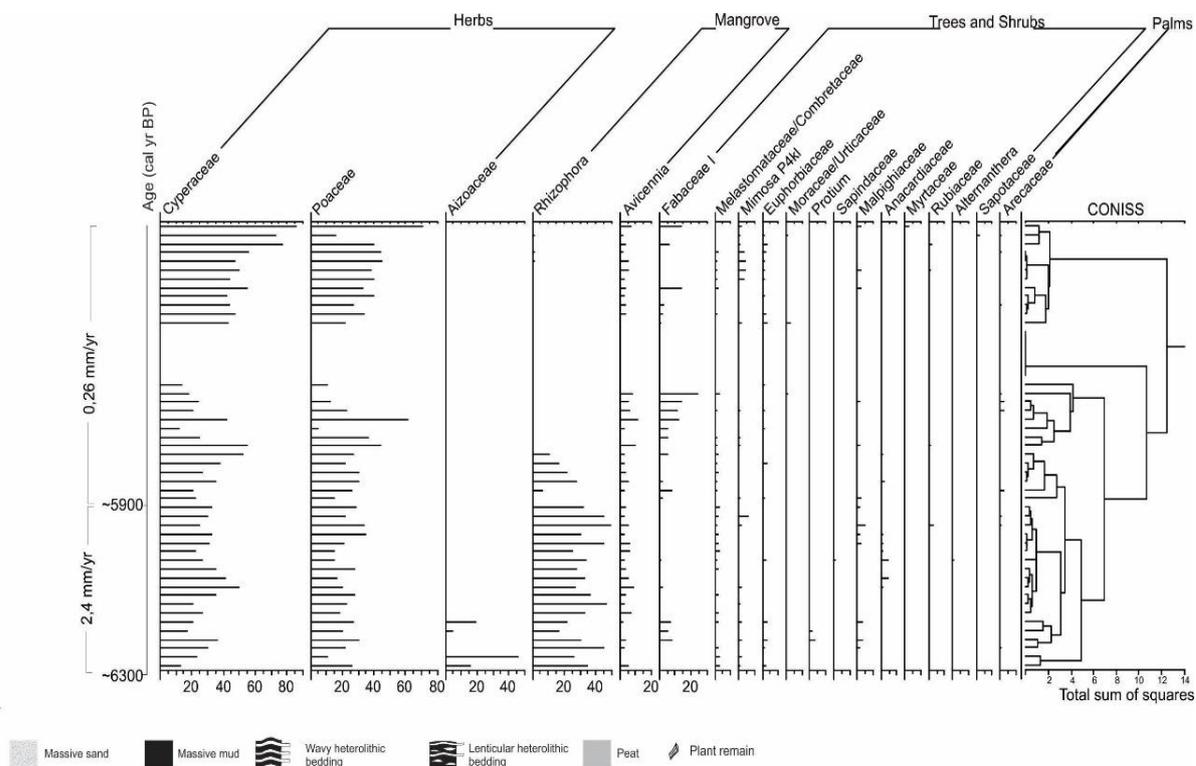


Figura 36 – Apresentação dos grupos ecológicos encontrados no perfil CA.

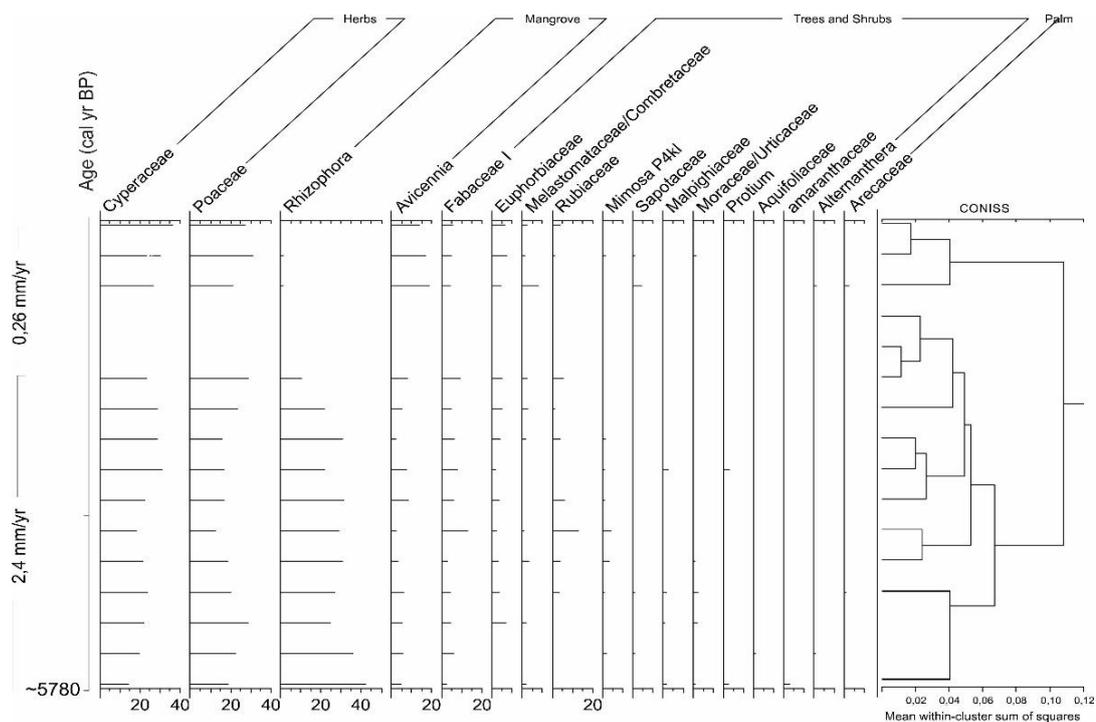


Figura 37 – Apresentação dos grupos ecológicos encontrados no perfil PA.

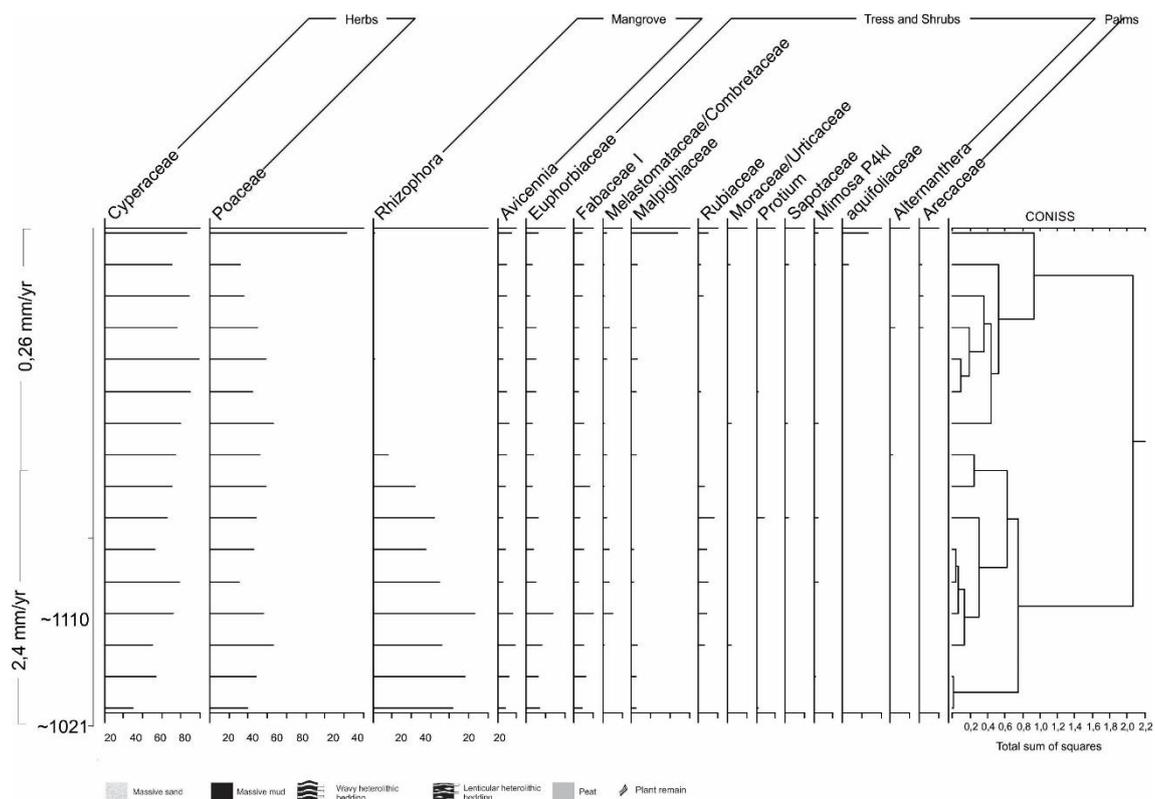


Figura 38 - Apresentação dos grupos ecológicos encontrados no perfil PB.

A contagem das diatomáceas foi realizada somente no testemunho CA. Ao longo dessa associação de fácies as mais abundantes foram espécies ticoplantônicas marinhas *Cymatosira belgica* (0-31%) e *Paralia sulcata* (0-18%), seguida das espécies marinhas planctônicas *Thalassionema nitzschioides* (0-8%), *Thalassiosira nanolineata* (0-6%), *Thalassiosira oestrupii* (0-5%) e *Cymathotheca weissflogii* (0-7%).

Quanto aos dados geoquímicos, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  e C/N oscilaram entre -21‰ e -25‰ (média= -23‰), 4,01‰ a 7,96‰ (média=5,98‰) e 11 e 23 (média=17), respectivamente. O diagrama binário  $\delta^{13}\text{C}$  x C/N sugere que os sedimentos acumulados durante essa associação de fácies apresentam matéria orgânica de origem predominantemente estuarina e de plantas terrestre C3 (Figura 39).

A assembleia mineralógica registrada para essa associação de fácies é composta principalmente por hematita, goetita, pirita, anatásio, jarosita, caulinita, ilita, esmectita e halita (Figuras 21 e 23).

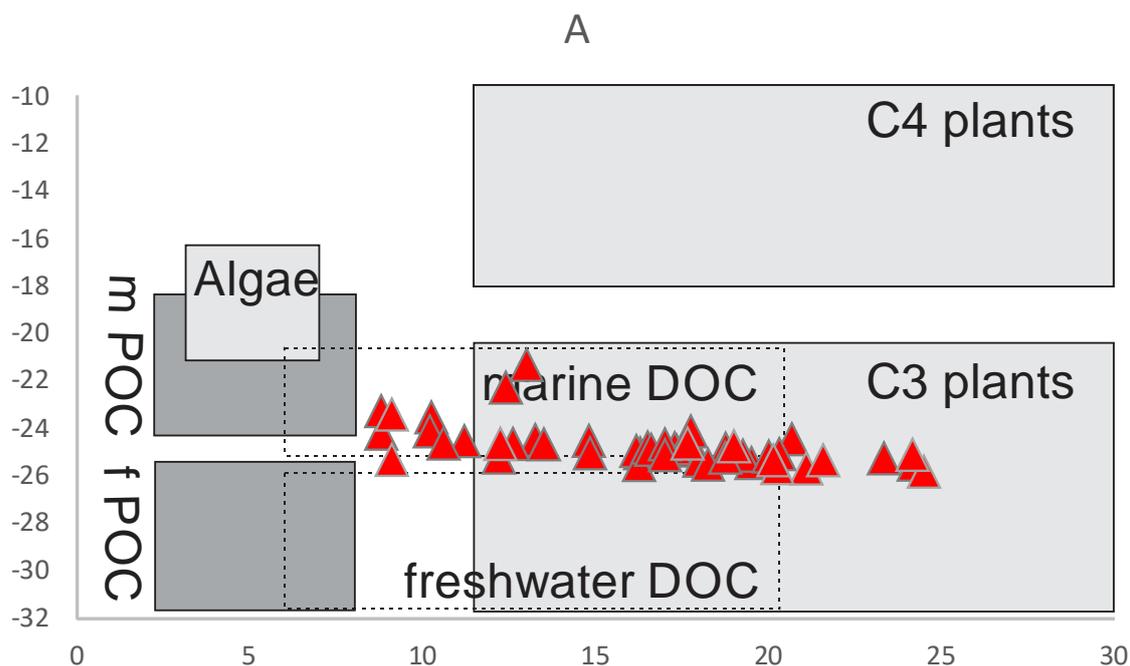


Figura 39 – Diagrama ilustrando a relação entre  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N para a facie sedimentar (A) planície de maré ocupada por manguezal/ervas, com a interpretação de acordo com Lamb et al. (2006), Meyers (2003) and Wilson et al. (2005).

(B) Associação de fácies - Planície de maré sem vegetação

Esta associação de fácies foi identificada nos testemunhos CA (~5900 anos AP) e PA (sem datação) nos intervalos 0,9-0,6 m e 0,3-0,4 m, respectivamente, e são constituídos de lama maciça (massive mud, facies Mm).

Nessa associação de fácies foi registrada uma baixa concentração polínica que inviabilizou uma análise estatística adequada, assim não são exibidos dados polínicos para essa associação de fácies.

A contagem das diatomáceas indicou que esta associação de fácies possui influência de marinha e estuarina, pois foram identificadas as seguintes espécies marinhas planctônicas: *T. nordenskiöldii*, *T. tenera*, *T. leptopus*, *Thalassiosira oestrupii*, *Cymathotheca weissflogii*, *Actinocyclus normanii*, *Thalassiosira decipiens* e *Neodelphineis pelágica*. Bentônicas marinhas: *Diploneis weissflogii*, *D. gruendlerii*, *Delphineis surirella*, *Tryblionella granulata* e *Cyclotella striata*. Ticoplanctônicas marinhas: *Actinocyclus senarius* e *Campylosira cymbelliformes*. Espécies estuarinas planctônicas: *A. normanii* var. *subsalsa*. Bentônicas eurialiana (toleram ambientes com água salgada e doce): *Diademsis contenta* e *Cyclotella meneghiniana*.

Quanto aos dados de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  e C/N, estes oscilaram entre -21‰ e -24‰ (média= -22,5‰), 5,41‰ a 7,77‰ (média=6,59‰) e 11 e 13 (média=12), respectivamente. O diagrama binário  $\text{C}^{13}$  x C/N revela que esses depósitos tiveram forte influência de matéria orgânica marinha e de plantas terrestre C3 (Figura 40).

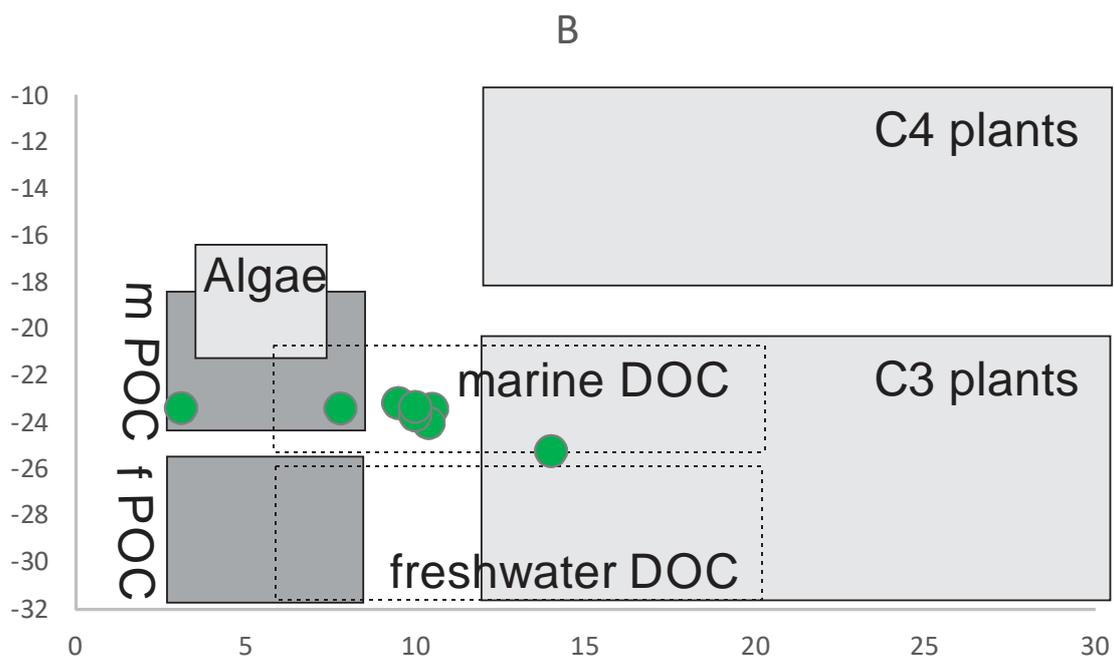


Figura 40 – Diagrama ilustrando a relação entre  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N para a facie sedimentar (B)

planície de maré sem vegetação, com a interpretação de acordo com Lamb et al. (2006), Meyers (2003) and Wilson et al. (2005).

A assembleia mineralógica registrada para essa associação de fácies é composta principalmente por jarosita, caulinita, ilita, esmectita, polihalita e halita (Figura 22).

#### (C) Associação de fácies - Planície de Maré colonizada por ervas

Esta associação de fácies é encontrada no testemunho CA entre 0,6 m e sua superfície, PA no intervalo de 0,2 ao topo e PB no intervalo de 1,2 m ao topo. Esses depósitos consistem de lama maciça (massive mud, facies Mm) com bioturbação caracterizada por marcas de raízes e restos vegetais.

Apesar da análise de diatomácea revelar a presença de poucos indivíduos, foi possível identificar vários fragmentos de valvas pertencentes ao gênero *Eunotia*, cujo *habitat* pertence aos ambientes de água doce com pH ácido.

A assembleia polínica é caracterizada por quatro grupos ecológicos, definidos pela presença de árvores e arbustos representados principalmente por Fabaceae (0-13%), Melastomataceae/Combretaceae (0-8%), Euphorbiaceae (0-7%), *Mimosa* (0-4%), Malpighiaceae (0-13%), Moraceae/Urticaceae (0-4%), Rubiaceae (0-6%), Sapotaceae (0-5%), Alternanthera (0-2%) e Aquifoliaceae (0-7%). Vegetação herbácea é representada por pólen de Cyperaceae (44-73%) e Poaceae (16-45%). Dentro dessa associação de facies os manguezais apresentam baixo percentual polínico, representados por pólen de *Rhizophora* (0-1%) e *Avicennia* (0-5%). Houve ocorrência de registros de palmeiras (0-2%).

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  e C/N oscilaram entre -20‰ e -24‰ (média= -22‰), 3,68‰ e 6,37‰ (média= 5,02‰) e 9 e 23 (média=16), respectivamente. O diagrama binário  $^{13}\text{C}$  x C/N indica uma tendência de aumento na contribuição de plantas C4 terrestre (Figuras 35 e 41).

A assembleia mineralógica registrada para essa associação de fácies é composta principalmente por caulinita, ilita, esmectita e halita (Figuras 22).

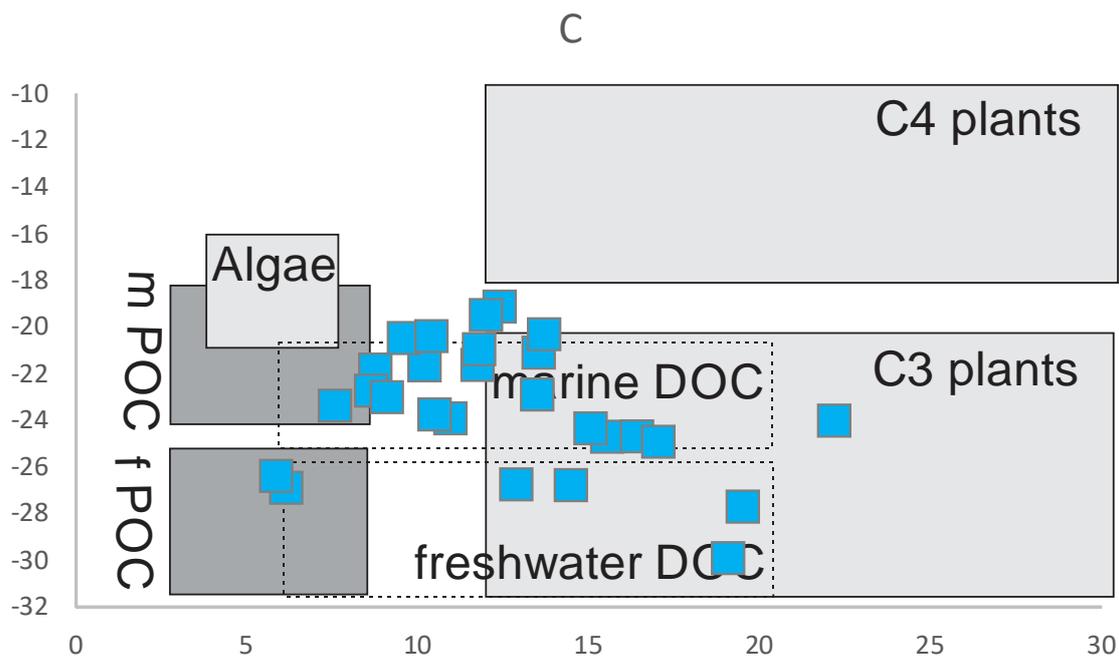


Figura 41 – Diagrama ilustrando a relação entre  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N para a associação de fácies (C) planície de maré colonizada por ervas, com a interpretação de acordo com Lamb et al. (2006), Meyers (2003) and Wilson et al. (2005).

## 5 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO

Os resultados obtidos a partir de características sedimentares, polínicas, conteúdo em diatomáceas e análises geoquímicas sugerem alterações significativas na vegetação e fontes de matéria orgânica durante pelo menos os últimos 6300 anos. A análise de fácies sedimentar permitiu a individualização de 3 associações para o desenvolvimento dos pântanos da Península de Bragança e três fases (Figura 43). Durante a primeira fase (6300 e 5000 cal anos) já havia um amplo desenvolvimento de manguezais associados a algumas ervas na planície de maré no centro da península. Tal fase durante o Holoceno médio foi evidenciada em dois testemunhos, CA e PA (figura 42). A segunda fase (~5000 – 4300 cal anos AP) foi marcada por ausência de grãos de pólen, sugerindo que tal planície de maré não foi colonizada por vegetação. A terceira fase é marcada pelo desenvolvimento da planície herbácea durante os últimos ~4300 cal ano AP.

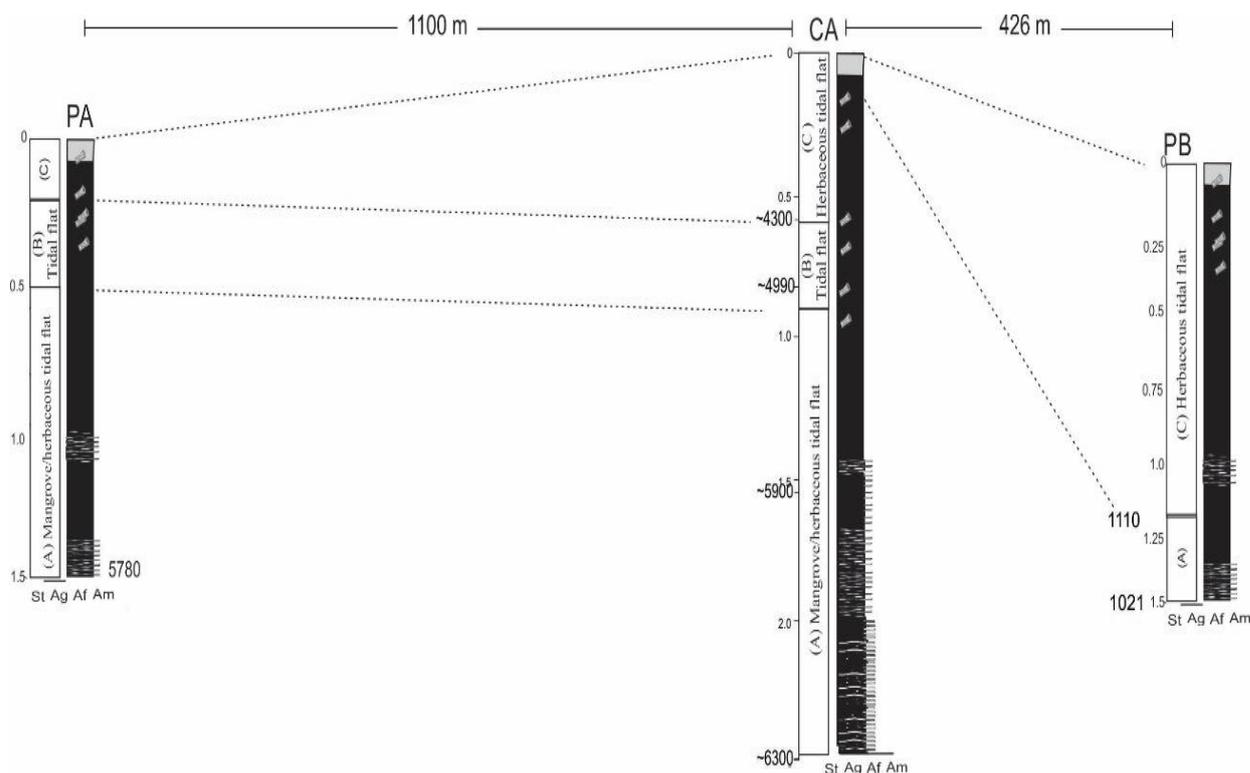


Figura 42– Divisão das associações de fácies com o tempo de duração nos três testemunhos coletados.

### 1ª fase: Planície de maré ocupada por manguezal/ervas (~6300 - ~5000 cal anos AP)

Considerando a subida do nível relativo do mar durante o Holoceno inicial e estabilização no Holoceno médio na costa norte Brasileira (Cohen et al., 2005), os dados apresentados neste trabalho revelam que os manguezais no centro da Península de Bragança resistiram a subida do nível do mar durante aquele intervalo de tempo, provavelmente através de processos de acreção vertical de sedimentos retidos em seu substrato, processos descritos por Furukawa and Wolanski, (1996). Isso permitiu que tais manguezais mantivessem paço com a subida do nível do mar e suportasse a transgressão juntamente com erosão da costa. A permanência desses manguezais até por volta de 5000 cal anos AP no local de estudo pode ser considerado uma evidência do impacto na costa norte brasileira do nível de mar alto do Holoceno médio, amplamente já registrado no nordeste, sudeste e sul do Brasil (p.ex. Angulo et al., 2006).

Considerando a assembleia de diatomáceas, tais dados também indicam um predomínio de táxons marinhos (planctônicas e ticoplanctônicas) ao longo dessa fase. Tal

ambiente é corroborado pelos dados geoquímicos da matéria orgânica sedimentar, onde os valores da razão C/N apresentaram uma tendência de diminuição da base para o topo, partindo de 23 e alcançando 8, enquanto os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  apresentam uma tendência de aumento de -26‰ para -21‰ por volta de 5000 cal anos AP. A associação entre os valores de C/N e  $\delta^{13}\text{C}$  (figura 37) revela um predomínio da matéria orgânica terrestre originada de plantas C3 (-25‰ a -23‰) na base com uma forte tendência de aumento da contribuição de matéria orgânica aquática de origem estuarina por volta de 5000 cal anos AP. Tais interpretações isotópicas são baseadas nos trabalhos de Pessenda et al., (2001b, 2010); Schidlowski et al., (1983) e Meyers, (1994).

Os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  também indicaram um aumento da influência aquática para o topo dessa associação de fácies, partindo de 4‰ na base até 6,5‰ no topo desta associação de fácies. As plantas aquáticas usam nitrogênio inorgânico dissolvido, que é isotopicamente enriquecido em  $\delta^{15}\text{N}$  em 7‰ a 10‰ em relação ao N atmosférico (0‰). Assim, plantas terrestres que usam  $\text{N}_2$  derivado da atmosfera tem valores de  $\delta^{15}\text{N}$  que variam de 0 a 2‰ (Meyers, 2003).

A composição mineralógica representada principalmente por hematita e pirita ao longo dessa associação de fácies indica um ambiente redutor adequado para mobilizar Fe e S através de uma oxidação anaeróbica da matéria orgânica visando, posteriormente, a precipitação desses minerais. Tal situação tende a ocorrer nos sedimentos de manguezais periodicamente inundados pela maré.

## **2ª fase: (B) Planície de maré sem vegetação (~5000 a ~4300 cal anos AP)**

A combinação de indicadores paleoambientais descritos na associação de fácies A, revela uma tendência de subida de nível relativo do mar até ~5000 cal anos AP no local de estudo. Nesse sentido, a ausência de grãos de pólen na associação de fácies B deve indicar o desaparecimento dos manguezais e vegetações associadas do local de estudo em decorrência do estabelecimento de novas condições ambientais (salinidade da água intersticial, temperatura e umidade do solo, exposição a evaporação e inundação), que podem ter sido causadas por dois fatores: a) descida ou b) subida do nível relativo do mar.

### *Situação de descida do nível relativo do mar*

Neste caso, a não preservação de grãos de pólen nos sedimentos durante esta fase pode revelar que os depósitos sedimentares do manguezal foram expostos a um ambiente relativamente seco. A frequência de inundação pode ter sido menor, como resposta à

diminuição do nível relativo do mar. Esse processo pode gerar o acúmulo de uma camada hipersalina, muito comum em costas áridas onde observa-se ausência de vegetação, baixa frequência inundações da maré e/ou chuvas insuficientes para diluir a extrema salinidade que surge devido à alta taxa de evaporação (Semeniuk, 1996).

Atualmente essa situação foi registrada no local de estudo, área PA, zona topograficamente mais elevada da Península de Bragança e inundada somente pelas águas do Furo Taperaçu. Nesse setor ocorre intensa evaporação da água da maré que permanece sobre essa planície que é inundada somente pelas marés equinociais. Nessa planície, desprovida de vegetação, há formação de salmouras, ocorrendo inclusive neoformação de minerais evaporíticos (halita, bassanita, jarosita) (figura 21). Nesse sentido, ao longo dessa associação de fácies foram encontrados principalmente caulinita, illita, esmectita, halita e polihalita. Minerais precipitados geralmente em ambientes redutores dos manguezais, tais como pirita e hematita estão ausentes nessa associação de fácies.

A ausência de vegetação de manguezal nesse setor pode ser explicada através do estresse salino, onde atualmente árvores de *Avicennia* de baixa estatura, próximas do local de estudo da área PA, exibem cristais de halita sobre suas folhas. Isso indica uma intensa exposição dos solos à evaporação, mesmo no período chuvoso. Ao analisarmos o perfil PA1 (Figura 26 e 27), os valores de sódio no horizonte A1 (0 - 25 cm) podem ser resultado da alta capacidade de adaptação das árvores de *Avicennia* às zonas hipersalinas através da atividade de exsudação das suas folhas que resulta em cristais de halita (Figura 28). Esse alto teor de sódio confere características sódicas, ou seja, a porcentagem de saturação por sódio em relação à capacidade de troca de cátions é superior ou igual a 15%. Isso indica que o sódio deve exercer uma alta influência no complexo trocável do solo e na especialização da vegetação.

#### *Situação de subida do nível relativo do mar*

Os isótopos de C e N, assim como a relação C/N da matéria orgânica sedimentar registrados para essa associação de fácies indica uma clara contribuição de matéria orgânica de origem marinha/estuarina (Figuras 33 e 39). Além disso, a presença de diatomáceas de espécies de água salgada, tais como *Actinoptychus senarius* e *Campylosira cymbelliformes*; marinhas planctônicas *T. nordenskioeldii*, *T. tenera*, *T. leptopus*, *Thalassiosira oestrupii*, *Cymathotheca weissflogii*, *Actinocyclus normanii*, *Thalassiosira decipiens* e *Neodelphineis pelágica*; bentônicas marinhas *Diploneis weissflogii*, *D. gruendlerii*, *Delphineis surirella*; e de água salobra *Tryblionella granulata*

e *Cyclotella striata* é um forte indicação da influência das águas estuarinas sobre essa porção da península de Bragança entre 4900 e 4300 cal anos AP. Na situação de taxas de aumento do nível relativo do mar acima do tolerável pelos manguezais e pântanos salgados do local de estudo, onde as taxas de acreção vertical de sedimentos não foram suficientes para manter passo com o aumento do nível relativo do mar, os pântanos em questão podem ter sido afogados, causando o seu desaparecimento durante aquele intervalo de tempo.

### **3ª fase: Planície de maré ocupada por ervas (últimos ~4300 cal anos AP)**

Essa fase é marcada principalmente pela recolonização dos pântanos costeiros. Considerando um nível de mar alto na fase anterior (5000-4300 cal anos AP), uma descida do nível relativo do mar nos últimos 4300 cal anos favoreceu o restabelecimento das condições favoráveis à reimplantação de manguezais e ervas na região de estudo. A baixa representação de grãos de pólen de manguezal e o aumento nos de ervas nesta fase pode evidenciar também uma diminuição da influência marinha durante o Holoceno tardio. Além disso, a relação C/N e  $\delta^{13}\text{C}$  indica uma clara tendência de aumento da contribuição de plantas terrestres C4 para o topo desta sequência. A diminuição dos valores de  $\delta^{15}\text{N}$  também indicam um aumento na influência de matéria orgânica de origem terrestre (Figuras 33 e 40). Tal interpretação é apoiada também pela assembleia de diatomáceas encontradas, com vários fragmentos de valvas pertencentes ao gênero *Eunotia*, cujo *habitat* pertence ao ambiente de água doce com pH mais ácido.

Portanto, a planície de maré estudada deve ter sido exposta a uma diminuição da influência marinha durante o Holoceno tardio, provavelmente causada por uma queda do nível relativo do mar durante este período. Os manguezais nessa fase devem ter migrado para setores topograficamente inferiores da planície de maré em busca de condições ambientais favoráveis para o seu estabelecimento e expansão. Estudos revelam a contínua presença dessas florestas durante o Holoceno tardio, porém em setores topograficamente mais baixos e próximos da linha de costa da Península de Bragança (p.ex. Cohen et al., 2005).

A composição mineralógica representada por halita, caulinita, ilita, esmectita e bassanita indica um ambiente exposto a intensa evaporação para precipitar tais minerais. A falta de pirita nessa associação de fácies sugere a ausência de um ambiente redutor típico de manguezal e adequado para mobilizar Fe e S.

#### **4ª Fase: Migração dos manguezais sobre a planície herbácea (últimas décadas)**

A análise espaço temporal de imagens de satélite revelaram uma ampla migração de árvores de *Avicennia* sobre as planícies de maré ocupadas por ervas de metabolismo tipo C4 e C3. Esse processo vem se desenvolvendo durante as últimas décadas (>1972). Os valores  $\delta^{13}\text{C}$  nos últimos 10 cm do testemunho CA indica um aumento da influência estuarina (Figura 33). Considerando a topografia (Figura 8) e isolinhas de salinidade (Figuras 18 e 19) a provável força indutora desse processo é a frequência de inundações da maré que deve ter aumentado durante as últimas décadas como consequência do aumento do nível relativo do mar.

Como amplamente debatido na literatura, a associação entre manguezais e planícies herbáceas ocorre através de uma zonation onde os manguezais dominados por *Rhizophora* se desenvolvem em zonas topograficamente inferiores, enquanto os manguezais com *Avicennia* tendem a ocupar zonas topograficamente mais elevadas. Seguindo esse padrão, geralmente as ervas colonizam as superfícies topograficamente mais elevadas das planícies de maré. Muitos trabalhos (p.ex. Cohen & Lara, 2003; Lara & Cohen, 2006) tem demonstrado que a salinidade da água intersticial é a principal força reguladora da distribuição das espécies adaptadas a solos salinos, onde as espécies mais tolerantes ao estresse salino se desenvolvem nas superfícies mais elevadas das planícies de maré, enquanto aquelas com baixa tolerância ao sal ocorrem em setores mais baixos das planícies de maré.

Portanto, mudanças na frequência de inundações das marés tem o potencial para modificar topograficamente os limites de ocorrência desses pântanos. No caso da Península de Bragança, as tendências de migração dos manguezais registradas são um forte indício de que esteja correndo um aumento no nível relativo do mar. Assim, devemos esperar nas próximas décadas uma total ocupação dos manguezais onde hoje existe a planície herbácea, assim como uma migração dessas planícies herbáceas tolerantes ao sal em direção à Terra Firme que ainda ocorre no centro da Península de Bragança e que não sofre ainda influência da maré.

Diante desse quadro, além da migração da zona de manguezais para setores topograficamente mais elevados da planície de maré, são esperados aumentos nas concentrações dos elementos químicos majoritários da água do mar nos sedimentos da planície herbácea.

Nesse sentido, as análises mineralógicas nos sedimentos da planície herbácea revelaram que os minerais dominantes ao longo de todos os testemunhos analisados foram quartzo ( $\text{SiO}_2$ ), caulinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) e halita ( $\text{NaCl}$ ). Entretanto, na associação de fácies manguezal houve também a presença de hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), anatásio ( $\text{TiO}_2$ ), jarosita ( $\text{K}_2\text{Fe}_6(\text{OH})_{12}(\text{SO}_4)_4$ ), goethita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ), pirita ( $\text{FeS}_2$ ) e polihalita ( $\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$ ). Assim como em outras pesquisas que analisaram planícies de marés no nordeste brasileiro, o estudo atual também mostrou a predominância de quartzo, halita e caulinita, mas também ocorrendo esmectita, ilita, pirita, jarosita, polihalita, goethita e anatásio (Costa et al., 2004; Berrêdo et al. 2008; Vilhena et al. 2010). Provavelmente, os minerais encontrados na associação de fácies manguezal são o produto da interação da maior influência marinha durante a subida do nível relativo do mar, onde houve um acréscimo de sais nos sedimentos, e das condições redutoras que prevalecem nos sedimentos do manguezal devido a periodicidade de inundação das águas das marés. Estudos revelam que substratos inundados retardam a oxidação da matéria orgânica em até 10 mil vezes quando comparados aos solos não inundados (Ponnamperuma, 1972). Nessas condições, ocorre oxidação anaeróbica da matéria orgânica sedimentar onde, por exemplo, o  $\text{Fe}^{+3}$  e  $\text{SO}_4^{-2}$  funcionam como receptores de elétrons da matéria orgânica. Esse processo converte tais elementos para suas formas reduzidas ( $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{S}^{-2}$ ) deixando-os solúveis para que precipitem na forma de diferentes minerais, tais como pirita, hematita, entre outros (Ponnamperuma, 1972).

Segundo Costa et al. (2004) o coeficiente de correlação entre  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,78) indica uma forte combinação entre quartzo e argilas.  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são os componentes mais abundantes presentes no quartzo, diatomáceas e argilominerais (caulinita). Para Berredo et al. (2008) o alto teor de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e a baixa correlação com o enxofre analisado (0,34) é consistente com os oxihidróxidos de ferro, sugerindo zonas de oxidação, muito comuns nas planícies herbáceas.

Considerando as oscilações nas concentrações de potássio, magnésio e cálcio ao longo das associações de fácies planície de maré ocupada por manguezal para a planície herbácea nos testemunhos analisados não permite relacionar diretamente as variações desses cátions com as mudanças no nível relativo do mar. Porém, as concentrações de sódio revelaram valores significativamente mais elevados na associação de fácies do manguezal (Tabela 3). Isso sugere uma maior influência marinha durante a deposição dos sedimentos acumulados durante o desenvolvimento desses manguezais. Tais variações poderiam ser também reflexo da granulometria dos sedimentos analisados, onde as

frações argilosas possuem grande capacidade de adsorver cátions. Nesse caso, a fácies planície herbácea deveria apresentar maior concentração de cátions (Na, K, Ca e Mg) pois ela é significativamente mais argilosa do que a fácies manguezal. Entretanto, não foi possível estabelecer uma correlação satisfatória entre os cátions analisados e as variações granulométricas.

Provavelmente, as oscilações das concentrações desses cátions (Na, K, Ca e Mg) ao longo dos testemunhos analisados refletem a influência da variação do lençol freático com alguma influência dos estratos mais argilosos que funcionam como uma camada mais impermeável facilitando a retenção de fluidos que gradualmente aumentam a concentração de sais na medida que se infiltra verticalmente nos sedimentos depositados sob regime de maré. Certamente, a interação desses processos obliterou o sinal geoquímico deixado nos sedimentos segundo as flutuações do nível relativo do mar.

Na superfície da maioria dos testemunhos (P1, P3, P4 e P6) analisados houve um significativo aumento nas concentrações preferencialmente de Na, Cl, Sr e Ca (Tabela 3 e 5) em relação aos níveis imediatamente inferiores. Uma razoável hipótese a ser considerada é a influência do atual aumento do nível relativo do mar na Península de Bragança evidenciado através do aumento da frequência de inundação da maré que pode estar intensificando a concentração desses elementos na superfície dos sedimentos da planície de maré. Considerando tal hipótese, seria natural encontrar uma tendência de aumento nas concentrações dos elementos majoritários da água do mar nos sedimentos da planície herbácea na medida em que ocorre um aumento da influência marinha nesse substrato.

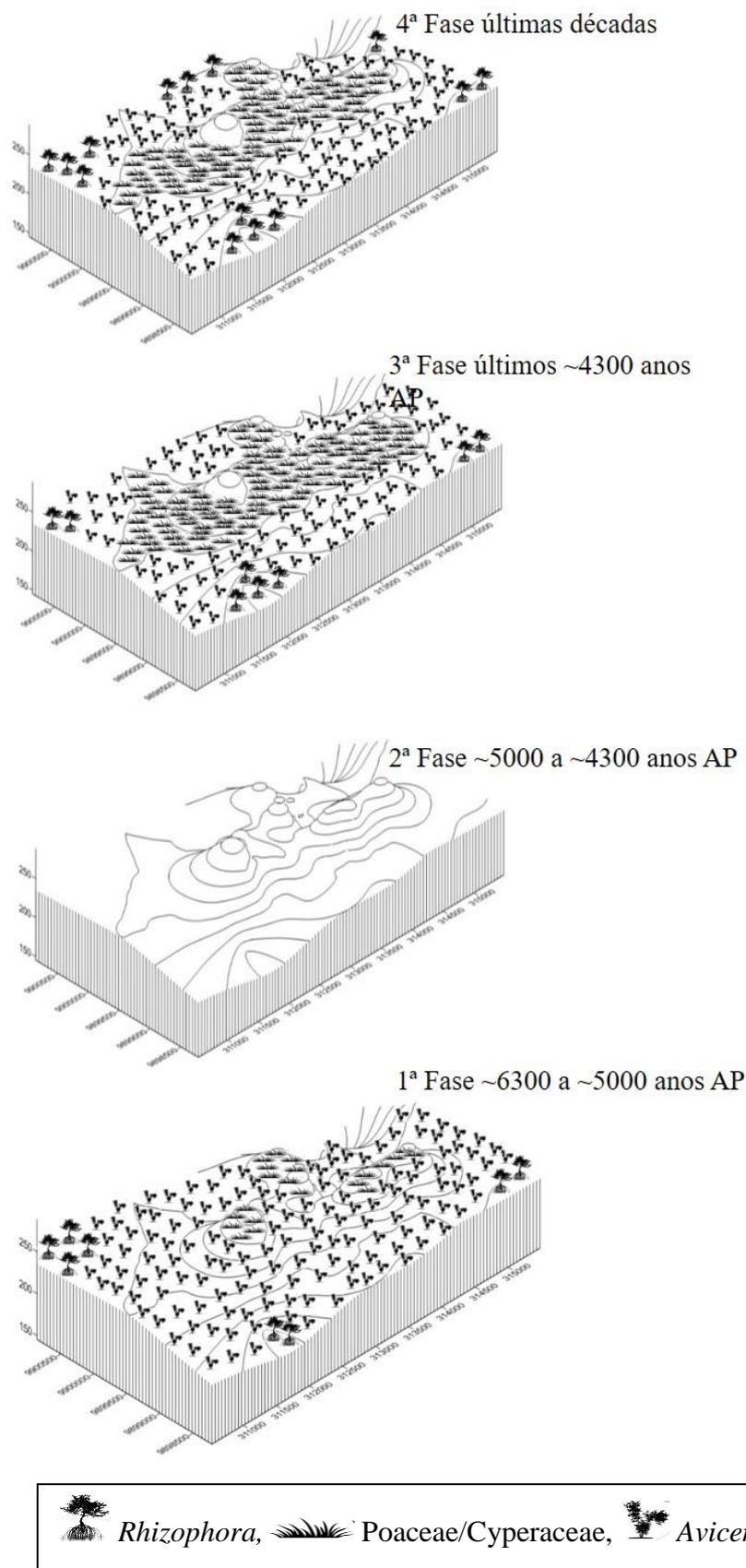


Figura 43 – Modelo proposto para a evolução da planície herbácea e manguezais da região central da Península de Bragança durante os últimos 6300 cal anos AP.

## 6 CONCLUSÃO

A integração de dados geomorfológicos, feições sedimentares, pólen, diatomáceas, isótopos, mineralogia, análises químicas e datações C-14 obtidos de treze testemunhos do setor topograficamente mais elevado da Península de Bragança, litoral do Pará revelou um amplo domínio de manguezais com uma expansão de árvores de *Avicennia*, presença de diatomáceas marinhas, uma tendência de aumento da influência estuarina e uma assembleia mineralógica típica de ambientes redutores entre >6300 e ~4900 cal anos AP. Provavelmente, o aumento do nível relativo do mar pós-glacial foi um fator determinante para a implantação e expansão dos manguezais da área de estudo, assim como no favorecimento de um ambiente adequado para as diatomáceas marinhas/estuarinas, desenvolvimento de algas estuarinas e precipitação de minerais geralmente encontrados em ambientes anóxicos.

Entre 4900 e 4300 cal anos AP houve uma zona estéril, sem pólen que pode ser interpretada como um brusco desaparecimento da vegetação costeira (manguezal e pântanos salgados). Nesse intervalo ocorrem ainda espécies de diatomáceas marinhas e estuarinas, assim como um aumento na contribuição de matéria orgânica sedimentar de origem marinha. Minerais típicos de ambientes redutores dos manguezais estão ausentes nessa fase. Provavelmente, o nível relativo do mar continuou aumentando durante esse período e causou o aumento na contribuição de espécies de diatomáceas marinhas/estuarinas e matéria orgânica de origem marinha, porém o contínuo aumento do nível relativo do mar na área de estudo pode ter afogado os manguezais e vegetações associadas, causando o seu desaparecimento do local.

No Holoceno tardio (<4300 cal anos AP), o local de estudo foi recolonizado por ervas com árvores de *Avicennia* restritas às bordas da planície herbácea e uma significativa tendência de aumento da contribuição de matéria orgânica de origem terrestre (plantas C4). A composição mineralógica formada principalmente por bassanita e halita sugere um ambiente exposto a evaporação para favorecer a precipitação desses minerais típicos de ambientes áridos (sabkha). Esses dados convergem para uma interpretação baseada na descida do nível relativo do mar que causou a recolonização por ervas com metabolismo tipo C4 com presença de árvores de *Avicennia* apenas nos setores topograficamente mais baixos da planície herbácea.

Imagens de satélite associadas à estratigrafia indicam que durante as últimas décadas têm ocorrido uma migração dos manguezais por sobre superfícies mais elevadas

ocupadas por ervas de metabolismo C4 e C3. Além disso, os isótopos revelam um aumento na contribuição de matéria orgânica estuarina, assim como um aumento na concentração de Sr nos últimos centímetros em direção ao topo. Tais dados sugerem que a subida do nível relativo do mar pode ser o agente deslocador do manguezal localizado na periferia em direção às partes mais elevadas da planície, assim como no aumento da contribuição de matéria orgânica de origem estuarina e enriquecimento de elementos químicos de origem marinha nos sedimentos superficiais.

## **7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Absy, M.L., 1975. Polen e esporos do Quaternário de Santos (Brasil). *Hoehnea* 5, 1-26.

- Absy, M.L., Cleef, A., Fournier, M., Martin, L., Servant, M., Sifeddine, A., Ferreira da Silva, M., Soubies, F., Suguio, K., Turcq, B., Van Der Hammen, T.H., 1991. Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris* t.312, 673–678 (Serie II).
- Adam, P. 1990. *Salt Marsh Ecology*. Cambridge Univ. Press, London.
- Alizadeh, K., Cohen, M., & Behling, H. 2015. Origin and dynamics of the northern South American coastal savanna belt during the Holocene—the role of climate, sea-level, fire and humans. *Quaternary Science Reviews*, 122, 51-62.
- Alongi, D. M. 1989. The role of soft-bottom benthic communities in Tropical Mangrove and Coral Reef Ecosystems. *Critical Reviews in Aquatic Sciences*, v. 1, n. 2, p. 243-280.
- Alongi, D. M., 1994. The dynamics of benthic nutrient pools and fluxes in tropical mangroveforests. *Journal of Marine Research*, v. 54, p. 123-148.
- Alongi, D. M. 2007. Resilience of mangrove forests, tsunamis, and global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* xx (2007), p. 1-13.
- Alva, A.K. & Obreza, T.A. 1994. Reactions of copper and sulfate in sand soils under citrus grove and uncultivated conditions. *Soil Science Baltimore*, v.158, n.1, p.56-64.
- Alves, M.A.M.S. 2001. Morfodinâmica e sedimentologia da praia de Ajuruteua – NE do Pará. Belém: Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado.
- Amaral, P.G.C., Ledru, M.P., Branco, F.R., Giannini, P.C.F., 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 608–620.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C., Souza, M.C., 2006. A critical review of the mid- to late Holocene sea-level fluctuations on the eastern brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* 25, 486–506.
- Aragon, G.T., 1997. Biogeoquímica sedimentar do enxofre e do ferro em um manguezal da baía de Sepetiba, RJ: neoformação de sulfetos ferrosos. Niterói: Universidade Federal Fluminense, 119p.
- Arai, M., 2006, A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras: *Geologia USP. Série Científica*, v. 6, no. 2, p. 01–06, doi: 10.5327/S1519-874X2006000300002.
- Baltzer, F., Plaziat, J. C., & Rudant, J. P. 1995. Long term effect of seasonal changes on geochemical properties of sediments in mangrove swamps under equatorial climate. In French Guiana. Workshop Ecolab, Brazil.

- Barreto, C.F., da Luz, C.F.P., Baptista-Neto, J. a, Vilela, C.G., and Barth, O.M., 2007, Palynological analysis of a sediment core obtained in Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil.: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 79, no. 2, p. 223–34.
- Barth O.M., Coelho L.G., Santos D.S. 2010. Análises Palinológicas inferindo variações ambientais em área de Mangue da Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 8:1-6.
- Bayer, C. & Mielniczuk, J., 1999. Dinâmica e função da matéria orgânica. In: Santos, G.A. & Camargo, F.A.O., eds. *Fundamentos da matéria orgânica do solo. Ecossistemas tropicais e subtropicais*. Genesis, p.9-26. Porto Alegre.
- Behling, H., Hooghiemstra, H., Negret, A.J., 1998. Holocene history of the Choco rain forest from Laguna Piusbi, southern Pacific lowlands of Colombia. *Quaternary Research* 50 (3), 300–308.
- Behling, H., Costa, M.L., 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research* 53, 369–377.
- Behling, H., 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuca region (eastern Amazonia) and evidence of *Podocarpus* in the Amazon lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, 10, 175–183.
- Behling, H., Costa, M.L., 2001. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. *Review of Paleobotany and Palynology* 114, 145–155.
- 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, 225–242.
- Behling, H., Cohen, M.C.L., Lara, R.J., 2004. Late Holocene mangrove dynamics of the Marajó Island in northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany* 13, 73–80.
- Behling, H., Pillar, V.D., Müller, S.C., Overbeck, G.E., 2007. Late-Holocene fire history in a forest-grassland mosaic in southern Brasil: implications for conservation. *Applied Vegetation Science* 10, 81–90.
- Berrêdo J. F. 2006. Geoquímica dos sedimentos de manguezais do nordeste do estado do Pará: o exemplo do estuário do rio Marapanim. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 185 p.
- Berrêdo J. F.; Costa, M. L. Da; Vilhena, M do P. S. & Santos, J. T dos. 2008. Mineralogia e geoquímica de sedimentos de manguezais da costa amazônica: o exemplo do estuário do rio Marapanim (Pará). *Revista Brasileira de Geociências*. Volume 38(1): 24-35.

- Bispo, F.H.A.; Silva, A.C. & Torrado, P. V., 2011. High lands of the upper Jequitinhonha Valley, Brazil. I - Characterization and classification. *R. Bras. Ci. Solo*, 35:1069-1080.
- Blanco, F. F., Folegatti, M. V., & Henriques Neto, D. 2008. Doses de N e K no tomateiro sob estresse salino: I. Concentração de nutrientes no solo e na planta. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 12(1), 26-33.
- Boto, K.G & Wellington, J.T.1983. Phosphorus and nitrogen nutritional status of a Northern Australian mangrove forest. *Mar Ecol Prog Ser* 11:63–69.
- Boto, K.G & Wellington, J.T.1984. Soil characteristics and nutrient status in a northern Australian mangrove forest. *Estuaries* 7:61–69.
- Boto, K.G & Wellington, J.T.1988. Seasonal variation in concentrations and fluxes of dissolved organic and inorganic materials in a tropical, tidally-dominated, mangrove waterway. *Mar Ecol Prog Ser* 50:151–160.
- Böttcher, M.; Hespdenheide, B. & Llobet-Brossa, E. 2000. The biogeochemistry, stable isotope geochemistry, and microbial community structure of a temperate intertidal mudflat: an integrated study. *Cont. Shelf Res.*, 20:1749-1769.
- Boutton, T.W., 1996. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: Boutton, T.W., Yamasaki, S.I. (Eds.). *Mass spectrometry of soils*. Marcel Dekker, New York, NY.
- Brady, C. N, 1990. *The Nature and Properties of Soils*: p. 279-300. Macmillan Publishing Company, New York.
- Breemen, N.V & Buurman, P. 1998. *Soil Formation*. Dordrecht: Kluwer, 376 p.
- Burgoon, P.S; Reddy, K. R & De Busk, T.A., 1995. Performance of sub-surface flow in wetlands. *Water Environmental Research*: v.67, p. 855-862.
- Bush, M.B., Silman, M.R., Urrego, D.H., 2004. 48.000 years of climate and forest change from biodiversity hotspot. *Science* 303, 827–829.
- Bush, M.B., Silman, M.R., Listopad, C.M.C.S., 2007. A regional study of Holocene climate change and human occupation in Peruvian Amazonia. *Journal of Biogeography* 34, 1342–1356.
- Camargo, M.G., 1999, *SYSGRAN for Windows: granulometric analyses system*: Pontal do Sul.
- Camargo, P.M.P. 2011. *Aspectos Geoquímicos de Gleissolos em Pântanos Salinos da Região Bragantina, Pará*. Belém, Universidade federal do Pará, 78 p. Dissertação de Mestrado.

- Chen R; Twilley, R.R .1999. Patterns of mangrove foreststructure and soil nutrient dynamics along the Shark RiverEstuary, Florida. *Estuaries* 22:955–970.
- Chester R. 1990. *Marine Geochemistry*. London: Unwin Hyman Ltd, p. 698.
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D., and Unnikrishnam, A.S., 2013, Sea level change, in Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P.M. eds., *Climate change 2013: the physical basis, contribution of working group I to the fifth assessment report of the Intergovernmental panel on climate change*, Cambridge, p. 1029–1136.
- Clark, M.W., Mcconchie, D., Lewis, D.W. & Saenger, P., 1998. Redox stratification and heavy metal partitioning in *Avicennia*-dominated mangrove sediments: a geochemical model. *Chemical Geology* 149 3–4, pp. 147–171.
- Cohen, M.C.L; Lara, R.J; Ramos, J.F.F; Dittmar, T .1999. Factors influencing the variability of magnesium, calcium and potassium in waters of a mangrove creek in Bragança, North Brazil. *Mangroves and Salt Marshes* 3:9–15
- Cohen, M.C.L; Lara, R.J; Szlafsztein, C. F.; Dittmar, T. 2000 . Digital Elevation Model Applied to Mangrove Coast Analysis, Amazon Region, Brazil. *International Journal of Environmental Creation, Hokkaido, Japan*, v. 3, p. 31-41.
- 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*, v. 11, p. 223-231.
- Cohen, M. C. L.; Souza Filho, P.W.M; Lara, R.J; Behling, H; Angulo, R.J. 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (Northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, The Netherlands, v. 13, n.4, p. 433-443.
- Cohen, M.C.L., Souza Filho, P.W., Lara, R.L., Behling, H. Angulo, R., 2005a. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* 13, 433–443.
- Cohen, M.C.L., Behling, H., Lara, R.J., 2005b. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the little Ice Age. *Review Palaeobotany Palynology* 136, 93–108.
- 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, 70–77.
- Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Smith, C.B., Matos, H.R.S., Vedel, V., 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany* 18, 425–439.

- Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Behling, H., Rossetti, D. F., França, M.C., Guimarães, J.T.F., Friaes, Y. S., Smith, C.B., 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews* 55, 50-58.
- Cohen, M. C. L.; França, M.C.; Rossetti, D.F.; Pessenda, L.C.R.; Giannini, P.C.F.; Lorente, F.L.; Buso Junior, A.A.; Castro, D.; Macario, K. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 415c, 48-58.
- Colinvaux, P., De Oliveira, P.E., Patiño, J.E.M., 1999. Amazon Pollen Manual and Atlas. Harwood Academic Publishers, Dordrecht. 332 p.
- Costa, M.L. da.; Behling, H.; Berrêdo, J.F.; Siqueira, N.V.M. 2004. Mineralogical, Geochemical and Palynological Studies of Late Holocene Mangrove Sediments from Northeastern Para State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4):479-488.
- Cuartero, J.; Muñoz, R.F. Tomato and salinity. *Scientia Horticulturae*, Amsterdam, V.78, N.1/4, P.83-125, 1999.
- De Wit, R., 2000. Sulfide-containing environments. In: Lederberg, J., Editor, 2000. (2nd ed.), *Encyclopedia of microbiology* Vol. IV, Academic Press, San Diego, pp. 478–494.
- Departamento de Hidrografia e Navegação (DHN), Marinha do Brasil, 2015. Rio de Janeiro, Brasil.
- Donato, D.C; Kauffman, J.B; Murdiyarso, D; Kurnianto, S; Stidham, M; Kanninen, M. 2011. Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. *Nature Geoscience*, april | DOI: 10.1038/NNGEO1123.
- Dutta, D.; Mandal, B.; Mandal, L.N. 1989. Decrease in availability of zinc and copper in acidic to near neutral soils on submergence. *Soil Science*, Baltimore, v. 147, n.3, p.187-195, Mar.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, 1997. Manual de métodos de análise de solo: p.1-212. Centro Nacional de Pesquisa de Solos, Rio de Janeiro.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, 1999. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos: p. 1- 412. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Rio de Janeiro.
- Erdtman, G., 1952. *Pollen Morphology and Plant Taxonomy, I. Angiosperms*. Almqvist and Wicksell, Stockholm, 539 pp.
- Eppley R.W, Peterson B .1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deepocean. *Nature* 282:677–680.
- Esteves, F. de A. 1998. *Fundamentos da Limnologia*. Editora Interciência/FINEP – 2ª Ed. Rio de Janeiro: 602 p.

- Fageria, N. K.; Barbosa Filho, M. P. & Zimmermann, F. J. P., 1994. Caracterização química e granulométrica de solos de várzea de alguns estados brasileiros. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, p: 267 – 274, v. 29, n. 2.
- Fanning, D.S. & Fanning, M.C.B. 1989. *Soil morphology, genesis and classification*. New York, John Wiley & Sons. 395p.
- Feller, I.C. 1995. Effects on nutrient enrichment on growth and herbivory of dwarf red mangrove (*Rhizophora mangle*). *Ecol Monography* 65:477–505. 38
- Feller, I.C, Mckee, K.L, Whigham, D.F, O’neill, J.P. 2003. Nitrogen vs. phosphorus limitation across an ecotonal gradient in a mangrove forest. *Biogeochemistry* 62:145–175.
- Fontes, N. A. 2015. Os efeitos da subida do nível do mar sobre os manguezais do litoral sul da bahia durante o Holoceno. Universidade federal do Pará, 78 p. Dissertação de Mestrado, 66p.
- França, M.C., Francisquini, M.I., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Rossetti, D.F., Guimarães, J.T.F., and 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, v. 187, p. 50–65.
- França, M.C., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Rossetti, D.F., Lorente, F.L., Buso Junior, A.Á., Guimarães, J.T.F., Friaes, Y., and Macario, K., 2013, Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil: *CATENA*, v. 110, p. 59–69.
- Frey, R.W. & Basan, P.B. 1985. Coastal salt marshes. Pp. 225-303. In Davis, R.A. (ed), *Coastal sedimentary environments*. Second edition. Springer-Verlag, New York.
- Fortin, D.; Leppard, G.G.; Tessier, A. 1993. Characteristic of lacustrine diagenetic iron oxyhydroxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. London, V.57. p. 4391-4404.
- Furukawa, K., Wolanski, E., 1996. Sedimentation in mangrove forests. *Mang. Salt Marsh* 1, 3–10.
- Gandolfi, S; Leitão Filho, H.F & Linneu, C.L.F. 1995. “Levantamento Florístico e Caráter Sucessional das Espécies Arbustivo – Arbóreas de uma Floresta Mesófila Semidecídua no Município de Guarulhos, SP”. *Revista Brasileira de Biologia*. 55: 153-767.
- Golley, F. B., J. T. McGinnis, R. G. Clements, G. I. Child, and M. I. Duever. 1975 . *Mineral cycling in a tropical moist forest ecosystem*. University of Georgia Press, Athens. Waisel, Y. 1972. *Biology of halophytes*. Academic Press, New York.
- Gornitz, V., 1995. Sea-level RSC: a review of recent past and near future trends. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 7-20.

- Guilherme, L.R.G. 1990. Calagem e inundação em solos de várzea cultivados com arroz: alterações em pH, nitrogênio, fósforo e enxofre. Lavras: ESAL.113 p. (Dissertação - Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas).
- Guimarães, J.T.F., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., França, M.C., Smith, C.B., Nogueira, A.C.R., 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *The Holocene* 22, 359–370.
- Huerta-Diaz, M.A. 1992. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochim.Cosmochim.Acta* 56:2681–2702.
- Hunt, P.G & Poach, M. E. 2000. State of the art for animal wastewater treatment in constructed wetlands. In: *International Conference for Wetlands Systems for Water Pollution Control*, 7., Lake Buena Vista: IFAS, IWA, v.1, p. 29-36.
- Isacksson, P. S., Machado, A., De Farias, E. G. G., Schutz, M. S., & Molisani, M. M., 2013. Hidroquímica e fluxos de nutrientes dissolvidos e de material particulado em suspensão durante um ciclo de maré no estuário do rio Macaé. *Seminário Regional Sobre Gestão de Recursos Hídricos*, 3.
- Irion, G., Müller, J., Morais, J.O., Keim, G., de Mello, J.N., and Junk, W.J., 2009, The impact of Quaternary sea level changes on the evolution of the Amazonian lowland: *Hydrological Processes*, v. 23, no. 22, p. 3168–3172, doi: 10.1002/hyp.7386.
- Kadlec, R.H & Knight, R.L. 1996. *Treatment Wetlands*. Boca Ratón: Lewis Publishers, 893 p.
- Koch, M. S, Snedaker, S. C .1997. Factors influencing *Rhizophoramangle* (red mangrove) seedling development in Everglades carbonate soils. *Aquat Bot* 59:87–98.
- Kristensen, E. 2000. Organic matter diagenesis at the oxic/anoxic interface in coastal marine sediments, with emphasis on the role of burrowing animals. *Hydrobiologia* 426:1–24.
- Kryger, L. & Lee, K., 1996. Effects of mangrove soil ageing on the accumulation of hydrogen sulphide in roots of *Avicennia* spp. *Biogeochemistry* 35, pp. 367–375.
- Lamb, A.L., Wilson, G.P., Leng, M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews* 75, 29–57.
- Lara, R., Szlafsztein, C., Cohen, M.C.L., Berger, U., Marion, G., 2002. Implications of mangrove dynamics for private land use in Bragança, North Brazil: a case study. *Journal of Coastal Conservation* 8, 97–102.
- Lara, R.J. 2003. Amazonian mangroves - a multidisciplinary case study in Pará State, North Brazil: introduction. *Wetlands Ecology and Management*, 11: 217-221.

- Lara, R. J; Cohen, M. C. L. 2006. Sediment porewater salinity and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, Holanda, v. 14, n.4, p. 349-358.
- Ledru, M.-P., Braga, P.I.S., Soubiès, F., Fournier, M., Martin, L., Suguio, K., Turq, B., 1996. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil) evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123, 239–257.
- Ledru, M.P., 2001. Late Holocene rainforest disturbance in French Guiana. *Review of Palaeobotany and Palynology* 115, 161–176.
- Legin, E. K.; Trifonov, Y. I.; Khokhlov, M.L., Legina, E. F.; Soylobov, D.N.; Strukov, V. N.; Legin, V. K.; Kuznetsov, Y. 2004. Effect of Gleyzation of radionuclides in waterlogged soils. *Comptes Rendus Chimie*, Volume 7, Issue 12, December. P. 1173-1178.
- Libes, S. M. 1992. *An Introduction to Marine Biogeochemistry*. New York: John Wiley & Sons, Inc: 734 p.
- Lima, H.N.; Mello, J.W.V.; Schaffer, C.E.G.R. & Ker, J.C., 2005. Dinâmica da mobilização de elementos em solos da Amazônia submetidos à inundação. *Acta Amazonica*, 35:317-330, 2005.
- Lin, G & Sternberg, L.S.L .1992. Effects of growth form salinity, nutrient and sulfide on photosynthesis carbon isotopediscrimination and growth of red mangroves (*Rhizophoramangle L.*). *Aust J Plant Physiol* 19:509–517.
- Lugo, Z., Sun., Wang, E., Hai, R. & Hualin, X. 2010. Modeling Productivity in Mangrove Forests as Impacted by Effective Soil Water Availability and Its Sensitivity to Climate Change Using Biome-BGC. *Ecosystems* 13: 949–965.
- Madureira, M.J; Vale, C; Simões Gonçalves, M.L. 1997. Effects of plants on sulphur geochemistry in Tagus salt marshes sediments. *Marine chemistry*.Amsterdam, v.58, p. 27-37. 40
- Maie, N.; Watanabe, A.; Kimura, M. 2004. Chemical characteristics and potential source of fulvic acids leached from plow layer of paddy soil. *Geoderma*, Vol 120, Issues 3-4, pages 309-323.
- Marengo, J.A., Liebmann, B., Kousky, V.E., Filizola, N.P., Wainer, I.C., 2001. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate* 14, 833–852.
- Marschner, H .1995. *Mineral nutrition of higher plants*. Academic, London, p 889.
- Marius, C. & Lucas, J. 1991. Holocene mangrove swamps of West Africa: sedimentology and soils. *Afric. J. Earth Sci.*, 12:41-54.

- Martorano, L.G; Perreira, L.C; Cézar, E.G.M; Pereira, I.C.B. 1993. Estudos climáticos do Estado do Pará, classificação climática (Köppen) e deficiência hídrica (Thornthwhite, Mather). Belém: SUDAM/EMBRAPA, SNLCS. 53 p
- Mason, C.F. 1986. Invertebrate populations and biomass over four years in a coastal saline lagoon. In: *Hydrobiologia*, 133: 21 – 29.
- Matthijs, S; Tack, J; Van Speybroeck, D. & Koedam, N .1999. Mangrove species zonation and soil redox state, sulphide concentration and salinity in Gazi Bay (Kenya), a preliminary study. *Mangroves and Salt Marshes* 3:243–249.
- Marchand, C., Lallier-Vergès, E., & Baltzer, F. 2003. The composition of sedimentary organic matter in relation to the dynamic features of a mangrove-fringed coast in French Guiana. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56(1), 119-130.
- McKee, K.L. 1993. Soil physicochemical patterns and mangrove species distribution-reciprocal effects. *The Journal of Ecology*. Oxford, v. 81, p 477-487.
- Medina, E; Cuevas, E. & Lugo, A. E. 2010. Nutrient relations of dwarf *Rhizophora mangle* L mangroves on peat in eastern Puerto Rico. *Plant Ecol* 207:13–24.
- Mello, J.W.V.; Fontes, M.P.F.; Ribeiro, A.C. & Alvarez V., V.H. 1992. Inundação e calagem em solos de várzea: I. alterações empH, Eh e teores de Fe<sup>2+</sup> e Mn<sup>2+</sup> em solução. *R. Bras. Ci.Solo*, 16:309-317. Campinas – SP.
- Mendelssohn, I. A., & McKee, K. L. 2000. Saltmarshes and mangroves. *North American Terrestrial Vegetation*, 2nd edition, Cambridge University Press, Cambridge, 501-536.
- Mendoza, U.N, da Cruz, C.C. Menezes, M.P., Lara, R.J. 2011. Flooding effects on phosphorus dynamics in an Amazonian mangrove forest, Norther Brazil. *Plant Soil* 353, 107-121.
- Meyers, P.A., 1994, Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter: *Chemical Geology*, v. 114, no. 3-4, p. 289–302.
- Meyers, P.A., 2003, Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes: *Organic Geochemistry*, v. 34, no. 2, p. 261–289, doi: 10.1016/S0146-6380(02)00168-7.
- Miller, R. W., & Donahue, R. L. 1990. *Soils: an introduction to soils and plant growth* (No. Ed. 6). Prentice-Hall International Inc.
- Mitsch, W.J & Gosselink, J.G. 1986. *Wetlands*. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 539 p.
- Moore, D.M. & Reynolds Jr, R.C., 1989. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. 1.ed.: p. 1 – 332. Oxford University Press, New York.

- Moraes, J.F.V.; Dynia, J.F. 1992. Alterações nas características químicas e físico-químicas de um solo Gley Pouco Húmico sob inundação e após a drenagem. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.27, n.2, p.223-235, fev.
- Mörner, N.A., 1999. Sea level and climate: rapid regressions at local warm phases. *Quaternary International* 60, 75-82.
- Munsell Color, 2009. *Munsell Soil Color Charts. New Revised Edition*. New Windsor, NY: Macbeth Division of Kollmorgen Instruments.
- Muzilli, O., 1978. Análise de solos: interpretação e recomendação de calagem e adubação para o estado do Paraná: p. 1- 49. Fundação Instituto Agrônômico do Paraná, Londrina (Circular IAPAR, 9).
- Nedwell, D.B., Blackburn, T.H. & Wiebe, W.J., 1994. Dynamic nature of the turnover of organic carbon, nitrogen and sulfur in the sediments of a Jamaican mangrove forest. *Marine Ecology Progress Series* 110, pp. 223–231.
- Nickerson, N.H. & Thibodeau, F.R., 1985. Association between pore water sulphide and distribution of mangroves. *Biogeochemistry* 1, pp. 183–192.
- Oliveira, O.M.C; Queiroz, A.F. de S; Argolô, J.L; Roeser, H.M.P & Rocha, R.S.R. 2002. Estudo mineralógico do sedimento de manguezal da baía de Camamu-Ba. *Rev. Esc. Minas*, v. 55, n. 2. Ouro Preto.
- Olivie-Lauquet, G.; Gruau, G.; Dia, A.; Riou, C.; Jaffrezic, A. & Henin, O. 2001. Release of trace elements in wetlands: role of seasonal variability. *Wat. Res.*, 35(4): 943-952.
- Otero, X.L. 2000. Biogeoquímica de metais pesados em ambientes sedimentários marinhos. Santiago de Compostela, Universidad de Santiago de Compostela. 308p. (Tese Dr) 42
- Pennings, S.C. & Bertness, M.D. 2001. Salt marsh communities. *Marine Community Ecology* (ed. M.E. Hay), pp. 289–316. Sinauer Associates, Sunderland.
- Pennings, S.C., Craft, C.B., Guo, H. & Wieski, K. 2010. Ecosystem Functions of Tidal Fresh, Brackish, and Salt Marshes on the Georgia Coast. *Estuaries and Coasts* 33:161–169.
- Pessenda, L.C.R., Camargo, P.B., 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo. *Química Nova* 14, 98–103.
- Pessenda, L.C.R., Gomes, B.M., Aravena, R., Ribeiro, A.S., Boulet, R., Gouveia, S.E.M., 1998a. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene* 8, 631–635.
- Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Gomes, B.M., Boulet, R., Ribeiro, A.S., 1998b.  $^{14}\text{C}$  dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest savanna

- boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon* 40, 1013–1022.
- Pessenda, L.C.R., Boulet, R., Aravena, R., Rosolen, V., Gouveia, S.E.M., Ribeiro, A.S., Lamotte, M., 2001. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene* 11, 250–254.
- Pessenda, L.C.R., Ribeiro, A.S., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Boulet, R., Bendassoli, J.A., 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research* 62, 183–193.
- Pessenda, L.C.R.; Saia, S.E.M.G; Gouveia, S.E.M; Ledru, M.P; Sifeddine, A; Amaral, P.G.C; Bendassoli, J.A. 2010. Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic forest, Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 82(3):717–29.
- Pethick, J.S. 1992. Salt marshes geomorphology. pp. 41-62. In: Allen, J.R.L. & Pye, K. (eds), *Salt marshes: morphodynamics, conservation and engineering significance*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Prakasa, R.M. & Swamy, A.S.R. 1987. Clay mineral distribution in the mangrove of the Godavari delta. *Clay Res.*, 6:81-86.
- Ponnamperuma, F.N. 1972. The chemistry of submerged soil. *Advances in Agronomy*: p. 29-96, v.24. New York.
- Prada-Gamero, R.M; Vidal-Torrado, P. & Ferreira, T. O. 2004. Mineralogia e físico-química dos solos de mangue do Rio Iriri no canal de Bertioaga (Santos, SP). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 28:233-243. Santos-SP.
- Promod, K.C. & Dhevendaran, K., 1987. Studies on phosphobacteria in Cochin backwater. *J. Mar. Biol. Ass.*, 29: 297-305. India.
- Pueyo, J. J; Chong, G. & Veja, M. 1998. Mineralogy and parental brine evolution in the Pedro de Valdivia nitrate deposit, Antofagasta, Chile. *Rev. Geolog. Chile*, 25: 3–15.
- Reddy, K. R & D' Angelo, E. M. 1997. Biogeochemical indicators to evaluate pollutant removal efficiency in constructed wetlands. *Water Science and Technology*, v.35, n. 5, p 1-10.
- Reddy, K. R & Delaune, R. D. 2008. *Biogeochemistry of Wetlands: Science and Applications*. Boca Raton, FL: CRC Press, Taylor & Francis Group. 806 p.
- Reimann, C., & Caritat, P. D., 1998. *Chemical elements in the environment: factsheets for the geochemist and environmental scientist*. Springer-Verlag.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks,

- R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr B.P. *Radiocarbon* 46, 1029–1058.
- Rivera-Monroy, V.H; Twilley, R.R; Medina, E; Moser, E.B, Botero, L; Francisco, A.M; Bullard, E. 2004. Spatial variability of soil nutrients in disturbed riverine mangrove forests at different stages of regeneration in the San Juan river estuary, Venezuela. *Estuaries* 27:44–57.
- Rossi, M. & Matos, I.F., 1992. O ecossistema mangue: uma análise dos solos e da vegetação no Estado de São Paulo. In: Congresso Nacional sobre Essências Nativas 2. Anais. Instituto florestal, p. 930-936. São Paulo.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M., Valeriano, M.M., and Miranda, M.C.C., 2008, Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil: *Journal of Quaternary Science*, v. 23, no. 2, p. 121–135, doi: 10.1002/jqs.1132.
- Salgado-Labouriau, M.L., 1973. Contribuição à palinologia dos cerrados. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências. 273p.
- Salgado-Labouriau, M. L., Casetti, V., Ferraz-Vicentini, K. R., Martin, L., Soubiès, F., Suguio, K., & Turcq, B. (1997). Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128(1), 215-226.
- Santos, M.L.S., Medeiros, C., Muniz, K., Feitosa, F.A.N., Schwamborn, R., Macedo, S.J., 2008. Influence of the Amazon and Pará Rivers on water composition and phytoplankton biomass on the Adjacent Shelf. *Journal of Coastal Research* 24, 585–593.
- Schaeffer-Novelli, Y., Cintrón-Molero, G., Adaime, R. R., & de Camargo, T. M. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. *Estuaries*, 13(2), 204-218.
- Schaeffer-Novelli, Y. 1991. Manguezais brasileiros. São Paulo, Universidade de São Paulo. 42p. (Tese de Livre Docência)
- Schaeffer-Novelli, Y., Cintrón-Molero, G., Soares, M.L.G., Tognella-de-Rosa, M.M.P., 2000. Brazilian mangroves. *Aquatic Ecosystem Health and Management* 3, 561–570.
- Schidlowski, M., Hayes, J.M., Kaplan I.R., 1983. Isotopic inferences of ancient biochemistries: Carbon, sulphur, hydrogen and nitrogen. In: Scholf JW (ed.) *Earth's Earliest Biosphere, Its Origin and Evolution*. Princeton: Princeton University Press, 149–186.
- Scholander, P.F., Van Dam, L. & Sholander, S.I. 1955. Gas exchange in the roots of mangrove. *American Journal of Botany* 42, pp. 92–98.

- SECTAM (1999). Coordenadoria de Estatística Estadual – CEE: setor de coleta e tratamento de dados. Perfis Municipais: Bragança-Pará. 39 p.
- Semeniuk, V., 1994. Predicting the effect of sea-level rise on mangroves in northwestern Australia. *Journal of Coastal Research* 10, 1050–1076.
- Sherman, R.E.; Fahey, T.J. & Martinez, P. 2003. Spatial patterns of biomass and aboveground net primary productivity in a mangrove ecosystem in the Dominican Republic. *Ecosystems* 6:384–398.
- Sifeddine, A., Marint, L., Turcq, B., Volkmer-Ribeiro, C., Soubières, F., Cordeiro, R.C., Suguio, K., 2001. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 221–235.
- Silva C.A. da. 1998. Análise morfoestratigráfica do estuário do rio Marapanim-NE do Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 133 p.
- Silva, C.A., Rainbow, P., Smith, B., & Santos, Z., 2001, Biomonitoring of TRACE metal contamination in the Potengi estuary, Natal (Brazil), using the oyster *Crassostrea Rhizophorae*, a local food source: *Water Research*, v. 35, no. 17, p. 4072–4078, doi: 10.1016/S0043-1354(01)00144-0.
- Silva, M. G. L. 2001. Avaliação multitemporal da dinâmica costeira da praia do pescador, Bragança (Norte do Brasil). Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Dissertação de Mestrado.
- Slavich P.G., Walker G.R. & Jolly I.D. 1999. A flood history weighted index of average root-zone salinity for assessing flood impacts on health of vegetation on a saline floodplain. *Agric. Water Manag.* 39(3): 135–151.
- Smith, C.B., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., França, M., Guimarães, J.T.F., Rossetti, D.F., 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology* 168, 21–30.
- Smith, C.B., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., França, M.C., Guimarães, J.T.F., 2012. Holocene proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Northern Brazil. *Catena* 90, 26–38.
- Snedaker, S.C. 1982. Mangrove species zonation: why? In: Sen DN, Rajpurohit KS (eds) *Contribution to the ecology of halophytes*. Kluwer, Netherlands, pp 111–125.
- Soares, M.L.G., Estrada, G.C.D., Fernandez, V., Tognella, M.M.P., 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: Assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 101, 44–53.

- Souza Filho, P.W.M & El Robrini, M. 1998. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da planície costeira bragantina, nordeste do Pará, Brasil. *GEONOMOS*, 4 (2): 1-16.
- Souza Filho, P. W. M. 2000. Avaliação e aplicação de dados de sensores remotos no estudo de ambientes costeiros tropicais úmidos, Bragança, Norte do Brasil. 236 f. Dissertação (Doutorado) – Universidade Federal do Pará.
- Souza Filho, P W.M. & Paradella, W.R. 2003. Use of synthetic aperture radar for recognition of coastal geomorphological features, land use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Science*, 75: 341-56.
- Souza Filho, P.W.M., Martins, E.S.F., Costa, F.R., 2006. Using mangroves as a geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: A remote sensing data approach. *Ocean and Coastal Management* 49, 462–475.
- Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et spores*.
- Suguio, K. & Nogueira, A. C. R. 1999. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências*, 18:461-479.
- Tessier, A.; Campbell, P.G.C & Bisson, M. 1979. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Anal. Chem.* 51:844-851.
- Thorez, J. 1976. Practical identification of clay minerals: p. 1 – 90. Belgique, G. Lelotte.
- Toledo, M.B., Bush, M.B., 2007. A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas. *Journal of Biogeography* 34, 1313–1326.
- Toledo, M.B., Bush, M., 2008. Vegetation and hydrology changes in Eastern Amazonia inferred from pollen record. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 80, 191–203.
- Tomlinson, P. B. 1986. The botany of mangroves. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Upkong, I. E. 1991. The performance and distribution of species along soil salinity gradients of mangrove swamps in southeastern Nigeria. *Vegetatio* 95:63–70.
- Van Raij, B. 1991. Fertilidade do solo e adubação. Piracicaba: Agronômica Ceres. 343p.
- Vazquez, P., Holguin; Puente, G; Lopez-Cortes, M.E & Bashan, Y., 2000. Phosphate-solubilizing microorganisms associated with the rhizosphere of mangroves in a semiarid coastal lagoon. *Biol. Fertil. Soils* 30:460–468.
- Vedel, V., Behling, H., Cohen, M.C.L., Lara, R.J., 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany* 15, 115–123.

- Vieira, L. S; Santos, W. H. P dos; Falesi, I. C. & Filho, J. P. S. O. 1967. Levantamento de reconhecimento dos Solos da Região Bragantina, Estado do Pará. Separata da Pesquisa Agropecuária Brasileira, vol. 2. Pesq. agropec. bras. 2:1-63.
- Vilhena, M.P.S.P; Costa, M.L; Berrêdo, J.F. 2010. Continental and marine contributions to formations of mangrove sediments in the eastern amazonian mudplain: the case of Marapanin estuary. *Journal of South America Earth Science*, Oxford, v.79, p.427-438.
- Walsh, G.E., 1974. Mangroves, a review. In: Reimold, R.J., Queens, W.H. (Eds.), *Ecology of Halophytes*. Academic Press, New York, NY, pp. 51–174.
- Warren, J.K & Kendall, C.G.ST.C. 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaqueous) settings – modern and ancient. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v.69, no 6. p 1013 – 1023.
- Wilson, G.P., Lamb, A.L., Leng, M.J., Gonzalez, S., and Huddart, D., 2005, Variability of organic  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 64, no. 4, p. 685–698, doi: 10.1016/j.ecss.2005.04.003.
- Yokoya, N. S. 1995. Distribuição e Origem. In: SCHAEFFERNOVELLI, Y. (Org.). *Manguezal Ecossistema entre a terra e o mar*. São Paulo: Caribbean Ecological Research. p. 9-12.
- Zedler, J.B. & Beare, P.A. 1986. Temporal variability of saltmarshes vegetation: the role of low salinity gaps and environmental stress. Pp. 295-306. In: Wolfe, D.A. (ed). *Estuarine Variability*. Academic Press, New York.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

## PARECER

### Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de **PALOMA MARIA PINTO CAMARGO**

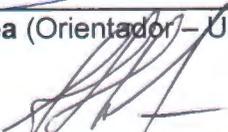
A banca examinadora da Tese de Doutorado de **PALOMA MARIA PINTO CAMARGO** orientanda do Prof. Dr. José Augusto Martins Correa (UFPA), composta pelos professores doutores Rubén José Lara (Inst. Argentino de Oceanografía), Luiz Carlos Ruiz Pessenda (USP), Marlon Carlos França (IFPA), e Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada “**EVOLUÇÃO DOS PÂNTANOS DA REGIÃO CENTRAL DA PENÍNSULA DE BRAGANÇA-PA DE ACORDO COM AS MUDANÇAS DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O HOLOCENO**” emite o seguinte parecer:

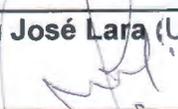
A candidata apresentou contribuição relevante ao conhecimento sobre a evolução dos campos salgados e manguezal da Península de Bragança-PA em uma escala decadal, secular e milenar com base em uma análise de multi-indicadores: feições sedimentares, minerais, pólen, diatomáceas e isótopos. Na apresentação oral, demonstrou segurança e expôs com clareza e uso adequado de recursos didáticos os principais métodos e resultados de sua Tese. O documento encontra-se bem estruturado e tem potencial para gerar publicações de nível internacional. A banca fez sugestões de aprimoramentos de forma e conteúdo. Durante a arguição, a candidata demonstrou domínio sobre os seus dados e capacidade de síntese e argumentação científica.

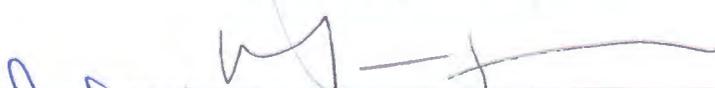
Com base no exposto, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

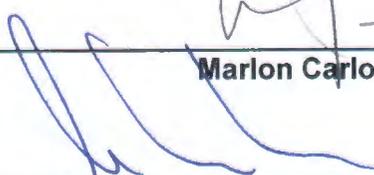
Belém, 07 de dezembro de 2016.

  
\_\_\_\_\_  
**José Augusto Martins Correa** (Orientador – UFPA)

  
\_\_\_\_\_  
**Rubén José Lara** (Univ. Bremen)

  
\_\_\_\_\_  
**Luiz Carlos Ruiz Pessenda** (USP)

  
\_\_\_\_\_  
**Marlon Carlos França** (IFPA)

  
\_\_\_\_\_  
**Marcelo Cancela Lisboa Cohen** (UFPA)