



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 626**

**A DINÂMICA DA VEGETAÇÃO DURANTE O  
QUATERNÁRIO TARDIO NO LIMITE CONTINENTAL DA  
PENÍNSULA BRAGANTINA, LITORAL AMAZÔNICO**

**Dissertação apresentada por:**

**GIORDANA LETICIA MONTEIRO MACIEL**

**Orientador: Prof. Dr. Marlon Carlos França (IFPA)**

---

**Belém-Pará  
2023**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com  
ISBDSistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará  
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a)  
autor(a)**

---

M152d Maciel, Giordana Leticia Monteiro.

A dinâmica da vegetação durante o quaternário tardio no limite  
continental dapenínsula bragantina, litoral amazônico /  
Giordana Leticia Monteiro Maciel. — 2023.

xiv,55 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marlon Carlos França  
Coorientador(a): Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto  
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,  
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e  
Geoquímica, Belém, 2022.

1. Manguezal ; 2. Palinologia; 3. Análise de fácies; 4.  
Datação C-14; 5. Zona Costeira Amazônica; I. Título.

CDD 577.698

---



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

**A DINÂMICA DA VEGETAÇÃO DURANTE O  
QUATERNÁRIO TARDIO NO LIMITE CONTINENTAL  
DA PENÍNSULA BRAGANTINA, LITORAL  
AMAZÔNICO**

**Dissertação apresentada por:**

**GIORDANA LETICIA MONTEIRO MACIEL**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestra em Ciências na Área  
de GEOLOGIA, linha de pesquisa GEOLOGIA MARINHA E COSTEIRA**

**Data da aprovação:** 25 / 11 / 2022

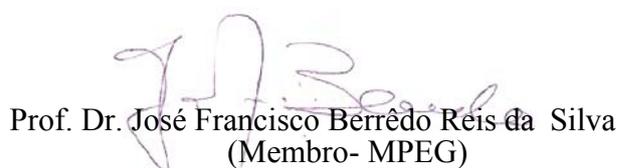
**Banca Examinadora:**



Prof. Dr. Marlon Carlos França  
(Orientador-IFPA)



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



Prof. Dr. José Francisco Berrêdo Reis da Silva  
(Membro- MPEG)

Dedico este trabalho à todas as pessoas que lutam diariamente por dias melhores.

## AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), do Instituto de Geociências pela infraestrutura e apoio financeiro.

À Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES)-Brasil pela concessão da bolsa de mestrado. Código de financiamento 001.

Ao meu orientador Professor Dr. Marlon França pela grande oportunidade, confiança, paciência e apoio durante a produção deste trabalho, suas instruções e contribuições foram essenciais para o desenvolvimento e finalização desta dissertação.

Ao meu coorientador Prof. Dr. Nils Asp pela grande contribuição nesta dissertação, desde as coletas de campo à finalização do trabalho, agradeço pela oportunidade, parceria profissional e pela grande amizade e consideração pessoal.

Ao Laboratório de Geologia Costeira (LAGECO) da UFPA/BRAGANÇA pela estrutura e aos colegas que ajudaram em minha coleta e análise de dados, Vando Gomes, Ariane Marques, Carlos E. Richene e Paulo Freitas.

À um grande amigo Téc. Afonso Quaresma por toda contribuição em campo, ajuda nas coletas e seu trabalho que muito contribui para o desenvolvimento de inúmeras pesquisas dos estudantes.

À minha companheira de vida Nailza Pinheiro por todo incentivo, parceria e força durante esse intenso período, obrigada por não me deixar desistir, por mais que eu tivesse cogitando isso por diversas vezes.

Aos amigos e irmãos que contribuíram e que me incentivaram, Sérgio Molano e Juan Sebastian, do PPGG para a vida, obrigado por toda amizade, troca de conhecimentos e brincadeiras.

À dona Valdilene Melo por ter me acolhido em sua casa, em Bragança, de uma forma inexplicável, sempre como uma mãe para mim, muitíssimo obrigada.

Às secretárias Cleida Feitas e Joanicy Lopes, pela gentileza, atenção e simpatia.

Por fim, a todos que direta ou indiretamente contribuíram para que eu desenvolvesse e finalizasse minha dissertação.

*“A vida não é fácil para ninguém. Mas... O que importa? É necessário preservar e, acima de tudo, confiar em nós próprios. Temos de sentir que somos dotados para realizar uma determinada coisa e que temos de a alcançá-la, custe o que custar!”*

*(Marie Curie)*

## RESUMO

O setor leste amazônico é dominado e moldado por um regime de macromarés, abrigando ambientes como: planícies lamosas colonizadas por manguezais, estuários associados a canais de maré, planícies de inundação, praias de macromaré, entre outros. Visando compreender a reconstituição paleoambiental em uma planície de inundação e a dinâmica da vegetação em um setor da região amazônica, foram realizadas coletas e integração de dados palinológicos, sedimentares e datações C-14, a partir de um perfil sedimentar de subsuperfície coletado na região dos campos herbáceos do Taperaçu, no interior da península de Bragança (PA), no litoral amazônico. O presente estudo permitiu a identificação de três associações de fácies, e quatro zonas polínicas ocorridas durante o Pleistoceno superior e Holoceno. A primeira associação de fácies definida como depósito aluvial, apresentando fácies de pelito, acamamento heterolítico *flaser*, com tendência granocrescente ascendente. A vegetação era predominantemente típica de árvores e arbustos, marcadas pela presença de famílias *Rubiaceae*, *Bromeliaceae*, *Annonaceae*, além de baixa ocorrência de vegetação herbácea dominada pela família *Araceae*, que se estavam presentes naquela região em torno de 41.200-39.975 anos cal AP. A segunda associação de fácies identificada, apresentou características típicas de canal de maré, com superfície erosiva bem delimitada, que marca o início da transição dos processos atuantes neste ambiente, formado por fácies de conglomerados, pelito com marcas onduladas e fácies de areia maciça. Nas áreas adjacentes ao canal, ocorria uma vegetação tipicamente herbácea, representada por *Cyperaceae* e *Ulmaceae*, além da presença de árvores e arbustos, como: *Arecaceae*, *Malpighiaceae* e *Rubiaceae*. Durante o Holoceno inicial e médio (6.000-5.915 anos cal AP), os resultados obtidos revelaram a formação de uma planície de maré. O principal resultado polínico durante esta fase foi o estabelecimento do manguezal, colonizado por *Rhizophora* e *Avicennia*, além da presença da vegetação herbácea, que atualmente ocupa a região estudada, marcando o Holoceno tardio.

**Palavras-chave:** manguezal; palinologia; análise de fácies; datação C-14; Zona Costeira Amazônica.

## ABSTRACT

The eastern Amazonian region is dominated and shaped by a macrotidal regime, harboring environments such as muddy plains colonized by mangroves, estuaries associated with tidal channels, floodplains, and macrotidal beaches, among others. To understand the vegetation dynamics and carry out the paleoenvironmental reconstitution in an Amazonian floodplain, palynological, sedimentary, and C-14 dating data were integrated based on a subsurface sedimentary profile collected in the region of the Taperaçu's herbaceous fields, in the Bragança peninsula (PA), on the Amazon coast. The present study identified three fácies associations and four pollen zones that occurred during the Late Pleistocene and Holocene. The first facies association is defined as an alluvial deposit, which presented pelite facies, flaser heterolithic bedding with a coarsening upward sequence. The vegetation was predominantly typical of trees and shrubs, marked by the presence of Rubiaceae, Agavaceae, and Annonaceae families and with low herbaceous vegetation dominated by the Araceae family developed around 41,200-39,975 cal years BP. The second facies association identified showed typical characteristics of a tidal channel, with a well-delimited erosive surface, which marks a transition in the processes operating over this environment; it comprises gravel, massive sand, and wavy-marked mud facies. Toward the Taperaçu's tidal channel, herbaceous vegetation was developed, represented by Cyperaceae and Ulmaceae, and the presence of trees and shrubs, such as Arecaceae, Malpighiaceae, and Rubiaceae. During the early and mid-Holocene (6000-5915 cal years BP), at a depth of 6.45 m from the surface, the results revealed the formation of a tidal flat. The main pollen result during this phase was the establishment of mangroves, colonized by *Rhizophora* and *Avicennia*, in addition to the presence of herbaceous vegetation, which currently occupies the studied region, marking the late Holocene.

**Keywords:** mangroves, palynology; fácies analysis; C-14 dating; Amazon Coastal Zone.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo: (a) Brasil, (b) Costa nordeste paraense e em (c) Península Bragantina, Campos do Taperaçu.....	5
Figura 2 - Esquema da formação e incorporação de C-14 na natureza. Retirada de Hawstuffworks (2004).....	10
Figura 3 - Curva de decaimento exponencial para C-14 com base na meia-vida revisada de 5730 anos. Figura de Murray & Woodroffe, 2014.....	11
Equação1 .....	11
Equação2 .....	12
Figura 4 - Esquema do padrão morfológico do grão de pólen. (modificada de Salgado-Laboriau, (2007). Retirada de Miranda (2010).....	14
Figura 5 - A) Estrutura da parede dos grãos de pólen, exina; B) Diferentes tipos de elementos. Fonte: Plá Jr <i>et al.</i> (2006).....	15
Figura 6 - Registro polínico em São Caetano de Odivelas, com descrição da textura do sedimento, percentagem de polens encontrados dos grupos de vegetação (Cohen <i>et al.</i> 2009).....	18
Figura 7 - Mapa geomorfológico da Península Bragantina. Modificado de Souza Filho (2000).....	20
Figura 8 - Imagem de campo da utilização do RKS para a coleta do perfil de subsuperfície.....	21
Figura 9 - Relação entre fácies, ambientes deposicionais e sistemas. Fonte: Adaptado de Walker & James (1992).....	22
Equação 3 .....	25
Equação 4 .....	25
Figura 10 Perfil litológico, fácies, idades correlacionadas as camadas datadas.....	31
Figura 11 Perfil estratigráfico, apresentação da soma dos grãos polínicos por grupos e zonas.....	33
Figura 12 Perfil estratigráfico, associação de fácies (AF1- Depósito aluvial, AF2- Canal de maré, AF3- Planície de maré) e a porcentagem de grãos representantes de cada família e suas respectivas zonas de ocorrência).....	34

- Figura 13 Mudanças pós-glaciais no nível do mar inferidas a partir da datação de coral fóssil ao redor de Barbados (após Fairbanks, 1990). A curva do lado direito é baseada em idades de radiocarbono e a curva do lado esquerdo é baseada em espécimes de coral datados de  $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$  após Bard *et al.* (1990a, b). Figura retirada de Murray & Woodroffe (2014)..... 40

**LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 -	Identificação da amostra, material utilizado para datação, profundidade, idade não calibrada (C-14 anos AP, $1\sigma$ ) e idade calibrada (C-14 anos AP, $2\sigma$ ), conforme Calib 6,0 (Reimer <i>et al.</i> 2013).....	27
Tabela 2 -	Fácies, descrição e processos de formação, conforme Walker & James (1992).....	28
Tabela 3 -	Descrição das associações de fácies com a respectiva idade em anos cal AP.....	38

**LISTA DE SIGLAS**

AP	Antes do Presente
BDA	Bosque de <i>Avicennia</i>
Cal AP	Idade calibrada em anos Antes do Presente
C-14	Carbono 14
CS	Campo Salgado
FDC	Furo do Chato
LAGECO	Laboratório de Geologia Costeira
NRM	Nível Relativo do Mar
PCB	Planície Costeira Bragantina
ZCA	Zona Costeira Amazônica
ZCB	Zona Costeira Bragantina

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>EPÍGRAFE</b> .....	vi
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	viii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	ix
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	x
<b>LISTA DE SIGLAS</b> .....	xi
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 ÁREA DE ESTUDO.....	4
1.2.1 <b>Localização</b> .....	4
1.2.2 <b>Características oceanográficas</b> .....	6
1.2.3 <b>Clima</b> .....	6
1.2.4 <b>Vegetação</b> .....	6
1.2.5 <b>Geomorfologia</b> .....	6
1.3 OBJETIVOS.....	7
1.3.1 <b>Objetivo geral</b> .....	7
1.3.2 <b>Objetivos específicos</b> .....	7
1.4 REVISÃO DE LITERATURA.....	8
<b>2 ANÁLISE DE FÁCIES</b> .....	9
2.1 DATAÇÃO C-14.....	10
2.2 PALINOLOGIA.....	13
2.3 ESTUDOS POLÍNICOS NA RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL NO .....QUATERNÁRIO TARDIO DA REGIÃO AMAZÔNICA.....	16
2.4 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	19
<b>3 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	21
3.1 ANÁLISE DE FÁCIES.....	21
3.2 DATAÇÃO.....	23
3.3 LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO.....	24
3.4 ANÁLISE POLÍNICA.....	24
3.4.1 <b>Tratamento com ácido clorídrico (HCL)</b> .....	24
3.4.2 <b>Tratamento com ácido fluorídrico (HF)</b> .....	25

3.4.3	Tratamento com ácido acético glacial (C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> O <sub>2</sub> ).....	25
3.4.4	Tratamento com acetólise.....	25
3.4.5	Montagem de lâminas para microscopia.....	26
3.4.6	Análise microscópica e confecção do gráfico polínico.....	26
4	<b>RESULTADOS</b> .....	27
4.1	DATAÇÃO.....	27
4.2	FÁCIES SEDIMENTARES.....	28
4.3	PALINOLOGIA.....	32
4.3.1	zona polínica 1 (810-670 cm).....	35
4.3.2	Zona Polínica 2 (670-440 cm).....	35
4.3.3	Zona polínica 3 (440-200 cm).....	36
4.3.4	Zona polínica 4 (200-0 cm).....	36
5	<b>DISCUSSÃO</b> .....	37
5.1	INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	38
5.2	DEPÓSITO ALUVIAL (AF1).....	38
5.3	CANAL DE MARÉ (AF2).....	39
5.4	PLANÍCIE DE MARÉ (AF3).....	41
5.5	MANGUEZAIS NO LITORAL AMAZÔNICO.....	41
6	<b>CONCLUSÕES</b> .....	46
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	47

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

As zonas costeiras são locais de transição que sofrem influência tanto do continente quanto do oceano (Miranda 2010), compartilhando características continentais e marinhas, sobre as quais atuam processos marinhos, atmosféricos e continentais. Segundo Vidigal (2006) para efeitos legais, a zona costeira é composta por uma faixa marítima, na qual se estende até 12 milhas náuticas de largura, e por uma faixa contada inicialmente a partir da linha de costa até 50 km continente adentro.

Por geograficamente ocorrerem em locais estratégicos de acesso direto ao mar, essas áreas são de múltiplos usos, foram e são habitadas desde os primórdios da civilização. Nesses locais são instalados portos para livre comércio, além de serem zonas também muito utilizadas para recreação e lazer (Weber 1992, Scherer 2010, Cohenca *et al.* 2017).

Essas zonas apresentam diretas e intensas modificações, sendo vulneráveis às mudanças climáticas e às flutuações do nível do mar. Assim, são os primeiros locais afetados por ação de tempestades e tsunamis (Nobre & Marengo 2017), tanto em seu setor à montante dominado por fatores terrestres, quanto em seu outro extremo, dominado por condições marinhas (Dalrymple *et al.* 1992, Dalrymple & Choi 2007).

Devido à influência dos domínios marinhos e continentais, a zona costeira (ZC) apresenta diferentes tipos de ambientais e subambientes, sendo formados em consequência de seu agente principal (ondas, marés) tais como: i) estuários, ii) praias, iii) manguezais, e iv) deltas, que apresentam principalmente sedimentos inconsolidados e de interações ecologicamente complexas (Carvalho & Fontes 2006). Devido a essas condições e características, são regiões que guardam registros sedimentares de grande importância para os estudos paleoambientais no Quaternário (Nicholls *et al.* 2007), demonstrando assim grande importância para os estudos sobre a dinâmica costeira.

O litoral brasileiro possui uma extensão de aproximadamente 8 mil km, desde latitudes equatoriais até latitudes subtropicais, apresentando particularidades associadas aos domínios das marés, mais ao norte, e ao domínio das ondas, em direção ao sul (Neves & Muehe 2010, Melo Filho 2017), assim como o abundante suprimento de sedimentos lamosos na costa norte (Souza-Filho *et al.* 2009, Asp *et al.* 2018).

No setor mais ao norte do litoral brasileiro, está situada a Zona Costeira Amazônica (ZCA), a qual cobre a área desde o cabo Orange, no Amapá, até a Ponta de Tubarão, no Maranhão, possuindo uma extensão de aproximadamente 1200 km (Souza-Filho 2005), moldada

pelo regime de macromaré (Souza-Filho 2000), abrigando ambientes como: planícies de maré, praias, pântanos salgados, estuários, que se destacam pela quantidade, e manguezais, que se destacam pela extensão, ocupando quase 8 mil km<sup>2</sup> (Souza-Filho *et al.* 2009).

Inserida no setor oriental da ZCA, está a planície costeira bragantina, a qual apresenta uma vegetação adaptada no contexto das florestas secundárias, das formações pioneiras, campos arbustivos e manguezais (Souza-Filho & El-Robrini, 1996). Sobre grande parte da planície costeira bragantina há a ocorrência de manguezais, ambiente de grande importância ecológica e socioeconômica, por apresentarem grandes quantidades de nutrientes resultantes da mistura das águas das chuvas, oceânicas, e dos rios. Como resultado dessa interação, diversas espécies de aves, crustáceos e moluscos que são comercializados em regiões costeiras, vivem pelo menos uma parte do seu ciclo de vida nos manguezais (Salmazo *et al.* 2018).

A península apresenta áreas periodicamente alagadas que são inundadas durante as marés mais altas, e estão também sob influência da pluviosidade da região. Essas áreas contêm vegetação típica de campo, colonizados predominantemente por *Aleucharias* sp. (juncos). Denominadas como campos salinos e campos de Bragança (Souza-Filho 1996, Silva 2015).

Nas áreas mais próximas aos cordões de praia, ocorrem vegetações arbustivas, principalmente sobre as dunas. São colonizadas em grande parte por *Chrysobalanus icaco* L. (Ajuru), *Anacardium occidentale* L. (Caju), *Byrsonima crassifolia* H.B.K. (Muruci) e gramíneas (*Cyperaceae*).

Durante o Quaternário tardio a ZCA passou por várias alterações acompanhando as variações do nível relativo do mar (NRM), em alguns momentos passando por progradação, ou seja, quando os sedimentos continentais estão sobrepostos a sedimentos marinhos, e retrogradação, processo inverso, no qual, os sedimentos marinhos se sobrepõem a sedimentos continentais, conforme Woodroffe (2016, 2018). Nesse sentido, a vegetação tende a acompanhar a variação da morfodinâmica e a sedimentação local, sobrepondo os ambientes anteriormente depositados (Cohen *et al.* 2005).

Ao levar em consideração os processos atuantes na zona costeira, é possível compreender os fenômenos que acontecem nessa região, a qual agrega uma grande biodiversidade e diferentes tipos de ambientes e subambientes. Portanto, estudos dessa natureza demonstram grande importância para a compreensão da dinâmica da vegetação costeira ao longo do Quaternário tardio.

A dinâmica da vegetação durante o tempo geológico é resultado da interrelação de vários processos e fatores, tais como: variação do NRM, mudanças climáticas, topografia local, ondas, processos de maré e processos de soerguimento e subsidência, conforme Woodroffe

(2018). Esses elementos operam de forma síncrona no ambiente, regulando e modelando a geomorfologia local, que por sua vez também controla o potencial de preservação do registro sedimentar.

Os tipos de vegetação que estão presentes na península bragantina são influenciados pela topografia e relevo, os quais se modificam em direção à linha de costa. Sobre o planalto costeiro estão desenvolvidas florestas secundárias, mais a jusante da planície costeira ocorre vegetações típicas de manguezal, além de campos herbáceos e vegetações arbustivas, como podem ser observadas na planície costeira bragantina.

Os manguezais são predominantes ao longo de toda a planície costeira bragantina. Ocorrem associados aos canais de maré. De acordo com Souza-Filho (1996) as espécies dominantes, são de *Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans* e *Laguncularia racemosa*. Essa vegetação ocupa áreas sobre influências de águas salinas e salobras. Os manguezais possuem enorme importância na proteção das áreas costeiras, funcionando como uma barreira que protege a linha de costa contra a ação de tempestades e erosão, além de apresentarem grande acúmulo de sedimentos (Pinto *et al.* 2017).

A planície costeira bragantina é delineada pelos estuários do rio Caeté, a leste, e pelo estuário do Taperaçu, a oeste. Enquanto que o rio Caeté é perene, com uma vazão regular, o estuário do Taperaçu não mais apresenta desde o Quaternário tardio uma drenagem continental perene, por razões ainda indeterminadas. Este aspecto confere a esta área um grande potencial de preservação do registro sedimentar costeiro no contexto das variações do NRM, onde as seqüências de trato de mar alto são geralmente erodidas pela drenagem continental durante as fases de mar baixo, especialmente no continuum rio-estuário-mar. Portanto, estudos em áreas costeiras como do estuário do Taperaçu, são de extrema importância para a compreensão da dinâmica ambiental, assim como para elucidar questões sobre os impactos recentes das flutuações do NRM e das mudanças climáticas, haja vista, que compreendendo a dinâmica pretérita poderão ser realizadas inferências e projeções futuras sobre a dinâmica do ambiente costeiro.

## 1.2 ÁREA DE ESTUDO

### 1.2.1 Localização

A área de estudo está inserida na planície costeira do estuário do Taperaçu (Figura 1), situada no limite continental da península Bragantina, com uma distância de aproximadamente 15 km da cidade de Bragança. O acesso a área de estudo pode ser feito pela PA-458. O testemunho sedimentar foi coletado na coordenada geográfica de latitude  $0^{\circ} 56' 59.76''S$  e longitude  $-46^{\circ} 47' 40.42'' W$ .

No estudo de Souza Filho & El-Robrini (1996) a área de enfoque deste estudo, teve como denominação campos salinos externos, os quais preenchem depressões, provavelmente, associadas a pequenas lagunas. Os sedimentos dos pântanos salinos constituem a primeira fase de sedimentação transgressiva da península Bragantina. Sendo chamado por Silva (2015) como Campos de Bragança.

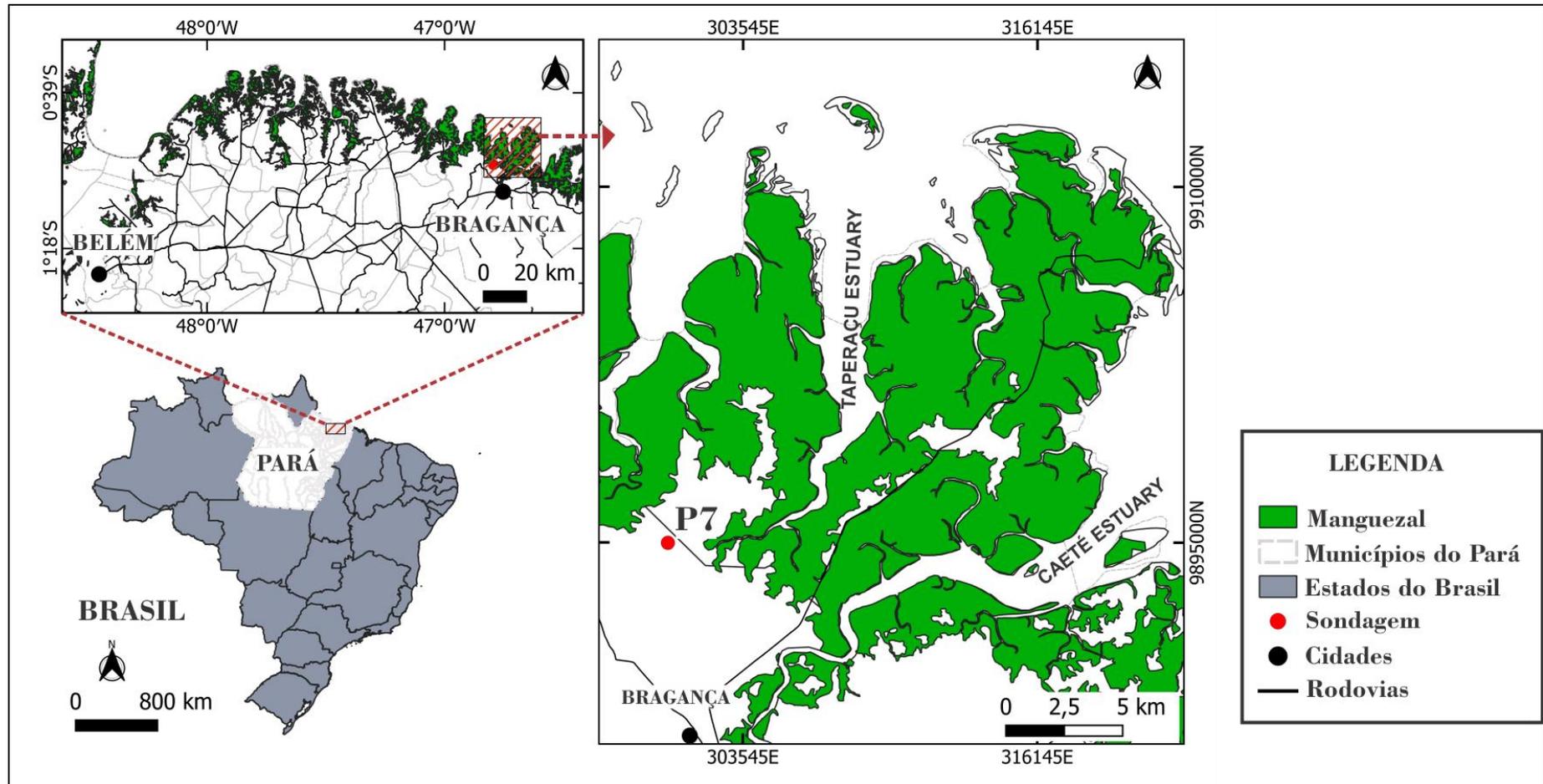


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo: (a) Brasil, (b) Costa nordeste paraense e em (c) Península Bragantina, Campos do Taperaçu.

### **1.2.2 Características oceanográficas**

O estuário do Taperaçu é dominado pelo regime de macromarés semi-diurnas, com altura média superior a 4 m (DHN 2015). As principais correntes que atuam na área de estudos são as correntes de maré e as correntes litorâneas, as quais resultam da chegada das ondas na costa, que são responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma continental para o litoral (Alves 2001). A descarga fluvial na área do estuário do Taperaçu é pouco expressiva, e em consequência dessa dinâmica vem ocorrendo o constante preenchimento e colmatção da porção superior do estuário (Asp *et al.* 2013, Silva 2015).

### **1.2.3 Clima**

O clima da região é classificado como equatorial quente e úmido com uma estação chuvosa bem definida de janeiro a junho e uma estação seca (menos chuvosa), compreendendo os meses de julho a dezembro (Moraes *et al.* 2005). A precipitação pluviométrica média anual varia de 2500 a 3000 mm. A umidade relativa atmosférica está entre 80 e 91%. A temperatura média anual é próxima de 25,7 °C, variando ao longo do ano de 20,4 °C a 32,8°C (Martorano *et al.* 1993).

### **1.2.4 Vegetação**

O planalto costeiro é colonizado por florestas secundárias e formações pioneiras, enquanto a planície costeira apresenta em grande parte a ocorrência de manguezais, campos herbáceos e campos arbustivos (Souza Filho & El-Robrini 1996). Os manguezais ocupam grande parte da planície costeira bragantina, ocupando as margens dos canais estuarinos, com influência de águas salinas e salobras. Na região é possível encontrar também vegetações herbáceas, que ocupam extensas áreas alagadas ou periodicamente alagadas, com influência pluvial e de águas salobras.

### **1.2.5 Geomorfologia**

Na área de estudo, conforme Souza-Filho (1995), considerando as características sedimentológicas, morfologia, vegetação e processos físicos dominantes, estão presentes o Planalto Costeiro, a Planície Aluvial, a Planície Estuarina e a Planície Costeira, além da presença de sedimentos da formação Barreiras (Neógeno), com grande expressão na região.

### 1.3 OBJETIVOS

#### 1.3.1 Objetivo geral

Sequenciar e interpretar a dinâmica paleoambiental, ambientes sedimentares e da vegetação durante o Pleistoceno tardio e Holoceno no limite continental da península de Bragança-PA, utilizando técnicas palinológicas, descrição de fácies sedimentológicas e datações por C-14.

#### 1.3.2 Objetivos específicos

- Interpretar o paleoambiente de deposição;
- Estimar a vegetação pretérita por meio da palinologia;
- Gerar um modelo de deposição para o Pleistoceno superior e o Holoceno.

#### 1.4 REVISÃO DE LITERATURA

Esta revisão apontará alguns estudos que abordam as técnicas e métodos que foram utilizados nesta pesquisa desenvolvida nos campos do Taperaçu, em Bragança-PA. A pesquisa em questão utilizou técnicas palinológicas, datações C-14 e análises de fácies, as quais são ferramentas essenciais nos estudos paleoambientais e reforçam a precisão dos resultados encontrados.

## 2 ANÁLISE DE FÁCIES

No registro geológico, os corpos rochosos apresentam características que permitem gerar uma interpretação sobre a sua gênese e evolução ao longo do tempo geológico. O conceito de fácies sedimentares representa um conjunto de aspectos litológicos, estruturais (estruturas sedimentares) e orgânicos (Middleton 1978).

Segundo Walker (1992), a geometria de fácies e sua composição, como em rochas sedimentares, estão ligadas diretamente ao ambientes de deposição. De acordo com a descrição de afloramento ou testemunhos é possível interpretar estas fácies e determinar quais foram os processos dominantes durante a deposição, direção das correntes, energia do fluxo e presença de organismos (atividade biológica), as quais revelam e identificam os paleoambientes associados.

Partindo desta interpretação das fácies e posterior associação, é possível determinar uma sequência evolutiva ao longo do tempo e determinar como variaram as condições na deposição de acordo com as características específicas que ficam registradas nas rochas como litologia, tamanho de grão sedimentar, composição mineralógica, estruturas sedimentares, cor, presença de matéria orgânica, entre outros dados (Figueiredo 2019).

## 2.1 DATAÇÃO C-14

Para o estudo de depósitos quaternários, especificamente do Holoceno e Pleistoceno Superior o C-14 é uma ferramenta muito útil, pois permite a datação de materiais com idade de aproximadamente 40.000 anos antes do presente (Schuur *et al.* 2016). O fluxo de C-14 na atmosfera ocorre de forma cíclica, seguindo inicialmente com o bombardeio de raios cósmicos que adentram na atmosfera e colidem com átomos de nitrogênio (Figura 2).

Figura 2 - Esquema da formação e incorporação de C-14 na natureza. Retirada de Hawstuffworks (2004).

À partir disso, esse neutrão é capturado e forma juntamente ao oxigênio, moléculas com gás, gerando gás carbônico ( $^{14}\text{CO}_2$ ), que posteriormente é absorvido pelos organismos vivos.

As plantas absorvem dióxido de carbono da atmosfera, incorporando o C-14 por meio da fotossíntese, por sua vez, nós e os animais por nos alimentarmos dos vegetais, também possuímos o C-14. Entretanto, esse processo de incorporação cessa no momento da morte do organismo, exceto quando o sistema esteja aberto proporcionando a incorporação mais recente

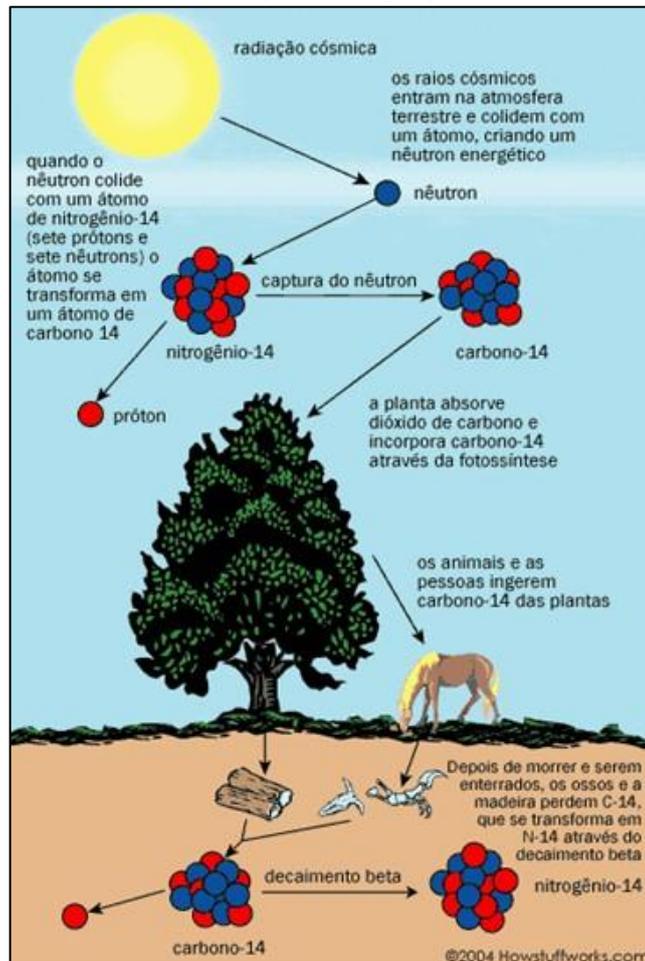


Figura 2 - Esquema da formação e incorporação de C-14 na natureza. Retirada de Hawstuffworks (2004).

de C-14. Por este motivo, as amostras de C-14 devem ser tratadas com extremo cuidado, pois são susceptíveis à contaminação por C-14 recém formado (contaminação manual).

Com a morte do animal, e ou vegetal, ocorre o início do processo chamado de caimento de meia vida, no qual a quantidade de C-14 contida no material datado é perdida pela metade.

A taxa de decaimento ou meia vida do C-14 é de 5.730 anos (Figura 3), podendo datar depositados de até 40.000 anos, com segurança, para que haja uma maior confiabilidade nos resultados e pela quantidade de C-14 que teria ainda no material analisado (Murray & Woodroffe 2014).

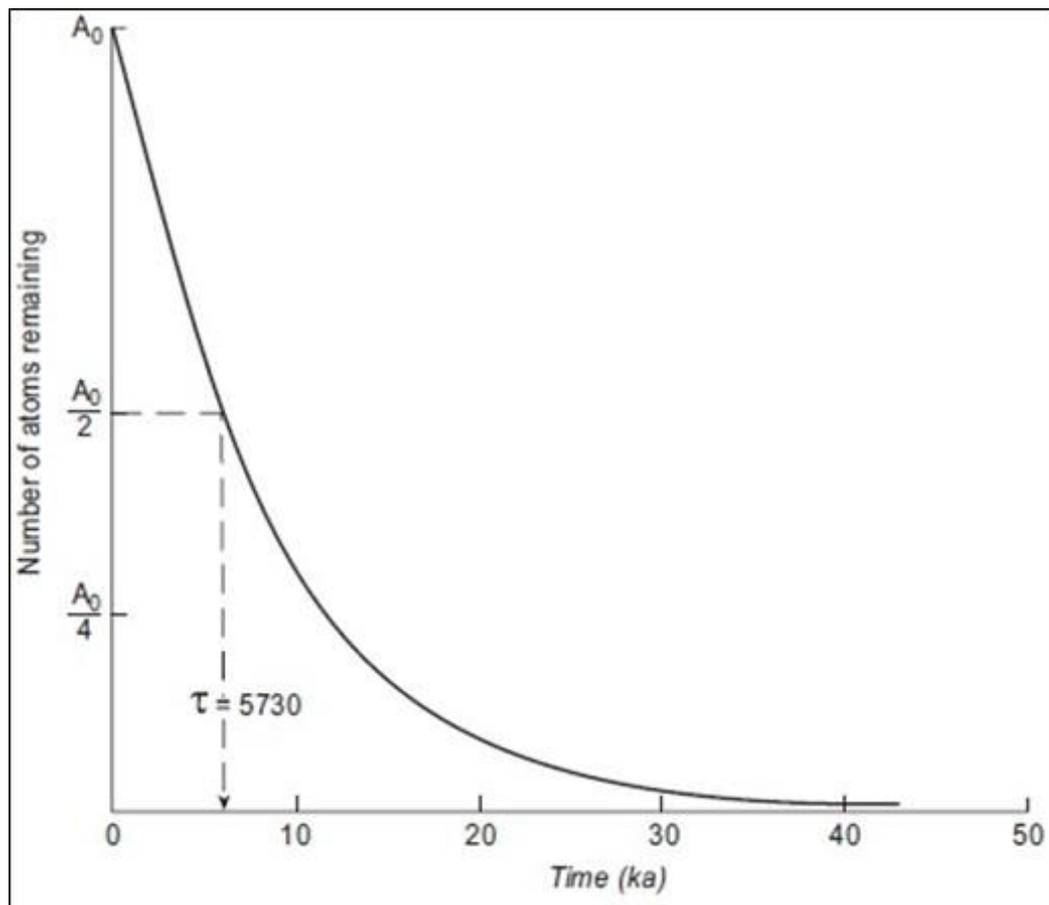


Figura 3 - Curva de decaimento exponencial para C-14 com base na meia-vida revisada de 5.730 anos. Figura de Murray & Woodroffe (2014).

A datação é realizada quantificando o C-14 residual da matéria orgânica com base no período de meia-vida. A idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual desta, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar  $^{14}\text{C}$ , como mostra a Equação 1:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (1)$$

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 (Equação 2):

$$t = -8,033 \ln A/A_0 \quad (2)$$

Os materiais orgânicos e inorgânicos compostos deste elemento após o ano de 1960, devido o aumento deste isótopo na atmosfera pelo teste nuclear gerou problemas na calibração das medidas, no entanto é uma técnica que devido a sua estabilidade frente a mudanças nas condições físicas no ambiente de deposição ou soterramento pode ser usada para a datação em um sistema fechado (no qual não existe entrada nem saída de massas ou energia ao nível atômico).

A datação por meio de C-14 foi desenvolvida pelo pesquisador Willard Frank Libby, da Universidade da Califórnia, em 1949 (Libby *et al.* 1949). O método de datação com o C-14 figura entre as principais ferramentas para a determinação cronológica de episódios associados ao recente, no tempo geológico, interessando aos arqueólogos, geólogos, paleontólogos e outros que pesquisam eventos e vestígios com idades próximas de 40 mil anos, quando o C-14 reduz a emissão da radiação e desta forma torna imprecisa datações superiores. As idades C-14 são apresentadas convencionalmente em anos calibrados Antes do Presente (anos cal AP), sendo a referência temporal do presente, o ano de 1950 (Reimer *et al.* 2009). A margem de erro é de ~3% e a idade da amostra é obtida pela leitura da radiação emitida através de Espectrometria de Aceleração de Massa – *Accelerator Mass Spectrometry* (AMS), entre outros (Pessenda 1998<sup>a</sup>).

A idade C-14 é baseada primariamente assumindo a constância da concentração do C-14, relacionado ao C-12, no passado. Entretanto, foram observadas variações na razão  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  do dióxido de carbono na atmosfera devido a variações no campo magnético terrestre, e na atividade solar. Portanto, foram iniciados trabalhos para a calibração das idades obtidas pelas datações C-14 com os anos do calendário. Uma forma de comparação descoberta foi realizando a datação de amostras de anéis de crescimento de árvores por dendrocronologia. Essa calibração é aplicada a amostras de origem terrestre, cuja fonte de  $\text{CO}_2$  é a atmosfera (Reimer *et al.* 2004).

## 2.2 PALINOLOGIA

A palinologia é o estudo dos grãos de pólen, produzidos pelas plantas superiores, e dos esporos das criptógamas (Salgado-Labouriau 2007). Portanto, é uma ferramenta crucial para o conhecimento da evolução da paleovegetação de determinada região. Além de abarcar a taxonomia e a filogenia, é usada também para outros fins de estudos paleoecológicos, melissopalínológicos e investigação forense (Silva-caminha & Leite 2015, Araújo 2021). O paleoclima e principalmente a paleoflora presentes em áreas continentais no Quaternário, podem ser percebidos de forma mais precisa a partir da utilização das análises palinológicas (Bradley 1999). Assim, os grãos de pólen podem ser associados às camadas em que forem encontrados, podendo gerar um perfil bioestratigráfico. Assim, os grãos de pólen contidos nos sedimentos fornecem informações sobre a dinâmica pretérita dos ecossistemas, dando suporte à compreensão e entendimento da evolução ecológica de uma região, assim como de suas possíveis mudanças paleoambientais (Pessenda *et al.* 2015).

No Brasil, desde 1942 começaram a ser desenvolvidos trabalhos que recorrem a técnica da morfologia polínica. Na Amazônia, por exemplo, as descrições dessa ferramenta se encontram em muitos trabalhos publicados e em catálogos polínicos, alguns dos nomes que fazem parte desse acervo são: Carreira (1976), Colinvaux *et al.* (1999), Carreira & Barth (2003), Moura *et al.* (2004), Miranda *et al.* (2020).

Os estudos palinológicos buscam a identificação dos grãos de pólen produzidas por fanerógamas, as quais formam o maior e mais complexo grupo de vegetais, e possuem como principal característica a presença de flores e frutos. Outros palinomorfos também analisados, são os esporos de criptógamas (Rodrigues & Senna 2005).

A identificação desses grãos tem como base suas características morfológicas, tais como: forma, quantidades e tipos de abertura, estrutura e escultura da parede polínica. Sendo assim, para uma análise palinológica mais precisa, é necessário ter o domínio sobre as estruturas e a morfologia dos grãos.

O grão de pólen pode ser idealizado e pensado como um objeto de forma esférica, apresentando um eixo polar equatorial. São constituídos por uma parede celular, a mais externa é chamada de exina (Figura 4), constituída de esporopolenina, composto orgânico que possui uma alta resistência contra ataques ácidos, o que possibilita a preservação desses grãos em ambientes redutores como, lagoas e turfeiras, e a mais interna é a intina (formada basicamente por celulose), essa configuração permite que os grãos de pólen possam ser estudados em

geologia, paleoecologia, estratigrafia, arqueologia, entre outras disciplinas (Collinvaux *et al.* 1999).

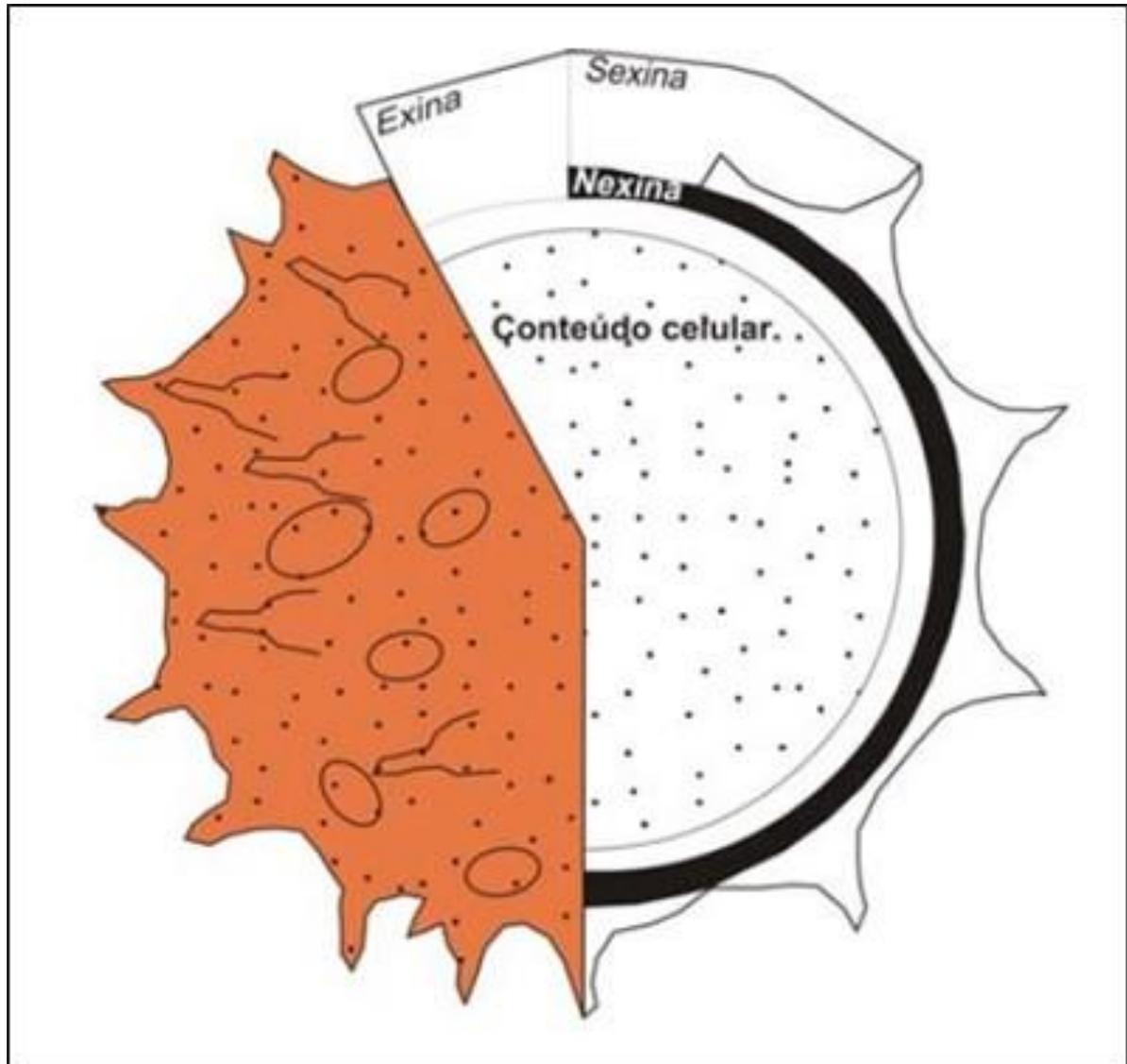


Figura 4 - Esquema do padrão morfológico do grão de pólen. (modificada de Salgado-Laboriau 2007. Retirada de Miranda (2010).

A ornamentação presente na superfície do pólen pode ser: estriada, reticulada, pilada, rugulada, foveolada, lisa ou ter saliências como espinhos, verrugas e pilos (Figura 5B). A maioria das ornamentações pode ser negativa ou positiva. Ornamentação negativa é aquela onde as estruturas se encontram na parte interior da exina, em oposição às estruturas positivas, que estão localizadas sobre a superfície da parede celular. As categorias negativas de ornamentação são: perforada, no qual o teto, microperforado, possui pequenas cavidades menores que 1  $\mu\text{m}$  de diâmetro; foveolada, ornamentação caracterizada por cavidades ou depressões maiores que 1  $\mu\text{m}$ ; fossulada, caracterizada pela presença de sulcos alongados e irregulares.

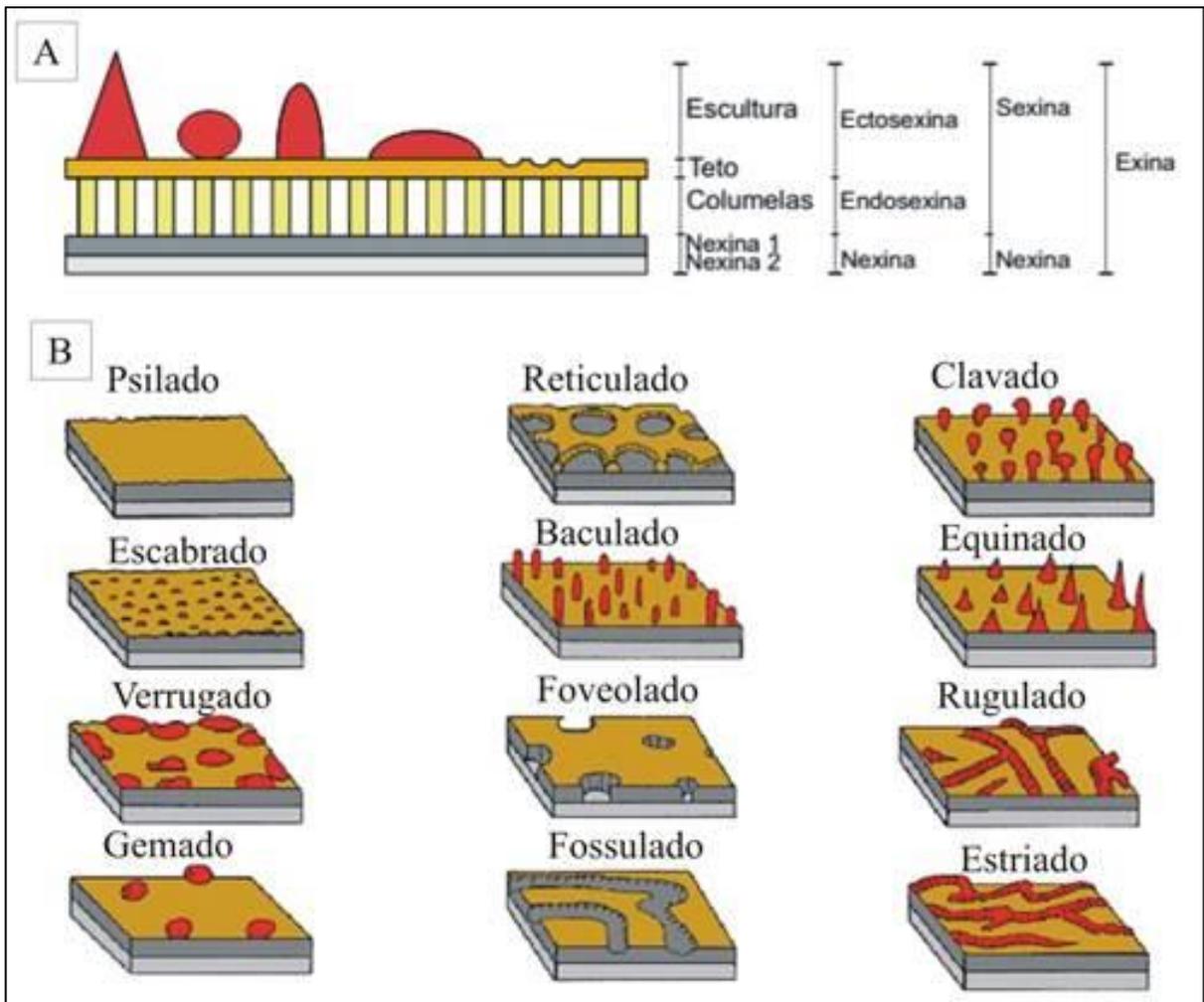


Figura 5 - A) Estrutura da parede dos grãos de pólen, exina; B) Diferentes tipos de elementos. Fonte: Plá Jr *et al.* (2006).

As categorias positivas de ornamentação são: escabrada, quando o padrão de ornamentação é composto de grânulos de qualquer formato, mas com diâmetros menores que 1  $\mu\text{m}$ ; gemada, ornamentação com estruturas arredondadas (gemas); clavada, ornamentação com elementos esculturais alongados com diâmetro da parte superior maior que o da base, denominados clavas; verrugada, quando a ornamentação é composta de elementos não pontiagudos, semelhantes a verrugas, geralmente com diâmetros maiores que 1  $\mu\text{m}$ ; espinhosa, ornamentação composta de espinhos maiores que 1  $\mu\text{m}$ ; rugulada, ornamentação constituída de elementos alongados, produzindo um padrão escultural intermediário entre a condição estriada e a reticulada (Iversen & Troels-Smith 1950); estriada, ornamentação onde existem sulcos separando elementos esculturais salientes; e reticulada, ornamentação em forma de malha, constituída de cavidades (lúmens) cercadas de elementos mais estreitos que os lúmens (Punt *et al.* 1994, Kremp 1965).

Os grãos de pólen e os esporos são produzidos em grandes quantidades, e são transportados por longas distâncias por agentes como vento, água e organismos (ex.: pássaros e insetos). Por apresentarem resistência à decomposição e ataques ácidos, possibilitam o processo de preservação (Miranda 2010).

Os grãos de pólen são estudados de forma multidisciplinar associados às camadas sedimentares, proporcionando de forma sucinta a sucessão e dinâmica da paleoflora das áreas estudadas.

A técnica descrita por Colinvaux *et al.* (1999) facilitou a leitura e o tratamento das amostras de campo, fazendo basicamente com que se concentrem o número de palinórfos por meio de tratamentos químicos e físico, o que possibilita uma melhor identificação e contagem dos grãos.

### 2.3 ESTUDOS POLÍNICOS NA RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO NA REGIÃO AMAZÔNICA

Os estudos da paleoflora utilizando os registros polínicos realizados na região amazônica, além de identificarem o tipo de vegetação ocorrente, esclarecem também sobre as mudanças que ocorreram nos ambientes sedimentares, sobre os quais a paleovegetação estava instalada. Dentre os métodos utilizados na reconstituição paleoambiental, os registros polínicos associados às fácies e às datações C-14 constituem uma ferramenta bastante eficaz.

Na Amazônia, diversos autores (Collinvaux *et al.* 2000, Collinvaux & Oliveira 1999, 2001, Bush *et al.* 2000, 2002, Behling *et al.* 2000, 2001b) contribuíram para o entendimento das oscilações climáticas e de vegetação. O registro da vegetação durante o Holoceno, por exemplo, é caracterizado por fases de estabelecimento e expansão/contração de manguezais na zona costeira, como mostram os trabalhos de Behling & Costa (1994, 2001), Behling *et al.* (2001b) Behling *et al.* (2001), Cohen *et al.* (2005a, 2005b, 2008, 2009), Vedel *et al.* (2006), Smith *et al.* (2011), Guimarães *et al.* (2012).

No trabalho desenvolvido por Behling *et al.* (2004), utilizando dois testemunhos da região costeira oriental da Ilha de Marajó, também no Pará, foram realizadas análises polínicas e datação C-14 para compreender as mudanças ambientais e reconstituir a dinâmica dos manguezais do Holoceno tardio. A vegetação de mangue se instalou no local de Barra Velha por volta de 2.750 anos cal AP. Na região da Praia do Pesqueiro o manguezal se instalou por volta de 650 anos cal AP. A floresta amazônica remanescentes foi substituída por manguezais na área de Barra Velha entre certa de 2.750 e 740 anos cal AP, enquanto na área da Praia do

Pesqueiro ocorreu em aproximadamente 650 e 530 anos cal AP. Com isso, os autores sugerem um aumento do nível relativo do mar, além de mudanças na vazão do rio Amazonas.

No trabalho desenvolvido por Senna (2002), na planície costeira da região nordeste do Pará, localizada entre as baías de Marapanim e Maracanã, a autora buscou compreender as mudanças ocorridas na paleovegetação e nos paleoambientes holocênicos. Por meio dos resultados foi possível identificar três fases. A primeira fase, é a mais antiga, datada de aproximadamente  $6.850 \pm 40$  anos cal AP, a qual apresenta dominância quase exclusiva de manguezal representada pelo pólen do gênero *Rhizophora*. A fase intermediária apresenta tipos polínicos como: *Symphonia*, *Ilex* e *Mauritia*, associadas à uma regressão marinha a  $4.943 \pm 40$  anos cal AP, e a fase mais atual, datada de  $2.350 \pm 40$  anos cal AP, foi caracterizada pela presença de florestas de mangue mais diversificadas com a dominância do pólen pertencente aos gêneros *Avicennia* e *Rhizophora*.

Na península de Bragança-PA foram realizados estudos sobre a dinâmica de manguezal envolvendo dados polínicos, litoestratigráfico, datação C-14. No trabalho de Behling *et al.* (2001), com a utilização de três perfis de subsuperfície, retirados de uma floresta dominada por *Rhizophora*, outro em uma área de *Avicennia*, e por fim em uma área de campo herbáceo (Campo Salgado), foi possível compreender a dinâmica polínica desse ecossistema. Para isso, foram instaladas armadilhas de pólen em várias áreas diferentes da península para estudar a deposição de pólen moderna. Os resultados encontrados revelam que a vegetação de mangue começou a se desenvolver em momentos diferentes nos três locais: em 5.120 anos cal AP no local do Campo Salgado, sendo estes o setor mais elevado da península, sugerindo níveis do mar relativos um pouco mais elevados que o atual, enquanto nas áreas de ocorrência de *Avicennia* o registro marcou a idade de 2.170 anos cal AP no local, e em 1440 anos cal AP na área de ocorrência de *Rhizophora*.

Outro estudo inserido também na zona costeira bragantina (ZCB), foi o de Vedel *et al.* (2006), realizado em um testemunho de sedimento na região denominada como Taperebal, empregando dados polínicos e sedimentares. O principal resultado dessa pesquisa foi sugerir a ocorrência de vegetação de manguezal anterior a 6.500 anos cal AP. No estudo foram identificadas três zonas polínicas. A primeira com forte representatividade da palinoflora de floresta amazônica, baixa ocorrência de grãos de pólen de manguezal, o que os autores relacionam à baixa ou quase nenhuma frequência de inundações consequentemente o nível relativo do mar estava menor do que hoje. Uma segunda zona marcada pela predominância do gênero de manguezal, datados em aproximadamente 6.500 anos cal AP, seguida por uma retração da floresta amazônica, relacionado as oscilações do nível relativo do mar naquele

período. Por fim uma terceira fase, marcada por um hiato sedimentar, em torno de 5.950-5.750 anos cal AP, registrando a predominância do manguezal, sendo colonizado por *Avicennia*, se sobrepondo aos resultados de *Rhizophora*.

No estudo realizado por (Cohen *et al.* 2009) a dinâmica das terras úmidas na região de São Caetano de Odivelas-PA indicou a presença de manguezais desde  $7538 \pm 29$ . Por volta de 1.100 a 750 anos cal AP foi registrada uma contração dessa vegetação. O período entre 750 e 200 anos cal AP foi caracterizado por uma nova expansão dos manguezais e diminuição da vegetação herbácea (Figura 6). Na Ilha Atalaia, município de Salinópolis (PA), dados polínicos indicaram um período de baixa preservação de pólen entre 830 e 630 anos cal AP. Porém logo em seguida, entre 630 e 330 anos cal AP, foi detectada uma expansão dos manguezais. Essas alterações são provavelmente produzidas devido a fatores climáticos e mudanças no regime hidrológico, ocorridas no litoral amazônico.

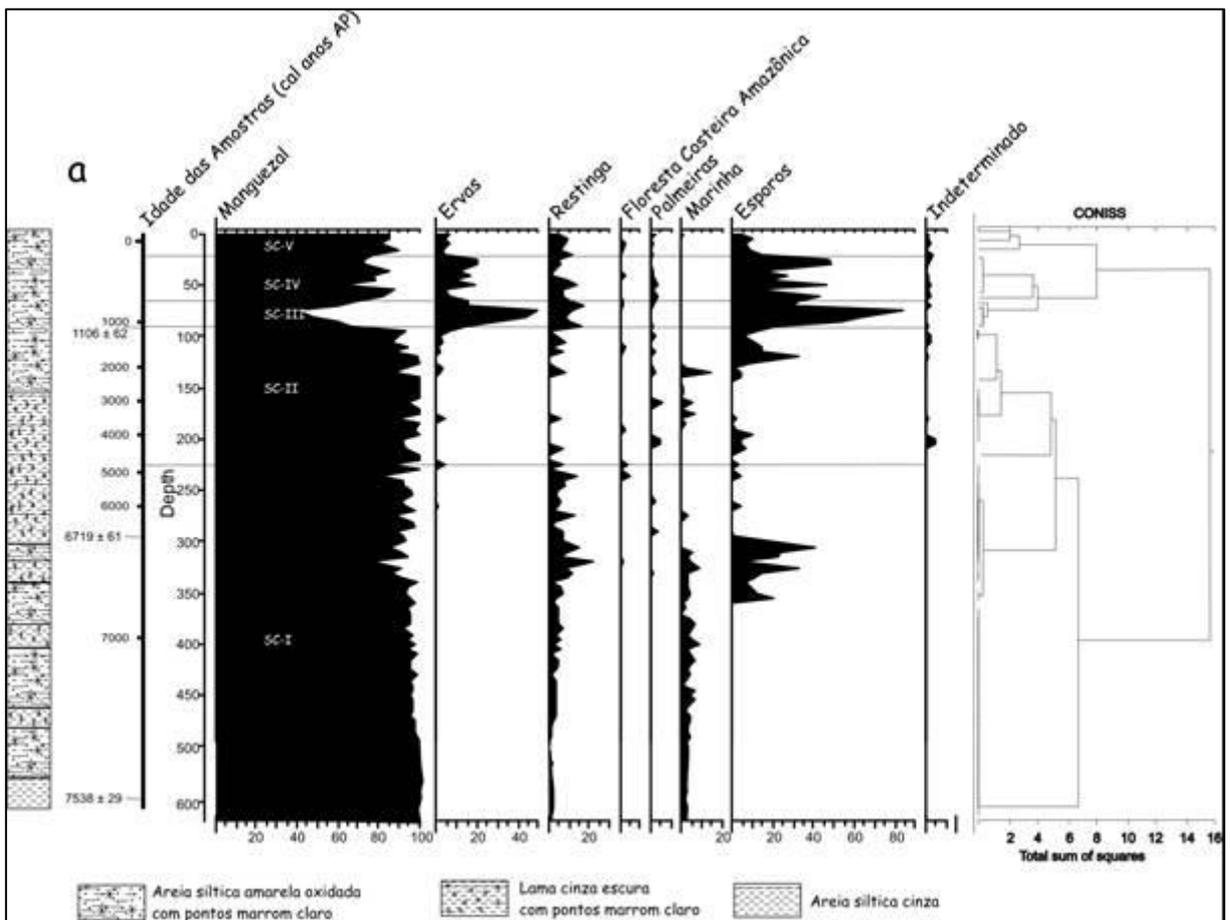


Figura 6 - Registro polínico em São Caetano de Odivelas, com descrição da textura do sedimento, percentagem de polens encontrados dos grupos de vegetação (Cohen *et al.* 2009).

## 2.4 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida na Bacia Bragança-Viseu localizada no nordeste do Estado do Pará a qual faz parte de um graben desenvolvido no interior do cráton de São Luís, esta Bacia é do tipo transtensional (*pull apart*) de idade Albiano (Cretáceo), a qual foi preenchida por rochas sedimentares do cretáceo pertencentes a formações de Bragança, Grajaú, Codó, Itapecuru e Grupo Canarias; e do Neógeno que são representadas pela Formação Piradas, Grupo Barreiras e Pós-Barreiras delimitada por falhas normais de direção NW-SE (Aranha *et al.* 1990, Azevedo 1991, Batista 1992), cujo embasamento pré-cambriano é composto por um mosaico de blocos cratônicos (Abreu & Lesquer 1985).

O Terciário é marcado inicialmente pela sedimentação calcária da Formação Pirabas (Goes *et al.* 1990) e dos sedimentos clásticos do Grupo Barreiras, no Mioceno Inferior, os quais constituem os sedimentos aflorantes do Planalto Costeiro (Arai *et al.* 1988, 1994, Rossetti *et al.* 1989), sendo estes controlados pela geometria da bacia e sua paleotopografia, e pela tectônica recente. O Quaternário é representado por sedimentos arenoargilosos pleistocênicos do Pós-Barreiras (Sá 1969), e por depósitos da planície aluvionar, estuarina e costeira (Souza Filho 1996).

Souza-Filho (2000) compartimentou a ZCB de acordo com seus domínios morfosedimentares, em áreas topograficamente mais elevadas são observados o planalto costeiro, e falésias inativas, seguidas pelo sistema estuarino, passando pelo alto estuário acompanhado de maior influência do rio, setor médio, canal estuarino, nos segmentos meandantes e segmento reto, associados as planícies de maré, barras arenosas, e manguezais adjacentes ao canal estuarino. Toda essa configuração está relacionada ao declive topográfico em direção a linha de costa.

Nesse percurso ocorre uma extensa planície costeira dominada por manguezal, pântanos salinos externos e internos denominados por Silva (2015) como Campos de Bragança aos quais são adaptados para solos saturados, estão situados nas zonas de supramaré e sua sedimentação é marcada pela deposição de lama carregadas pelos fluxos da maré até essas áreas. São divididos em pântanos salinos externos e internos. Os internos onde está inserido o perfil aqui estudado é delimitado pelo planalto costeiro e inundados durante a estação chuvosa, já os campos externos ocorrem por toda a planície lamosa e são frequentemente influenciados pelas marés de sizígia.

Outros domínios morfosedimentares também encontrados são: canais estuarinos, barras arenosas, planícies lamosas, canal de vazante, planícies arenosas situados entre os níveis médios das marés e as marés baixas de sizígia ao longo da costa (Figura 7).

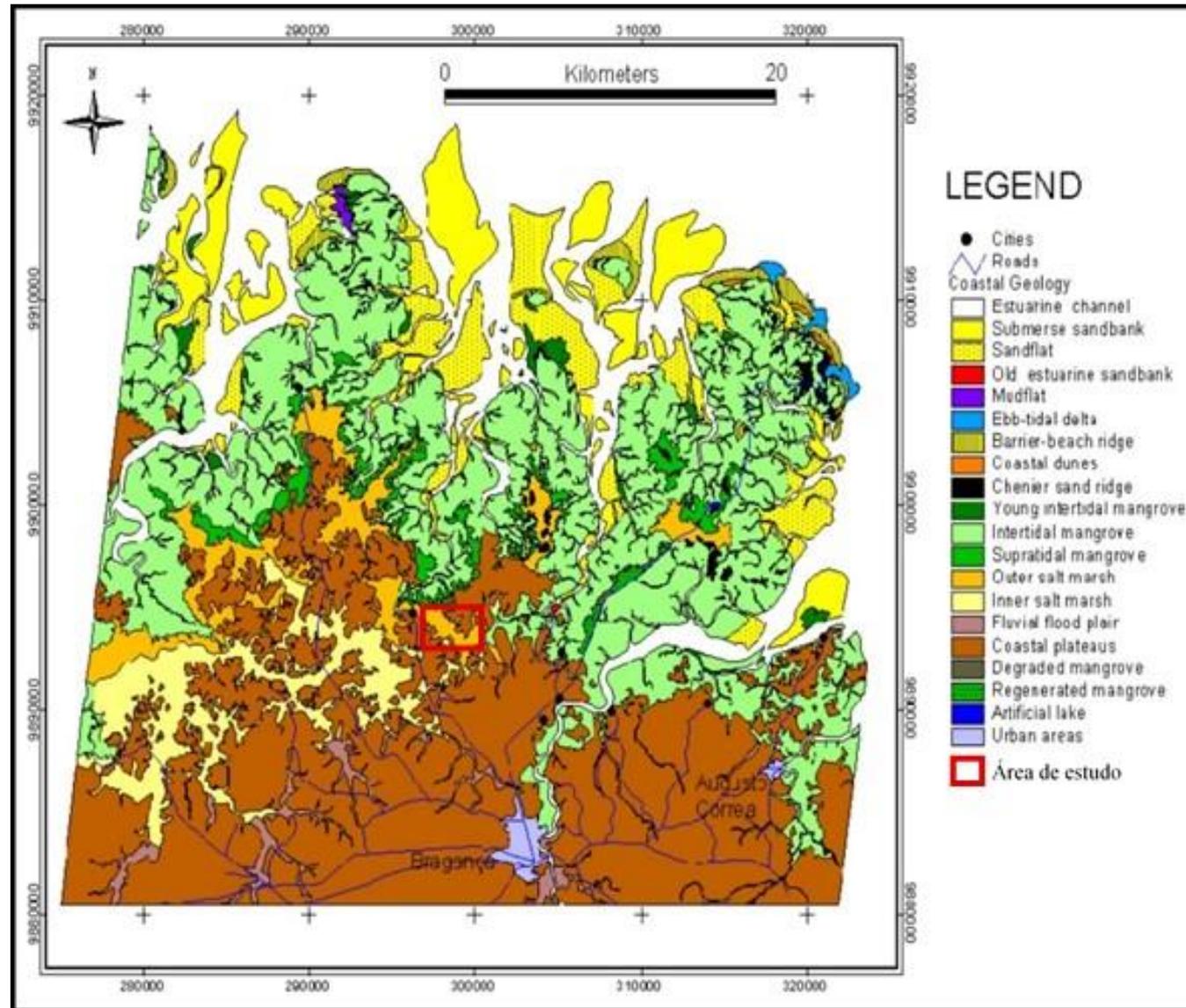


Figura 7 - Mapa geomorfológico da Península Bragançina. Modificado de Souza-Filho (2000).

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 ANÁLISE DE FÁCIES

A coleta em campo para obtenção dos dados foi realizada em setembro de 2019 (Figura 8). Nessa oportunidade, foi realizada uma perfuração utilizando o amostrador RKS (Rammkernsonde) até a profundidade de 8,3 m. No registro geológico, os corpos rochosos apresentam características que possibilitam uma interpretação sobre a sua gênese e evolução ao longo do tempo geológico. Segundo Walker (1992) a geometria, fácies e composição das rochas sedimentares estão ligadas com ambientes de deposição. De acordo com a descrição de afloramento ou testemunhos é possível interpretar estas fácies e determinar quais foram os processos dominantes durante e após sua deposição, direção das correntes, energia do fluxo e presença de organismos (atividade biológica). Partindo desta interpretação é possível determinar uma sequência evolutiva ao longo do tempo e determinar como variaram as condições na deposição de acordo com as características específicas, que ficam registradas nas rochas como litologia, tamanho de grão, conteúdo fossilífero, estruturas sedimentares, cor e presença de matéria orgânica.



Figura 8 - Imagem de campo da utilização do RKS para a coleta do perfil de subsuperfície.

Os depósitos foram analisados seguindo o modelo proposto por Walker (1990 1992), o qual propôs os seguintes critérios descritivos e interpretativos: (a) individualização de fácies, que consiste no reconhecimento e descrição detalhada de geometria, estruturas sedimentares, texturas, composição litológica, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente, bem como descrição dos processos geradores de tais características; (b) associação de fácies, que está agrupa às fácies contemporâneas, correlacionadas geneticamente, conferindo a ela conotação ambiental, e (c) modelo deposicional, o qual é representado em bloco-diagrama e apresenta de forma geral os sistemas deposicionais referentes a determinadas associações de fácies, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais (Figura 9).

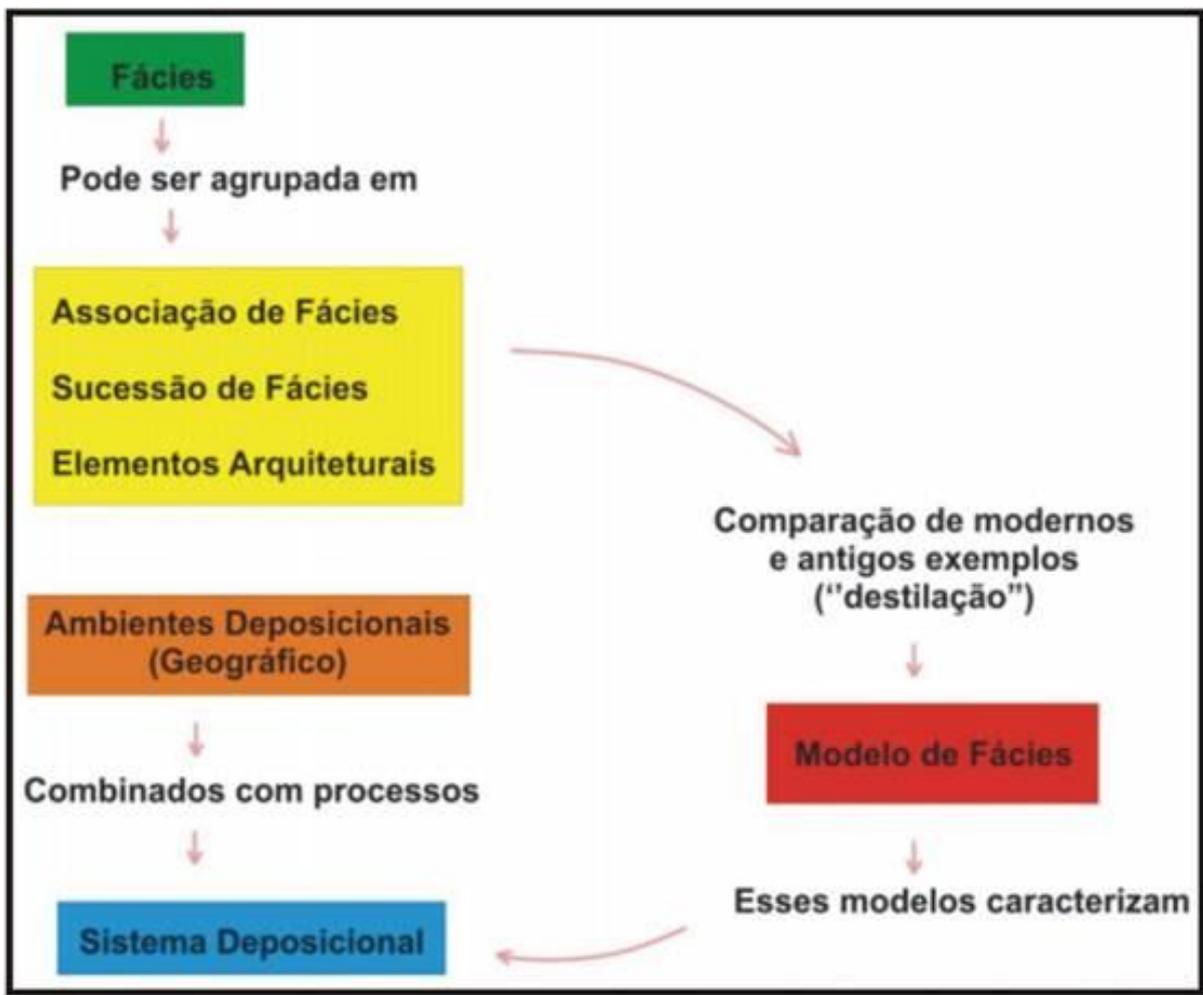


Figura 9 - Relação entre fácies, ambientes deposicionais e sistemas. Fonte: Adaptado de Walker & James (1992).

### 3.2 DATAÇÃO

Para o estudo de depósitos quaternários (especificamente do Holoceno e Pleistoceno Superior), o Carbono 14 (C-14) é uma ferramenta muito útil, pois permite a datação de matérias de até 40.000 anos de idade (Schuur *et al.* 2016).

De forma natural o C-14 (o isótopo instável deste elemento) pode formar moléculas com o oxigênio gerando gás carbônico ( $^{14}\text{CO}_2$ ) que posteriormente é absorvido pelos organismos vivos (como plantas e animais) para seu metabolismo; entretanto, no momento da morte esta absorção cessa e este dado pode ser usado para o cálculo da idade (Santos *et al.* 1999). De acordo com a taxa de decaimento ou meia vida do C-14 de 5.730 anos (Schuur *et al.* 2016) podem ser datados (depósitos de até 40.000 anos) aqueles materiais orgânicos e inorgânicos compostos deste elemento até o ano de 1960, devido ao aumento deste isótopo na atmosfera pelo teste nuclear ter gerado problemas na calibração das medidas após este ano. No entanto é uma técnica que devido a sua estabilidade frente as mudanças nas condições físicas no ambiente de deposição ou soterramento pode ser usada para a datação em um sistema fechado (no qual não existe entrada nem saída de massas ou energia ao nível atômico).

Devem ser tratadas com extremo cuidado as amostras analisadas pelo método de C-14, pois são susceptíveis a contaminação por carbono mais novo (contaminação manual), posteriormente deve ser definido o material a ser datado (sedimento, madeira, carvão, conchas, etc), que passará por um tratamento químico que permita a síntese de benzeno que posteriormente será colocado em um cintilador capaz de determinar a quantidade de C-14 presente na amostra e calcular a sua diminuição desde o momento da deposição (Schuur *et al.* 2016).

A pesquisa em questão, engloba seis amostras nas seguintes profundidades (Tabela 2) datadas pelo método do C-14, as quais foram analisadas no laboratório Beta Analytic (USA). As idades são relatadas de modo convencional (anos AP) e idade calibrada (anos cal AP) ( $\pm 2\sigma$ ) de acordo com Reimer *et al.* (2013). Consideramos o presente o ano de 1950 (antes do presente - AP). Para a calibração foi utilizado o Calib 7.1 (<http://calib.org>) e a curva IntCal13.

O critério utilizado para a escolha das profundidades para datação, foi baseado na necessidade de identificar e delimitar o intervalo temporal da pesquisa. Foram selecionadas amostras próximas a base, e outras em direção ao topo do perfil de sondagem. Ao estabelecer os limites de tempo é possível recontar a evolução/dinâmica transcorridas nas adjacências do estuário do Taperaçu.

### 3.3 LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO

O levantamento topográfico de detalhe do local de sondagem foi realizado por medições altimétricas utilizando um DGPS (GPS Diferencial) geodésico de precisão Trimble® modelo R4, pelo método de posicionamento relativo cinemático (Monico 2007), que consiste em um rastreamento simultâneo dos satélites em no mínimo de dois receptores, sendo que um dos receptores foi instalado em uma estação de coordenadas conhecidas, identificada como base, e outro receptor foi instalado no local de interesse, ou seja a localização do furo de sondagem nos campos do Taperaçu, correspondendo à estação móvel ou itinerante.

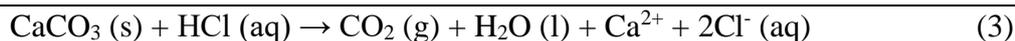
A trajetória da estação móvel, também chamada de Rover, é corrigida e transformada em dados que permitem a elaboração de MDT - modelos de elevação digital do terreno (Tanajura 2009). A base receptora foi instalada a cerca de 5 km do local do levantamento localizada nas coordenadas 00°50'29,1575"S e 46°37'08,5662"W, referente à estação geodésica reconhecida pelo IBGE em 2010 e nomeada 99507. O pós-processamento dos dados é realizado no Programa Trimble Business Center versão 2.60 (Silva 2013). O ajustamento do nivelamento ao nível médio do mar é feito a partir de uma referência de nível (RN) conhecida.

### 3.4 ANÁLISE POLÍNICA

A análise polínica seguiu o protocolo descrito por Colinvaux *et al.* (1999). Foi retirado 1cm<sup>3</sup> de sedimento com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável, o material será colocado posteriormente dentro da cavidade cilíndrica e depois será retirado por um êmbolo produzindo assim pastilhas de sedimentos. Tal processo será repetido ao longo de todo o testemunho em intervalos de 10 cm. Irão ocorrer as seguintes etapas: tratamento com ácido clorídrico (HCl), adição do Ácido Fluorídrico (HF), tratamento com ácido acético glacial, tratamento com acetólise, montagem das lâminas, análises microscópicas e confecção dos gráficos polínicos.

#### 3.4.1 Tratamento com ácido clorídrico (HCl)

O tratamento com ácido clorídrico, consiste na dissolução da matriz carbonática da pastilha 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) através da adição de HCl a 10%. A reação de dissolução ocorre conforme a reação abaixo (Equação 3):

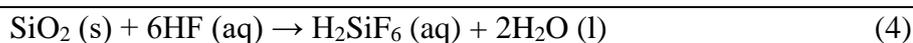


Este processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão misturador (feito de teflon) para cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação da amostra. Em seguida, o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a 2.500 rotações para decantação. O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o sobrenadante ficasse claro.

### 3.4.2 Tratamento com ácido fluorídrico (HF)

Após o tratamento com ácido clorídrico o tratamento da amostra segue com a remoção da sílica com a adição do Ácido Fluorídrico, para que a mesma não venha a obscurecer os grãos de pólen e comprometer sua identificação. É adicionado 10 ml de HF por amostra, as quais ficarão em repouso por 24 horas (na capela de exaustão devido à alta toxicidade dos gases liberados durante a reação deste ácido). Passadas 24hs, o material seguirá para a centrifugação, retirada do líquido residual e lavagem com água destilada. Finalizado o procedimento a amostra seguirá ao tratamento com o Ácido Acético Glacial ( $\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$ ).

Nessa etapa as amostras foram mantidas na capela de exaustão devido aos gases que são produzidos e expelidos durante a seguinte reação (Equação 4):



### 3.4.3 Tratamento com ácido acético glacial ( $\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$ )

O ácido acético glacial reage com a amostra extraindo a água nela presente. Esta etapa é fundamental 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, procedimento seguinte. Nesta etapa, o ( $\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$ ) foi adicionado à amostra, seguido de mistura, centrifugação e retirada do líquido residual.

### 3.4.4 Tratamento com acetólise

Na fase acetólise irá buscar a remoção química da celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação. A substância atuante nesta é a Acetólise 9:1 (9 partes de anidrido acético: 1 parte de ácido sulfúrico), procedimentos com base em Erdtman (1960). Aproximadamente 15 ml da 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 adquirisse coloração escura. Após esse processo foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e duas lavagens. O líquido residual foi retirado e 5 ml de água foi deixada na amostra com a finalidade de facilitar sua transferência dos tubos de ensaio para tubos de *Evergreen*.

#### **3.4.5 Montagem de lâminas para a microscopia**

A preparação do material para a análise microscópica reuniu a utilização de lâminas *Bioslide* 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon, adesivo identificador e esmalte incolor.

O material armazenado nos tubos de *Evergreen* será retirado com auxílio de pipeta e colocado nas lâminas previamente identificadas. Depois, uma pequena quantidade de glicerina será adicionada e aquecida até seu completo derretimento. Bastões de teflon servirão para misturar o material com a glicerina, e em seguida, lamínulas serão assentadas sobre as lâminas e seladas com esmalte incolor (o mesmo utilizado para unhas). O esmalte é útil para selar as margens da lamínula sobre a lâmina preservando a amostra da umidade do ar e das concentrações de oxigênio capaz de provocar o ressecamento da amostra. O conjunto dos procedimentos do método palinológico serão realizados no Laboratório de Sedimentologia e Minerais Pesados, na Universidade Federal do Pará.

#### **3.4.6 Análise microscópica e confecção do gráfico polínico**

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas será executada em um microscópio *Carl Zeiss Axioskop 2 plus* com câmera acoplada. O microscópio é conectado ao computador e as microimagens serão processadas através do Software *AxioVision*. Os grãos de pólen serão fotografados, medidos, identificados, contados e armazenados em um banco de dados. O quantitativo obtido será introduzido no programa *TiliaGraph* para confecção dos diagramas e análise estatística.

## 4 RESULTADOS

Os resultados foram adquiridos em dois momentos. Uma parte em campo, com a descrição das fácies sedimentares, e outra parte em laboratório. Em campo, juntamente com a sondagem, foi realizado o levantamento topográfico já descrito, que revelou, após o processamento, uma cota de 2,76 m acima do nível médio do mar. Este valor é crítico, uma vez que o nível máximo de referência para a maré alta na região é 2,75 m (DHN 2022, Asp *et al.* 2018). Foi realizado o processamento de 32 amostras para a montagem e a leitura das lâminas polínicas, para posterior confecção dos gráficos e análises estatísticas, utilizando o software *TiliaGraph*. Foram registradas quatro zonas polínicas no testemunho, por meio da análise de agrupamento (CONISS). As amostras separadas para datação por C-14 revelaram idades superiores à 43,5k anos cal AP até o Holoceno médio.

Com a integração dos dados sedimentares, polínicos e datações C-14 foi possível dividir o testemunho em três associações de fácies (depósito aluvial, canal de maré e planície de maré) e quatro zonas polínicas (zona polínica 1, de 810 a 670 cm; zona polínica 2, de 640 a 460 cm; zona polínica 3, de 415 a 210 cm; e zona polínica 4, de 195 a 80 cm). Foram reconhecidas oito fácies sedimentares: areia fina com marcas onduladas (Afo); conglomerado com clastos suportados (Ccs); areia maciça (Am); acamamento heterolítico flaser (Ahf); acamamento heterolítico lenticular (Ahl); acamamento heterolítico ondulado (Aho); pelito maciço (Pm); e pelito laminado (Fl).

### 4.1 DATAÇÃO

Os resultados obtidos com as datações podem ser visualizados na Tabela 1. A base do testemunho alcançou idades pleistocênicas (43500 anos cal AP), enquanto nas profundidades próximas de 2 m foram encontradas idades do Holoceno médio. Cada amostra descrita é identificada com a sigla P7, profundidade em que se encontra, idade calibrada (anos cal AP), idade C-14 não calibrada e material submetido para datação (sedimento ou restos de planta/vegetal). Os valores descritos estão calibrados em anos AP (antes do presente).

Tabela 1 - Identificação da amostra, material utilizado para datação, profundidade, idade não calibrada (C-14 anos AP,  $1\sigma$ ) e idade calibrada (C-14 anos AP,  $2\sigma$ ).

Material	Profundidade	Idade (C-14 anos cal AP, $1\sigma$ )	Idade (C-14 anos AP, $2\sigma$ )
Vegetal	208-212	4.720 $\pm$ 30 anos	5.570-5.550
Sedimento	208-212	5.120 $\pm$ 30 anos	5.910-5.740
Vegetal	236-240	4.750 $\pm$ 30 anos	5.580-5.530
Sedimento	236-240	5.260 $\pm$ 30 anos	6.000-5.915
Sedimento	720-725	35.990 $\pm$ 280 anos	41.200-39.975
Vegetal	720-725	> 43.500 anos	-

Fonte: Conforme Calib 6,0 (Reimer *et al.* 2013)

Próximo à base do testemunho, em 720 a 725 cm de profundidade, foi utilizado de maneira separada os sedimentos em si e os restos vegetais para a datação. O resultado alcançado extrapolou o método do C-14, sendo maior que 43.500 anos cal AP para o material vegetal. Por outro lado, para o material sedimentar, a idade alcançada foi de 41.200-39.975 anos cal AP. Essa diferença de idade é significativa e pode ser atribuída à mistura de materiais com idades mais antigas, onde os restos vegetais e parte do carbono particulado teria sido retrabalhado, erodido, misturado a um material mais recente e redepositado.

Na amostra da profundidade de 236-240 cm, utilizando-se material sedimentar para datação, a idade alcançada foi de 6.000- 5.915 anos cal AP. Na mesma profundidade, porém utilizando material vegetal para datação foi alcançada a idade de 5.580 -5.530 anos cal AP. Na camada 208-212 cm de profundidade, a datação C-14 foi de 5.910-5.740 anos cal AP, para o material sedimentar. Entretanto, para o material o resultado foi mais recente, apresentando a idade de 5.570-5.550 anos cal AP.

Ao realizar uma análise dos resultados obtidos é possível perceber a diferença substancial de idade associada ao tipo de material datado. Esse fator está diretamente relacionado com os processos da dinâmica sedimentar e de estabilização do ambiente, onde a constante migração de canais estuarinos e de maré geram intenso retrabalhamento dos depósitos e mistura de materiais de diferentes idades.

## 4.2 FÁCIES SEDIMENTARES

Os resultados das fácies estão expressos na Tabela 2 e na Figura 10, baseados no método da descrição de fácies de Walker & James (1992), visando descrever as estruturas sedimentares geradas a partir de processos ocorrentes na formação do paleoambiente, observando também a

coloração dos sedimentos, conteúdo fossilífero, padrão de paleocorrente, entre outras características encontradas na sobreposição das camadas ao longo do perfil de subsuperfície.

Tabela2: Fácies, descrição e processos de formação

(continua)

Fácies	Descrição	Processos
Areia fina com marcas onduladas (Afo)	Camadas centimétricas de areia fina com marcas onduladas.	Formadas em regime de fluxo inferior, por correntes de rios e marés e dependendo da intensidade do fluxo, podem migrar de 2D para 3D.
Conglomerado com clastos suportados (Ccs)	Camada centimétrica de conglomerados com clastos suportados (ortoconglomerados).	Formado em regime de fluxo superior.
Areia maciça (Am)	Camadas centimétricas a métricas de areia clara a avermelhada sem estruturas sedimentares.	Formadas em fluxos sedimentares de rápida deposição.
Acamamento heterolítico flaser (Ahf)	Camadas centimétricas de areia maciça com películas de lama sem presença de estruturas internas.	São resultados de mudança de energia das correntes, facilitando deposição de areia e intervalos de estagnação no fluxo, gerando pequenas lâminas de lama.
Acamamento heterolítico lenticular (Ahl)	Camadas centimétricas a métricas de lama com lentes de areia.	São formadas durante grandes períodos de estagnação do fluxo possibilitando a deposição de lama, ocorrendo também pequena mudança na intensidade do fluxo, favorecendo o transporte e deposição de areia.

(conclusão)

<b>Fácies</b>	<b>Descrição</b>	<b>Processos</b>
Acamamento heterolítico ondulado (Aho)	Camadas centimétrica de areia intercalado a lama.	São formadas como consequência da oscilação de energia ocorrente na área de posição.
Pelito maciço (Pm)	Apresenta camadas de lama maciça sem presença de estruturas aparentes.	Formadas por longos processos de decantação, regime de fluxo inferior.
Pelito laminado (Fl)	Pelitos ricos em silte e areia muito fina.	Decantação em regime de fluxo inferior.

Fonte: Conforme Walker & James (1992).

A base do perfil analisada a 830 até 700 cm é marcada por um acamamento heterolítico, com a presença de sedimentos intercalados entre pelito e areia fina, de coloração amarelo escuro a amarelo claro.

Na profundidade de 800 até 790 cm a camada apresenta fácies de acamamento heterolítico lenticular, formadas por sedimentos lamosos com a presença de lentes de areia fina.

Sobreposta a essa camada, de 790 a 750 cm de profundidade, ocorre fácies de acamamento heterolítico ondulado, sequencialmente de pelito intercalado a areia fina, de coloração amarelo e cinza.

Na camada seguinte a 750 até 700 cm de profundidade, foi observado uma espessa camada de lama, com laminações horizontais. Ainda nesta camada, entre 720 e 710 os sedimentos lamosos começam a apresentar pequenos clastos arenosos.

A partir de 700 cm de profundidade até 660 cm visualizamos uma camada de coloração amarela, que apresenta base erosiva composta de ortoconglomerados com clastos suportado, apresentando um comportamento decrescente ascendente no tamanho dos grãos.

Entre as profundidades de 660 a 650 cm ocorre uma fina camada de pelito laminado de coloração cinza escuro, nos centímetros decorrentes a 650 até 645 cm, observa-se uma camada de cor cinza claro de areia fina sem estruturas aparentes.

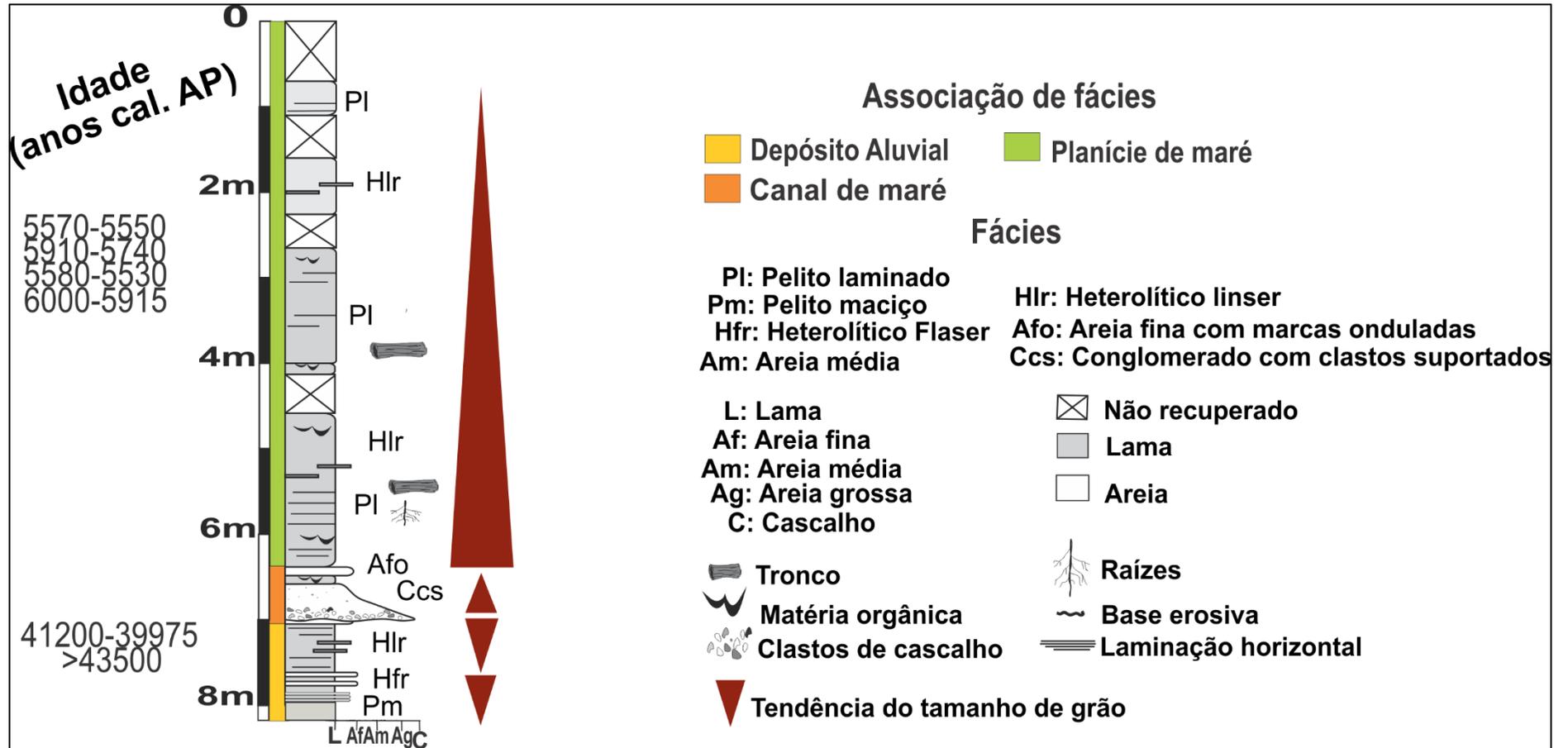


Figura 10 - Perfil litológico, fácies, idades correlacionadas as camadas datadas.

Na profundidade de 645 cm ao topo, há uma ocorrência de fácies de pelito maciço sem presença de estruturas aparentes. Entre 645 e 550 cm de profundidade há presença de laminações horizontais e coloração sedimentar cinza escuro.

Na sucessão dessa camada, nas profundidades de 550 a 450 cm, ocorre fácies de pelito maciço com lentes de areia fina. Ao longo do perfil de sondagem, certos pontos como entre 450 até 410 cm de profundidade não houve recuperação de sedimentos, por questões técnicas do equipamento. Na profundidade de 350 cm observamos novamente laminações horizontais. Próximo de 200 cm de profundidade, é nítida novamente a presença de lentes de areia fina. Na profundidade de 100-80 cm não houve recuperação do sedimento.

#### 4.3 PALINOLOGIA

Foram identificados 33 táxons a nível de família, baseados na morfologia (tamanho, tipo de abertura, e subdivisões) dos grãos de pólen. Após as leituras das amostras, obtivemos como resultado a produção de um diagrama polínico do testemunho dos campos do Taperaçu. Foram agrupados em: espécies típicas de manguezal (2 famílias), árvores e arbustos (18 famílias), ervas (11 famílias), plantas aquáticas (2 famílias) e esporos. Obtivemos também a porcentagem de sua ocorrência ao longo do perfil. Para que pudéssemos ter uma melhor associação desses dados, utilizamos o agrupamento de Cluster CONISS, possibilitando a identificação e o zoneamento de quatro zonas polínicas (Figuras 11 e 12). As quatro zonas identificadas no trabalho serão abordadas nos próximos parágrafos apresentando as concentrações relativas e o agrupamento de cluster (CONISS) das famílias encontradas.

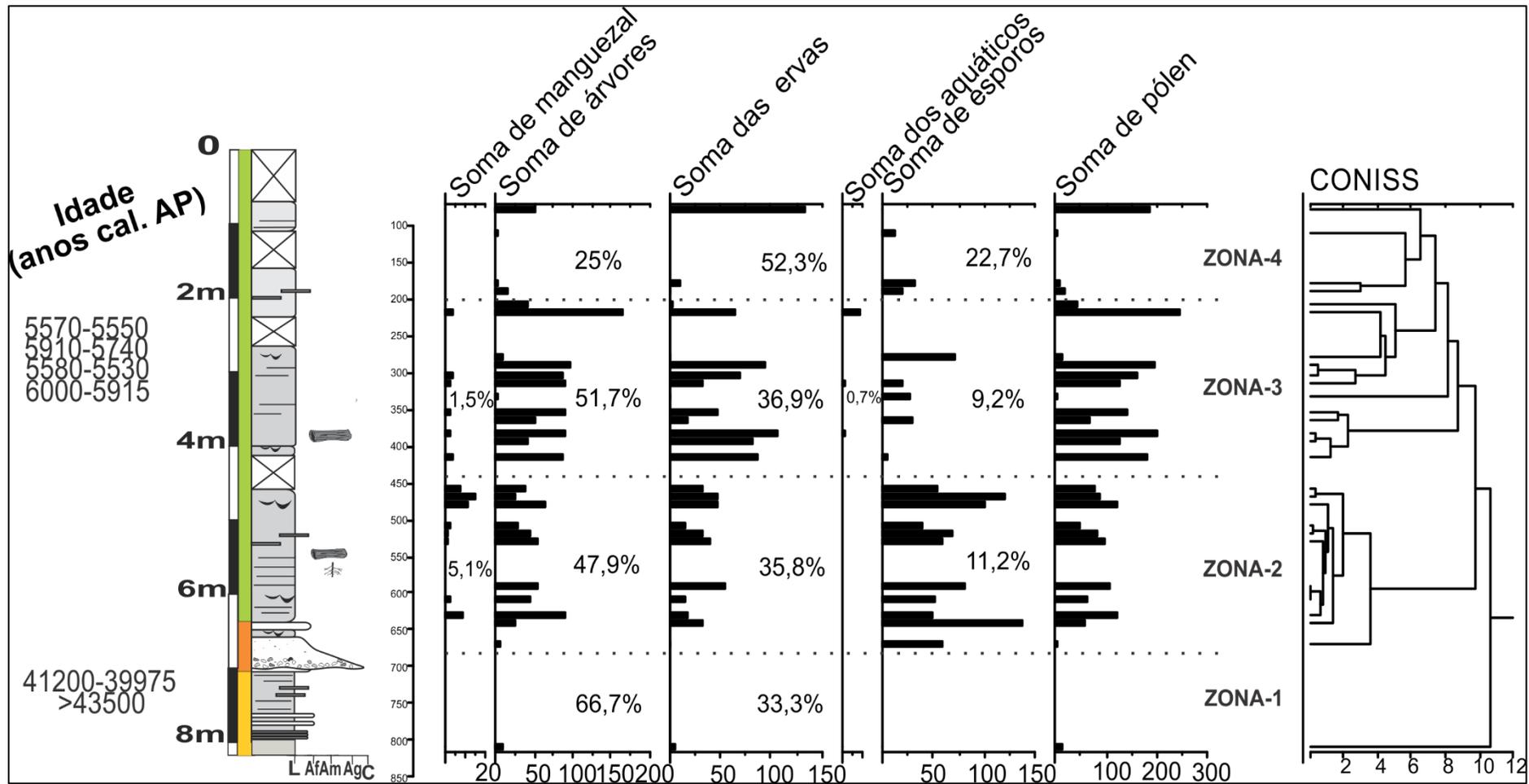


Figura 11 – Perfil estratigráfico, apresentação da soma dos grãos polínicos por grupos e zonas.

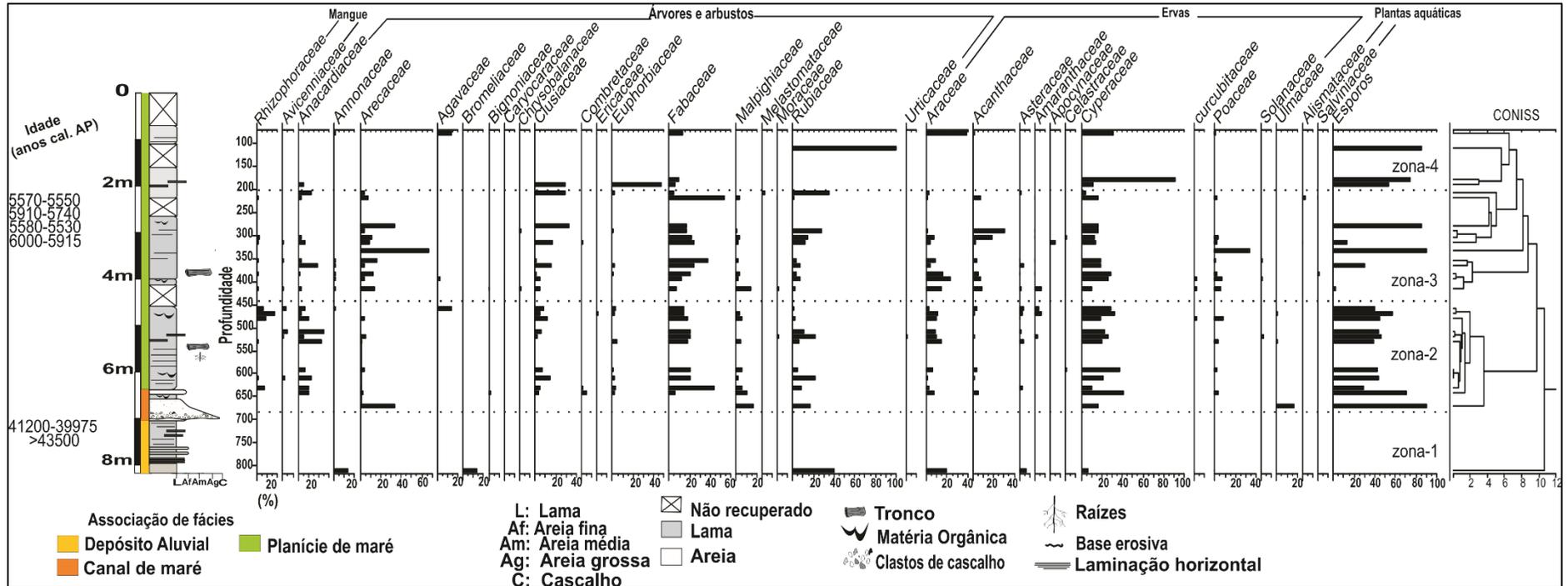


Figura 12 – Perfil estratigráfico, associação de fácies (AF1- Depósito aluvial, AF2- Canal de maré, AF3- Planície de maré) e a porcentagem de grãos representantes de cada família e suas respectivas zonas de ocorrência.

#### 4.3.1 Zona polínica 1 (810-670 cm)

Nesta zona podemos observar a ausência dos grãos de pólen em várias amostras e baixa diversidade dos táxons a 810 até 815 cm de profundidade. A vegetação com maior representatividade observada pode ser resumida em árvores e arbustos, formadas principalmente pela presença da família Rubiaceae (40%), seguida pela família *Bromeliaceae* (17%), *Annonaceae* (15%) e algumas ervas, como: *Araceae* (20%), *Asteraceae* (8%) e *Cyperaceae* (6%).

Com relação as amostras de 770-775, 750-755, 710-715 e 690-695 cm de profundidade, não foram encontrados grãos de pólen. Essa ausência se deve provavelmente, ao fato dessas camadas ocorrerem em um ambiente exposto, o que conseqüentemente dificultou a conservação dos grãos de pólen e dos esporos. Além desse fato, outras características são percebidas nessas profundidades 770 a 695 cm, pois os resultados sedimentares nessas camadas expõem que a ocorrência de fácies de pelito laminado, seguida das fácies de uma camada centimétrica de areia com marcas onduladas e conglomerados com clastos suportados, marcam uma possível superfície erosiva, assim corroborando com os resultados obtidos para essas amostras.

#### 4.3.2 Zona polínica 2 (670-440 cm)

O principal resultado desta zona é o início do manguezal na área estudo (630 a 635 cm de profundidade), marcando o tempo holocênico, colonizado por dois gêneros, inicialmente, *Rhizophora* (2 a 17%) e *Avicennia* (2 a 5%), respectivamente. Notamos ainda, que a zona polínica 2 contém uma quantidade significativa dos grãos polínicos de famílias de árvores e arbustos (~30%), o que possivelmente representa este grupo com maior destaque nesta zona. As ervas somam 21% da vegetação presente na zona.

A ocorrência de árvores e arbustos foi representada por *Fabaceae* (6 a 45%) e *Areaceae* (2 a 35%). Ainda no grupo de árvores e arbustos, *Anacardiaceae* apresentou variação de 2 a 25%, *Rubiaceae* de 1 a 22%, *Malpighiaceae* de 3 a 16%, *Annonaceae* de 5 a 6% e *Bignoniaceae* de 3 a 6%. As famílias que apresentaram menor frequência nesta zona foram *Ericaceae* e *Moraceae*, as quais registraram porcentagens inferiores a 2%.

No grupo das ervas, alcançamos os seguintes dados: *Cyperaceae* apresentou uma ocorrência considerável de 10 a 40%, *Ulmaceae* corresponde de 1 a 15%, *Poaceae* 3 a 8%, seguida por *Araceae* e *Amaranthaceae* 2 a 5% respectivamente. As famílias de menor ocorrência foram *Asteraceae*, *Cleastraceae*, *Curcubitaceae* e *Solanaceae* que apresentaram resultados próximos a 3%.

### 4.3.3 Zona polínica 3 (440-200 cm)

Nessa zona podemos visualizar na representatividade de árvores e arbustos o somatório de 52% dos grãos de pólen encontrados nesta zona, marcando um pequeno aumento na porcentagem quando comparado com a zona anterior. O grupo de menor representatividade nesta zona é representado por plantas aquáticas, com aproximadamente 0,7%, podendo assim inferir que esta zona estaria passando por um processo de inundação.

Os táxons de árvores e arbustos com maior ocorrência e representatividade na zona 3 são: *Arecaceae* (5 a 68%), seguida por *Fabaceae* (5 a 55%), *Rubiaceae* (5 a 35%), e *Clusiaceae* apresentando de 5 a 30%. As famílias de menor expressividade neste grupo foram, *Chrysobalanaceae*, *Moraceae* e *Combretaceae* com variação aproximada de 2%.

O grupo das ervas com maior frequência encontradas são *Poaceae*, que variou de 4 a 35%, seguida por *Acanthaceae*, 5 a 35%, *Cyperaceae*, variando entre 5 e 30%, e *Araceae*, com uma variação de 2 a 25%. As ervas de menor representatividade ao longo desta zona foram *Amaranthaceae* e *Asteraceae*, com aproximadamente 4%, seguidas das famílias *Apocynaceae* e *Curcubitaceae*, com aproximadamente 2%.

No grupo de manguezal, o gênero *Rhizophora* variou de 1 a 3% e *Avicennia* apresentou cerca de 2%, apresentando uma pequena diminuição quando comparado à zona anterior.

Dentro deste intervalo observamos a presença do grupo das plantas aquáticas, representadas pelas famílias *Alismataceae*, que ocupa aproximadamente 2%, além da presença de *Salvinaceae* (~1%).

### 4.3.4 Zona polínica 4 (200-0 cm)

A última zona é marcada pelo grupo das ervas, com 52%, que mostra maior abundância desse grupo nesta zona quando comparado aos outros grupos. O grupo de árvores e arbustos apresentou porcentagens próximas de 25% da vegetação. Os esporos de pteridófitas e cistos de dinoflagelados apresentaram valor próximos de 23%. Outro resultado muito importante é a ausência do manguezal e de plantas aquáticas nesta zona.

Ocorreu pequenas variações nesta zona no grupo das árvores e arbustos. Esse grupo é representado por *Fabaceae*, que obteve uma variação de 6 a 13%, seguida pela família *Rubiaceae*, que na profundidade de 110-115 cm somou-se aproximadamente 99%. A família *Euphorbiaceae* apresentou uma variação em torno de 47%, seguida de *Clusiaceae* com 34% e *Agavaceae* que teve uma ocorrência de 17%.

No grupo das ervas as famílias que apresentaram maior frequência relativa foram *Cyperaceae*, 12 a 92%, e *Araceae*, com 38% na profundidade de 80 a 85cm. *Acanthaceae* apresentou aproximadamente 2% e *Poaceae* ~1%.

## 5 DISCUSSÃO

### 5.1 INTEGRAÇÃO DOS DADOS

A integração dos dados sedimentares (estruturas sedimentares, granulometria, cor), biológicos (pólen) e a datação do perfil de subsuperfície P7, amostrado dos campos do Taperaçu, interior da PCB, proporciona em geral novas informações sobre a dinâmica da vegetação a partir do Pleistoceno, e início da instalação dos manguezais durante o Holoceno médio na área de estudo, com seu respectivo desaparecimento das zonas topograficamente mais elevadas.

Com base nesses resultados três associações de fácies foram identificadas (Tabela 3), depósito aluvial, inserida nesta associação está a zona polínica 1 dominada por uma vegetação típica de floresta de terra firme (árvores e arbustos). A segunda associação é denominada como canal de maré, colonizada por manguezais. A terceira associação é denominada como planície de maré, seguida da formação dos campos, dominada inicialmente por uma vegetação de distribuição mista entre os grupos de árvores e arbusto e vegetação herbácea. No início dessa associação é registrada a ocorrência de manguezal, continuando com as mesmas características até próximo de 2 m de profundidade, entretanto após essa profundidade é registrada maior frequência de uma vegetação herbácea, nos últimos dois metros, até a superfície.

Tabela 3 – Descrição das associações de fácies com a respectiva idade em anos cal AP.

<b>Associação de Fácies</b>	<b>Descrição</b>	<b>Idade (anos cal AP)</b>
Depósito Aluvial (AF1)	Depósito com laminações horizontais e intercalações entre lama e laminações de areia. Período colonizado por árvores, arbustos e ervas	41200-39975 anos cal AP
Canal de Maré (AF2)	Depósito constituído por conglomerados de areia média, areia fina e pequenos pelitos. Contato abrupto e superfície erosiva, possivelmente indicando um hiato. Período colonizado por manguezais, árvores, arbustos e ervas.	6000-5550 anos cal AP
Planície de Maré (AF3)	Camada composta por pelitos maciços com presença de laminações paralelas, marcando baixa hidrodinâmica. Período colonizado inicialmente por manguezais, porém no final substituídos por campos herbáceos.	5550 anos cal AP até o presente

## 5.2 DEPÓSITO ALUVIAL (AF1)

A associação de depósito aluvial é composta por sedimentos intercalados que variam de pelito a conglomerado, de coloração amarelo escuro a amarelo claro. Esta associação apresenta laminações horizontais e intercalações entre lama e laminações de areia, que se formam pela diferença de intensidade do fluxo e períodos de estagnação. Essa associação é formada também por fácies de pelito laminado e acamamento heterolítico flaser, apresentando uma tendência granocrescente ascendente no tamanho do grão. Conforme os resultados da datação, associados aos registros sedimentares, seguindo o estudo de Murray & Woodrofe (2014), que afirmam que

o nível do mar há 20 mil anos atrás estava a 130 m abaixo do atual (Figura 13), e levando em consideração a localização do perfil de sondagem do presente trabalho por se encontrar no setor proximal da península bragantina, possivelmente esse depósito da base do perfil registrou influência continental, devido ao menor nível do mar durante este período, evidenciado pela ausência de manguezais.

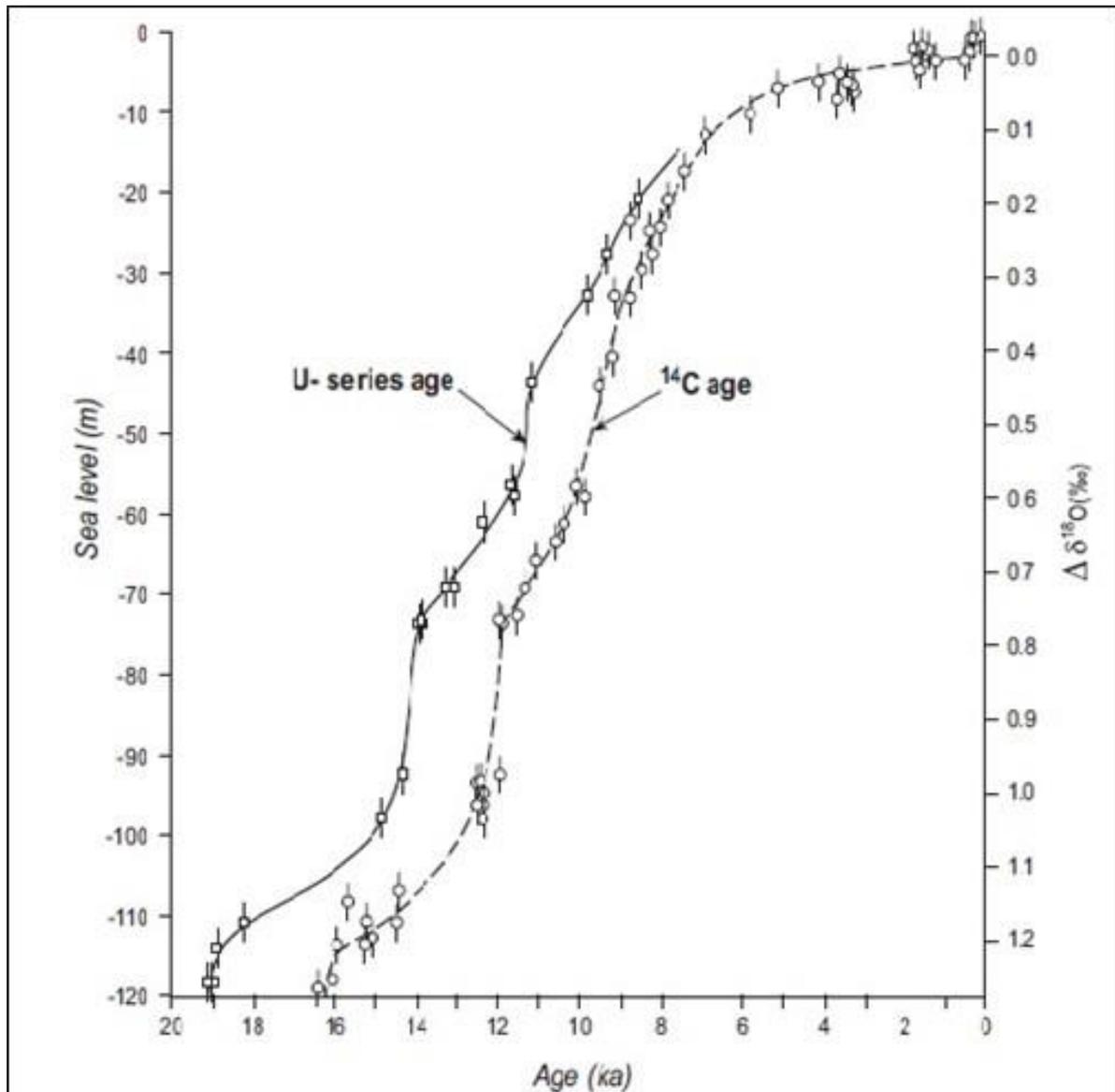


Figura 13 – Mudanças pós-glaciais no nível do mar inferidas a partir da datação de coral fóssil ao redor de Barbados (após Fairbanks 1990). A curva do lado direito é baseada em idades de radiocarbono e a curva do lado esquerdo é baseada em espécimes de coral datados de  $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$  após Bard *et al.* (1990a, b). Figura retirada de Murray & Woodroffe (2014).

Os dados polínicos desta associação estão inseridos na zona polínica 1 (Figura 8). Nessa zona podemos observar a ausência dos grãos de pólen em várias amostras e a pequena

diversidade de táxon, o que nos leva a considerar também que esse ambiente passou por longos períodos de exposição subaérea, não propiciando a conservação e preservação de grãos de pólen (Vedel, 2006).

Na fase 1, a vegetação predominante era constituída por árvores e arbustos, representadas principalmente pela família Rubiaceae (40%), seguidas pela família Bromeliaceae (17%), Annonaceae (16%), e algumas ervas, como: Araceae (20%), Asteraceae (6%) e Cyperaceae (6%).

### 5.3 CANAL DE MARÉ (AF2)

A integração dos dados revelam que durante este intervalo houve a formação de um pequeno canal, possivelmente favorecendo uma conexão com águas marinhas, influenciado pelas marés.

Esta associação de fácies apresentou conglomerado de grãos de areia média, areia fina e uma pequena camada de pelito, apresentando uma coloração que varia de amarelo escuro a cinza escuro, com tendência no tamanho do grão, em granodecrescente ascendente. Este contato abrupto entre as fácies de conglomerado e fácies de pelito, possivelmente indicam uma rápida mudança na intensidade do fluxo, apresentando inicialmente maior intensidade e uma posterior diminuição de energia.

A superfície erosiva da base do canal marca o início da transição neste ambiente. Associados aos dados polínicos, esta associação revela que neste momento a área do canal teria em sua proximidade famílias dos grupos das árvores e arbustos como: *Arecaceae*, *Malphighiaceae* e *Rubiaceae*. Além dessa família, também são encontrados representantes das ervas como: *Cyperaceae* e *Ulmaceae*.

### 5.4 PLANÍCIE DE MARÉ (AF3)

Esta associação de fácies é composta inteiramente por pelito de coloração cinza escuro, maciços e/ou com laminações, com processo de formação associados a longos períodos de estagnação do fluxo de água e níveis mínimos de energia.

Compõem também este ambiente de planície de maré as zonas polínicas 2, 3 e 4, revelando alteração na distribuição da vegetação. A zona 2 que se estende de 640 a 460 cm, marcada pelo início da ocorrência de manguezal, inicialmente colonizado por *Rhizophora*, que possui uma menor tolerância, seja às variações de salinidade, assim como à dinâmica sedimentar e aos fluxos de inundação (Menezes 2008). Portanto, durante este período a área de estudo estaria passando por uma fase de menor influência da maré. Entretanto, devido as

alterações no fluxo de inundação e dinâmica dos sedimentos houve a inserção de outro gênero de manguezal, com a ocorrência da *Avicennia*, possivelmente devido às variações diárias da maré, provocando alterações na salinidade da água intersticial (Cohen *et al.* 2012, Woodroffe, 2018).

No estudo de Cohen *et al.* (2005) o início da ocorrência de manguezal na península bragantina teria se originado há 5.100 anos cal AP. Portanto, com a associação dos nossos resultados, podemos inferir que o nível relativo do mar neste setor da ZCA pode ter alcançado a linha de costa em idades inferiores aos encontrados pelos autores, assim como foi obtido no estudo de Vedel *et al.* (2006), no qual registrou a presença de manguezais na região de Taperebal desde pelo menos 11.580 anos cal AP.

As áreas adjacentes aos estuários na região de estudo são margeadas por manguezais, os quais são tolerantes à variação de salinidade, limitadas pela topografia e ação das marés. Os manguezais possuem enorme importância na proteção de zonas costeiras, sequestro de carbono, sendo áreas de grande acúmulo de sedimentos. No norte do Brasil estudos mostram o surgimento dos manguezais nos últimos 5.000 anos AP, como foram apresentados nos dados de Behling (2001), Cohen (2005), Guimarães *et al.* (2011), Cohen *et al.* (2012). A colonização dessa zona costeira por manguezais ocorreu em função do aumento do nível do mar após a última glaciação, no final do Pleistoceno e início do Holoceno.

Nos dados apresentados do presente trabalho, a presença dos manguezais inicia na profundidade de 630 a 610 cm, inicialmente colonizado por *Rhizophora*. Todavia, entre 595 e 540 cm de profundidade o manguezal desaparece, sendo substituído por vegetação herbácea, o que pode estar relacionado à uma oscilação do nível relativo do mar, como foi registrado no estudo de Vedel *et al.* (2006) no perfil de sondagem do Taperebal, o qual utilizou dados palinológicos e sedimentares para reconstituir a dinâmica do manguezal. Nesse estudo de Vedel *et al.* (2006) os autores afirmam que em aproximadamente 6500 anos cal AP o nível do mar estava mais alto, passando por um pico transgressivo e seguido de uma redução a partir de 5.950 anos cal AP. Nesse sentido a vegetação tende a acompanhar a variação da sedimentação local, sobrepondo os ambientes anteriormente depositados.

Além da presença do manguezal, representantes das famílias de árvores e arbustos também foram encontrados com porcentagens que variaram entre 2 e 45%, mostrando que durante essa fase houve a presença de diferentes tipos de vegetação, a qual apresentou mudanças conforme as características ambientais, principalmente relacionadas ao nível relativo do mar e à dinâmica dos sedimentos. A vegetação herbácea apresentou variação entre 3 e 40% dos grãos polínicos registrados.

A zona 3, que foi registrada entre as profundidades de 440 a 200 cm, apresentou uma variação de 3 a 70% para o grupo de árvores e arbustos, possivelmente devido a menor frequência de inundações. Plantas aquáticas também foram registradas nesta zona, com valores próximos de 2%. Portanto, podemos inferir que houve ainda uma conexão com os pulsos de maré, ou seja, águas marinhas na região.

Ainda na planície de maré foi registrada a zona polínica 4, última zona, entre as profundidades de 200 cm até à superfície, a qual foi constituída pela presença de árvores, arbustos e ervas. As árvores e os arbustos apresentaram uma porcentagem que variou de 18 a 99%, e as ervas entre 30 e 95%. Portanto, a partir disso, compreendemos que neste momento a área de estudo já estaria sofrendo maior influência de um estágio final da sedimentação, formando os atuais campos herbáceos em transição com a vegetação de terra firme, sem a ocorrência de manguezais e plantas aquáticas, demonstrando que a área de estudo já não era alcançada pelas marés.

Uma combinação de um nível alto do mar com um período relativamente seco durante o Holoceno médio, por volta de 5000 anos cal AP no litoral da Amazônia provavelmente causou um aumento na salinidade das águas que inundavam as planícies de maré da região, o que resultou em uma sucessão de manguezais colonizados por *Rhizophora* para o domínio de *Avicennia*. Entretanto, a queda no nível relativo do mar promoveu uma diminuição dos manguezais entre ~ 5000 e ~ 4300 anos cal AP.

A diminuição no nível relativo do mar, seguido de um período relativamente úmido durante os últimos ~4300 anos cal AP provocaram uma migração dos manguezais das zonas topograficamente mais elevadas para regiões mais baixas. Assim, os manguezais foram substituídos por vegetação herbácea, nas regiões onde não ocorre influência marinha (Cohen *et al.* 2021).

## 5.5 MANGUEZAIS NO LITORAL AMAZÔNICO

Os manguezais amazônicos ocupam preferencialmente regiões com baixa hidrodinâmica, colonizando grandes áreas com depósitos lamosos. A história dos manguezais no litoral da Amazônia está relacionada à dinâmica sedimentar (França *et al.* 2012), ao clima, assim como às flutuações do nível relativo do mar (Cohen *et al.* 2005), além das pressões humanas (Cohen *et al.* 2018).

No litoral paraense, especificamente no litoral nordeste do Estado, o qual apresenta grande influência marinha, nas áreas de transição dos manguezais com campos herbáceos, foram observadas e constatadas migrações dos manguezais sobre as áreas colonizadas por

ervas, regiões topograficamente mais elevadas, provavelmente em resposta ao aumento do nível relativo do mar (Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2009, 2021). A maior exposição à influência das marés pode ter sido impulsionada pelo aumento do nível relativo do mar. O aumento do nível relativo do mar nesta área pode estar relacionado à tectônica e pode reduzir áreas favoráveis ao desenvolvimento de manguezais (Blasco *et al.* 1996), levando à migração deste ecossistema para terrenos topograficamente mais elevados (Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2005). Além disso, flutuações climáticas (Molodkov & Bolikhovskaya 2002), as quais impactaram e modificam a precipitação (Absy *et al.* 1991, Pessenda *et al.* 1998a, b, 2001, 2004, Behling & Costa 2000, Freitas *et al.* 2001, Maslin & Bruns 2001) também podem causar mudanças no fluxo e vazão dos rios, assim como alterações nos gradientes de salinidade de regiões estuarinas (Lara & Cohen 2006), e o nível médio das águas costeiras (Mörner 1996, 1999).

Cohen *et al.* (2009) constatou por meio de análises polínicas e datações C-14 que a dinâmica das terras úmidas na região de São Caetano de Odivelas (PA) indicou uma dominância dos manguezais entre 4.800 e 1.100 anos AP. Porém foi registrada uma contração desta vegetação ocorrida entre 1.100 e 750 anos AP. O período entre 750 e 200 anos AP é caracterizado por uma nova expansão dos manguezais e diminuição da vegetação herbácea. Na Ilha Atalaia, município de Salinópolis (PA), dados polínicos indicaram um período de baixa preservação de pólen entre 830 e 630 anos AP. Porém logo em seguida, entre 630 e 330 anos AP, foi detectada uma expansão dos manguezais. Essas alterações são provavelmente produzidas devido a fatores climáticos e mudanças no regime hidrológico, ocorridas no litoral Amazônico.

Na zona costeira amazônica com maior influência fluvial (Cohen *et al.* 2012), na Ilha de Marajó (PA), há registros polínicos que mostram uma diminuição abrupta em aproximadamente 6.300 anos AP da vegetação arbórea para uma constituída por gramíneas. Como os grupos arqueológicos ceramistas ocuparam a região da ilha somente em aproximadamente 5.000 anos AP, a intervenção antrópica como explicação foi descartada para esta variação. Portanto, a vegetação possivelmente está respondendo à implantação de um clima seco na região durante o Holoceno médio (Meggers & Danon 1988), influenciando diretamente na dinâmica da vegetação.

Cohen *et al.* (2008) revelaram a dinâmica da vegetação na Ilha de Marajó através de estudos polínicos, datação por C-14 e a razão C:N. Estes registros apresentaram uma expansão dos manguezais entre 750 e 500 anos AP, ocorrendo em seguida, entre 500 e 200 anos AP, uma predominância da vegetação típica de campos herbáceos e várzea, com um aumento da várzea

durante os últimos 200 anos. Essas alterações sugerem mudanças ocorridas no regime hidrológico, como mudanças nos valores de salinidade dessas águas, além de mudanças das características físico-químicas do sedimento nos últimos anos.

Os manguezais da costa norte do Brasil desenvolveram-se também próximo ao Lago do Aquiri por volta de 7.330 anos AP (Behling & Costa 1997), próximo à lagoa de Curuçá entre 7.250 e 5.600 anos AP (Behling 2001), e no lago Crispim entre 7.640 e 6.620 anos AP (Behling & Costa 2001), devido a um contínuo aumento no nível do oceano Atlântico durante o Holoceno inicial e médio, o que levou à formação de depósitos orgânicos, provavelmente em espaços interdunares, graças à elevação no nível de base local. Possivelmente, também gerando mudanças na dinâmica e na distribuição da vegetação na área de estudo da presente dissertação, região do Taperaçu.

As mudanças da vegetação na área de contato entre a península bragantina e o continente, na região do Taperebal, próximo a Bragança, também responderam às flutuações do nível relativo do mar alto por volta de 6.500 anos AP (Vedel *et al.* 2006), assim como foi registrado também no Lago Aranha (município de Magalhães Barata), mostrando uma tendência semelhante em torno de 6850 anos AP (Senna 2002). Provavelmente, o nível relativo do mar na costa paraense estabilizou-se próximo ao atual nível por volta de 5100 anos AP (Cohen, *et al.* 2005a). Entretanto, o nível relativo do mar apresentou um recuo na área do Taperaçu, local de coleta do testemunho da presente dissertação, pois os manguezais desapareceram dessa área desde pelo menos 5580-5530 anos cal AP.

## 6 CONCLUSÕES

A integração de dados sedimentares, datações C-14 e dados polínicos obtidos do testemunho P7, na região do Taperaçu, próximo à cidade de Bragança (PA), litoral amazônico, revelou mudanças na vegetação durante o Quaternário tardio no limite continental da península bragantina, em um setor topograficamente mais elevado. Além de constatar também mudanças na deposição e no aporte de sedimentos, permitindo uma caracterização de três associações de fácies, com a presença de depósitos aluviais, canais de maré e planície de maré, respectivamente.

O zoneamento polínico gerado pelo agrupamento de CONISS, revelou quatro zonas polínicas. A primeira é marcada por uma vegetação predominantemente arbórea com pequena ocorrência de algumas famílias de ervas, ainda durante o Pleistoceno. A segunda zona apresenta característica mista, entre os grupos de árvores e arbustos e as ervas, e nesta zona inicia-se a ocorrência dos manguezais na área de estudo, ocorrida durante o Holoceno médio. A terceira zona apresenta também característica mista em sua paleoflora, entre as árvores e arbustos e ervas. Na quarta zona, houve domínio de uma vegetação herbácea similar à que ocorre na área de estudo atualmente. Todavia, os manguezais desaparecem nessa zona.

Assim, provavelmente essas mudanças estão relacionadas com as flutuações do nível relativo do mar, sendo o principal agente modelador dessas dinâmicas. Todavia, mais estudos sobre a dinâmica da matéria orgânica, por exemplo, associados aos estudos polínicos, sincronizados com datações C-14 são recomendados para melhor compreender outras áreas do litoral amazônico, as quais também podem ter registrado alterações ambientais durante o Quaternário tardio.

## REFERÊNCIAS

- Abreu F. D. & Lesquer, A. 1985. Considerações sobre Pré-cambriano da região sul-sudoeste do Cráton São Luís. . In: SBG, 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais[...]* p. 7-21.
- Absy M. L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Ferreira M.da Silva, Soubiès F., Suguio K., Turcq B., Van der Hammen T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernières années: première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de L'Academie des Sciences, Serie II*, **312**(6): 673-678.
- Alves M.M.S. 2001. *Morfodinâmica e Sedimentologia da Praia de Ajuruteua – NE do Pará*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém,104p.
- Arai M., Truckenbrodt W., Nogueira A.C.R., Góes A.M. Rossetti D.F. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SBG,4º Simpósio de Geologia da Amazônia . Belém, *Anais[...]* p. 185-187.
- Arai M., Uesugui N., Rossetti D.F. Góes, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. Belém In: SBG, 2º Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém. *Anais[...]* p. 738-75.
- Aranha L.G, Lima H.P, Souza J.M., Marinho R.K. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luiz e Ilha Nova, In: Raja Gabralia G.P. & Milani E.J. *Origem e evolução das bacias sedimentares*, Rio de Janeiro, Petrobrás, p. 221-233.
- Araújo N.M. 2021. *Morfologia polínica de espécies frutíferas nativas da Amazônia*. MS Dissertation, Instituto de pesquisa da Amazônia-INPA, Manaus, x,74p.
- Asp N. E., Freitas P. T., Costa V. J. Gomes J. D. 2013. Hydrodynamic overview and seasonal variation among the estuarine diversity at the eastern sector of Amazonian coast. *Journal of Coastal Research*, 1092-1097p.  
<https://doi.org/10.2112/SI65-185.1>
- Asp N. E., Gomes V.J.C., Schettini C.A.F., Souza-Filho P.W.M., Siegle E., Ogston A.S., Nittrouer, C.A., Silva, J.N.S., Nascimento W.R., Souza, S.R., Pereira, L.C.C., Queiroz, M.C. 2018. Sediment dynamics of a tropical tide-dominated estuary: Turbidity maximum, mangroves and the role of the Amazon River sediment load. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 214: 10-24.  
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.09.004>
- Azevedo R.P. 1991. *Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basins*. PhD Theses, Imperial College, Londres, 455p.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R. G., Zindler A. 1990. Calibration of the 14C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U–Th ages from Barbados corals. *Nature*, **345**(6274): 405-410.
- Batista A.M. 1992. *Caracterização paleoambiental dos sedimentos Codó-Grajaú, Bacia de São Luís (MA)*. Belém. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará (UFPA). Belém, xi,102p.

Behling H., Cohen M.C, Lara RJ. 2004. Dinâmica de manguezais do Holoceno tardio na ilha de Marajó na Amazônia, norte do Brasil. *Vegetation History and Archaeobotany*, **13** (2):73-80.

Behling H., Cohen M.C, Lara RJ.2001. Estudos da dinâmica do ecossistema de manguezais do Holoceno na Península de Bragança, no nordeste do Pará, Brasil.*Paleogeografia, Paleoclimatologia, Paleoecologia*, **167** (3-4): 225-242.

Behling H. & Negrelle R. R. 2001b. Tropical rain forest and climate dynamics of the Atlantic lowland, Southern Brazil, during the Late Quaternary. *Quaternary research*, **56**(3):383-389.

Behling H. & Costa M. L. da. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, **53**(3):369-377.

Behling H. & Costa M.L.1997.Studies on Holocene tropical vegetation,mangrove and coast environments in the State of Maranhão, NE Brazil. *Quat South Am Antarct Penins* **10**:93–118.

Behling H & Costa M.L. 1994. Studies on Holocene tropical vegetation mangrove and coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil. *Quater. South Am. Antarctic Peninsula* **10**:93-118.

Blasco F., Saenger P., Erdtman G. 1960. The acetolysis Janodet E. 1996. Mangroves as indicators of coastal change. *Catena*, **27**(3-4) 167-178.

Bradley R. S. 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the quaternary*. [S.I.], Elsevier.

Bradley R. S. 1991 *Paleoclimatology: reconstructing climates of the quaternary*. 2. ed. Cambridge, Mass: Academic Press, 631 p.

Bush M. B., Miller M. C., Oliveira P. E.de, Colinvaux P. A. 2000. Two histories of environmental change and human disturbance in eastern lowland Amazonia. *The Holocene*, **10**(5): 543-553.

Bush M. B. 2002. On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the lowland humid neotropics. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, **177**(1-2): 5-17.

Carreira L.M.M. 1976. Morfologia polínica de plantas lenhosas da Campina. *Acta Amazônica*, **6**(3):247-269.

Carreira L.M.M. & Barth O.M. 2003. *Atlas de pólen da vegetação de canga da serra de Carajás*, Pará, Brasil. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 112p.

Carvalho M. E. S. & Fontes A. L. 2006. Caracterização geomorfológica da zona costeira do estado de Sergipe. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia (VI SINAGEO) e Regional Conference on Geomorphology (RCG), Goiânia: UFG. *Anais*[...] p. 1-15.

Cohen M. C. & Lara R. J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**(4): 223-231.

Cohen M. C. & Scheimberg I. 2014. *The pediatric and perinatal autopsy manual with*. Cambridge, Cambridge University Press. DVDROM.

Cohen M.C., Behling H., Lara R.J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **136**: 93-108.

Cohen M. C. L., Behling H., 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**(6):425-439.

Cohen M.C, Camargo P.M.P, Pessenda L.C, Lorente F.L, Souza A.V. de, Corrêa J.A.M, Dietz M. 2021. Efeitos da elevação do nível do mar no Holoceno médio e clima em manguezais amazônicos. *Journal of Quaternary Science* , **36** (6): 1013-1027.

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. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.09.009>.

Cohen, M. C. L., Pessenda L. C. R., Behling H., de Fátima Rossetti, D., França M. C., Guimarães J. T. F., Smith C. B. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*, **55**:50-58.

Cohen M.C., Souza Filho P.W., Lara R.J., Behling H., Angulo R.J. 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**(4): 433-443.

Colinvaux P. A., Irion G., Räsänen M. E., Bush M. B., Nunes de Mello J. A. S. 2001. A paradigm to be discarded: geological and paleoecological data falsify the Haffer & Prance refuge hypothesis of Amazonian speciation. *Amazoniana: Limnologia et Oecologia Regionalis Systematis Fluminis Amazonas*, **16**(3/4): 609-646.

Colinvaux P. A., Oliveira P. E.de, Bush M. B. 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypotheses. *Quaternary Science Reviews*, **19**(1-5): 141-169.

Colinvaux P., Oliveira P.E.de, Patiño J.E.M. 1999. *Amazon pollen manual and atlas*. Dordrecht, Harwood Academic Publishers, 332p.

Cohenca D., Scherer M. E. G., Vieira C. A. O. 2017. Ocupação na zona costeira do sul de Santa Catarina: uma análise histórica de vetores e processos. *Geosul*, **32**(64): 47-65.

Dalrymple W.R & Choi K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth Science Reviews*, **81**(3-4):135-174.

Dalrymple W.R.1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of sedimentary petrology*, **62**: 1130—1146.

DHN. Diretoria de hidrografia e navegação Disponível em: <https://www.marinha.mil.br/dhn/>. Acessado em: 19 de novembro de 2021.

Erdtman G. 1960. The acetolysis method - a revided description. *Sven Bot Tidskr*, **54**: 561- 564.

Figueiredo da Costa M.M.J.2019. *Paleovegetação e paleoclima da serra Sul de Carajás, Sudeste da Amazônia, durante os últimos 45.000 anos, com base em estudos multidisciplinares na lagoa do Violão*. MS Dissertation, Instituto tecnológico Vale,Belém. 66p.

França M.C, Pessenda L.C, Cohen M.C, Azevedo A.Q.de, Fontes N.A, Silva F.B, França, M. C., Francisquini M. I., Cohen M. C., Pessenda L. C., Rossetti D. F., Guimarães J. T., Smith C. B. 2012. The last mangroves of Marajó Island—Eastern Amazon: impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **187**: 50-65.

Freitas H. A.de, Pessenda L. C. R., Aravena R., Gouveia S. E. M., Souza Ribeiro A.de, Boulet R. 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the southern Amazon Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **55**(1):39-46.

Macario K. 2019. Dinâmica dos manguezais subtropicais do Holoceno tardio em resposta às mudanças climáticas durante o último milênio. *The Holocene*, **29** (3):445-456.

Góes A.M., Rossetti D.F., Nogueira A.C.R., Toledo P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **2**: 3-15.

Guimarães J. T. F. 2011. *Geomorfologia, mudanças na fonte de matéria orgânica e vegetação em planícies de maré próximas a foz do Rio Amazonas durante o Holoceno*. PhD Thesis Universidade Federal do Pará. Belém, 126p.

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**(3): 359-370.

Howstuffworks. Como funciona a *datação por Carbono 14*. Disponível em : <https://science.howstuffworks.com/>. Acessado em: 13 de julho de 2021.

Iversen J. & Troels-Smith J. 1950. Pollenmorphologische Definitionen and typen. *Dan Geol. Unders.*, Ser 43 (**8**), 1-54. Kremp G.O.W.1965. Morphologic encyclopedia of palynology. The University of Arizona Press, Tucson, 263p.

Lara R. J. & Cohen M. C. 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **14**(4):349-358.

Lewis S. E., Sloss C. R., Murray-Wallace C. V., Woodroffe C. D., Smithers S. G. (2013). Post-glacial sea-level changes around the Australian margin: a review. *Quaternary Science Reviews*, **74**:115-138.

Libby W. F., Anderson E. C., Arnold J. R. Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *science*, **109**(28-27):227-228.

Martorano L. G., Pereira L. C., Cesar E. G. 1993 Estudos Climatológicos do estado do Pará, classificação climática (Köppen) e deficiência hídrica (Thorntwhite, Mather).SUDAM/EMBRAPA, Belém, 53p.

Maslin A.M & Bruns S.J. 2001. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, **290**:2285-2291.

Meggens B. J. & Danon J. 1988. Identification and implications of a hiatus in the archeological sequence on Marajo Island, Brazil. *Journal of the Washington Academy of sciences*, 245-253.

Melo Filho E. 2017. *Maré meteorológica na costa brasileira*. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande, Porto Alegre, 329p.

Menezes M. P. M. D., Berger U., Mehlig U. 2008. Mangrove vegetation in Amazonia: a review of studies from the coast of Pará and Maranhão States, north Brazil. *Acta Amazonica*, **38**: 403-420.

Middleton G. V. 1978. Facies. In: Fairbridge R. W.; Bourgeois J. (eds.). *Encyclopedia of sedimentology*. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson and Ross, p.323-325.

Miranda I.P. de A., Carreira L.M.M., Absy M.L., Lucas F.C.A., Barbosa E.M., Santiago F.F., Miranda D.P.A.de, Coelho L.S.de, Moura J.B.B de. 2020. *Atlas do pólen de plantas medicinais*. 1 ed. Manaus, Editora Poisson, 103p.

Miranda M. C. D. C. 2010. *Sedimentologia, isótopos estáveis e palinologia de depósitos quaternários no leste da Ilha do Marajó, Estado do Pará*. PhD Thesis. Universidade de São Paulo, São Paulo, 233p.

Morner N.A.1995. Earth rotation, ocean circulation and paleoclimate. *GeoJournal*, **37**: 419-430.

Morner N-A.1999. Sea level and climate: rapid regressions at local warm phases. *Quaternary International*, **60**(1): 75-82

Monico J. F. 2007 . Posicionamento pelo GNSS descrição, fundamentos e aplicações (2ªed.). São Paulo: Unesp.

Moraes B. C, Costa J. M, Costa A.C., Costa M. H 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no Estado do Pará. *Acta Amazonica*, **35**: 217-214.

Moura C.D.O., Absy M.L., Santos F.D.A.R.D., Marques-Souza A.C. 2004. Morfologia polínica de espécies de várzea e de igapó da Amazônia Central. *Acta amazônica*, **34**(1):15-19.

Molodkov A. N. & Bolikhovskaya N. S. 2002. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia. *Sedimentary Geology*, **150**(1-2):185-201.

Murray-Wallace C.V. & Woodroffe C.D. 2014. *Quaternary sea-level changes: a global perspective*. Cambridge, United Kingdom; Cambridge University Press.

Neves C. F. & Muehe D. 2010. Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira. *Parcerias estratégicas*, **13**(27): 217-296.

Nicholls R. J., Wong P. P., Burkett V. R., Codignotto J. O., Hay J. E., McLean R. F., Ragoonaden S., Woodroffe C. D. 2007. Coastal systems and low lying areas. *Climate Change*

2007. In: Parry M.L., Canziani O.F., Palutikof J.P., Van der Linden P.J., Hanson C. E. (eds.). *Impacts, adaptation and vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK, Cambridge University Press, p. 315-356.

Nobre C. A. & Marengo J. A. 2017. Mudanças climáticas em rede: um olhar interdisciplinar. *São Paulo: Canal 6 Editora*. Cap. 10. 307p.

Pessenda L. C. R. & Camargo P. D. 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. *Quimica Nova*, **14**(2): 98-103.

Pessenda L. C., 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**(2): 250-254.

Pessenda L. C. R., Buso Junior A. A., Gouveia S. E. M., Lorente F. D. L., Francisquini M. I. 2015. *Estudos interdisciplinares na reconstrução milenar da dinâmica climática, da vegetação e marinha no Brasil*. 2. ed. rev. Piracicaba, CENA/USP, 153 p. (Série Didática).

Pessenda L. C., Gomes B. M., Aravena R. R. A. S., Ribeiro A. D. S., Boulet R., Gouveia S. E. 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**(5):599-603.

Pessenda L. C. R., Ribeiro A. de Souza, Gouveia S. E. M., Aravena R., Boulet, R., Bendassolli 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**(2):183-193.

Pessenda L. C., Valencia E. P. E., Aravena R., Telles E. C. C., Boulet R. 1998b. Paleoclimate studies in Brazil using carbon isotopes in soils. *Environmental Geochemistry in the Tropics*, **72**: 7-16.

Pessenda L. C. R. & Camargo P. D. 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. *Quimica Nova*, **14**(2): 98-103.

Pinto L. M., Vicente A. F. D. C. V., Villaça I. de Moura, Barçal R. A. F., Gomes R. L., Magenta M. A. G., Giordano F. 2017. Sequestro de carbono atmosférico no bosque do manguezal da APA da Serra do Guararú, Guarujá-SP. *Unisanta BioScience*, **6**(1):51-57

Punt W., Blackmore S, Nilson S., Le Thomas A. 1994. *Glossary of pollen and spore terminology*. Uthrecht, L.P.P. Foundation. (versão online: <http://www.bio.uu.nl/~paleo/glossary/glos-int.htm>).

- Reimer P. J., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Ramsey C. B., Van Der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**(4):1869-1887.
- Reimer P. J., Baillie M. G., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Weyhenmeyer, C. E. 2009. IntCal09 and Marine radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**(4):1111-1150.
- Reimer P. J., Brown T. A., Reimer R. W. 2004. Discussion: reporting and calibration of post-bomb <sup>14</sup>C data. *Radiocarbon*, **46**(3):1299-1304.
- Rodrigues L. C. D. S. & Senna C. D. S. F. D. 2011. Palinologia holocênica do testemunho Bom Jesus, margem leste da ilha do Marajó, Pará, Amazônia. *Acta Amazonica*, **41**:09-20.
- Rodrigues L.C.S. & Senna C.S.F. 2005. Registros palinológicos em sedimentos holocênicos da costa norte amazônica. In: Congresso X Congresso da ABEQUA. Workshop Baías. CD-ROM Resumos Expandidos. Guarapari/Espírito Santo.
- Rossetti D.F, Truckenbrodt W., Goes A. M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Séries Ciências Sociais*, **1** (1): 25-74.
- Sá J.H.S. 1969. Contribuição a geologia e os sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina. *Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro*, **3**: 21-36.
- Salgado-Laboriau M.L. 2007. *Critérios e técnicas para o Quaternário*. Edgar Blucher, São Paulo, 387p.
- Salmazo J. R., Semprebom T. R., Ilho R., Peiró D. F. 2018. Manguezal: um berçário de vida marinha. *Revista Biologia Marinha de Divulgação Científica*, **1** (1):35.
- Santos G. M., Gomes P. R. S., Yokoyama Y., di Tada M. L., Cresswell R. G., Fifield L. K. 1999. Datação por <sup>14</sup>C Utilizando espectrometria de massa com acelerador de partículas. *Revista de Física Aplicada e Instrumentação*, **14**(1): 18-26.
- Santos E. S., Jennerjahn, T., Leipe T., Medeiros P. R., de Souza P. W. F. L., Knoppers B. A. 2013. Origem da matéria orgânica sedimentar no delta estuarino do rio. *Geochimica Brasiliensis*, **27**(1), 37-48.
- Schaeffer N. Y. 1999. *Avaliação e ações prioritárias para a conservação da biodiversidade da zona costeira e marinha*. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico.
- Schaeffer N. Y., Cintrón M. G., Adaime R. R., Camargo T. M. de. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. *Estuaries*, **13**(2), 204-218.
- Scherer M., Sanches M., Negreiros D. H. D. 2010. Gestão das zonas costeiras e as políticas públicas no Brasil: um diagnóstico. *Manejo Costero Integrado y Política Pública en Iberoamérica: Un diagnóstico. Necesidade de Cambio. Cádiz: Red IBERMAR (CYTED)*, 291-336.

Schuur E.A.G, Carbone M.S, Pries C.H, Hopkins F.M, Natali S.M. 2016. Radiocarbono em sistemas terrestres. *Radiocarbon and Climate Change*, Springer, Cham,167-220p.

Senna C. S. F. 2002. *Changes paleobotany and paleoenvironments Holocene coastal plain of the northeast region of the State of Pará between the bays Marapanim and Maracanã*. PhD Thesis. Universidade do Amazonas, Manaus, Amazonas, 115p.

Senna C.S.F, Ribeiro F.C.P, PAIVA R. 2005. Análise palinológica e diatomológica em sedimentos holocênicos da baía de Marapanim, estado do Pará. *In: Congresso da ABEQUA. Anais[...]*.10p.Disponível em: [http://www.abequa.org.br/trabalhos/0296\\_cristina\\_s.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/0296_cristina_s.pdf). Acesso em: 16 de maio de 2021.

Silva E. M. 2015. *Estudo do preenchimento sedimentar das cabeceiras do estuário do Taperaçu, Bragança/PA (zona costeira amazônica)*. MS Dissertation. Bragança: Universidade Federal do Pará (UFPA).

Caminha S. A. & Leite F. P. R. 2015. Microfosséis: pequenos organismos que geram grandes informações sobre o passado. *Ciência e Cultura*, **67(4)**: 24-27.

Silva R.da.2021. Urbanização e exploração turística do litoral brasileiro: relações e implicações. *Múltiplos Acessos*, **6(2)**: 167-177.

Silva L. S.da, Araújo A. N., de Oliveira L. M. M. 2020. Análise espaço-temporal da cobertura vegetal e uso da terra na reserva extrativista marinha Caeté-Taperaçu, Bragança, Pará. *Mares: In: Revista de Geografia e Etnociências*, **2(2)**:17-30.

Silva L. M. D., Gonçalves R. M., Lira M. M. D. S., Pereira P. D. S. 2013. Modelagem fuzzy aplicada na detecção da vulnerabilidade à erosão costeira. *Boletim de Ciências Geodésicas*, **19**:746-764.

Smith C. B., Cohen M. C. L., Pessenda L. C. R., França M. C., Guimarães J. T. F., de Fátima Rossetti D., Lara R. J. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of palaeobotany and palynology*, **168(1)**:21-30.

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*. PhD Thesis. Universidade Federal do Pará, Belém. 219p.

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

Souza-Filho P. W. 1995. *A planície costeira bragantina (NE do Pará): Influências da variação do nível do mar na morfoestratigrafia costeira durante o Holoceno*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 123p.

Souza Filho P.W.M. & El-Robrini M. 1996. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da planície costeira bragantina, nordeste do Pará, Brasil. *Geonomos*, **4 (2)**: DOI: <https://doi.org/10.18285/geonomos.v4i2.197>.

Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* **8**:615-621.

Szczygielski A., Stattegger K., Schwarzer K., da Silva A. G. A., Vital H., Koenig, J. 2015. Evolution of the Parnaíba Delta (NE Brazil) during the late Holocene. *Geo-Marine Letters*,**35**(2):105-117.

Tanajura E. L. X. 2009. Investigações quanto aos parâmetros que influenciam no processamento de dados gps visando a obtenção do modelo volumétrico do esporão arenoso da ilha do mel. *Boletim de Ciências Geodésicas*, **15**(4).

Vedel V., Behling H., Cohen M., Lara R. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany*, **15**(2):115-123.

Vidigal A. A. F. 2006. *Amazônia azul: o mar que nos pertence*. Rio de Janeiro, Ed. Record.

Walker R., James N. 1992. *Facies models response to sea level rise*. Geological Association of Canada L'Association géologique du Canada, 409 p.

Weber R. 1992. Sistemas costeiros e oceânicos. *Química Nova*, **15**(2):137-143.

Woodroffe C.D. 2018. Mangrove response to sea level rise: palaeoecological insights from macrotidal systems in northern Australia. *Marine and Freshwater Research*, **69**: 917-932.

Woodroffe C.D, Rogers K., McKee K.L, Lovelock C.E, Mendelssohn I.A, Saintilan N. 2016. Sedimentação de manguezais e resposta ao aumento relativo do nível do mar. *Revisão Anual das Ciências Marinhas*, **8**:243-266.