



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 589

**A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DURANTE O HOLOCENO
TARDIO NA FOZ DO RIO CEARÁ-MIRIM, RIO GRANDE DO
NORTE**

Dissertação apresentada por:

SÉRGIO PATRICK DIAS QUEIROZ NUNES

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

**BELÉM-PARÁ
2020**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
(CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da
Universidade Federal do Pará**

**Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados
fornecidos pelo(a) autor(a)**

N972d Nunes, Sérgio Patrick Dias Queiroz

A dinâmica dos manguezais durante o Holoceno tardio na
foz do rio Ceará-Mirim, Rio Grande do Norte / Sérgio
Patrick Dias Queiroz Nunes. — 2020.
xiv, 56 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marlon Carlos França
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação
em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.

1. Fácies sedimentares. 2. Holoceno. 3. Isótopos de
carbono e nitrogênio. 4. Palinologia - Rio Grande do
Norte. 5. Sensoriamento remoto - Natal (RN). I. Título.

CDD 550.2462



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

**A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DURANTE O HOLOCENO
TARDIO NA FOZ DO RIO CEARÁ-MIRIM, RIO GRANDE DO
NORTE**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

SÉRGIO PATRICK DIAS QUEIROZ NUNES

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

Data de Aprovação: 15 / 10 / 2020

Banca Examinadora:


Prof. Marlon Carlos França
(Orientador-IFPA)


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


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

Dedico esse trabalho em memória do meu pai Sérgio Augusto e minha mãe Patrícia Dias, pilar da minha formação como ser humano.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ter me dado confiança e determinação;

Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará por intermédio do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG);

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – código de Financiamento 001, a quem agradecemos;

Ao Prof. Dr. Marlon Carlos França pela orientação, pelo voto de confiança na realização deste trabalho, pelo suporte nas atividades de laboratório e conselhos que foram fundamentais para manter o desempenho e concentração nas atividades realizadas;

Aos profissionais do Instituto Federal do Pará (IFPA) que prontamente se disponibilizaram para etapas de preparação de amostras e separação de material utilizadas no desenvolvimento deste trabalho;

Ao Prof. Dr. Marcelo Cohen pela disponibilização dos equipamentos e ensinamentos durante o período de convívio no laboratório;

Aos funcionários da biblioteca do Instituto de Geociências, com destaque a Lucia Imbiriba. Pela contribuição nas correções do manuscrito.

A minha esposa Bianca Jefres que sempre está ao meu lado nos momentos de dificuldade, além de apoio incondicional, companheirismo e a toda minha família;

À Neuza Fontes, Luiz Felipe, Bettina Bozi, Fernando Borges e Erika Ferreira pelo auxílio principalmente na fase de identificação polínica, por compartilharem seus conhecimentos e de sempre serem pacientes na fase de aprendizagem. A todos colegas de grupo de pesquisa pela ajuda, apoio e dedicação.

À Cleida Freitas e Joanicy Lopes, aos demais técnicos e estagiários da Secretaria do PPGG/UFPA pelo exemplo profissional e dedicação;

Ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA-USP) e ao Laboratório de Carbono 14 (^{14}C -USP);

Aos laboratórios do Instituto Federal do Pará (IFPA), Oceanografia Química (LOQ-UFPA), Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC-UFPA) e de Sedimentologia e Minerais Pesados (UFPA);

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento do projeto de pesquisa: Interações entre as flutuações do nível do mar, as mudanças climáticas e os manguezais brasileiros (CNPq processo 305074/2017-2).

Ausência de evidência não é evidência de ausência.

Carl Sagan

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo debater os impactos das mudanças climáticas nos manguezais subtropicais durante Holoceno tardio, no litoral do estado do Rio Grande do Norte (RN) e discutir as condições ambientais para o estabelecimento, expansão e contração dos manguezais. Com base nas amostras coletadas dos testemunhos (NAT 3 E NAT 5) para estudar grupos palinológicos, dados do espaço óptico (*Landsat*), fácies sedimentares e de análise multi-proxy ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, COT, NT, relação C:N), sincronizados com três idades de datação de ^{14}C . O principal resultado desta pesquisa foi a sucessão de manguezais, dividida em três fases palinológicas que sugerem o desenvolvimento de três associações de fácies: (1) canal maré, (2) planície vegetada - ervas/manguezal e (3) planície herbácea. A primeira fase entre pelo menos ~4500 e ~2915 cal anos AP foi colonizado por ervas, palmeiras e árvores e arbustos na margem do estuário e por manguezal, do tipo *Laguncularia*, seguido por *Avicennia* e *Rhizophora*. Plantas terrestres C_3 influenciam a matéria orgânica com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -29,7‰ e -26,8‰, $\delta^{15}\text{N}$ com valores $\bar{x} = 3,8\%$ e C:N em torno de 21,2. A segunda fase entre ~2915 e ~660 anos cal AP foi caracterizada pelo estabelecimento da planície de maré mista dominada por vegetação herbácea e pela expansão dos manguezais representados por *Rhizophora* entre ~2915 cal anos e 2814 ± 29 cal anos AP, com o aumento de plantas C_3 e de matéria orgânica dissolvida (COD) em água doce/estuarina ($\delta^{13}\text{C} \bar{x} = -26,9$ e $-29,4\%$; $\delta^{15}\text{N} \bar{x} = 3,86$ e C:N em torno de 12,3). A terceira fase é marcada por uma retração do manguezal evidenciado pela diminuição de *Laguncularia*, seguido por *Avicennia* e *Rhizophora*. A matéria orgânica dissolvida teve maior influência de água doce/estuário e plantas terrestres (C_3 plantas) durante os últimos 699 ± 35 cal anos AP. Perto da superfície (<15 cm) grãos de pólen de *Rhizophora* foram identificados, indicando o estabelecimento desse gênero nas últimas décadas, sob as condições ambientais modernas ($\delta^{13}\text{C} \bar{x} = -29$ e $-28,8\%$; $\delta^{15}\text{N} \bar{x} = 2,55$ e C:N em torno de 24,5). Os dados obtidos nas análises isotópicas e elementares indicam matéria orgânica sedimentar de origem terrestre, com presença de plantas de ciclo fotossintético C_3 , sofrendo uma possível influência aquática estuarina e de água doce. As sequências sedimentares são formadas por depósitos heterolíticos lenticulares nos dois testemunhos. Os dados da análise espaço-temporal indicaram uma expansão da área dos manguezais, portanto essa variação na dinâmica dos manguezais pode estar diretamente ligada às mudanças climáticas e do nível relativo do mar em níveis atuais e durante as últimas três décadas.

Palavras-chave: Fácies sedimentares. Holoceno. Isótopos de carbono e nitrogênio. Palinologia. Sensoriamento remoto.

ABSTRACT

This paper aims to debate the impacts of climate change on subtropical mangroves during late Holocene, on the coast of the state of Rio Grande do Norte (RN) and to discuss the environmental conditions for the establishment, expansion, and contraction of mangroves. Based on the samples collected from the cores (NAT 3 AND NAT 5) to study palynological groups, data from the optical space (*Landsat*), sedimentary facies and multi-proxy analysis ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, TOC, TN, C:N ratio), synchronized with three ^{14}C dating ages. The main result of this research was the succession of mangroves, divided into three palynological phrases that suggest the development of three facies associations: (1) tidal channel and (2) vegetated plain - herbs/mangrove (3) herbaceous plain. The first phase between at least ~ 4500 and ~ 2915 cal yr BP was colonized by herbs, palms, and trees and shrubs on the bank of the estuary and by mangroves, of the *Laguncularia* type, followed by *Avicennia* and *Rhizophora*. With dissolved organic carbon, C_3 terrestrial plants influence organic matter with $\delta^{13}\text{C}$ values between -29.7‰ and -26.8‰ , $\delta^{15}\text{N}$ with $\bar{x} = 3.8\text{‰}$ and C:N values around 21.2. The second phase between ~ 2915 and ~ 660 cal yr BP characterized by the establishment of the mixed tidal plain dominated by herbaceous vegetation and by the expansion of mangroves represented by *Rhizophora* pollen between ~ 2915 cal yr BP and 2814 ± 29 cal yr BP with the increase of plants C_3 and dissolved organic matter (COD) in fresh/estuarine water ($\delta^{13}\text{C}$ $\bar{x} = -26.9$ and -29.4‰ ; $\delta^{15}\text{N}$ $\bar{x} = 3.86$ and C:N around 12.3). The third phase is marked by a mangrove retraction evidenced by the decrease in *Laguncularia*, followed by *Avicennia* and *Rhizophora*, the dissolved organic matter had a greater influence of freshwater/estuary, and terrestrial plants (C_3 plants) during the last 699 ± 35 cal yr BP. Near the surface (<15 cm) *Rhizophora* pollen occurs, indicating the establishment of this genus in recent decades, under modern environmental conditions ($\delta^{13}\text{C}$ $\bar{x} = -29$ and -28.8‰ ; $\delta^{15}\text{N}$ $\bar{x} = 2.55$ and C:N around 24.5). The data obtained in the isotopic and elementary analyzes indicate sedimentary organic matter of terrestrial origin, with the presence of C_3 photosynthetic cycle plants, suffering a possible aquatic and estuarine influence, however, in the sedimentary sequences formed by lenticular heterolytic deposits to be correlated with the absence and decrease of mangrove vegetation in both cores. The data from the space-time analysis indicated an expansion of the area of mangroves, so this variation in the dynamics of mangroves can be directly linked to climate changes and the relative sea level at current levels and during the last three decades.

Keywords: Carbon and nitrogen isotopes. Holocene. Palynology. Remote sensing. Sedimentary facies.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Representação do arcabouço geológico simplificado no recorte da área de estudo, localizado no litoral norte de Natal, capital do Rio Grande do Norte.	3
Figura 2 – Mapa de situação da área de estudo (A), mapa simplificado dos padrões de relevo (B), detalhe da área de estudo (C).	5
Figura 3 – Mapa de uso e cobertura do solo do litoral norte de Natal, Rio Grande do Norte, contendo a localização dos testemunhos utilizados no presente trabalho.	7
Figura 4 – Temperatura máxima, mínima e amplitude, entre os anos de 1960 e 2020 (Estação meteorológica de Natal – 5.91°S e 35.2°W; Ceará Mirim – 5.65°S e 35.6°W).	8
Figura 5 – Média de precipitação entre os anos de 1960 e 2020 (Estação meteorológica de Natal – 5.91°S e 35.2°W; Ceará-Mirim – 5.65°S e 35.6°W).	9
Figura 6 – (A) mapa de localização do local de coleta e localização dos testemunhos de sedimentos NAT 3 e NAT 5 coletados na área de estudo. (B) e (C) correspondem ao armazenamento em tubos de PVC e esquema ilustrado do equipamento de extração trado russo. (D) área de contato do manguezal com o campo herbáceo e local de coleta dos testemunhos. (E) manguezal.	10
Figura 7 – Fluxograma simplificado das etapas para elaboração dos mapas e geração de classes alvos, objeto de estudo do presente trabalho.	12
Figura 8 – Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C ₃ , C ₄ e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton 1996.	18
Figura 9 – Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C:N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha.	19
Figura 10 – Esquema simplificado que mostra a estrutura de grãos de pólen.....	21
Figura 11 – Análise multitemporal dos últimos 30 anos, foram realizados os cálculos de área para cada classe derivada da classificação não supervisionada.....	27
Figura 12 – Diagrama de pólen do núcleo NAT 3, com porcentagens dos taxa de pólen mais frequentes, idade das amostras e análise de agrupamentos.	32

- Figura 13 – Resultados resumidos para o núcleo NAT 3, com variação em função da profundidade do núcleo, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, além de grupos ecológicos de pólen e variáveis geoquímicas. Os dados de pólen são apresentados nos diagramas de pólen como porcentagens da soma total de pólen.33
- Figura 14 – Diagrama de pólen do núcleo NAT5, com porcentagens dos taxa de pólen mais frequentes, idade das amostras e análise de agrupamentos.37
- Figura 15 – Resultados resumidos para o núcleo NAT 5, com variação em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, além de grupos ecológicos de pólen e variáveis geoquímicas. Os dados de pólen são apresentados nos diagramas de pólen como porcentagens da soma total de pólen.38
- Figura 16 –Diagrama com a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C:N para os testemunhos NAT 3 e NAT 5 de acordo com as interpretações e dados apresentados por Meyers (2003) e Peterson e Howarth (1987) para as diferentes fontes de matéria orgânica.41
- Figura 17 – Representação esquemática do modelo evolutivo do ambiente deposicional e paleovegetação das fases sucessivas do manguezal.43

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Amostras de sedimentos selecionaram a datação ^{14}C e os resultados do núcleo NAT3 e NAT5 (Natal-RN) com local, número de laboratório, profundidade, material, idades ^{14}C anos AP convencional, calibrada e mediana (usando Calib 6.0, Reimer et al. 2013)	28
Tabela 2 – Resumo da associação de fácies com características sedimentares testemunho NAT 3, predominância de grupos de pólen e dados geoquímicos.....	29
Tabela 3 – Resumo da associação de fácies com características sedimentares do testemunho NAT 5, predominância de grupos de pólen e dados geoquímicos.	34

LISTA DE SIGLAS

AMS	Espectrometria De Aceleração De Massa
AW	Tropical Úmido
Cal yr BP	Calibrated Years Before Present - Anos Calibrados Antes Do Presente
CENA	Centro De Energia Nuclear Na Agricultura
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
COT	Carbono Orgânico Total
DPM	Desintegrações Por Minuto
GPS	Global Positioning System
Hf	Acamamento Heterolítico Flaser
HF	Ácido Fluorídrico
HI	Acamamento Heterolítico Lenticular
Hw	Acamamento Heterolítico Wavy
IBGE	Instituto Brasileiro De Geografia e Estatística
INPE	Instituto de Pesquisa Espacial
ITCZ	Zona De Convergência Intertropical
LADIC	Laboratório De Dinâmica Costeira
LOQ	Laboratório De Oceanografia Química
MAS	Espectrometria De Aceleração De Massa
MOS	Matéria Orgânica Do Solo
Mm	Lama
Sm	Areia Maciça
NRM	Nível Relativo Do Mar
NT	Nitrogênio Total
OLI	Operational Land Imager
RN	Rio Grande Do Norte
RPM	Rotações Por Minuto
SACZ	Zona De Convergência Do Atlântico Sul
TM	Thematic Mapper
UFPA	Universidade Federal Do Pará
UGAMS	Centro De Estudos Aplicados A Isótopos Da Universidade Da Geórgia
UMG	Último Máximo Glacial
USP	Universidade De São Paulo

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE LUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	x
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.2.1 GERAL.....	2
1.2.2 ESPECÍFICOS	2
1.3 ÁREA DE ESTUDO	3
1.3.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS	3
1.3.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	4
1.3.3 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS	5
1.3.4 VEGETAÇÃO	6
1.3.5 CLIMA.....	8
CAPÍTULO 2 – MATERIAIS E MÉTODOS	10
2.1 TRABALHO DE CAMPO.....	10
2.1.1 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS.....	11
2.2 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO.....	11
2.2.1 ELABORAÇÃO DOS MAPAS.....	11
2.2.2 DATAÇÃO ¹⁴ C.....	12
2.2.3 DESCRIÇÃO DE FÁCIES E DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO	13
2.2.4 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO PARA ANÁLISE $\delta^{13}\text{C}$ E C_{TOTAL}	13
2.2.5 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS PARA ANÁLISES DE $\delta^{15}\text{N}$ E N_{TOTAL}	14
2.2.6 PALINOLOGIA.....	14

2.2.7	TRATAMENTO COM ÁCIDO CLORÍDRICO (HCL)	14
2.2.8	TRATAMENTO COM ÁCIDO FLUORÍDRICO (HF) CONCENTRADO.....	15
2.2.9	TRATAMENTO COM ÁCIDO ACÉTICO GLACIAL (C ₂ H ₄ O ₂).....	15
2.2.10	TRATAMENTO COM ACETÓLISE (H ₂ SO ₄ E C ₄ H ₆ O ₃)	15
2.2.11	MONTAGEM DE LÂMINAS PARA A MICROSCOPIA	16
2.2.12	ANÁLISE MICROSCÓPICA E CONFECÇÃO DO GRÁFICO POLÍNICO	16
CAPÍTULO 3 – ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO		17
3.1	ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS E AS PRINCIPAIS FERRAMENTAS UTILIZADAS	17
3.1.1	ISÓTOPOS ESTÁVEIS DO $\delta^{13}\text{C}$ E $\delta^{15}\text{N}$	17
3.1.2	RAZÃO C/N NA ORIGEM DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR.....	18
3.1.3	DATAÇÃO ¹⁴ C	19
3.1.4	PALINOLOGIA.....	21
3.2	VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DURANTE O HOLOCENO	22
3.3	AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO	24
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS		26
4.1	MORFOLOGIA E VEGETAÇÃO	26
4.2	ANÁLISE MULTITEMPORAL.....	26
4.3	DATAÇÃO ¹⁴ C E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO.....	28
4.4	ASSOCIAÇÃO DE FACIES NAT 3 (~4500 CAL ANOS AP)	28
4.4.1	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES A (CANAL DE MARÉ).....	29
4.4.2	ASSOCIAÇÃO DE FACIES B (PLANÍCIE VEGETADA - ERVAS/MANGUEZAL)	30
4.4.3	ASSOCIAÇÃO DE FACIES C (PLANÍCIE HERBÁCEA)	30
4.5	ASSOCIAÇÃO DE FACIES NAT 5 (~4500 CAL ANOS AP)	34
4.5.1	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES A (CANAL DE MARÉ).....	35
4.5.2	ASSOCIAÇÃO DE FACIES B (PLANÍCIE VEGETADA - ERVAS/MANGUEZAL)	35
4.5.3	ASSOCIAÇÃO DE FACIES C (PLANÍCIE HERBÁCEA)	36
CAPÍTULO 5 – INTERPRETAÇÕES E DISCURSSÃO DOS DADOS		39

5.1 PRIMEIRA FASE: ENTRE 4478 E 2915 ANOS CAL AP	42
5.2 SEGUNDA FASE: ENTRE 2915 E 660 ANOS CAL AP	43
5.3 TERCEIRA FASE: ENTRE 660 ANOS CAL AP AO MODERNO	44
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÃO	46
REFERÊNCIAS	47

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

As alterações climáticas modificam a biosfera em pequenas e grandes proporções, englobando ambientes marinhos e terrestres. As variações do nível do mar no Atlântico geraram impactos nos ecossistemas costeiros e na dinâmica sedimentar pela extensão do litoral brasileiro ao longo do Holoceno (Angulo & Lessa 1997, Angulo *et al.* 2006, Behling *et al.* 1998, Behling *et al.* 2007, Bezerra *et al.* 2003, Buso Junior *et al.* 2013, Cohen *et al.* 2005a,b, Dominguez *et al.* 1992, França *et al.* 2012, 2013a,b, Grimm *et al.* 2001, Guimarães *et al.* 2012, 2013, Lara & Cohen 2009, Ledru *et al.* 1996, Martin *et al.* 2003, Sawakuchi *et al.* 2008, Suguio *et al.* 1985, Vedel *et al.* 2006, Zular *et al.* 2013).

Os manguezais, por exemplo, que possuem uma ampla distribuição tropical e subtropical, têm apresentado alterações em sua dinâmica ao longo do tempo (Cohen *et al.* 2005, 2014, França *et al.* 2012, 2013, 2015). Estes ecossistemas são influenciados por uma complexa interação envolvendo gradientes de temperatura, salinidade, fluxo de inundação das marés, descarga fluvial, flutuações do nível do mar, disponibilidade de nutrientes e dinâmica sedimentar (Semeniuk 1994, Wolanski *et al.* 1990), amplamente relacionados a processos autogênicos e alogênicos (Moraes *et al.* 2017, Ribeiro *et al.* 2018). A evolução destas florestas é marcada pela interação físico-química das águas, biológicas do habitat, assim como pela topografia e geoquímica dos sedimentos (Alongi 2002, Pernet 1994).

Desta forma, na análise científica das mudanças costeiras e reconstituição paleoambiental, os manguezais têm papel fundamental como ecossistemas e têm sido amplamente utilizados como bioindicadores das variações do clima e do nível relativo do mar (Blasco *et al.* 1996). Assim, esses ecossistemas demonstram grande relevância para os estudos paleoambientais devido sua imediata resposta às alterações resultantes dos processos de sedimentação, erosão e elevação do nível relativo do mar (Souza e Filho *et al.* 2006).

No Brasil, alguns trabalhos destacam a reconstituição paleoambiental no litoral da Amazônia (Cohen *et al.* 2005, 2012), no sudeste (Buso Jr 2010, Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2013) e no nordeste (Boski *et al.* 2015, Morais *et al.* 2017, Ribeiro *et al.* 2018), os quais indicam que as áreas dos manguezais passaram por expressivas mudanças durante o Holoceno. A costa brasileira teve sua geomorfologia alterada pelas flutuações do nível relativo do mar (NRM). O rebaixamento do nível do mar durante o Último Máximo Glacial (UMG) foi marcado pela fase de progradação costeira revelando depósitos deltaicos e praias, no litoral entre os Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Norte houve elevação do NRM entre 1 a 4,5 m durante 6500 e

5500 anos cal AP (Angulo *et al.* 2006, Caldas 2006, Castro *et al.* 2014, Martin *et al.* 2003, Suguio *et al.* 2013), proporcionando maiores condições de influência marinha, permitindo a colonização de manguezais em regiões topograficamente mais elevadas (Buso 2013a, Castro *et al.* 2013, Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2015, Rossetti *et al.* 2015).

O litoral do Rio Grande do Norte é caracterizado por apresentar uma geomorfologia descontínua, em virtude de uma intensa atividade eólica, de oscilação das marés, ondas, descarga fluvial e aporte de sedimentos. Os manguezais que recobrem a planície fluviomarina na foz do rio Ceará-Mirim, ao norte da cidade de Natal, descrevem uma história ecológica marcada por instalação, expansão e/ou contração de suas áreas espaciais relacionadas às flutuações do clima e do NRM (Ribeiro *et al.* 2018). Além disso, diversos trabalhos desenvolvidos na costa norte brasileira sobre o impacto das flutuações climáticas, NRM e descarga fluvial sobre os manguezais usando palinologia, sedimentologia e dados geoquímicos revelaram que sob os efeitos desses mecanismos, os manguezais exibiram fases de expansão, contração ou substituição de suas áreas de colonização (Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005b, 2009, Guimarães *et al.* 2012, Smith *et al.* 2011).

Nesse contexto, informações sobre as mudanças na distribuição espacial da extensão dos manguezais e de associações com fatores que controlam a dinâmica desses ecossistemas no litoral brasileiro se tornam essenciais. Assim, com a utilização de dados de sensores remotos e dados paleoambientais (estudo polínico, isótopos, granulometria e datações ^{14}C), o presente trabalho estudou e avaliou a dinâmica dos manguezais da foz do rio Ceará-Mirim (RN) ao longo do Holoceno tardio e durante as últimas três décadas.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

- Identificar e avaliar as mudanças espaciais nos manguezais, associando-as com os possíveis processos que controlam a expansão e/ou contração dessas áreas durante o Holoceno tardio, bem como em uma escala de décadas.

1.2.2 Específicos

- Identificar as mudanças paleoambientais;
- Verificar as variações da vegetação do manguezal na área estudada;
- Avaliar a cronologia dos eventos.

1.3 ÁREA DE ESTUDO

1.3.1 Aspectos geológicos

O Rio Grande do Norte tem sua geologia representada por três divisões de grandes unidades geológicas. A primeira corresponde a unidade mais antiga as pré-cambrianas datadas entre ~3,5 bilhões até ~542 milhões de anos. A segunda unidade data do Cretáceo com idade de ~145 a ~65 milhões de anos, descrita por rochas sedimentares da Bacia Potiguar e vulcânicas. Por fim, a terceira unidade é definida com idades mais jovens formadas por coberturas sedimentares cenozóicas com idades de ~65 milhões de anos ao recente (Pfaltzgraff 2010).

A área de estudo está inserida no litoral que possui cerca de 350 km de extensão por todo o Estado. O recorte da área está representado na unidade das coberturas sedimentares cenozóicas, associadas ao Grupo Barreiras, tendo como formações Tibau, Serra dos Martins e Potengi, com diversos tipos de depósitos sedimentares que representam as unidades mais jovens (Figura 1).

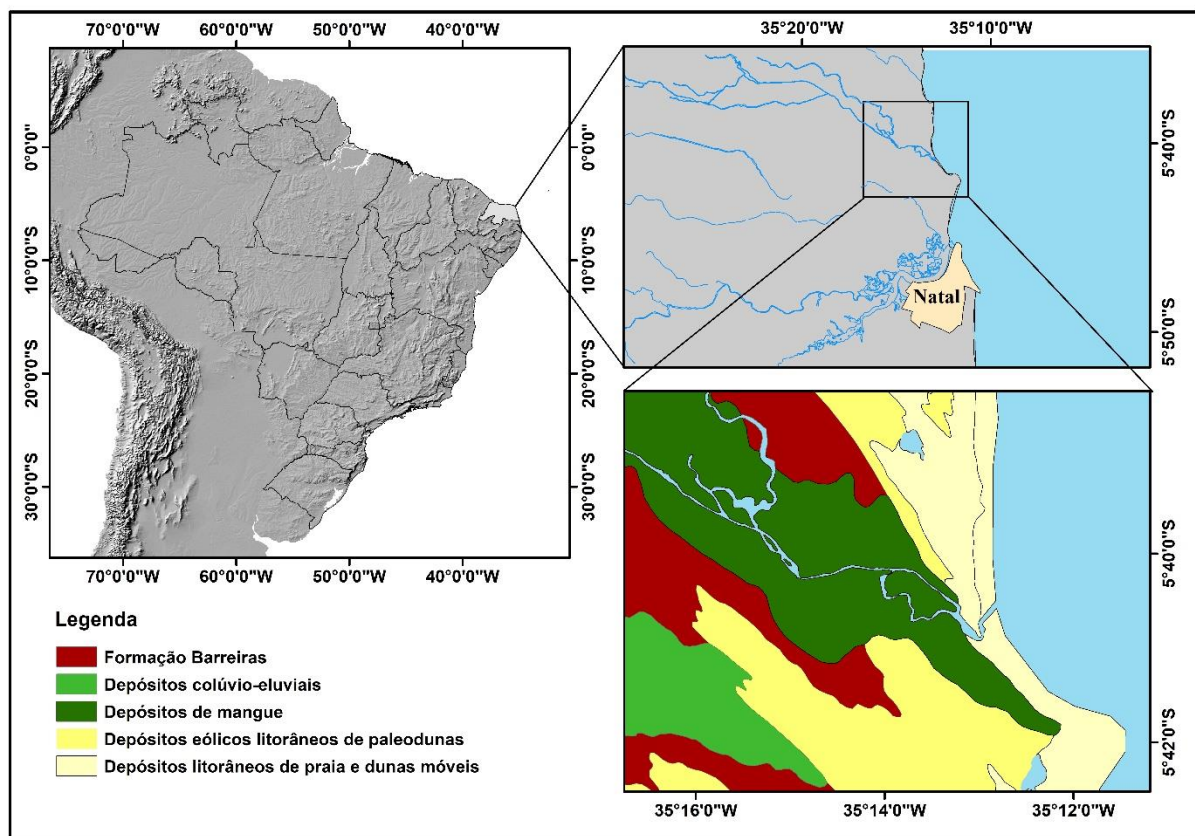


Figura 1 – Representação do arcabouço geológico simplificado no recorte da área de estudo, localizado no litoral norte de Natal, capital do Rio Grande do Norte.

A geologia é marcada por embasamento cristalino pré-cambriano, por rochas sedimentares cretáceas das bacias sedimentares Potiguar e Pernambuco-Paraíba e por depósitos terrígenos miocênicos a pliocênicos da Formação Barreiras (Suguió & Nogueira, 1999). Recobrando essas unidades, ocorrem os depósitos marinhos, praias, eólicos e aluviais do Quaternário (Barreto 2004). A Formação Barreiras (Paleógeno-Neógeno) ou Grupo Barreiras é composta por sedimentos argilosos e arenosos, além de concreções ferruginosas. Suas particularidades vão desde sua coloração até inconsolidação dos sedimentos.

Entre as formações aflorantes no contexto da área de estudo podemos citar os depósitos sedimentares mais recente, que vão desde depósitos Colúvio-Eluviais com datação do Plioceno-Pleistoceno; depósitos marinhos, de idade Plioceno-Pleistoceno; depósitos aluvionares antigos, que datam do Pleistoceno; depósitos fluviomarinhos, de idade Pleistoceno-Holoceno; depósitos fluviolacustrinos, com datações que marcam o Pleistoceno-Holoceno; depósitos eólicos litôrneos de paleodunas, de idade Pleistoceno-Holoceno e depósitos aluvionares que datam do Holoceno (Ferreira 2008).

A geologia quaternária costeira do litoral nordeste brasileiro entre Natal e Fortaleza é pouco investigada. Os dados disponíveis estão focados em investigações localizadas em terra e em algumas pesquisas offshore, limitadas. Srivastava & Corsino (1984) e Nogueira *et al.* (1990) trabalhando ao longo da costa de Touros, a noroeste de Natal, analisou a origem de alguns afloramentos costeiros. Esses autores concluíram que esses afloramentos foram depositados em um ambiente costeiro e poderiam ser correlacionados à parte mais alta das formações tardias do Terciário ao Pleistoceno da Bacia Potiguar. Estudos mais recentes se concentraram na hidrodinâmica e sedimentação moderna (Testa & Bosence 1998, Costa-Neto 1997, Vital *et al.* 2002, 2003), neotectônica (Fonseca, 1996, 1997) e Quaternário estratigráfico (Silva 1991, Bezerra *et al.* 1999, Barreto *et al.* 2002).

1.3.2 Aspectos geomorfológicos

A área estudada localiza-se na região nordestina ou litoral das barreiras (Silveira 1964). É descrita pela constante presença dos depósitos sedimentares da Formação Barreiras (Figura 2-A), que formam uma superfície mais ou menos plana (tabuleiro), dissecada pela drenagem atual e suavemente inclinada para o oceano. Os afloramentos da Formação Barreiras separam a região costeira da sub-litorânea e terminam próximo ao mar, por falésias muitas vezes ativas. Trabalhos sobre a geologia dos sedimentos quaternários costeiros destacam que a faixa litorânea foi modelada por variações climáticas, flutuações do NRM e subsidência costeira

de acordo com Ribeiro (2018).

Os estudos relacionados aos depósitos eólicos litorâneos discutiam sobre diferentes gerações de dunas eólicas e esboçavam sucessões de idades relativas e inferências paleoclimáticas (Perrin & Costa 1982), baseadas em contrastes de coloração das areias, de posição relativa à linha de costa atual e de feições morfológicas, além do retrabalhamento de sedimentos praias por processos eólicos.

Segundo Bezerra *et al.* (1998) e Bezerra & Vita-Finzi (2000) a tectônica quaternária tem sido ativa na região. A área de estudo possui ~100 km² ao longo do estuário do rio Ceará-Mirim, apresenta diferenças topográficas (Figura 2-B), entre campos de dunas, planícies flúvio-marinhas, flúvio-lagunares e planalto costeiro (Figura 2-C).

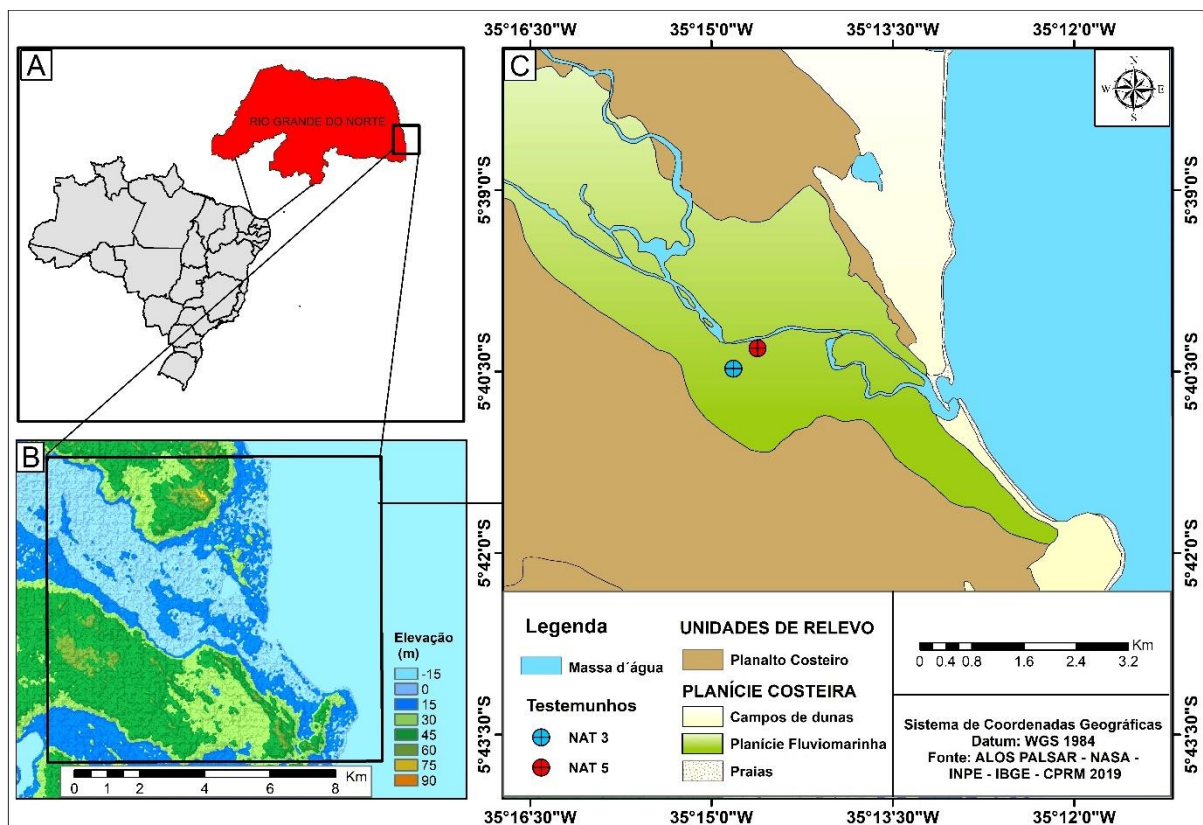


Figura 2 – Mapa de situação da área de estudo (A), mapa simplificado dos padrões de relevo (B), detalhe da área de estudo (C).

1.3.3 Aspectos oceanográficos

A principal região estuarina, nessa área litorânea se estende por cerca de 10 km em direção ao continente da confluência do rio Potengi e Jundiá. A distribuição do manguezal é de 30 km² sobre uma superfície de planície lamosa (Souza *et al.* 2011). O local de amostragem

dos testemunhos se localiza na foz do rio Ceará-Mirim e possui em média 30-50 m de largura e comprimento de aproximadamente 5 km. O sistema de drenagem desta região abrange a principal zona estuarina, o canal está disposto após a confluência do rio Potengi e Jundiá, os rios despejam cerca de $0,4 \text{ km}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$ durante o período chuvoso entre os meses de fevereiro e agosto (Silva *et al.* 2001).

As marés que ocorrem no estuário e áreas adjacentes são do tipo diurna, com amplitude máxima de maré de 2,3 m e amplitude média de 1,3 m em período de sizígia, classificadas dentro do regime de meso-maré de acordo com Davis (1977). As correntes de maré são mais intensas durante as vazantes de inverno entre os meses de fevereiro ao mês de agosto, este período é caracterizado por fortes chuvas, o valor aproximado da velocidade de correntes é de $1,0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. As marés de enchente geram correntes de $1,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ em direção ao interior do rio, segundo Frazão (2003).

1.3.4 Vegetação

O Rio Grande do Norte tem sua vegetação caracterizada por áreas de Formação Pioneira (Figura 3-A), a qual depende da sedimentação do terreno pela deposição aluvial na desembocadura do rio Ceará-Mirim. Incluindo as formações arbóreas, constituída pelo manguezal, bem como pelas vegetações herbáceas, compostas pelas espécies halófitas (Salgado *et al.* 1981). Na região de estudo ocorrem *Rhizophora mangle* e *Avicennia schaueriana*, que são espécies arbóreas do ecossistema de manguezal brasileiro (Vannucci 2001), as quais ocorrem ao longo de todo o gradiente de inundação (Valdujo 2008), abrangendo assim solos pouco consolidados (Figura 3-B). Entretanto, em manguezais de franja sob predominância fluvial em sua maioria são colonizados por *Rhizophora sp.*, com altura média de 12 metros (Bastos 1995).

A vegetação herbácea (Figura 3-C) apresenta espécies típicas do ambiente salobro, áreas ainda banhadas pelas marés, com plantas halófitas que toleram alto grau de salinidade, sendo prelevada por duas espécies, *Sesuvium portulacastrum* e *Iresine vermicularis* (Bastos 1995). A transição do manguezal para o campo herbáceo periodicamente inundado é caracterizada pela existência de *Borreria* (Salgado *et al.* 1981).

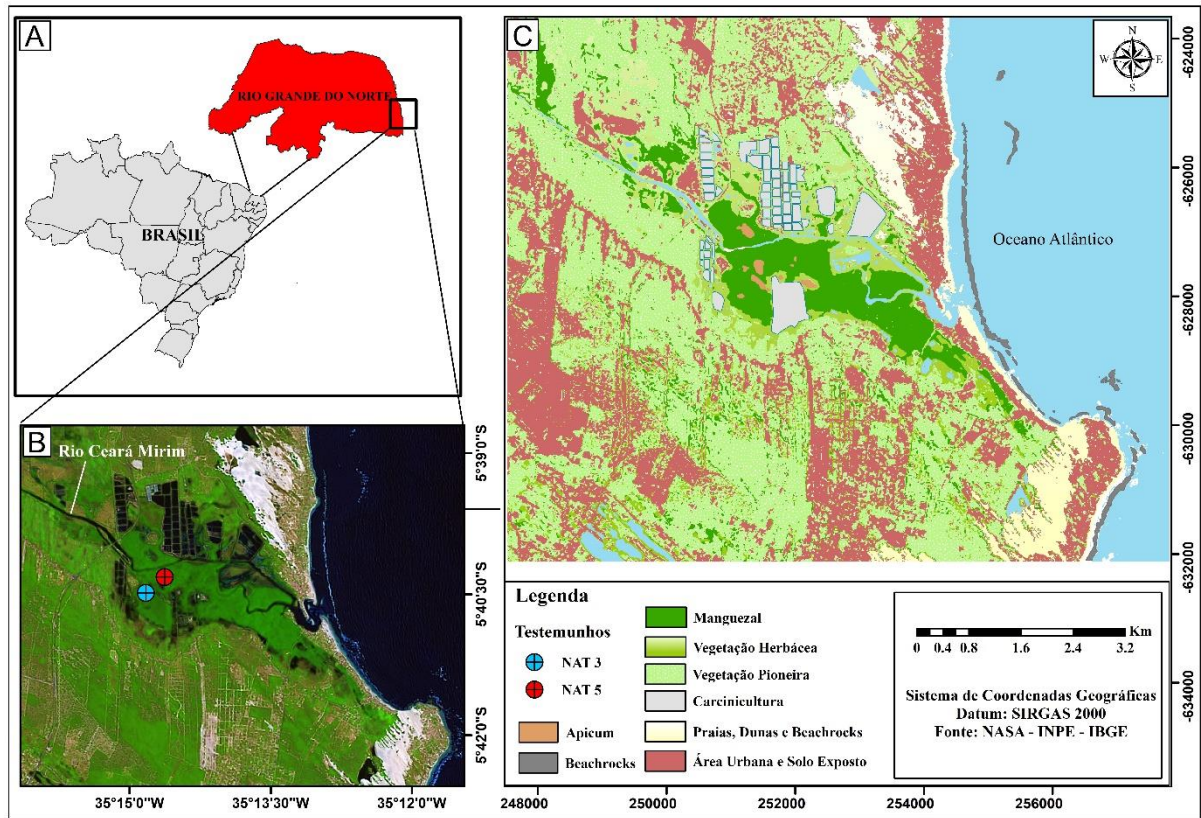


Figura 3 – Mapa de uso e cobertura do solo do litoral norte de Natal, Rio Grande do Norte, contendo a localização dos testemunhos utilizados no presente trabalho.

Nessas condições à medida que aumenta a relação com a água fluvial, seus bosques são constituídos por formações pioneiras (Figura 3-C), que se intercalam em espécies dispersas do tipo várzea e ambientes salobros, com a presença das famílias *Fabaceae*, *Rubiaceae* e *Arecaceae*, além da presença de famílias típicas de vegetação de savana, restinga e campos herbáceos, como: *Poaceae* e *Cyperaceae*. Os padrões florísticos e fitossociológicos dos manguezais refletem uma transição, assim como as associações guardam uma estreita ligação com uma sequência de influência flúvio-marinha (Rabelo 1994).

Em alguns trechos, onde ocorre a presença do manguezal, encontram-se áreas designadas de apicuns que apresentam áreas topograficamente mais elevadas e zonas hipersalinas (Figura 3-C). Essas regiões são colonizadas especialmente por espécies arbustivas ou herbáceas, como *Sesuvium portulacastrum*, *Conocarpus erectus*, *Laguncularia racemosa*, *Avicennia germinans* e *Spartina alterniflora*, espécies halófitas. (Bastos 1995).

Com a diminuição da influência da dinâmica costeira, começam a surgir os campos dunares (Figura 3-C). As restingas são apresentadas na forma de mosaico vegetacional com formações arbustivas, formações herbáceas e árvores, tendo a espécie facilitadora de pequeno

porte mais frequente nesta feição o cajueiro (*Anacardium occidentale L.*) (Salgado *et al.* 1981).

1.3.5 Clima

A região apresenta clima tropical quente e úmido, a faixa litorânea apresenta altos índices de chuvas com precipitação média anual de 1300 a 1800 mm e temperatura média de 26,4 °C (INMET 2010) se adequando à classificação climática de Köppen "Aw" e "As". No Rio Grande do Norte, a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) se destaca como sistema responsável por precipitações pluviométricas. A atuação da ITCZ é responsável pela maior parte da precipitação registrada no primeiro semestre do ano, parte das chuvas registradas sendo nessas áreas, o período mais chuvoso de fevereiro a maio, registrado por Diniz (2015). Os registros de temperatura no Rio Grande do Norte, especificamente de áreas próximas ao local de estudo, apresentou nas últimas décadas índices de temperatura média máxima de 29.7 °C e média mínima de 22.8 °C (Figura 4), de 1960 à 2020, e índices de precipitação em média de 129,7 mm (Figura 5).

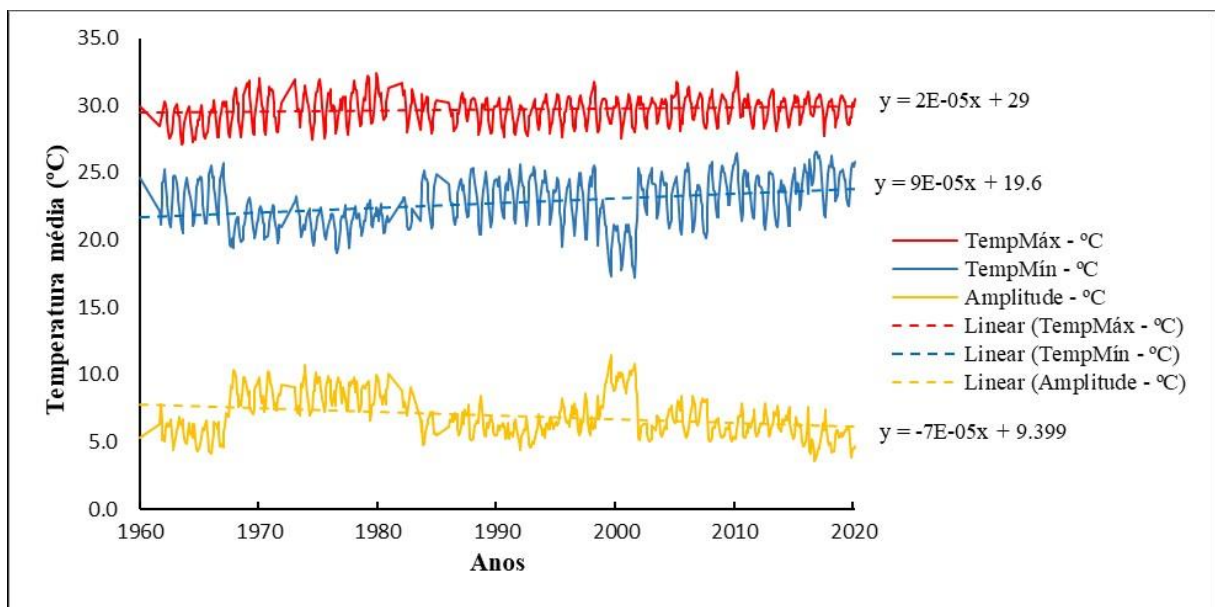


Figura 4 – Temperatura máxima, mínima e amplitude, entre os anos de 1960 e 2020 (Estação meteorológica de Natal – 5.91°S e 35.2°W; Ceará Mirim – 5.65°S e 35.6°W).

Fonte: Inmet.

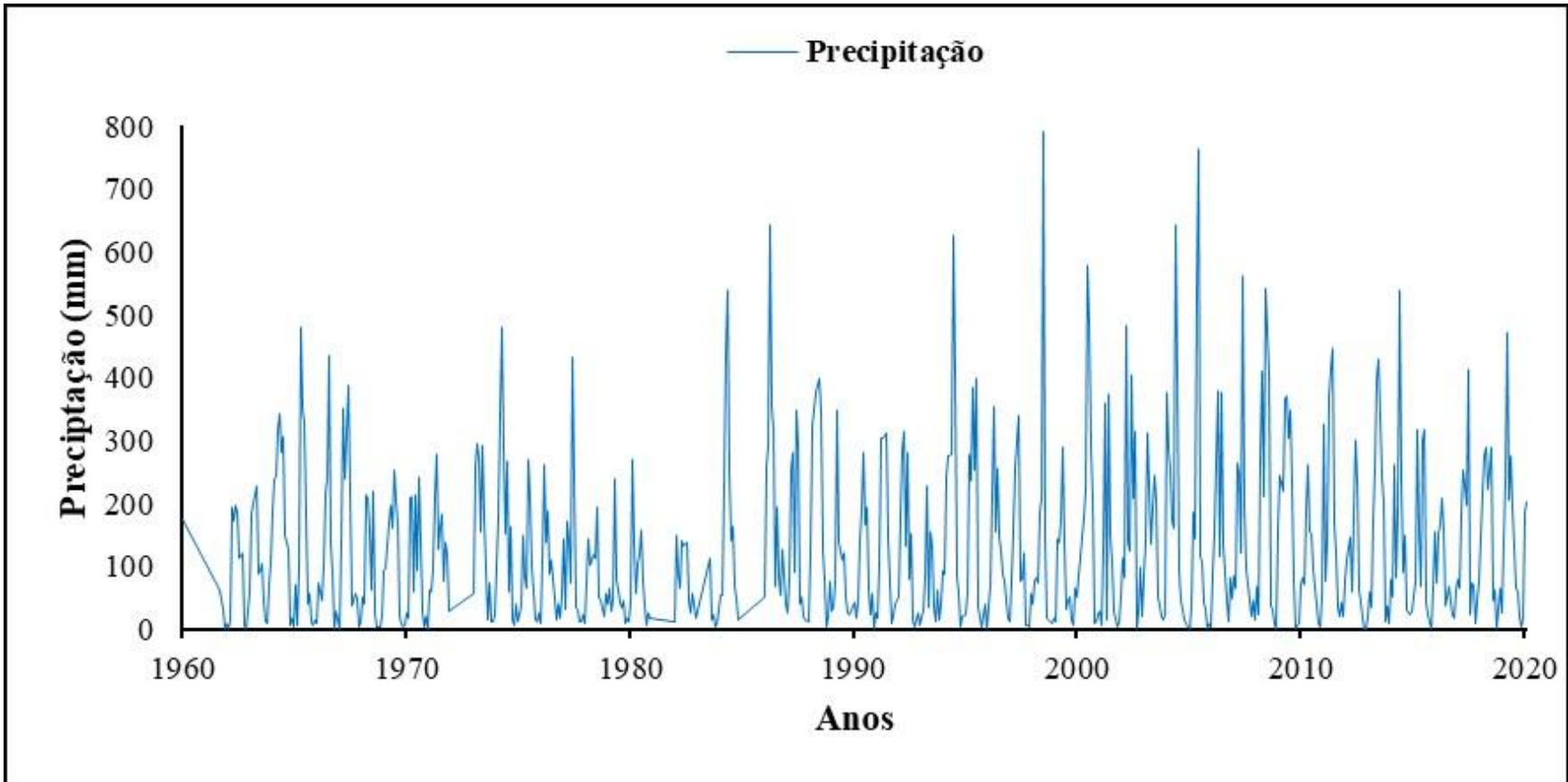


Figura 5 – Média de precipitação entre os anos de 1960 e 2020 (Estação meteorológica de Natal – 5.91°S e 35.2°W; Ceará-Mirim – 5.65°S e 35.6°W).

Fonte: Inmet

CAPÍTULO 2 – MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado seguindo o método de coleta de sedimentos com a utilização de um amostrador do tipo *Peat Sampler* (trado russo) de acordo com a descrição de Cohen (2003). Os testemunhos NAT-3 (S 5°40'18.33" e W 35°14'37.17", 1 m de profundidade) e NAT-5 (S 5°40'17.40" e W 35°14'35.70", 1,5 m de profundidade) foram coletados a aproximadamente 3 km da linha de costa. A região de coleta foi escolhida com base na transição da planície ocupada por vegetação de restinga (NAT 3) e flúviomarinha ocupada por vegetação de manguezal (NAT 5) (Figura 6).

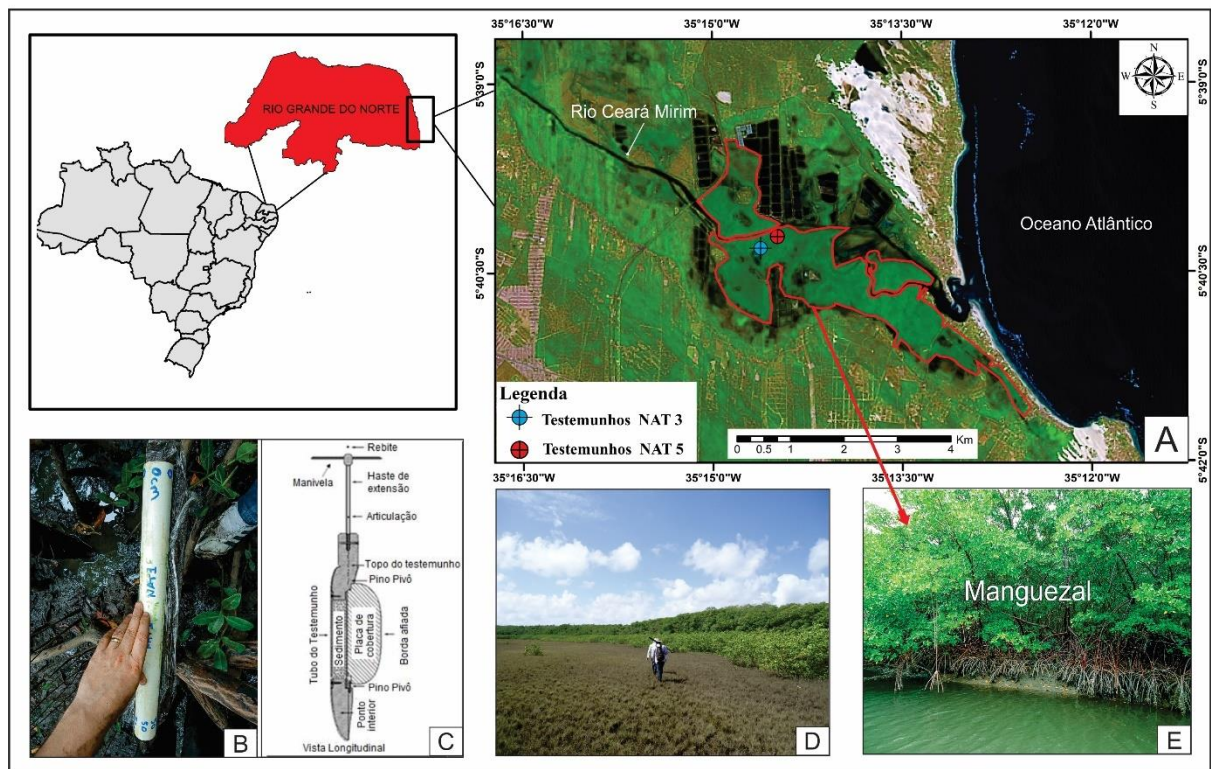


Figura 6 – (A) mapa de localização do local de coleta e localização dos testemunhos de sedimentos NAT 3 e NAT 5 coletados na área de estudo. (B) e (C) correspondem ao armazenamento em tubos de PVC e esquema ilustrado do equipamento de extração trado russo. (D) área de contato do manguezal com o campo herbáceo e local de coleta dos testemunhos. (E) manguezal.

Fonte: USGS (2018), IBGE (2018).

Com base no perfil deposicional dos pontos escolhidos e na sua estratigrafia, que permitem a preservação dos grãos de pólen e posteriormente a análise paleoambiental. Foram realizadas do mesmo modo as amostragens de dados descritivos como unidades geobotânicas, principais feições morfológicas, descrição de fácies e coletas de coordenadas geográficas por

meio de GPS (*Global Positioning System*), bem como registros fotográficos.

2.1.1 Acondicionamento das amostras

Na coleta e armazenamento das amostras foram utilizados tubos de PVC de 50 cm, devidamente lacrados por filme PVC e posteriormente transportados até o Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC) da Universidade Federal do Pará (UFPA), onde foram armazenados em refrigerador à cerca de 4°C, para impedir a contaminação por fungos e bactérias. A temperatura baixa tem por fim evitar o crescimento de fungos e bactérias. Estes microrganismos podem contaminar as amostras, além de metabolizar os compostos de carbono presente nos sedimentos e trocar CO₂ com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux *et al.* 1999), de tal forma podendo comprometer as datações por ¹⁴C.

2.2 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

2.2.1 Elaboração dos mapas

O desenvolvimento do presente trabalho de elaboração de mapas seguiu as etapas ilustradas no fluxograma (Figura 7). Para a construção do banco de dados de imagens foram utilizadas imagens dos sensores *Thematic Mapper (TM)* e *Operational Land Imager (OLI)* dos satélites *Landsat 5* e *8*, adquiridas nos sites: *Global Land Cover Facility Project Website – (GLCF)*, *U.S Geological Survey (USGS)* e do catálogo de imagens do Instituto Nacional de Pesquisa Espacial (INPE). As imagens adquiridas não seguiram uma sequência temporal devido a porcentagem de nuvens ser acima de 25% nos quadrantes da área de estudo. Portanto, foram utilizadas imagens dos anos de 1984 até 2018 (1ª etapa).

Para o pré processamento de imagens e detecção de mudanças, foram realizadas correções de PDI e posteriormente feita a composição de todas as bandas do visível, infravermelho próximo (*Near infrared* ou NIR) e infravermelho de ondas curtas (*Shortwave infrared* ou SWIR), afim de se obter a melhor resposta espectral dos alvos selecionados. As imagens passaram por correção atmosférica e realce para diminuir os efeitos da atmosfera sobre as feições na cena, e correção geométrica, sendo a primeira razão para a realização de correção geométrica de imagens é a existência de distorções sistemáticas introduzidas durante a aquisição das imagens (2ª etapa). Após esta etapa, foi realizada a classificação não supervisionada, onde foi aplicada a partir do algoritmo *ISOCLUS* do *software PCI* (3ª etapa), a realização de levantamentos de campo (2.1) onde foram efetivadas a verdade-terreno com

coleta de pontos de controle utilizando GPS (*Global Positioning System*) de navegação, além de caminhamentos (*tracking*) e *check* de campo das principais unidades morfológicas e geológicas da área (4ª etapa).

Posteriormente, definidas as classes para obtenção dos produtos alvos. Para a validação do produto da classificação foram geradas a partir do índice *Kappa*, com uma amostragem de 300 pixels para a classificação, em modo *random*, seguindo a metodologia de Cohen (1960). Além disso, foi realizado o cálculo das matrizes de confusão, que mostram o percentual de pixels que foram mapeados de forma correta ou incorreta. Ainda foram atribuídos os conceitos do Índice *Kappa*, que variam de péssimo a excelente, como parâmetros de avaliação da concordância entre verdade terrestre e os mapas temáticos gerados pelas classificações (5ª etapa).

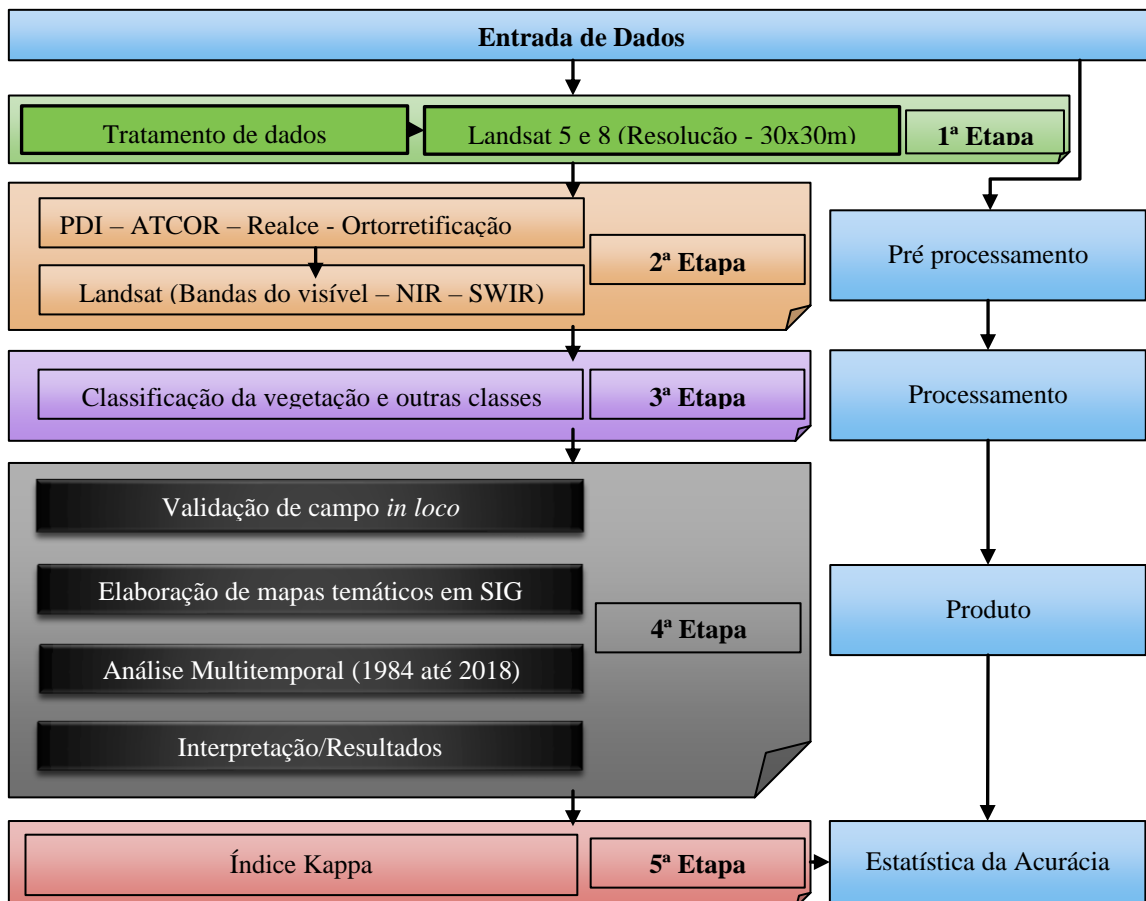


Figura 7 – Fluxograma simplificado das etapas para elaboração dos mapas e geração de classes alvos, objeto de estudo do presente trabalho.

Fonte: autor.

2.2.2 Datação ¹⁴C

Foram selecionadas três amostras contendo sedimentos e matéria orgânica para a

datação ^{14}C . As amostras receberam um tratamento com HCl em 2% para a eliminação do carbonato de cálcio inorgânico. O processo de remoção de raízes e restos vegetais foram necessários para evitar interferência nos resultados. Após este processo foram adicionados cerca de 100 ml de água destilada até o pH neutro. Em seguida, as amostras foram submetidas a secagem na estufa na temperatura de cerca de 50 °C durante o período de 24 horas, para posterior extração de CO_2 no Laboratório ^{14}C do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo (CENA/USP). Em seguida as amostras foram enviadas para o Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF), onde foram realizadas as datações ^{14}C por espectrometria de aceleração de massa (AMS). As idades ^{14}C estão representadas em idade convencional (anos AP) e idade calibrada (anos cal AP) ($\pm 2\sigma$) (Reimer *et al.* 2009). As idades de ^{14}C foram normalizadas (valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -25‰ VPDB e exibidas como anos calibrados, anos cal AP, 2σ) utilizando o software CALIB 7.10 (Reimer *et al.* 2013). A curva de calibração utilizada é a IntCal13 de Reimer *et al.* (2013). Para os valores médios, foram utilizados os resultados apresentados no software CALIB 7.10 (*Median Probability*).

2.2.3 Descrição de fácies e determinação granulométrica do sedimento

A descrição das estruturas sedimentares contou com o auxílio de imagens de raios X dos testemunhos, uma vez que esse método fornece com maiores detalhes as estruturas presentes no interior do material coletado. Na análise granulométrica foram utilizados intervalos de 5 cm da base ao topo. Para a remoção da matéria orgânica presente nos sedimentos foram usados na lavagem das amostras, água destilada e peróxido de hidrogênio (H_2O_2). Após este processo, o material foi desagregado no ultrassom e agitador mecânico (França *et al.* 2013). Com a utilização de um analisador de partículas à *Laser SHIMADZU SALD 2101* do Laboratório de Oceanografia Química/UFGA (LOQ), foram caracterizados os tamanhos dos grãos sedimentares das amostras. O gráfico para a obtenção do tamanho dos grãos foi obtido utilizando o *software SYSGRAN 3.0* (Camargo 2016). A classificação do tamanho dos grãos seguiu a proposta de Folk & Ward (1957). Para a análise de fácies foi incluída a descrição de cor (Munsell Color 2009), litologia, textura e estrutura (Harper 1984 & Walker 1984).

2.2.4 Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise $\delta^{13}\text{C}$ e C_{total}

Na primeira etapa foram adicionadas às amostras ácido clorídrico (HCl) a 0,01M para facilitar a retirada de determinados contaminantes entre os materiais, como raízes e folhas,

através da flutuação e peneiramento. Após o peneiramento, aguardou-se que o material em suspensão fosse decantado, para em seguida descartar a solução de ácido clorídrico sobrenadante e levar as amostras para secar em uma estufa a 50°C por aproximadamente 24 horas. Depois as amostras foram pulverizadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Em seguida cada amostra foi acondicionada em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm) e pesadas em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,0001) com valores entre 20 e 30 mg para os sedimentos. Logo após o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obter os valores do $\delta^{13}\text{C}$ e C_{total} . As amostras foram analisadas em um Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da *Europe Scientific* que contém um analisador elementar acoplado.

2.2.5 Pré-tratamento das amostras de sedimentos para análises de $\delta^{15}\text{N}$ e N_{total}

O mesmo protocolo acima (2.2.4) foi adotado no pré-tratamento para a análise de $\delta^{15}\text{N}$ e N_{total} . As amostras dos testemunhos foram selecionadas e o material sedimentar separados em aproximadamente 60 mg. Em seguida foram encaminhados ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP.

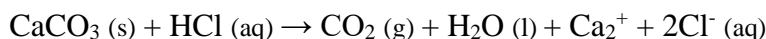
2.2.6 Palinologia

Para este método foram coletadas amostras em intervalos de 5 cm. O sedimento foi armazenado dentro de um recipiente de formato cilíndrico de aço inoxidável de 0,5 cm³ e, posteriormente, retirado por meio de um êmbolo para produzir uma pastilha de sedimentos. As pastilhas foram inseridas em tubos de polipropileno de 15 ml, e nomeadas de acordo com sua profundidade. Depois, foi acrescentado em cada um dos tubos um tablete de marcador exótico, esporo de *Lycopodium* (Stockmarr 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano). Para a descrição final, a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen admite-se o cálculo da concentração polínica. Cada tablete é formado por 10.637 esporos de *Lycopodium*. No término da preparação das amostras o tratamento ácido tem prosseguimento de acordo com as etapas abaixo:

2.2.7 Tratamento com ácido clorídrico (HCl)

Esta fase tem por propósito remover os carbonatos presentes com a sua completa dissolução, inclusive da pastilha de *Lycopodium*, através da inserção de HCl a 10%. Como

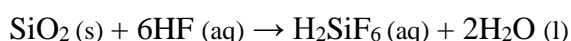
produto a seguinte reação ocorrerá:



O procedimento foi realizado utilizando um bastão fabricado de teflon e, em seguida, efetuou-se a mistura das amostras em cada tubo de ensaio, impedindo assim a contaminação das amostras. Consequentemente o material foi conduzido à uma centrífuga onde ficou por 5 minutos a 3500 rotações por minuto (RPM). O líquido residual foi removido e o material limpo com água destilada até que o sobrenadante ficasse incolor. Após isso, o material foi conduzido para a segunda etapa do tratamento, com Ácido Fluorídrico (HF).

2.2.8 Tratamento com ácido fluorídrico (HF) concentrado

Devido às grandes quantidades de sílica presentes no sedimento, foi adotada a segunda fase do tratamento com HF acrescentado nas amostras em quantidade suficiente para que ocorra a reação com o sedimento, devendo ficar em repouso por 24 horas, com a capela de exaustão de gases ligada, em decorrência da alta toxicidade dos gases liberados por este ácido, ocorrendo a reação abaixo:



O material foi limpo novamente com água destilada e adicionado a centrífuga para a separação do material residual, posteriormente, o HF foi adicionado e colocado em repouso por mais 24 horas, e lavado com água destilada, novamente.

2.2.9 Tratamento com ácido acético glacial (C₂H₄O₂)

Esta etapa se faz necessária, devido a etapa seguinte, na qual foi adicionado o ácido sulfúrico (H₂SO₄). O C₂H₄O₂ reage com a amostra removendo a água. Esta reação é essencial para evitar o desperdício de H₂SO₄ por meio da reação com água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido. Foi adicionado C₂H₄O₂ às amostras, posteriormente a mistura, centrifugação e retirada do líquido residual. A ação do ácido necessita de um período que não extrapole 15 minutos.

2.2.10 Tratamento com acetólise (H₂SO₄ e C₄H₆O₃)

Este procedimento químico tem por finalidade extrair a celulose e polissacarídeos

presentes nas amostras através da oxidação. De acordo com Erdtman (1960), a acetólise é obtida através da mistura de nove partes de $C_4H_6O_3$ por volume para uma parte de H_2SO_4 concentrado. cerca de 10 ml da solução foi adicionado às amostras. Os tubos de ensaio foram submetidos ao aquecimento em banho-maria.

A misturada ocorreu em um período de cerca de 10 a 20 minutos, à medida que ocorreu o completo escurecimento do líquido presente nos tubos. Foi necessária a centrifugação e retirada do líquido residual, no mínimo por duas vezes. O material foi limpo com álcool absoluto (C_2H_5OH). Tubos de cerca de 2,5 ml foram usados para auxiliar na transferência das amostras dos tubos de ensaio para frascos plásticos.

2.2.11 Montagem de lâminas para a microscopia

Para a confecção das lâminas foram utilizadas lâminas *Bioslide* 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon e esmalte base. Com a assistência de pipetas, algumas gotas do material coletado foram coletadas e adicionadas às lâminas, de acordo com a profundidade e o testemunho. Os bastões de teflon foram utilizados para misturar o material coletado com a glicerina. Posteriormente, uma lamínula foi alocada sobre a lâmina selando as margens com esmalte base. Este procedimento tende a preservar o material da umidade do ar e das concentrações de oxigênio, evitando assim que a ocorra o ressecamento e oxidação do material.

2.2.12 Análise microscópica e confecção do gráfico polínico

Na fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas, foram contados no mínimo 300 grãos de pólen em cada amostra. Para isso, foi utilizado um microscópio *Carl Zeiss Axioskop 2 Plus* que possui uma câmera de vídeo conectada. O *software AxioVision* permitiu o processamento das imagens. Os grãos de pólen foram catalogados e armazenados em um banco de dados. Os materiais utilizados para definição e análise, consistem em manuais para descrição morfológica e identificação do material polínico, tais como Roubik & Moreno (1991), Herrera e Urrego (1996) e Colinvaux *et al.* (1999). A soma total dos grãos de pólen não incluiu os esporos marcadores, esporos de fungos, algas e micro foraminíferos. Os dados da contagem polínica passaram por processo final no programa *TiliaGraph* para confecção dos diagramas e análise estatística Grimm (1987), obtendo assim o produto desta análise, que foram os diagramas polínicos.

CAPÍTULO 3 – ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

3.1 ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS E AS PRINCIPAIS FERRAMENTAS UTILIZADAS

3.1.1 Isótopos estáveis do $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$

O carbono tem dois isótopos de evento natural, ^{12}C e ^{13}C . Cerca de 98,89% de todo o carbono disposto na natureza é ^{12}C e ^{13}C é de aproximadamente 1,11%. A relação entre os isótopos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) em materiais naturais altera quando se trata dos valores descritos, como decorrência do fracionamento isotópico durante processos físicos, químicos e biológico. Esta alteração isotópica, pode-se dizer, pequena na vegetação e Matéria Orgânica do Solo (MOS), com os materiais mais engrandecidos (com maior concentração em ^{13}C) diferenciando daqueles com menor concentração em ^{13}C por aproximadamente 2% ou 20 partes por mil (‰) (Pessenda *et al.* 2013).

O padrão internacional para o carbono é uma rocha calcária encontrada em uma formação geológica denominada *Pee Dee*, na Carolina do Norte, EUA, cuja abreviação é PDB (*Pee Dee Belemnite*), e tem uma relação molar de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (R) de 0,01124. Os desvios em relação ao padrão são conhecidos como unidade relativa δ , e como são valores muito pequenos convencionou-se expressá-los em partes por mil (‰) (Alves *et al.* 2005). A composição isotópica das plantas em relação ao padrão PDB é determinada pela equação 1:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} (\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}}}{R_{\text{PDB}}} \right) \times 1000 \quad (1)$$

Em que:

R é a relação molar $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

Como a relação molar $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ das plantas é inferior à do PDB, o $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ das plantas é negativo.

As plantas são bem caracterizadas isotopicamente, conforme a via fotossintética de assimilação do carbono (C_3 , C_4 e CAM) como mostra a (Figura 8) devido às diferenças no fracionamento durante a difusão, a dissolução e a carboxilação do CO_2 atmosférico (Lajtha 1994). As plantas C_3 reduzem o CO_2 para fosfoglicerato, um composto de três carbonos, estão geograficamente distribuídas das florestas boreais às tropicais e apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam de -32 a -22‰, com média de -27‰.

As plantas C_4 , reduzem o CO_2 a ácido aspártico ou ácido málico, ambos compostos com quatro carbonos, ocorrem em 18 famílias, distribuídas entre gramíneas tropicais e

subtropicais, biomas campestres, savanas, pântanos salgados. Dessa forma, plantas C₄ têm valores de $\delta^{13}\text{C}$ relativamente mais pesados, ou seja, mais positivos. Tais valores estão entre -17 e -9‰, com uma média de -13‰.

E para as espécies CAM, a qual geralmente são suculentas e ordenam-se em 30 famílias, as mais representativas são a *Euphorbiaceae*, *Crassulaceae*, *Orchidaceae*, *Cactaceae* e *Bromeliaceae*; possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -28‰ e -10‰, idênticos daqueles encontrados nas plantas C₃ ou C₄, (Boutton 1996).

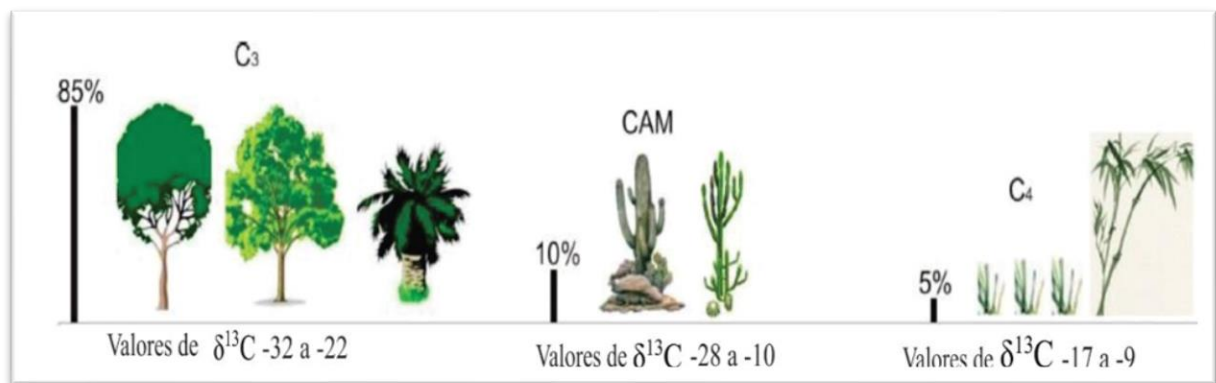


Figura 8 – Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C₃, C₄ e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton 1996.

Fonte: Modificado de França (2010).

A discriminação isotópica das plantas com respeito ao CO₂ durante o processo de fotossíntese, deve-se às propriedades bioquímicas das enzimas primárias que fixam carbono e ao processo de difusão que controla a entrada de CO₂ às folhas (‰). Como resultado, o $\delta^{13}\text{C}$ do carbono orgânico do solo pode ser utilizado para documentar troca de vegetação em solos modernos e paleosolos (Pessenda *et al.* 2013).

3.1.2 Razão C:N na origem da matéria orgânica sedimentar

Como descrito por Meyers & Ishiwatary (1993), Meyers (1994, 2003) e Amorin (2009) a razão molar carbono orgânico particulado e nitrogênio orgânico particulado (C:N) e o $\delta^{13}\text{C}$ são os parâmetros mais seguros para recomendação de fontes de matéria orgânica para um sistema fluvial. Para se definir a origem da matéria orgânica dos sedimentos finos em suspensão é imprescindível se estabelecer os valores de (C:N) e o $\delta^{13}\text{C}$ e relacioná-los como parâmetros de referência.

A assinatura isotópica $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica produzida por organismos

fotossintéticos repercute a dinâmica da absorção de carbono e a composição isotópica da fonte (Garcette-Lepecq *et al.* 2000). É admissível formular critérios de referência para plantas C₃ e C₄, contando com a discriminação isotópica que acontece nas plantas com respeito ao CO₂ ao longo do processo de fotossíntese. Só é possível através das propriedades bioquímicas das enzimas primárias que firmam o carbono e ao processo de difusão que controla a entrada de CO₂ nas folhas (Farquhar *et al.* 1989). A faixa nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C:N das principais fontes é exposto conforme a Figura 9:

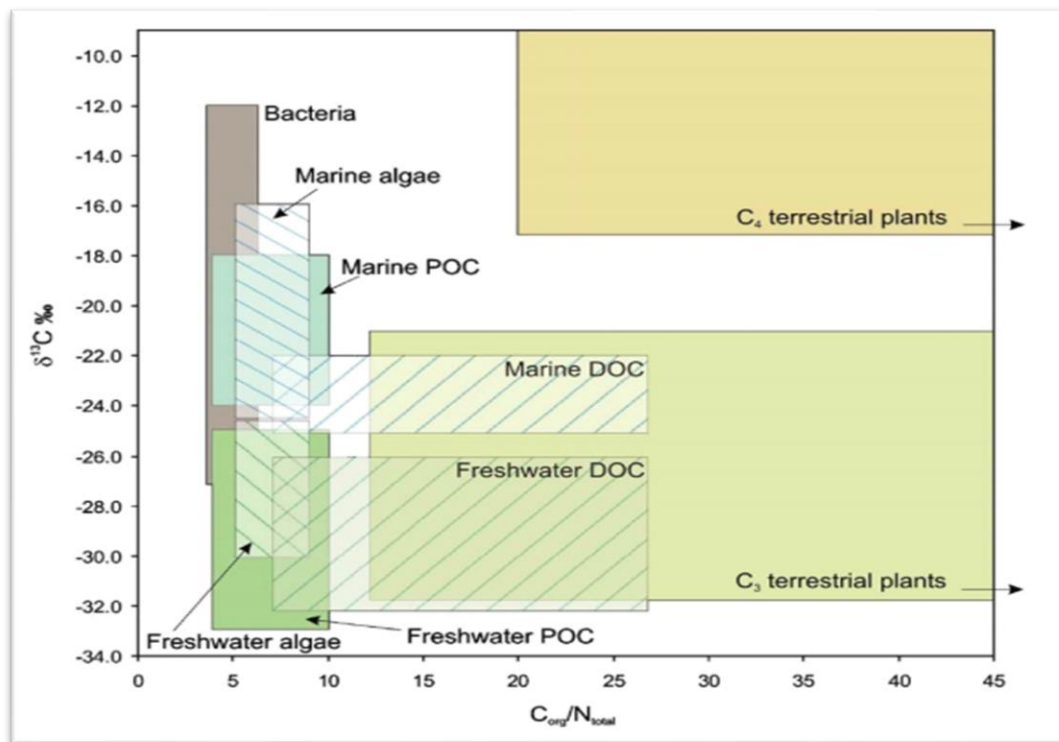


Figura 9 – Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C:N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha.

Fonte: Modificado de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003) & Wilson *et al.* 2005.

A razão C:N da matéria orgânica dos sedimentos foi discriminada por Meyers (1994, 1997, 2003) para determinar as principais origens e diferenciar as fontes da matéria entre terrestre e aquática. Deste modo, os valores obtidos pela análise dos valores de C:N entre as razões de 4 a 10 indicam uma presença de algas, e uma razão C:N entre a razão igual ou superior 20, fornecem uma oferta de origem orgânica continental ou/e plantas terrestres. Além disso, é possível determinar o grupo C₃ e C₄ comparando com os dados isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$), e desta forma é possível determinar com precisão de acordo com os valores a origem da matéria orgânica marinha ou terrestre depositada no ambiente sedimentar.

3.1.3 Datação ¹⁴C

A datação ¹⁴C é largamente utilizada em arqueologia e antropologia, para a

determinação da idade aproximada dos mais diversos artefatos. Ela foi desenvolvida por Willard Frank Libby (1908-1980), em 1946, o que lhe concedeu o prêmio Nobel de Química de 1960. O ^{14}C está presente na Terra numa proporção de um para cada 1012 átomos, sendo que 1 g de carbono apresenta aproximadamente 14 DPM (Desintegrações por Minuto). Sendo este um isótopo radioativo do carbono gerado constantemente na alta atmosfera pela irradiação cósmica do ^{14}N . O ^{14}C é formado constantemente na alta atmosfera, por meio da interação de nêutrons provenientes de colisões de raios cósmicos, principalmente por partículas α , de alta energia com isótopo estável de ^{14}N de acordo com Libby (1955). Posteriormente a formação do ^{14}C , este é oxidado a $^{14}\text{CO}_2$ e entra no ciclo global do carbono. O $^{14}\text{CO}_2$ também é dissolvido na água e está disponível para peixes, plâncton, corais, etc. Deste modo, todos os animais e vegetais apresentam ^{14}C incorporado em sua matéria orgânica/inorgânica. Com a morte dos organismos, a assimilação do ^{14}C é finalizada, e então, este isótopo começa a desintegrar-se com meia vida de 5.730 anos + 30 anos, emitindo uma partícula β^- e transformando-se novamente em ^{14}N . Sendo assim, a idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra deixou de assimilar ^{14}C , como define a equação 2:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (2)$$

A = atividade da amostra

A_0 = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

λ = 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 3:

$$t = -8033 \ln A/A_0 \quad (3)$$

Essa metodologia tem sido a principal ferramenta para a determinação cronológica de episódios ocorridos até aproximadamente 50.000 anos passados (correspondendo ao Pleistoceno superior e Holoceno), sendo de grande interesse arqueológico, geológico, paleontológico, oceanográfico e estudos de geociências.

3.1.4 Palinologia

Há muito tempo o pólen já era admitido pela humanidade e em alguns períodos empregado como sustento. Determinados pensadores naturalistas por volta do século XVII se dispuseram a explorar o pólen das flores e somente no século XIX entenderam que suas pesquisas continham uma importância singular. Francis Bauer, um inglês, foi um dos pioneiros a analisar o pólen somando 181 plantas observadas. Fritzsche a qual tinha como especialidade a anatomia, se propôs em distinguir e nomear as partes do grão de pólen: exina e intina (Rivas 1978). Em meados do século XX, o estudo dos grãos de pólen teve grande destaque já que o mesmo foi reconhecido como ciência. Houve diversas publicações e contribuições dentre eles Wodehouse (1935) - Publicou “Pollen grains” obra em que fez cuidadosa revisão histórica dos estudos de pólen, estudou as famílias de plantas anemófilas mais importante para o reconhecimento do pólen suspenso na atmosfera; Faegri & Iversen (1950) – Publicaram “Textbook of Modern Pollen Analysis seu livro encara o estudo do pólen do ponto de vista da análise de sedimento; Erdtman (1952) – Publicou “Pollen Morphology and Plant Taxonomy” no qual caracteriza e descreve o pólen de todas as famílias de Angiospermas.

Os grãos de pólen compõem uma estrutura reprodutiva masculina de plantas superiores, tais como: Gimnospermas e Angiospermas. Esporos são as estruturas reprodutivas assexuadas de plantas vasculares inferiores como as Pteridófitas. Graças à exina (resistente parede externa dos grãos de pólen e esporos) tanto o pólen quanto os esporos ficam bem preservados por milhares de anos (Figura 10).

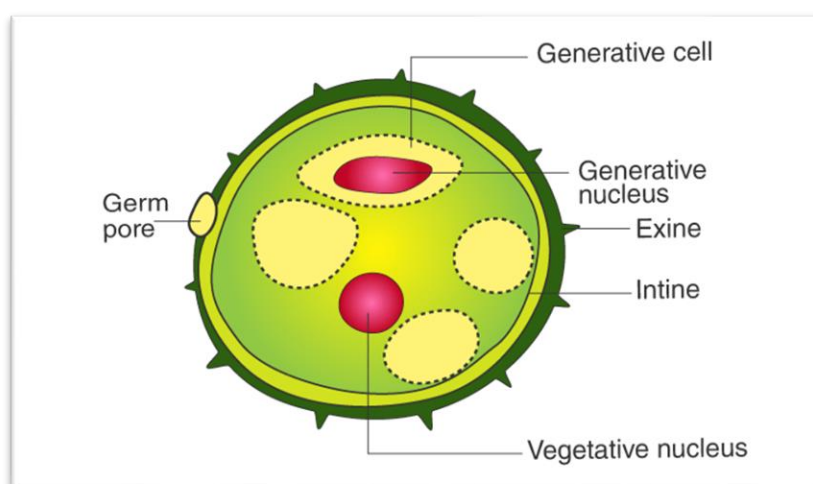


Figura 10 – Esquema simplificado que mostra a estrutura de grãos de pólen.

Fonte: Bedinger *et al.* 1994.

O geólogo sueco Lennart von Post, em 1916, desenvolveu a técnica da análise dos

grãos de pólen que vêm sendo empregada como um considerável instrumento para advertir as modificações da vegetação e clima no transcorrer do tempo. Apesar disso, é evidente a relevância das análises palinológicas em sedimentos que possibilitaram descobrir os períodos mais secos e úmidos causados pelas flutuações do nível da água na Amazônia central no decorrer do Holoceno.

Ressalta-se que estudos desenvolvidos na costa norte brasileira (ex: Behling 2001, Behling & Costa 2001, Behling *et al.* 2001, 2004, Cohen *et al.* 2005a, b, Vedel *et al.* 2006), que destacaram mudanças significativas na vegetação durante o Holoceno. Entre algumas substituições da floresta de terra firme e restinga por campo salino (Behling & Costa 2001), manguezal por campo salino (Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005b), restinga por manguezal e floresta pluvial amazônica costeira (Behling *et al.* 2004), campo inundável para várzea e campo inundável por manguezal (Guimarães *et al.* 2010), Além, da substituição das espécies dominantes em um mesmo ecossistema: manguezal dominado por *Avicennia* substituído pela dominância de *Rhizophora* (Vedel *et al.* 2006), manguezal *Rhizophora* dominante passando a *Avicennia* dominante (Senna 2002), manguezal misto de *Rhizophora* e *Avicennia* para dominado por *Rhizophora* e posteriormente por *Avicennia* e campo salgado com predomínio de Poaceae substituído pela dominância de Cyperaceae (Behling *et al.* 2001). A interpretação desses dados tem sido avaliada como respostas às alterações na salinidade da água intersticial que podem ser resultado das mudanças nas taxas de precipitação e das flutuações no NRM.

3.2 VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DURANTE O HOLOCENO

No Brasil, os estudos do NRM tiveram início nos anos 1960, quando Van Andel & Labrel (1964) publicaram as primeiras tentativas de reconstituir as mudanças do NRM do Holoceno regional com base na datação por ^{14}C dos indicadores do nível do mar. De acordo com Delibrias & Labrel (1969) o nível do mar atingiu a sua posição atual a cerca 6000 anos AP, depois subiu para 3 m acima do nível médio do mar moderno a 4500 anos AP. A partir deste momento, o nível do mar caiu gradualmente ao seu nível moderno.

O litoral passava por constantes modificações como consequência das variações climáticas, flutuações do nível relativo do mar, das condicionantes naturais e escoamento superficial das bacias de drenagem. Os ambientes deposicionais, assim como, a geomorfologia costeira sofreu modificações devido a variação do NRM e como resultado a dinâmica da vegetação que ocupava o limite de contato com o oceano sofreu alterações.

As mudanças do nível do mar foram de fundamental importância para a evolução das planícies costeiras brasileiras, diversos estudos têm evidenciado um aumento pós-glacial do nível do mar na costa litorânea brasileira (Bittencourt *et al.* 1979, Suguio *et al.* 1985, Angulo & Suguio 1995, Martin *et al.* 1996, Angulo & Lessa 1997, Angulo *et al.* 1999, Bezerra *et al.* 2003, Martin *et al.* 2003, Angulo *et al.* 2006), que por sua vez teria inundado vales fluviais (Martin *et al.* 1996, Scheel-Ybert 2000, Cohen *et al.* 2005a, 2005b, Souza-Filho *et al.* 2006), ocasionando mudanças nos sistemas deposicionais e também na campo de manguezal (Scheel-Ybert 2000, Cohen *et al.* 2005a, 2005b, Amaral *et al.* 2006, 2012, Smith *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2012).

Pesquisas no norte do Brasil, aplicando dados palinológicos, sedimentológicos e geoquímicos apresentaram que a história da vegetação ao longo do Holoceno no litoral é descrita por etapas de estabelecimento e expansão/contração de manguezais (p.ex. Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005a, 2005b, 2008, 2009, Vedel *et al.* 2006, Smith *et al.* 2011, Guimarães *et al.* 2012). Estas fases têm sido marcadas como mudanças na relação do nível relativo do mar e/ou na descarga fluvial, uma vez que atual disposição dos manguezais no litoral é controlada especialmente pela topografia do substrato e pela descarga de água doce (Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2005a, 2005b, Lara & Cohen 2006, 2009). Alternâncias nas taxas de chuvas das regiões hidrográficas amazônicas (p.ex. Van der Hammen 1974, Absy *et al.* 1991, Desjardins *et al.* 1996, Ledru 2001, Behling & Costa 2000, Pessenda *et al.* 2001) tem sido controlada a descarga fluvial do Amazonas, que mostrar-se a mais alta vazão do mundo com 6.300 km³ ano. (Eisma *et al.* 1991, Maslin & Burns 2000, Latrubesse & Franzinelli 2002).

Portanto, no transcorrer do período seco do Holoceno inferior e médio, o escoamento do rio Amazonas pode ter sido severamente reduzido (Toledo & Bush 2007, 2008, Amarasekera *et al.* 1997). Do mesmo modo, mudanças expressivas na vazão de água do rio ao longo do litoral seriam esperadas, afetando os gradientes de salinidade ao longo da costa influenciada pelo rio Amazonas. Tal processo conduziria às mudanças na distribuição dos manguezais (vegetação de água salobra) e várzea/vegetação herbácea (vegetação de água doce) no litoral norte do Brasil.

Em relação ao litoral nordeste, sudeste e sul do Brasil, a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno (Dominguez *et al.* 1990, Behling & Costa 1997, Amaral *et al.* 2006, Barreto *et al.* 2006, Ferrazzo *et al.* 2008, Vidotto 2008, Buso Junior 2010, Soares *et al.* 2012, França 2013) deve ter sido controlada principalmente pelas variações no nível relativo do mar, identificadas em trabalhos como Angulo *et al.* (2006), Pirazolli (1986), Muehe & Neves (1995). No entanto, Amaral *et al.* (2006) identificou também a influência do aporte sedimentar na dinâmica dos manguezais no litoral do estado de São Paulo, próximo ao rio Itanhaém.

Contudo, há distintas opiniões sobre as curvas de nível de mar para o Holoceno no litoral Brasileiro (Suguio *et al.* 1985, Martin *et al.* 1998, Tomazelli 1990, Angulo *et al.* 1999, 2006) baseado em diversos indicadores (ex: conchas, terraços marinhos e vermitídeos). Essas curvas de variação do nível do mar apresentam dois padrões distintos para o Holoceno Superior. O primeiro proposto por Suguio *et al.* (1985) sugere queda do nível relativo do mar durante os últimos 5100 anos antes do presente (A.P.) com duas oscilações. Porém, Angulo & Lessa (1997) discordam sobre os baixos níveis de mar entre 4100-3800 anos AP e 3000-2700 anos AP. A terceira curva proposta por Tomazelli (1990), sugere um aumento do nível relativo do mar nos últimos 1000 anos

3.3 AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO

A discussão sobre a paleoclimatologia destacam que durante o Holoceno inferior é um período marcado pela baixa insolação de verão recebida foi menor que durante o final do holoceno no hemisfério sul, em contra partida o hemisfério norte recebeu uma maior insolação durante o verão do mesmo período.

Entretanto, os efeitos dessa diminuição não foram amplamente debatidos na América do Sul, que durante o Holoceno inferior mostrou existir um déficit de água em comparação ao Holoceno superior, devido à baixa insolação de verão durante o Holoceno médio causou a diminuição de contrastes de temperaturas entre o continente e o oceano, atenuando o sistema de monção de circulação da América do Sul (Prado *et al.* 2013). A Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ) representa um cenário de diminuição da precipitação, propiciando condições mais salgadas por toda a extensão das margens continentais da América do Sul e baixos níveis de água nos lagos.

Diversos autores constataram modificações climáticas significantes na América do Sul durante o Quaternário tardio apontando que no norte do continente o clima era relativamente mais frio e seco antes de 10.000 anos AP, o clima era úmido, similar ao atual entre 10.000-8000 anos AP; o clima estava mais frio e seco entre 6000- 4000 anos AP; e a partir de 4000 anos AP o clima já se assemelhava ao atual (Markgraf & Bradbury 1982, Van der Hammen 1991, Absy *et al.* 1991, Servant *et al.* 1993).

Estudos relacionados a paleoambientes no Brasil indicam que durante o Holoceno inferior em regiões do centro as condições climáticas eram relativamente mais secas (Ferraz-Vicentini & Salgado - Labouriau, 1996, Barberi *et al.* 2000), no sudeste (Ledru 1993, Ledru *et al.* 1996, Behling 1995, Behling & Lichte, 1997, Behling *et al.* 1998, Pessenda *et al.* 2009), e

no sul (Roth & Lorscheitter 1993, Neves & Lorscheitter 1995, Lorscheitter & Mattoso 1995, Behling 1995, Behling & Lichte 1997). Em condições mais úmidas o clima foi caracterizado do Holoceno médio ao superior (Ledru *et al.* 1993, Salgado-Labouriau 1997, Salgado-Labouriau *et al.* 1998, Pessenda *et al.* 2004, 2009). Uma intensidade quantidade de chuvas gerou uma elevação na descarga de rios e acentuou as condições continentais. Neste cenário, as flutuações climáticas (Molodkov & Bolikhovskaya 2002), as quais influenciaram nos níveis de chuva (Absy *et al.* 1991, Behling & Costa 2000, Pessenda *et al.* 2001), como resultado acarretou em mudanças nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade estuarinos (Lara & Cohen 2006) com esta ocorrência a dinâmica dos 29 manguezais foram modificadas (Cohen *et al.* 2012).

Aplicando os isótopos de carbono e oxigênio em espeleotemas em Santa Catarina, se evidenciou dos mais frequentes e intensos episódios de clima frio ao longo do Holoceno inicial. No decorrer deste período, as correntes de ar polares proporcionaram umidade suficiente que permitiram manter a floresta tropical na região. Baseado em análises antropológicas, o clima no Holoceno inicial em São Paulo foi seco, onde ocorria a presença de uma vegetação aberta de cerrado (savana) cobrindo a maior parte desta área de acordo com Ybert *et al.* (2003).

O clima se tornou mais úmido a partir de 3500-3000 cal anos AP, semelhante ao atual, o qual ocorreu a substituição da vegetação de savana pela florestal em toda a região. Na região de Linhares, no Espírito Santo, durante o Holoceno médio ~7000 até ~4000 cal anos AP, no hemisfério sul o aumento da insolação de verão levou a intensificações das monções de verão, que em soma com a contínua frequência de correntes de convecção polares, provocaram o período mais úmido, provavelmente sem as estações de seca. Entre o período de ~4000 cal anos AP, o clima sazonal atual foi estabelecido na região de Linhares (Buso Jr. *et al.* 2013), quando a insolação de verão alcançou valores similares aos dos dias atuais.

Van der Hammen & Hooghiemstra (2000), fundamentando-se, especialmente, em estudos palinológicos, exibiram uma rigorosa e considerável revisão crítica sobre a história do clima na Amazônia, da vegetação e da diversidade de plantas, que reitera a asserção de Haffer.

A distribuição geográfica dos vegetais é um conceito dado a fitogeografia e por sua vez, Hyde & Williams (1944) apresenta o conceito de palinologia como estudo morfológico do pólen e do esporo, bem como sua dispersão e aplicação. Recentemente todo espécimen microscópico orgânico que suporte ao tratamento químico corrosivo aplicado sobre a rocha ou sedimento é classificado um palinomorfo (Jansonius & McGregor 1996). O emprego da palinologia em diversas partes da ciência só é admissível por conta da ampla versatilidade morfológica localizada nos grãos de pólen, que admite caracterizar famílias, gêneros e espécies.

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS

4.1 MORFOLOGIA E VEGETAÇÃO

A área de estudo possui ~100 km² ao longo do estuário do rio Ceará-Mirim. Apresenta diferenças topográficas (Figura 2-B), entre campos de dunas, planícies flúvio-marinhas e tabuleiros (Figura 2-C). A vegetação da região do rio Ceará-Mirim é predominantemente de água doce e salobra, sendo esta última caracterizada por espécies como *Rhizophora mangle* em zonas topograficamente mais baixas e *Avicennia germinans* em zonas topograficamente mais altas na planície de maré. A vegetação de água doce e de transição é caracterizada por *Arecaceae*, *Cyperaceae* e *Poaceae*, *Anacardiaceae* e *Malpighiaceae*.

4.2 ANÁLISE MULTITEMPORAL

Uma análise espaço-temporal foi realizada nos anos de 1984, 2000, 2005, 2011, 2016 e 2018, quando os manguezais apresentavam 3,1 km², 4,4 km², 4,04 km², 4,8 km², 5,1 km² e 5,9 km² de área, respectivamente. Nestes anos, a vegetação herbácea apresentou 3,3 km², 5,7 km², 7,5 km², 10,9 km², 8,5 km² e 8,1 km² de área, respectivamente.

A vegetação herbácea pode se apresentar em zonas topograficamente mais baixas ou altas em relação a planície de maré e nas margens dos rios, e são representadas por *Cyperaceae*, *Poaceae* e *Borreia*. As vegetações de várzea e floresta de transição estão representadas a montante, cobrindo uma área em 2018 de (~30 km²), 2016 de (~30 km²), 2011 de (~31,8 km²), 2005 de (~33,1 km²), 2000 de (~41,9 km²) e 1984 de (~35,5 km²) (Figura 11).

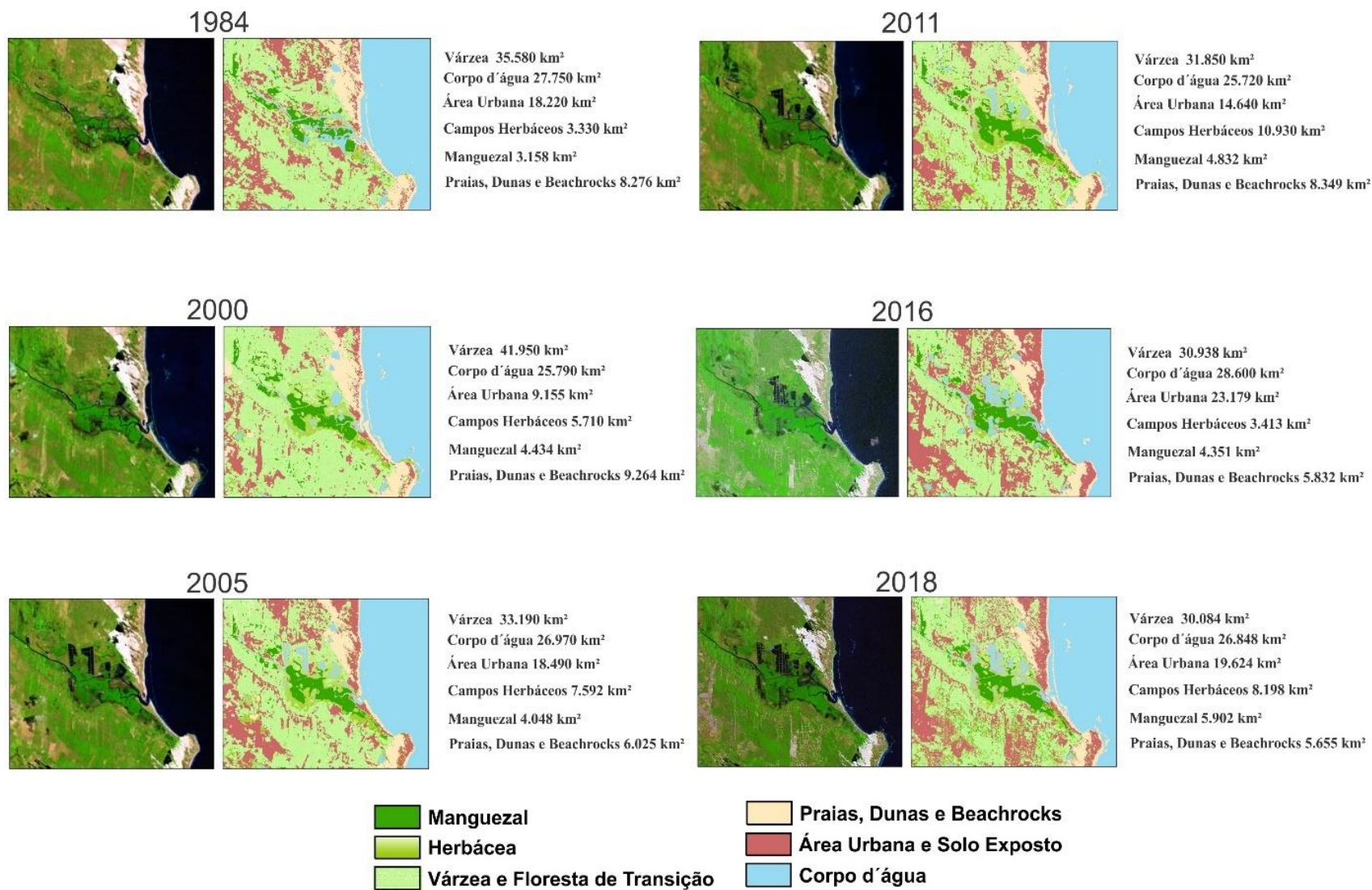


Figura 11 – Análise multitemporal dos últimos 30 anos, foram realizados os cálculos de área para cada classe derivada da classificação não supervisionada.

Fonte: Autor

4.3 DATAÇÃO ¹⁴C E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

As datações realizadas nos testemunhos NAT 3 e NAT 5 estão apresentadas na Tabela 1. Foi possível definir as taxas de sedimentação de cada testemunho. Não foram observadas inversões de idade. As taxas de sedimentação foram relacionadas na razão entre os intervalos de profundidade (mm) e o intervalo de tempo. As taxas sedimentares estimadas são de 1,13 mm/ano (90-0 cm) do testemunho NAT 3. Em NAT 5 apresenta taxas de 0,35 mm/ano (150-100 cm) e 0,25 mm/ano (100-0 cm). Essas taxas estão na mesma ordem de magnitude que o intervalo de acreção vertical de 0,1 e 11 mm/ano de florestas de manguezal do litoral brasileiro do norte do Brasil e da Flórida, EUA, relatadas por outros autores (Cahoon & Lynch 1997, Behling *et al.* 2004, Vedel *et al.* 2006, Cohen *et al.* 2009, Guimarães *et al.* 2010).

Tabela 1 – Amostras de sedimentos selecionaram a datação ¹⁴C e os resultados do núcleo NAT3 e NAT5 (Natal-RN) com local, número de laboratório, profundidade, material, idades ¹⁴C anos AP convencional, calibrada e mediana (usando Calib 6.0, Reimer *et al.* 2013)

Testemunho	Código da Amostra	Profundidade (cm)	Material	Idade (¹⁴ C anos AP 1σ)	Idade calibrada (anos cal AP, 2σ)	Mediana de idade (anos cal AP)	Taxa de sedimentação (mm/anos)
NAT 3	LACUFF-190615	70-80	Matéria orgânica sedimentar	699 ± 35	635-692	662	1,13
NAT 5	LACUFF-190616	70-80	Matéria orgânica sedimentar	2814 ± 29	2850-2995	2915	0,25
NAT 5	LACUFF-190617	125-135	Matéria orgânica sedimentar	3997 ± 29	4418-4523	4478	0,35

4.4 ASSOCIAÇÃO DE FACIES NAT 3

As sucessões sedimentares apresentam características de areia, silte e argila. Neste testemunho são encontrados depósitos heterolíticos lenticulares do tipo *Wavy* e *Flaser* com idade máxima de 635-692 anos cal AP. A partir da relação entre estruturas sedimentares, associadas com registros de pólen e registros geoquímicos combinados com δ¹³C, δ¹⁵N, COT, NT e C:N foram definidas três associações de fácies (Tabela 2), relacionadas aos sistemas deposicionais costeiros: (A) – Canal de maré; (B) – Planície de maré vegetada; (C) – Planície herbácea.

Tabela 2 – Resumo da associação de fácies com características sedimentares testemunho NAT 3, predominância de grupos de pólen e dados geoquímicos.

Associação de Fácies	Descrição de Fácies	Predominância de pólen	Dados Geoquímicos	Interpretação
A	Areia fina a média (Sm) e acamamento heterolítico do tipo wavy (Hw)	Árvores, arbustos, manguezais e ervas	$\delta^{13}\text{C} = -27$ a -29.4‰ $\delta^{15}\text{N} = 1.15$ a 3.8‰ COT= 1.4 a 3% NT= 0.04 a 0.24% C:N= 12.3 a 44.7	Canal de maré
B	Acamamento heterolítico do tipo wavy (Hw) e heterolítico lenticular (Hl). Coloração cinza esverdeada. Bioturbação com fragmentos vegetais e marcas de raízes	Árvores e arbustos, manguezais, ervas e palmeiras	$\delta^{13}\text{C} = -26.9$ a -29.4‰ $\delta^{15}\text{N} = 1.15$ a 3.86‰ COT= 1.46 a 4.53% NT= 0.04 a 0.24% C:N= 12.3 a 44.7	Planície de maré vegetada manguezal/herbácea
C	Acamamento heterolítico do tipo wavy (Hw), acamamento heterolítico lenticular (Hl). Coloração cinza esverdeada, bioturbação com presença de fragmentos vegetais e marcas de raízes	Árvores e arbustos, manguezais, ervas e Palmeiras	$\delta^{13}\text{C} = -29.31$ a -27.5‰ $\delta^{15}\text{N} = 1.15$ a 3.43‰ COT= 2.05 a 3% NT= 0.07 a 0.24% C/N= 12.3 a 40.8	Planície herbácea

4.4.1 Associação de fácies A (canal de maré)

A associação de fácies A (canal de maré), ocorre na base do testemunho NAT 3, entre as profundidades de 85 e 60 cm (Figura 12). A base desse testemunho possui a idade máxima de cerca 635-692 anos cal AP, com 85 cm de profundidade. Essa associação é composta por areia maciça (Sm) e acamamento heterolítico do tipo wavy (Hw).

Esta zona é marcada com a predominância de grãos de pólen associados a quatro grupos, representados principalmente por: 1) manguezais, apresentando concentração de 0-57%, destacado principalmente pela dominância de *Rhizophora* (0-38%); 2) ervas, que apresentaram concentrações de (0-80%) com a predominância principalmente de *Cyperaceae* (25-40%), *Poaceae* (20-25%), *Mimosa* (5-20%); 3) árvores e arbustos com concentrações de (17-60%): *Fabaceae* (5-40%), *Anacardiaceae* (2-30%), *Euphobiaceae* (5-25%), *Alchornea* (0-4%), *Myrtaceae* (0-20%), *Melastomataceae* (0-7%); 4) Palmeiras, grupo formado por *Areaceae* (0-5%) (Figura 12).

Os valores dos resultados geoquímicos indicam que o $\delta^{13}\text{C}$ e o $\delta^{15}\text{N}$ variam entre -27

e cerca de -29,4‰ (média 28,2‰) e de 1,1 a 3,8‰ (média 2,45‰), respectivamente. O carbono orgânico total (COT) e o nitrogênio total (NT) apresentam valores entre 1,4 e 3% (média 2,2%) e de 0,04 a 0,24% (média 0,14%), respectivamente. Os valores de C:N foram entre 12,3 a 44,7 (Figura 13).

4.4.2 Associação de facies B (planície vegetada - ervas/manguezal)

A associação de planície vegetada fácies B, ocorreu nas profundidades de NAT 3 entre 0 e 40 cm. Essa associação é caracterizada principalmente por acamamento heterolítico do tipo *wavy* (Hw) e acamamento heterolítico lenticular (Hl). Ocorrendo também a presença de bioturbação, caracterizada por fragmentos vegetais e resquícios de plantas e raízes (Figura 12 e Tabela 2).

A análise polínica nesta associação é marcada pela presença de grupos ecológicos divididos em quatro grupos, de acordo com: 1) manguezais, apresentando concentrações de 10 a 40%, representados por *Rhizophora* (10-35%); 2) ervas, distribuída em concentrações de 20 a 70%, representadas pela presença de *Cyperaceae* (0-30%), *Poaceae* (12-45%), *Mimosa* (3-10%), *Amaranthaceae* (0-5%), *Asteraceae* (0-4%); 3) árvores e arbustos, que apresenta concentrações variando de 19 a 60%, essa assembleia é marcada principalmente por *Fabaceae* (5-22%), *Rubiaceae* (0-47%), *Euphobiaceae* (0-8%), *Anacardiaceae* (0-3%), *Alchornea* (0-6%), *Myrtaceae* (0-5%), *Melastomataceae* (0-1%); 4) palmeiras, representadas por *Arecaceae* (0-4%) (Figura 12).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ estão entre -26,9‰ e -29,4‰ (média -28,1‰) e 1,15 e 3,86‰ (média 2,50‰), respectivamente. O COT e NT exibem valores entre 1,46 e 4,53% (média 2,9%) e 0,04 e 0,24% (média 0,14%), respectivamente. Os valores de C:N ocorrem entre 12,3 e 44,7 (Figura 13).

4.4.3 Associação de facies C (planície herbácea)

A associação de fácies C (planície herbácea), ocorreu nos intervalos 40-60 cm de profundidade no testemunho NAT 3. Esta associação de fácies consiste em acamamento heterolítico lenticular (Hl), acamamento heterolítico *wavy* (Hw), presença de *ripple marks*, marcas de deposição plano-paralela de baixo ângulo e presença de fragmentos de plantas e raízes (Figura 12).

A análise polínica nesta associação é marcada pela presença de grupos ecológicos, de acordo com: 1) manguezais, apresentando concentrações de a 4 a 15%, representados por

Rhizophora (4-15%), *Laguncularia* (0-2%); 2) ervas, distribuída em concentrações de 65 a 85%, representadas pela presença de *Cyperaceae* (20-25%), *Poaceae* (15-18%), *Mimosa* (4-26%), *Amaranthaceae* (0-3%), *Asteraceae* (0-5%); 3) árvores e arbustos, que apresenta concentrações variando de 17 a 34%, essa assembleia é marcada principalmente por *Fabaceae* (0-20%), *Eupobiaceae* (0-20%), *Rubiaceae* (0-15%), *Anacardiaceae* (0-5%), *Alchornea* (0-3%), *Myrtaceae* (0-1%), *Melastomataceae* (0-6%); 4) palmeiras, representadas por *Arecaceae* (0-8%) (Figura 12).

Os dados geoquímicos orgânicos revelam valores para $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ entre -29,31 e -27,56‰ (média -28,43‰) e 1,15 e 3,43 ‰ (média 2,29‰), respectivamente. Os valores de COT e NT ocorrem entre 2,05 e 3% (média 2,52%) e 0,07 e 0,24% (média 0,15%), respectivamente. A razão C:N exibiu valores entre 12,3 e 40,8, de acordo com a (Figura 13).

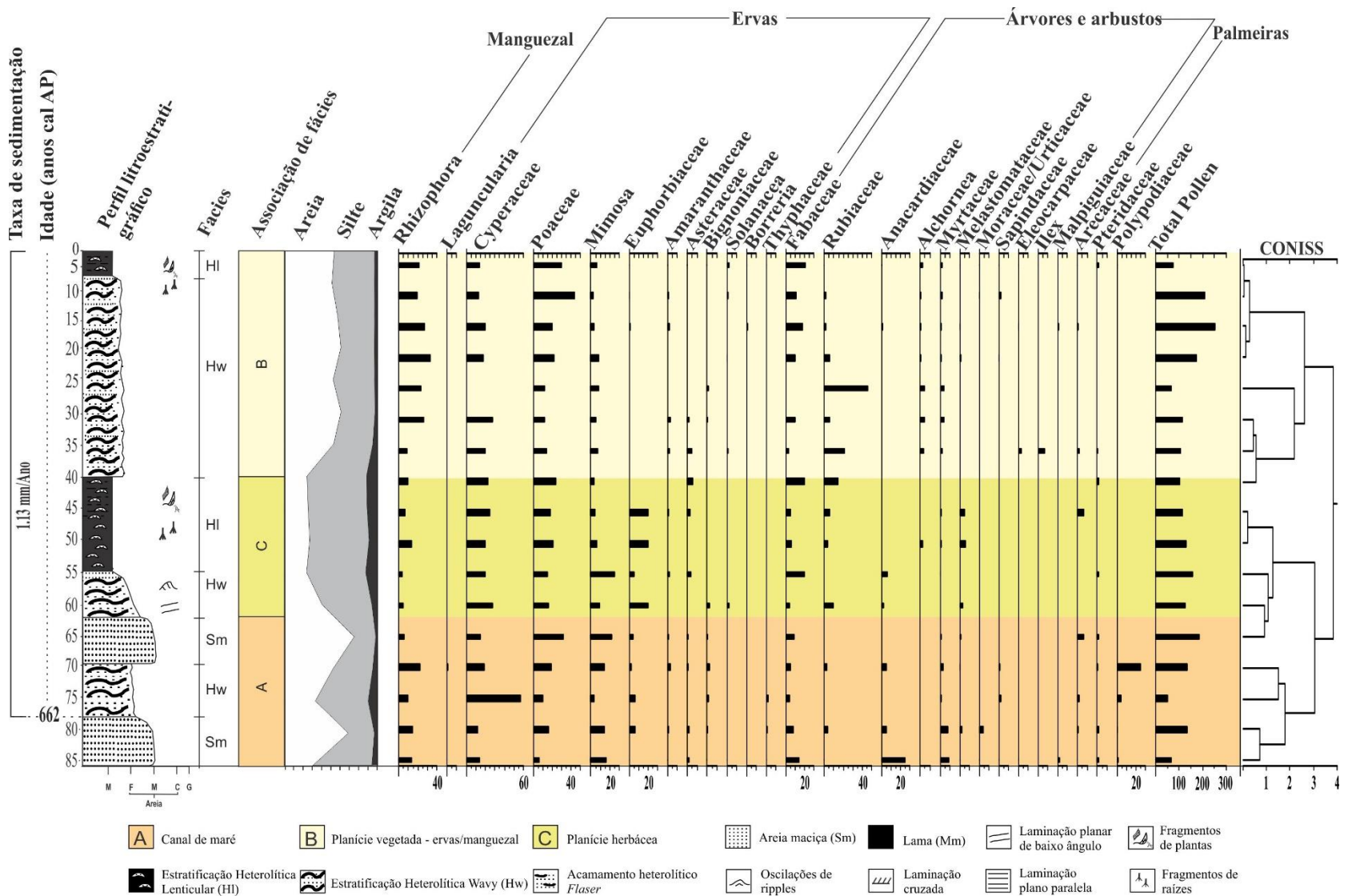


Figura 12 – Diagrama de pólen do núcleo NAT 3, com porcentagens dos taxa de pólen mais frequentes, idade das amostras e análise de agrupamentos.

Fonte: Autor.

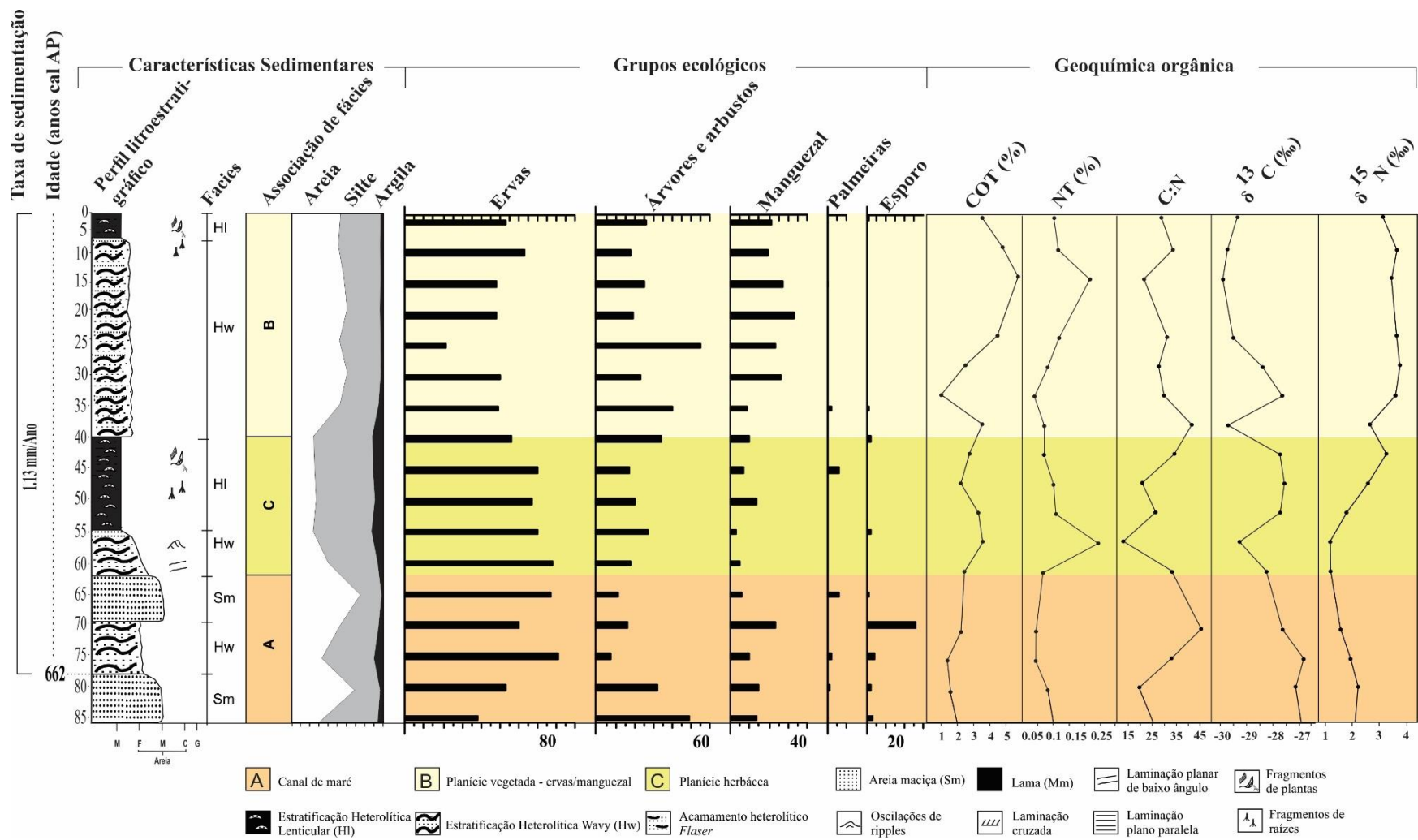


Figura 13 – Resultados resumidos para o núcleo NAT 3, com variação em função da profundidade do núcleo, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, além de grupos ecológicos de pólen e variáveis geoquímicas. Os dados de pólen são apresentados nos diagramas de pólen como porcentagens da soma total de pólen.

Fonte: Autor.

4.5 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES NAT 5

As sucessões sedimentares apresentam características de areia, silte e argila para o testemunho NAT 5. Depósitos heterolíticos do tipo *wavy* (Hw), *flaser* (Hf) lenticulares (Hl), areia maciça (Sm) e lama maciça (Mm) foram encontrados. A partir da comparação da relação entre estruturas sedimentares, associadas com registros de pólen e registros geoquímicos combinados com $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, COT, NT e C:N, foi possível definir três associações de fácies semelhantes (Tabela 3), como apresentado para o testemunho NAT 3. As associações apresentam características em comum, diferenciadas apenas por valores de dados geoquímicos e polínicos.

Tabela 3 – Resumo da associação de fácies com características sedimentares do testemunho NAT 5, predominância de grupos de pólen e dados geoquímicos.

Associação de Fácies	Descrição de Fácies	Predominância de pólen	Dados Geoquímicos	Interpretação
A	Areia fina a média (Sm). Acamamento heterolítico do tipo <i>flaser</i> (Hf). Coloração cinza	Árvores, arbustos, manguezais e ervas	$\delta^{13}\text{C} = -29.7$ a -26.8‰ $\delta^{15}\text{N} = -0.84$ a 1.6‰ COT= 3.74 a 17.58% NT= 0.12 a 0.54% C:N= 21.2 a 35.4	Canal de maré
B	Lama maciça (Mm) com coloração cinza esverdeado e acamamento heterolítico do tipo <i>wave</i> (Hw). Coloração cinza esverdeado. Bioturbação com fragmentos vegetais e marcas de raízes	Árvores e arbustos, manguezais, ervas e palmeiras	$\delta^{13}\text{C} = -29.2$ a -28.7‰ $\delta^{15}\text{N} = -0.91$ a 2.91‰ COT= 3.44 a 17.58% NT= 0.06 a 0.43% C:N= 27.6 a 34.14	Planície de maré vegetada manguezal/herbácea
C	Acamamento heterolítico do tipo lenticular (Hl). Coloração cinza esverdeado. Bioturbação com fragmentos vegetais e marcas de raízes	Árvores e arbustos, manguezais, ervas e Palmeiras	$\delta^{13}\text{C} = -29$ a -28.87‰ $\delta^{15}\text{N} = -1.39$ a 2.55‰ COT= 4.25 a 20.4% NT= 0.43 a 0.83% C:N= 24.5 a 28.67	Planície herbácea

4.5.1 Associação de fácies A (canal de maré)

Esta associação de fácies A ocorreu na base do testemunho NAT 5, entre as profundidades 150 e 100 cm, possuindo idade de aproximadamente ~4478 anos cal AP. Essa associação é composta por areia maciça (Ms) e acamamento heterolítico do tipo *flaser* (Hf), com laminações planas de baixo ângulo e laminações cruzadas, além da presença de fragmentos vegetais (Figura 14).

Esta zona é marcada com a predominância de grãos de pólen de ervas (~65%). Além desses grãos, foi possível identificar os seguintes representantes: 1) manguezais, apresentando concentração de 15 a 47%, destacado principalmente pela dominância de *Rhizophora* (0-35%), *Avicennia* (0-3); 2) ervas, com a predominância principalmente de *Cyperaceae* (0-43%), *Poaceae* (0-23%), *Euphobiaceae* (0-20%), *Typhacea* (0-4%), *Curcubitaceae* (0-4%); 3) árvores e arbustos com concentrações de 35 a 71%: *Fabaceae* (0-40%), *Moraceae/Urticaceae* (0-25%), *Rubiaceae* (0-38%), *Myrtaceae* (0-23%), *Bignoniaceae* (0-5%), *Melastomataceae* (0-5%), *Meliaceae* (0-4%), *Myristicaceae* (0-4%), *Malpighiniaceae* (0-3%); 4) palmeiras, é o grupo formado por *Arecaceae* (0-6%) (Figura 14).

Os valores dos resultados geoquímicos indicam que o $\delta^{13}\text{C}$ e o $\delta^{15}\text{N}$ variaram entre -29,7‰ a cerca de -26,8‰ (média 28,2 ‰) e de -0,84 a 1,6‰ (média 1,22‰), respectivamente. COT e NT apresentam valores entre 3,74 a 17,58% (média 10,66%) e de 0,12 a 0,54% (média 0,33%), respectivamente. Os valores de C:N foram entre 21,2 e 35,4 (Figura 15).

4.5.2 Associação de facies B (planície vegetada - ervas/manguezal)

Esta associação ocorreu entre as profundidades 100-55 cm e 25-0 cm do testemunho NAT 5 com a idade registrada de aproximadamente 2915 anos cal AP (Figura 14). Esses depósitos são caracterizados principalmente por acamamento heterolítico do tipo *wavy* (Hw) e por lama maciça (Mm). Além disso, é possível identificar também a presença de bioturbação, caracterizada por fragmentos vegetais.

A análise polínica nesta associação é marcada pela presença de grupos ecológicos, de acordo com: 1) manguezais, apresentando concentração de 13 a 28%, destacado principalmente pela dominância de *Rhizophora* (8-30%); 2) ervas, que apresentaram concentrações de 45 a 82% com a predominância principalmente de *Cyperaceae* (40-68%), *Poaceae* (0-7%), *Typhacea* (0-3%); 3) árvores e arbustos com concentrações de 17 a 38%: *Fabaceae* (0-34%), *Anacardiaceae* (0-22%), *Euphobiaceae* (0-20%), *Bignoniaceae* (0-8%), *Moraceae/Urticaceae* (0-20%), *Rubiaceae* (0-15%), *Myrtaceae* (0-8%), *Melastomataceae* (0-6%), *Meliaceae* (0-5%),

Theaceae (0-7%), *Ilex* (0-4%); 4) palmeiras, grupo formado por *Arecaceae* (1-5%) (Figura 14).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ estão entre -29,2‰ a -28,7‰ (média -28,95‰) e de -0,91 a 2,91 ‰ (média 1‰), respectivamente. O COT e NT exibem valores entre 3,44 a 17,58% (média 10,51%) e de 0,06 a 0,43% (média 0,24%), respectivamente. Os valores de C:N ocorrem entre 27,6 a 34,14 (Figura 15).

4.5.3 Associação de fácies C (planície herbácea)

A associação de fácies C ocorreu nos intervalos entre 55-25 cm de profundidade no testemunho NAT 5 com idade interpolada de aproximadamente 2000 anos cal AP. Esta associação de fácies consiste em acamamento heterolítico lenticular (Hl) e marcas de *ripple*, com características de bioturbação, como fragmentos de plantas e raízes (Figura 14).

A análise polínica nesta associação é marcada pela presença de grupos ecológicos, de acordo com: 1) manguezais, apresentando concentração de 0 a 5%, destacado principalmente pela dominância de *Rhizophora* (0-4%); 2) ervas, que apresentaram concentrações de (67-87%) com a predominância principalmente de *Cyperaceae* (26-50%), *Poaceae* (0-27%), *Eupobiaceae* (0-20%), *Typhacea* (0-25%), *Mimosa* (0-6%), *Asteraceae* (0-5%); 3) árvores e arbustos com concentrações de 25 a 40%: *Fabaceae* (0-22%), *Anacardiaceae* (0-24%), *Moraceae/Urticaceae* (0-10%), *Rubiaceae* (0-5%), *Myrtaceae* (0-10%); 4) palmeiras, grupo formado por *Arecaceae* (0-3%) (Figura 14).

Os dados geoquímicos orgânicos revelam valores para $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ entre -29 e -28,87‰ (média -28,9‰) e de -1,39 a 2,55 ‰ (média 0,58‰), respectivamente. Os valores de COT e NT ocorrem entre 4,25 e 20,4% (média 12,32%) e 0,43 a 0,83% (média 0,63%), respectivamente. A razão C:N exibiu valores entre 24,5 a 28,67 (Figura 15).

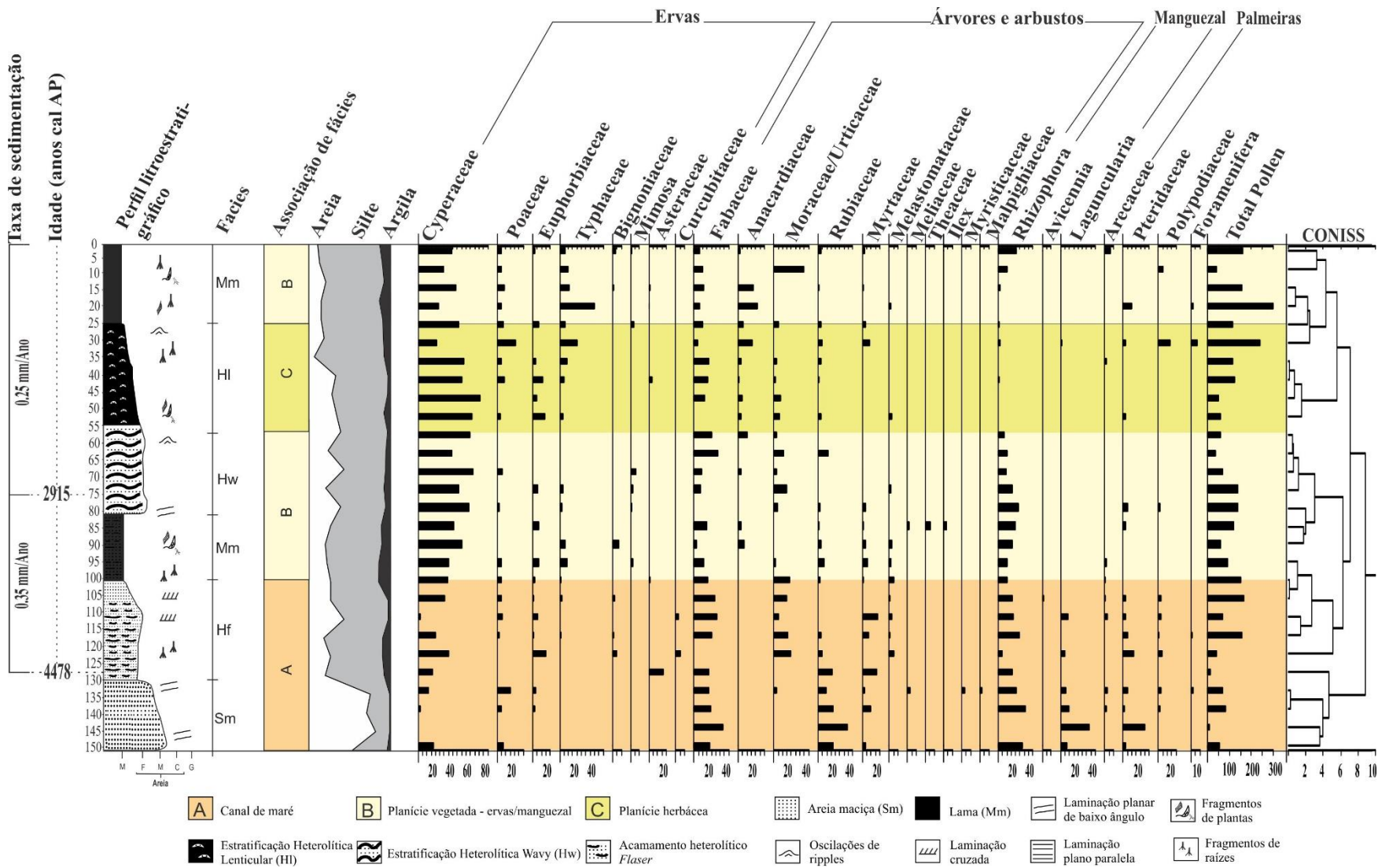


Figura 14 – Diagrama de pólen do núcleo NAT5, com porcentagens dos taxa de pólen mais frequentes, idade das amostras e análise de agrupamentos.

Fonte: Autor.

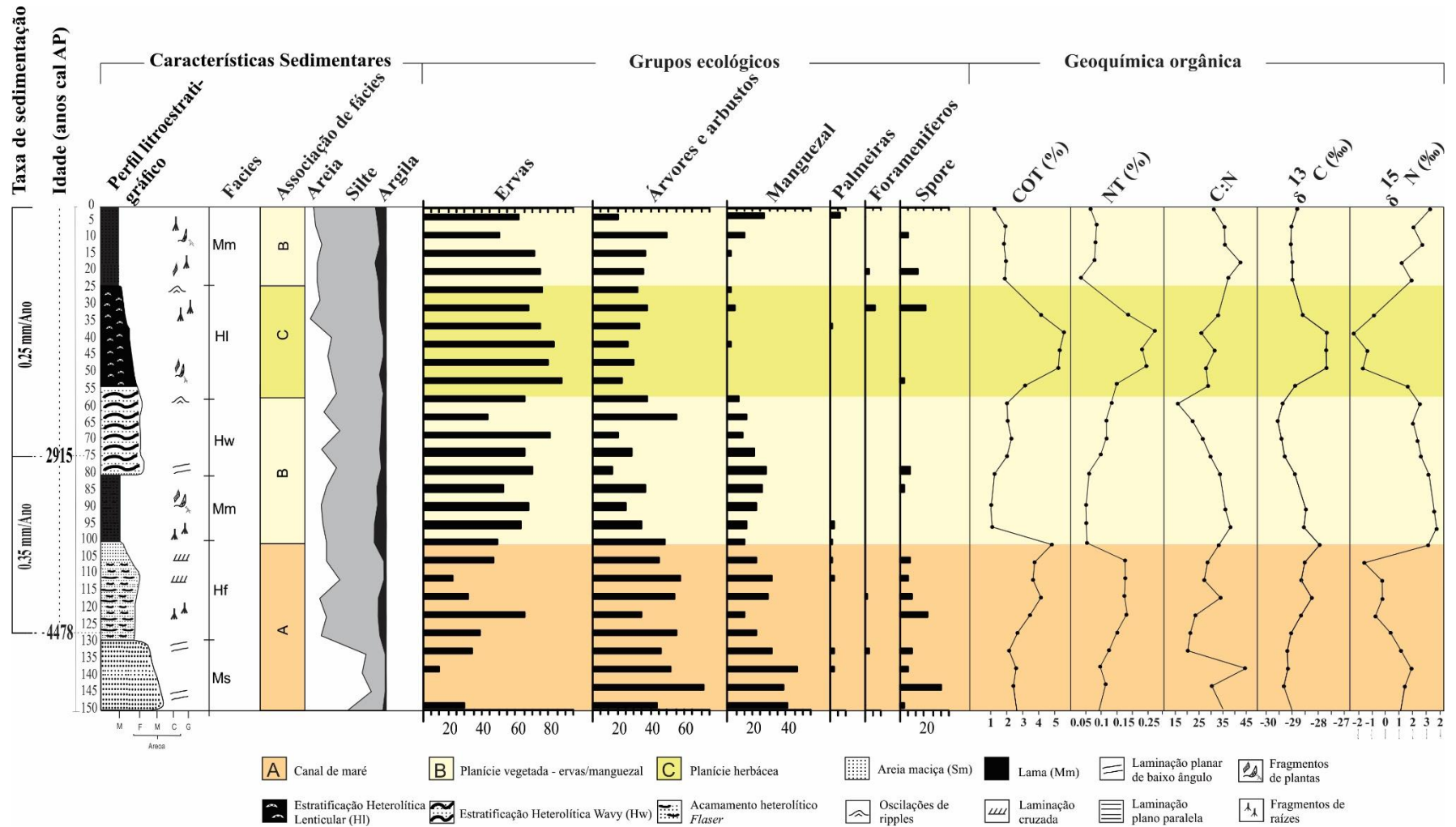


Figura 15 – Resultados resumidos para o núcleo NAT 5, com variação em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, além de grupos ecológicos de pólen e variáveis geoquímicas. Os dados de pólen são apresentados nos diagramas de pólen como porcentagens da soma total de pólen.

Fonte: Autor.

CAPÍTULO 5 – INTERPRETAÇÕES E DISCURSSÃO DOS DADOS

A integração dos dados de subsuperfície (palinológicos, sedimentológicos, geoquímicos e datações ^{14}C) dos testemunhos NAT 3 e NAT 5, associados aos dados de sensores remotos determinou a reconstituição paleoambiental a partir do Holoceno médio (~4500 anos cal AP) até a últimas três décadas. Assim, os dados da presente pesquisa sugerem três fases de desenvolvimento para a região estudada.

A primeira fase, reconhecida com elementos típicos de um canal de maré, apresentou colonização por plantas herbáceas, palmeiras, árvores e arbustos na margem do canal (associação de fácies A), além da presença registrada de manguezais, colonizados por *Laguncularia*, seguido por *Avicennia* e *Rhizophora*. Devido a formação de um canal de maré, o ambiente registrava variações hidrodinâmicas, típicas da ação das marés, com regimes de média a alta energia. Esse registro é corroborado pela presença de sedimentos arenosos, com deposição maciça de areia na base do testemunho NAT 5 (até ~4478 anos cal AP), assim como foi registrado também na base do testemunho NAT 3 (por volta de 662 anos cal AP), com a presença de pacotes de areia e acamamentos heterolíticos do tipo *wavy*. Durante essa fase, os dados geoquímicos revelaram que a matéria orgânica foi influenciada pela mistura de plantas C_3 e carbono orgânico dissolvido estuarino por volta de 4418-4523 anos cal AP. Os sedimentos associados a fase canal/fluviial, refletem um sedimento derivado do processo de retrabalhamento de depósitos sedimentares e rochas, formados em um período anterior ao acúmulo dos canais analisados, este conteúdo polínico e de matéria orgânica descreve o ambiente deposicional e o tipo de vegetação formados. Os canais trazem importantes registros, devido ao retrabalhamento das margens para o sinal polínico e na relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N, acabam prejudicando a interpretação ambiental sustentadas nesses indicadores. É válido ressaltar que estes indicadores têm menor interferência desse retrabalhamento e para uma melhor reconstituição paleoambiental, em depósitos com acamamento heterolítico que descrevem uma acreção vertical sob influência de uma planície de maré.

A segunda fase é caracterizada pelo estabelecimento da planície de maré mista dominada por vegetação herbácea e pela expansão dos manguezais, representados por *Rhizophora*, por volta de 2915 anos cal AP. Além disso, nessa fase houve o aumento da influência de matéria orgânica originada de plantas com ciclo fotossintético C_3 e carbono orgânico dissolvido ($\delta^{13}\text{C} = -29.2$ a -28.7% e $\text{C/N} = 27.6$ a 34.1) típico da mistura de água doce com estuarina (Figura 16-a).

Por fim, a terceira fase é marcado inicialmente por uma retração do manguezal,

evidenciada pela diminuição de *Laguncularia*, seguido por *Avicennia* e *Rhizophora*. A matéria orgânica dissolvida teve maior influência de água doce e plantas terrestres (C₃) durante pelo menos os últimos ~662 anos cal AP (Figura 16-b). O período mais recente da terceira fase, os últimos 34 anos, é marcado pelo avanço dos manguezais (Figura 11), pois essa vegetação apresentou um aumento na área de colonização de aproximadamente 2.744 km².

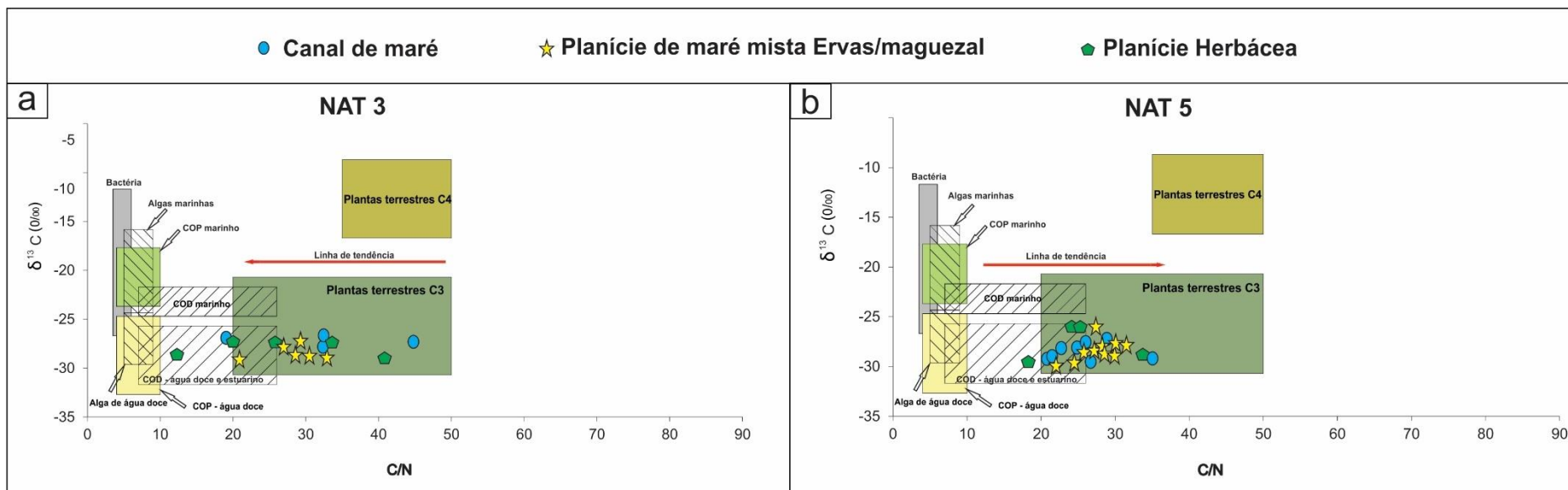


Figura 16 –Diagrama com a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C:N para os testemunhos NAT 3 e NAT 5 de acordo com as interpretações e dados apresentados por Meyers (2003) e Peterson e Howarth (1987) para as diferentes fontes de matéria orgânica.

Fonte: Autor.

5.1 PRIMEIRA FASE

Esta fase tem uma duração de ~4478 anos cal AP até aproximadamente ~2915 anos cal AP (Figura 17). De acordo com Angulo *et al.* (2006), Bezerra *et al.* (2003) e Cohen *et al.* (2020) na costa nordeste brasileira desde pelo menos ~5500 anos AP nível relativo do mar (NRM) apresentou regressão. Portanto, essa dinâmica resultou no abandono de canais de maré, que constitui uma sucessão granodecrescente ascendente, com resquícios de raízes em sua base, e sobreposto a uma camada de depósitos heterolíticos *flaser* e acamamentos heterolíticos *wavy*, além de laminações planas de baixo ângulo e laminações cruzadas.

Durante esse período, a margem do canal foi ocupada por plantas e ocorreu o estabelecimento de uma planície de maré colonizada por manguezal, além da presença de ervas, palmeiras, árvores e arbustos, devido a este período proporcionar condições ambientais favoráveis para a expansão desses grupos. Além disso, o desenvolvimento da vegetação herbácea com alternâncias de contração e expansão durante este período (Figuras 14 e 15), foi representado em maior porcentagem por *Cyperaceae* (25-43%) e *Poacea* (20-25%), seguidos de palmeiras (6%) e árvores e arbustos (17-60%).

Os resultados geoquímicos (Figuras 15) indicam a dominância de plantas do tipo C₃ (Figura 16) e uma origem de matéria orgânica deste período associada a uma tendência de oscilações e pulsos estuarinos.

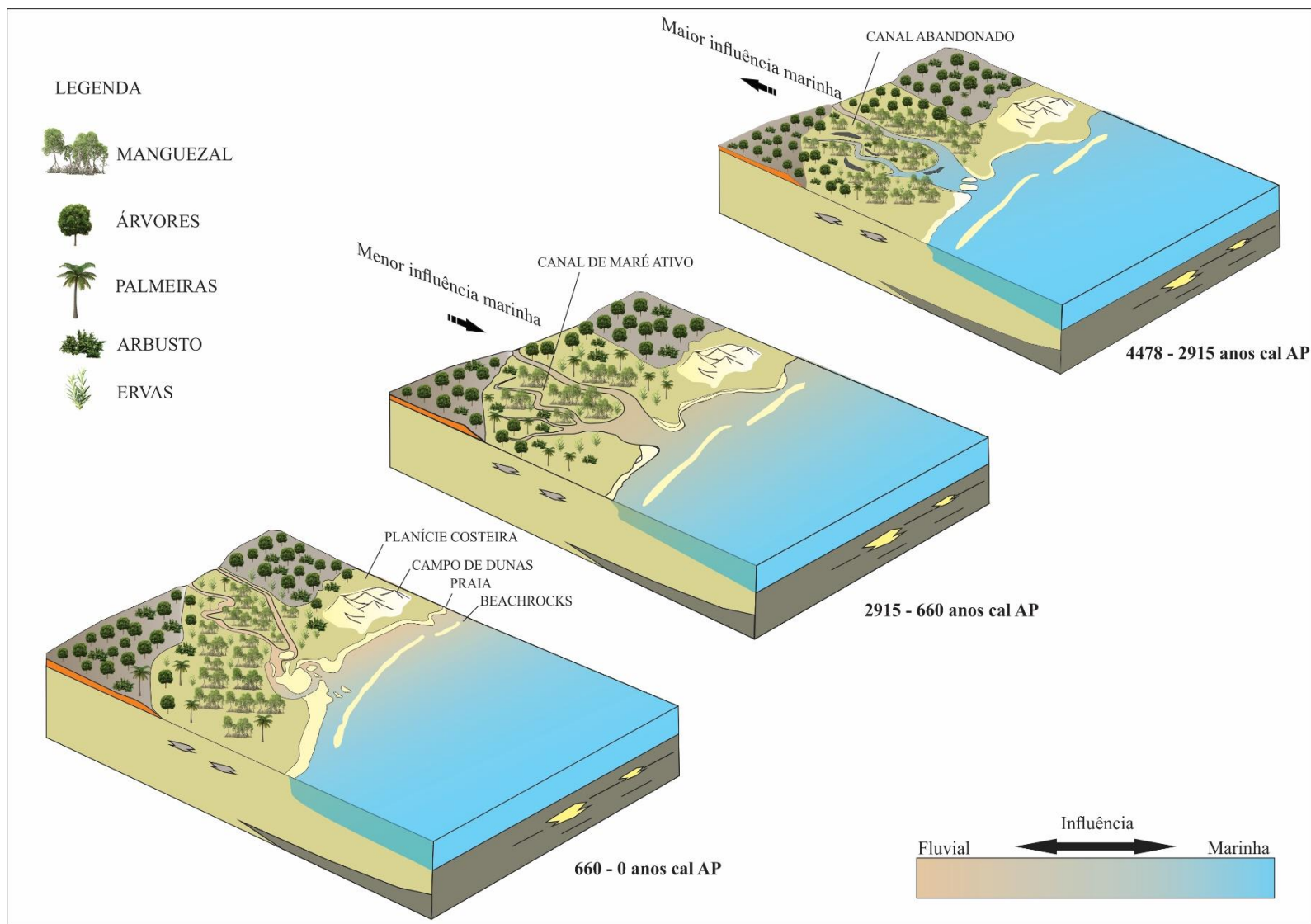


Figura 17 – Representação esquemática do modelo evolutivo do ambiente deposicional e paleovegetação das fases sucessivas do manguezal.

Fonte: Auto

5.2 SEGUNDA FASE

A segunda fase tem duração de ~2915 até ~662 anos cal AP. Durante esta fase ocorreu o estabelecimento da planície de maré mista dominada por vegetação herbácea e pela expansão dos manguezais, ocorrendo da mesma forma a reativação de canais de maré, possivelmente resultado da maior influência marinha, que contribuiu para a expansão de ambientes com influência de marés, como é o caso dos manguezais, registrados no topo do testemunho NAT 5 (Figura 15).

O estabelecimento dos manguezais tropicais em regiões topograficamente mais elevadas, associados ao nível elevado do mar do Holoceno médio foi reduzido desde pelo menos 7 mil anos AP (Cohen *et al.* 2020, 2014, 2012, Fontes *et al.* 2017, França *et al.* 2015, 2013, Ribeiro *et al.* 2018) (Figura 17). Contudo, os manguezais da costa tropical e subtropical brasileira se estabeleceram em cerca de ~2200 e ~1630 anos AP no litoral de São Paulo e Santa Catarina (França *et al.* 2019, Pessenda *et al.* 2012), reforçando e evidenciando a expansão dos manguezais em áreas tropicais e subtropicais no Holoceno tardio, devido a efeitos naturais do aquecimento global (Cohen *et al.* 2020), assim como aos processos autocíclicos (Ribeiro *et al.* 2018) e à estabilização do NRM durante o Holoceno tardio (Angulo *et al.* 2006). Tais indicadores são caracterizados por acamamentos heterolíticos lenticular, ondulados e *flaser* e a presença de lama maciça (Figura 12 e 14).

O diagrama binário de $\delta^{13}\text{C}$ e C:N destaca uma influência estuarina, porém principalmente a influência de matéria orgânica típica de vegetação de ciclo fotossintético C_3 (Figura 16). Possivelmente, após a estabilização do nível relativo do mar, o que permitiu o estabelecimento de planícies de maré mistas, ocorreu uma transição de uma planície fluvial para uma planície dominada por ervas e com aporte sedimentar e material orgânico de origem estuarina e de plantas terrestres do tipo C_3 no ambiente. Com isso, as condições ambientais favoreceram o estabelecimento e a expansão dos manguezais.

5.3 TERCEIRA FASE

Esta fase iniciou por volta de ~662 anos cal AP até o período moderno. Desde o seu início os dados de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e C:N (Figura 13) revelaram uma tendência de aumento de influência estuarina/marinha e indicaram novamente a dominância de plantas com ciclo fotossintético C_3 (Figura 16). Nesse intervalo de tempo ocorreu o desenvolvimento do ambiente semelhante ao estágio atual, que revela expansão dos manguezais (Figura 11), conforme a análise de imagens por sensores remotos.

A expansão dos manguezais no litoral brasileiro pode ser resultado da diminuição da frequência de eventos de baixa temperatura, ocorridos principalmente durante as últimas décadas (Soares *et al.* 2012), como observado na (Figura 4) para a região do presente estudo, destaca-se também que a problemática dentre as interpretações sobre este local e sua dinâmica em relação ao manguezais, se deve a influência antrópica as áreas de manguezais foram alteradas em piscinas de cultivos de camarão, e nos últimos 15 anos muitas dessas piscinas foram abandonadas e os manguezais tem invadido essas áreas. A estação meteorológica de Natal (5.91°S e 35.2°W) e a estação de Ceara Mirim (5.65°S e 35.6°W), a 25 km do rio Ceará-Mirim (testemunhos NAT 3 e 5), de 1960 a 2020, apresentou temperatura máxima média de 29.7 °C e média mínima de 22.8 °C, com amplitude média em torno de 6.9 °C nas últimas cinco décadas, onde a temperatura máxima e mínima aumentaram e a amplitude diminuiu (Figura 4), beneficiando os manguezais, pois esse ecossistema tem melhor desenvolvimento em regiões com temperatura média acima de 20°C e amplitude térmica anual menor que 5 °C (Chapman 1975, França *et al.* 2018, Tomlinson 1986).

Recentemente, uma previsão global indicou uma tendência de aumento na temperatura do ar na superfície, variando de 1 a 3,7 °C (Collins *et al.* 2013). Assim, é destacada a possibilidade de expansão dos manguezais na costa brasileira, substituindo a vegetação herbácea por manguezais aumentando a biodiversidade na zona costeira.

Os dados espaço-temporais coletados das regiões de manguezal no estuário do rio Ceará-Mirim entre 1984 e 2018, utilizando dados de refletância de superfície do *Landsat* registrou mudanças na área desse ecossistema. Assim, os resultados revelam que as florestas de manguezal aumentaram consistentemente de 3.158 km² para 5.902 km² entre 1984 e 2018, dos quais 86,8% representam um ganho de área de manguezal. As latitudes tropicais de Natal, refletem que as mudanças de temperatura no Holoceno e Antropoceno tiveram pouca influência ou quase não afetaram a dinâmica dos manguezais em tais latitudes. Os sinais polínicos no decorrer dos testemunhos analisados estão mais relacionados a dinâmica dos canais da área, nas fases: canal ativo, abandonado, colmatção e posteriormente reativação de canal. Esse processo afeta significativamente o conteúdo polínico, podendo conduzir erroneamente a interpretações relacionadas as mudanças climáticas ou de nível do mar, quando estão mais relacionadas a processos autogênicos, inerente a dinâmica dos canais da área de estudo.

Por fim, o aumento na área dos manguezais pode fortemente correlacionado com a temperatura anual do inverno e a precipitação, além de produzir uma correlação positiva significativa com o aumento do nível do mar. Portanto, essa tendência de expansão dos manguezais será contínua, se o suprimento de sedimentos também permanecer nos níveis atuais.

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÃO

Combinando características sedimentares, dados de pólen e isótopos de dois núcleos de sedimentos, bem como análises geomorfológicas e da vegetação baseadas em sensoriamento remoto, foi possível revelar três fases de desenvolvimento para a foz do rio Ceará-Mirim. A primeira fase é representada pela formação de um canal de maré, enquanto a segunda e a terceira fase representam a planície de maré colonizada por vegetação herbácea e manguezais sob influência marinha, bem como regido por condições climáticas e dinâmica de sedimentos. Os dados obtidos nas análises isotópicas e elementares indicaram uma mistura de matéria orgânica, com presença de plantas de ciclo fotossintético C_3 , sofrendo uma possível influência aquática estuarina e de água doce.

Durante o Holoceno médio, por volta de 4478 anos cal AP foi observado o aumento da concentração polínica dos representantes do manguezal, portanto, possivelmente resultado ainda do nível de mar alto desse período. Após essa fase, em direção ao Holoceno tardio, entre ~2850 e ~2995 anos cal AP, devido a diminuição do nível relativo do mar os manguezais apresentaram retração. Entretanto, durante ~2915 até ~662 anos cal AP houve a formação de uma planície de maré mista dominada por vegetação herbácea e manguezais, possivelmente resultado da estabilização do nível do mar. Durante os últimos ~662 e ~100 anos cal AP, a vegetação de manguezal se tornou estável de acordo com a análise de pólen, seguida por uma contribuição de matéria orgânica estuarina.

No período mais recente (moderno), considerando a análise espaço-temporal, por meio de imagens de sensores remotos das últimas três décadas, foi possível constatar a expansão dos manguezais. Provavelmente, a última fase do estabelecimento dos manguezais e a contribuição de matéria orgânica estuarina, pode estar relacionada com as mudanças do nível relativo do mar moderno e com o aumento gradual da média das temperaturas mínimas dessa região, mas deve se contrapor a dinâmica local os processos autogênicos típicos de canais. Portanto, nessas condições se espera, conforme registrado nas análises de séries temporais, uma expansão dos manguezais para zonas topograficamente mais elevadas. Entretanto, estudos com um nível de maior detalhamento e monitoramento desse ecossistema por imagens de satélite e drone, juntamente com trabalhos de campo, tornam-se essenciais para identificar essa dinâmica na zona litorânea do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil.

REFERÊNCIAS

- Absy M.L., Cleef A., Fournier M. Martin L., Servant M., Sifeddine A., Silva M.F., Soubie's 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 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, **312**: 673–678.
- Alves B.J.R., Zotarelli L., Jantalia C.P., Boddey R.M. & Urquiaga S. 2005. Emprego de isótopos estáveis para o estudo do carbono e do nitrogênio no sistema solo-planta. *Processos biológicos no sistema solo-planta: Ferramentas para uma agricultura sustentável*. Brasília, Embrapa-SCT, p. 343-350.
- Amaral P.G.C., Giannini P.C.F., Sylvestre F. & Pessenda L.C.R. 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna region, Santa Catarina state) based on multi-proxy analysis. *Journal of Quaternary Science*, **27**:181-191.
- Amaral P.G.C., Ledru M.P., Branco F.R., Giannini P.C.F. 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **241**: 608–620.
- Amarasekera N.A., Lee R.F., Williams E.R. & EA B.E. 1997. ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers. *Journal of Hydrology*, **200**: 24-39.
- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5.500 years in southern Brazil Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, **159** (1): 323-339.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sealevel fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary. Science. Review*. **25**: 486–506.
- Angulo R.J. & Lessa G. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranagua and Cananeia regions. *Marine Geology*. **140**: 141-166.
- Angulo R.J., Suguio K., 1995. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 113, 385–393.
- Barberi M., Salgado-Labouriau M.L., Suguio K., 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* **13**: 241–254.
- Barreto A.M.F., Suguio K., Bezerra F.H.R., Tatumi S.H., Yee M. & Giannini, P.C.F. 2004. Geologia e geomorfologia do quaternário costeiro do estado do Rio Grande do Norte. *Geologia USP. Série Científica*, **4**(2): 1-12.
- Barreto C.F. 2004. Análise palinológica de amostras de sedimentos superficiais e de um testemunho de sondagem da Baía de Guanabara, Estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, realizada no Instituto de Geociências - Programa de Pós Graduação em Geologia, Rio de Janeiro, p. 120.

- Barreto C.F., Luz C.F.P., Baptista-Neto J.A., Vilela C.G., Barth O.M. 2007. Palynological analysis of a sediment core obtained in Guanabara Bay, Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, Brazil. **79**(2): 223-234.
- Bastos M.D.N.D.C. 1995. A importância das formações vegetais da restinga e do manguezal para as comunidades pesqueiras.
- Bedinger P.A., Hardeman K.J. & Loukides C.A. 1994. Viajando com estilo: a biologia celular do pólen. *Tendências em biologia celular*, **4**(4): 132-138.
- Behling H., Cohen M. C., Lara R. J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajo island in Amazonia, Northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, **13**(2): 73-80.
- Behling H. & da Costa M. L. 2001. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **114**(3-4): 145-155.
- Behling H. & da Costa M. L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, **53**: 369-377.
- Behling H. 1995. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *Journal of Paleolimnology*, **14**(3): 253-268.
- Behling H. 1995b. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Veg. Hist. Archaeobot.* **4**(3): 127-152.
- Behling H., Lichte M. 1997. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. *Quat. Res.* **48**: 348-358.
- Behling H., Lichte M., Miklos A.W. 1998. Evidence of a forest free landscape under dry and cold climatic conditions during the last glacial maximum in the Botucatú region (São Paulo State), Southeast Brazil. *Quaternary of South America And Antarctic Peninsula*, **11**: 99-110.
- Behling H., Pillar, V.D., Müller S.C., Overbeck G.E., 2007. Late-Holocene fire history in a forest-grassland mosaic in southern Brazil: implications for conservation. *Applied Vegetation Science* **10**: 81-90.
- Bezerra F. H., Lima-Filho F. P., Amaral R. F., Caldas L. H. & Costa-Neto L. X. 1999. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. *Geological Society, Special Publications*, London, **146**(1):279-293.
- Bezerra F.H.R., Vita-Finzi C. 2000. How active is a passive margin Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, **28**:591-594.
- Bezerra F. H., Lima-Filho F. P., Amaral R. F., Caldas L. H. & Costa-Neto L. X. 1999. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. *Geological Society, Special Publications*, London, **146**(1): 279-293.
- Bittencourt A.C.S.P., L. Martin G. S. Vilas Boas & J-M Flexor. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. *International Symposium of Coastal*

Evolution in the Quaternary (Suguio K., T. R. Fairchild., L. Martin and J-M. Flexor, editores), Proceedings, São Paulo, p. 232-253.

Boski T., Bezerra F.H.R., de Fátima P.L., Souza A. M., Maia R.P., Lima-Filho F.P. 2015. Sea-level rise since 8.2ka recorded in the sediments of the Potengi–Jundiá Estuary, NE Brasil. *Marine Geology*, **365**:1–13.

Boutton T.W. 1996. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In BOUTTON, T.W.; YAMASAKI, S.I. (Ed.). *Mass spectrometry of soils*. New York: Marcel Dekker, p.47-82.

Buso JR., Pessenda L.C.R., de Oliveira P.E., Giannini P.C.F., Cohen M.C.L., Volkmer-Ribeiro C. & Schiavo J. A. 2013a. Late Pleistocene and Holocene vegetation, climate dynamics, and Amazonian taxa in the Atlantic Forest, Linhares, SE Brazil. *Radiocarbon*, **55**(2-3): 1747-1762.

Buso JR. A.A., Pessenda L.C.R., Oliveira P.E.O., Giannini P.C.F., Cohen M.C.L., Ribeiro C.V., Oliveira S.M. B., Favaro D.I.T., Rossetti D.F., Lorente F.L., Borotti Filho M.A., Schiavo J.A., Bendassolli J.A., França M.C., Guimaraes J.T.F., Siqueira G.S. 2013b. From an Estuary to a Freshwater Lake: A Paleo-Estuary Evolution in the Context of Holocene Sea-Level Fluctuations, Southeastern Brazil. *Radiocarbon*, **55**:1735-1746.

Buso JR. A.A., 2010. Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do estado do Espírito Santo. Piracicaba – SP: Universidade de São Paulo, Programa de Pós Graduação em Ciências, Dissertação de Mestrado, p.190.

Cahoon D. R., Lynch J.C. 1997. Acréscimo vertical e subsidência rasa em uma floresta de mangue no sudoeste da Flórida, EUA. *Mangroves Salt Marshes*, **1**:173-186.

Chapman V.J. 1974. Biogeografia de mangue. Em Proc. Inter. Symp. Biol. Manejo de Manguezais, Honolulu, Hawaii, EUA, p.3-22.

Cohen M.C.L., Behling H., Lara, R.J. 2005. 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., França M.C., Rossetti D F., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L., Buso J.A., Castro D., Macario K. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **415**:48–58.

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

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

Cohen M.C.L. 2003. Past and current mangrove dynamics on the Bragança península, northern Brasil. Bremen: Universität Bremen. Zentrum für Marine Tropenökologie. Dissertation (Doktorgrades) Universität Bremen, p.100.

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

Cohen M. C. L., Lara R. J., Smith C. B., Angélica R. S., Dias B.S., Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena*, **76**:70–77.

Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Matos H.R.S., Vedel V. 2009. Impact of sea level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, **18**:425–439.

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

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

Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Behling H. 2012. História paleoambiental do holoceno do cinturão de mangue da Amazônia. *Quaternary Science Reviews*, **55**:50-58.

Colinvaux D. 2001. Aprendizagem: um tema em aberto. Rio de Janeiro: Manuscrito.

Colinvaux D. 1993. Ciência, escola e vida cotidiana: os contextos do conhecimento em discussão. Rio de Janeiro: UFF, p.331.

Collins M., Knutti J., Arblaster J. L. 2013. Mudanças climáticas de longo prazo: projeções, compromissos e irreversibilidade. In: Stocker, TF, Qin, D, Plattner, GK. (eds) *Mudança Climática 2013. A Base da Ciência Física. Contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudança do Clima*. Cambridge e Nova York: Cambridge University Press, p.1029-1136.

Cruz Jr. F.W., Burns S. J., Karmann I., Sharp W. D., Vuille M., Ferrari J. A. 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, **25**:(21–22): 2749–2761.

Davies J. L. & Clayton, K. M. 1980. Geographical variation in coastal development. London: Longman, v. 1522168.

Desjardins T., Mariotti A., Girardin C. & Chauvel A. 1996. Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene revealed by stable isotope ratios of soil organic carbon. *Oecologia*, **108**:749-756.

Diniz M.T.M. & Pereira V.H.C. 2015. Climatologia do estado do Rio Grande do Norte, Brasil: sistemas atmosféricos atuantes e mapeamento de tipos de clima. *Boletim goiano de geografia*, **35**(3): 488-506.

Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.D.S.P., Leão Z.M.D.A.N. & De Azevedo, A.E.G. 2018. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**(1-4): 208-215.

Dominguez J. L., Bittencourt A.C.D. S. P. & Martin L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, **80**(3-4): 213-232.

Eisma D., Augustinus P.G.E.F. & Alexander C. 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Netherlands Journal of Sea Research*, **28**(3): 181-192.

Farias R. D. 2002. A Química do tempo: Carbono-14. *Química Nova na Escola*, **16**:6-8.

Ferraz-Vincentini K.R. & Salgado-Labouriau M.L. 1996. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**(3/4): 207-19.

Ferrazzo, M. 2008. Reconstituição paleoambiental com base em palinórfos do quaternário do baixo Vale do Rio Doce, ES, Brasil.

Fontes N.A., Moraes C.A., Cohen M.C.L., Alves I.C.C., França M.C., Pessenda L.C.R., Francisquini M.I., Bendassolli J. A., Macario K., Mayle F. 2017. The impacts of the middle holocene high sea-level stand and climatic changes on mangroves of the Jucuruçu River, Southern Bahia - Northeastern Brazil. *Radiocarbon*, **59**:215–230. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.6>

França M.C., Alves I.C.C., Castro D.F., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Lorente F.L., Fontes N.A., Junior A.Á.B., Giannini P.C.F., Francisquini M.I. 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. *Catena*, **128**:155-166.

França M.C., Francisquini M.I., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Guimarães J.T.F., Smith C.B. 2012. The last mangroves of Marajó Island - eastern Amazon: IMPACT of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **187**: 50–65.

França M.C., Cohen M.C., Pessenda L.C., Rossetti D.F., Lorente F.L., Junior A.Á.B. & Macario K. 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena*, **110**:59-69.

França M. C., Pessenda L.C., Cohen M.C., de Azevedo A.Q., Fontes N.A, Silva F.B., Macario K. 2019. Dinâmica subtropical dos manguezais do Holoceno tardio em resposta às mudanças climáticas durante o último milênio. *The Holocene*, **29**(3): 445–456. <https://doi.org/10.1177/0959683618816438>

Frazão E. P. 2003. Caracterização hidrodinâmica e morfo-sedimentar do estuário Potengi e

áreas adjacentes: subsídios para controle e recuperação ambiental no caso de derrames de hidrocarboneto (Master's thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte).

Grimm E.C., Lozano-García S., Behling H., Markgraf V. 2001. Holocene vegetation and climate variability in the Americas. *Interhemispheric Climate Linkages*, **19**:325-370.

Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Pessenda L.C.R., Behling H. 2013. Morphological and vegetation changes on tidal flats of the Amazon Coast during the last 5000 cal yr BP. *The Holocene*, **23**:528-543

Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Smith C.B., Nogueira A.C.R., 2012. Mid-and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *The Holocene*, **22**:359–370.

Haffer J. & Prance. G.T. 2001. Climatic forcing of evolution in Amazonia during the Cenozoic: on the refuge theory of biotic differentiation. *Amazoniana*, **16**(3/4): 579-607.

Hyde H. A. & Williams D. A. 1945. Studies in atmospheric pollen. II. Diurnal variation in the incidence of grass pollen. *The new phytologist*, **44**(1): 83-94.

INMET. 2010. Instituto Nacional de Meteorologia. Normas climatológicas. Brasília, Distrito Federal.

Lajtha, K. 1994. Sources of variation in isotopic composition in plants In Lajtha K., & Marshall J. *Stable isotopes in ecological and environmental sciences*, p.1-21.

Lara J.R., Cohen M.C.L., 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **4**: 49-358.

Lara R.J., Cohen M.C.L., 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change*, **94**:399–408.

Latrubesse E. M. & Franzinelli E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, **44**:241-257.

Ledru M. P., Cordeiro R. C., Dominguez J. M. L., Martin L., Mourguiart P., Sifeddine A. & Turcq B. 2001. Late Glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, Northern Brazil. *Quaternary Research*, **55**: 47-56.

Ledru M.P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quaternary Research*, **39**:90–98.

Ledru M.-P., Braga P.I.S., Soubiès F., Fournier M., Martin L., Suguio K., Turq B. 1996. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil) evolution of vegetation and climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **123**:239–257.

Lorscheitter M.L., Mattoso I.J. 1995. Reconstituição paleoambiental da região dos Campos Gerais, Paraná, através da palinologia de sedimentos da Lagoa Dourada. In: Anais do V Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA). Niterói, RJ, Brasil, p.18-21.

Manual, I.B.G.E. 2012. Técnico da Vegetação Brasileira. Rio de Janeiro, v.1.

Markgraf V. & Bradbury J.P. 1982: Holocene climatic history of South America. *Striae*, **16**: 40-45.

Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 1998. Climatic control on coastal erosion during a sea-level fall episode. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**:249–266.

Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**:101–124.

Maslin M. A. & Burns S. J. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, **290**:2285-2287.

Mayewski P.A, Rohling E.E, Stager J.C, Karlén W., Maasch K.A, Meeker L.D. & Lee-Thorp J. 2004. Variabilidade climática do holoceno. *Pesquisa quaternária*, **62**(3):243-255.

Molodkov A. & Bolikhovskaya N. 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. *Sediment. Geol*, **150**:185-201.

Muehe D. & Neves C. F. 1995. The implication of sea level rise on the Brazilian coast: a preliminary assessment. *Journal of Coastal Research*, **14**:54-78.

Neves P.C.P. & Lorscheitter M.L. 1995. Upper Quaternary palaeoenvironments in the Northern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **9**:39-67.

Pessenda L.C.R., Vidotto E., De Oliveira P.E., Buso Jr A.A., Cohen M.C.L., de Fátima Rossetti D. & Bendassoli J.A. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **363**:57-68.

Pessenda, L.C.R., Gouveia S.E.M. & Lisi. C. S. 2013. "II. isótopos estáveis do carbono da matéria orgânica do solo. uso como indicadores de trocas de vegetação e clima." *Laboratório de ¹⁴C. Técnicas e Aplicações em Estudos Paleoambientais*.

Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., 2001. Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with ¹⁴C ages of fossil charcoal. *Radiocarbon*, **43**:595–601.

Pessenda L.C.R., Oliveira P.E., Mofatto M., Medeiros V.B., Garcia R.J.F., Aravena R., Bendassoli J.A., Leite A.Z., Saad A.R., Etchebehere M.L. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ¹⁴C yr BP based on carbon

isotopes and pollen records. *Quaternary Research*, **71**:437–452

Pfaltzgraff P.A.S. & Torres F.de M. (org.). 2010. *Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte*. Recife, CPRM.

Pirazzoli P.A. 1986. Secular trends of relative sea-level (RSL) changes indicated by tide-gauge records. *Journal of Coastal Research*, p.1-26.

Rabelo B.V., Souza C.B., Quintas D.F.P., Ávila J.E.S., Chagas M.A.A. & Gibson V.M. 1994. Abordagens sobre os Manguezais do Amapá: contribuições para debate. *Anais do II Encontro do SILVOLAB*, Macapá.

Ribeiro S.R., Batista E. J.L., Cohen M.C., França M. C., Pessenda L.C., Fontes N.A. & Bendassolli, J.A. 2018. Allogenic and autogenic effects on mangrove dynamics from the Ceará Mirim River, north-eastern Brazil, during the middle and late Holocene. *Earth Surface Processes and Landforms*, **43**(8):1622-1635.

Roth L., Lorscheitter M.L. 1993. Palynology of a bog in Parque Nacional de Aparados da Serra, East Plateau of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **8**:39-69.

Salgado-Labouriau M.L. 1997. Late Quaternary Vegetation and Climate Changes in Cerrado and Palm Swamp from Central Brasil. *Palaeo*, **128**:215-226.

Salgado-Labouriau M.L., Barberi M., Ferraz-Vicentini K. R., Parizzi M.G. 1998. A Dry Climate Event During the late Quaternary of Tropical Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**:115-129.

Salgado-Labouriau M.L., Caseti V., Ferraz-Vicentini K.R., Martin L., Soubiés F., Suguio K., Turcq B., 1997. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **128**:215- 226.

Salo J. 1987. Pleistocene refuges in the Amazon: evaluation of the biostratigraphical, lithostratigraphical and geomorphological data. *Ann. Zool. Fenicci*, **24**:203-211.

Sawakuchi A.O., Kalchgruber, R., Giannini, P.C.F., Nascimento Jr., D.R., Guedes, C.C.F., Umisedo, N.K., 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, **27**:2076–2090.

Schaeffer-Novelli Y., Cintrón G., Soares M.L.G., Tognella-de-Rosa M.M.P. 2000. Brazilian mangroves. *Aquatic Ecosystem Health and Management*, **3**:561–570.

Silva C.A.R., Rainbow P. S., Smith B.D. & Santos Z. L. 2001. Biomonitoring of trace metal contamination in the Potengi estuary, Natal (Brazil), using the oyster *Crassostrea rhizophorae*, a local food source. *Water Research*, **35**(17):4072-4078.

Silveira J.D. 1964. Morfologia do litoral. *In: Azevedo Aroldo de. Brasil: a terra e o homem*. São Paulo, Cia. Ed. Nacional, 1968. **1**:253-305.

- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M., Guimarães J.T.F., Rossetti D.F. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **168**:21-30.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J.T.F. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari Northern Brazil. *Catena*, **90**:26-38.
- Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P. 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: Assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **101**:44–53.
- Souza F. E. & e Silva, C.A.R. 2011. Ecological and economic valuation of the Potengi estuary mangrove wetlands (NE, Brazil) using ancillary spatial data. *Journal of coastal conservation*, **15**(1):195-206.
- Souza-Filho P.W.M., Martins E.S.F., Costa F.R. 2006. Using mangroves as a Geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: A remote sensing data approach. *Ocean and Coastal Management*, **49**:462-475.
- Srivastava N.K., Corsino A.R. 1984. Os Carbonatos de Touros (RN): petrografia e estratigrafia. simpósio de geologia do Nordeste, **11**:166-175.
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. Flutuações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas Implicações na Sedimentação Costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(4):273-286.
- Toledo M.B. and Bush M. 2008. Vegetation and hydrology changes in Eastern Amazonia inferred from pollen record. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80**:19-203.
- Toledo, M.B. and Bush, M.B. 2007. A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas. *Journal of Biogeography* **34**:1313-1326.
- Tomazelli L.J. 1990. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico, Ph.D. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Tomlinson P.B 2016. *A botânica dos manguezais*. Cambridge University Press.
- Tropmair H. 2006. *Biogeografia e Meio Ambiente*. 7. ed. Rio Claro: Divisa.
- Valdujo P.H. 2008. Distribuição de espécies arbóreas sob diferentes níveis de inundação no manguezal. Livro do curso de campo “Ecologia da Mata Atlântica”.
- Van Der Hammen T. & Hooghiemstra H. 2000. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quaternary Science Reviews*, **19**(8): 725-742.
- Van der Hammen T. 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. *Journal of Biogeography* **1**:3-26.

Van der Hammen T. 1991: Palaeoecology of the Neotropics: an overview of the state of affairs. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, **8**:35-55.

Vannucci, M. 2001. O que há de tão especial nos manguezais? *Revista Brasileira de Biologia*, **61**(4):599-603.

Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2006. Holocene mangrove dynamics and sealevel changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, **15**:115-123.

Vidotto E. 2008. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso-SP durante o Quaternário tardio. TS Doutorado, Centro de Energia nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, p.199.

Ybert J.P., Bissa W.M., Catharino E.L.M. & Kutner M. 2003. Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**(1-2): 11-24.

Zular A., Sawakuchi A.O., Guedes C.C.F., Mendes V.R., Nascimento Jr D.R., Giannini P.C.F., Aguiar V.A.P., DeWitt R. 2013. Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. *Marine Geology*, **335**:64–77.