



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 622

**A EXPANSÃO DOS MANGUEZAIS NA FOZ DO RIO
ITAPICURU (BA) DURANTE O ANTROPOCENO**

Dissertação apresentada por:

LARISSA ROBERTA OLIVEIRA CASTRO SANTOS

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

**BELÉM - PARÁ
2022**

**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)

S237e Santos, Larissa Roberta Oliveira Castro

A expansão dos manguezais na foz do rio Itapicuru (Ba) durante o Antropoceno / Larissa Roberta Oliveira Castro Santos. —2022.

xv, 53 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, 2022.

1. Nível relativo do mar. 2. Mudanças climáticas. 3. Vegetação. 4. Antropoceno. 5. Bahia. I. Título.

CDD 558.142



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**A EXPANSÃO DOS MANGUEZAIS NA FOZ DO RIO
ITAPICURU (BA) DURANTE O ANTROPOCENO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

LARISSA ROBERTA OLIVEIRA CASTRO SANTOS

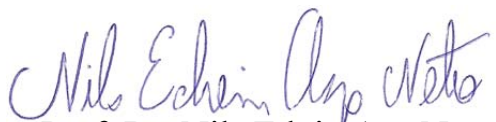
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA, Linha de pesquisa GEOLOGIA MARINHA E COSTEIRA.**

Data de Aprovação: 20 / 09 / 2022

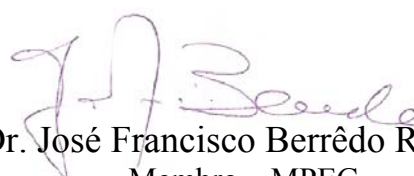
Banca Examinadora:



Prof. Dr. Marlon Carlos França
Orientador – UFPA



Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto
Membro – UFPA



Prof. Dr. José Francisco Berrêdo Reis da Silva
Membro – MPEG

À Deus e Minha Família

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por trilhar o meu caminho e por cada conquista realizada.

Expresso aqui meu total respeito e admiração ao meu Orientador Prof. Dr. Marlon França e meu agradecimento por seus ensinamentos, atenção, dedicação, disponibilidade, paciência, profissionalismo e acima de tudo não ter desistido de mim.

Ao Prof. Msc. Marcelo Moreno pela sua disponibilidade, dedicação, pelo conhecimento transmitido e por todas as contribuições a mim e ao trabalho.

Aos amigos do PPGG e por todos os bons momentos.

Ao meu colega instrutor Fernando Borges pelo companheirismo, conselhos e por todo apoio para o desenvolvimento desta dissertação.

Em especial aos meus pais, meu esposo, minhas cunhadas e irmãos por serem meus maiores exemplos de vida e referências de esforço, luta e vitória.

Ao Instituto Federal do Pará (IFPA)

Ao Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC).

Ao Laboratório de Radiocarbono (LAC).

Ao Laboratório de Oceanografia Química (LOQ).

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos para a realização desta pesquisa.

À Universidade Federal do Pará e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG-UFPa) pela disponibilidade de salas de estudo e laboratórios.

Muito obrigada!

"Quem de vós, por mais ansioso que possa estar,
é capaz de prolongar, por um pouco que seja,
a duração da sua vida?"
Lucas 12:25

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi avaliar a dinâmica dos manguezais durante o Antropoceno, assim como a influência das mudanças climáticas sobre os manguezais e unidades de vegetação associadas na foz do rio Tapicuru no norte do Estado da Bahia, nordeste do Brasil. A construção deste trabalho foi realizada integrando dados sedimentológicos, palinológicos, isotópicos e de datações Pb-210 em um testemunho sedimentar. Os resultados isotópicos para $\delta^{13}\text{C}$ revelaram um padrão relativamente estável com valores isotópicos empobrecidos (-27‰ a -23,3‰), típicos de matéria orgânica originada com aporte de vegetação do tipo C_3 . A palinologia indicou a presença de cinco grupos ecológicos: manguezais, ervas, árvores e arbustos, palmeiras e esporos. Os resultados polínicos do testemunho T1 apresentam duas zonas (zona 1: 85-34 cm e zona 2: 34-0 cm), conforme análise de agrupamento. A zona 1 é marcada pela tendência de diminuição da vegetação de manguezal, enquanto a zona 2 apresenta tendência de aumento da vegetação de manguezal caracterizada em maior parte pela presença de *Rhizophora*.

Palavras-chave: nível relativo do mar; mudanças climáticas; vegetação; Antropoceno; Bahia.

ABSTRACT

The objective of this work was to evaluate mangrove dynamics during the Anthropocene, as well as the influence of climate change on mangroves and associated vegetation units at the mouth of the Tapicuru River in northern Bahia State, northeastern Brazil. The development of this work was carried out by integrating sedimentological, palynological, isotopic and Pb-210 dating data in a sedimentary core. The isotopic results for $\delta^{13}\text{C}$ revealed a relatively stable pattern with depleted isotopic values (-27‰ to -23.3‰), typical of organic matter originating from C_3 vegetation input. Palynology indicated the presence of five ecological groups: mangroves, herbs, trees and shrubs, palms and spores. Pollen results from T1 core show two zones (zone 1: 85-34 cm depth and zone 2: 34-0 cm depth), according to cluster analysis. Zone 1 is marked by a trend of decreasing mangrove vegetation, while zone 2 shows a trend of increasing mangrove vegetation characterized mostly by the presence of *Rhizophora*.

Keywords: relative sea-level; climate change; vegetation; Anthropocene; Bahia.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1-	Coluna estratigráfica da Sub-Bacia do Tucano Norte	8
Figura 2-	Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha.....	14
Figura 3-	Mapa de Localização do ponto de coleta na foz do rio Itapicuru-BA.....	20
Figura 4-	Temperaturas e precipitações médias em relação ao clima em Conde-BA.....	21
Figura 5-	Mapa geomorfológico na foz do rio Itapicuru, Bahia.....	22
Figura 6-	Variação da maré ao longo do litoral brasileiro com destaque para a área de estudo (ponto vermelho).....	23
Figura 7-	Classificação dos regimes de marés.....	23
Figura 8-	Modelo esquemático do pré-tratamento das amostras para serem lidas pelo analisador de partículas a laser.....	27
Figura 9-	Diagrama da composição dos sedimentos versus hidrodinâmica do ambiente deposicional.....	28
Figura 10-	Idades Pb-210 (AD) e deposição de areia, com suas respectivas porcentagens.....	34
Figura 11-	Resultado esquemático para o testemunho T1, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando o perfil cronológicos, os grupos polínicos e as porcentagens dos grãos de pólen.....	36

Figura 12-	Diagrama polínico com a porcentagem dos grupos polínicos, as zonas definidas pela análise de agrupamento, as profundidades e as idades registradas.....	37
Figura 13-	Perfil com os resultados isotópicos $\delta^{13}\text{C}$, resultados de carbono orgânico total (COT), resultados de nitrogênio total (NT) e resultados das porcentagens de areia (sand).....	38
Figura 14-	Diagrama ilustrando a relação entre os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para as diferentes profundidades referentes ao testemunho T1, de acordo com Lamb <i>et al.</i> (2006), Meyers (2003) e Wilson <i>et al.</i> (2005).....	38
Figura 15-	Total anual de precipitação no período de 1944 a 2017, marcando uma tendência de diminuição na quantidade de chuvas para a região de estudo.....	39
Figura 16-	Ocorrência do El Niño e evolução da TSM (temperatura da superfície do mar) dos últimos El Niño	40
Figura 17-	Distribuição da precipitação no município de Conde nos anos 1997-1998	40
Figura 18-	Vazão do rio Itapicuru entre os anos de 1968-2017. Tendência de diminuição da vazão desde 1968.....	41

LISTA DE ABREVIACOES

AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometer</i> – Espectrmetro de Massa Acoplado ao Acelerador
ANA	Agência Nacional de águas e Saneamento Básico
Cal yr. BP	<i>Calibrated years Before Present</i> - Anos calibrados Antes do Presente
CENA	Centro de Energia Nuclear na Agricultura
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
COP	Carbono Orgânico Particulado
COT	Carbono Orgânico Total
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DNH	Diretoria de Hidrografia e Navegao
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
FEMAR	Fundao de Estudos do Mar
FUNDEMA	Fundao Municipal do Meio Ambiente
IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IFPA	Instituto Federal do Pará
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LAC	Laboratório de Radiocarbono
LADIC	Laboratório de Dinâmica Costeira
LOQ	Laboratório de Oceanografia Química

MMA	Ministério do Meio Ambiente
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRM	Nível Relativo do Mar
NT	Nitrogênio Total
SST	<i>Sea Surface Temperature</i> - Temperatura da Superfície do Mar (TSM)
UFF	Universidade Federal Fluminense
UFPA	Universidade Federal do Pará
UGAMS	Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia
USP	Universidade de São Paulo
VPDB	Vienna Pee Dee Belemnite
WCMC	<i>World Conservation Monitoring Centre</i> - Centro Mundial de Monitoramento da Conservação
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPIÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE ABREVIACÕES	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	4
1.2.1 Geral	4
1.2.2 Específicos	4
2 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO	5
2.1 ESTRATIGRAFIA	5
2.2 PALINOLOGIA	5
2.3 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA	6
2.3.1 Bacia Sedimentar de Tucano	7
2.3.2 Embasamento Arqueano	9
2.3.3 Complexo Metamórfico de Jacobina	9
2.3.4 Complexo Vulcano-Sedimentar Uauá-Serrinha	10
2.3.5 Grupo Chapada Diamantina	10
2.3.6 Grupo Brotas	10
2.3.7 Sequência do Petróleo	11

2.3.8 Formação São Sebastião	11
2.3.9 Formação Marizal	11
2.3.10 Grupo Barreiras	12
2.3.11 Coberturas Tércio-Quartenária Detríticas	12
2.3.12 Depósitos Quaternários	12
2.4 $\Delta^{13}C$ DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR	13
2.5 RAZÃO C/N	14
2.6 MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO	15
2.7 MANGUEZAIS	16
2.8 MUDANÇAS NO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DURANTE O HOLOCENO	17
3 ÁREA DE ESTUDO	20
3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	20
3.2 CLIMA	20
3.3 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA	21
3.4 PLANÍCIE COSTEIRA DURANTE O HOLOCENO	22
3.5 OCEANOGRAFIA COSTEIRA	23
3.6 VEGETAÇÃO	24
4 MATERIAIS E MÉTODOS	26
4.1 AMOSTRAGEM	26
4.2 PROCESSAMENTO DE IMAGENS	26
4.3 PROCEDIMENTOS LABORATORIAIS	26
4.3.1 Pré-tratamento das amostras para análise atividade de ^{210}Pb	26
4.3.2 Análise sedimentar e granulométrica	27

4.3.3	Análise isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, C e N	28
4.3.4	Análise palinológica	29
4.3.5	Confecção de lâminas e análises microscópicas	31
4.4	EL NIÑO, DADOS METEOROLÓGICOS E VAZÃO	32
5	RESULTADOS	33
5.1	IDADES, TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO E GRANULOMETRIA	33
5.2	PALINOLOGIA	34
5.3	$\Delta^{13}\text{C}$, COT E NT	36
5.4	DADOS METEOROLÓGICOS E VAZÃO DO RIO ITAPICURU	38
6	INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO	41
6.1	FASE I: ~1940 - 1988 AD	41
6.2	FASE II: ~1988 - 2017 AD	42
7	CONCLUSÃO	44
	REFERÊNCIAS	46

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Os manguezais são ecossistemas distribuídos ao longo das zonas costeiras, os quais caracterizam um ambiente transicional entre os continentes e os oceanos (FAO 2007). Estão situados nas faixas tropical e subtropical do planeta. Ocupam áreas inundadas como lagoas costeiras, estuários, baías e deltas (Alves 2001).

Segundo Pereira Filho & Alves (1999), os manguezais possuem importantes funções tanto econômicas, quanto naturais, tais como: i) proteção da linha de costa e retenção de sedimentos transportados pelos rios; ii) filtro biológico com alta concentração de nutrientes, e iii) renovação da biomassa costeira.

As condições ideais para o desenvolvimento desses ambientes estão relacionadas à temperatura e à pluviosidade, pois, são necessárias médias anuais acima de 20°C e mínimas superiores a 15°C, ou seja, com amplitude térmica em torno de 5°C e precipitação pluviométrica acima de 1500 mm/ano (Correia & Sovierzoski 2005).

A variação do nível médio do mar também é um importante fator para a formação dos manguezais. Trata-se de um processo lento e gradual, que reorganiza constantemente o espaço nestes ambientes, pois, o desenvolvimento de espaços novos pela fixação de espécies de manguezal é mais acelerado que o processo de formação dos solos. Portanto, a cada mudança do nível do mar, ocorre uma adaptação dos manguezais, evitando assim a extinção desse ecossistema (Alves 2001).

Mudanças recentes no Nível Médio Global do Mar (NMGM) e Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) estão associadas como efeito recente do fenômeno El Niño (Haddad *et al.* 2013), caracterizado por um aquecimento anormal das águas superficiais no oceano Pacífico Tropical, mudando os padrões de ventos a nível mundial, e consequentemente, os regimes de chuva em regiões tropicais e de latitudes médias (Sampaio 2000). Esta correlação entre as mudanças no nível do mar e El Niño foi observada durante três grandes eventos (1997-98, 2006-07 e 2009-10) que revelaram uma série de oscilações no nível médio global do mar em curtos períodos, sugerindo que isso está parcialmente relacionado ao efeito El Niño. Mudanças globais associadas ao El Niño Oscilação Sul (ENSO) causam variações severas no tempo e no clima ao redor das costas e oceanos (Rossi & Soares 2017).

À luz do El Niño 2015-16, algumas consequências ecossistêmicas e econômicas deste fenômeno foram descritas em sistemas contrastantes (pesca e zonas de ressurgência, recifes de corais e manguezais), enfatizando o possível papel das mudanças climáticas e suas consequências na biodiversidade marinha (Rossi & Soares 2017).

Nos últimos anos, a temperatura e o nível médio do mar têm aumentado cerca de 0,6°C e 0,3m, respectivamente. Durante o Holoceno há várias evidências dessas oscilações, tanto no litoral brasileiro, quanto em outras partes do mundo. Com isso, é bem provável que tenha ocorrido um deslocamento das zonas ocupadas pelo manguezal para locais topograficamente mais altos (Cohen *et al.* 2005, Suguio 2008, Dias *et al.* 2009b, Buso Jr. 2010), uma vez que as oscilações de temperatura e alterações no nível do mar influenciaram a expansão e contração dos manguezais durante o Holoceno (França *et al.* 2013).

Estudos voltados para sedimentologia, palinologia e geoquímica, trazem à discussão mudanças na densidade e espacialização dos manguezais durante o Holoceno, devido às alterações nos parâmetros principais de desenvolvimento desse ecossistema (Cohen *et al.* 2008, França *et al.* 2012). Todavia, ainda são escassos os estudos voltados para a reconstituição paleoambiental a partir de análises palinológicas, bem como, ainda são pouco compreendidas as respostas dos manguezais do nordeste brasileiro, frente às alterações do nível relativo do mar (NRM), devido às mudanças climáticas durante o Holoceno (Fontes 2015).

De acordo com o Atlas dos Manguezais do Brasil (ICMBIO 2018), a linha de costa do estado da Bahia é a segunda maior em extensão de manguezais do país, perdendo apenas para a costa paraense. A costa baiana apresenta diversificações territoriais de acordo com o comportamento climático, a geologia, geomorfologia e oceanografia de cada região. A geodiversidade do estado é classificada em 71 unidades geológico-ambientais, tais como, tabuleiros dissecados, planaltos e baixos platôs, colinas, morros baixos e flúvio-marinha, vales encaixados e recifes.

Uma das principais bacias hidrográficas que compõem a planície litorânea da Bahia é a do rio Itapicuru, localizada na região nordeste do estado (Coordenadas: 10°00' e 12°00'S e 37°30' e 40°45'W) (Bastos Neto 2008). Sua nascente encontra-se a oeste do estado, no município de Campo Formoso, possuindo uma extensão de 534,8 km até desaguar no Oceano Atlântico (Lima 2017).

Por apresentar grandes dimensões, o sistema ambiental da região possui diversas modificações de paisagem que apresentam variação topográfica longitudinal com baixas altitudes no litoral e aumento de acordo com sua condução à montante, com altitudes médias entre 200 a 550m envolvendo toda a parte central da bacia. A oeste, onde está localizada sua nascente, se intensificam as características de um relevo mais acidentado com a predominância de serras, morros e colinas que atingem mais de 1.200m em trechos da serra de Jacobina. Um dos principais contribuintes para a diversidade da paisagem que modelam feições distintas ao longo do percurso da bacia do rio Itapicuru, é a variação espacial do clima, apresentando clima úmido a sub-úmido no litoral, sendo gradativamente modificado para sub-úmido a seco e semiárido ao norte da bacia (Lima 2017).

O presente trabalho realizou uma reconstituição paleoambiental na foz do rio Itapicuru, litoral norte da Bahia, no município de Conde, com base em resultados de análise de testemunho, perfis granulométricos, análises isotópicas e elementares, análises palinológicas e datações por meio do ^{210}Pb . Desta forma, através dos resultados obtidos, foi possível documentar a dinâmica da vegetação costeira na foz do rio Itapicuru e reconhecer o impacto das mudanças climáticas nos manguezais, descrevendo momentos de expansão e contração deste ecossistema.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

Identificar as mudanças na distribuição espacial dos manguezais e unidades de vegetação associadas na foz do rio Itapicuru-BA, conforme as alterações no nível relativo do mar e mudanças climáticas durante o Holoceno tardio.

1.2.2 Específicos

- Reconstituir a paleovegetação com a ajuda de análises palinológicas;
- Demonstrar evidências de alterações climáticas ao longo do Holoceno tardio;
- Determinar a cronologia dos eventos por meio de datações ^{210}Pb .

2 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

Neste tópico serão apresentadas as revisões sobre: a) isótopos estáveis do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) da matéria orgânica sedimentar e da vegetação; b) isótopos estáveis do nitrogênio ($\delta^{15}\text{N}$) da matéria orgânica sedimentar; c) relação C/N no sedimento; d) datação ^{14}C ; e) palinologia em estudos de reconstrução paleoambiental; f) mudanças climáticas na Amazônia brasileira durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno; e g) variações do nível relativo do mar durante o Holoceno no litoral amazônico.

2.1 ESTRATIGRAFIA

É a área científica responsável pela descrição de sucessões de rochas e sua interpretação em termos de uma escala de tempo geológico. Doyle & Bennet (1988) estabelecem que a estratigrafia é a chave para o entendimento da Terra, seus materiais, estrutura e evolução, esta engloba tudo o que tem acontecido na história do planeta sendo as camadas de rochas do continente e os solos oceânicos os que registram o acontecido na terra.

O tradicional esquema descritivo estratigráfico subdivide antigas rochas sedimentares, e envolve a definição de unidades litologicamente homogêneas (formações) que podem ser subdivididas (membros), também consiste na comparação de ambientes deposicionais modernos e antigos, e os processos que controlam suas sucessões de fácies e geometrias (Walker & James 1992).

2.2 PALINOLOGIA

Palinologia é um termo que foi definido por Hyde (1944, *apud* Castro 2006) para designar a parte da botânica que se dedica ao estudo dos grãos de pólen, assim como dos esporos. Portanto, Hyde & Williams (1945) definiram este termo como o estudo morfológico do pólen e do esporo, assim como de sua dispersão e aplicação. Todavia, seu surgimento se deu no século XVII, quando se desenvolveu a microscopia ótica, permitindo assim que estas partes diminutas das plantas pudessem ser observadas com maior precisão (Salgado-Labouriau 1973). Como consequência, as pesquisas de pólen começaram a ser empregadas para inúmeras finalidades como, por exemplo, na detecção de mudanças florísticas ao longo do tempo por meio de análise palinológica (pólen presente em sedimentos) e, em paralelo, na detecção das mudanças climáticas ocorridas neste ambiente, responsáveis pela mudança das espécies vegetais locais (Absy *et al.* 1993, Behling 1998). Aliado a isto, foi possível também determinar em que período

essas mudanças ocorreram através da datação das amostras por C-14 (Absy *et al.* 1993, Salgado-Labouriau 1997).

A análise polínica envolve o exame quantitativo de esporos e pólen em horizontes sucessivos através de um núcleo, particularmente em sedimentos de pântano, manguezal, lago ou delta. Esse método produz informações notáveis sobre mudanças regionais na vegetação ao longo do tempo, especialmente em sedimentos quaternários onde as plantas são bem conhecidas (Arsmotrong & Brasier 2005).

Esporos e pólen são produzidos durante o ciclo de vida de plantas (esporos pelas briófitas e samambaias, pólen pelas plantas superiores). Ambos possuem uma parede, notavelmente resistente ao ataque microbiano e aos efeitos da temperatura e pressão após o soterramento (Arsmotrong & Brasier 2005).

Deste modo, a palinologia vem sendo amplamente empregada como ferramenta para a reconstituição paleoambiental, paleoclimática e entendimento das variações do nível do mar durante o Holoceno em diversos estudos como os de Parolin *et al.* (2006) na região de Taquarussu - MS, Rodrigues & Senna (2011) no testemunho Bom Jesus – PA, e Salgado (2019) na Planície Costeira do Rio Grande do Sul – RS, assim como diversos outros estudos no litoral brasileiro e ao redor do mundo.

2.3 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

Durante a abertura do Atlântico Sul no Cretáceo Inferior, o sistema de “Rift” Recôncavo-Tucano-Jatobá juntamente com as bacias da margem continental de Camamu- Almada e Jacuípe, foram desenvolvidas na região norte da litosfera cratônica de São Francisco (Gordon *et al.* 2017). Este sistema localiza-se na margem brasileira oriental, sobre terrenos de idade Arqueana-Paleozóica, o controle de embasamento foi fundamental na evolução do arcabouço tectônico das bacias onde falhas e zonas de cisalhamento foram reativadas durante o rompimento no Cretáceo Inferior formando uma anisotropia planar nas bacias (Magnavita & Cupertino 1988). A Bacia do Tucano é dividida em três sub-bacias, conhecidas como Tucano Sul, Central e Norte, que são separadas umas das outras por características transversais à tendência do “rift”. Posteriormente foi implantado um sistema flúviolacustre que desaguava no lago do Recôncavo e preencheu e sedimentou o “rift” (Santos *et al.* 2009).

Para Silva (2009), a geologia a qual a bacia hidrográfica do rio Itapicuru pertence é bastante complexa, abrangendo tipos litológicos de diversas idades, que se relatam desde o

Arqueano até o Quaternário recente, todos fazendo parte do contexto geológico do Cráton do São Francisco. Pode-se destacar como principais estruturas geológicas de caráter regional ocorrentes na bacia: o embasamento arqueano, o complexo metamórfico de Jacobina, o complexo vulcano sedimentar Uauá-Serrinha, o grupo Chapada Diamantina, a bacia sedimentar de Tucano e as coberturas recentes terciárias e quaternárias

2.3.1 Bacia Sedimentar de Tucano

O domínio da bacia sedimentar ocupa toda a porção centro-leste da bacia hidrográfica do rio Itapicuru, limitada a oeste, através de um complexo sistema de falhas, pelas litologias do Complexo Vulcano-Sedimentar Uauá-Serrinha e a leste pelo embasamento granito gnáissico parcialmente recoberto pela Formação Barreiras. Nesta área estes sedimentos estão enquadrados no domínio da Bacia Sedimentar de Tucano, que faz limite ao sul com a Bacia do Recôncavo através do alto de Aporá e a norte com a Bacia de Jatobá no limite estadual com Alagoas. É litologicamente representado pelo Grupo Brotas, pelos sedimentos da Seqüência Petróleo, representados pelos Grupos Santo Amaro e Ilhas, formando o Supergrupo Bahia, e pelas Formações São Sebastião e Marizal, compostas de terrígenos clásticos depositados numa fase de relativa estabilidade, recobrimdo as litologias mais antigas (Bahia 1995) (Figura 3).

GEOCRONOLOGIA			TECTÔNICA	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	AMBIENTE DEPOSICIONAL	COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA				
ERA	PERÍODO	IDADE								
Cenozóico	Neógeno	Pleistoceno		Sedimentos Aluvionares	Fluvial	Areias, siltes, argilas e lentes conglomeráticas				
	Paleógeno	Oligoceno		Depósitos Colúvio-eluviais	Cobertura detrítica residual	Cascalhos e areias				
Mesozóico	Cretáceo	Aptiano	Pós-Rifte	Formação Crato	Lacustre raso a profundo	Calcários laminados intercalados com arenitos, margas, siltitos e folhelhos				
				Formação Marizal	Fluvial associado a deltas	Arenitos, siltitos e argilitos com estrutura de sobrecarga				
		Barremiano	Rifte	Formação São Sebastião	Fan-deltas	Fluvial de alta energia com retrabalhamento eólico	Arenitos médios a finos com níveis grossos na base			
		Haute-riviano								
		Valanginiano								
	Barreariano		Formação Candeias	Flúvio Lacustre raso	Arenitos, folhelhos e siltitos argilosos intercalados com carbonato					
	Jurássico	Tithoniano	Pré-Rifte	Grupo Brotas	Formação Aliança	Lacustre	Folhelhos e siltitos			
								Formação Itaparica		
								Formação Sergi	Fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico	Arenitos grosso a finos com crosta laterítica
	Paleozóico	Permiano	Sinéclise		Formação Santa Brígida	Transicional a marinho raso	Arenitos médios a grossos, siltitos calcíferos, folhelhos verdes e dolomitos			
Carbonífero								Formação Curitiba	Marinho raso	Arenitos argilosos, calcários e folhelhos varvitos
Siluriano								Formação Tacaratu	Fluvial entrelaçado associado com leques aluviais	Arenitos grossos a conglomeráticos com crostas lateríticas
Proterozóico				Embasamento Cristalino		Granitos, migmatitos, gnaisses, sienogranitos, monzogranito e quartzitos				

Figura 1 - Coluna estratigráfica da Sub-Bacia do Tucano Norte.
Fonte: Modificada de Neumann & Rocha (2013).

A Bacia de Tucano devido a feições estruturais com direção preferencial NW-SW, pode ser subdividida em três sub-bacias denominadas Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte. O limite da sub-bacia de Tucano Sul com a Bacia do Recôncavo é representado pelo Alto de Aporá, à norte a sub-bacia do Tucano Sul limita-se com a sub-bacia do Tucano Central pela zona de acomodação do rio Itapicuru, o limite entre as sub-bacias do Tucano Central e Tucano

Norte (Figura 3) é dada pela zona de acomodação do rio Vaza Barris, já o limite da sub-bacia do Tucano Norte com a Bacia do Jatobá e o rio São Francisco.

Segundo Farias (2014), na zona mais externa do estuário do rio Itapicuru, os sedimentos do estuário costumam ser arenosos com baixa concentração de lama. Isto se dá devido à erosão de um sistema de dunas que se encontra na região ao longo do canal. Na sua zona central, há predominância de areia fina com pontuais ocorrências de silte grosso. Nesta região, o canal é alargado se comparado à zona externa. Estas características estão associadas à diminuição de energia do local, devido ao decréscimo da ação de correntes. Já na zona interna do estuário, o padrão textural é volta a ser grosso, sendo a descarga fluvial que influencia no processo de transporte e na sedimentação. Nesta zona, há contribuição de rios tributários menores, contribuindo assim nas correntes fluviais.

2.3.2 Embasamento Arqueano

Classificadas como rochas gnáissicas magmatíticas granulíticas de composição variada, ocorrem descontinuamente em leptitos e kinzigitos, além de lentes concordantes de quartzitos, quartzitos ferríferos, calcossilicáticos, anfibolitos e metabasitos, com fácies metamórfica predominante de anfibolito, sendo observados, também, fenômenos de migmatização, tectonismo e intrusões graníticas. Estas rochas afloram predominantemente na região do alto e médio Itapicuru, onde estão encaixadas as litologias de Greenstone Belt do Itapicuru e mais a oeste os metassedimentos do Grupo Jacobina. Na porção oriental da bacia, estas rochas do embasamento estão recobertas pelos sedimentos da Bacia do Recôncavo e pela Formação Barreiras (Bahia 1995).

2.3.3 Complexo Metamórfico de Jacobina

O Grupo Jacobina é denominado pelos metassedimentos aflorantes na serra homônica, de origem clástica, vulcanoclástica e vulcanoquímica, individualizados nas Formações Serra do Córrego, Rio do Ouro, Cruz das Almas, Serra da Alegria e Água Branca. Estes sedimentos afloram na porção ocidental da bacia hidrográfica de Itapicuru, próximo ao seu limite oeste, formando uma faixa alongada no sentido 59 norte-sul, a qual extrapola os limites da bacia, indo de Miguel Calmon ao sul, até Jaguarari ao norte. Este conjunto de rochas forma um pacote com mais de 500 metros de espessura de metaconglomerados basais, que gradam de forma descontínua para metapelitos no topo. A característica estrutural principal desta unidade é o controle tectônico por um feixe de falhamentos longitudinais de direção aproximada norte-sul,

cujos principais representantes, são as falhas de Jacobina, Maravilha, Pindobaçu e Itaitu (PDRH 1995).

2.3.4 Complexo Vulcano-Sedimentar Uauá-Serrinha

Constitui uma sequência de rochas vulcânicas e metassedimentares que afloram no médio curso do Rio Itapicuru entre as cidades de Tucano a leste e Queimadas a oeste, estendendo-se no sentido norte-sul até os limites da bacia, definindo uma faixa entre a borda ocidental da bacia sedimentar de Tucano e as rochas arqueanas do embasamento a oeste (Bahia 1995). Litologicamente forma um conjunto de rochas metamórficas, vulcânicas, intrusivas ácidas, básicas e ultrabásicas, encaixadas em um substrato gnáissicomigmatítico, constituindo, segundo Mascarenhas (1973), uma sequência do tipo Greenstone Belt. O grande número de estruturas (dúctil e rúptil) confere a região um caráter de extremamente deformada, inclusive com zonas catacladasas e milonitizadas (Bahia 1995).

2.3.5 Grupo Chapada Diamantina

O Grupo Chapada Diamantina é representado na bacia do Itapicuru pela Formação Tombador, que aflora no extremo oeste da área, constituindo os divisores de água. É composta na base predominantemente por pacotes de conglomerados de espessura métricas grosseiramente estratificados, intercalados por níveis de arenitos de granulação grosseira a conglomeráticas. Os conglomerados são polimíticos com seixos e clastos subangulares de granitos, migmatitos, quartzitos, quartzos e formação ferrífera e repousam em discordância erosiva sobre litologias do embasamento Pré-Cambriano que funcionam como rochas fonte dos clastos para este conglomerado basal (Bahia 1995).

2.3.6 Grupo Brotas

O Grupo Brotas apresenta-se em pequenas áreas de afloramento descontínuo em toda a borda oeste da bacia sedimentar de Tucano e de forma menos expressiva na sua borda oriental, a nordeste da cidade de Esplanada. É composto predominantemente por folhelhos vermelhos contendo local e subordinadamente arenitos, conglomerados e evaporitos da Formação Aliança, a qual se sobrepõe um pacote dominantemente arenoso fino a conglomerático com composição de arcósio a sub-arcósio que compõem a Formação Sergi (Bahia 1995).

2.3.7 Sequência do Petróleo

Os sedimentos da Sequência do Petróleo afloram na borda ocidental da Bacia do Recôncavo-Tucano, formando uma faixa contínua de direção norte-sul entre as cidades de Araci, Tucano e Euclides da Cunha e são formados pelos Grupos Santo Amaro e Ilhas.

O Grupo Santo Amaro encontra-se discordantemente, sobre os arenitos do Grupo Brotas, sendo composto predominantemente por folhelhos, siltitos e arenitos, de coloração marrom avermelhada ao norte, tendendo para esverdeada ao sul, formando um pacote de espessura máxima de 100 metros. Neste, estão depositados folhelhos cinza-esverdeados, com finas intercalações de calcário, com pacotes de arenitos quartzosos, com diferentes porcentagens de matriz, frequentemente micáceos de granulagem fina a média. Estes dois pacotes de sedimentos, denominados Formação Itaparica e Formação Candeias, podem atingir uma espessura máxima de 1200 metros na área da Bacia.

O grupo Ilhas compõe-se predominantemente de arenitos e folhelhos. Os arenitos são quartzosos de coloração amarelada a vermelha, de granulometria e grau de seleção variado. Os folhelhos são de coloração verde a vermelha, apresentando camadas decimétricas de lamitos densos e calcários impuros (Bahia 1995).

2.3.8 Formação São Sebastião

Estes sedimentos, pertencentes ao Grupo Massaçara, afloram principalmente a sudoeste da cidade de Tucano, onde são cortados pelo curso principal do rio Itapicuru, e a nordeste e sudoeste da cidade de Itapicuru, chegando as imediações da cidade de Crisópolis. É constituído principalmente por corpos espessos de arenitos intercalados por níveis relativamente delgados de folhelhos.

2.3.9 Formação Marizal

Esta formação possui uma grande área de afloramento no domínio da Bacia Sedimentar de Tucano. Representa sedimentos depositados discordantemente, em altitude horizontal, através do preenchimento de paleovales sobre as litologias mais antigas da bacia e por vezes sobre o próprio embasamento Pré-Cambriano. É representado por um conglomerado basal que reflete a composição do embasamento sotoposto, seguido de arenitos variegados. Intercalados aos arenitos ocorrem subordinadamente siltitos e folhelhos, em parte calcíferos ou ferruginosos (Bahia 1995).

2.3.10 Grupo Barreiras

Estes sedimentos afloram na porção oriental da bacia, estendendo-se desde o litoral até as imediações da cidade de Itapicuru, onde aparecem recobrimo os sedimentos da Formação Marizal. Esta formação, na porção leste, próximo ao litoral, ocorre depositada de forma discordante, sobre as litologias pré-cambrianas do embasamento cristalino. Compõem-se predominantemente de sedimentos terrígenos, arenitos e conglomerados altamente imaturos, com intercalações de leitos argilosos e uma coloração variegada (Bahia 1995).

As rochas mais antigas da Bahia são dos Éons Arqueano e Proterozoico, sua idade varia entre 4.5-2.5 bilhões de anos, e 2.5 a 542 milhões de anos, respectivamente, as quais estão distribuídas pelas regiões central e oriental do estado. Na faixa costeira ocorrem depósitos representados por arenitos, argilitos e alguns níveis com seixos semi consolidados atribuídos ao denominado Grupo Barreiras (CPRM 2010). Os Tabuleiros Costeiros e a Planície Costeira representam os dois grandes domínios geológico/geomorfológicos presentes no extremo sul da Bahia. Nessa região, encontram-se ecossistemas extremamente frágeis como manguezais, brejos, restingas, dentre outros (Andrade & Dominguez 2002).

2.3.11 Coberturas Tércio-Quartenária Detríticas

Ocorrem de forma dispersa em toda porção ocidental da bacia do Itapicuru, notadamente na região compreendida entre as cidades de Serrolândia, Riacho da Onça e Ponto Novo. Nesta região, estas coberturas se mostram tão representativas a ponto de serem denominadas de Formação Capim Grosso, denominação está abandonada posteriormente por falta de suporte estratigráfico. São depósitos essencialmente arenosos, inconsolidados, mal selecionados, de granulação média e subarredondados, podem ser localmente argilosos. A parte basal geralmente apresenta níveis cascalhosos ou conglomeráticos (Bahia 1995).

2.3.12 Depósitos Quaternários

São sedimentos predominantes arenosos que ocorrem na forma de aluviões ao longo do curso dos principais rios e como depósitos litorâneos na região costeiro, bem representados nas imediações da cidade de Conde. Os aluviões são depósitos essencialmente arenosos, com níveis cascalhosos, restritos a calha dos rios e formando a planície aluvionar. Os depósitos litorâneos são constituídos de sedimentos flúvio-marinho, principalmente areias de praia, condicionados ao desenvolvimento morfológico do litoral. São areias quartzosas geralmente inconsolidadas, bem classificadas e de 63 granulação média a fina. Nas zonas de manguezais e alagadiços,

freqüentemente são encontrados sedimentos argilo-arenosos de coloração branca. Na região de Conde, bem próximo ao litoral, ocorrem areias de granulação fina, quartzosa, bem selecionada e com bom grau de arredondamento, relacionadas a depósitos de dunas (Bahia 1995).

2.4 $\delta^{13}\text{C}$ DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR

Os isótopos estáveis do carbono ocorrem naturalmente em proporções bastante distintas na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera. O ^{12}C representa 98,89% de todo o carbono encontrado na natureza, enquanto a abundância do ^{13}C é de apenas 1,11%. Pessenda *et al.* 2005 destaca que na década de 1970, foi demonstrado e aceito que a razão entre esses dois isótopos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) das plantas diferiam amplamente e que a relação destes poderia ser utilizada para distinguir os diferentes tipos de ciclos fotossintéticos C_3 (árvores) e C_4 (gramíneas), sendo demonstrado que as plantas C_3 apresentam valores da composição dos isótopos mais negativos do que as plantas C_4 (Bender 1971, Smith & Epstein 1971). Os resultados dessa razão são expressos pela unidade relativa δ , como mostra a equação abaixo (Equação 1) determinada em relação ao padrão internacional PDB (molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA), sendo o desvio padrão de 0,1‰ para a matéria orgânica. Amostras empobrecidas em ^{13}C quando comparadas com padrão foram relacionadas a valores negativos de “ δ ” e amostras enriquecidas, a valores positivos.

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = [(R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}})/R_{\text{PDB}}] \times 1000 \quad (1)$$

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

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ vêm sendo calibrados para os diferentes ecossistemas. Aproximadamente 85% das espécies de plantas terrestres possuem os mecanismos de fotossíntese C_3 e são dominantes na maioria dos ecossistemas, desde as florestas boreais até os trópicos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das plantas C_3 variam de -32 a -22‰, com uma média de -27‰. Para as plantas com mecanismo de fotossíntese C_4 , os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -9 a -17‰, com uma média de -13‰. As plantas C_4 compreendem cerca de 5% de todas as espécies e ocorrem em 18 famílias, metade das quais são espécies de gramíneas tropicais e subtropicais que cobrem extensas áreas de savanas, campos e pântanos salgados. As espécies CAM,

geralmente suculentas, estão distribuídas em 30 famílias, tais como Crassulaceae, Euphorbiaceae, Orchidaceae, Bromeliaceae e Cactaceae. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -10 a -28‰ são encontrados em espécies CAM – obrigatórias, os valores isotópicos foram comparáveis aos de plantas C_4 (Boutton 1996).

2.5 RAZÃO C/N

A razão C/N é utilizada em diversos estudos para reconstrução de paleoambientes, que são baseados na composição registrada da matéria orgânica dos sedimentos depositados em diversas partes do mundo (Meyers & Ishiwatari 1993; Meyers 1997; Dean 1999; Meyers & Teranes 2001).

A matéria orgânica contida nos sedimentos apresenta informações, que nos auxiliam na reconstrução de condições ambientais pretéritas (Meyers 2003), bem como o impacto das mudanças climáticas sobre os ecossistemas costeiros. Deste modo, a relação C/N da matéria orgânica dos sedimentos é utilizada para distinguir suas duas principais origens, sendo fitoplanctônica, com razões entre 4 e 10, e/ou terrestre, com razões maiores ou igual a 20 (1994). Além disso, esses dados também podem ser comparados com os dados isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) para distinguir a origem do material sedimentar (Lamb *et al.* 2006, Meyers 2003, Wilson *et al.* 2005), conforme a Figura 2.

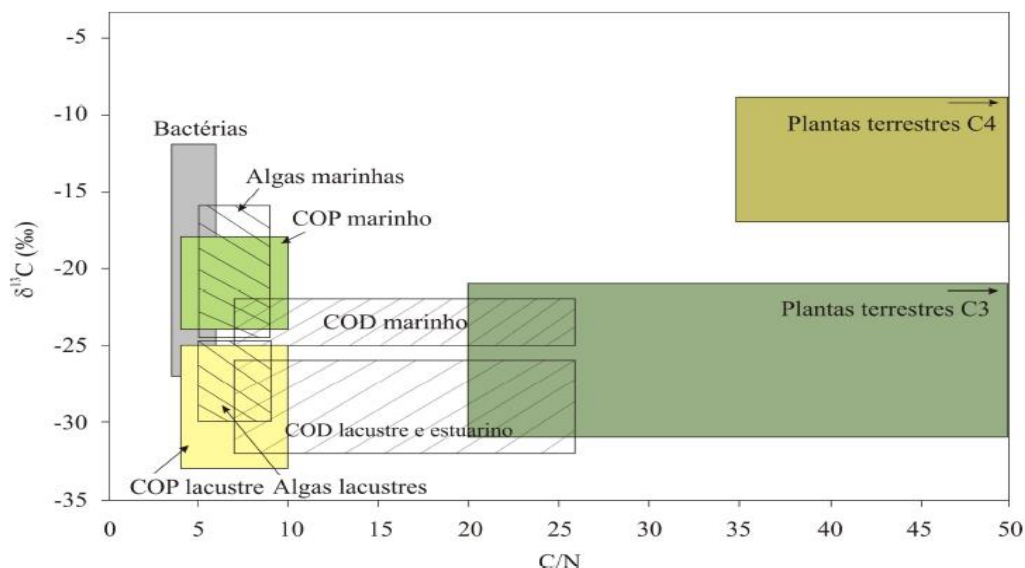


Figura 2 - Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar.
Fonte: Modificado de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003), Wilson *et al.* (2005).

Meyers (1994) apresentou que a influência de origem marinha ou continental sobre o ambiente costeiro é revelada devido o material biológico de origem marinha ser mais

enriquecido em nitrogênio quando comparado com material terrestre. Sendo assim, a interação continente/oceano na zona costeira também pode ser traçada pela relação C/N da matéria orgânica acumulada nos sedimentos superficiais, e com isso, determinar a evolução da influência relativa da matéria orgânica marinha ou terrestre.

2.6 MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O HOLOCENO

O Holoceno é a unidade estratigráfica mais recente dentro do registro geológico e cobre o intervalo de tempo de 11.700 anos atrás até os dias atuais (Walker *et al.* 2012). O termo 'holocènes', que significa 'inteiramente recente', foi usado pela primeira vez por Paul Gervais (1867) para se referir ao episódio quente que começou com o fim do último período glacial, sendo agora oficialmente definido como uma Série/Época dentro do Sistema/Período Quaternário (Walker *et al.* 2008).

O Comitê Executivo da União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS) estabeleceu a subdivisão da Série/Época do Holoceno da seguinte forma: Holoceno Inferior/Inicial: Estágio da Groenlândia com uma base datada de 11.700 anos b2k (antes de 2000 AD). GSSP = NGRIP2 núcleo de gelo da Groenlândia; Holoceno Médio = Estágio Northgrippian, com uma base datada de 8236 anos b2k. GSSP = NGRIP1 Núcleo de gelo da Groenlândia; e Holoceno Superior/Tardio = Estágio Meghalayan, com uma base datada de 4250 anos b2k. GSSP = um espeleotema (especificamente uma estalagmite) da caverna Mawmluh, Meghalaya, nordeste da Índia (Walker *et al.* 2018).

Não houve mudanças climáticas drásticas durante o Holoceno em comparação às mudanças climáticas glaciais-interglaciais (Steig 1999, Wanner *et al.* 2008). No entanto, a transição de condições glaciais para interglaciais é marcada por mudanças consideráveis na vegetação (Adams *et al.* 1990) controladas por variações paleoclimáticas (Servant *et al.* 1993).

As ferramentas utilizadas nos estudos paleoclimáticos incluem a interpretação geomorfológica, análises de grãos de pólen e esporos preservados em sedimentos, análises isotópicas e elementares da matéria-orgânica do solo, fósseis e carvão vegetal (Bigarella & Andrade-Lima 1982, Ledru 1993, Behling *et al.* 1998, Pessenda *et al.* 1996a, 2004b, 2009), dentre outras. Os dados obtidos em tais análises devem ser relacionados a uma cronologia, como por exemplo a datação com base no ^{14}C (Teixeira *et al.* 2009).

Pesquisas sobre o paleoclima na América do Sul indicaram um clima úmido durante o Holoceno inicial, o que favoreceu o desenvolvimento de florestas. Por volta de 6000/4000 anos

AP ocorreu uma regressão das florestas ocasionada por um clima mais frio e seco (Van der Hammen 1991, Absy *et al.* 1991, Servant *et al.* 1993, Salgado-Labouriau *et al.* 1997, Behling & Hooghiemstra 2000). A partir de 4000 anos AP o clima se encontrava similar ao atual (Markgraf & Bradbury 1982). Esse padrão foi interpretado como uma migração da Zona de Convergência Intertropical para o norte, devido a mudanças de insolação (Dias *et al.* 2009). Prado *et al.* (2013) indicaram um cenário de déficit hídrico na América do Sul durante o Holoceno médio em comparação ao Holoceno tardio.

Goés (2019), ratifica que a região nordeste do Brasil, com destaque ao semiárido baiano, apresenta condição climática semiárida (pulsção quente e seca), porém, ao longo do Holoceno superior foram registradas pulsações climáticas quente e úmida.

Lima (2020), afirma que uma pesquisa realizada na planície costeira do rio Itapicuru, norte de Salvador, indica que houveram ocorrência de processos de regressão marinha local durante o Holoceno, até 2,9 anos antes do presente (antes do presente refere-se a uma marcação de tempo utilizada na arqueologia, paleontologia e geologia, que tem como base de referência o ano de 1950 D.C). No entanto, é incerto se o processo continuou por mais de 2,5 anos antes do presente, portanto, existe uma lacuna no nosso conhecimento de eventos mais recentes nesta área.

2.7 MANGUEZAIS

Silva (2009) caracteriza os ambientes de manguezais como constituídos por espécies vegetais de pequeno porte, a exemplo micro e macroalgas, e espécies que variam de médio a grande porte, que são as lenhosas. Um número pequeno de espécies forma associações muito densas, apresentando forma arbustiva e arbórea, de raízes aéreas, com árvores de cerca de 4 m de altura.

Os mangues, assim como outros ambientes, estão caracterizados como exemplos de Áreas de Preservação Permanente e também como áreas consideradas ambientalmente frágeis e que constituem o Itapicuru, de acordo com Bastos Neto (2008).

Os manguezais são ecossistemas altamente produtivos, com sedimento fino e sofre diariamente as ações das marés. Por encontrarem-se em ambientes transicionais (terra e mar), as plantas (mangues) encontradas nesses locais se adaptaram para sobreviver e hospedam um diverso e complexo grupo de espécies (Spalding *et al.* 1997, FAO 2007).

As florestas de mangue são compostas por espécies do tipo halófitas, com zonação horizontal e possuem melhor adaptação em ambientes tropicais e subtropicais onde a menor temperatura é 20° C com amplitude térmica de 5°C. Seu substrato é formado predominantemente por silte e argila e pode apresentar diferentes concentrações de areia, a composição do sedimento varia de acordo com os fluxos dos rios e estuários. Em seu sedimento também possui folhas, galhos, material vegetal e animal em diferentes estados de decomposição, o que acarreta uma diminuição na quantidade de oxigênio no interior do solo (Correia & Sovierzski 2005).

Para o desenvolvimento do manguezal é necessário que se tenha um equilíbrio entre as principais componentes ambientais: temperatura, amplitude de marés, pluviosidade, aporte de água doce, sedimentos e nutrientes, além da energia solar (Schaeffer-Novelli *et al* 1990, Schaeffer-Novelli *et al.* 2000).

No Brasil ocorrem apenas seis espécies de mangue, sendo elas, *Rhizophora mangle*, *Rhizophora racemosa*, *Rhizophora harrisonii*, *Avicennia germinans*, *Avicennia schaueriana* e *Laguncularia racemosa*, que são distribuídas ao longo do litoral desde o extremo norte (Rio Oiapoque - 04°30'N) até Laguna, em Santa Catarina (28°30'S) (Schaeffer-Novelli 1989, Kjerfve & Lacerda 1993).

A foz do rio Itapicuru, que está localizada no Litoral Norte do Estado da Bahia, de acordo com Silva (2009) constitui um ambiente estuarino-lagunar típico, que apresenta remanescentes da Mata Atlântica e ecossistemas associados com manguezais, restingas e áreas úmidas, inseridas dentro da APA do Litoral Norte. O Atlas dos Manguezais do Brasil (ICMBIO 2018) afirma que os manguezais situados no curso inferior do rio Itapicuru se encontram bem conservados, rodeados por plantações de coco e pequenas ocupações humanas.

2.8 MUDANÇAS NO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DURANTE O HOLOCENO

Durante o Holoceno médio e tardio as curvas de NRM apresentaram padrões diferentes na costa leste e sul do Brasil, alguns autores como Suguio *et al.* (1985) e Angulo *et al.* (2006) sugerem que o nível do mar se elevou entre 4 e 5 metros acima do nível atual até cerca de 5100 anos AP, quando começa sua descida contínua ao longo dos últimos 5100 anos. A altura máxima do nível do mar durante o Holoceno ocorreu entre 5.370 e 4.630 anos AP (Suguio *et al.* 1985, Angulo *et al.* 2006).

Lima & Perez Filho (2020) e Esquivel (2006) afirmam que aproximadamente há 16.000 anos, o nível do mar local regrediu em torno de 120 metros abaixo do NRM atual durante o máximo glacial ou, o estágio V.

Devido a atuação das condições climáticas do ambiente, em sua maioria áridas, leques aluviais foram formados entre os tabuleiros e a planície costeira (Lima & Perez Filho 2020 *apud* Costa Júnior 2008). Essa condição teria durado até aproximadamente 5.500 – 5.100 anos, quando ocorreu a última transgressão marinha que marcou o estágio VI. A partir desse acontecimento, Lima & Perez (2020 *apud* Esquivel 2006) sugerem que teria se iniciado o processo lento e gradual de regressão marinha que favoreceu a formação de uma laguna durante o estágio VII e a instalação dos grupos humanos de pescadores coletores que construíram os sambaquis.

Ao basear-se em registros isotópicos, palinológicos e sedimentológicos, estudos realizados no norte brasileiro demonstra a história evolutiva da vegetação nos manguezais durante o Holoceno. Essa evolução caracteriza-se pelas fases: (i) aumento do nível do mar pós-glacial e estabelecimento do manguezal e (ii) posteriormente a contração do manguezal devido a descarga fluvial do Rio Amazonas (Behling *et al.* 2001, Cohen & Lara 2003, Cohen *et al.* 2005a, b, 2008, 2009, 2012, Lara & Cohen 2009).

Os paleoindicadores (conchas de ostras, sambaquis, vermetídeos, fragmentos de madeira, depósitos arenosos e detritos vegetais), mostraram-se um importante e eficaz ferramenta para a construção de curvas de nível relativo do mar, de modo a compreender melhor a evolução histórica das regiões costeiras durante o Quaternário (Suguio *et al.* 1985, Martin *et al.* 2003, Angulo *et al.* 2006).

Nota-se que o aumento do nível do mar está relacionado com a retração dos manguezais em direção ao continente, porém, as mudanças na morfologia da região norte estão, também, relacionadas aos movimentos tectônicos, que podem ter modificado o NRM com um impacto significativo na distribuição do manguezal durante o Holoceno (Hanson & Maul 1989, Rossetti *et al.* 2007, 2012, Cohen *et al.* 2012).

A restrição dos manguezais às planícies de maré conectadas à borda das lagoas, durante o Holoceno Tardio foi resultado da queda do NRM juntamente com o aumento da precipitação. Essas oscilações associadas as mudanças climáticas, produziram alterações nos ecossistemas

costeiros ao longo do litoral brasileiro. (Cohen *et al.* 2005a, b, Behling *et al.* 2007, Lara & Cohen 2009, França *et al.* 2012, Buso Jr. *et al.* 2013).

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O estuário do rio Itapicuru está situado no município de Conde, litoral norte do Estado da Bahia, a cerca de 180 Km de Salvador, capital do Estado. Sua principal via de acesso é através da rodovia BA-099 (Linha Verde). O testemunho foi coletado nas coordenadas: T1: 11°46'12,5"S (Figura 3).

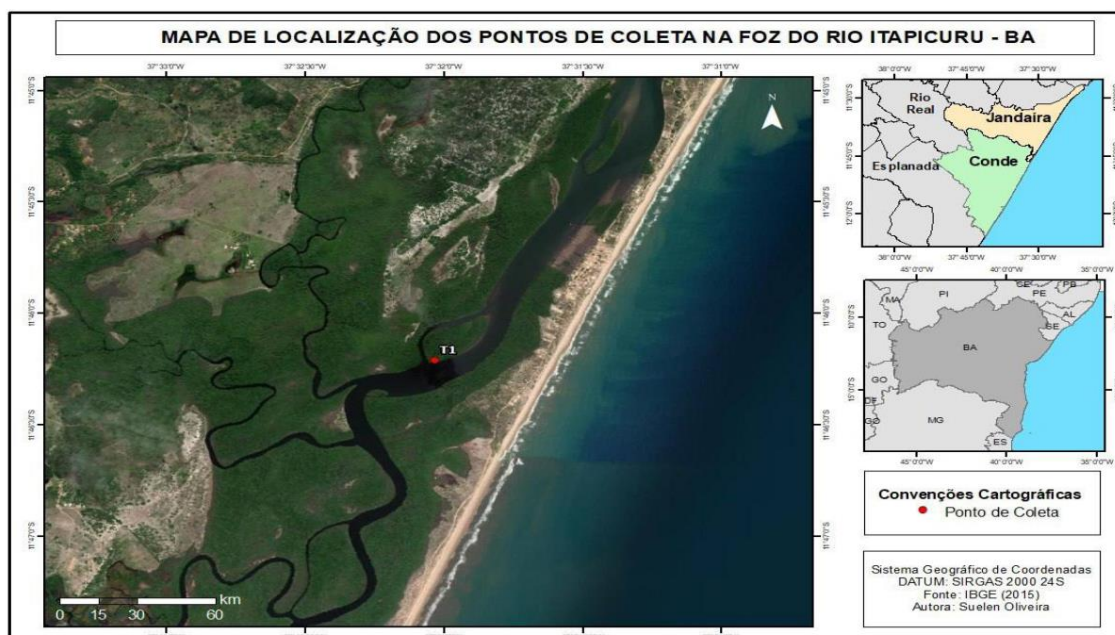


Figura 3 - Mapa de Localização do ponto de coleta na foz do rio Itapicuru-BA.
Fonte: Laboratório de Geologia de Ambientes Aquáticos - LGAA-UFRA (2020).

3.2 CLIMA

Mestrinho & Luz (2004) afirmam que mais de 80% da área da bacia encontra-se na região semiárida, sujeita à ocorrência de secas de grau severo. Lima (2017) reitera que as estações pluviométricas registram uma média anual entre 400mm e 700mm de chuva (dependendo da localização na bacia). Silva & Fontes (2017) afirmam também que a caracterização climática revela que mais de 70% do território é fortemente influenciado pelo clima de secas, o qual determina o padrão de chuvas.

Bahia (1995) também faz a classificação climática de Köppen para toda a área da bacia do Itapicuru, o classificando como de climas da categoria A, tropical chuvoso em que a temperatura de todos os meses é superior a 18°C, apresentando ao longo da bacia quatro variantes do clima A, sendo elas As, Am, Aw¹ e Aw¹¹.

Silva (2009) também corrobora que o clima predominante da região é o tropical chuvoso que possui chuvas escassas na primavera-verão e que frequentemente, a região é dominada pelos ventos alísios de SE, que assumem também a direção E ou NE, no verão, e afirma ainda que estes são ventos reguladores e constantes (brisas), com velocidade fraca.

O rio Itapicuru localiza-se no litoral norte do estado da Bahia, no município do Conde, sua planície costeira compreende em termos de superfície aproximadamente 944,06km² (Soares 2012). O clima na região é classificado como Tropical, o clima classificado como Am e segundo Köppen e Geiger 25.0 °C é a temperatura média. Os índices pluviométricos anuais apresentam maiores concentrações durando os meses de outono e inverno, quantificando uma média de 1489mm (Figura 4).

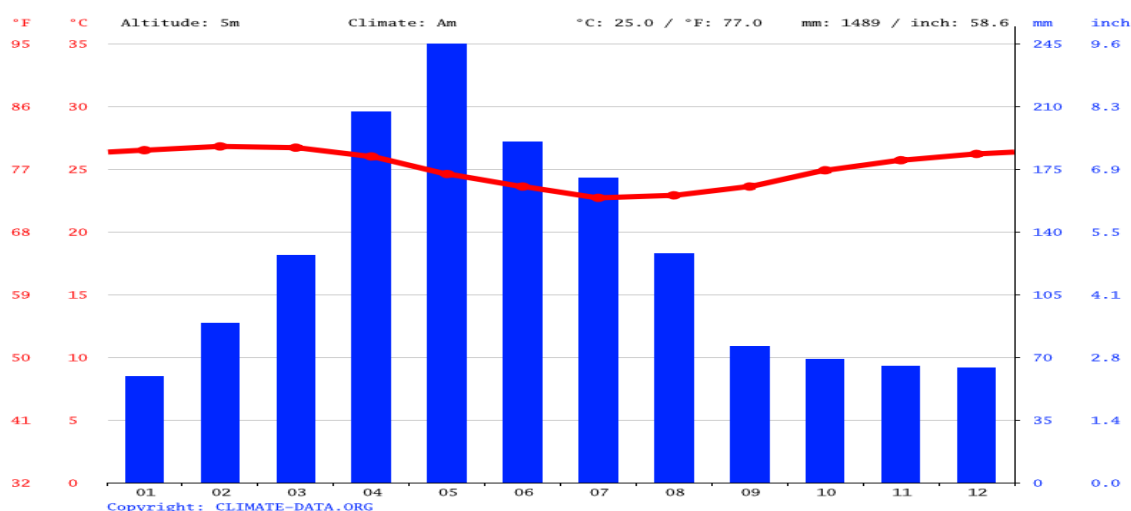


Figura 4 - Temperaturas e precipitações médias em relação ao clima em Conde-BA.

Fonte: Climate Data (2020).

Os valores de insolação na região são superior a 2000 horas anuais, havendo um decréscimo no período de outono inverno. E a umidade relativa possui uma média superior a 80% (Soares 2012). De acordo com a classificação Thornthwait & Matter (1955), a cidade do Conde possui clima úmido subúmido megatérmico, com temperatura e pluviosidade média anual de 24,2°C e 1.427 mm respectivamente (Farias 2014).

3.3 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

As rochas mais antigas do estado da Bahia são do Éon Pré-Cambriano, abrangendo

as rochas arqueanas e proterozóicas; sua idade varia entre 4,5-2,5 bilhões de anos, e 2,5 milhões a 542 milhões de anos, respectivamente, as quais se distribuem pelas regiões central e oriental do estado. Na faixa costeira ocorrem areias, argilas e camadas de seixos semiconsolidados atribuídos à denominada Formação Barreiras (CPRM 2010).

Os Tabuleiros Costeiros e a Planície Costeira representam os dois grandes domínios geológico/geomorfológicos presentes no nordeste da Bahia (Figura 5). Nessa região, encontram-se ecossistemas extremamente frágeis como manguezais, restingas, dentre outros. O município de Conde pertence ao domínio cenozoico inconsolidados ou pouco consolidado, depositados em meio aquoso (CPRM 2010).

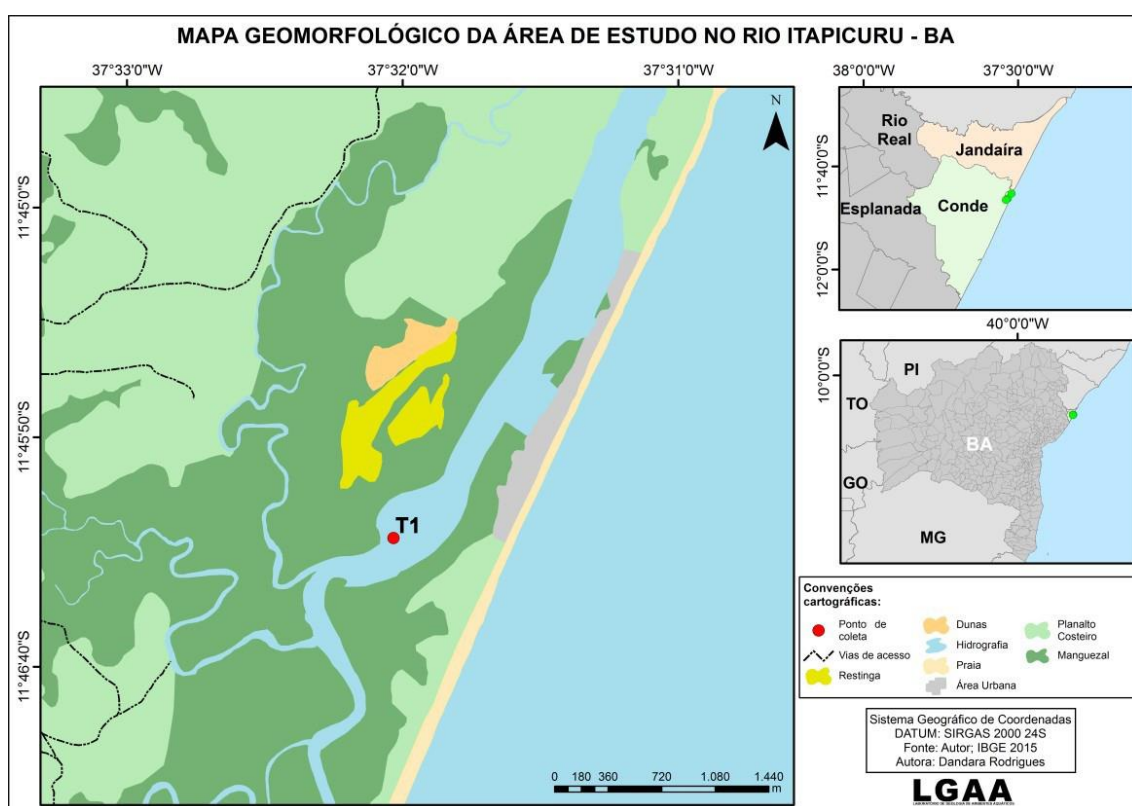


Figura 5 - Mapa geomorfológico na foz do rio Itapicuru, Bahia.
Fonte: Laboratório de Geologia de Ambientes Aquáticos (LGAA-UFRA, 2020)

3.4 PLANÍCIE COSTEIRA DURANTE O HOLOCENO

A planície costeira de Conde (também conhecida como planície costeira do Itapicuru) é a mais desenvolvida, Dominguez *et al.* (1981) demonstraram o modelo evolutivo desenvolvido para todo o litoral da Bahia, este é o mais utilizado para entender a sedimentação e estabelecimento da planície costeira local.

A datação de sítios de sambaquis indicou estágios de mar alto durante o Holoceno.

Porém, durante os anos de 5.100 e 2.5000 houve uma fase regressiva do nível do mar na planície costeira de Conde, formando leques aluviais, esta fase regressiva sucede até os dias atuais de forma lenta e gradual (Esquivel 2006).

Indícios de regressões do nível do mar podem ser encontrados em terraços marinhos pois são formas de relevo cujas variáveis genéticas incluem flutuações do nível relativo do mar e movimentos crustais, servindo como evidência de paleoníveis situados acima do nível atual (Koss *te al* 1994, Pirazzoli 2005, Suguio 2010). O estudo dos terraços marinhos possibilita a interpretação de paleoníveis glaucioeustáticos pretéritos (Suguio 2010), sendo objeto de investigação por parte de geomorfólogos costeiros, em pesquisas sobre a evolução de zonas litorâneas durante o Quaternário.

3.5 OCEANOGRAFIA COSTEIRA

A dinâmica costeira do litoral nordeste brasileiro é constituída por um regime de meso-maré (Figura 6) que possui a altura média de 1,50 m e máxima de 3,5 m, durante os períodos de sizígia (DHN 2007). O regime de maré no litoral nordeste é classificado como semi-diurno (Figura 7), conforme NOAA Ocean Service Education (2017). A deriva litorânea nesta região possui direção de norte para sul.

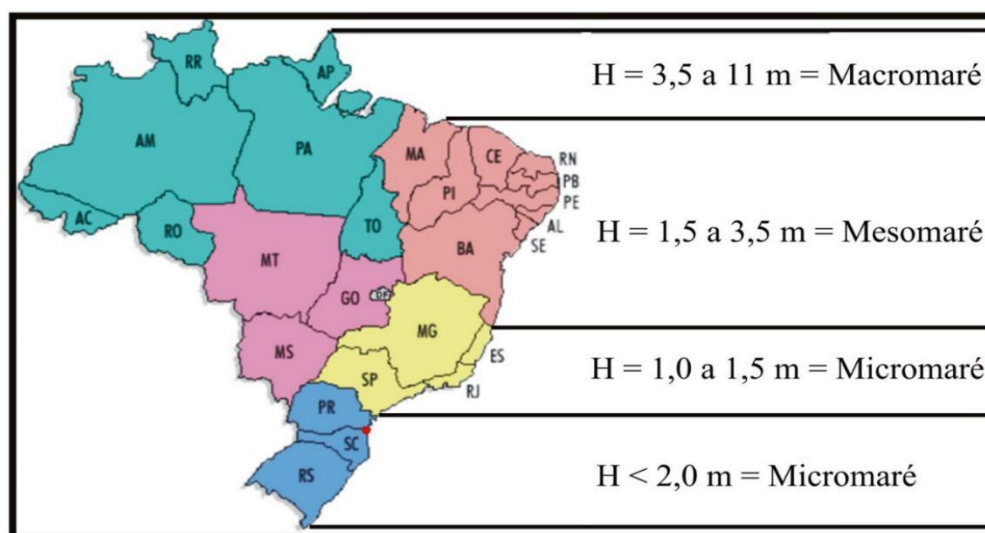


Figura 6 - Variação da maré ao longo do litoral brasileiro com destaque para a área de estudo (ponto vermelho). Fonte: Compilado de Hayes (1975).

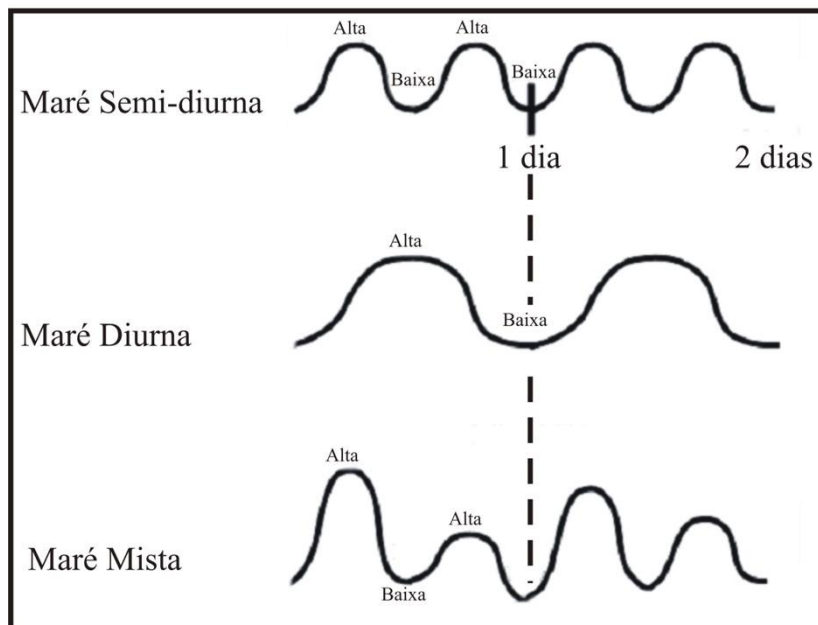


Figura 7 - Classificação dos regimes de marés.
Fonte: NOAA Ocean Service Education (2017).

3.6 VEGETAÇÃO

A região litorânea do rio Itapicuru, onde está localizada a foz, segundo Guimarães *et al.* (2019) tem sua composição por vegetação praiial, zonas úmidas, manguezal, assim como a restinga em moitas e matas de restinga, sendo essas duas últimas os tipos predominantes. Menezes (2019) afirma também que a costa litorânea do município de Conde possui paisagens compostas por remanescentes de vegetação de Mata Atlântica, o manguezal do rio Itapicuru, áreas alagadas, vegetação de restinga, formações dunares e um sambaqui. Também afirma (Menezes 2015) que as paisagens formadas pelas dunas e terraços marinhos recobertos por uma vegetação de característica marinha, são formações de floresta Ombrófila de terra baixa.

A vegetação original do município do Conde passou por diferentes pressões exercidas pelas atividades econômicas ao longo do tempo, situação essa que gerou perda significativa da cobertura vegetal que contribuiu para a aceleração de processos erosivos no local. O intenso desmatamento ao longo do tempo permite constatar diversos fragmentos de vegetação de Mata Atlântica, apresentando muitos estágios de regeneração, assim como vegetação de restinga bastante alterada, com áreas totalmente degradadas o que possivelmente trouxe impactos negativos no comportamento e manutenção de espécies da fauna local (Menezes 2019).

Silva (2009) realizou um estudo na área e classificou 04 domínios fitoecológicos como os que predominaram: Floresta Ombrófila e Mata Ciliar, Restingas, Áreas Antropizadas, Vegetação de água Doce e Salobra. Estudos realizados por Menezes *et al.* (2009), na região da cidade de Conde, identificaram um total de 142 espécies de vegetação pertencentes a 67 famílias botânicas, sendo a Cyperaceae a de maior riqueza específica, com 16 espécies. Porém, as espécies da família Polygonaceae e Myrtaceae dominam na região de Conde. A *Rhizophora mangle* é a espécie que predomina no ecossistema de mangue. Estas florestas são representativas do clima tropical quente, úmido e subúmido, todas típicas do bioma Mata Atlântica. As temperaturas médias para a região são elevadas (entre 24° e 26°C), com amplitudes térmicas variando entre 3° e 6°C, e altos índices pluviométricos anuais (entre 1000 mm à 1400 mm (Esqueviel 2006, Alvares *et al.* 2013, Inema 2016).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 AMOSTRAGEM

O testemunho T1 foi coletado com o auxílio de um trado russo em uma planície de inundação do rio Itapicuru, próximo ao município de Conde, litoral norte da Bahia. Por se tratar de um ambiente redutor com alto teor de matéria orgânica, esses ambientes são adequados para a preservação dos grãos de pólen.

O testemunho de sedimento coletado foi armazenado em tubos e envoltos por filme de PVC, em seguida conduzidos a um freezer com temperatura em torno de 4°C, com o objetivo de evitar o crescimento de fungos e bactérias no material, pois esses organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO₂ com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux *et al.* 1999), podendo comprometer futuras datações.

4.2 PROCESSAMENTO DE IMAGENS

As imagens de satélite (LANDSAT) utilizadas para a confecção dos mapas foram obtidas através do catálogo digital do INPE e do software Google Earth. Com esses dados foram realizadas análises multitemporais do comportamento e distribuição espacial do manguezal da foz do rio Itapicuru. Assim, foram confeccionados mapas das unidades geológicas e de espécies vegetais do local, com o auxílio do ArcGis 10.2.

4.3 PROCEDIMENTOS LABORATORIAIS

4.3.1 Pré-tratamento das amostras para análise atividade de ²¹⁰Pb

As datações foram conduzidas no Centro Regional de Ciências Nucleares do Nordeste (CRCN-NE). A atividade de ²¹⁰Pb foi determinada conforme Godoy *et al.* (1998), utilizando um detector proporcional de fluxo gasoso Canberra Modelo S5 XLB. Foi utilizado um modelo de concentração inicial constante (modelo-CIC) para a obtenção da taxa de sedimentação do testemunho, por meio do decaimento radioativo de ²¹⁰Pb. Para estimar a datação do testemunho foi utilizada a equação abaixo:

$$\text{Data estimada} = a - (b/c) \quad (2)$$

a = ano de coleta do testemunho

b = profundidade da seção a ser analisada

c = taxa de sedimentação encontrada no testemunho

4.3.2 Análise sedimentar e granulométrica

Foram realizadas radiografias nos testemunhos que tiveram como objetivo identificar possíveis estruturas sedimentares nos mesmos. A coloração do testemunho foi descrita com base na carta de cores de Munsell (Munsell Color 2009).

Para a determinação granulométrica os testemunhos foram amostrados em intervalos de 10 cm para lavagem com água destilada/deionizada e peróxido de hidrogênio (H_2O_2) com intuito de remover a matéria orgânica (Figura 8). Em seguida, o material foi desagregado através de ultrassom e agitador mecânico (França 2010). O tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas a laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu). A classificação do tamanho dos grãos seguiu a proposta de Wentworth (1922), baseado nos percentuais de areia (2-0.0625 mm), silte (62.5-3.9 μm) e argila (<3.9 μm). O tratamento dos resultados foi realizado através do software SYSGRAN 3.0 (Camargo 2006). A análise de fácies incluiu a descrição de cor (Munsell Color 2009), litologia, textura e estrutura (Harper 1984, Walker 1992).

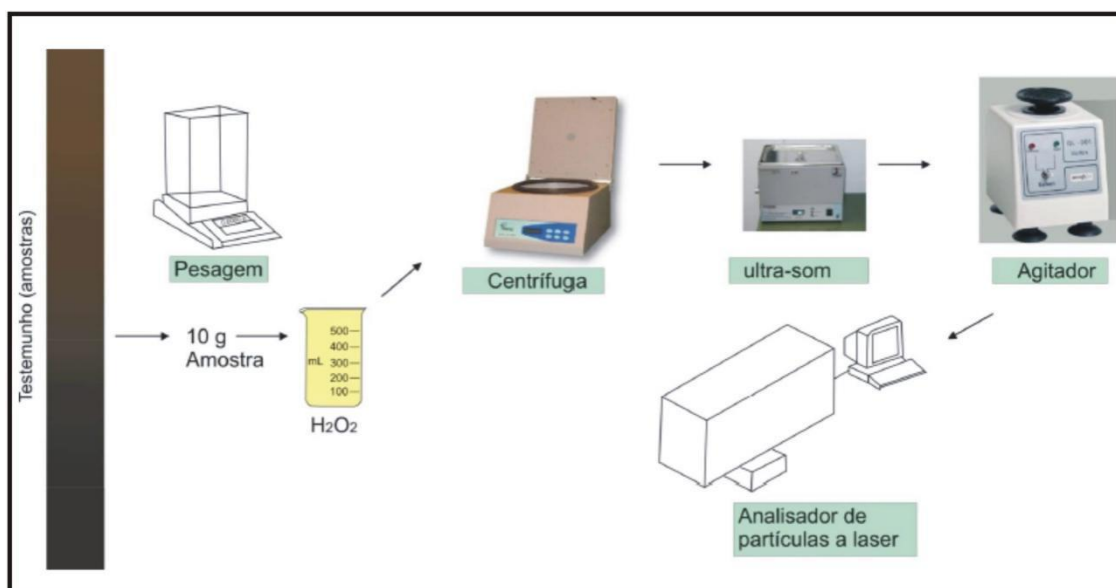


Figura 8 - Modelo esquemático do pré-tratamento das amostras para serem lidas pelo analisador de partículas a laser Fonte: França (2010).

Os dados gerados no SYSGRAN 3.0 (Camargo 1999) foram utilizados para gerar os diagramas de Pejrup (1988) com o intuito de analisar a relação da distribuição sedimentar e a hidrodinâmica local (Figura 9). Este autor utilizou o teor de argila presente nos sedimentos para delimitar as áreas do diagrama referentes à hidrodinâmica (Figura

8), onde I, II, III e IV indicam respectivamente ambiente com condições hidrodinâmicas muito baixas, moderadas, altas e muito altas. A divisão sedimentar (seções A, B, C e D) é efetuada a partir do conteúdo de areia presente nos sedimentos. A linha de 10% de areia é escolhida por esse autor, pelo motivo que tal conteúdo de areia em sedimentos lamosos é insignificante em termos de dinâmica ao passo que a linha de 90% de areia foi escolhida devido à perda do caráter coesivo por sedimentos com tal características. Finalmente a linha de 50% de areia foi escolhida para dividir o grupo central em duas partes iguais. Desta forma o referido autor dividiu o diagrama em 16 grupos, nomeados por letras que indicam o tipo de sedimento e por números que indicam as condições hidrodinâmicas reinantes durante a deposição.

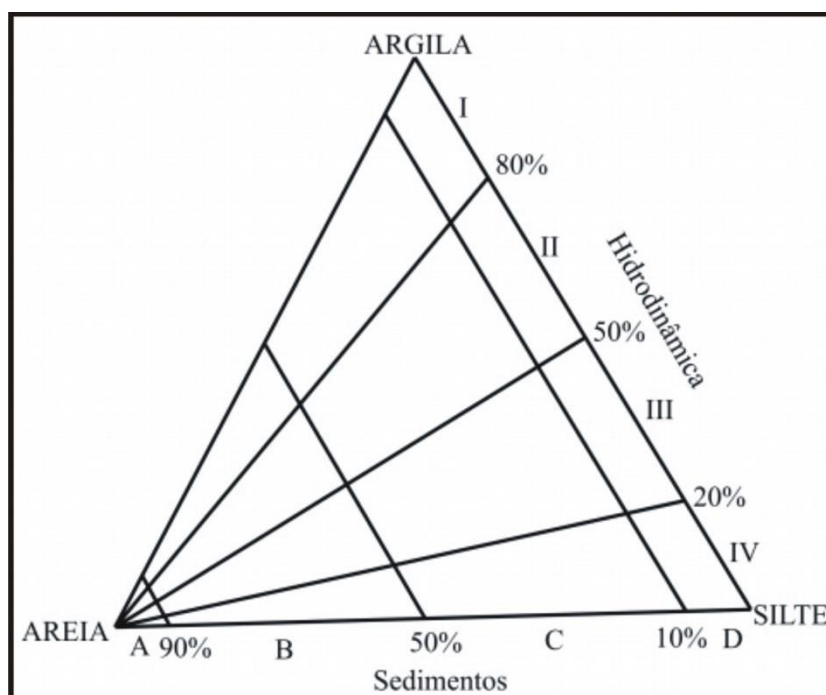


Figura 9 - Diagrama da composição dos sedimentos versus hidrodinâmica do ambiente deposicional. Fonte: Pejrup (1988).

4.3.3 Análise isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, C e N

O testemunho foi transportado para o Laboratório de Geoquímica Marinha, na Universidade Federal da Bahia, onde foi iniciado o procedimento de coleta das amostras de aproximadamente 10 g (Pessenda *et al.* 1996). No Laboratório as amostras foram adicionadas em um Becker contendo HCl a 0,01M, para facilitar a retirada de alguns contaminantes, como raízes e folhas, através da flutuação e peneiramento.

Após o peneiramento, a solução de ácido clorídrico foi descartada, com a respectiva neutralização do pH. Em seguida as amostras foram submetidas à temperatura de 50°C, por aproximadamente 24 horas, em uma estufa. Em seguida as amostras foram fragmentadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Após, as amostras foram encaminhadas para pesagem, em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,00001), utilizando cerca de 70 mg para os sedimentos arenosos e entre 20 e 30 mg para os sedimentos mais argilosos de cada amostra para análise de $\delta^{13}\text{C}$, $\text{C}_{\text{orgânico}}$ e N_{total} , em seguida acondicionados em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm). Posteriormente o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis, Instituto de Física, Universidade Federal da Bahia, onde as amostras foram analisadas em um analisador elementar *Costech Instruments Elemental System* acoplado a um detector de espectrometria de massas de razão isotópica *Thermo-Finnigan Delta Plus* (EA-IRMS).

4.3.4 Análise palinológica

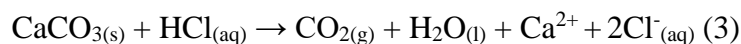
O tratamento das amostras para análise palinológica foi realizado no Laboratório de Sedimentologia da Universidade Federal do Pará seguindo o protocolo descrito por Colinvaux *et al.* (1999). A primeira etapa consiste na retirada de 1 cm³ de sedimento ao longo de todo o testemunho em intervalos de 10 cm com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável e colocado dentro de uma cavidade cilíndrica e depois retirado por um êmbolo, de modo a produzir pastilhas de sedimentos, as quais foram colocadas em tubos de centrífuga. Esses tubos são obrigatoriamente de polipropileno que é insolúvel ao ataque ácido. Juntamente com as pastilhas de sedimentos foram adicionados tabletes de marcadores exóticos, esporos de *Lycopodium* (Stockmarr 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano).

A concentração polínica é baseada na razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen da amostra, pois cada tablete é constituído por 10.637 esporos de *Lycopodium*. O procedimento adotado para o tratamento químico compreende os seguintes passos:

I. Tratamento com ácido clorídrico (HCl)

As amostras foram colocadas em recipiente com HCl a 10% para a remoção de carbonato (CO₃) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da

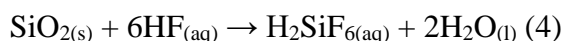
pastilha de Lycopodium, vale ressaltar que este processo provoca uma reação efervescente, portanto, deve-se esperar cessar da efervescência para adicionar o restante de HCl. A reação que ocorre é a seguinte:



Este procedimento é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão feito de teflon para cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação da amostra e em seguida o material foi conduzido a uma centrífuga onde permaneceu por 10 minutos a uma rotação de 3500 rotações por minuto (rpm). O líquido residual é retirado e o material lavado com água destilada e retornado à centrífuga até se obter um sobrenadante incolor.

II. Tratamento com ácido fluorídrico (HF) concentrado

Adiciona-se HF concentrado nas amostras, as quais são deixadas em repouso por 24h, com capela de exaustão de gases ligada devido à alta toxicidade dos gases liberados por este ácido. Esse processo é empregado para a dissolução de sílica que é encontrado no sedimento, onde ocorre a seguinte reação:



Finalizando o período estimado, o material segue para lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, adição de HF e repouso por mais 24 horas, no qual, após este tempo realiza-se nova lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, e preparação para a terceira etapa do tratamento.

III. Tratamento com ácido acético glacial (C₂H₄O₂)

O $C_2H_4O_2$ reage com a amostra retirando a água nela presente. Esta reação é essencial para que não ocorra desperdício de ácido sulfúrico através da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido. Assim, foi adicionado $C_2H_4O_2$ à amostra, seguido de mistura, centrifugação, e retirada do líquido residual, por um período de 15 minutos nos tubos de ensaio.

IV. Tratamento com acetólise

Esta etapa do procedimento químico tem por objetivo remover a celulose e polissacarídeos presentes nas amostras através da oxidação, a fim de facilitar a observação dos grãos de pólen. A solução atuante nesta etapa é obtida através da mistura de nove partes de anidrido acético (CH_3COCH_3), para uma parte de ácido sulfúrico concentrado (H_2SO_4). (Erdtman 1960). Cerca de 10 ml desta solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram submetidos a aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que varia de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos fique escuro. Após esse processo foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e duas lavagens, sendo deixado nos tubos cerca de 5 ml de água com intenção de facilitar a transferência das amostras dos tubos de ensaio para tubos de Evergreen.

4.3.5 Confeção de lâminas e análises microscópicas

Foram utilizadas lâminas Bioslide 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon e esmalte incolor. A montagem foi feita colocando uma gota de glicerina na lâmina com o auxílio de um bastão e uma pequena porção da amostra contida nos tubos de Evergreen, de modo a misturá-las. A lamínula foi colocada sobre a lâmina, utilizou-se esmalte incolor (o mesmo utilizado para unhas) para selar as margens, com a finalidade de preservar o material contido da umidade do ar, evitando a formação de bolhas de ar. Por último, as lâminas foram identificadas e acondicionadas em um estojo específico no Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC).

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 Plus conectado ao computador por meio de uma microcâmera. Com o auxílio do software AxioVision, as microimagens foram processadas e os grãos de pólen catalogados e armazenados em um banco de dados. Em

cada lâmina foram contados em média de 200 a 300 grãos de pólen.

A identificação polínica foi desenvolvida com base nas descrições morfológicas dos grãos de pólen publicadas por Behling (1993), Roubik & Moreno (1991) e Conlinvaux *et al.* (1999). Além destas publicações foi utilizado também o banco de dados presente no software Graphic Neotropical Pollen Key, assim como a base de dados da palinoteca do Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo (CENA-USP). Para a confecção dos diagramas polínicos baseados em cálculos estatísticos foi utilizado o software Tiliagraph e para análise de “Cluster” foi utilizado o CONISS de acordo com Grimm (1987).

4.4 EL NIÑO, DADOS METEOROLÓGICOS E VAZÃO

Para a aquisição dos dados de El Niño, utilizou-se as informações disponíveis no portal do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) hospedado no endereço eletrônico¹. De acordo com o INPE, a caracterização do ENOS é analisada por meio do cálculo de alguns índices, como o Índice Oceânico Niño (Oceanic Niño Index – ONI) definido pela média móvel trimestral da anomalia de temperatura da superfície do mar (ATSM) para a região do Niño 3.4, por no mínimo, cinco meses consecutivos, onde a anomalia maior que 0,5°C está associado a El Niño e inferior a -0,5°C está associado a La Niña. Temos também o Índice de Oscilação Sul (Southern Oscillation Index – SOI) que representa a diferença na pressão média do ar ao nível do mar, medida no Taiti e Darwin, Austrália, que pode indicar o status do acoplamento entre o Oceano Pacífico e a Atmosfera.

Os dados meteorológicos e de vazão foram obtidos através do portal Hidroweb componente do sistema de informações da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA). As estações utilizadas foram: a de código 1137029 (Conde) que corresponde aos dados pluviométricos entre os anos de 1944-1984; código 1137039 (Altamira) para dados pluviométricos referentes ao período de 1989-2017; e código 50595000 (Usina Altamira) para dados fluviométricos relativos aos anos de 1964-2021. Foram admitidos apenas os anos com as séries de dados completas, excluindo-se os anos de 1983, 1990, 1992, 1993 e 1994 para a análise dos dados pluviométricos.

¹ <http://enos.cptec.inpe.br/>

5 RESULTADOS

5.1 IDADES, TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO E GRANULOMETRIA

As datações do testemunho T1 representam um registro sedimentar de aproximadamente 80 anos (Figura 10). A base do testemunho T1 apresentou idade de 1940, revelando uma taxa de sedimentação de $1,04 \pm 0,02$ cm.ano⁻¹. Dessa forma o testemunho apresenta idade de 1940 a 2017 AD, considerando o ano da coleta.

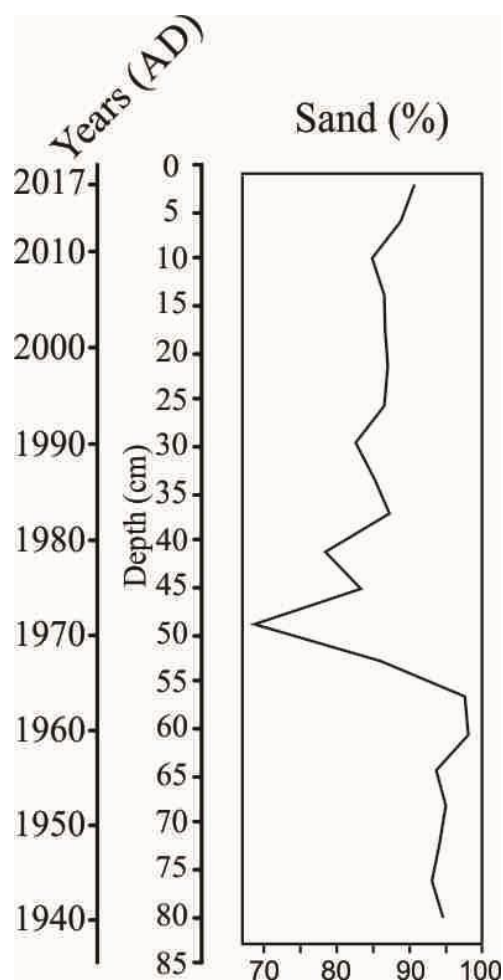


Figura 10 - Idades Pb-210 (AD) e deposição de areia, com suas respectivas porcentagens.

Os sedimentos são caracterizados em grande parte por areia, variando entre 69 e 98%, revelando elevada hidrodinâmica no sistema estuarino do rio Itapicuru, com valores mais elevados entre as profundidades 80 e 56 cm, possivelmente devido maior vazão do rio, causada pelo maior volume de chuvas na região durante o início da década de 1960.

5.2 PALINOLOGIA

O diagrama polínico do testemunho apresenta a abundância polínica de cada táxon e dos esporos, além do somatório e porcentagem dos diferentes grupos (Figuras 11 e 12). Neste perfil foi possível identificar a presença de duas zonas, que registraram alterações nas assembleias polínicas, ilustradas na análise de Cluster (CONISS). A primeira (Zona 1) inclui as amostras entre as profundidades 85 e 34 cm, equivalente ao período de aproximadamente 1940 a 1989 AD. A segunda zona polínica (Zona 2) corresponde à profundidade entre 34 e 0 cm, de aproximadamente 1989 a 2017 AD.

a) Zona 1: 85-34 cm (~1940 a 1989 AD)

A zona 1 é marcada pela tendência de diminuição da vegetação de manguezal (8-30%), caracterizada principalmente pela presença de *Rhizophora* (5-30%) e *Laguncularia* (3-10%). As ervas são representadas principalmente pela presença de Poaceae (3-70%) e Cyperaceae (4-25%). As árvores e arbustos são representados principalmente pela presença de Rubiaceae (10-38%), Fabaceae (3-35%), Moraceae (3-34%), Euphorbiaceae (5-30%), e Melastomataceae/Combrataceae (5-34%). As palmeiras apresentaram tendência de diminuição, com porcentagens variando entre 3 e 50%. Por fim, os esporos são representados por Polypodiaceae (5-17%) e Pteridaceae (5-7%). Foram registradas também a presença de foraminíferos, variando entre 5 e 50%.

b) Zona 2: 34-0 cm (~1989 a 2017 AD)

A zona 2 é marcada pela tendência no aumento da vegetação de manguezal (20-50%), caracterizada principalmente pela presença de *Rhizophora* (15-50%) e *Laguncularia* (5-15%). As ervas são representadas principalmente pela presença de Poaceae (20-40%) e Cyperaceae (10-50%). As árvores e arbustos são representados principalmente pela presença de Rubiaceae (5-20%), Fabaceae (10-40%), Moraceae (5-40%), Euphorbiaceae (10-20%), e Melastomataceae/Combrataceae (5-40%). As palmeiras apresentaram tendência de aumento, com porcentagens variando entre 5 e 40%. Por fim, os esporos são representados por Polypodiaceae (5-20%) e Pteridaceae (5-30%). Foram registradas também a presença de foraminíferos, variando entre 5 e 50%.

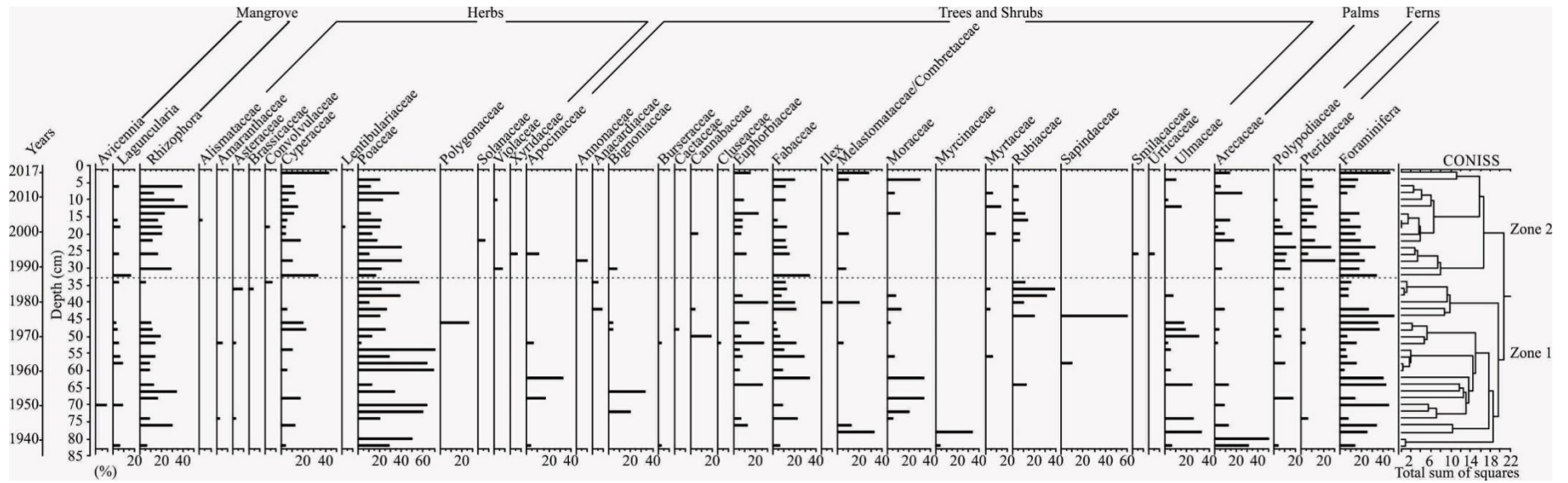


Figura 11 - Resultado esquemático para o testemunho T1, com variações em função da profundidade do testemunho mostrando o perfil cronológico, os grupos polínicos e as porcentagens dos grãos de pólen.

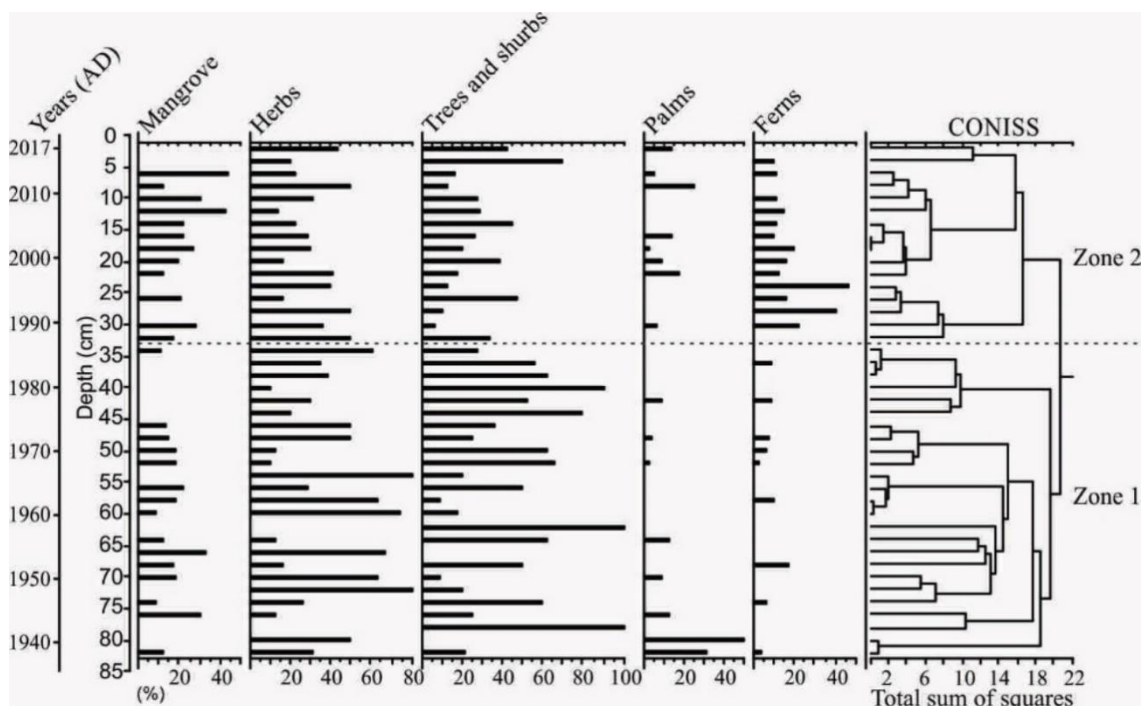


Figura 12 - Diagrama polínico com a porcentagem dos grupos polínicos, as zonas definidas pela análise de agrupamento, as profundidades e as idades registradas.

5.3 $\delta^{13}\text{C}$, COT E NT

Os resultados isotópicos para $\delta^{13}\text{C}$ revelaram um padrão relativamente estável com valores isotópicos empobrecidos (-27‰ a -23,3‰), típicos de matéria orgânica originada com aporte de vegetação do tipo C_3 (Figura 13). Os dados isotópicos revelaram que em direção ao topo do perfil estratigráfico ocorreu aumento de Carbono Orgânico Total (COT) e aumento de Nitrogênio Total (NT). Os resultados de Carbono Orgânico Total (COT) variaram entre 0,27 e 2,82%. Os resultados de nitrogênio total variaram entre 0 e 0,09%. O binário com a correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N registrou o aporte de matéria orgânica típica de mistura entre água doce e estuarina, como característica de regiões estuarinas. Além disso, é possível notar também a tendência de influência da matéria orgânica marinha em direção ao topo (Figura 14).

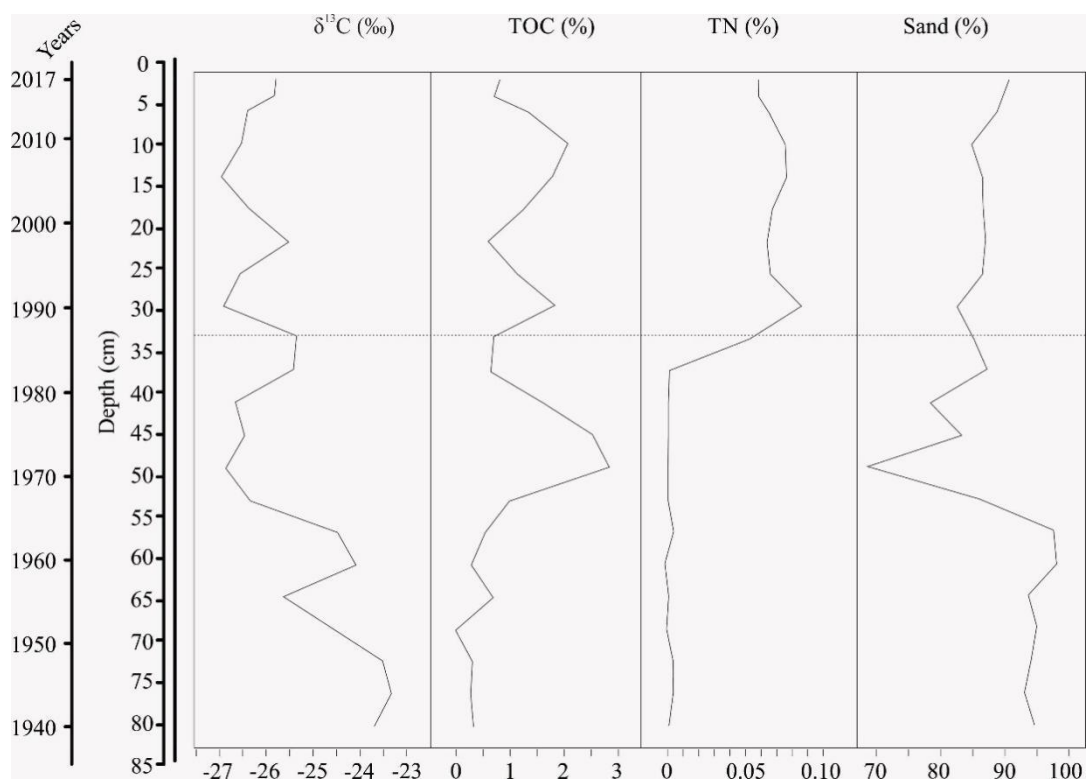


Figura 13 - Perfil com os resultados isotópicos $\delta^{13}\text{C}$, resultados de carbono orgânico total (COT), resultados de nitrogênio total (NT) e resultados das porcentagens de areia (sand).

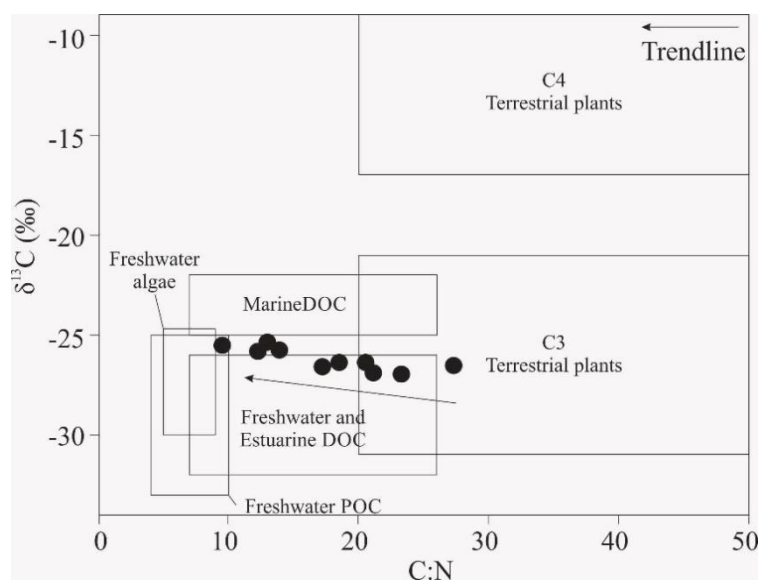


Figura 14 - Diagrama ilustrando a relação entre os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para as diferentes profundidades referentes ao testemunho T1, de acordo com Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003) e Wilson *et al.* (2005).

5.4 DADOS METEOROLÓGICOS E VAZÃO DO RIO ITAPICURU

Os dados de precipitação total anual sugerem aumento de chuvas entre os anos de 1964-1968; 1973-1975 e o ano de 1989. Em contrapartida, nos anos de 1946, 1961, 1979, 1980, 1981, 2009, 2012 e 2014 foram registrados dados de diminuição no volume de chuvas. É possível observar também que a quantidade de chuva anual entre os anos de 2005 e 2017 é menor em relação aos anos anteriores (Figura 15).

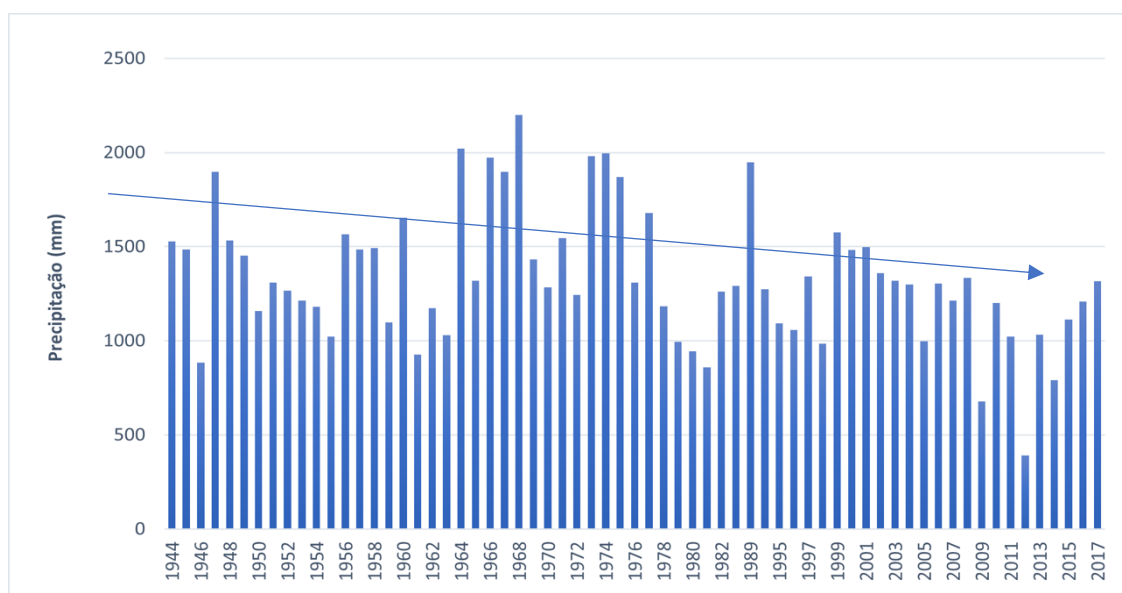


Figura 15 - Total anual de precipitação no período de 1944 a 2017, marcando uma tendência de diminuição na quantidade de chuvas para a região de estudo. Fonte: ANA (2019).

Ao comparar esses dados com a frequência de El Niño (Figura 16a), percebe-se que os anos com elevação do total anual de chuvas apresentaram ocorrências moderadas a fracas do fenômeno, pois o El Niño tem provocado secas severas nas regiões centrais e norte da região nordeste brasileira, afetando diretamente a região provocando a escassez hídrica. Durante as fases de ocorrência e intensificação do El Niño, conforme figura 16b, é possível observar a elevação da temperatura da superfície do mar (TSM).

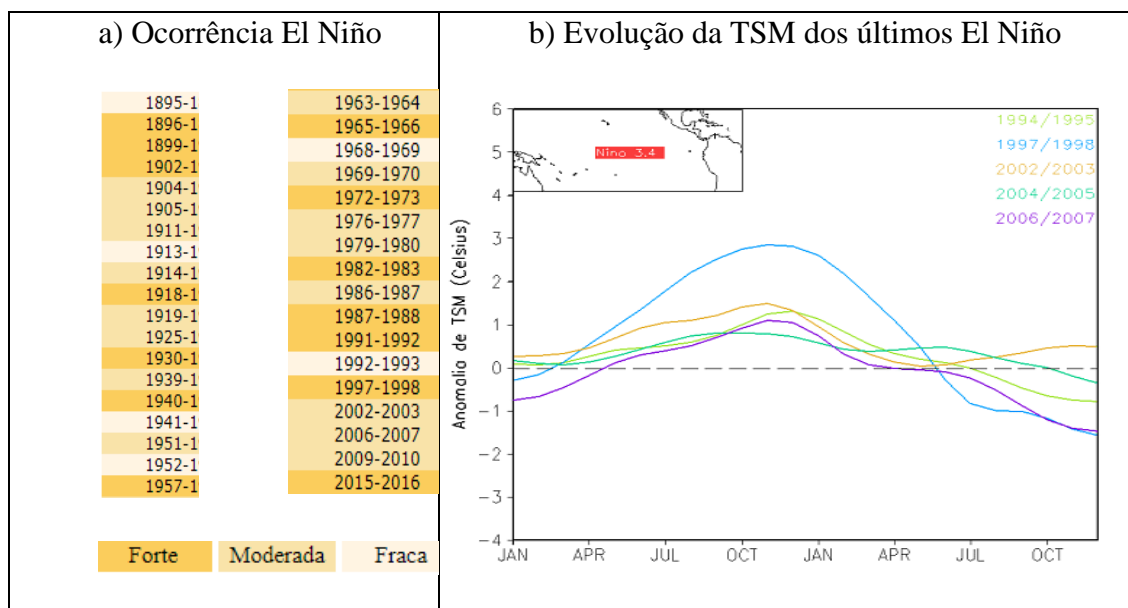


Figura 16 - Ocorrência do El Niño e evolução da TSM (temperatura da superfície do mar) dos últimos El Niño.

Fonte: CPTEC/INPE (2019).

Ao analisar os dados de elevação da TSM e precipitação para os anos de 1997 e 1998 (com maior elevação da TSM) é possível verificar que a incidência de precipitação se torna menor a medida que a temperatura da superfície do mar se eleva, ficando próximo a 0 no mês em que a TSM atinge seu maior pico ao fim do ano de 1997 (Figura 17).

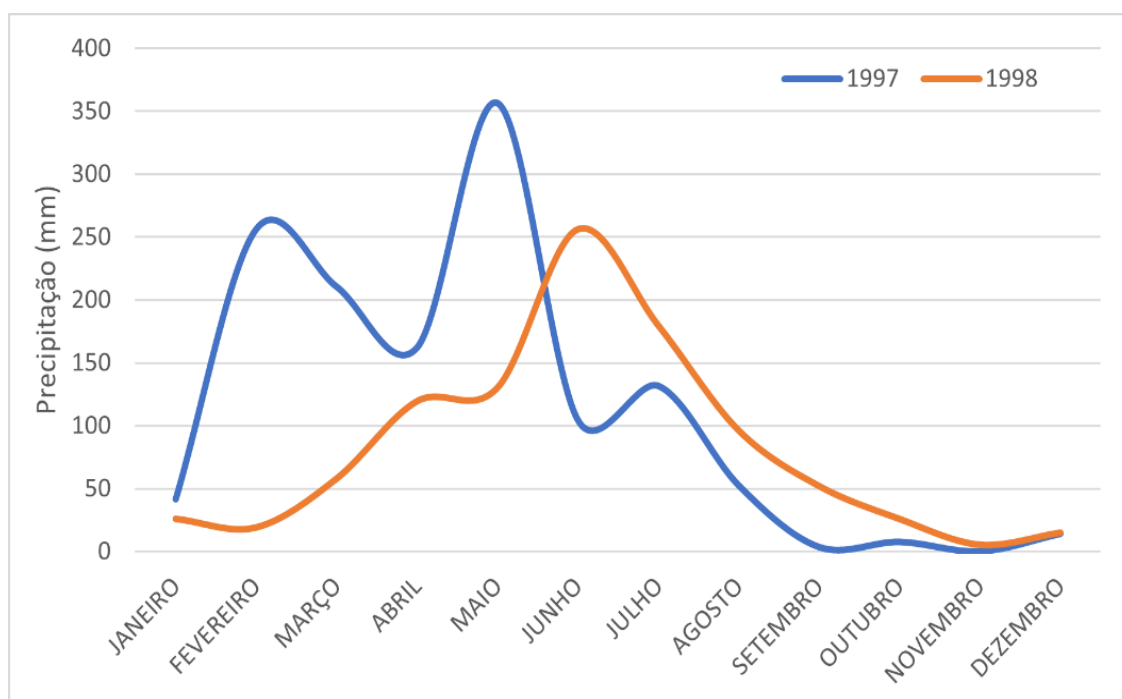


Figura 17 - Distribuição da precipitação no município de Conde nos anos 1997-1998.

Fonte: ANA (2019).

Em relação à vazão do rio Itapicuru (Figura 18), verifica-se que os períodos de menor vazão estão compreendidos entre os anos de 1976-1984 e 2005-2017, coincidindo com uma queda no total de precipitação para esses anos; e o período de maior vazão compreende os anos de 1985-1992, 1997, 2000, 2002 e 2004, onde ocorreu também aumento no total de precipitação para esses anos.

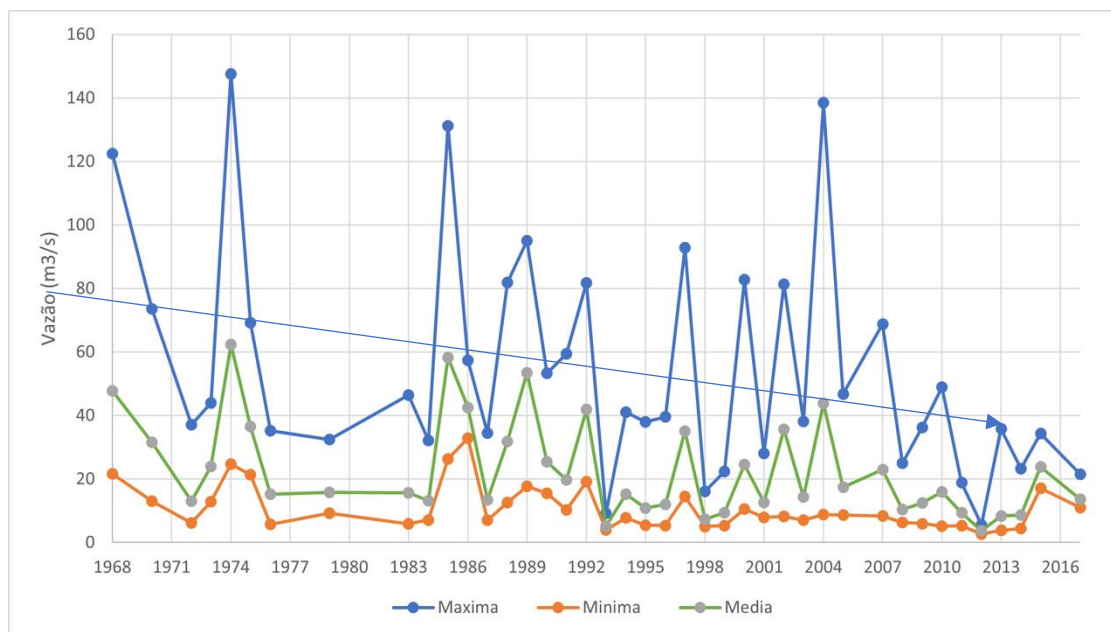


Figura 18 - Vazão do rio Itapicuru entre os anos de 1968-2017. Tendência de diminuição da vazão desde 1968.

Fonte: (ANA, 2019)

Ao analisar a figura 18, nota-se que nos últimos anos em que houve uma queda de vazão, especificamente no período de 2005 a 2017, os eventos de El Niño tiveram ocorrência moderada a forte. O resultado da diminuição da vazão, possivelmente está relacionado à diminuição dos índices de precipitação, que tem provocado a maior entrada de água salgada na região estuarina, promovendo a expansão da vegetação de manguezal, como podemos observar na zona 2 do perfil polínico.

6 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO

A integração dos dados polínicos, isotópicos, granulométricos e meteorológicos dos depósitos recentes do testemunho T1 obtidos na foz do rio Itapicuru, norte da Bahia, permitiu a reconstituição paleoambiental descrita em duas fases relacionadas aos índices pluviométricos e El Niño, os quais resultaram na implantação/desenvolvimento do manguezal.

6.1 FASE I: ~1940 - 1988 AD

Desde pelo menos 1940 os manguezais colonizam as margens da foz do rio Itapicuru. Foram reconhecidos na região de estudo os gêneros *Avicennia* (10%, somente em 70 cm de profundidade), *Laguncularia* (3-10%) e *Rhizophora* (5 a 30%). Durante o início da primeira fase esse ecossistema apresentou tendência de diminuição, possivelmente como resposta da maior vazão do rio, pois os manguezais são controlados por flutuações do nível do mar, condições climáticas e características físico-químicas do solo, além das características hidrodinâmicas.

No trabalho desenvolvido por Behling *et al.* (2004), utilizando dois testemunhos da região costeira oriental da Ilha de Marajó, no Estado do Pará, foram realizadas análises polínicas e datação C-14 para compreender as mudanças ambientais e reconstituir a dinâmica dos manguezais do Holoceno tardio. Os manguezais se instalaram no local da Barra Velha por volta de 2750 anos cal AP. Na região da Praia do Pesqueiro o manguezal se instalou por volta de 650 anos cal AP. A floresta amazônica remanescentes foi substituída por manguezais na área de Barra Velha entre cerca de 2750 e 740 anos cal AP, enquanto na área da Praia do Pesqueiro ocorreu em aproximadamente 650 e 530 anos cal AP. Os autores sugerem um aumento do nível relativo do mar, além de mudanças na vazão do rio Amazonas. Portanto, comprovando a influência do nível do mar, assim como de fatores continentais, como a vazão do rio, que está relacionada com os índices pluviométricos.

Em outro estudo, no litoral nordeste brasileiro, no Estado do Rio Grande do Norte, Ribeiro *et al.* (2018), reuniram dados geomorfológicos e dados polínicos, associados com datações C-14, os quais permitiram encontrar o ecossistema de manguezal desde pelo menos 6920 anos cal AP, que possivelmente está relacionado com a subida do nível do mar durante o Holoceno médio. Entretanto, a dinâmica desse ecossistema pode ser

controla também por fatores autogênicos, os quais estão relacionados com a deposição de sedimentos nas áreas ocupadas por manguezais, não somente a fatores alogênicos, como as mudanças climáticas globais e/ou as flutuações do nível do mar.

Os dados isotópicos para esta fase apresentam a tendência de empobrecimento, possivelmente devido a maior influência do aporte de matéria orgânica produzida por vegetação do tipo C3. Além disso, nesta fase é possível observar a tendência de aumento das concentrações de carbono orgânico total e de nitrogênio total, possivelmente devido o aumento da quantidade de matéria orgânica presente na região, devido as alterações na vegetação, assim como das condições hidrodinâmicas, pois a quantidade de areia depositada apresentou diminuição. Entretanto, durante os anos de 1970 e 1985 houve um registro de aumento na deposição de sedimentos arenosos, possivelmente devido os registros de maior vazão do rio Itapicuru, permitindo transporte de sedimentos mais arenosos, gerando menor deposição de matéria orgânica, pois no final desta fase, também foi observada uma diminuição na porcentagem de TOC.

6.2 FASE II: ~1988 - 2017 AD

Esta fase foi marcada pelo aumento na porcentagem dos grãos de *Rhizophora* (10-50%), registrando a expansão dos manguezais na área de estudo. A expansão desse ecossistema possivelmente está relacionada às condições da vazão do rio Itapicuru, pois tem apresentado valores menores desde o final da década de 80. Com a diminuição da vazão a planície costeira pode estar recebendo maior aporte e influência de certo volume de salinidade, devido à conexão com o ambiente marinho, na região estuarina, possibilitando a colonização e o aumento do número de plantas típicas de um ecossistema de manguezal durante as últimas três décadas.

Os valores de carbono orgânico total (COT) nessa fase oscilaram entre 0,8 e 2,1%, os quais são relativamente maiores que o início da fase I (~1940 - 1988 AD). Assim como os resultados de nitrogênio total (NT), também apresentaram aumento nas concentrações. Portanto, esse enriquecimento nos resultados de COT e NT podem representar a maior concentração de matéria orgânica, a qual está sendo produzida pelo ecossistema de manguezal que está em expansão na região, como registrado no aumento da concentração polínica de *Rhizophora*.

Além do incremento de matéria orgânica, devido a presença de *Rhizophora*, este ambiente apresentou estabilidade no aporte de sedimentos, registrando valores entre 85 e 90% de areia, sem grandes oscilações, como foi observado na fase 1, pois com a instalação de *Rhizophora*, esse gênero promove um efeito amortecedor na influência de ondas e na hidrodinâmica do ecossistema.

A instalação do gênero *Rhizophora* no manguezal promove o aumento na biodiversidade da região, como resultado das alterações das características físico-químicas do estuário e das condições de vazão e dos índices pluviométricos registrados na bacia hidrográfica do rio Itapicuru, que possivelmente esses parâmetros foram influenciados pelo El Niño.

A expansão dessa vegetação também refletiu nos sinais isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, variando entre -26,8 e -25,5‰, que evidenciaram o predomínio de vegetação do tipo C3 e a presença do manguezal, em crescimento (Silva *et al.* 2022), além da influência da matéria orgânica com a presença de carbono orgânico marinho, como foi apresentado no binário considerando os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ e da razão C/N no final da zona 2, mais próximo da superfície, possivelmente marcando a maior influência marinha.

7 CONCLUSÃO

Com base na integração dos dados sedimentares, datações Pb-210, palinológicos, isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$), carbono orgânica total e nitrogênio total a partir de um testemunho sedimentar (T1) coletado na margem da foz do rio Itapicuru, litoral norte da Bahia observou-se que há os manguezais estão presentes na região desde pelo menos 1940 AD. Todavia, com o registro de expansão durante as últimas três décadas, como resultado das alterações das características físico-químicas do estuário e das condições de vazão e dos índices pluviométricos registrados na bacia hidrográfica do rio Itapicuru, possivelmente influenciados pelo El Niño, promovendo alterações no clima da região.

Os resultados isotópicos para $\delta^{13}\text{C}$ revelaram um padrão relativamente estável com valores isotópicos empobrecidos (-27‰ a -23,3‰), típicos de matéria orgânica originada com aporte de vegetação do tipo C3 e presença de influência de carbono orgânico dissolvido marinho, marcando o aumento da influência marinha na região.

A palinologia indicou a presença de cinco grupos ecológicos: manguezais, ervas, árvores e arbustos, palmeiras e esporos, apresentando duas zonas (zona 1: 85-34 cm e zona 2: 34-0 cm), conforme análise de agrupamento. A zona 1 é marcada pela tendência de diminuição da vegetação de manguezal, enquanto a zona 2 apresenta tendência de aumento da vegetação de manguezal caracterizada em maior parte pela presença de *Rhizophora*.

Portanto, os resultados da reconstituição paleoambiental do testemunho utilizado no presente trabalho apresentam grandes avanços para estudos dessa natureza e demonstram grande importância para a compreensão da dinâmica costeira, assim como para os estudos sobre o impacto das mudanças climáticas e das flutuações do nível do mar na costa brasileira. Todavia, é relevante mencionar que há necessidade de acompanhamentos contínuos da zona costeira, assim como dos ecossistemas associados, com os manguezais, pois funcionam como bioindicadores das alterações ocorridas nas zonas estuarinas.

REFERÊNCIAS

Absy Maria Lucia, Servant Michel, Absy Miriam Laila. 1993. Weather and vegetation history by the study of pollen grains; a historia do clima e da vegetacao pelo estudo do polen. *Ciência Hoje*, **16** : 26-30.

Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico - ANA. (2019). Distribuição da precipitação no município de Conde nos anos 1997-1998. Disponível em: <https://www.gov.br/ana/pt-br/sala-de-situacao/sistema-cantareira/documentos-relacionados-2017/relatorio-art-6-29nov17-doc-79257-2017.pdf/view>. Acesso em 28 de mar. 2019.

Alves J. R. P. 2001. *Manguezais: educar para proteger*. FEMAR. Disponível em: <http://www.bibliotecaflorestal.ufv.br/handle/123456789/10806>. Acesso em: 21 mar. 2020.

Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 486– 506.

Angulo R.J. & Souza, M.C. 2004. Mapa geológico da planície costeira entre o rio Saíguaçu e a Baía de São Francisco, litoral norte do estado de Santa Catarina. *Boletim Paranaense de Geociências*, **55**: 09-23.

Bahia. Secretaria de Recursos Hídricos. Saneamento e Habitação, Superintendência de Recursos Hídricos. 1995. *Plano Diretor da Bacia do Rio Itapicuru e Rio Real*. Srh/Srsh.

Bastos Neto J. 2008. *As áreas de preservação permanente do Rio Itapicuruçu: impasses e pertinência legal* MS Dissertation, [Universidade de Brasília], <https://repositorio.unb.br/handle/10482/2907>.

Behling H. 1995a. 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. 2002a. Impact of the Holocene sea-level changes in coastal, eastern and central Amazonia. *Amazoniana*, **17**:41-52.

Behling H. 2002b. South and southeast Brazilian grasslands during late Quaternary times: a synthesis. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **177**:19-27.

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

Behling H. 1997a. Late Quaternary vegetation, climate and fire history in the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais (Paraná), S Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **97**: 109-121.

Behling H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**: 143-156.

- Behling H. 1993. *Untersuchungen zur spatpleistozänen und Holozänen Vegetations- und Klimageschichte der tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder in Santa Catarina (Sudbrasilien)*. Berlin.
- Behling H., Arz H.W., Pätzold J., Wefer G. 2000. Late Quaternary vegetational and climate dynamics northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quat. Sci. Rev.* **19**(10): 981-994.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, Northern Brazil. *Vegetation History and Archeobotany*, **13**:73-80.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001b. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**: 225–242.
- Behling H. & Costa M.L. 2001. Holocene Vegetation and Coastal Environmental Changes from Lago Crispim in Northeastern Pará State, Northern Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **114**:145-155.
- Behling H. & Costa M.L. 1994. Studies on Holocene tropical vegetation mangrove and coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **10**: 93-118.
- Behling H. & Negrelle R.R.B. 2001. Late Quaternary tropical rain forest and climate dynamics from the Atlantic lowland in southern Brazil. *Quat. Res.*, **56**: 383-389.
- Bender M.M. 1971. Variations in the $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry*, **10**:1239-1244.
- Boutton T.W. 1996. Stable carbon isotope ratios of soils organic matter and their use 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.
- Camargo M.G. 1999. *SYSGRAN for Windows*: granulometric analyses system. Pontal do Sul.
- Camargo M.G. 2006. *SYSGRAN para Windows*: sistema de análises granulométricas. Disponível em: <www.cem.ufpr.br>.
- Castro L. 2006. *Dinoflagelados e outros palinórfos do Miocénico do sector distal da Bacia do Baixo-Tejo*. PhD Theses, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. Nova de Lisboa, 380 p.
- Climate-data.org. 2020. Clima Conde (Brasil). Disponível em: <https://pt.climate-data.org/america-do-sul/brasil/bahia/conde-42958/>. Acesso em: 18 out. 2020.
- Cohen M.C.L, Behling H, Lara R.J, Smith C.B, Matos H.R.S, Vedel V. 2009. Impact of sealevel and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, **18**:425–439.

Cohen M.C.L. & Lara J. 2003. *Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia* : application of GIS and remote sensing techniques.[S.l., s.n], p. 223–231.

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., 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., 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**: 433-443

Colinvaux P.A. & Oliveira P.E.de. 2001. Amazon plant and climate through the Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **166**: 51-63.

Colinvaux P.A. & Oliveira P.E. de. 1999. A palynological history of the Amazon rain forest through glacial cycles. *Acta Palaeontologica Romaniae*, **2**:99-103

Colinvaux P.A., Oliveira P.E.de, Bush M.B. 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypothesis. *Quat. Sci. Rev.*, **19**: 141–169.v.19, 141–169.

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

Correia M. D. & Sovierzoski H. H. 2005. *Ecosystemas marinhos: recifes, praias e manguezais*. EDUFAL. Disponível em: <http://www.ufal.edu.br/usinaciencia/multimidia/livros-digitais-cadernos-tematicos/Ecosystemas_Marinhos_recifes_praias_e_manguezais>. Acesso em: 25 mai. 2021.

Dias F.F., Castro J.W.A., Seoane J.C.S., Camargo L.H.R. 2009. Indicadores de mudanças climáticas e de variações do nível do mar na costa do Rio de Janeiro: Aquecimento ou Resfriamento? *Observatorium: Revista Eletrônica de Geografia*, **1**: 21-32.

Dias P.L.S., Turcq B., Dias M.A.F.S., Braconnot P., Jorgetti T. 2009. Mid-holocene climate of tropical South America: a model-data approach. *In*: Vimeux F., Sylvestre F., Khodri M. (eds.) *Past climate variability in South America and Surrounding regions*. Dordrecht, Springer, p. 259–281.

Diretoria de Hidrografia e Navegação Tábua das marés - DHN. *Porto de São Francisco do Sul/SC*. Banco Nacional de Dados Oceanográficos. Disponível em: <<http://www.mar.mil.br>>. Acesso em: 21 ago. 2020.

Dominguez, J. M. L., & Bittencourt, A. C. D. S. P. (1981). Esquema Evolutivo Da Sedimentação Quaternária Nas Feições. *Revista Brasileira De Geociências*, 11, 4. Disponível em: <http://bjg.siteoficial.ws/1981/n4/dominguez.pdf>. Acesso em: 31 de ago. 2020.

- Doyle M. A. & Bennett C. S. 1988. The use of tissue expanders in scalp alopecia. Australian and New Zealand. *Journal of Surgery*, **58**(4): 321-325.
- Erdtman G. 1960. The acetolysis method. A revised description. *Svensk Bot. Tidskr.*, **54**: 561–564.
- Erdtman G. 1952. *Pollen morphology and plant taxonomy: an introduction to palynology*. Almqvist & Wiksell, Stockholm. v. 1.
- Fontes N.A. 2015. *Os efeitos da subida do nível do mar sobre os manguezais do litoral sul da Bahia durante o Holoceno*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 80 p.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations. FAO. 2007. *The world's Mangroves 1980–2005*. Rome, FAO Forestry Paper.
- França M.C. 2010. *Mudanças na vegetação do litoral leste da ilha de Marajó durante o Holoceno Superior*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 111p.
- França M.C. *et al.* 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.
- Fundação Municipal do Meio Ambiente-FUNDEMA. 1994. *Programa de proteção da biodiversidade e dos recursos hídricos da região de Joinville, SC*. Centro de Desenvolvimento Biotecnológico. 56p.
- Gordon E.S. & Goñi M.A. 2003. Sources and distribution of terrigenous organic matter delivered by the Atchafalaya River to sediments in the Northern Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**(13): 2359–2375.
- Grimm E.C. 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput. Geosci.*, **13**: 13–35.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Lara R.J., Behling H. 2010. Model of Wetland development of the Amapá coast during the Late Holocene. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso)*, **82**: 451-465.
- Guimarães J. T. F., Cohen M. C. L., Pessenda L. C. R., Franca 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. *Holocene (Sevenoaks)*, **22**: 359-370.
- Haddad M., Taibi H., Arezki S. M. M. 2013. On the recent global mean sea level changes: Trend extraction and El Niño's impact. *Comptes Rendus Geoscience*, **345**(4): 167–175. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.03.002>. Acesso em: 30 abr. 2021.
- Hayes J. M. 1993. Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds. Principles and evidence. *Marine Geology*, **113**: 111-125.

Hayes M.O. 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: Cronin L.E. (ed.). *Estuarine research*. New York, Academic Press, v. II, p. 3-22.

Hyde H.A. & Williams D.A. 1945. Studies in atmospheric pollen. *New Phytologist*, **44**:83-94.

Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis - IBAMA. 2007. *Reserva de fauna Baía da Babitonga*. Brasília,DF, CEPSUL/DIFAP/DIREC, 25p. Disponível em: http://www.ibama.gov.br/rppn/download.php?id_download=66. Acesso em: 3 out. 2017.

Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - ICMBIO. 2018. *Atlas dos Manguezais do Brasil*. Brasília,DF, Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. Disponível em: <https://www.icmbio.gov.br>. Acesso em: 22 mai. 2020.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais -INPE. Condições Atuais Do Enos: El Niño, Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/> . Acesso em: 07 jun. 2019.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais -INPE. Evolução da TSM dos últimos El ninos - CPTEC. Evolução da TSM dos ultimos El ninos. Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/>. Acesso em: 30 out. 2019.

Kjerfve B. & Lacerda L.D. 1993. Mangroves of Brazil. In: Lacerda L.D. (ed.) *Mangrove ecosystems technical reports*. ITTO TS-13, v.2, p.245-272.

Klein R.M. 1978. *Mapa fitogeográfico do estado de Santa Catarina*. Flora Ilustrada Catarinense.

Köppen W. 1918. Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf (Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle). *Petermanns Geogr. Mitt.*, **64**: 193-203, 243-248.

Lacerda L. D. 1999. Os manguezais do Brasil. In: Vannucci M. (ed.). *Os manguezais e nós: uma síntese de percepções*. São Paulo, EdUSP, p.185-196.

Lamb A.L, Wilson G.P, Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sealevel reconstructions using $\delta^{13}C$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, **75**: 29–57.

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

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

Lima K. C. 2017. *O Holoceno superior na bacia do rio Itapicuru (Bahia/Brasil): proposição de cenário para o baixo curso e planície costeira*. PhD Theses, Universidade Estadual de Campinas. Disponível em:

http://bdtd.ibict.br/vufind/Record/CAMP_03c833b3ffe8e6d393937f1af5de9931. Acesso em: 18 nov. 2021.

Menezes G.V. 1999. *Recuperação de manguezais: um estudo de caso na Baixada Santista, estado de São Paulo, Brasil*. 145f. PhD Theses, Oceanografia Biológica, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Meyers P.A. 2003. Application of organic geochemistry paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, **34**: 261-289.

Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**: 213–250.

Meyers P.A. 1994. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. *Chemical Geology*, **114**: 289-302.

Munsell Color. 2009. *Munsell soil color charts*. New Revised edition. New Windsor, NY, Macbeth Division of Kollmorgen Instruments.

National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA. 2017. *Ocean service education*. Disponível em: https://oceanservice.noaa.gov/education/kits/tides/media/supp_tide07a.html#top > ;. Acesso em: 02 fev. 2018.

Novelli Y.S. & Lacerda L.D. 1994. Lagoas costeiras, manguezais, marismas, dunas e restingas. In: Panitz C.M.N. (coord). *Diagnóstico ambiental oceânico e costeiro das regiões Sul e Sudeste do Brasil*. São Paulo, Fundespa; Iousp; Petrobrás, p.128-347.

Pejrup M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: Boer P.L., van Gelder A., Nio S.D. (ed). *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Dordrecht, D.Reidel, p.289-300.

Pereira Filho O. & Alves J.R.P. 1999. *Conhecendo o manguezal*. 4a ed. Rio de Janeiro, Grupo Mundo da Lama, 10p. Apostila técnica.

Pessenda L.C.R, Vidotto E, Oliveira P.E.de, Buso A.A, Cohen M.C.L, Rossetti D de F, RicardiBranco F, Bendassolli 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. *et al.* 2005. Holocene paleoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. *The Holocene, Thousand Oaks.*, **15**(6): 814-822.

Pessenda L.C.R., Lisi C.S., Gouveia S.E.M. 1998a. Datação por 14C. In: Pessenda L. C. R. *Laboratório de C-14. técnicas e aplicações paleoambientais*. Piracicaba, CPG/CENA, v. 2. p. 5-7. (Série Didática).

Pla-Júnior M.A., Côrrea M.V. G., Macedo R. B., Cancelli R. R., Bauermann S.G. 2006. *Grãos de pólen: usos e aplicações*. Canoas, RS, ULBRA, 24 p.

- Reimer P.J. *et al.* 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon. New Haven*, **46** (3): 1029-1058.
- Ribeiro S.R. 2017. *Dinâmica dos manguezais do litoral de natal-rn de acordo com as mudanças no clima e nível do mar desde o Holoceno médio*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 90 p.
- Rossi S. & Soares M. D. O. 2017. Effects of el niño on the coastal ecosystems and their related services. *Mercator*, **16**(12): 1–16. Disponível em: <https://doi.org/10.4215/rm2017.e16030>. Acesso em: 28 set. 2020.
- Roubik D.W. & Moreno J.E. 1991. *Pollen and spores of Barro Colorado Island*. Missouri Botanical Garden.
- Sampaio, G. D. 2000. El Niño e você-o fenômeno climático. *São José dos Campos: Transtec Editorial*. Disponível em: http://enos.cptec.inpe.br/saiba/Oque_el-nino.shtml. Acesso em: 20 set. 2020.
- Santos T. P., Franco D. R., Barbosa C. F., Belem, A. L., Dokken, T., Albuquerque, A. L. S. 2013. Millennial- to centennial-scale changes in sea surface temperature in the tropical South Atlantic throughout the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **392**: 1–8.
- Santos R.D. dos *et al.* 2005. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. Viçosa, SBCS/EMBRAPA/CNPS.
- Serviço Geológico do Brasil-CPRM. 2010. *Relatório da administração*. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/publique/media/informacao_publica/rel_anual_2010.pdf. Acesso em: 20 de jun. 2020.
- Schaeffer-Novelli Y. & Cintrón G. 1986. *Guia para estudo de áreas de manguezal: estrutura, função e flora*. São Paulo, Caribbean Ecological Research.
- Schaeffer-Novelli Y. 1989. *Perfil dos ecossistemas litorâneos brasileiros, com especial ênfase sobre o ecossistema manguezal*. São Paulo, USP, v.7, p. 1-16. Publi. Esp. Inst. Ocean.
- Silva M.A.B., Bernini E., Carmo T.M.S. 2005. Características estruturais de bosques de mangue do estuário do rio São Mateus, ES, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, **3**(19): 465-471.
- Silva M.C.M., Cunha S.R., Nascimento F., Lima B.G., Costa C.S.B. 1998. Aspectos estruturais dos manguezais da Baía de Babitonga, SC. *In: 49º Congresso Nacional de Botânica, Anais[...]*, p. 463.
- Smith B. N. & Epstein S. 1971. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants. *Plant Physiology*, **47**(3): 380-384.

- 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.
- Smith C.B, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, França. M.C, Guimarães J.T.F, Rossetti D. de F, Lara R.J. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **168**: 21-30.
- Soares M.L.G. 1999. Estrutura vegetal e grau de perturbação dos manguezais da Lagoa da Tijuca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. *Revista Brasileira de Biologia*, **59**(3): 503-515.
- 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. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **101**: 44–53.
- Soil Survey Division Staff. 1993. *Soil survey manual*. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18.
- Spalding M.D., Blasco E., Field C.D. (eds). 1997. *World mangrove alias*. Okinawa, Japan, The International Society for Mangrove Ecosystems, 17H p.
- Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, **8**: 615-621.
- Walker R.G. 1990. Facies modelling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**: 777 - 786.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. James N.P. (eds.). *Facies models: response to sea level change*. Ontario, Canada, Geological Association of Canada, p. 1–14.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, **30**(5): 377–392.