



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 503

**DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DO LITORAL DE NATAL-RN
DE ACORDO COM AS MUDANÇAS NO CLIMA E NÍVEL DO
MAR DESDE O HOLOCENO MÉDIO**

Dissertação apresentada por:

SAMUEL RODRIGUES RIBEIRO

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA)

**BELÉM
2017**

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

Ribeiro, Samuel Rodrigues, 1987-

Dinâmica dos manguezais do litoral de Natal-RN de acordo com as mudanças no clima e nível do mar desde o Holoceno médio / Samuel Rodrigues Ribeiro. – 2017.

xii, 75 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marcelo Cancela Lisboa Cohen

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2017.

1. Mudanças climáticas - Natal (RN). 2. Carbono - Isótopos. 3. Nitrogênio - Isótopo. 4. Nível do mar – Natal (RN). 5. Palinologia - Natal (RN). I. Título.

CDD 22. ed: 551.698132



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

**DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DO LITORAL DE NATAL-RN
DE ACORDO COM AS MUDANÇAS NO CLIMA E NÍVEL DO
MAR DESDE O HOLOCENO MÉDIO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
SAMUEL RODRIGUES RIBEIRO

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.**

Data de Aprovação: 05/08/2017

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Marceo Cancela Lisboa Cohen
(Orientador-UFPA)

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

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

*Em memória de meu avô Manoel pelo
inspirador coração que se consumia
no cuidado amoroso de todos, dedico.*

AGRADECIMENTOS

A DEUS, o Espírito que trouxe a existência todas as pessoas, todas as coisas. Por Seu humanamente inexpressável amor e graça que desde o princípio tem ofertado a todos, sem acepção;

Aos meus pais pelos valores, estímulo e amor e aos meus irmãos, preciosos sobrinhos e às minhas avós e tias pelo carinho e singelo cuidado;

Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará por intermédio do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela oportunidade, infraestrutura e recursos humanos;

Ao professor Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen que aceitou o desafio da orientação dispensando confiança, paciência e por ser presente e oportuno para ensinar e instruir;

À minha namorada Elvecia Noletto que caminha ao meu lado, animando sobre as dificuldades e fortalecendo com surpreendente amor;

Aos meus amigos e colegas do PPGG pela amizade honesta, companhia e auxílio providencial com os assuntos que escapavam do meu campo de formação;

Ao professor Dr. Marlon Carlos França pelo suporte nas atividades de laboratório, conhecimento transferido, intervenções e conselhos que fortaleceram minha compreensão metodológica do trabalho e à Neuza Fontes pelo auxílio na fase de identificação polínica;

Aos amigos e colegas do Instituto Federal do Pará (IFPA) que previamente dedicaram-se em ajudar na separação e pesagem das amostras usadas neste trabalho;

À Cleida Freitas e aos demais técnicos e estagiários da Secretaria do PPGG/UFPA por atuarem com simpatia e eficiência profissional sobre as demandas que lhes apresentava;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro e concessão da bolsa Mestrado;

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

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

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo que financiou este estudo por meio dos projetos FAPESP (Processos 2011/00995-7 e 2017/03304-1);

Ao conjunto dos referenciados acima e aos outros que, porventura, identificam-se como colaboradores deste trabalho, o meu honesto muito obrigado.

“A vida estava nele e a vida era a luz dos homens; a luz resplandece nas trevas e as trevas não prevaleceram contra ela.”

João 1: 4-5

RESUMO

O debate sobre os fatores por trás da dinâmica holocênica dos manguezais tem sido tema de grande interesse de pesquisadores voltados para a reconstituição paleoambiental. Entre as hipóteses sobre os mecanismos que controlam o estabelecimento, expansão e contração das florestas de mangue ao longo dos litorais, as variações do nível relativo do mar e das mudanças climáticas são propostas como as principais forçantes. Contudo, fatores inerentes aos sistemas deposicionais e temporalmente limitados e de atuação espacial mais restritas podem influenciar substancialmente a ecologia dessas florestas. No Rio Ceará Mirim, próximo à cidade de Natal, litoral oriental do estado do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil, a integração de dados geomorfológicos, sedimentológicos e palinológicos, datação por radiocarbono e análises isotópicas com $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e C/N de matéria orgânica sedimentar de quatro testemunhos de sedimentos revelam um estuário colonizado por manguezal desde 6950 anos cal. AP. O nível do mar, que subiu significativamente depois do último máximo glacial, tornou-se estável durante o Holoceno médio e tardio resultando na implantação e expansão do mangue sobre as planícies fluviomarinhas por aproximadamente 2,93 km à montante da foz. Quanto à distribuição espaço temporal desse ecossistema durante os últimos 7 mil anos, os dados integrados mostram que a dinâmica dos manguezais foi controlada principalmente por processos autogênicos, relacionados com avulsão, migração lateral e abandono de canais estuarinos. Provavelmente, a influência do nível do mar e das flutuações climáticas sobre a dinâmica desses manguezais foi enfraquecida devido a intensa atividade dos canais de maré desde o Holoceno médio.

Palavras-chave: Canais de maré. Isótopos de Carbono e Nitrogênio. Nível relativo do mar. Palinologia. Planície fluviomarinha.

ABSTRACT

The factors behind the Holocene mangrove dynamics have long been a theme of great interest for research. Among all hypotheses, the establishment, expansion, and contraction of mangrove areas have been mainly attributed to sea level and climate changes. However, other driving forces of limited occurrence in time may be significantly affecting this system. Along the valley of the Ceará Mirim river, near the Natal city, Rio Grande do Norte littoral, northeastern Brazilian the integrate geomorphological, sedimentological, and palynological data with radiocarbon dating, as well as $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N from sedimentary organic matter from four sediment cores reveal an estuarine influence with mangrove development since 6950 cal yr BP after the post-glacial sea level rise, and it has been stable during the middle and late Holocene. The mangrove expansion along this fluvial valley since the middle Holocene was caused by the sea-level stabilization. The multi-proxies indicate a wetland dynamic was mainly controlled by autogenic factors, relating to tidal channel migrations on the muddy tidal flats formed after the channel abandonment provide suitable conditions for expansion of vegetation surrounding, instead of allogenic process, associated to sea level and/or climate change. Probably, some influence of sea-level and climate changes on mangrove dynamics along in this valley of the Ceará Mirim river have been weakened by the intense tidal channels activities since middle Holoceno.

Keywords: Carbon and nitrogen isotopes. Palynology. Sea-level change. Tidal channel. Tidal plain.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa geológico simplificado da área de estudo, litoral norte de Natal, Rio Grande do Norte.....	5
Figura 2 - Mapa morfológico do litoral norte de Natal, Rio Grande do Norte.....	7
Figura 3 - Mapa de uso e cobertura da terra do litoral norte de Natal, litoral norte de Natal, Rio Grande do Norte.....	9
Figura 4 - Floresta de mangue à margem do Rio Ceará Mirim, litoral norte de Natal, Rio Grande do Norte.....	10
Figura 5 - Mapa de localização dos 4 testemunhos de sedimentos coletados. Em (1) seção do testemunho NAT 1 sendo armazenado em tubo e filme PVC e (2) o desenho esquemático do trato russo utilizado no processo de extração dos testemunhos	
Mapa de uso e cobertura da terra do litoral norte de Natal, litoral norte de Natal, Rio Grande do Norte.....	12
Figura 6 - Curvas do nível relativo do mar propostas por diversos autores para a Costa do Nordeste. A curva (a) representa o modelo de predição glácio-isostática global do nível do mar).....	24
Figura 7 - Representação simplificada da estrutura do grão de pólen, com destaque para a exina (parede externa) e as camadas que a constituem, da intina (parede interna) e os aspectos ornamentais.....	28
Figura 8 - Grupo das plantas terrestres definido pela taxa dos isótopo do Carbono (δ^{13}) que apresentam.....	30
Figura 9 - Valores de δ^{13} C no eixo “y” e C/N no eixo “x” das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e aquática.....	31
Figura 10 - Gráfico com a curva de representação do decaimento radioativo de um isótopo instável.....	32
Figura 11 - Scenes (1) Location study area with Land Use/Land Cover and sampling sites of the cores; (2) Geomorphological features and (3) Brazilian regions and locations of the curves proposed for the sea-level along the coastal.....	37
Figura 12 - Summarized results for the core NAT8, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen	

sum.....	46
Figura 13 - Pollen diagram of the core NAT8, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age and cluster analysis.....	47
Figura 14 - Summarized results for the core NAT6, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.....	48
Figura 15 - Pollen diagram of the core NAT6, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age and cluster analysis.....	49
Figura 16 - Summarized results for the core NAT4, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.....	50
Figura 17 - Pollen diagram of the core NAT4, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age and cluster analysis.....	51
Figura 18 - Summarized results for the core NAT1, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.....	52
Figura 19 - Pollen diagram of the core NAT1, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age and cluster analysis.....	53
Figura 20 - Binary diagram of $\delta^{13}C$ and C/N for the different facies associations (Tidal channel, Mangrove tidal flat and Herbaceous/mangrove mixed tidal flat) with interpretation according to data presented.....	56
Figura 21 - Schematic representation of successive phases the mangrove establishment according a) sea-level change and b) active channel and lateral migration.....	57

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Sediment samples selected for radiocarbon dating with laboratory number, code site/depth, ¹⁴ C yr BP and calibrated (cal) ages.....	42
Tabela 2 - Summary of facies association with sedimentary characteristics, predominance of pollen groups and geochemical data.....	45

LISTA DE ABREVIATURAS

AMS - *Accelerator Mass Spectrometer* - Espectrômetro de Massa acoplado a um acelerador de partículas

AP - Anos antes do Presente

Cal AP - Idade calibrada em anos Antes do Presente

Cal yr BP - *Calibrated age Before Present* – Idade calibrada Antes do Presente

CAM - *Crassulacean acid metabolism*

CENA - Centro de Energia Nuclear na Agricultura

C-Total - Carbono total

LACUFF - Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense

LADIC - Laboratório de Dinâmica Costeira

LOQ - Laboratório de Oceanografia Química

NRM - Nível Relativo do Mar

N-Total - Nitrogênio total

RSL - *Relative Sea-Level* – Nível Relativo do Mar

TOC - *Total Organic Carbon* – Carbono Orgânico Total

TON - *Total Organic Nitrogen* – Nitrogênio Orgânico Total

UGAMS - Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia

UFPA - Universidade Federal do Pará

VPDB - Viena Pee Dee Belemnite

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xi
LISTA DE ABREVIACÕES	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.2.1 Geral.....	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
2 ÁREA DE ESTUDO	4
2.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	4
2.2 MORFOGÊNESE E RELEVO.....	6
2.3 VEGETAÇÃO.....	8
2.4 CLIMA.....	10
2.5 HIDROGRAFIA.....	11
2.6 SOLO.....	11
3 MATERIAIS E MÉTODOS	12
3.1 TRABALHO DE CAMPO.....	12
3.2 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS.....	13
3.3 TRABALHO DE LABORATÓRIO.....	13
3.3.1 Preparação e Datação por Carbono 14	13
3.3.2 Descrição de fácies e determinação granulométrica do sedimento	13
3.3.3 Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise do $\delta^{13}\text{C}$ e C Total	14
3.3.4 Pré-tratamento das amostras de sedimentos para análises do ^{15}N Total	14
3.4 MÉTODO PALINOLÓGICO.....	15
3.4.1 Processamento das amostras	15
3.4.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)	15
3.4.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado	16

3.4.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)	16
3.4.5 Tratamento com Acetóle	16
3.4.6 Montagem de lâminas para a microscopia	17
3.4.7 Análise Microscópica e confecção do gráfico polínico	17
3.5 Elaboração dos Mapas	18
4 PREÂMBULO BIBLIOGRÁFICO SOBRE AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS E SUA INFLUÊNCIA NA VEGETAÇÃO DO BRASIL CONTINENTAL	19
4.1 Variações do nível relativo do mar (NRM) e dinâmica dos manguezais do litoral brasileiro durante o Holoceno	21
4.2 RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL: PALINOMORFOS E DADOS GEOQUÍMICOS DE $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C E A RAZÃO CARBONO/NITROGÊNIO (C/N)	26
4.2.1 Grãos de Pólen	27
4.2.2 Isótopos estáveis do $\delta^{13}\text{C}$	28
4.2.3 Razão C/N na determinação da origem da matéria orgânica sedimentar	30
4.2.4 Datação por Carbono 14 (^{14}C)	31
5 ALLOGENIC AND AUTOGENIC EFFECTS ON MANGROVE DYNAMICS FROM THE CEARÁ MIRIM RIVER, NORTHEASTERN BRAZIL, DURING THE MIDDLE AND LATE HOLOCENE	34
5.1 INTRODUCTION	34
5.2 STUDY AREA	36
5.3 MATERIALS AND METHODS	38
5.3.1 Field work and sample processing and Remote Sensing	38
5.3.2 Facies description	39
5.3.3 Pollen and spore analysis	39
5.3.4 Isotopic and elemental analysis	40
5.3.5 Radiocarbon dating	40
5.4 RESULTS	41
5.4.1 Morphological settings and Vegetation	41
5.4.2 Radiocarbon dates and sedimentation rates	42
5.4.3 Facies description	43
5.4.3.1 Facies association A (Tidal Channel)	43
5.4.3.2 Facie Association B (Tidal flat)	43
5.4.3.3 Facie Association C (Mixed tidal flat)	44

5.5 INTERPRETATION AND DISCUSSION.....	54
5.6 CONCLUSIONS.....	58
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	65
REFERÊNCIAS	66

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O litoral norte de Natal tem fisiografia marcada por contínuas praias, campos dunares e falésias geneticamente ligados à dinâmica das ondas, marés e atividade eólica. Dentre essas feições geomorfológicas de topografia irregular, surgem as planícies fluvio-marinhas em ambientes protegidos em grande parte da ação das ondas e correntes ao longo do estuário do rio Ceará-Mirim. Tais planícies têm origem na subsidência costeira ocorrida no Quaternário Inferior, que ao promover o rebaixamento da costa para leste, impôs a posição do estuário do rio Ceará Mirim e criou espaço de acomodação para receber sedimentos transgressivos (Salin & Coutinho 1974). O acúmulo de sedimentos na desembocadura formado por material areno-argiloso e siltico, compôs áreas ideais para o estabelecimento e desenvolvimento dos manguezais ocorridos durante o Holoceno (Prates *et al.* 1981).

Estudos revelam que a costa do Brasil teve sua geomorfologia influenciada pelas flutuações climáticas e variações do nível relativo do mar (NRM). A queda no nível do mar no Último Máximo Glacial promoveu a progradação costeira expondo praias e depósitos deltaicos. O nível do mar voltou a subir entre 7800 e 6600 anos AP com elevações entre 2 a 5 m em ~5500 anos AP entre Santa Catarina e o Rio Grande do Norte (Angulo *et al.* 2006, Caldas 2006, Castro *et al.* 2014, Martin *et al.* 2003, Suguio *et al.* 2013). Essa incursão gerou afogamentos, reativando estuários previamente abandonados sobre a Formação Barreiras na área continental. As sequências estratigráficas desses estuários indicaram condições de influência marinha para a colonização da vegetação halófitas até o Holoceno médio (Buso Junior 2013a, Castro *et al.* 2013, Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2015, Rossetti *et al.* 2015).

Após sua implantação no litoral de Natal, o manguezal deve ter experimentado modificações ecológicas resultante das variações climáticas e do nível relativo do mar. A última incursão marinha reportada para essa região se deu no Holoceno entre 8.300 e 7.000 anos cal. AP quando o nível do mar superou o nível atual, afogando o manguezal devido a rápida subida das águas. A partir de ~7000 anos cal. AP, o nível relativo do mar deve ter recuado progressivamente até o patamar moderno (Boski *et al.* 2015).

As flutuações do clima e nível relativo do mar são fatos geológicos que temporoespacialmente causaram grande impacto sobre os manguezais. Diversos trabalhos utilizando dados sedimentológicos, palinológicos e geoquímicos revelam que suas áreas de ocorrência tem mudado em densidade e espacialidade nos últimos 11.000 anos cal. AP devido às perturbações que as variações do clima (temperatura e pluviometria) e nível relativo do mar causaram nos

parâmetros que o ecossistema exige para desenvolver-se (Behling *et al.* 2004, Cohen *et al.* 2008, 2009, 2012, Lara e Cohen 2009, Smith *et al.* 2011, Guimarães *et al.* 2012, França *et al.* 2012).

Preferencialmente, o manguezal ocorre em regiões de característica atmosférica com isoterma média de 25° C, precipitação pluvial acima de 1.500 mm/ano, sem longos períodos secos, grande amplitude de maré, salinidade e substrato lamoso (Walsh 1974). Na costa norte do Brasil, os manguezais ocupam zonas com gradiente de salinidade entre 10 a 90 ‰ e o sistema inclui diferentes tipos de vegetação que vão desde florestas de menor tolerância como as *Rhizophoras sp.* e outras de ambientes hipersalinos como a floresta anã de *Avicennia sp.*, além de pântanos salinos com plantas suculentas (Cohen & Lara, 2003).

Para além das forçantes exógenas, a dinâmica dos manguezais pode ser afetada também por processos hidrológicos inerentes à bacia de drenagem. De natureza autogênica, esses processos envolvem a redistribuição de energia e matéria dentro do sistema sedimentar relacionados com a ação de marés e tempestades, avulsão de canais, comutação de delta, migração lateral dos rios e canais de maré, meandramento, barras fluviais e de praia entre outros (Cecil 2013). Em contraste, os processos alogênicos incluem mudanças dentro de um sistema sedimentar induzido por agentes externos como os eventos eustáticos, tectônicos e climáticos (Beebower 1964).

Ao situar o litoral de Natal, o manguezal moderno se distribue sobre os ambientes deposicionais do Quaternário no estuário do rio Ceará-Mirim (Fig. 2) onde são afetados diariamente pelo regime de mesomaré semi-diurna com variação de 2 a 2,8 m (Hayes 1979). Ressalta-se que ao longo da costa do Rio Grande do Norte, com cerca de 260 km de litoral, ainda não há evidências de impactos das mudanças no nível do mar do Holoceno sobre os manguezais, cabendo a este trabalho investigar através da integração de dados geomorfológicos, feições sedimentares, palinologia, datação por C-14, isótopos ($\delta^{13}\text{C}$) e razão Carbono/Nitrogênio da matéria orgânica sedimentar (C/N).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

Investigar o impacto das flutuações do nível relativo do mar e mudanças do clima sobre a distribuição espacial dos manguezais na foz do Rio Ceará-Mirim, litoral de Natal, durante o Holoceno.

1.2.2 Objetivos específicos

- Determinar a paleoflora em diferentes ambientes deposicionais identificados ao longo de sequências estratigráficas;
- Caracterizar a origem da matéria orgânica sedimentar dos testemunhos amostrados;
- Determinar a cronologia dos eventos e associá-los às mudanças do nível do mar e do clima conhecidas durante o Holoceno.

2 ÁREA DE ESTUDO

2.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS

A geologia do estado do Rio Grande do Norte é enfocada a partir de três grandes unidades geológicas, são elas: i) as unidades pré-cambrianas que datam de ~3,45 bilhões de anos até 542 milhões de anos; ii) as unidades do Cretáceo com idades que variam de ~145 a 65 milhões de anos, constituída por rochas sedimentares da Bacia Potiguar e vulcânicas associadas e o iii) as coberturas sedimentares cenozóicas, formadas a partir dos últimos 65 milhões de anos até o recente (Pfaltzgraff 2010).

A faixa litorânea da costa norte de Natal está situada na terceira unidade, a das Coberturas Sedimentares Cenozóicas, associadas ao Grupo Barreiras, Formação Timbau, Serra dos Martins e Formação Potengi, além de outros depósitos sedimentares mais jovens. Dentre as formações que a constituem, a Formação Barreiras aflora no recorte espacial estudado.

Com idade do Paleógeno-Neógeno, a Formação Barreiras é constituída por sedimentos argilosos, de cores variadas, com níveis arenosos inconsolidados e concreções ferruginosas que afloram do vale do rio Amazonas até o litoral do Nordeste. A denominação Grupo Barreiras é aplicada por diversos pesquisadores, ao passo que outros, a chamam de Formação Barreiras (Pfaltzgraff 2010)

Outros depósitos sedimentares com idades mais jovens foram identificados no contexto estudado (Figura 1) e são eles: i) Depósitos Colúvio-Eluviais que datam do Plioceno-Pleistoceno, constituído de sedimentos arenosos e arenoargilosos esbranquiçados e avermelhados, podendo ocorrer conglomeráticos com seixos provenientes do retrabalhamento de sedimentos da Formação Serra dos Martins; ii) Depósitos de Mangues, idade holocênica, encontrados na faixa litorânea e constituídos por lamias arenosas com fragmentos de vegetais em decomposição associado aos sedimentos de mangues e turfeiras nos vales dos rios Ceará-Mirim e Maxaranguape; iii) Depósitos Eólicos Litorâneos de Paleodunas, idades que variam do Pleistoceno ao Holoceno, constituídos por areias esbranquiçadas, granulação fina a média e bem selecionadas, produto da atividade eólica de tração, saltação e suspensão subaérea e interdunas de planície costeira recobertas por dunas móveis e iv) Depósitos Litorâneos de Praias e Dunas Móveis Holocênicas. Apresentam-se em uma faixa estreita e paralela à linha de costa, formadas por areias esbranquiçadas de granulação fina a grossa, quartzosas, bem selecionadas e limpas (Pfaltzgraff 2010).

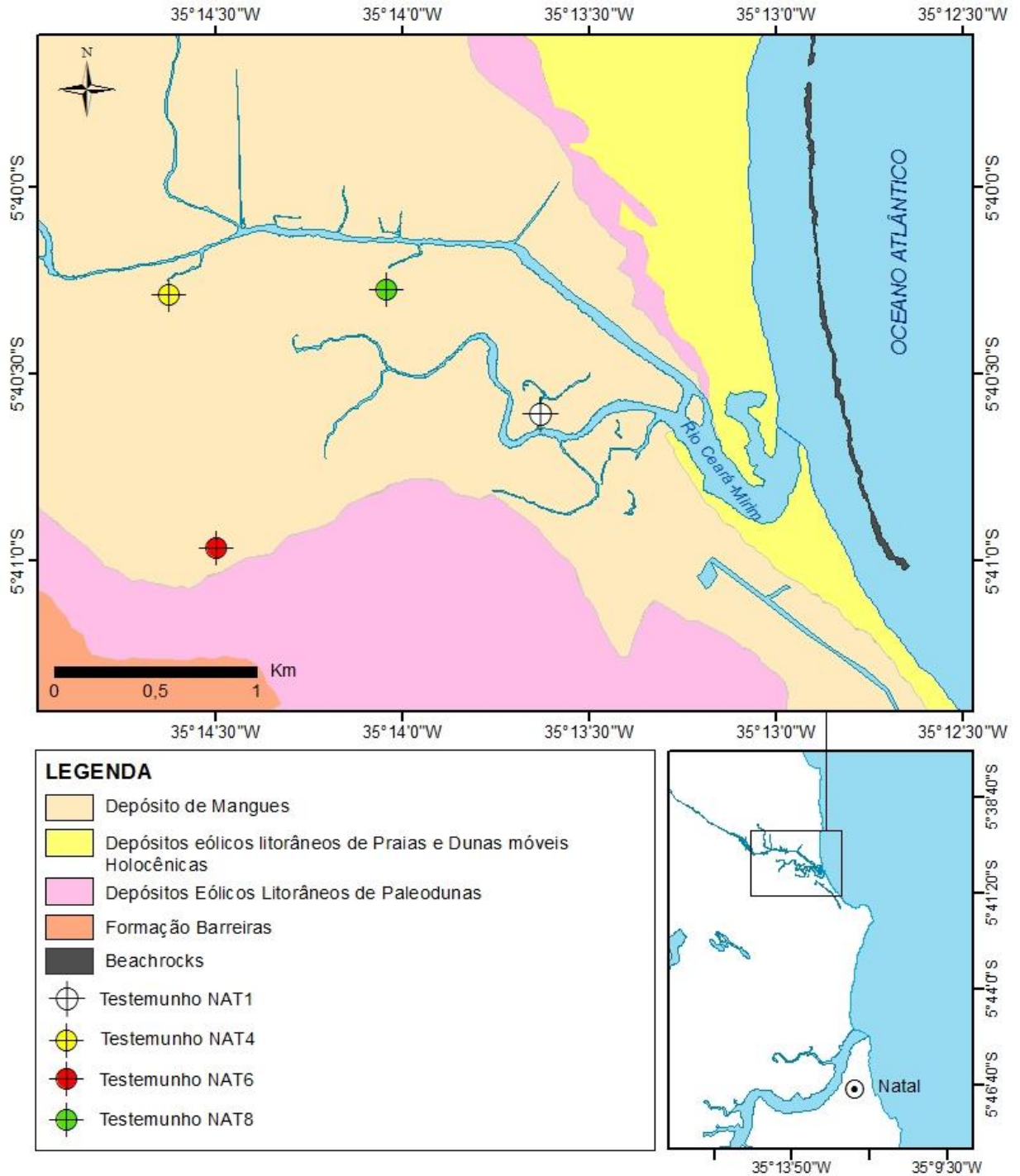


Figura 1- Mapa geológico simplificado da área de estudo, litoral norte de Natal, Rio Grande do Norte.

Na margem costeira, dentro da zona praias localizam-se os *beachrocks* (Figura 1), rochas sedimentares escuras originadas da cimentação dos sedimentos de praia pelo carbonato de cálcio, principalmente calcita e/ou aragonita (Branner 1904).

2.2 MORFOGÊNESE E RELEVO

A faixa costeira foi modelada por variações climáticas, flutuações do nível relativo do mar e subsidência costeira. Esta última foi responsável pelo Gráben de Natal que causou um rebaixamento para leste, capaz de receber os sedimentos trazidos pelas águas oceânicas nos eventos transgressivos formando as unidades morfológicas que integram a Faixa Litorânea (Prates *et al.* 1981).

Para Salim & Coutinho (1974), o princípio da história geomorfológica destas formações está relacionado ao Quaternário Inferior, quando a costa sofreu uma série de abatimentos de blocos onde se instalaram definitivamente alguns rios. Os autores explicam que a tectônica que originou o Gráben de Natal, impôs a posição do estuário, influenciou a evolução holocênica e possibilitou a invasão progressiva do mar nos períodos interglaciais.

As transgressões marinhas que se sucederam ao longo do Quaternário, promoveram o entulhamento sedimentar próximo às desembocaduras e, à medida que os talwegues eram atingidos por processos neotectônicos e aprofundavam-se, as encostas desses vales tornavam-se mais pronunciadas, permitindo que nos vales de rios como o Ceará-Mirim e Jundiá extensas planícies fluviais e flúvio-marinhas se desenvolvessem, enquanto que em outros de menor extensão longitudinal e que drenavam áreas topograficamente acidentadas, esses depósitos apresentam-se mais restritos (Salim & Coutinho 1974).

Na primeira compartimentação do relevo que considerou a homogeneidade das formas e a gênese comum, a faixa litorânea pertencia ao domínio Tabuleiros Costeiros. Com base nas características geológicas, pedológicas e geomorfológicas, foram identificadas feições de acumulação hierarquicamente menores e temporalidade recente denominadas de planícies fluviais, fluviomarinhas, marinhas e campos eólicos e praias (Salim & Coutinho 1974).

Posteriormente, a classificação morfológica do estado do Rio Grande do Norte desvinculou a faixa litorânea dos Tabuleiros Costeiros e a transformou em domínio, recebendo o nome de Planície Costeira; uma franja estreita e extensa ao longo do litoral potiguar delimitada pela linha de costa e os Tabuleiros Costeiros. No litoral norte de Natal, esse domínio geomorfológico é sustentado por rochas sedimentares pouco litificadas da Formação Barreiras e das formações Tibau e Jandaíra e apresentam-se descontínuas devido aos depósitos de acumulação como os Campos de dunas e praias e as Planícies e as Fluviomarinhas (Dantas & Ferreira 2010).

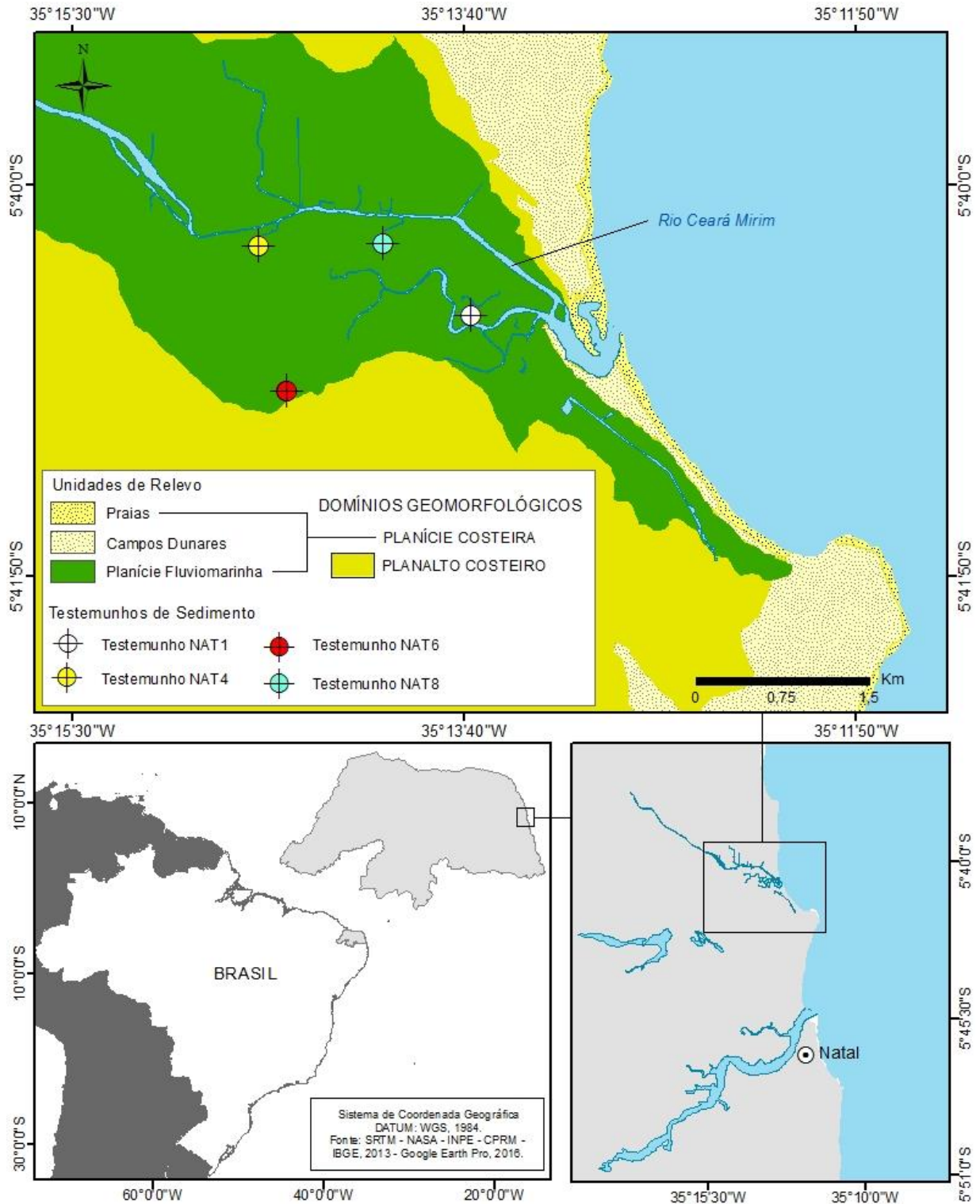


Figura - Mapa morfológico do litoral norte de Natal, Rio Grande do Norte.

As planícies marinhas ou de maré são depósitos arenosos constituídos por restingas e praias situadas na base de falésias, zona de contato com os tabuleiros costeiros. As planícies flúviomarinhas apresentam-se nas desembocaduras dos rios, colmatadas por material areno-argiloso e siltico recoberta pelas Formações Pioneiras (Prates *et al.* 1981 – Fig. 2). Esse aspecto

fisiográfico marca o litoral leste, principalmente na foz dos rios Ceará-Mirim, Mamanguape, Maxaranguape entre outros que entalham a Formação Barreiras.

Os Campos de dunas por sua vez ocupam grande parte da planície costeira e são constituídos pela remobilização dos sedimentos arenosos que suprem imensos campos eólicos proximais à costa oceânica (Figura 2). Costa (1971) elaborou uma temporalidade para as dunas fixadas por vegetação e sobrepostas à Formação Barreiras como de Idade Intermediária, as que datam do Pleistoceno Superior ao atual. Melo (1995) baseado na coloração e altimetria, classificou como dunas Antigas aquelas de coloração avermelhada, altura <50 m e situadas ao sul da cidade de Natal e de dunas Recentes as retrabalhadas pelo vento e de nível altimétrico >50 m.

Figurando beleza cênica, patrimonial e turística à paisagem costeira, as dunas têm metria que pode ultrapassar centenas de metros de elevação e quilômetros de extensão e suas vertentes resultam da direção preferencial dos ventos; a de inclinação suave corresponde a barlavento e a íngreme a sotavento (Silva 2002).

2.3 VEGETAÇÃO

A área estudada é coberta principalmente pelas Formações Pioneiras que margeiam os vales e terrenos aluviais e salobros na desembocadura e baixo curso do rio Ceará-Mirim (Salgado *et al.* 1981). O aspecto fisionômico das Formações Pioneiras compreende as arbóreas, representadas pelo mangue, além das formas arbustivas e herbáceas. A floresta de mangue (Figura 3) é constituída por plantas de grande porte dominado pela *Rhizophora sp.* que ocorre sob influência mais fluvial, enquanto na zona mista, *Rhizophora mangle* e *Avicennia schaueriana* colonizam as planícies que sofrem influência periódica das marés (Figura 4).

A vegetação herbácea compreende às espécies halófitas, próximas do ambiente marinho, com alto teor de salinidade e ocupam margens e estuários afogados. Entre os exemplares botânicos presentes, cita-se a *Iresine portulacoides*, popularmente conhecida como brejo-da-praia (Salgado *et al.* 1981). Os campos herbáceos somam áreas às margens dos rios e são caracterizados principalmente pela *Borreria* (Figura 3).

À montante, em uma zona de transição não claramente identificada e de contato com o manguezal, ocorre as formações pioneiras com influência mais fluvial - Floresta fluviomarinha - onde coexistem gêneros botânicos da várzea e da água salobra (Figura 3). Essa unidade de vegetação responde a um gradiente de salinidade menor, caracterizada principalmente pela *Rubiaceae*, *Fabaceae* e *Arecaceae*.

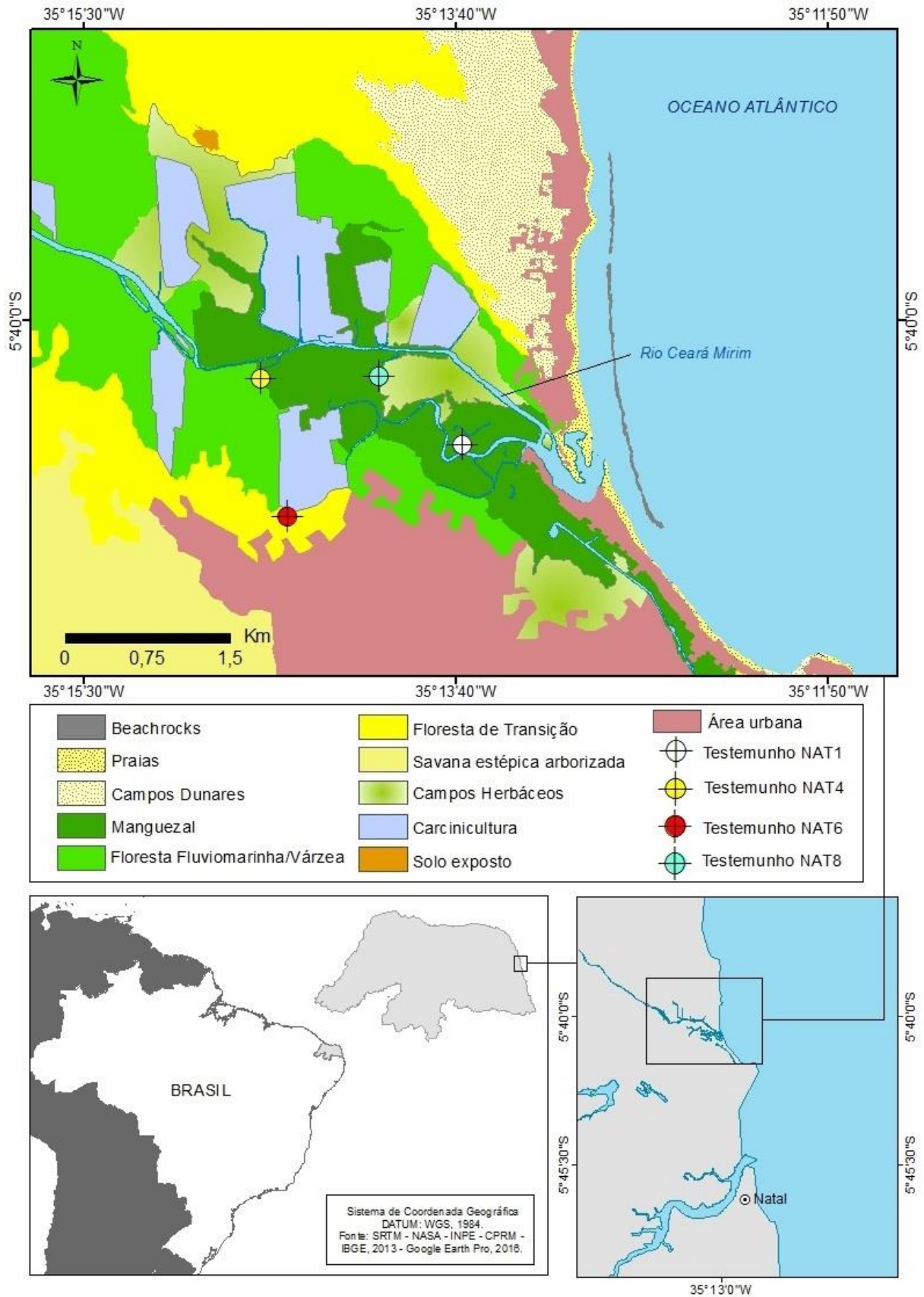


Figura 3- Mapa de uso e cobertura da terra do litoral norte de Natal, Rio Grande do Norte.



Figura 4- Floresta de mangue à margem do Rio Ceará Mirim, litoral de Natal, Rio Grande do Norte.

Além delas, a planície costeira apresenta áreas mistas com espécies de várzea e savana, classificadas como floresta de transição. No planalto costeiro, a savana arborizada de estepe forma um substrato herbáceo descontínuo por *Cyperaceae* e *Poaceae*, com poucos arbustos representado por espécie da família *Malpighiaceae* (Figura 3).

Os campos dunares por sua vez são revestidos pela restinga formada por árvores, arbustos e herbáceas. Essa cobertura integra arvoretas e árvores isoladas de baixo porte como o *Anacardum occidentale* (cajueiro) e as ameixeiras que se apresentam em grupos densos ou espaçadamente entre as ervas situadas próximas ao contato com mar (Salgado *et al.* 1981).

2.4 CLIMA

A faixa litorânea de Natal apresenta índices pluviométricos relativamente elevados para a média do estado e o principal mecanismo produtor de chuvas é o Sistema de Brisas associado às Ondas de Leste. Ressalta-se, contudo que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) exerce grande influência nos meses que antecedem ao período chuvoso. A região caracteriza-se por um clima tropical úmido e seco, corresponde às categorias de classificação climática de Köppen "Aw" e "As" (Andrade 1977), com precipitação anual média de 1521 mm concentrada entre março e julho, correspondente ao Verão e a temperatura do ar é de aproximadamente 25,4 °C (INMET 1992).

2.5 HIDROGRAFIA

Bacia hidrográfica do Rio Ceará-Mirim drena uma superfície de 2.635,7 km², corresponde a 4,9% do estado. O rio nasce nos Tabuleiros Costeiros e inscreve um perfil longitudinal SW-NE, drenando áreas de relevo convexo, planos e aguçados esculpido sobre rochas cristalinas pré-cambrianas e, junto à foz, drena planícies flúviomarinhas integrantes da Planície Costeira e demais sistemas aluvionares constituído por sedimentos quaternários da Formação Barreiras. A vazão média da bacia é de 2,7m/s³ e 1,18l/s/km² (SEMAR 1998).

Na porção ocidental da bacia do Rio Ceará-Mirim, verificam-se inúmeros cursos intermitentes que passam os períodos de estiagem sem fluir (rios intermitentes). No baixo curso, os tributários exibem fluidez e volume de água contínuo, sendo classificados como perenes (Barros *et al.* 1981).

2.6 SOLO

O solo da área de estudo é classificado como solos de mangue (organossolo) ou Solos Indiscriminados de Mangues (EMBRAPA 1978). Caracteriza-se por ser halófito e pouco desenvolvido, formado por sedimentos marinhos e fluviais, com presença de matéria orgânica solúveis e detritos transportados de áreas proximais, com a predominância das frações mais finas de argila e silte, podendo apresentar também grãos finos de areia. Devido à natureza do material em decomposição que o constitui e a saturação pela água, o solo apresenta cor que vai do intervalo cinza ao preto, é pouco consolidado, mas pode atingir alguns metros de profundidade (EMBRAPA 1978, Cintrón & Schaeffer-Novelli 1983).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo ocorreu durante a estação seca de novembro de 2014 e foram coletados quatro testemunhos de sedimentos (Figura 5). Os testemunhos NAT1 (3,3 m de profundidade, $5^{\circ}40'36,65''S$ e $35^{\circ}13'37,97''O$, 1,17 km distante da costa moderna), NAT4 (3,5 m de profundidade, $5^{\circ}40'17,23''S$ e $35^{\circ}14'37,42''O$, 2,93 km distante da costa), NAT6 (2 m de profundidade, $5^{\circ}40'57,95''S$ e $35^{\circ}14'29,77''O$, 2,83 km distante do litoral) e NAT8 (3,5 m de profundidade, $5^{\circ}40'16,47''S$ e $35^{\circ}14'2,51''O$, 1,84 km distante da linha de costa).

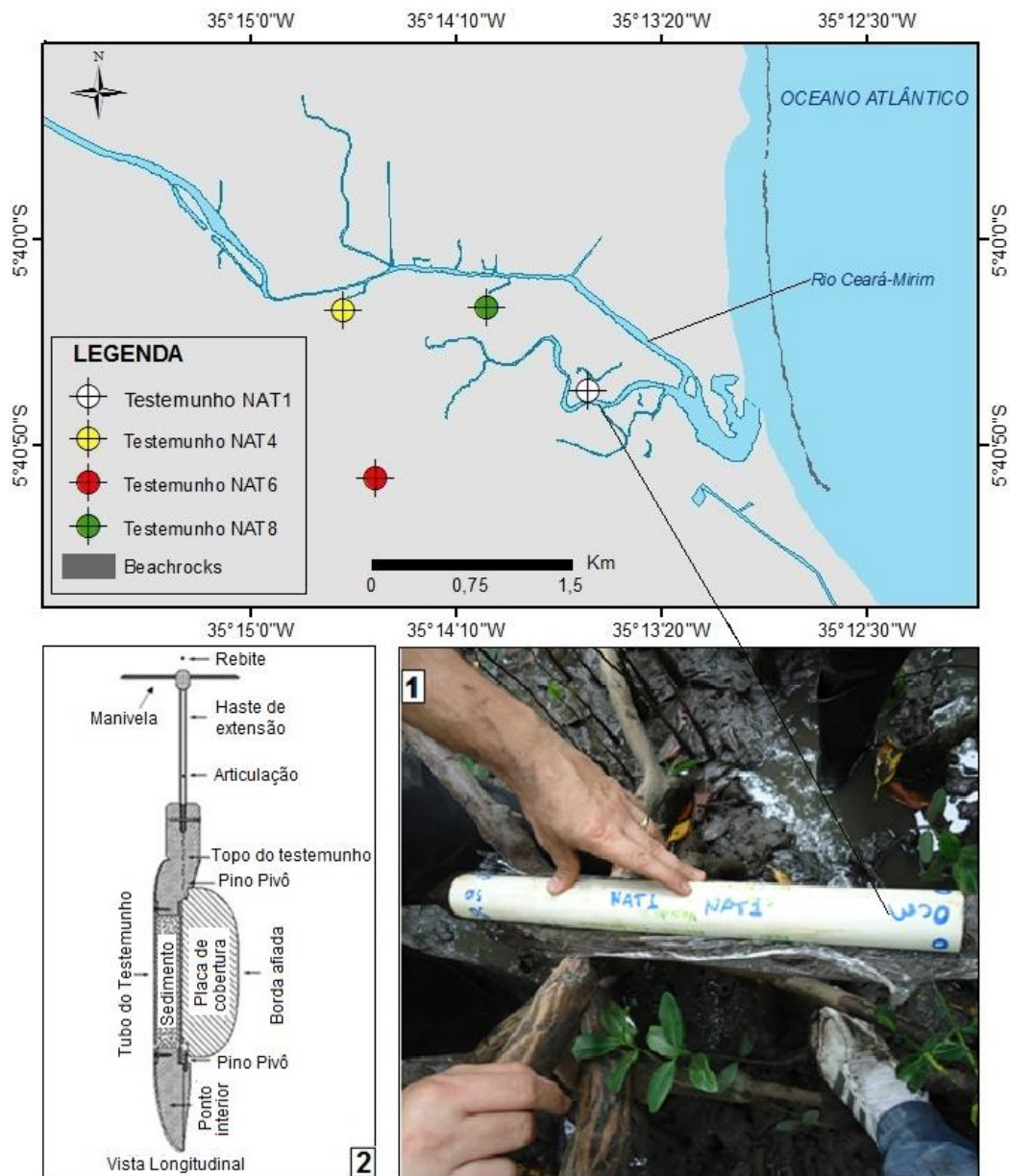


Figura 5- Mapa de localização dos 04 testemunhos de sedimentos coletados. Em (1) seção do testemunho NAT1 sendo armazenado em tubo e filme PVC e (2) o desenho esquemático do trato russo utilizado no processo de extração.

Os testemunhos foram coletados por um trado russo na planície flúviomarinha ocupada por manguezal (NAT1, 4 e 8) e planície ocupada pela vegetação herbácea (NAT6). A natureza deposicional dos locais de amostra apresenta meios estratigráficos que permitem a leitura paleoambiental devido à preservação de grãos de pólen ao longo do perfil sedimentar. Foi realizado também levantamento descritivo da cobertura vegetal (unidades geobotânicas) e das feições morfológicas, além de registros fotográficos e coleta de pontos GPS (Global Positioning System).

3.2 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS

Os testemunhos de sedimento coletados foram armazenados em tubos de 50 cm e envoltos por filme PVC para evitar a contaminação durante o campo e o transporte até o laboratório (Figura 4). As amostras foram transportadas para o Laboratório de Oceanografia Química (LOQ) da Universidade Federal do Pará (UFPA) e acondicionadas em um freezer com temperatura média de 4°C. A baixa temperatura tem a finalidade de evitar o crescimento de fungos e bactérias que poderiam contaminar as amostras. Esses microrganismos são capazes de metabolizar os compostos de carbono presente nos sedimentos e trocar CO₂ com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente, podendo comprometer as datações por C-14 (Colinvaux *et al.* 1999).

3.3. TRABALHO DE LABORATÓRIO

3.3.1 Preparação e Datação por Carbono 14

As amostras de sedimento foram fisicamente tratadas inicialmente retirando os fragmentos vegetais recentes com o auxílio de uma lupa. O material residual foi quimicamente tratado com HCl a 2% na temperatura 60 °C durante 4 horas. Logo após, as amostras foram lavadas com água destilada até obter o pH neutro, e secas (50 °C), a fim de remover eventuais frações orgânicas mais jovens e carbonatos. A matéria orgânica sedimentar foi datada através de um Espectrômetro de Massa acoplado a um acelerador de partículas (AMS) no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) e no Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Geórgia (UGAMS). As idades ¹⁴C estão apresentadas em idade convencional (anos AP) e idade calibrada A.P e $\pm 2\sigma$ (Reimer *et al.* (2004).

3.3.2 Descrição de fácies e determinação granulométrica do sedimento

Foram realizadas radiografias dos testemunhos NAT1, NAT4, NAT6 e NAT8 para observar as estruturas sedimentares presentes neles. A radiografia permite visualizar eventuais estruturas não evidentes.

As amostras foram coletada em intervalos de 5 cm e tratadas previamente com Peróxido de Hidrogênio (H_2O_2) para remoção da matéria orgânica. Em seguida, o material foi desagregado através de ultrassom e agitador mecânico. Posteriormente, o tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas à laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu). As classificações seguiram um diagrama triangular de Sheppard baseado nos percentuais de areia (0,0625 - 2 mm), silte (3,1 - 3,9 μm) e argila (0,24 - 2 μm), definidos por Wentworth (1922). Os gráficos foram obtidos com a utilização do software SYSGRAN 3.0. Este procedimento foi realizado no Laboratório de Oceanografia Química - LOQ, na Universidade Federal do Pará.

3.3.3 Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise do $\delta^{13}C$ e C Total

Os testemunhos foram transportados até o Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP) e iniciado o procedimento de coleta das amostras com intervalos de 10 cm ao longo dos perfis.

No Laboratório foram adicionadas às amostras Ácido Clorídrico (HCl) a 0,01M para facilitar a retirada de alguns contaminantes, como raízes e folhas, através da flutuação e peneiramento. Após o peneiramento, aguardou-se que o material em suspensão fosse decantado, para em seguida descartar a solução de ácido clorídrico sobrenadante e levar as amostras para secar em uma estufa a 50°C por aproximadamente 24 horas. Em seguida as amostras foram pulverizadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Posteriormente cada amostra foi acondicionada em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm) e pesadas em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,0001) com valores entre 20 e 30 mg para os sedimentos. Em seguida o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obter os valores do ^{13}C e Ctotal. As amostras foram analisadas através do Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da *Europe Scientific* que contém um analisador elementar acoplado.

3.3.4 Pré-tratamento das amostras de sedimentos para análises do ^{15}N Total

As amostras de sedimentos dos testemunhos coletados para a análise do Ntotal seguiram o mesmo protocolo de pré-tratamento relatado para o carbono, porém a massa encaminhada ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP foi de aproximadamente 60 mg.

3.4 MÉTODO PALINOLÓGICO

3.4.1 Processamento das amostras

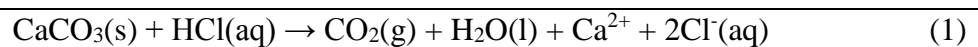
O processamento das amostras para análise palinológica foi realizado no Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará (LADIC/UFPA), seguindo o protocolo descrito por Colinvaux *et al.* (1999). A amostragem para este procedimento ocorreu em um intervalo de 5 cm ao longo do testemunho, onde 0,5 cm³ de sedimento foram amostrados através de um medidor de volume feito de aço inoxidável, onde o sedimento é colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por êmbolo produzindo assim uma pastilha de sedimento.

Posteriormente as pastilhas foram postas em tubos de polipropileno de 12 ml, que foram devidamente marcados com a estação e a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Em seguida foi adicionado em cada um dos tubos um tablete de marcador exótico, esporo de *Lycopodium* (Stockmarr, 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano). Para contagem final a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen permite o cálculo (cada tablete é constituído por 10.637 esporos de *Lycopodium*) da concentração polínica original. Com o término da preparação das amostras foi iniciado o tratamento com ácidos.

3.4.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO₃) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%.

A reação que ocorre é a seguinte:



O processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão-misturador (feito de teflon) para cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação da

amostra. Em seguida, o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a 2.500 rotações por segundo para decantação.

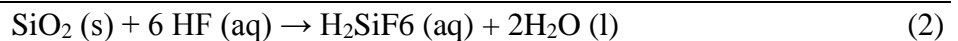
O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que amostra decantada adquiriu coloração mais clara. Novamente o material retornou à centrífuga com água destilada e, em seguida, o líquido residual foi retirado dos tubos enquanto a amostra foi conduzida à próxima etapa.

3.4.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado

A sílica presente na amostra representa um problema na fase da identificação polínica. Por conta disso, com a adição do Ácido Fluorídrico busca-se remover a sílica impedindo que a mesma possa obscurecer os grãos de pólen e comprometer sua identificação.

Foi adicionado até a marca de 10 ml de HF por amostra, a qual ficou em repouso por 24 horas na capela de exaustão devido a alta toxicidade dos gases liberados durante a reação deste ácido.

A reação que ocorre é a seguinte:



Passadas 24hs, o material seguiu para a centrifugação, retirada do líquido residual e lavagem com água destilada. Finalizado o procedimento, a amostra seguiu para a etapa seguinte, tratamento com o Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂).

3.4.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)

O C₂H₄O₂ reage com a amostra extraindo a água nela presente. Por isso esta etapa é fundamental para que não ocorra desperdício de ácido sulfúrico através da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido, procedimento seguinte. Nesta etapa, o Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂) foi adicionado à amostra, seguido de mistura, centrifugação e líquido residual foi retirado. O tempo de permanência da amostra com o C₂H₄O₂ nos tubos de ensaio não superou 15 minutos.

3.4.5 Tratamento com Acetólise

Na fase acetólise busca-se remover quimicamente a celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação. A substância atuante nesta é a Acetólise 9:1 (9 partes de anidrido acético: 1 parte de ácido sulfúrico), procedimentos com base em Erdtman (1960). Aproximadamente 15 ml da solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram submetidos a aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos adquirisse coloração escura. Após esse processo foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e duas lavagens. O líquido residual foi retirado e 5 ml de água foi deixada na amostra com a finalidade de facilitar sua transferência dos tubos de ensaio para tubos de Evergreen.

3.4.6 Montagem de lâminas para a microscopia

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

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

3.4.7 Análise Microscópica e confecção do gráfico polínico

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

A identificação e contagem polínica foram realizadas no Laboratório de Dinâmica Costeira - LADIC, na Universidade Federal do Pará.

3.5 Elaboração dos Mapas

Esta fase encerrou as atividades de laboratório com levantamento de base cartográfica e geoprocessamento de imagens SRTM obtidas no Catálogo de Imagens disponibilizado através do site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), satélite Landsat 5, ano 2011 e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), *download* da plataforma Geobank (2016) para a elaboração dos mapas de localização, mapa geológico, morfológico e de vegetação. A interpretação das imagens foram associadas ao Google Earth Pro, ano 2016 para a confecção do mapa de uso da terra e os recursos de processamento foram oferecidos pelos softwares *Global Mapper 12*, *QGis 2.3* e *ArcGIS 10.1*.

4 PREÂMBULO BIBLIOGRÁFICO SOBRE AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS E SUA INFLUÊNCIA NA VEGETAÇÃO DO BRASIL CONTINENTAL

O conhecimento acerca do clima e sua relação com a vegetação resultou de questionamentos e descobertas que foram apresentadas na segunda metade do século XX. Inúmeros glaciologistas, geólogos, geógrafos, geomorfólogos, paleontólogos, botânicos e zoólogos e em seus trabalhos deram atenção aos aspectos climáticos como suporte primário ao entendimento da evolução biológica e botânica dos quadros naturais, dos domínios morfoclimáticos, do relevo, dos depósitos correlativos, do modelado costeiro, e conseqüentemente, das paisagens.

Esses trabalhos não responderam imediatamente sobre quais mecanismos operavam por trás das flutuações climáticas e/ou das glaciações, mas lançaram bases para que pesquisas ulteriores fossem decisivas e esclarecedoras. No presente, sabe-se que clima atende a um modelo matemático cíclico definido por períodos glaciais e interglaciais que se processaram ao longo da história do planeta conhecido como os Ciclos Orbitais ou Ciclos de Milancovitch (Imbrie & Imbrie, 1979).

As investigações que trouxeram clareza aos processos dianteiros das glaciações e interglaciações apontaram a variação do posicionamento astronômico da Terra em relação ao Sol. Essa variação provocou a aproximação ou distanciamento do planeta (Excentricidade), perturbou seu eixo de inclinação modificando a quantidade de energia recebida (Obliquidade) e alterou as datas do Solstício e Equinócio nos hemisférios (Precessão dos Equinócios). Dentro de uma escala temporal que varia de 21 a 100 mil anos, a combinação desses elementos aumentou o contraste térmico entre os pólos e foi capaz de promover as grandes mudanças climáticas globais (Ruddiman 2007).

Um dos primeiros trabalhos que buscou na mudança do clima resposta às transformações físicas na superfície foi publicado na França no século XIX, quando Louis Agassiz, um geólogo suíço analisou depósitos glaciais nos Alpes e viu neles um histórico de formação relacionado a um clima mais frio, típico das latitudes polares. Ele considerava que estas eram evidências de uma glaciação generalizada, de escala espacial global, uma Panglaciação (Agassiz, 1840).

A adesão às ideias publicas na obra Estudos sobre Geleiras¹ de Agassiz, por muitos estudiosos foi seguida da crítica e rejeição de outros, especificamente, porque este segundo grupo as consideravam catastróficas. Admitir uma glaciação planetária sobre o conjunto de

¹ Originalmente a obra chama-se *Études sur les glaciers* e foi publicada em 1840.

todas as terras emersas significaria não ter a diversidade dos biomas e das espécies animais do trópico úmido marcado por elevada biodiversidade, os quais poderiam ter desaparecido quando os mantos cobrissem o tecido vegetal do planeta impedindo nova expansão na fase pós-glaciação (Ab'Sáber 1995).

De todo o modo, Agassiz tinha respostas à redução do gelo acumulado nos Alpes Suíços e esse entendimento embrionário de que as zonas dominadas por climas temperados no presente estivessem sujeitas às condições diferentes no passado, teve efeito paradigmático entre os seus discípulos, que posteriormente, começaram a abdicar das considerações nas linhas fatalísticas da Panglaciação de Agassiz, à medida que evidências contrárias eram conhecidas (Ab'Sáber, 1995).

Subsequentemente, outras pesquisas acerca do clima e sua relação na definição do quadro botânico global foram impulsionadas, evidenciando que a concepção de Agassiz (1840), embora envolta em críticas, tornara-se um marco de influência nos trabalhos sobre os efeitos da glaciação em diversos lugares no mundo.

No Brasil, em 1957, Cailleux e Tricard divulgaram notas científicas analisando a dinâmica peoclimática e sua relação na definição dos aspectos fisiográficos do Brasil. Os autores propõem o zoneamento paleogeográfico e morfoclimático do Quaternário do Brasil Oriental e, para tanto, a vegetação serviu como elemento síntese dos dados climáticos de classificação zonal (Cailleux & Tricart 1957, Tricart 1958).

A concepção desses autores que ligava o clima aos aspectos fisiográficos dava conta da potencial agressividade que as mudanças climáticas promoveram na superfície, capaz de redesenhar a paisagem, atuando sobre a configuração hidrográfica e fitoecológica desde o Pleistoceno.

Ao estudar a distribuição de espécies de animais na Amazônia, Haffer (1969) lança a Teoria do Refúgios, recebendo contribuição imediata dos trabalhos analíticos de Vanzolini (1970, 1973). Haffer e Vanzolini defendiam que os períodos secos ocorridos no final do Pleistoceno nas baixas latitudes do Brasil tiveram a capacidade de reduzir a floresta Amazônica em áreas específicas ou ilhas remanescentes, as quais receberam o nome de refúgios, local de especiação, abrigo de plantas e animais contra a severidade do novo clima que se instalara. Essa teoria precedeu debates em dois pontos centrais: i) redução/fragmentação da cobertura vegetal da floresta amazônica em refúgios pleistocênicos e ii) a redução/fragmentação como resposta às variações do clima.

Tempos depois, novos trabalhos foram dedicados à matéria como o de Salo (1987) que apoiado em métodos bioestratigráficos afirmou que a teria dos refúgios pleistocênicos não se

sustentava, opondo-se a Haffer e Vanzolini. Colinvaux, em continuação, afastou a assertiva da teoria de redução da flora em áreas fragmentárias, alegando que evidências maiores deveriam ser colhidas sobre um tema tão complexo (Conlinvaux, 1993). No entanto, esses autores admitiam a descontinuidade do clima e suas flutuações, divergindo em termos pontuais acerca da manifestação na cobertura vegetal e na especiação e/ou extinção dos animais.

Ab'Sáber 1995 em estudos dedicados à paleogeografia, o autor não apenas subescreveu a Teoria dos Refúgios como a fortaleceu com suas análises geomorfológicas, biogeográficas, pedológicas e hidrológicas. Ele incorporou o termo “Redutos” na Teoria dos Refúgios tornando-se expoente ao empregar dados fisiográficos por ele recolhidos ao longo do território brasileiro em seus levantamentos de campo. O autor chegou a esboçar o comportamento subatual das massas de ar e sua dinâmica sobre o Brasil como chave ao entendimento do configuração dos domínios de natureza e sua relação com o relevo (Ab'Sáber 1995).

Evidências de que um passado climático mais seco havia existido no Brasil nas atuais áreas tropicais entre 12.400 a 8.800 anos cal. AP, foi apresentado por Martin e outros pesquisadores em 1997. A confirmação paleoclimática decorreu do índice do regime de precipitação demonstrado por grãos de polén nos testemunhos de sedimentos coletados em diversas áreas do Brasil, os quais indicaram fases mais secas ou úmidas com base na alteração da vegetação. Para os autores, a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que controlava a entradas das massas de ar polar, no final do Pleistoceno ao início do Holoceno, manteve-se limitada mais ao norte durante o verão, permitindo que as massas de ar secas do Hemisfério Sul agissem sobre o Brasil Central promovendo aridez (Martin *et al.*, 1997).

Finalmente nos anos 2000, Van der Hammen & Hooghiemstra (2000) ao revisarem a história da paleovegetação da Amazônia utilizando método palinológico confirmaram os fatos expostos por Haffer, Vanzolini e Ab'Sáber sobre a fragmentação e descontinuidade da cobertura vegetal em ilhas e redutos florestais como resposta aos diferentes impulsos do clima. Os autores estimaram que as chuvas durante o Último Máximo Glacial podem ter-se reduzido em 30-50% causando substancial retração das florestas pluviais úmidas e formando refúgios florestais tropicais separados por unidades botânicas mais secas.

4.1 Variações do nível relativo do mar (NRM) e dinâmica dos manguezais do litoral brasileiro durante o Holoceno

Enquanto o Brasil continental estava sujeito a um conjunto de transformações forçadas pelas massas ar que deixavam rastros sobre o manto vegetal e o relevo, no litoral a paisagem

costeira estava condicionada à outro fenômeno que respondia diretamente às flutuações climáticas: a variação do nível relativo do mar e as descargas das bacias de drenagem. A variação do NRM modificava os ambientes deposicionais e a geomorfologia da linha de costa, resultando em alta dinâmica ecológica da vegetação que ocupava a franja de contato com o oceano.

Registros mostram que as oscilações do nível relativo do mar são eventos globais, observadas desde a África do Sul e Austrália e estão associadas, principalmente, com as variações climáticas e/ou com a neotectônica (Compton 2001, Cavalloto *et al.* 2004, Sanders *et al.* 2012). Nas últimas décadas o assunto tem recebido grande interesse da comunidade científica resultando em inúmeros modelos de curvas do NRM propostos para as oscilações ocorridas do final do Pleistoceno ao Holoceno.

Os ambientes sedimentares estuarinos protegidos da erosão ou da pressão de processos hidrodinâmicos guardam os registros do clima, nível relativo do mar, cobertura vegetal e da fonte dos sedimentos, possibilitando que a história paleoambiental seja recontada a partir dos depósitos transgressivos acumulados dentro das sequências sedimentares (Boski *et al.*, 2015).

No Brasil, os primeiros trabalhos sobre as regressões e transgressões marinhas foram publicados por Andel & Laborel (1964), e depois, Delibrias & Laborel (1969) apresentaram resultados introdutórios para o NRM do litoral Nordeste e Sudeste.

Em meados dos 80, Suguio *et al.* 1985 apresentaram um conjunto de curvas do NRM integrando datação por radiocarbono nos vestígios marinhos e biológicos coletados ao longo da costa brasileira. O levantamento de 10 anos de pesquisa entre os litorais de Alagoas, Região Nordeste ao de Santa Catarina, Região Sul, contou com o mapeamento das planícies costeiras e a integração de dados geológicos dos depósitos arenosos e biológicos como conchas de ostras, vermetídeos dos sambaquis e datação por radiocarbono.

Entre as diversas curvas apresentadas no trabalho, a de Itajaí (SC) indicava elevação do nível relativo do mar acima do atual partir de 6.600 anos cal. AP, estendendo-se até 4 m em aproximadamente 5.300 anos cal. AP. Essa elevação manteve submersa várias áreas costeiras ao Sul. Pós 5.300 AP, o NRM exibiu duas rápidas oscilações de regressão e nova elevação responsável pela formação das planícies holocênicas na margem continental. O rebaixamento definitivo para o nível atual deve ter ocorrido a partir de ~2.650 anos cal. AP (Suguio *et al.* 1985). Os autores consideraram o mecanismo de glácio-eustasia, tecno-eustasia e geoidal-eustásia capazes de controlar as variações do nível relativo do mar em grande escala espacial, com repercussões nos litorais locais, regional e global.

Angulo & Lessa (1997) usando tubos de vermetídeos apresentaram novos resultados para a mesma região geográfica. Eles reconheceram a elevação acima do nível, contudo não confirmaram as duas oscilações de Suguio *et al.* 1985 a partir de 5.300 AP. Para os autores, a incursão máxima do Holoceno aconteceu em aproximadamente 6.000 AP. Logo após, iniciou-se a descida contínua sem quaisquer flutuações. O então modelo rejeitou oscilações secundárias alegando que se tratavam de prováveis perturbações nos indicadores marinhos usados por Suguio *et al.* 1985.

Para o litoral do Nordeste, Martin *et al.* 2003 ao usar um número maior de registro de paleonível, contestou Angulo & Lessa (1997) e apresentou a curva para o litoral de Salvador assemelhada a de Suguio *et al.*, 1985 exibindo nível relativo do mar acima do atual pouco antes de 7.000 anos AP, com elevação em até 5 m em 5.100 anos AP. De 5.100 anos AP ao atual, duas oscilações de regressão aconteceram entre 4200-3700 e 2600-2200 AP intercaladas por nova elevação dentro desses intervalos (Modelo 4 da Figura 6).

Bezerra *et al.* 2003 em estudo pioneiro sobre a costa do estado do Rio Grande do Norte publicou uma das primeiras curvas para esse litoral. Ele analisou 48 datações em conchas de moluscos, recifes de coral, vertimídeos de rochas praias, os *beachrocks* ao longo do litoral. Entre 7.100 a 5.800 anos cal. AP, o nível relativo do mar esteve acima do presente com ~5 m. Depois iniciou uma regressão interrompida pela transgressão de 2.100 a 1.100 anos cal. AP. Essa transgressão faz recuar o litoral potiguar devido às águas que atingiram ~5,5 m acima do nível atual. Para o autor, essas variações eram respostas às modificações no padrão da circulação marinha e perturbações neotectônicas proximais (Modelo 1 da Fig. 6).

Posteriormente, Caldas *et al.* 2006 ao rever os trabalhos de Bezerra *et al.* 2003 e recolher novos dados de sedimentos, matéria orgânica lagunar e datação nos *beachrock* por radiocarbono, elaborou uma nova curva para o mesmo estado, mostrando que a transgressão chegou a 1,3 m entre 6.000 a 5.900 anos cal. AP, divergindo dos 5 m apresentados por Bezerra *et al.* 2003. De 5.900 anos cal. AP, o nível do mar sofreu rebaixamento constante e livre de oscilações até o nível atual. Esse autor considerou ainda a curva do nível relativo do mar somada com a elevação máxima da maré, não ultrapassando 2,7 m no total (Modelo 2 da Fig. 6).

A curva de Recife, distante 280 km de Natal/RN, elaborada com base em 25 indicadores superficiais de natureza biológica (icrustações de gastrópodes vermetídeos e tubos de *polychaetas*, conchas de moluscos em posições vivas) e depósitos vegetais usando palinologia, mostrou que o mar atingiu o nível atual em aproximadamente 7.400 anos cal. AP, elevando-se em até 3 m entre 4.000 e 5.000 anos cal. AP (Suguio *et al.* 2013). O processo de regressão foi

interrompido por duas pequenas oscilações, a última data de aproximadamente 800 anos cal. AP (Modelo 3 da Fig. 6).

A integração dos dados palinológicos a datação revelou que após o recuo marinho de 4.450 a 4.440 anos cal. AP emergiram amplas planícies de maré que foram gradualmente recobertas pela floresta de mangue e outros gêneros botânicos tropicais (Sugio *et al.* 2013). A figura 5 agrupa as curvas do nível relativo do mar propostas para a costa nordestina. Ela apresenta também o modelo de previsão glácio-eustática global elaborada por Peltier em 1998, segundo o qual o mar alcançou o nível atual em 6.900 anos cal. AP, com elevação máxima de 2,2 m acima do moderno em 5.100 cal. AP e, a partir desse momento, seguiu regredindo sem oscilações até a posição atual.

É notável nos modelos do NRM holocênicos a superação do nível moderno em ~7.000 anos cal. AP, relacionado com a fase pós-glacial, de modo que a assimetria das curvas se torna evidente pós 6.000 anos cal. AP. De acordo com os autores, as variações climáticas (glaciação e interglaciação), acomodação tectônica e subsidência costeira foram os mecanismos responsáveis pelas variações do NRM nos sítios geográficos estudados.

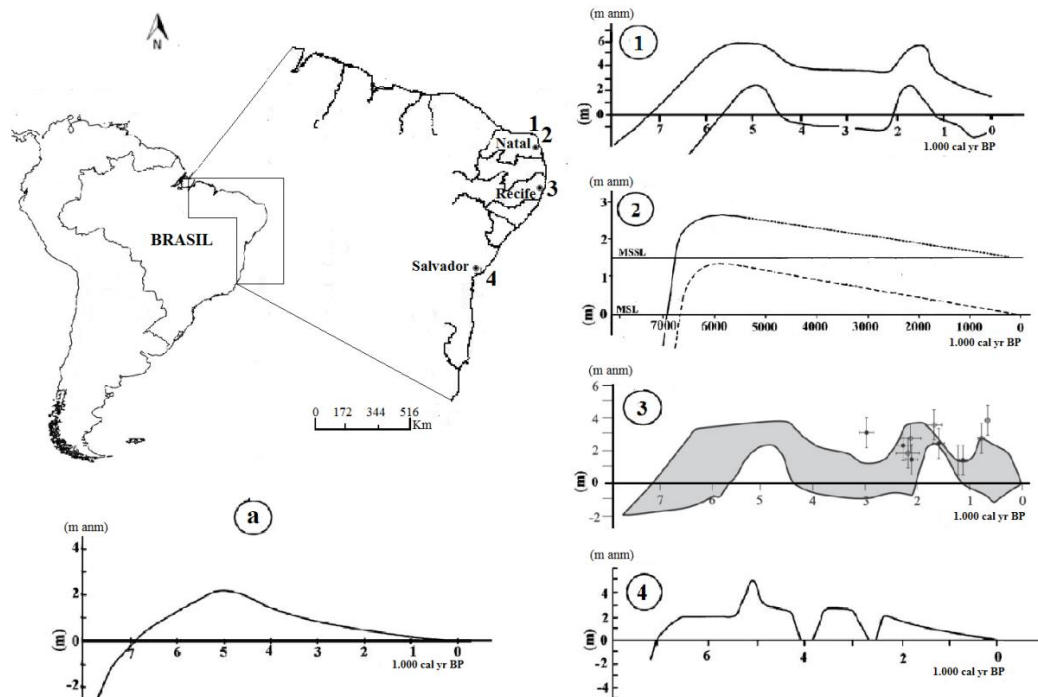


Figura 6. Curvas do nível relativo do mar propostas por diversos autores para a Costa do Nordeste. Modelo (1) Bezerra *et al.* 2003; (2) Caldas *et al.* 2006; (3) Sugio *et al.* 2013 e (4) Martin *et al.* 2003. A curva (a) representa o modelo de previsão glácio-isostática global do nível do mar de Peltier (1998). Fonte: Caldas *et al.* 2006, modificado pelo autor.

Recentemente, Boski *et al.* (2015) apresentou uma nova curva do NRM para o litoral oriental do Rio Grande do Norte. Ao estudar a evolução do enchimento do estuário do rio Potengi, no litoral de Natal, durante o Holoceno os autores propõem elevação do nível relativo

do mar entre 8.300 e 7.000 anos cal. AP. Essa incursão marinha produziu mudanças na morfologia da costa, afetando o ambiente ecológico e criando novas acomodações para os sedimentos. A vegetação de mangue presente antes desse período foi sufocada e transformada em turfa devido a acelerada subida do nível do mar e elevada taxa de deposição. A sedimentação feita em ambiente de planície vadosa foi colonizada por vegetação halófitas, que prosperou na área após sua estabilização do nível do mar (Boski *et al.* 2015).

A variação do NRM tem ao longo do tempo retrabalhado a geomorfologia litorânea. Enquanto a regressão marinha do período glacial provocou a exposição da costa à erosão, ativando a incisão fluvial e tornando os talwegues mais pronunciados, na desembocadura de rios como o Amazonas, Rio Doce, no Espírito Santo e Rio Itanhaém em São Paulo construções deltáicas surgiram (Ab'Sáber 2000, 2004, Cohen *et al.* 2014, Amaral *et al.*, 2006), seguido de avanço da posição da foz para dentro do oceano. Por outro lado, a incursão pós-glacial afogou setores emersos (rias), estabeleceu estuários, embaiamentos e planícies de maré formaram-se ao longo dos paleovales fluviais. Esses processos caracterizam a zona costeira como ambiente altamente dinâmico submetendo a vegetação transicional, especificamente, os manguezais (ecossistema sensível e de menor capacidade de regeneração - Schaeffer-Novelli 1991) à constantes mudanças ecológicas.

As condições ambientais tais como nível relativo do mar, índice pluviométrico, variação da temperatura, gradiente de salinidade, correntes marítimas, aporte de sedimentos, entre outros, controlam o desenvolvimento do manguezal (Hutchings & Saenger 1987, Wolanski *et al.*, 1990). Os estudos de Snedaker (1978) e Pernetta (1993) indicam uma variação na distribuição dos manguezais de acordo com variáveis físicas-químicas das águas e biológicas do habitat. Por isso, este ecossistema tem sido usado como bioindicador de reconstituição paleoambiental e das variações no clima (Blasco *et al.* 1996). Outros autores, utilizaram manguezais como indicadores de mudança costeira devido à imediata resposta dessa floresta às alterações decorrentes dos processos de erosão, sedimentação e elevação do nível relativo do mar (Souza e Filho *at al.* 2006).

Diversos trabalhos desenvolvidos na costa amazônica sobre o impacto das flutuações climáticas, NRM e descarga fluvial sobre os manguezais usando palinologia, sedimentologia e dados geoquímicos revelaram que sob os efeitos desses mecanismos, a floresta respondeu exibindo fases de expansão, contração ou substituição de suas áreas de colonização (Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005b, 2009, Smith *et al.* 2011, Guimarães *et al.* 2012).

O aumento da descarga dos rios ligada aos períodos mais chuvosos, reduz o gradiente de salinidade e faz recuar a influência do mar sobre as zonas úmidas causando sucessão

ecológica, uma vez que plantas halófitas dão lugar a gêneros botânicos de água doce ou várzea (Toledo & Bush 2008).

No litoral norte, a influência marinha tornou as áreas de vegetação de manguezal mais extensas do que as do presente e formou um cinturão contínuo de mangue entre os estados do Amapá e Pará. O estabelecimento desta faixa de mangue no Holoceno inicial foi consequência direta da incursão marinha causada pelo aumento do nível do mar pós-glacial. Durante o Holoceno tardio (<4,2 anos cal. AP), as áreas de manguezais influenciadas pela descarga do rio Amazonas foram gradualmente substituídas por vegetação de água doce. Provavelmente, a fragmentação desse cinturão foi causada pelo aumento da descarga de água doce associada à mudança de climas secos para úmidos (chuvoso) no Holoceno tardio, resultando na diminuição significativa do gradiente de salinidade nas adjacências da foz do rio Amazonas e nas planícies ocupadas pela floresta de mangue (Cohen *et al.* 2012).

No litoral Sudeste e Sul do Brasil, os manguezais também apresentaram dinâmica associadas às flutuações do clima e nível relativo do mar (Silva & Neves 1991, Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2015), resultado similar foi publicado para o litoral Sul da Bahia, no Nordeste (Fontes *et al.* 2017). Amaral *et al.* 2006 ao estudar a costa de Itanhaém/SP, demonstrou que os manguezais distribuídos na foz e baixo curso desse rio foram diretamente influenciados pela descarga hídrica e aporte sedimentar que os fizeram migrar acompanhando o suprimento dos nutrientes. De acordo com os autores, a regressão do NRM no Holoceno Superior transformou o estuário em ambiente protegido das ondas, possibilitando a estabilidade sedimentar, e por conseguinte, o crescimento e a expansão da floresta de mangue.

A exemplo da costa amazônica onde o aporte fluvial exerceu grande influência confinando os manguezais junto à foz e/ou linha de costa, julga-se que de modo parecido, o manguezal que recobre as planícies do estuário e baixo curso do rio Ceará-Mirim deve possuir história ecológica marcada por instalação, expansão e/ou contração de suas áreas espaciais ligada às flutuações do clima e do nível relativo do mar.

4.2 RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL: PALINOMORFOS E DADOS GEOQUÍMICOS DE δ^{13} , ^{14}C E A RAZÃO CARBANO/NITROGÊNIO (C/N)

A influência do clima sobre a vegetação no Brasil tem sido investigada desde Haffer (1969) e comprovada, a exemplo, de Van der Hammen & Hooghiemstra (2000) por meio da palinologia. As flutuações climáticas modificam os ecossistemas devido as condições impostas ao ambiente e, ao mesmo tempo, são reveladas pelo próprio ambiente. De acordo com Tricart (1958) a vegetação é a síntese da caracterização do clima.

Concernente aos campos de abordagem, enquanto os estudos fitogeográficos tratam da distribuição florística no presente e a palinologia reconta a história paleoambiental usando os grãos de pólen fossilizados no perfil sedimentar, os isótopos estáveis do ^{13}C , com base nos valores geoquímicos do ciclo fotossintético, revela o grupo das plantas. Bender (1971) mostrou que esta identificação é possível, porque as plantas apresentam taxas distintas de fixação do Carbono ($\delta^{13}\text{C}$) durante as rotas do processo da fotossíntese.

As técnicas de levantamento paleoambiental apoiadas em microfósseis de grãos de pólen têm sido aplicadas em diversos estudos no Brasil desde os anos 70 acompanhados do $\delta^{13}\text{C}$, datação por radiocarbono (^{14}C) e da relação C/N. Esta última determina a fonte da matéria orgânica sedimentar presente no ambiente deposicional.

4.2.1 Grãos de Pólen

A técnica palinológica foi desenvolvida pelo geólogo Lennart von Post em 1916 ao estudar turfeiras na Suécia. Ele retirou amostras dos sedimentos, submeteu ao tratamento químico, montagem de lâminas, identificação e contagem dos grãos de pólen para reconstruir a vegetação, sua alteração e o clima característico (Traverse 2007). No decorrer do tempo, a técnica aprimorada foi convertida em suporte metodológico largamente usada para reconstrução dos quadros fitogeográficos e das mudanças climáticas em diversos lugares do mundo.

Grãos de pólen constituem a estrutura masculina reprodutiva das plantas superiores como as Gimnospermas e Angiospermas e, os esporos, as reprodutivas assexuadas das Pteridófitas, plantas vasculares inferiores. Segundo Leal & Lorscheitter (2006), a qualidade dos estudos palinológicos depende da quantidade do material presente no sedimento e de um número mínimo de grãos contados para a determinação taxonômica das plantas. Para Moore *et al.* (1991), durante o processo de fossilização, a exina, parede externa que contém as características ornamentais que caracterizam o grão tipo-indivíduo são preservados pela resistência do material que o constitui, ligando à correta identificação da espécie origem do palinomorfo (Figura 7).

Florestas tropicais como a amazônica produzem um registro altamente diversificado de comunidades de plantas cujos os grãos de pólen são distribuídos por animais polinizadores, derrubados pelos ventos e chuvas e sucessivamente aprisionados pela matéria orgânica e outros transportados nas bacias de drenagem para os depósitos lacustres apresentando elevada concentração nesses ambientes (Collinvaux *et al.* 1999).

Preservados ao longo da sequência sedimentar e permanecendo intacto durante milhares de anos, quando analisado, o pólen fornece não apenas a história das mudanças de vegetação, como também o comportamento dentro do tempo e a dinâmica espacial da comunidade de plantas nos espaços estudados (Collinvaux *at al.* 1999). A análise dos grãos de pólen permite determinar a família, gênero e algumas vezes a espécie vegetal através das características morfológicas dos grãos. Eles são resistentes à degradação e precisos em guardar as características da vegetação no tempo e sua deposição (Bradley 1999).

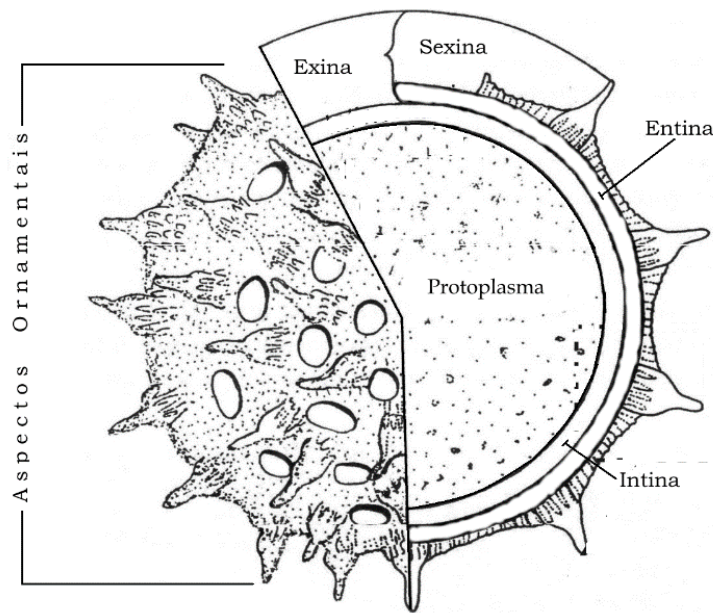


Figura 7. Representação simplificada da estrutura do grão de pólen, com destaque para a exina (parede externa), as camadas que a constituem, da intina (parede interna) e os aspectos ornamentais.
Fonte: Salgado-Labouriau (1962), modificado pelo autor.

4.2.2 Isótopos estáveis do $\delta^{13}\text{C}$

A aplicação dos isótopos estáveis em análises dos ciclos da matéria dentro do ambiente tornou-se mais comum entre os ecólogos e outros pesquisadores interessados em verificar os mecanismos fisiológicos dos organismos, o fluxo de matéria nas cadeias alimentares em meios terrestre e aquáticos e na aplicação de estudos paleoambientais (Lopes 2001). Distribuídos naturalmente na natureza, os isótopos estáveis do Carbono são encontrados nas formas do ^{12}C com 98,9% e ^{13}C 1.1% (Boutton 1991).

Bender (1971) demonstrou que nas plantas, devido às rotas fotossintéticas, a composição isotópica tende a variar. Desse modo, a relação dos isótopos estáveis do carbono poderia ser utilizada para distinguir os grupos botânicos a partir do ciclo fotossintético, principalmente as plantas do tipo C_3 (composto por árvores e arbustos), C_4 (que integra as gramíneas) e plantas CAM (Mecanismo Ácido das Craussuláceas). Segundo Pessenda *et al.*

2005, entre as espécies de plantas distribuídas na natureza, aproximadamente 85% possuem mecanismo fotossintético C₃ as quais dominam a maioria dos ecossistemas. Estão geograficamente distribuídas das florestas boreais às tropicais e tem valor isotópico do δ¹³C dentro do intervalo -32 a -22‰, com média de -27‰. O grupo C₄, compreende cerca de 5% das espécies e ocorrem em 18 famílias, distribuídas entre gramíneas tropicais e subtropicais, biomas campestres, savanas, pântanos salgados. Os valores do δ¹³C variam de -9 a -17‰, com uma média de -13‰ (Bender 1971, Fig. 8).

Por fim, as plantas CAM distribuem-se em 30 famílias, as mais representativas são a *Crassulaceae*, *Euphorbiaceae*, *Orchidaceae*, *Bromeliaceae* e *Cactaceae*; geralmente são suculentas, possuem valores do δ¹³C de -10 a -28‰ e são típicas dos climas áridos (Boutton 1996). Deve-se a utilização dos isótopos (δ¹³C) nos estudos paleoambientais pela diferença das razões isotópicas existente entre os elementos que participam das reações físico-químicas e/ou biológicas no ambiente que discriminam aqueles mais pesados. Essa discriminação é chamada de fracionamento isotópico (Lopes 2001).

A abundância natural dos isótopos estáveis do carbono mostra que os valores do δ¹³C vem sendo calibrados para os diferentes ecossistemas e para vários fins como sequestro de carbono pelas florestas tropicais e reconstrução paleoambiental, percentuais que são detectados pelo espectrômetro de massa (Pessenda *et al.* 2005).

A determinação do δ¹³C é oferecida pela análise da matéria orgânica do solo (MOS) que guarda os sinais isotópicos da cobertura vegetal. Assim, enquanto os valores do δ¹³C das camadas superficiais dos solos permitem inferir quanto a presença da vegetação e seu grupo (plantas C₃, C₄ e CAM), a palinologia determina o quantitativo da vegetação e as espécies que colonizaram o ambiente, revelando as famílias, gênero e espécies florestais (Pessenda *et al.* 2005).

Quando as amostras são analisadas, a composição isotópica de carbono (δ¹³C) das amostras são medidas em comparação com a composição isotópica do padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB), um molusco fóssil. A razão molar ¹³C/¹²C do padrão VPDB é igual a 0,01124 (Farquhar *et al.* 1989). A composição isotópica de uma amostra (δ_{amostra}) em comparação com o padrão VPDB é dada pela equação 1:

$$\delta_{amostra} = \frac{R_{amostra} - R_{PDB}}{R_{PDB}} = \frac{R_{amostra}}{R_{PDB}} - 1 \quad (1)$$

Assim, δ_{amostra} indica o desvio da razão ¹³C/¹²C da amostra (R_{amostra}) em relação à razão ¹³C/¹²C do padrão VPDB (R_{PDB}).

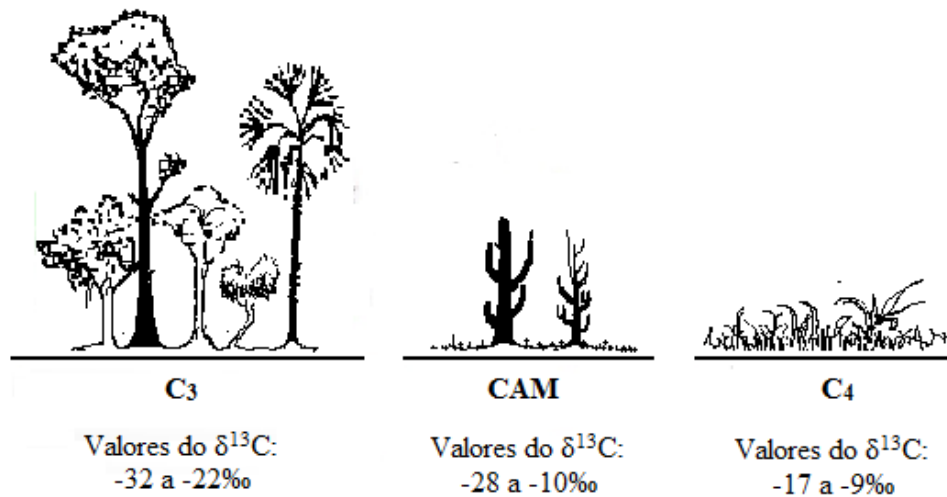


Figura 8. Grupo das plantas terrestres definido pela taxa do isótopo estável do Carbono (δ^{13}) que apresentam.

4.2.3 Razão C/N na determinação da origem da matéria orgânica sedimentar

O teor de matéria orgânica dos sedimentos contém informações que ajudam a reconstituir a história das mudanças climáticas e avaliar seus impactos nos ecossistemas locais. Os registros isotópicos da matéria orgânica fornecem evidências da biota que é qualificada a partir da relação C/N.

Os isótopos do Nitrogênio ($\delta^{15}\text{N}$) identificam a produtividade de algas devido a fixação de nitrogênio e os isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) identificam a produtividade das plantas (C₃ e C₄). A razão C/N por sua vez, expressa a proporção de algas e de matéria orgânica vegetal no ambiente, informações que dentro dos parâmetros geoquímicos, diferenciam as fontes da matéria entre terrestre e aquática (Meyers 1994, 1997, 2003).

Segundo Meyers (2003) os sedimentos do ambiente guardam a assinatura geoquímica da fonte originária. Desse modo, o valor obtido através da análise dos percentuais do C/N com razões entre ~5 a 9 indica a presença de algas e C/N com razão igual e superior a ~20, caracteriza a oferta de matéria orgânica continental, essencialmente das plantas terrestres, as quais terão o grupo definido em C₃ e C₄ pelo valor o $\delta^{13}\text{C}$ que apresentarem. Os dados geoquímicos obtidos são inseridos no diagrama binário (C/N & $\delta^{13}\text{C}$) e, de acordo com os valores que possuem, indicarão precisamente a fonte da matéria orgânica despositada no ambiente (Figura 9).

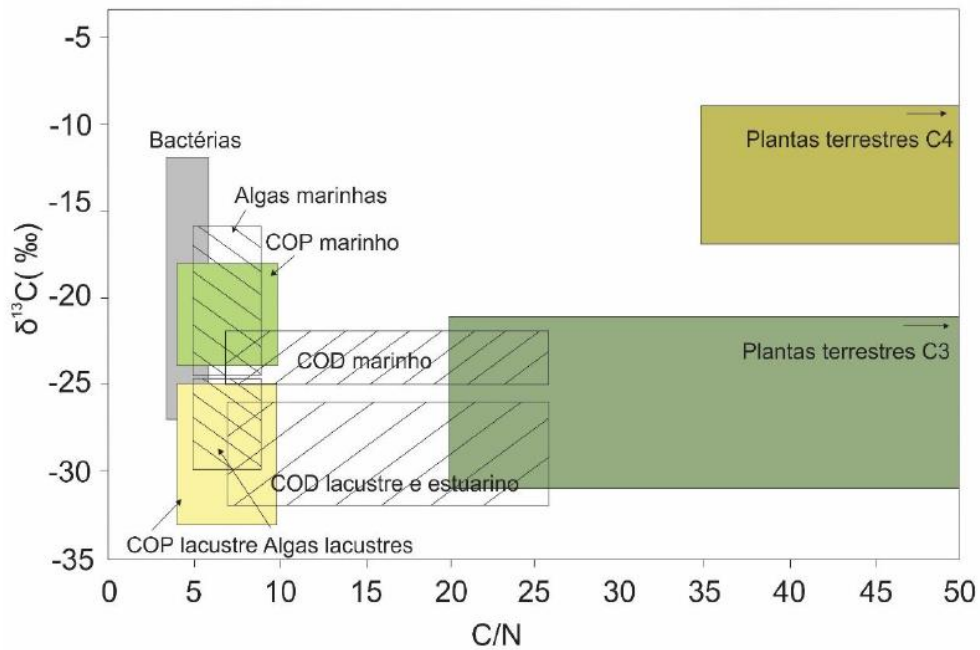


Figura 9. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ no eixo “y” e C/N no eixo “x” das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e aquática.

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

A matéria orgânica do ambiente marinho é mais rico em Nitrogênio quando comparado às terrestres. Algas marinhas apresentam C/N semelhante às lacustres, diferenciando-se por apresentar o $\delta^{13}\text{C}$ mais enriquecido. Carbono Orgânico Particulado (COP) marinho e Carbono Orgânico Dissolvido (COD) marinho, também são mais enriquecidos em $\delta^{13}\text{C}$, enquanto que o Carbono Orgânico Dissolvido (COD) lacustre e estuarino, são empobrecidos. Desse modo, a interação continente-oceano pode ser determinada pelos valores do C/N presente na matéria orgânica sedimentar (Meyers 1994, 2003).

4.2.4 Datação por Carbono 14 (^{14}C)

O ^{14}C é um isótopo extremamente raro e radioativo (instável). Do total de carbono presente na natureza, o mais abundante é o ^{12}C (~98,9%), seguido pelo ^{13}C (cerca de ~1,1%) enquanto o ^{14}C apresenta valores decimais próximo a 0% (Boutton 1991).

Na alta atmosfera onde o ^{14}C é formado, os raios cósmicos carregados de energia colidem com átomos gasosos e emitem nêutrons livres, que por sua vez, colidem com os átomos de nitrogênio (^{14}N) convertendo um próton em nêutron e transformando esse elemento em Carbono, o ^{14}C (Libby 1955). O ^{14}C combinado com o oxigênio (O_2) forma uma molécula de

gás carbônico (CO₂), ficando disponível a todos seres vivos, terrestres e aquáticos que metabolizam o CO₂ da natureza em seus processos fisiológicos.

Por meio da fotossíntese, as plantas fixam o ¹²C, sua fonte principal de energia sem discriminar o ¹⁴C, absorvido em baixa quantidade e transferindo-o aos animais durante a respiração e alimentação via consumo das plantas. Assim, o ¹⁴C é incorporado à estrutura orgânica/inorgânica da matéria que constitui os seres vivos. Com a morte dos organismos, a assimilação do ¹⁴C é cessada e ele começa a desintegrar-se no curso da meia vida (Pessenda *et al.* 2005). A meia-vida é o tempo requerido para que o isótopo de ¹⁴C da amostra seja reduzido pela metade, processo chamado de decaimento. A figura 10 representa a razão de desintegração radioativa de um elemento químico em meia vida.

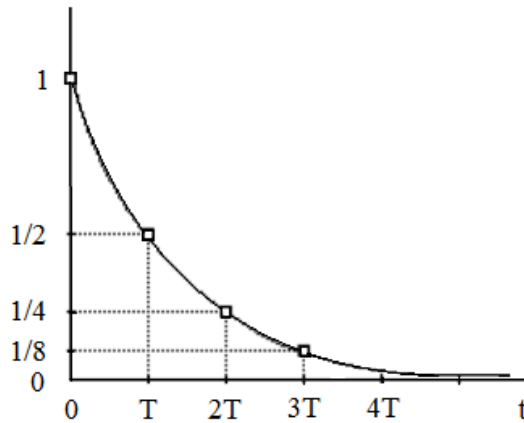


Figura 10. Gráfico com a curva de representação do decaimento radioativo de um isótopo.

Para o ¹⁴C a meia-vida é de 5.568 ± 30 anos, tempo adotado durante a 5ª Conferência sobre a Datação por ¹⁴C realizada nos Estados Unidos em 1962. A margem de erro é de ~3% e a idade da amostra é obtida pela leitura da radiação emitida através de Espectrometria de Aceleração de Massa – *Accelerator Mass Spectrometry (AMS)* entre outros (Pessenda 1998). As idades ¹⁴C são apresentadas convencionalmente em anos calibrado Antes do Presente (anos cal. AP), sendo a referência temporal “presente” o ano de 1950, período anterior aos testes nucleares e demais atividades antrópicas que fizeram duplicar a concentração de ¹⁴C na atmosfera em 1963 (Broecker 2003, Reimer *et al.* 2004).

A correção do fracionamento isotópico é outro aspecto importante a ser considerado na determinação da idade ¹⁴C convencional. O cálculo deste fracionamento é feito empregando-se a equação a seguir, sendo o resultado expresso na unidade $\delta^{13}\text{C}$ (Equação 2).

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{Padrão}}}{R_{\text{PDB}}} \times 1000 \quad (2)$$

O valor de $\delta^{13}\text{C}$ é expresso por mil (‰) e representa a proporção da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de uma amostra em relação à do padrão PDB (*Belemnitella Americana da Formação Pee Dee*). As amostras orgânicas ou inorgânicas que se encontram incorporadas ao ciclo global do carbono devem ser corrigidas para -25‰ (Pessenda 1998).

O método de datação por ^{14}C figura entre as principais ferramentas para determinação cronológica dos episódios associados ao recente, interessando aos arqueólogos, geólogos, paleontólogos e outros que pesquisam eventos e vestígios que não superem 55 mil anos. Pós 55 mil anos, o ^{14}C reduz a emissão da radiação tornando imprecisa as datações superiores (Pessenda *et al.* 2005).

5 ALLOGENIC AND AUTOGENIC EFFECTS ON MANGROVE DYNAMICS FROM THE CEARÁ MIRIM RIVER, NORTHEASTERN BRAZIL, DURING THE MIDDLE AND LATE HOLOCENE

RESUMO

The factors behind the Holocene mangrove dynamics have long been a theme of great interest for research. Among all hypotheses, the establishment, expansion, and contraction of mangrove areas has been mainly attributed to the sea level and climate changes. However, other driving forces may be significantly affecting this system. In order to characterize these forces, this work has used geomorphology and vegetation maps integrated with sedimentological and palynological data, radiocarbon dating, as well as $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N from sedimentary organic matter. The inter-proxy analyses reveal an estuarine influence with mangrove development along the Ceará Mirim River, Northeastern Brazil, since ~6950 cal yr BP, after the post-glacial sea level rise. The Relative Sea Level (RSL) has been stable during the middle and late Holocene. Then, the mangrove expansion on this fluvial valley since the middle Holocene was caused by the sea-level stabilization, an allogenic influence. However, over the past ~7000 cal yr BP wetland dynamics was mainly controlled by autogenic factors, related to tidal channel migrations, instead of allogenic process, associated to sea level and/or climate change. Probably, some influence of sea-level and climate changes on mangrove dynamics in this estuarine channel have been weakened by the intense tidal channels activities.

Keywords: Carbon and nitrogen isotopes; Mangrove dynamics; Palynology; Sea-level change; Tidal channel.

5.1 INTRODUCTION

Inter-proxy analyses reveal that marine influence and mangrove vegetation areas were more extensive than today on the mouth of Amazon River during the middle Holocene, forming a continuous mangrove belt along the northern Brazilian Amazon littoral. The establishment of this mangrove strip is a direct consequence of the marine incursion caused by post-glacial sea-level rise. In the late Holocene (<4.2 ka BP), in areas influenced by the Amazon River discharge, the mangroves were replaced by freshwater vegetation. Likely, the fragmentation of this continuous mangrove line was caused by the increase of fluvial discharge associated to the change from dry into wet climates, which caused a significant decrease of tidal water salinity in areas near the mouth of Amazon River, during the late Holocene. (Cohen *et al.*, 2012).

According to Boski *et al.* (2015), the post-transgression period in the Rio Grande do Norte, northeastern Brazilian littoral (Fig. 11c), witnessed the decline of mangroves. Accelerated sea-level rise combined with geomorphological confinement of the studied intertidal zone was probably responsible for the demise of halophyte vegetation, which thrived again in the late Holocene. However, its vanishing could be resulted from the combined stress of sea-level rise and a dryer climatic phase.

Regarding the southeastern Brazilian coast (Fig. 11c), the geomorphology is mainly related to sea-level changes (Rossetti *et al.*, 2015). Sea-level fall of the Last Glacial Maximum produced a coastal progradation with beach ridges and deltaic deposits. Post-glacial sea-level rise generated embayments, estuaries and lagoons. This event crossed the paleoshoreline, ultimately reactivating estuaries previously abandoned over the Barreiras Formation in the continental area. Stratigraphic sequences from these estuaries indicated brackish conditions and expansion of mangroves up to the mid-Holocene. These water bodies gradually became completely continental-influenced, consequently the mangroves almost disappeared as they migrated seaward during the late Holocene (Buso Junior, 2013a; Castro *et al.*, 2013; Cohen *et al.*, 2014; França *et al.*, 2012, 2015; Rossetti *et al.*, 2015).

Therefore, along the northern Brazil (Fig. 11c), the mangrove dynamics has been controlled mainly by the climate and RSL changes (Behling *et al.*, 2004; Cohen *et al.*, 2012; França *et al.*, 2012; Guimarães *et al.*, 2012; Lara and Cohen, 2009; Smith *et al.*, 2012), while in southeastern Brazil (Fig. 11c), Espírito Santo, Rio de Janeiro and São Paulo's States, the displacement of mangroves would be mainly related to RSL changes (Buso Junior, 2013; Cohen *et al.*, 2014; Pessenda *et al.*, 2012).

In this context, after the post-glacial sea-level rise, the RSL reached the current level between 7800 and 6600 cal yr BP, and a highstand (2 - 5 m) at about 5500 cal yr BP between Santa Catarina and Rio Grande do Norte (Angulo *et al.*, 2006 - fig. 11c, sector G; Castro *et al.*, 2014; Martin *et al.*, 2003 - fig. 11c, sector F; Suguio *et al.*, 2013, fig. 1c, sector D). The RSL decreased continually during the late Holocene (Angulo *et al.*, 2006). However, according to Martin (2003) the Salvador-Bahia, northeastern Brazil (Fig. 11c), RSL curve shows the existence of two distinctive high-frequency oscillations at 4300-3500 cal yr BP and 2700-2100 cal yr BP. In addition, the interval between 5900 and 5300 cal yr BP was characterized by a rapid rise followed by an equally rapid fall. A RSL curve for the states of Pernambuco and Paraíba, northeastern Brazil (Fig. 11c, sector D), indicates that the RSL attained the present level at ~7400 cal yr BP, and its peak 2 – 3 m above the present level between 5000 – 4000 cal yr BP. The RSL has dropped since then to the present position. However, minor RSL

oscillations could have occurred from 3400 – 2100 to 600 cal yr BP (Suguio *et al.*, 2013). The RSL in Rio Grande do Norte, northeastern Brazil (Fig. 11c) approached its present position around 6500 cal yr BP (Bezerra *et al.*, 2003 - fig. 11c sector B) and 6700 cal yr BP (Caldas *et al.*, 2006 – fig. 11c, sector C), and it reached a highstand of 1.3 m at 5900 cal yr BP and subsequent drop to present values (Caldas *et al.*, 2006). According to Boski *et al.*, 2015 (Fig. 11c, sector D) a rapid RSL rise occurred between 8300 and 7000 cal yr BP in Rio Grande do Norte. Since then, the pace of RSL rise slowed and non-eustatic factors, namely terrigenous sediment supply and coastal dynamics, became dominant in the evolution of the estuary. Along the northern Brazilian littoral, the RSL stabilized at its current level between 7000 and 5000 yr BP (Behling and Costa, 2000; Cohen *et al.*, 2005b - fig. 11c, sector A).

Then, the Rio Grande do Norte littoral, northeastern Brazilian, should present a Holocene RSL changes between the maximum RSL (+5 m) of the southeastern Brazil (e.g. Angulo *et al.*, 2006) and the stable RSL (0 m) of the northern Brazil (Cohen *et al.*, 2005b). Noteworthy is the fact that along the Rio Grande do Norte littoral, with ~260 km of coastline, there are not yet evidences of impacts of the Holocene sea-level changes and climate changes on mangroves based on sedimentary features, palynology and $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C/N analysis. In order to confront the previous RSL curves with the Holocene mangrove dynamics along the Ceará Mirim River, Rio Grande do Norte State, a model of mangrove development is proposed based on sedimentary features, pollen content and $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C/N of sedimentary organic matter obtained of four sediment cores sampled from tidal plains occupied by mangroves and herbaceous vegetation.

5.3 STUDY AREA

The study sites are located at the mouth of the Ceará Mirim River (Fig. 11a). The fluvial course flows on crystalline rocks of the Seridó and Caicó Complexes and plutonic rocks, correlated to the Pre-Cambrian. In the eastern portion, flows mainly on quaternary sediments of the Barreiras Group and the drainage basin covers ~2.635 km² (Prates *et al.*, 1981). At the coastal plain, dune fields occur toward the hinterland. The young dunes and beaches occupy close to the shore and are moving subjected to permanent organization according to wind and wave direction, respectively (Caldas *et al.*, 2006). The dunes are formed by the remobilization of the marine sandy sediments (Prates *et al.*, 1981, Dantas and Ferreira, 2010).

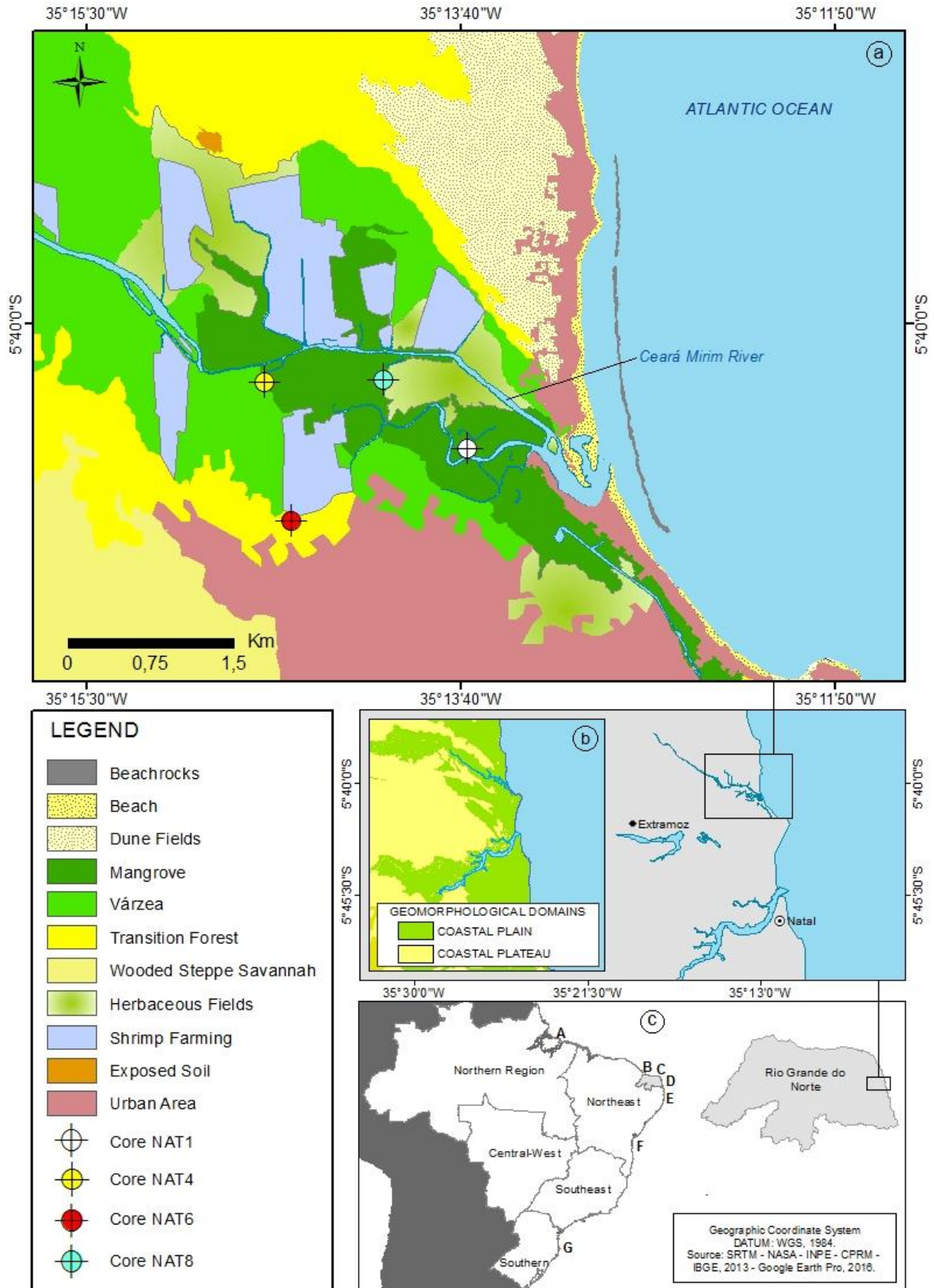


Figure 11. Scenes (1) Location of study area with Land Use/Land Cover and sampling sites of the cores; (2) Geomorphological features and (3) Brazilian regions and locations of the curves proposed for the sea-level along the coastal.

The stretch of sampling sites is influenced by saline and dynamic tides and presents some tidal channels within the mangrove forest. Coastal plateau and coastal plain represent the main geomorphological features in the study area (Fig. 11b). The coastal plateau is represented by the Barreiras Formation (Miocene) that presents an abrupt contact with the coastal plain through a line of active and inactive cliffs (Pfaltzgraff, 2010). The Ceará Mirim river crosses the coastal plain causing a transition zone under marine and fluvial influence, which is dominated by sand-clay and silty sediments. The region is characterized by a tropical wet and dry climate, which is a type of climate that corresponds to the Köppen climate classification categories "Aw" and "As" (Andrade, 1977) with annual precipitation averaging 1521 mm concentrated between March and July and corresponding to the summer and temperature approached 25.4°C (INMET 1992).

The studied area is mainly covered by mangroves, *várzea*, herbaceous vegetation and wooded steppe savannah, which forms a discontinuous herbaceous substrate with few shrubs (Salgado *et al.*, 1981- Fig. 11a).

5.3 MATERIALS AND METHODS

5.3.1 Field work and sample processing and Remote Sensing

The fieldwork was carry out during the dry season of November 2014, and four sediment cores were sampled (Fig. 11a). The cores NAT1 (3.3 m depth, S 5°40'36.65"/W 35°13'37.97, 1.17 km distant from modern coastline), NAT4 (3.5 m depth, S 5°40'17.23"/35°14'37.42" W, 2.93 km distant from coastline), NAT6 (2 m depth, S 5°40'57.95"/W 35°14'29.77", 2.83 km distant from coastline) and NAT8 (3.5 m depth, S 5°40'16.47"/W 35°14'2.51, 1,84 km distant from coastline) The cores were taken by a Russian Sampler from a tidal flat occupied by mangrove (NAT1, 4 and 8) and herbaceous vegetation (NAT6). Visual observation and photographic documentation were used to determine the main geo-botanical units. The geographical positions of cores were determined by Global Positioning System (GPS) using the SAD69 as reference datum.

The cartographic base was obtained through SRTM images obtained in the Catalog of Images freely available June 2016 by Brazilian National Institute for Space Research - INPE, Landsat 5 satellite, year 2011 and the vector files the Geological Survey of Brazil (CPRM) through download of Geobank platform (2016). The interpretation was supported by Google Earth Pro images 2016 that have higher resolution than the Landsat imagens used for the spatial

analysis. The processing resources were made using the software Global Mapper 12, ArcGIS 10.1 and QGIS 5.6.

5.3.2 Facies description

Following the methods of Walker (1992), facies analysis was undertaken, including description of color (Color, 2009), lithology, texture and structure. The sedimentary facies were codified following Miall (1978). The studied stratigraphic profile was divided into facies associations, whereby sedimentary units are used to define a particular sedimentary environment (Reading, 1996). The cores were X-rayed to identify the sedimentary structures. Bulk samples (0.5 g each) were selected at 5 cm intervals for grain size analysis at the Chemical Oceanography Laboratory of the Federal University of Pará (UFPA), using a laser particle-size analyzer (SHIMADZU SALD 2201). Hydrogen peroxide (H₂O₂) was used to eliminate organic matter, while residual sediments were disaggregated by ultrasound. Calculation of grain-size distribution follows Wentworth (1922), with separation of sand (2-0.0625 ϕ m), silt (62.5-3.9 ϕ m) and clay (3.9-0.12 ϕ m) fractions. Macroscopic analysis of surface sediments was also carried out, recording size, sorting and rounding of sandy sediments.

5.3.3 Pollen and spore analysis

One hundred and ninety-five 1-cm³ samples were taken at 5 cm intervals through the cores for pollen analysis. All samples were prepared using standard pollen analytical techniques, including acetolysis (Erdtman, 1960). Sample residues were mounted on slides in a glycerin gelatin medium. Pollen and spores were identified by comparison with reference collections of about 4000 Brazilian forest taxa and various pollen keys (Salgado-Labouriau, 1973; Absy, 1975; Markgraf and D'Antoni, 1978; Roubik and Moreno, 1991; Colinvaux *et al.*, 1999), and based on the reference collection of the Laboratory of Coastal Dynamics, Federal University of Pará, and the ¹⁴C Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP).

Pollen and spore data were presented in pollen diagrams as percentages of the total terrestrial pollen sum. The taxa were grouped according to source: mangroves, trees and shrubs, palms, herbs and ferns. The software TILIA and TILIAGRAF were used for calculation and to plot the pollen diagram (Grimm, 1987). CONISS was used for cluster analysis of pollen taxa, permitting the zonation of the pollen diagram. CONISS is a program for stratigraphically

constrained cluster analysis by incremental sum of squares. It has been used widely for unconstrained analyses and has proved particularly satisfactory for pollen frequency data (Grimm, 1987).

5.3.4 Isotopic and elemental analysis

A total of 141 samples (50-60 mg) were collected at 5 cm (NAT8), 10 cm (NAT1 and NAT4) and 30 cm (NAT6) intervals along the studied sediment cores. Sediments were treated with 4% HCl to eliminate carbonate, washed with distilled water until the pH reached 6, dried at 50°C, and finally homogenized. The samples were analyzed for total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), ^{13}C and ^{15}N by isotope ratio mass spectrometry at the Stable Isotope Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP). The results were expressed as a percentage of dry weight, with analytical precision of 0.09% (TOC) and 0.07% (TN), and as $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ expressed in per mil (‰) with respect to the VPDB and N_2 standards, respectively, with a precision of 0.2‰. Elemental results were used to calculate the C/N (weight/weight) for all samples. The determination of organic matter source will be environmental-dependent with $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N composition (Lamb et al., 2006), as follows: the C_3 terrestrial plants shows $\delta^{13}\text{C}$ values between -32‰ and -21‰ and C/N ratio > 12 , while C_4 plants have $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -17‰ to -9‰ and C/N ratio > 20 (Deines, 1980; Meyers, 1994; 1997). Freshwater algae have $\delta^{13}\text{C}$ values between -25‰ and -30‰ (Meyers, 1997) and marine algae around -24‰ to -16‰ (Meyers, 1997; 2003). Meyers (1997) and Thornton and McManus (1994) used $\delta^{15}\text{N}$ values to differentiate organic matter from aquatic ($>10.0\text{‰}$) and terrestrial plants ($\sim 0\text{‰}$).

5.3.5 Radiocarbon dating

Based on color, lithology and/or texture discontinuities, seven bulk samples (10 g each) were selected for radiocarbon analysis. In order to avoid natural contamination by shell fragments, roots, seeds, etc. sediment samples were physically cleaned under the stereomicroscope. Organic matter was extracted from the sampled material according to the laboratory standard pre-treatment in order to remove organic acids which are potential sources of young carbon contaminants to the samples (Pessenda et al., 2012). This treatment consisted of extracting residual material with 2-4% HCl at 60-80°C during 4 h, followed by a rinse with

distilled water to neutralize the pH. The samples were dried at 50 °C. A detailed description of the chemical treatment for sediment samples can be found in Pessenda et al. (2012).

A chronologic framework for the sedimentary sequence was provided by an accelerator-mass-spectrometer (AMS) dating at UGAMS (University of Georgia – Center for Applied Isotope Studies). Radiocarbon ages were normalized to a $\delta^{13}\text{C}$ value of -25‰ VPDB and reported as calibrated years (cal yr BP, 2σ) using CALIB 6.0 and the SHCal13 curve (Reimer et al., 2004). The dates are reported in the text as the median of the range of calibrated ages (Table 1).

5.4 RESULTS

5.4.1 Morphological settings and Vegetation

The study site extends by 7 km from the hinterland of valley Ceará Mirim River to current coastline (Fig. 11a). The Ceará Mirim River, which born in the Coastal Plateau, presents NW-SE direction and flows on Coastal Plain into the Atlantic Ocean. It exhibits a topographic difference between the floodplains and the plateau of about ~90 m. A striking characteristic of the Ceará Mirim River is its modern channel pattern, which is mostly straight to only slightly sinuous. The mouth of the Ceará Mirim River crosses the coastal plain with floodplains presenting elevations of ~1.8 m above the mean sea-level. River discharge increases down the fluvial system producing a “straight” channel pattern. Currently, some small tidal channel was rectified due to shrimp farming activates (Fig. 11a). Shrimp farming occupies area ~2,8 Km² and cause the strongest impact on the vegetation together with surrounding urban occupation (Fig. 11a). Noteworthy is the presence of beachrocks on inshore surf zone; which are sedimentary rocks originated by the cementation of beach sediments by calcium carbonate, mostly calcite and/or aragonite in beach zone (Branner, 1904 - Fig. 11a).

Regarding the modern vegetation, the coastal plain of the Ceará Mirim River is characterized by fresh and brackish water vegetation. Mangroves cover ~4.8 Km² of the study area and are mainly characterized by *Rhizophora mangle* and *Avicennia germinans*, which are currently restricted to the estuary and 5 km along the fluvial valley (Fig. 11a). They are occurring along tidal channels, within specific topographic zones with a presence of *Avicennia* at highest elevations above mean spring tide level, while the *Rhizophora* occupies topographically lower zones upriver.

Herbaceous vegetation (4.6 Km²) occurs on highest sector of the tidal flats, mainly represented by *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Borreria* and some *Arecaceae* (Fig. 11a). However, some herbs occupy also low topographic levels, colonizing river banks and estuarine tidal flats.

Upstream, sandy silt and muddy sediments spread over the fluvial plain mainly dominated by “várzea” vegetation, which covers 6,9 km² (swampland seasonally and permanently inundated by freshwater). The limit between freshwater and mangrove vegetation is not always clearly fixed, because the transition between these vegetation units respond to a salinity gradient, where the vegetation, mainly characterized by *Arecaceae* (freshwater vegetation), is positioned upstream, while mangroves occupy zones under marine influence. In addition, the coastal plain presents areas with some species of *várzea* and savanna that characterizes the transition forest. On the coastal plateau occurs wooded steppe savannah that forms a discontinuous herbaceous substrate, mainly formed by *Cyperaceae* and *Poaceae*, with few shrubs mainly represented by *Anacardiaceae* and *Malpighiaceae* (Fig. 11a).

5.4.2 Radiocarbon dates and sedimentation rates

The radiocarbon dates are shown in Table 1. No age inversions were observed. Calculated sedimentary rates are 4.6 mm/yr (330 - 170 cm) and 0.93 mm/yr (170 - 0 cm) core NAT1 (Fig. 18). The NAT4 presents rates of 12 mm/yr (320 - 200 cm), 0.25 mm/yr (200 - 105 cm) and 0.93 mm/yr (105-0 cm) (Fig. 16). The NAT6 and NAT8 revealed sedimentation rates of 0.25 mm/yr (178 – 0 cm) and 0.48 mm/yr (270-0 cm), respectively (Figs 14 and 12). These rates are in the same order of magnitude than the vertical accretion interval of 0.1 and 11 mm yrs⁻¹ from mangrove forests reported by other authors (Cahoon and Lynch, 1997; Behling *et al.*, 2004; Vedel *et al.*, 2006; Cohen *et al.*, 2009; Guimarães *et al.*, 2010).

Table 1. Sediment samples selected for radiocarbon dating with laboratory number, code site/depth, ¹⁴C yr BP and calibrated (cal) ages.

Lab. Number (UGAMS)	Sample	Depth (cm)	Ages (¹⁴ C yr BP, 1σ)	Ages (cal yr BP, 2σ)	Mean (cal yr BP, 2σ)
21213	NAT1	1,62 - 1,65	1820 +/- 20	1709 - 1818	1760
21214	NAT1	3,23 - 3,26	2140 +/- 20	2045 - 2157	2100
21215	NAT4	1,07 - 1,10	1200 +/- 20	1064 - 1179	1120
21216	NAT4	1,97 - 2,00	4070 +/- 25	4515 - 4616	4560
21217	NAT4	3,15 - 3,19	4130 +/- 25	4569 - 4725	4640
21218	NAT6	1.71-1.75	6110 25	6894 – 7029	6960
21219	NAT8	2.43-2.47	4520 25	5053 - 5190	5120

5.4.3 Facies description

The studied cores record sedimentary successions represented mainly by massive sand and heterolithic deposits (Figures 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19). The integration of sedimentary facies, pollen data and geochemical records allowed to define three facies associations: (A) Tidal channel, (B) Tidal flat and (C) Mixed tidal flat.

4.4.3.1 Facies association A (Tidal Channel)

This facies association (A) occurs along the intervals 355-270 cm (NAT8), 250-180 cm (NAT8), 175-125 cm (NAT8), 350 -280 cm (NAT4), 100-55 cm (NAT4), 330-200 cm (NAT1) and 200-175 cm (NAT6), figures from 12 to 18. It consists of several fining upward successions of massive sand, cross-stratified, cross-laminated and flaser heterolithic bedding. Massive sands with shells are present only in cores NAT4 and NAT8.

The pollen assemblages of association A are dominated by trees and shrubs pollen (0-67%) characterized mostly by *Rubiaceae* (5-45%), *Euphorbiaceae* (3-36%), *Mimosaceae* (0-23%), *Psychotria* (0-17%), *Malpighiaceae* (0-8%), *Aizoaceae* (0-8%) and *Myrtaceae* (0-7%). The mangrove pollen (0-65%) are mainly constituted by *Rhizophora* (5-57%) and *Avicennia* (0-3%). The palms ecological group appear with very low percentages (<10%). The herbs pollen (0-58%) are represented by *Poaceae* (0-47%), *Cyperaceae* (0-21%) and *Borreria* (0-14%). The intervals between 355 and 270 cm, and 200 and 155 of the cores NAT8 and NAT6, respectively, are characterized by absence of pollen, probably due to increase of sandy sediments (Havinga, 1967).

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values are between -27‰ and ~-13‰ (mean 15‰) and 0.68‰ and 5.2‰ (mean 2.94‰), respectively. TOC and TN presented values between 0.9 and 15.47% (mean 8.19%) and 0.02 to 0.72% (mean 0.37%), respectively. The C/N values occurs between 4 and 57.

5.4.3.2 Facie Association B (Tidal flat)

It occurs between 250 and 270 cm (NAT8), 180 and 175 cm (NAT8), 125 and 65 cm (NAT8), 280 and 100 cm (NAT4), 55 and 0 cm (NAT4), 200 and 0 cm (NAT1), and 175 and 135 cm (NAT6), figures from 12 to 19. It is mainly characterized by wavy heterolithic bedding. Along the interval 125-65 cm in the NAT8 shells are present (Fig. 12 and 13).

This facies association presents mainly mangrove pollen (0-76%) represented by *Rhizophora* (0-86%) and *Avicennia* (0-14%). The pollen assemblages include also ecological groups of trees and shrubs (0-64%) composed mainly by *Rubiaceae* (3-25%), *Fabaceae* (2-16%), *Mimosaceae* (0-18%), *Euphorbiaceae* (2-10%), *Malpighiaceae* (0-11%), *Myrtaceae* (0-7%), *Burseraceae* (0-8%), *Malpighiaceae* (0-8%) and *Amaranthaceae* (0-6%). Herbs group (0-74%) are mainly characterized by *Poaceae* (0-48%), *Cyperaceae* (8-42%), *Asteraceae* (0-24%) and *Borreria* (0-18%). *Arecaceae* pollen (0-12%) are also presents along this facies association. Ferns (0-11%) are represented by trilete and monolete psilate. Pollen grains was not identified along the interval 125 - 65 cm in core NAT6 (Fig. 14 and 15).

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values are between -27‰ and -24.7‰ (mean -26‰) and 0.26 and 5.29‰ (mean 2.78‰). The TOC and TN exhibit values between 0.74 and 15.52% (mean 8.13%) and 0.02 and 0.72 % (mean 0.37%). The C/N values occur between 14 and 68.

5.4.3.3 Facie Association C (Mixed tidal flat)

It may be recognized along the intervals 135-0 cm and 65-0 cm in the core NAT 6 and NAT8, respectively (Figures 12, 13, 14 and 15). The facies association consists of heterolithic lenticular bedding with bioturbation features such as woody roots, root marks and dwelling structures produced by the benthic fauna. Although the pollen the association indicates trees and shurbs (0-65%) is mainly composed by *Mimosaceae* (0-45%), *Fabaceae* (0-20%), *Euphorbiaceae* (0-15%), *Malpighiaceae* (0-18%) and *Anacardiaceae* (0-7%). Herbs pollen (0-69%) composed by *Poaceae* (0-57%), *Cyperaceae* (0-17%), *Asteraceae* (0-10%) and *Borreria* (0-4%). Mangrove pollen (0-43%) represented only by the *Rhizophora* (0-3%). Palms presents (0-6%) of vegetation local.

The organic geochemical results revealed values for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ between -27.4 and 26.7‰ (mean -27.15‰), and 0.02 and 5.9‰ (mean 3‰), respectively. The TOC and TN values occur between 3 and 14% (mean 8.5%) and 0.13 and 0.79% (mean 0.46%), respectively. The C/N exhibits values between 17 and 81.

Table 2. Summary of facies association with sedimentary characteristics, predominance of pollen groups and geochemical data.

Facies association	Facies description	Pollen predominance	Geochemical data	Interpretation
A	Massive sand (facies Sm) with fine grain size and shell, cross-stratified sand (Scs), Flaser heterolithic bedding (Hf), olive gray color, and Inclined heterolithic stratification (IHS).	Trees, shrubs, mangrove and herbs	$\delta^{13}\text{C} = -27.4$ to -19‰ $\delta^{15}\text{N} = 0.68$ to 5.2‰ TOC = 0.9 to 15.5% TON = 0.03 to 0.4% C/N = 2 to 115	Tidal channel
B	Cross-stratified sand (Scs) with fine grain size, Wavy (Hw) lenticular heterolithic bedding (Hl) and small interval (10 cm) with massive mud (Mm).	Mangroves, trees and shrubs and herbs	$\delta^{13}\text{C} = -27$ to -24.3‰ $\delta^{15}\text{N} = 0.26$ to 6.2‰ TOC = 0.74 to 15.52% TON = 0.02 to 0.72% C/N = 14 to 68	Mangrove tidal flat
C	Wave lenticular bedding (Hw) with many bioturbation features such as woody roots, root marks and structures produced by the benthic fauna.	Trees and shrubs, herbs and mangrove	$\delta^{13}\text{C} = -27.5$ to -26.4‰ $\delta^{15}\text{N} = 0.02$ to 8.1‰ TOC = 3 to 14% TON = 0.01 to 0.13 C/N = 32 to 37	Herbs/mangrove mixed tidal flat

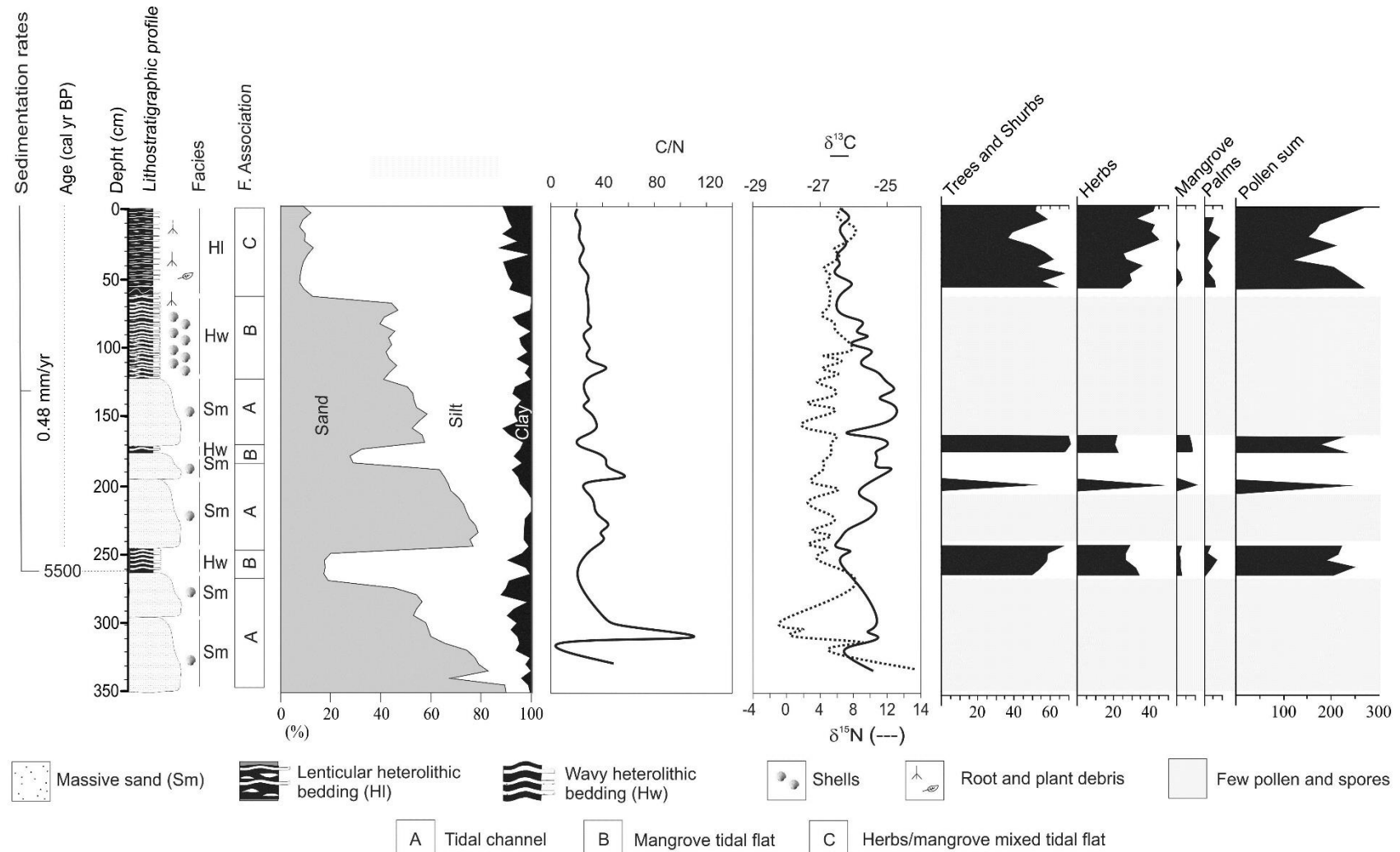


Figure 12. Summarized results for the core NAT8, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.

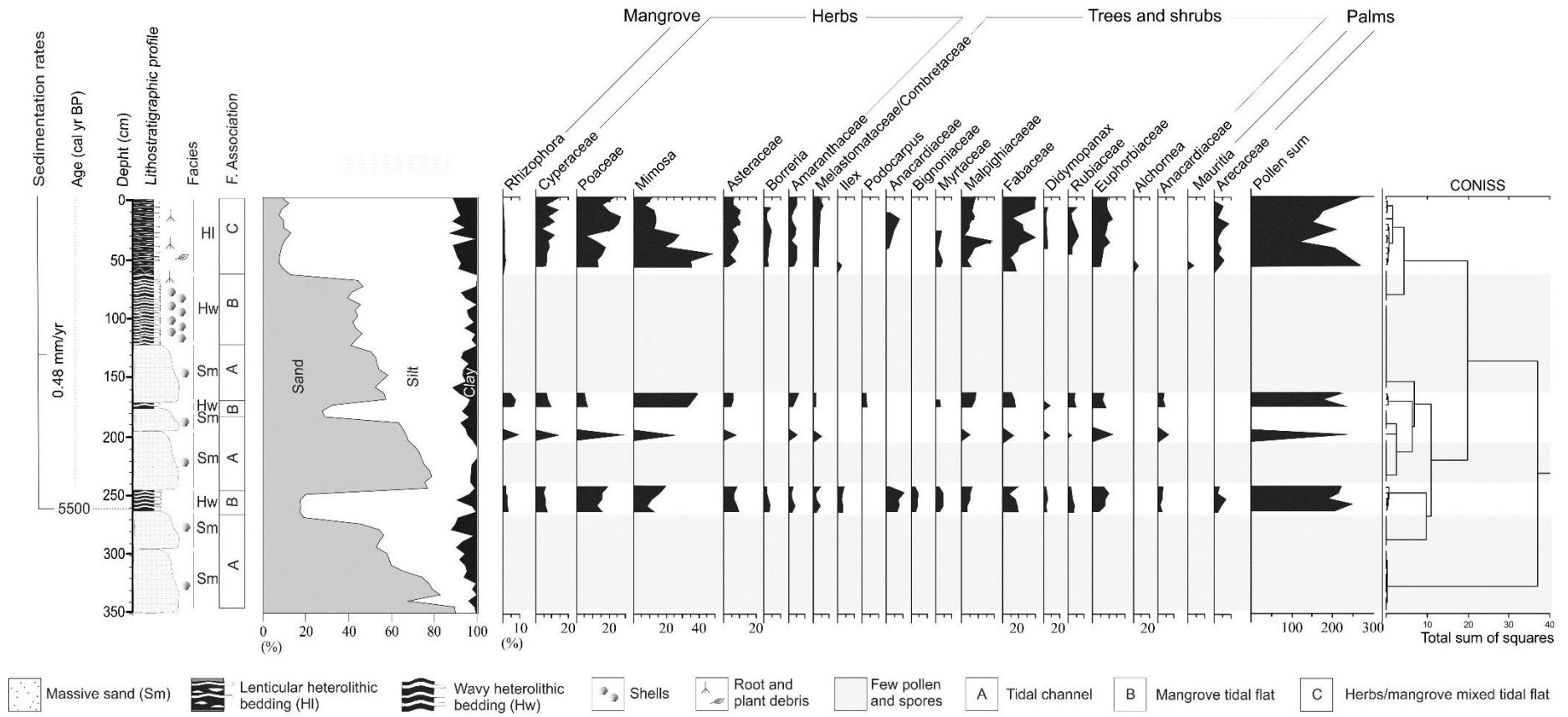


Figure 13. Pollen diagram of the core NAT8, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age and cluster analysis.

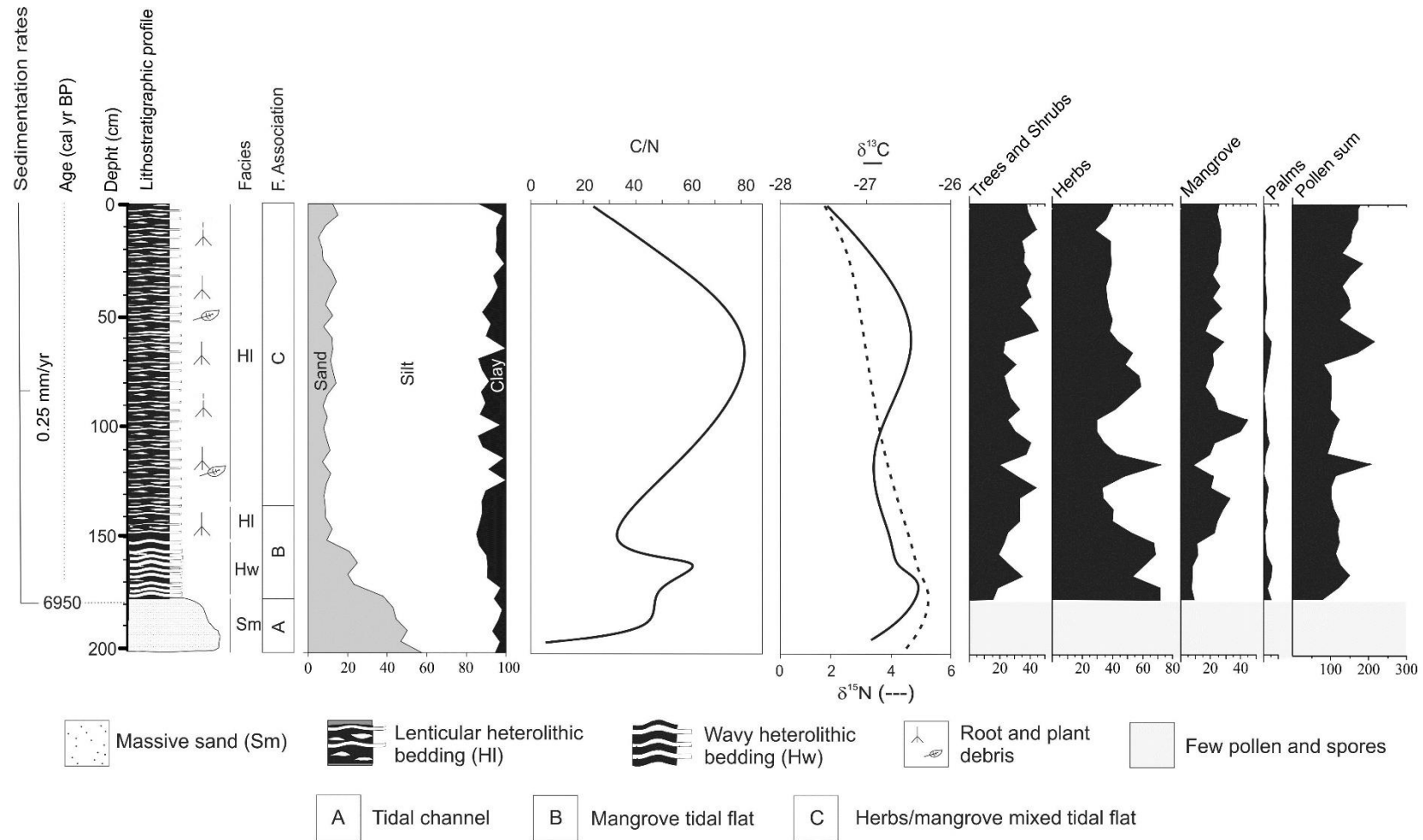


Figure 14. Summarized results for the core NAT6, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.

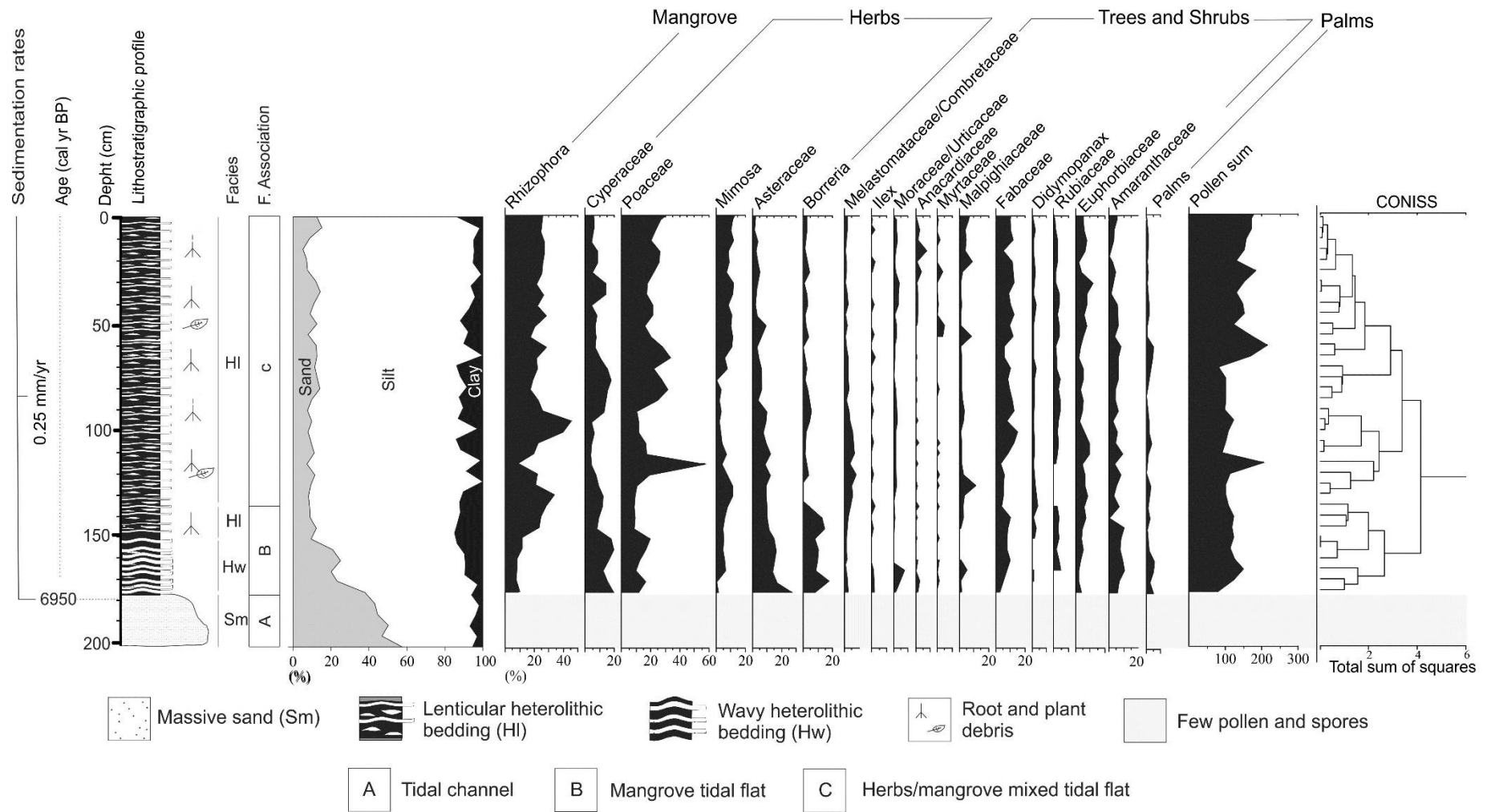


Figure 15. Pollen diagram of the core NAT6, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age and cluster analysis.

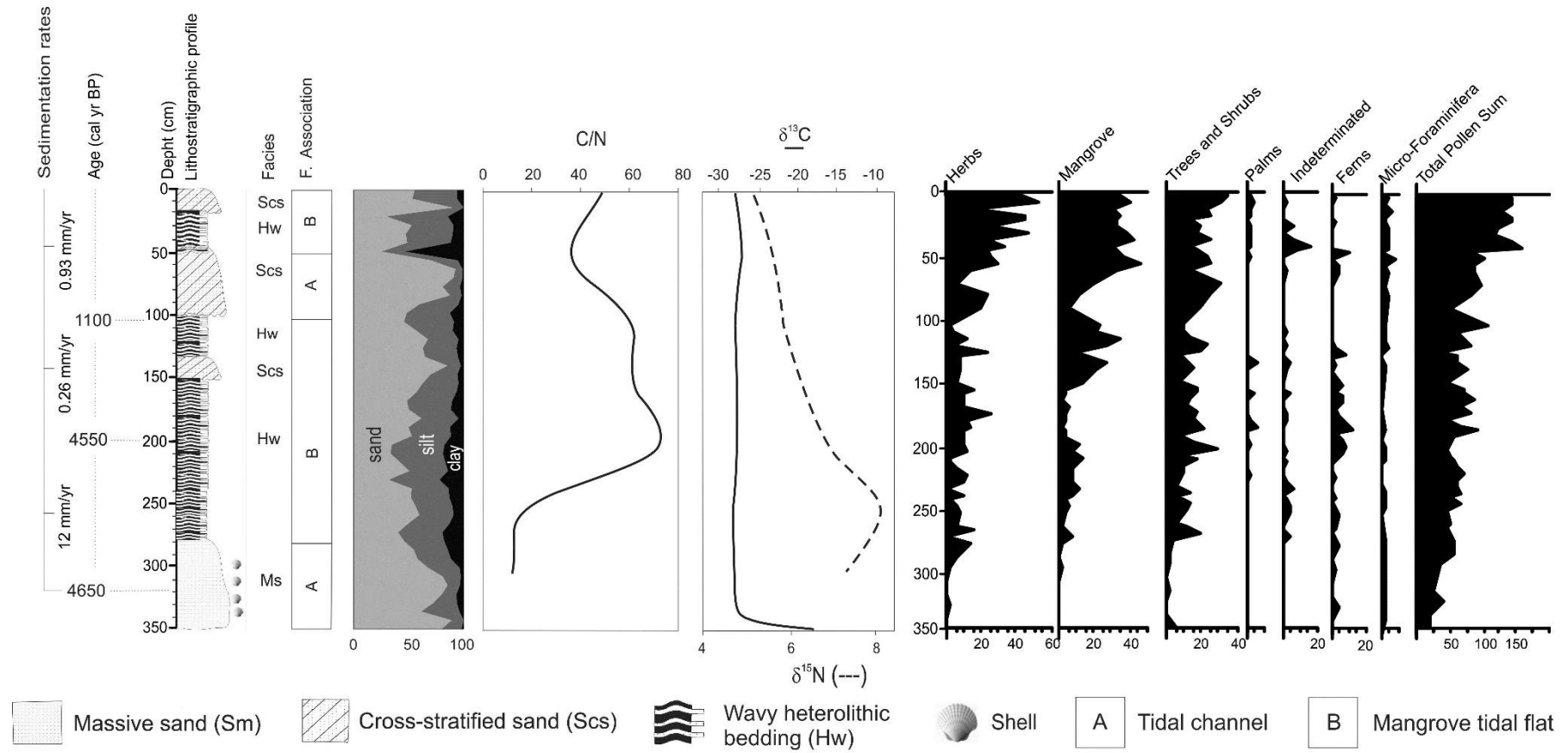


Figure 16. Summarized results for the core NAT4, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.

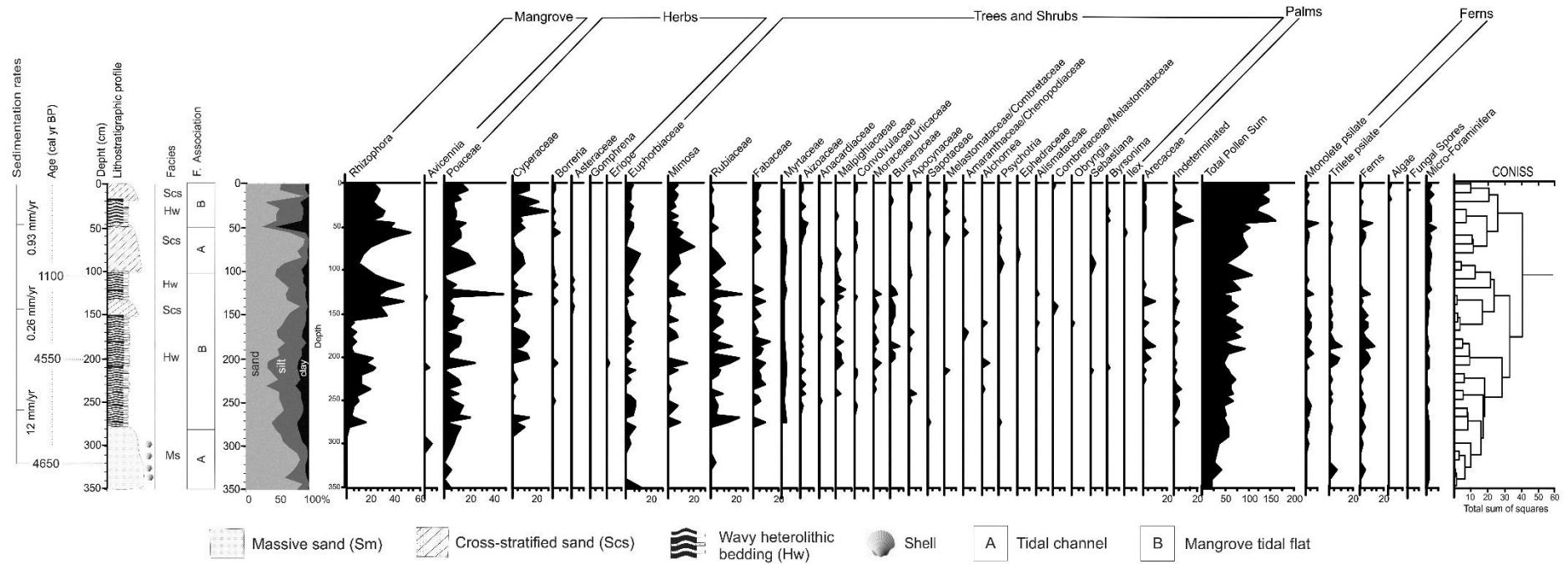


Figure 17. Pollen diagram of the core NAT4, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age and cluster analysis

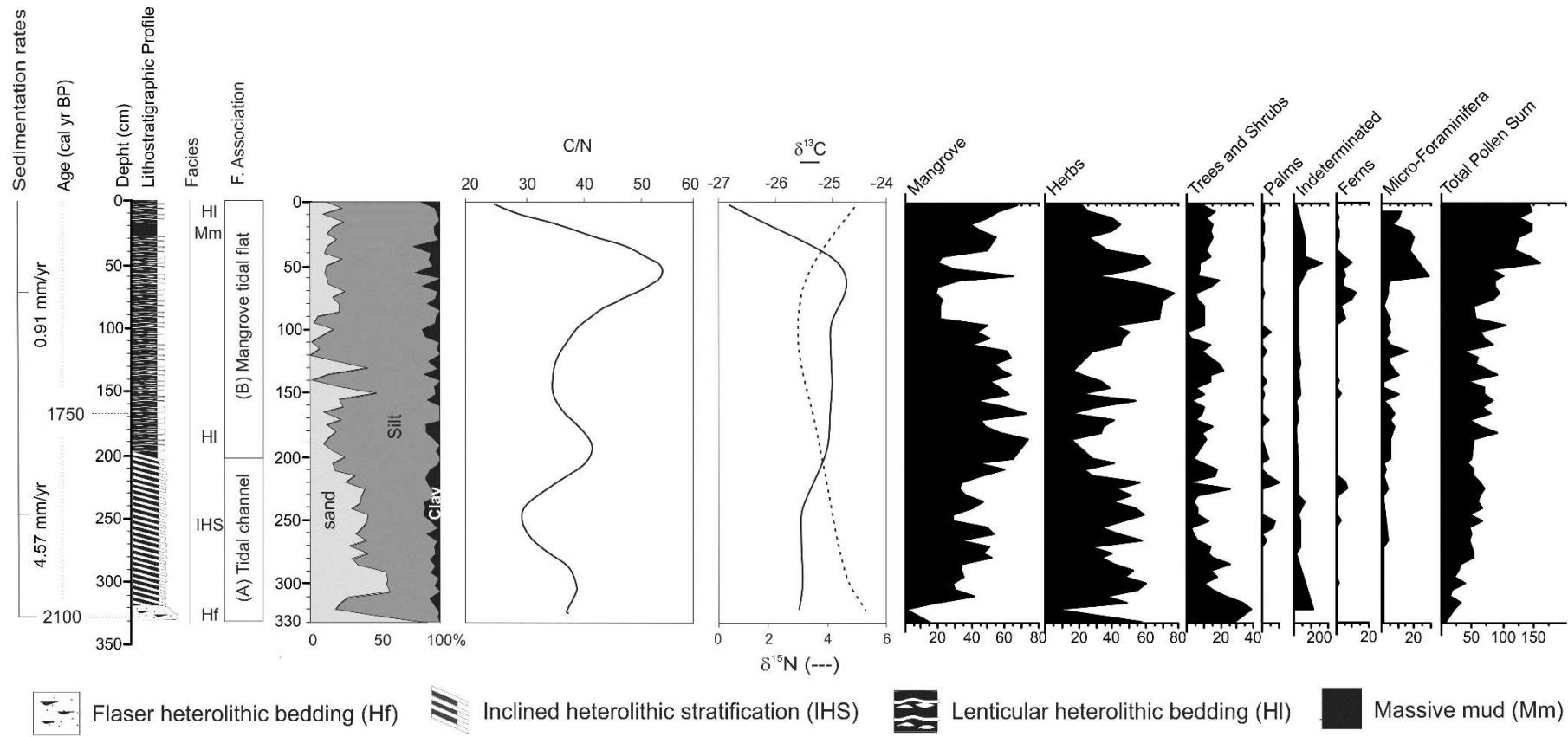


Figure 18. Summarized results for the core NAT1, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and geochemical variables. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.

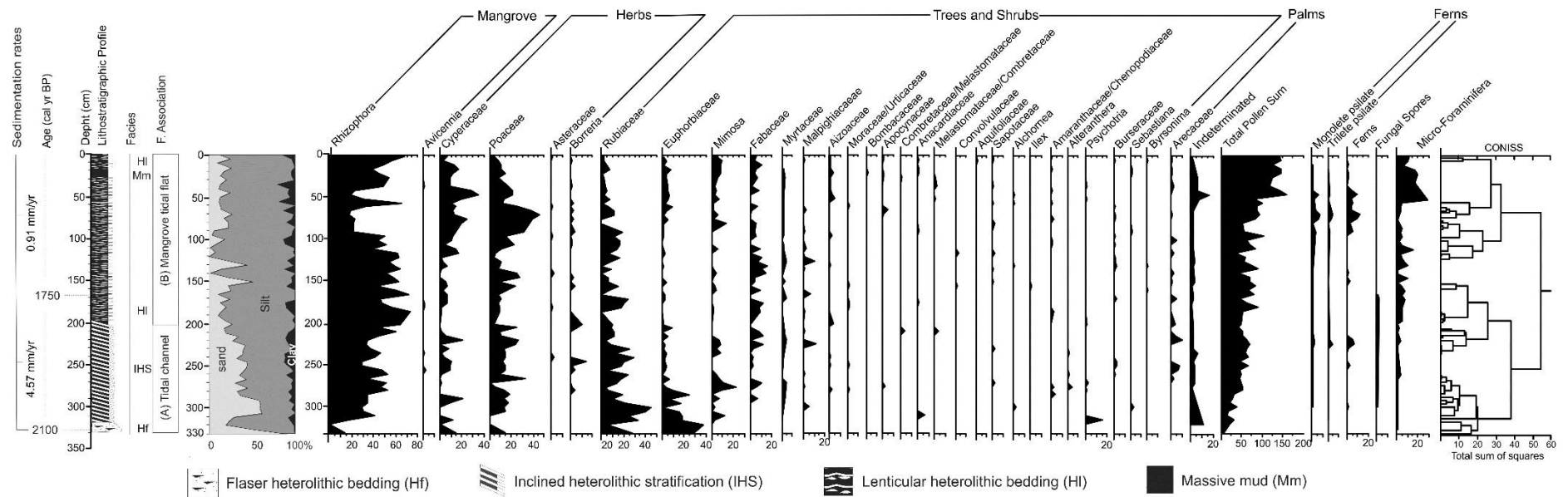


Figure 19. Pollen diagram of the core NAT1, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age and cluster analysis.

5.5 INTERPRETATION AND DISCUSSION

According to sedimentary features, probably, the fining-upward facies successions with shells followed by mud accumulation, recorded in the cores NAT8, NAT6 and NAT4 (Figs. 12, 14 and 16) reveal a tidal channel filling process according to its lateral migration. This process involves point-bar lateral accretion within a meandering channel draining intertidal mudflats, where periodic fluctuations of current velocity/direction and water levels inherent to the tidal cycles, allowed sand and mud deposition during periods of high (ebb or flood tidal current) and low (slack water) energy flows, respectively (Thomas *et al.*, 1987).

This tidal channel dynamics built up an upward-fining succession, with thick sand deposition succession at the base, including subtidal channel-filling, topped by intertidal muddy deposits. This intertidal flat comprises sediments with well-developed wavy heterolithic bedding at the base and lenticular bedding at the top, overlapped by wetland deposits. The intertidal flats with mangroves are generally bordered by estuarine/tidal channels in a sheltered coastal environmental.

Pollen, $\delta^{13}\text{C}$ and C/N data provide evidences that estuarine organic matter and C3 terrestrial plants accumulated during the mangrove phase (Fig. 20). Probably, mangroves, herbs and palms occupied tidal flats on margin of an estuarine/tidal channel, while the trees and shrubs occupied the plateau (Figs. 11b and 21). The relatively high percentages (20-40%) of trees and shrubs pollen may be associated to the elevated pollen inflow of trees and shrubs (Atlantic Forest) from this plateau.

Palynological evidence for the presence of mangrove vegetation, together with microforaminifera (Kumaran *et al.*, 2004), indicate an estuarine influence since ~6950 cal yr BP. The finning upward cycles with heterolithic bedding and mangrove pollen suggests distinct phases of establishment, expansion and loss of mangrove area according to the tidal channels dynamics. The tidal channels activity is the product of the interaction between the river discharge and tidal waves eroding and filling the coastal depressions. The tidal-fluvial channel shows high lateral migration, typical of low-gradient rivers with elevated suspension load (e.g. Leopold and Wolman, 1957; Allen, 1965; Schumm, 1977). Then, probably, this process has formed and destroyed the substrate suitable for mangrove development during the middle and late Holocene (Fig. 21).

Regarding the sea-level changes, it was recorded upriver of the Ceará Mirim the predominance of sandy sediments and no muddy layers, which could suggest mangrove development, above the limit of the modern tidal range. Then, it is reasonable to propose that

relative sea-level never has been above the current one on study area during the Holocene. In addition, the cores present muddy deposits with mangrove pollen only within the modern tidal range during the last ~7000 cal yrs BP (Figs. from 12 to 19). Probably, after the post-glacial sea-level rise, the relative sea-level has reached the modern level at about 7000 cal yr BP, and it has been stable since then. It corroborates to the propose the impacts of sea-level changes on mangrove development in the study area during the last 7000 cal yr BP have been weakened relative to the tidal channel dynamics.

Similar study identified the impact of sea level and climatic changes during the Holocene on mangroves from the Jucuruçu River, near the city of Prado-Bahia, northeastern Brazil. One sediment core sampled from a fluvial valley, 23 km distant from the coastline, indicated the presence of an estuarine system with tidal flats colonized by mangroves and sedimentary organic matter sourced from estuarine organic matter 3.4 ± 1.35 m above the modern mangrove zone during the middle Holocene. During the late Holocene occurred a RSL fall and a wet period that favored the marine regression and consequently, the mangroves migrated to tidal flats attached to the edge of lagoons near the modern coastline (Fontes *et al.*, 2017).

Regarding the climate impacts, the muddy layers recorded along the studied cores presented mangrove pollen. It suggests a tidal water salinity suitable to the mangrove development during the last ~7000 cal yr BP. Then, probably, the fluvial discharge has not changed significantly to cause a hypersaline tidal flat or freshwater floodplain, considering a lower or higher river discharge, respectively. Both situations are inadequate to mangrove development. Mangroves occurs naturally along salinity gradients from 10 to 90‰. In northern Brazilian mangrove, this system includes different vegetation types ranging from low-salinity, high *Rhizophora* forests to hypersaline environments with an *Avicennia* dwarf forest, to a salt marsh with succulent plants (Cohen and Lara, 2003).

According to Cohen *et al.* (2012), the Amazonian mangrove belt was formed by a marine incursion caused by post-glacial sea-level rise during the early and middle Holocene. The fragmentation of this continuous mangrove line during the late Holocene was caused likely, by the increase of river freshwater discharge associated to the change from dry into wet climates in the late Holocene when the mangroves were replaced by freshwater vegetation.

Based on stratigraphic sequences and modern vegetation and geomorphology, no evidence indicating significant sea level and climate changes since ~7000 cal yr BP have been recorded along the Ceará Mirim River. Probably, some influence of sea-level and climate

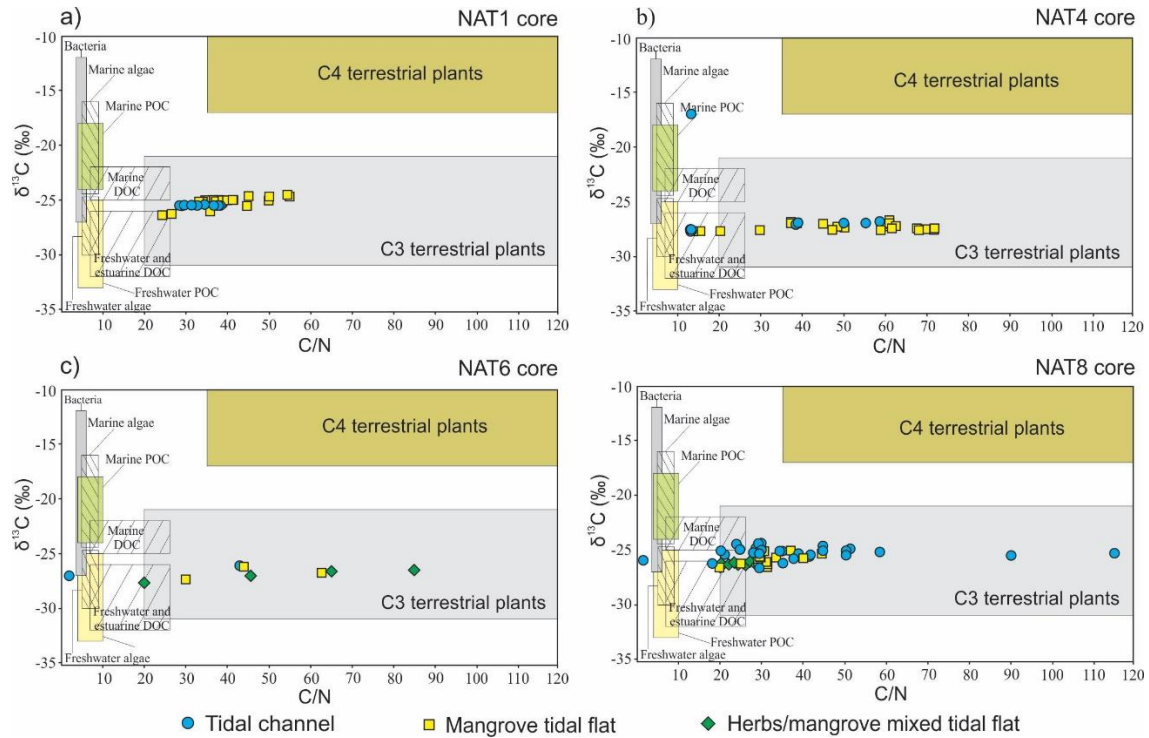


Figure 20. Binary diagram of $\delta^{13}\text{C}$ and C/N for the different facies associations (Tidal channel, Mangrove tidal flat and Herbaceous/mangrove mixed tidal flat) with interpretation according to data presented by Lamb et al. (2006), Meyers (2003) and Wilson et al. (2005).

changes on mangrove dynamics in this estuarine channel have been weakened by the intense activity of tidal channels (Fig. 21).

Therefore, this work proposes an autogenic process controlling the mangrove dynamics over the last 7000 cal yr BP along the Ceará Mirim River. Autogenic processes are intrinsic to the depositional system (Cecil, 2013), involving the redistribution of energy and materials within a sedimentary system, and are of limited occurrence in time. They are related to the action of tides and storms, channel avulsion, delta switching, lateral migration of meandering fluvial point-bars and beach-barrier bars, etc. In contrast, allogenic processes include changes in energy and materials within a sedimentary system induced by external processes to the sedimentary system. Allogenic processes include eustatic, tectonic, and climatic changes (Beebower, 1964).

In study site, an autogenic process may be recognized by a facies succession such as inclined heterolithic stratification (HIS), cross stratified sand (Scs) and massive sand (Sm) followed by flaser, wave and lenticular heterolithic bedding (Hw) that reveal an active channel and its abandonment caused by lateral migration of channels (Reineck and Wunderlich, 1968) (Figs. 12, 14, 16 and 18). Noteworthy is the fact that muddy tidal flats formed after the channel abandonment provide suitable conditions for pollen preservation sourced from vegetation

surrounding the sedimentary environment from the time that sediment was deposited (Cohen *et al.*, 2008), reflecting the plants colonizing the study site.

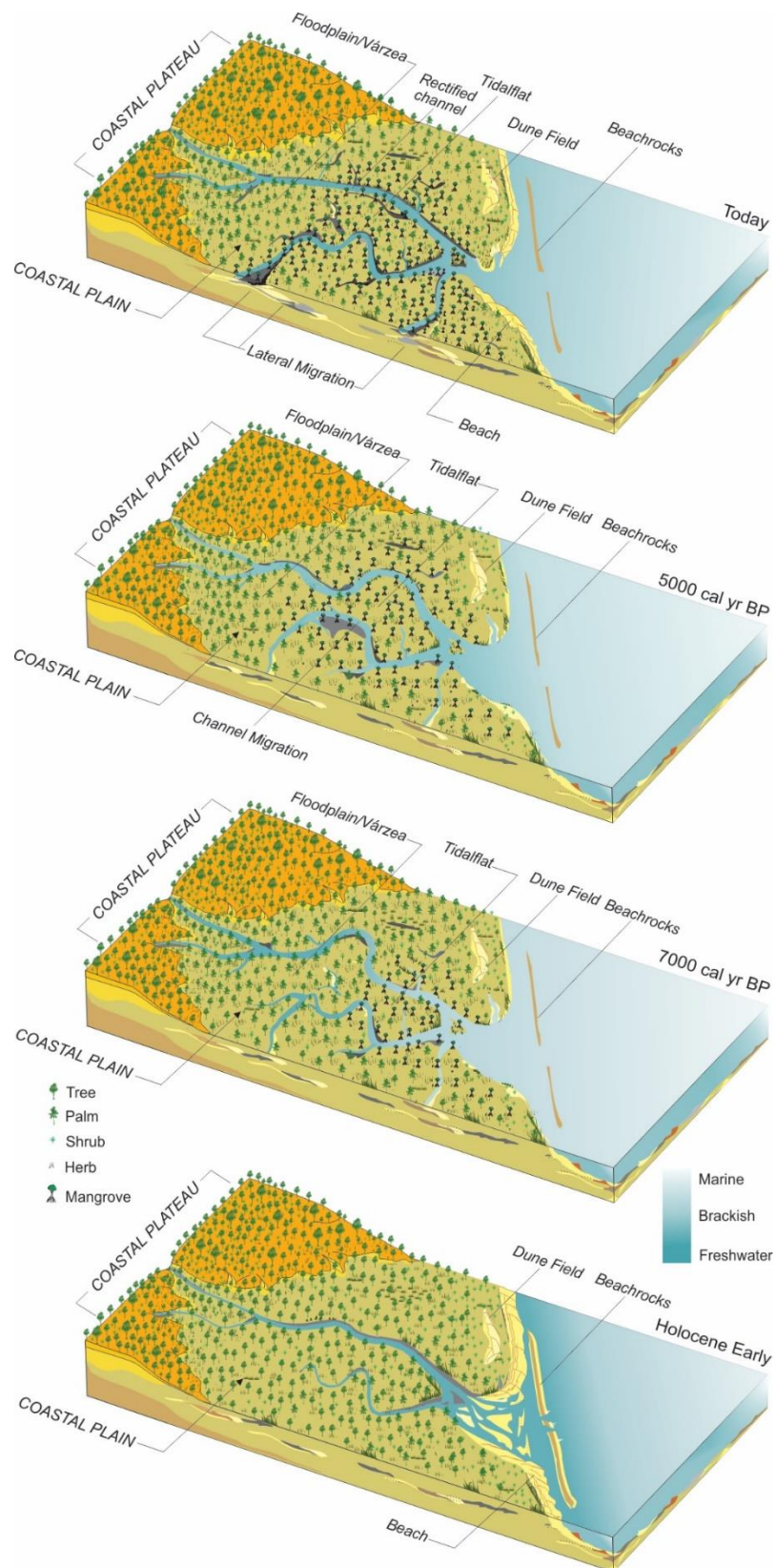


Figure 21. Schematic representation of successive phases the mangrove establishment according a) sea-level change and b) active channel and lateral migration.

Then, not all vegetation changes may be attributed to allogenic process, such as relative sea-level and climate changes. Autogenic processes affect the depositional environments and consequently the wetlands zone on tidal/fluvial plains in a local and short time scale. An example of autogenic process controlling the palaeoflora was presented by Moraes (2016), where he proposes allogenic process as the main driving forces controlling the wetlands dynamics along the Jucuruçu River-Bahia, northeastern Brazil during the Holocene. However, his work also reveals that part of the changes in vegetation over the last ~700 years reflect tidal channels and tidal flats development, which represent autogenic process. Therefore, probably the change of time scale analysis from the Holocene to the last centuries has weakened the influence of allogenic factors. However, this time scale analysis should be correlated with the dimensions of depositional environment, where the larger the depositional system analyzed, the stronger the influence of autogenic processes on stratigraphic sequences during a longer time scale.

5.6 CONCLUSIONS

The present investigation combining sedimentary features, pollen and isotopes data from four sediment cores, as well as geomorphological and vegetation analyses based on remote sensing revealed an estuarine influence with mangrove development along the Ceará Mirim River, Northeastern Brazil, since 6950 cal yr BP after the post-glacial sea level rise, and it has been stable during the middle and late Holocene. The mangrove expansion along this fluvial valley since the middle Holocene was caused by the sea-level stabilization. However, sedimentary sequences formed by sandy deposits and heterolithic beddings are correlated with the absence and presence of mangrove vegetation, respectively, suggesting a wetland dynamic mainly controlled by autogenic factors, relating to tidal channel migrations, instead of allogenic process, associated to sea level and/or climate change, over the last 7000 cal yr BP. Probably, some influence of sea-level and climate changes on mangrove dynamics in this estuarine channel have been weakened by the intense tidal channels activities.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the members of the Laboratory of Coastal Dynamics (LADIC-UFGA), Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA-USP) and the students from the Laboratory of Chemical-Oceanography (UFGA). This study was financed by FAPESP (03615-5/2007 and

00995-7/11), CNPq (470210/2012-5 and 405060/2013-0) and by National Institute on Science and Technology in Tropical Marine Environments - INCT-AmbTropic (CNPq Process 132489/2015-5).

REFERENCES

- Absy M.L. 1975. Polen e esporos do quaternário de Santos (Brasil). *Hoehnea*. **5**:1-26.
- Allen J.R.L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* **5**:89-191. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1965.tb01561.x.
- Andrade G.O. 1977. Alguns aspectos do quadro natural do Nordeste. Recife, SUDENE, Coord. Planej. Regional – Div. Política Espacial.
- Angulo R, Lessa G, Souza M. 2006. A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* **25**:486–506. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.03.008.
- Beebower J.R. 1964. Cyclothems and cyclic depositional mechanism in alluvial plain sedimentation. *Bulletin Kansas Geological Survey* **169**:35–42.
- Behling H, da Costa M.L. 2000. Holocene Environmental Changes from the Rio Curuá Record in the Caxiuanã Region, Eastern Amazon Basin. *Quaternary Research* **53**:369–377. DOI: 10.1006/qres.1999.2117.
- Behling H, Cohen M.L, Lara R. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany* **13**:73–80. DOI: 10.1007/s00334-004-0031-1.
- Bender M.M. 1971. Variation in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry* **10**:1239-1244. DOI: 10.1016/S0031-9422(00)84324-1.
- Bezerra F.H.R, Barreto A.M.F, Suguio K. 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology* **196**:73–89. DOI: 10.1016/S0025-3227(03)00044-6.
- Boski T, Bezerra F.H.R, Pereira L.F, Souza A.M, Maia R, Lima-Filho F.P. 2015. Sea-level rise since 8.2 ka recorded in the sediments of the Potengi–Jundiá Estuary, NE Brasil. *Marine Geology* **365**:1–13. DOI: 10.1016/j.margeo.2015.04.003.
- Bradley, R.S. 1999. *Paleoclimatology reconstruction climates of the Quaternary*. Harcourt/Academic Press, San Diego, USA, 613 p.
- Branner J.C. 1904. *The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the coral reefs*. Museum of Comparative Zoology, Harvard College, Cambridge, Mass., Geological Series 7.
- Buso Jr.A.A, Pessenda L.C.R, Oliveira P.E.O, Giannini P.C.F, Cohen M.C.L, Ribeiro C.V, Oliveira S.M.B, Favaro D.I.T, Rossetti D.F, Lorente F.L, Borotti Filho M.A, Schiavo J.A, Bendassolli JA, França MC, Guimaraes JTF, Siqueira GS. 2013a. Late Pleistocene and

- Holocene Vegetation, Climate Dynamics and Amazonian taxa in the Atlantic Rainforest of Linhares, Southeastern Brazil. *Radiocarbon* **55**:1747-1762. DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16211.
- Boutton T.W. 1996. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. *In*: Boutton, T.W., Yamasaki, S.I. (Eds.). *Mass spectrometry of soils*. Marcel Dekker, New York, NY, p 47-82.
- Cahoon D.R, Lynch J.C. 1997. Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, U.S.A. *Mangroves and Salt Marshes* **1**:173–186. DOI: 10.1023/A:1009904816246.
- Caldas L.H.O, Statterger K, Vital H. 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology* **228**:39–53. DOI: 10.1016/j.margeo.2005.12.008.
- Castro D.F, Rossetti D.F, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, Lorente F.L. 2013. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. *Diatom Research* **28**:455–466. DOI: 10.1080/0269249X.2013.841100.
- Cavalloto J.L, Violante R.A, Parker G. 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina). *Quaternary International* **114**:155–165. DOI: 10.1016/S1040-6182(03)00050-8.
- Cecil C.B. 2013. An overview and interpretation of autocyclic and allocyclic processes and the accumulation of strata during the Pennsylvanian–Permian transition in the central Appalachian Basin, USA. *International Journal of Coal Geology* **119**:21–31. DOI: 10.1016/j.coal.2013.07.012.
- Cohen M.C.L and Lara R.J. 2003. Temporal changes of vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and Remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management* **11**:223–231. DOI: 10.1023/A:1025007331075.
- Cohen M.C.L, Souza Filho P.W.M, Lara R.J, Behling H, Angulo R.J. 2005b. A Model of Holocene Mangrove Development and Relative Sea-level Changes on the Bragança Peninsula (Northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* **13**:433–443. DOI: 10.1007/s11273-004-0413-2.
- 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. DOI: 10.1016/j.catena.2008.09.009.
- Cohen M.C.L, Behling H, Lara R.J, Smith C.B, Matos H.R.S, Vedel V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany* **18**:425–439. DOI: 10.1007/s00334-008-0208-0.
- 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. DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.08.019.
- Cohen M.C.L, França M.C, Rossetti D.F, Pessenda L.C.R, Giannini P.C.F, Lorente F.L, Buso Junior A, Castro D, Macario K. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **415**:48–58. DOI: 10.1016/j.palaeo.2013.12.001.

- Colinvaux P, De Oliveira P.E, Patiño J.E.M. 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Harwood Academic Publishers: Dordrecht, 399 p.
- Color M. 2009. *Munsell Soil Color Charts*. New Revised Edition. New Windsor, NY: Macbeth Division of Kollmorgen Instruments.
- Compton J.S. 2001. Holocene sea-level fluctuations inferred from the evolution of depositional environments of the southern Langebaan Lagoon salt marsh, South Africa. *The Holocene* **11**:395–405. DOI: 10.1191/095968301678302832.
- Dalrymple R.W, Choi K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* **81**:135–174. DOI: 10.1016/j.earscirev.2006.10.002.
- Dantas M.E, Ferreira R.V. 2010. Relevô. In: Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte. Pfaltzgraff, Pedro Augusto dos Santos; Torres, Fernanda Soares de Miranda (org.). Recife: CPRM, 77-92 p.
- Deines P. 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Fritz P and Fontes JC (eds). *The Terrestrial Environments*. Amsterdam, Elsevier, p. 329–406.
- Erdtman G. 1960. The acetolysis method: in a revised description. *Svensk Botanisk Tidskrift* **54**:561–564.
- Fontes N.A, Cohen M.C.L, Alves I.C.C, Moraes C.A, Pessenda L.C.R, Francisquini M.I, França M.C, Bendassolli J.A, Macario K, Mayle F. 2017. The Impacts of the Middle Holocene High Sea-Level Stand and Climatic Changes on Mangroves of the Jucuruçu River, Southern Bahia - Northeastern Brazil. *Radiocarbon* **59**:215-230. DOI: 10.1017/RDC.2017.6.
- França M.C, Francisquini M.I, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, Rossetti D.F, Guimarães J.T.F, Smith C.B. 2012. The last mangroves of Marajó Island — Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Palaeobotany and Palynology* **187**:50–65. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2012.08.007.
- França M.C, Alves I.C.C, Castro D.F, Cohen M.C.L, Rossetti D.F, Pessenda L.C.R, Lorente F.L, Fontes N.A, BUSO Jr. A.A, Giannini P.C.F, Francisquini M. 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. DOI: 10.1016/j.catena.2015.02.005.
- Goh K.M. 1978. Removal of contaminants to improve the reliability of radiocarbon dates of peats. *European Journal of Soil Science* **29**:340–349. DOI: 10.1111/j.1365-2389.1978.tb00782.x.
- Grimm E.C. 1987. Coniss: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences* **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* **82**:451–465. DOI: 10.1590/S0001-37652010000200021.

- Guimarães J.T.F, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, França M.C, Smith C.B, Nogueira A.C.R. 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *The Holocene* **22**:359–370. DOI: 10.1177/0959683611423693.
- Havinga A.J. 1967. Palynology and pollen preservation. *Review of Paleobotany and Palynology* **2**:81–98. DOI: 10.1016/0034-6667(67)90138-8.
- Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. 1992. *Normais Climatológicas 1961-1990*. Brasília.
- Kumaran K.P.N, Shindikar M, Limaye R.B. 2004. Mangrove associated lignite beds of Malvan, Konkan: evidence for higher sea-level during the Late Tertiary (Neogene) along the west coast of India. *Current Science* **86**:335–40. Available from: <http://www.iisc.ernet.in/currsci/jan252004/335.pdf> (Accessed 29 June 2017).
- Lamb A.L, Wilson G.P, Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews* **75**:29–57. DOI: 10.1016/j.earscirev.2005.10.003.
- Lara R.J, Cohen M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change* **94**:399–408. DOI: 10.1007/s10584-008-9507-9.
- Leopold L.B, Wolman M.G. 1957. River channel patterns: braided, meandering and straight. Physiographic and hydraulic studies of rivers. *US Geological Survey Professional Paper* **282**:39-85.
- Markgraf V, D'Antoni H.L. 1978. *Pollen Flora of Argentina*. University of Arizona Press: Tucson.
- Martin L, Dominguez J.M.L, Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene Sea Levels in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators. *Journal of Coastal Research* **19**:101–124.
- Meyers P.A 1994. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. *Chemical Geology* **114**:289-302. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90059-0.
- Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* **27**: 213–250. DOI: 10.1016/S0146-6380(97)00049-1.
- Meyers P.A. 2003. Application of organic geochemistry paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* **34**:261-289. DOI: 10.1016/S0146-6380(02)00168-7.
- Miall, A.D. 1978. Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial sedimentology*. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 597-604.
- Moraes C.A. 2016. *Processos autocíclicos e alocíclicos afetando os registros da paleoflora da foz do Rio Jucuruçu, litoral sul da Bahia, durante os últimos 1000 anos*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 63 p.

- Pessenda L.C.R, Vidotto E, De Oliveira P.E, Buso A.A, Cohen M.C.L, Rossetti D de F, Ricardi-Branco 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. DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.08.014.
- Pfaltzgraff, Pedro Augusto dos Santos. *Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte*. Organização Pedro Augusto dos Santos Pfaltzgraff [e] Fernanda Soares de Miranda Torres. Recife: CPRM, 2010.
- Prates D.W, Gatto L.C.S, Costa M.I.P. 1981. Folha de Geomorfologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, IBGE, Vol. 23, *Folhas SB 24/25*, p. 301-348.
- Reading, H.G. 1996. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications. 688 p.
- Reimer P.J, Baillie M.G.L, Bard E, Bayliss A, Beck J.W, Blackwell P.G, Bronk Ramsey C, Buck C.E, Burr G.S, Edwards R.L, Friedrich M, Grootes P.M, Guilderson T.P, Hajdas I, Heaton T.J, Hogg A.G, Hughen K.A, Kaiser K.F, Kromer B, McCormac F.G, Manning S.W, Reimer R.W, Richards D.A, Southon J.R, Talamo S, Turney C.S.M, Van der Plicht J, Weyhenmeyer CE. 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 – 0 ka BP. *Radiocarbon* **46**: 1029-1058. Available from: <https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/view/4167/3592>. Accessed 29 June 2017.
- Reineck H.E, Wunderlich F (1968) Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* **11**:99–104. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x.
- Rossetti D.F, Polizel S.P, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R. 2015. Late Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Marine Geology* **367**:171-190. DOI: 10.1016/j.margeo.2015.05.012.
- Roubik D.W, Moreno J.E. 1991. *Pollen and Spores of Barro Colorado Island*. Missouri Botanical Garden.
- Salgado O. A, Filho S.J, Gonçalves L.M.C. 1981. As Regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. Estudo fitogeográfico. In: Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, IBGE, Vol. 23, *Folhas SB 24/25*, p. 485-544.
- Salgado-Labouriau M.L. 1973. *Contribuição à palinologia dos cerrados*. Academia Brasileira de Ciências: Rio de Janeiro.
- Salim J, Coutinho P. N. 1974. Aspectos sedimentológicos do estuário do Rio Potengi, Natal, Rio Grande do Norte. *Estudos Sedimentológicos, Natal* **3/4**:141-153.
- Schumm S. A. 1977. *The Fluvial System*. John Wiley 7 Sons. New York, 338p.
- 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. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2011.09.008.
- Smith C.B, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, França M.C, Guimarães J.T.F. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Northern Brazil. *Catena* **90**: 26–38. DOI: 10.1016/j.catena.2011.10.002.

- Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* **8**:615-621.
- Suguo K, Barreto A.M.F, de Oliveira P.E, Bezerra F.H.R, Santiago-Hussein M.C. 2013. Indicators of Holocene sea level changes along the coast of the Pernambuco and Paraíba, Brazil. *Geologia USP, Série Científica* **13**:141-152. DOI: 10.5327/Z1519-874X201300040008.
- Thomas R.G, Smith D.G, Wood J.M, Visser J, Calverly-Range E.A, Koster E.H. 1987. Inclined heterolithic stratification: terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology* **53**:123-179. DOI: 10.1016/S0037-0738(87)80006-4.
- Thornton S.F, Mc Manus J. 1994. Application of Organic Carbon and Nitrogen Stable Isotope and C/N Ratios as Source Indicators of Organic Matter Provenance in Estuarine Systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **38**:219–233. DOI: doi.org/10.1006/ecss.1994.1015.
- Vedel V, Behling H, Cohen M, Lara R. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany* **15**:115–123. DOI: 10.1007/s00334-005-0023-9.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker RG and James NP (eds) *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Ontario: Geological Association of Canada, p. 1–14.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* **30**:377–392.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A investigação do paleoambiente do litoral de Natal combinando características sedimentares, geomorfológicas e de vegetação baseadas em grãos de pólen e geoquímica de quatro testemunhos de sedimentos (NAT1, NAT4, NAT6 e NAT8) coletados no vale do Rio Ceará Mirim, no Rio Grande do Norte, Região Nordeste do Brasil, revelou que o manguezal se desenvolveu no estuário a partir de 6950 anos cal AP. O nível do mar que subiu significativamente depois do Último Máximo Glacial, tornou-se estável durante o Holoceno médio e tardio resultando na implantação e expansão do mangue sobre as planícies fluvio-marinhas por aproximadamente 2,93 km à montante da foz.

A respeito do comportamento ecológico e espacial dessa vegetação, as sequências sedimentares formadas por depósitos arenosos e heterolíticos correlacionadas com a ausência e presença de vegetação de mangue, respectivamente, sugerem que a dinâmica desses pântanos foi controlada principalmente por fatores autogênicos, relacionados com a migração dos canais de maré durante os últimos 7000 anos. A migração lateral dos leitos combinado ao rompimento dos diques marginais e erosão das planícies deve ter desestabilizado a vegetação ao mesmo tempo em que supriu o ambiente com sedimentos essencialmente mais arenosos, depositados sobre os bancos lamosos do manguezal provocando asfixia das árvores. Posteriormente, no trecho abandonado, a redução da energia hidrológica favoreceu a deposição do material em suspensão com arranjo sedimentar de granulodecrescência ascendente, originando planícies de maré lamosas e proporcionando condições adequadas para a preservação do pólen que reflete a expansão da vegetação de mangue desde 6950 anos AP.

Por conseguinte, os dados analisados sugerem que as flutuações do nível relativo do mar e variações do clima durante o Holoceno médio e tardio tiveram pouca influência sobre a dinâmica paleoambiental. Provavelmente, as eventuais influências do nível relativo do mar e das mudanças climáticas operantes no litoral foram enfraquecidas diante da intensa atividade dos canais de maré que controlou a distribuição e a densidade espacial dos manguezais ao longo do vale do Ceará Mirim desde o Holoceno médio.

REFERÊNCIAS

- Ab'Sáber A. N. 1995. Redutos florestais, refúgios de fauna e refúgios de homens. *Revista de Arqueologia*, São Paulo, **8** (2): 2-32.
- Ab'Sáber A. N. 2000. The natural organization of Brazilian inter and sub-tropical landscapes. *Revista do Instituto Geológico* **21**(1-2): 57-70.
- Ab'Sáber A. N. 2000. Fundamentos da geomorfologia costeira do Brasil Atlântico inter e subtropical. *Revista Brasileira de Geomorfologia* **1**(1): 27-43.
- Ab'Sáber A. N. 2003. *Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas*. São Paulo, SP, Ateliê Editorial. 160 p.
- Ab'Sáber A. N. A história complexa dos deltas: mudanças geológicas e dinâmica dos rios desenham formações intrincadas. *Scientific American Brasil, São Paulo* **3**(29):98-2004.
- Absy M.L. 1975. Polen e esporos do quaternário de Santos (Brasil). *Hoehnea* **5**: 1-26.
- Agassiz L. 1840. On glaciers, and the evidence of their having once existed in Scotland, Ireland, and England. *Proceedings of the Geological Society of Londoll* **3**(2): 327-332.
- Allen J.R.L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* **5**: 98-191.
- Amaral P.G.C, Ledru M.P, Branco F.R., Giannini P.C.F. 2006. Late holocene development of a mangrove ecosystem in Southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **241**: 608–620.
- Andrade Gilberto Osório de. 1977. *Alguns aspectos do quadro natural do Nordeste*. Recife, SUDENE, Coord. Planej. Regional – Div. Políticca Espacial. 75 p.
- Angulo R.J, Lessa G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curve from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* **140**: 141 – 166.
- Angulo R, Lessa G, Souza M. 2006. A critical review of mid-to late-holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* **25**: 486–506. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.03.008.
- Beebower J.R. 1964. Cyclothems and cyclic depositional mechanism in alluvial plain sedimentation. *Bulletin Kansas Geological Survey* **169**:35–42.
- Behling H, da Costa M.L. 2000. Holocene environmental changes from the rio Curuá record in the Caxiuanã region, Eastern Amazon Basin. *Quaternary Research* **53**: 369–377. DOI: 10.1006/qres.1999.2117.
- 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, Cohen M.L, Lara R. 2004. Late holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany* **13**: 73–80. DOI: 10.1007/s00334-004-0031-1.
- Bender M.M. 1971. Variation in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry* **10**: 1239-1244. DOI: 10.1016/S0031-9422(00)84324-1.
- Bezerra F.H.R, Barreto A.M.F, Suguio K. 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology* **196**: 73–89. DOI: 10.1016/S0025-3227(03)00044-6.
- Blasco F, Saenger P, Janodet E. 1996. Mangrove as indicators of coastal change. *Catena* **27**: 167–178.
- Wolanski E, Mazda Y, King B, Gay S. 1990. Dynamics, flushing and trapping in hinchinbrook channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **31**: 555–579
- Boski T, Bezerra F.H.R, Pereira L.F, Souza A.M, Maia R, Lima-Filho F.P. 2015. Sea-level rise since 8.2 ka recorded in the sediments of the Potengi–Jundiá Estuary, NE Brasil. *Marine Geology* **365**: 1–13. DOI: 10.1016/j.margeo.2015.04.003.
- Bradley R.S. 1999. *Paleoclimatology reconstruction climates of the Quaternary*. Harcourt, San Diego, USA. Academic Press. 613 p.
- Branner J.C. 1904. *The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the coral reefs*. Cambridge, Mass, Museum of Comparative Zoology, Harvard College. (Geological Series 7).
- Broecker W.S. 2003. Radiocarbon. In: Turekian K.K., Holland H.D. (ed.). *Treatise on geochemistry*. San Diego, Elsevier. p. 245-260.
- 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.
- Cahoon D.R, Lynch J.C. 1997. Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, U.S.A. *Mangroves and Salt Marshes* **1**: 173–186. DOI: 10.1023/A:1009904816246.
- Cailleux A. & Tricart J. 1957. Zones phytogéographiques et morphoclimatiques au quaternaire au Brasil, C. R. *Somm. de la Soc. de Biogéographie* **296**: 7-41.
- Caldas L.H.O, Statterger K, Vital H. 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology* **228**: 39–53. DOI: 10.1016/j.margeo.2005.12.008.
- Castro D.F, Rossetti D.F, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, Lorente F.L. 2013. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. *Diatom Res.* **28**: 455–466.

- Cavalloto J.L, Violante R.A, Parker G. 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina). *Quaternary International* **114**:155–165. DOI: 10.1016/S1040-6182(03)00050-8.
- Cecil C.B. 2013. An overview and interpretation of autocyclic and allocyclic processes and the accumulation of strata during the Pennsylvanian–Permian transition in the central Appalachian Basin, USA. *International Journal of Coal Geology* **119**:21–31. DOI: 10.1016/j.coal.2013.07.012.
- Cohen M.C.L and Lara R.J. 2003. Temporal changes of vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and Remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management* **11**:223–231. DOI: 10.1023/A:1025007331075.
- Cohen M.C.L, Souza Filho P.W.M, Lara R.J, Behling H, Angulo R.J. 2005b. A Model of Holocene Mangrove Development and Relative Sea-level Changes on the Bragança Peninsula (Northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* **13**:433–443. DOI: 10.1007/s11273-004-0413-2.
- 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. DOI: 10.1016/j.catena.2008.09.009.
- Cohen M.C.L, Behling H, Lara R.J, Smith C.B, Matos H.R.S, Vedel V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany* **18**: 425–439. DOI: 10.1007/s00334-008-0208-0.
- 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. DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.08.019.
- Cohen M.C.L, França M.C, Rossetti D.F, Pessenda L.C.R, Giannini P.C.F, Lorente F.L, Buso Junior A, Castro D, Macario K. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **415**: 48–58. DOI: 10.1016/j.palaeo.2013.12.001.
- Colinvaux, P. A. 1993. Pleistocene biogeography and diversity in tropical forests of South America. In: Goldblatt P. (ed.): *Biological relationships between Africa and South America*. New Haven, Yale University, Press, p. 473-99.
- Colinvaux P, De Oliveira P.E, Patiño J.E.M. 1999. *Amazon pollen manual and atlas*. Dordrecht, Harwood Academic Publishers. 399 p.
- Color M. 2009. *Munsell soil color charts*. New Revised Edition. New Windsor, NY, Macbeth Division of Kollmorgen Instruments.
- Compton J.S. 2001. Holocene sea-level fluctuations inferred from the evolution of depositional environments of the Southern Langebaan Lagoon salt marsh, South Africa. *The Holocene* **11**: 395–405. DOI: 10.1191/095968301678302832.
- Costa W.D. 1971. *Estudos hidrológicos de Natal-RN*. Natal, CONTEGE/CAERN. 224 p.

- Dantas M.E, Ferreira R.V. 2010. Relevô. *In: Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte*, Pfaltzgraff, Pedro Augusto dos Santos; Torres, Fernanda Soares de Miranda (org.). Recife: CPRM, p. 77-92.
- Deines P. 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. *In: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Fritz P and Fontes JC (eds). *The Terrestrial Environments*. Amsterdam, Elsevier, p. 329–406.
- Delibrias C, Laborel J. 1969. Recent variations of the sea level along the Brazilian coast. *Quaternaria* **14**:45–49.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA. 1978. *Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Espírito Santo*. Rio de Janeiro, Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Boletim Técnico, 45), 379 p.
- Erdtman G. 1960. The acetolysis method: in a revised description. *Svensk Botanisk Tidskrift Lund* **54**:561–564.
- Farquhar G. D, Ehleringer J.R, Hubick K.T. 1989. *Carbon isotope discrimination and photosynthesis*. Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology, Palo Alto. v. 40, p 503-537.
- Fontes N.A, Cohen M.C.L, Alves I.C.C, Moraes C.A, Pessenda L.C.R, Francisquini M.I, França M.C, Bendassolli J.A, Macario K, Mayle F. 2017. The Impacts of the Middle Holocene High Sea-Level Stand and Climatic Changes on Mangroves of the Jucuruçu River, Southern Bahia - Northeastern Brazil. *Radiocarbon* **59**:215-230. DOI: 10.1017/RDC.2017.6.
- França M.C, Francisquini M.I, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, Rossetti D.F, Guimarães J.T.F, Smith C.B. 2012. The last mangroves of Marajó Island — Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Palaeobotany and Palynology* **187**:50–65. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2012.08.007.
- França M.C, Alves I.C.C, Castro D.F, Cohen M.C.L, Rossetti D.F, Pessenda L.C.R, Lorente F.L, Fontes N.A, BUSO Jr. A.A, Giannini P.C.F, Francisquini M. 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. DOI: 10.1016/j.catena.2015.02.005.
- França M.C, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, Rossetti D.F, Lorente F.L, Buso Jr. A.A, Guimarães J.T.F, Friaes Y.S. 2013. Mangrove dynamics in response to sea-level changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena* **110**:59–69.
- França M. C, Alves I.C.C, Castro D.F, Cohen M.C.L, Rossetti D.F, Pessenda L.C.R, Lorente F.L, Fontes N.A, BUSO Jr.A.A, Giannini P.C.F, Francisquini M. 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 (Cremlingen)* **128**:155-166,
- Goh K.M. 1978. Removal of contaminants to improve the reliability of radiocarbon dates of peats. *European Journal of Soil Science* **29**:340–349. DOI: 10.1111/j.1365-2389.1978.tb00782.x.

- Grimm E.C. 1987. Coniss: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences* **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* **82**:451–465. DOI: 10.1590/S0001-37652010000200021.
- Guimarães J.T.F, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, França M.C, Smith C.B, Nogueira A.C.R. 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *The Holocene* **22**:359-370. DOI: 10.1177/0959683611423693.
- Haffer J. 1969. Speciation in Amazonian forest birds. *Science* **165**:131-137.
- Havinga AJ. 1967. Palynology and pollen preservation. *Review of Paleobotany and Palynology* **2**:81–98. DOI: 10.1016/0034-6667(67)90138-8.
- Hayes M.O. 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: Leatherman, S.P. (Ed.), *Barrier Islands*. New York, *Academic Press*, p. 1-27.
- Hutchings P, Saenger P. 1987. *Ecology of Mangroves*. (Eds.) University of Queensland Press, Brisbane, 388 p.
- Imbrie J. Imbrie.K.P. 1979. *Ice ages – solving the mystery*. Cambridge, Harvard University Press. 224 p.
- Instituto Nacional de Meteorologia – INMET (1192) *Normais Climatológicas (1961-1990)*. Brasília.
- Kumaran K.P.N, Shindikar M, Limaye R.B. 2004. Mangrove associated lignite beds of Malvan, Konkan: evidence for higher sea-level during the Late Tertiary (Neogene) along the west coast of India. *Current Science* **86**:335–40. Available from: <http://www.iisc.ernet.in/currsci/jan252004/335.pdf> (Accessed 29 June 2017).
- Lamb A.L, Wilson G.P, Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews* **75**:29–57. DOI: 10.1016/j.earscirev.2005.10.003.
- Lara R.J, Cohen M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change* **94**:399–408. DOI: 10.1007/s10584-008-9507-9.
- Leal M, Lorscheitter M.L. 2006. Pólen, esporos e demais palinóforos de sedimentos holocênicos de uma floresta paludosa, Encosta Inferior do Nordeste, Rio Grande do Sul, Brasil. *Iheringia, Série Botânica* **63**:69-100.
- Leopold L.B, Wolman M.G. 1957. River channel patterns: braided, meandering and straight. Physiographic and hydraulic studies of rivers. *Geological Survey Professional Paper* **282**:39-85.
- Libby W.F. 1955. *Radiocarbon dating*. 2.ed. Chicago: University of Chicago Press, 175 p.

- Lopes C. A. *Variabilidade de isótopos estáveis de carbono e de isótopos estáveis de nitrogênio*. 2001. MS Qualify, Departamento de Biologia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 47 p.
- Markgraf V, D'Antoni H.L. 1978. *Pollen Flora of Argentina*. University of Arizona Press: Tucson.
- Martin L, Dominguez J.M.L, Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene Sea Levels in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators. *Journal of Coastal Research* **19**:101–124.
- Martin L, Mourguiart P, Suguio K. Turq. 1997. Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical South America between 12,400 and 8800 cal yr B.P. *Quaternary Research* **47**:117-122.
- Melo J.G. 1995. *Impactos do desenvolvimento urbano nas águas subterrâneas de Natal, RN*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 195 p.
- Meyers P.A 1994. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. *Chemical Geology* **114**:289-302. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90059-0.
- Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* **27**:213–250. DOI: 10.1016/S0146-6380(97)00049-1.
- Meyers P.A. 2003. Application of organic geochemistry paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* **34**:261-289. DOI: 10.1016/S0146-6380(02)00168-7.
- Miall A.D. 1978. Facies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: Miall AD (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 597–604.
- Moraes C.A. 2016. *Processos autocíclicos e alocíclicos afetando os registros da paleoflora da foz do Rio Jucuruçu, litoral sul da Bahia, durante os últimos 1000 anos*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 63 p.
- Pernetta J.C. 1993. Mangrove forests, climate change and sea-level rise: hydrological influences on community structure and survival, with examples from the Indo-West Pacific. *A Marine Conservation and Development Report*. IUCN, Gland (Switzerland), 46 p.
- Pessenda L.C.R, Gouveia S.E.M, Aravena R., Gomes B.M, Boulet R, Ribeiro A.S. 1998. ¹⁴C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest–savanna boundary areas in southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon* **40**:1013-1022.
- Pessenda A. L. C. R.; Gouveia S.E.M, Freitas H. A, Ribeiro Adauto de Sousa, Aravena R, Bendassoli J.A, Ledru M. P, Scheelybert. R. 2005. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: Paulo de Oliveira; Kenitiro Suguio; Célia Gouveia. (Org.). *O Quaternário no Brasil*. São Paulo: Holos, p. 75-93.

Pessenda L.C.R. 2005. Holocene paleoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. *The Holocene* **15**(6):814-822.

Pessenda L.C.R, Vidotto E, De Oliveira P.E, Buso A.A, Cohen M.C.L, Rossetti D de F, Ricardi-Branco 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. DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.08.014.

Pfaltzgraff, Pedro Augusto dos Santos. *Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte* /Organização Pedro Augusto dos Santos Pfaltzgraff [e] Fernanda Soares de Miranda Torres. Recife: CPRM, 2010.

Prates D.W, Gatto L.C.S, Costa M.I.P. 1981. Folha de Geomorfologia. *In: Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, IBGE, Vol. 23, Folhas SB 24/25; p. 301-348.*

Reading H.G. 1996. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications. 688 p.

Reimer P.J, Baillie M.G.L, Bard E, Bayliss A, Beck J.W, Blackwell P.G, Bronk Ramsey C, Buck C.E, Burr G.S, Edwards R.L, Friedrich M, Grootes P.M, Guilderson T.P, Hajdas I, Heaton T.J, Hogg A.G, Hughen K.A, Kaiser K.F, Kromer B, McCormac F.G, Manning S.W, Reimer R.W, Richards D.A, Southon J.R, Talamo S, Turney C.S.M, Van der Plicht J, Weyhenmeyer CE. 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 – 0 ka BP. *Radiocarbon* **46**:1029-1058. Available from: <https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/view/4167/3592>. Accessed 29 June 2017.

Reimer P.J, Baillie M.G.L, Bard E, Bayliss A, Beck J.W, Blackwell P.G, Bronk Ramsey C, Buck C.E, Burr G.S, Edwards R.L, Friedrich M, Grootes P.M, Guilderson T.P, Hajdas I, Heaton T.J, Hogg A.G, Hughen K.A, Kaiser K.F, Kromer B, McCormac F.G, Manning S.W, Reimer R.W, Richards D.A, Southon J.R, Talamo S, Turney C.S.M, Van der Plicht J, Weyhenmeyer C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0- 50,000 years cal BP. *Radiocarbon* **51**:1111-1150.

Reineck H.E, Wunderlich F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* **11**:99-104.

Rossetti D. F, Polizel S. P, Cohen M. C. L, Pessenda L. C. R. 2015. Late Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Marine Geology (Print)*, **367**:171-190.

Roubik D.W, Moreno J.E. 1991. *Pollen and Spores of Barro Colorado Island*. Missouri Botanical Garden, 268p.

Ruddiman W. F. F. 2008. *Earth's climate: past and future*. New York, USA: W. H. Freeman, 388p.

- Salgado O. A, Filho S. J, Gonçalves L. M. C. 1981. As Regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. Estudo fitogeográfico, *In: Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais*. Rio de Janeiro, IBGE, Vol. 23, *Folhas SB 24/25*, p. 485-554.
- Salgado-Labouriau M.L. 1973. *Contribuição à palinologia dos cerrados*. Academia Brasileira de Ciências: Rio de Janeiro.
- Salim J, Coutinho P. N. 1974. Aspectos sedimentológicos do estuário do Potengi, Natal, RN. *Est Sedimentol, Natal* **4**: 141-153.
- Salo J. 1987. Pleistocene refuges in the Amazon: evaluation of the biostratigraphical, lithostratigraphical and geomorphological data. *Ann. Zool. Fenicci* **24**: 203-211.
- Sanders C.J, Smoak J.M, Waters M.N, Sanders L.M, Brandini N, Patchineelam S.R. 2012. Organic matter content and particle size modifications in mangrove sediments as responses to sea level rise. *Mar. Environ. Res.* **77**: 150–155.
- Schaeffer-Novelli Y. 1991. *Manguezais brasileiros*. Livre Docência, Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, São Paulo, 42 p.
- Schumm S. A. 1977. *The fluvial system*. New York, John Wiley 7 Sons. 338p.
- Secretaria de Estado de Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos – SEMARH. 1998. Relatório Síntese do Plano Estadual de Recursos Hídricos. Rio Grande do Norte. Relatório HE-1358-R03-0397.7.
- Silva E. A. de J. 2002. *As dunas de Natal/RN: Datação e evolução*. MS Dissertation, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 127 p.
- Silva G.N, Neves C.F, 1991. Variação do nível médio do mar na ilha fiscal entre 1965-1986. *In: IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e 5º Simpósio Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos*. Rio de Janeiro. Brazilian Water Resources Association (ABRH). 1 CD-ROM.
- 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. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2011.09.008.
- Smith C.B, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, França M.C, Guimarães J.T.F. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Northern Brazil. *Catena* **90**:26–38. DOI: 10.1016/j.catena.2011.10.002.
- Snedaker S.C. 1978. Mangroves: Their value and perpetuation. *Natural Resources* **16**:179-188.
- Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* **8**: 615-621.
- Suguió K, Martin L, Bittencourt A. C. S. P, Dominguez J. M. L, Flexor J. M, Azevedo A. E. G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências* **15**:273-286.

- Suguio K, Barreto A. M. F, de Oliveira P. E, Bezerra F. H. R, Santiago-Hussein M. C. 2013. Indicators of Holocene sea level changes along the coast of the Pernambuco and Paraíba, Brazil. *Geologia USP, Série Científica*, **13**(4):141-152.
- Thomas R.G, Smith D.G, Wood J.M, Visser J, Calverly-Range E.A, Koster E.H. (1987) Inclined heterolithic stratification: terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology* **53**:123-179.
- Thornton S.F, Mc Manus J. 1994. Application of Organic Carbon and Nitrogen Stable Isotope and C/N Ratios as Source Indicators of Organic Matter Provenance in Estuarine Systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **38**:219–233.
- Toledo M.B, Bush M.B. 2007. A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas. *Journal of Biogeography* **34**:1313–1326.
- Traverse A. 2007. *Paleopalynology*. 2ed. Topics in Geobiology Series, Vol. 28. Springer, Dordrecht.
- Tricart J, 1958. *Division morphochmatique du Brésil Atlantique Central*. Bull. de Géogr. Dynam, Paris, v. 9 n. 112 p.
- Van Andel, T.H. & Laborel, J. 1964. Recent high relative sea level stand near Recife, Brazil. *Science, N.Y.*, **145**(3632):580-581.
- Van Der Hammen T, H. Hooghiemstra. 2000. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quaternary Sci. Rev.* **19**:725-42.
- Vanzolini P, Williams E.E. 1970. South American anoles: geographic differentiation and evolution of the *Anolis chrysolepis* species group (Sauria, Iguanidae). *Arq. Zool. São Paulo*, **19**:1-298.
- Vanzolini P.E. 1973. Paleoclimates, relief, and species multiplication in equatorial forests. In: Meggers, B.J., Ayensu, E.S. & W.D. Duckworth (eds.) *Tropical forest ecosystems in Africa and South America: a comparative review*. Washington, D.C, Smithsonian Institution Press, p. 255-258.
- Vedel V, Behling H, Cohen M, Lara R. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany* **15**:115–123.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker RG and James NP (eds) *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Ontario: Geological Association of Canada, p. 1–14.
- Walsh G.E. 1974. Mangroves: a review. In: Reimold, R.J.; Queen, W.H. (eds). *Ecology of halophytes*. New York, Academic Press, p. 51–174.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* **30**:377–392.

Wolanski E, Mazda Y, King B, Gay S. 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook Channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **31**:555–579.