



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

TESE DE DOUTORADO Nº 115

**RESPOSTA DOS MANGUEZAIS DO AMAPÁ, RIO GRANDE
DO NORTE, SUL DA BAHIA E ESPÍRITO SANTO ÀS
MUDANÇAS CLIMÁTICAS E FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO
MAR DURANTE O HOLOCENO**

Tese apresentada por:

IGOR CHARLES CASTOR ALVES

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

Coorientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda (USP)

**BELÉM
2016**



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

RESPOSTA DOS MANGUEZAIS DO AMAPÁ, DO RIO GRANDE DO NORTE, DO SUL DA BAHIA E DO ESPÍRITO SANTO ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR DURANTE O HOLOCENO

TESE APRESENTADA POR
IGOR CHARLES CASTOR ALVES

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

Data de Aprovação: 15/09/2016.

Banca Examinadora:

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

Prof. Dr. Marcus Emanuel Barroncas Fernandes
(Membro-UFPA)

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini
(Membro-USP)

Prof. Dr. José Augusto Martins Corrêa
(Membro-UFPA)

Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto
(Membro-UFPA)

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

Alves, Igor Charles Castor, 1980-

Resposta dos manguezais do Amapá, do Rio Grande do Norte, do sul da Bahia e do Espírito Santo às mudanças climáticas e flutuações de nível do mar durante o Holoceno / Igor Charles Castor Alves. - 2016.

Orientador: Marcelo Cancela Lisboa Cohen;

Coorientador: Luiz Carlos Ruiz Pessenda.

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

1. Carbono - Isótopos. 2. Fácies (Geologia)
– Brasil. 3. Mudanças Climáticas - Brasil. 4. Palinologia - Brasil. 5.
Sedimentação e depósitos - Brasil. I. Título.

CDD 22. ed. 541.388

A minha mãe Dona Iza e ao meu irmão Ivan Alves, os maiores incentivadores de minhas conquistas; ao meu filho Lucas Alves e a minha noiva Kelen pelo carinho, amor e compreensão.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por me iluminar e proteger durante todos os dias da minha vida.

Agradeço imensamente ao meu caro orientador e amigo Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA) pela paciência e generosidade ao longo desses anos, sempre disposto a ajudar, contribuir e constantemente incentivando o grupo por meio das discussões e sugestões para a excelência do melhor trabalho.

A CAPES pelo apoio financeiro e concessão da bolsa de estudos nesta pesquisa.

Agradeço ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ambientes Marinhos Tropicais (INCT-AmbTropic) (CNPq Processo 565054/2010-4). Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em ambientes marinhos tropicais Heterogeneidade espaço-temporal e respostas às mudanças climáticas.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo financiamento do projeto de pesquisa (00995-7/2011), Estudos paleoambientais interdisciplinares na costa do Espírito Santo (Temático FAPESP).

Ao PROJES “Estudos paleoambientais interdisciplinares na costa do Espírito Santo”, coordenado pelo Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda (USP).

Ao CNPq (Projeto 473635/2012-7) - Paleambiente e Paleoclima do litoral norte: efeitos das mudanças na descarga fluvial e/ou nível do mar nos manguezais durante o Pleistoceno tardio e Holoceno.

Ao Professor Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda por todo o apoio logístico durante o trabalho de campo, assim como nas atividades do laboratório no Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA).

Aos Professores, Dr. Paulo César Giannini (USP), Dr. José Augusto (UFPA), Dr. Afonso Nogueira (UFPA), Dr. Luis Pessenda, pelas valiosas sugestões no período de qualificação desta Tese.

Aos amigos de longa data, Dr. Marlon França, Patrick Heleno, Aurea Bastos, Álvaro Pinto, Lourdes Santos, Ivan Alves e Nita, pela amizade, conselhos e apoio nas horas mais difíceis.

Aos amigos e profissionais do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC), da Universidade Federal do Pará, Ms. Yuri Friaes (PPGG/UFPA), Ms. Neuza Fontes e Ms. Mayra Nina.

(PPGG/UFPA), pela amizade, dedicação, sugestões e auxílio no trabalho de campo e laboratório.

Agradecimento especial a querida Cleida Freitas pela amizade, confiança e profissionalismo no PPGG/UFGPA.

Aos profissionais do Laboratório de ^{14}C (CENA/USP), Ms. Antônio Álvaro Buso Júnior, Ms. Mariah I. Francisquini, Ms. Flávio L. Lorente, Thiago Barros, Liz Mary, Leticia Prado, Andrews Delbaje, todos essenciais nos trabalhos de campo e coletas das amostras que geraram esta Tese.

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

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

Ao Laboratório e Oceanografia Química (LOQ-UFGPA) e ao Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará (LADIC-UFGPA).

A Reserva Natural Vale (Linhares – ES), pelo acolhimento e suporte durante as atividades de campo no Espírito Santo.

Agradeço aos amigos, Docentes e Discentes da UNAMA com quem compartilho muitas horas diárias e os quais já considero uma extensão da minha família.

Aos amigos funcionários e docentes do SENAC e da Faculdade Mauricio de Nassau Belém.

Por fim, agradeço novamente de forma especial a toda minha família, pelo apoio, confiança e carinho durante toda a minha vida.

Sou muito grato a Todos!

“Os que se encantam com a prática sem a ciência são como os timoneiros que entram no navio sem timão nem bússola, nunca tendo certeza do seu destino”. (Leonardo da Vinci)

RESUMO

Este trabalho integra dados de geomorfologia, feições sedimentares, pólen, isótopos e datações C-14, obtidos de testemunhos do litoral do Amapá, do Rio Grande do Norte, da Bahia e do Espírito Santo. No norte do Brasil, a área com manguezais e influência marinha foram maiores que as atuais entre >8750 e ~2250 cal anos AP, formando uma faixa contínua de manguezais. No Holoceno tardio, os manguezais foram substituídos por vegetação de água-doce, próximo da foz do Amazonas. Já as planícies herbáceas elevadas revelaram uma transição de influência marinha com manguezais para uma fase dominada por ervas e matéria orgânica terrestre cerca de 400 cal anos AP. Nas últimas décadas existe uma tendência de migração dos manguezais para as superfícies mais elevadas e nos manguezais do Rio Ceará-Mirim, no Rio Grande do Norte, têm ocorrido dentro da atual amplitude da maré, desde ~7000 cal anos AP, e não foram encontrados indícios de influência marinha acima da atual faixa de variação da maré. Entretanto, estudos realizados 34 km a montante no Rio Jucuruçu, Prado-Bahia, indicam a presença de manguezais e matéria orgânica estuarina entre ~7400 e ~5300 cal anos AP. Durante o Holoceno tardio, os manguezais migraram para a foz desse rio. Dinâmica similar foi registrada no litoral de Linhares, Espírito Santo, onde os limites superiores das planícies de maré foram ocupados por manguezais durante o nível de mar máximo do Holoceno médio, seguido por uma progradação de cordões litorâneos sobre os depósitos de lama do manguezal durante o Holoceno tardio. Nos últimos séculos, a vegetação de manguezal tem se estabelecido sobre a vegetação herbácea com uma tendência de aumento de matéria orgânica estuarina. A dinâmica dos manguezais do norte do Brasil, o aumento do Nível Relativo do Mar-NRM e a menor descarga do Amazonas durante o Holoceno inicial e médio resultaram em uma contínua faixa de manguezal que foi fragmentada durante o Holoceno tardio, devido ao aumento na descarga fluvial. Assim, a migração dos manguezais para zonas inferiores desde ~400 cal anos AP, seguida por um deslocamento inverso nas últimas décadas, foi causada por uma queda no NRM na escala de 500 anos e uma subida do NRM nas últimas décadas. No litoral do Rio Grande do Norte, o estabelecimento dos manguezais foi controlado basicamente pelo aumento do NRM até ~7000 cal anos AP, quando atingiu seu atual nível e estabilidade. Entretanto, no litoral sul da Bahia e do Espírito Santo, os manguezais migraram para superfícies mais elevadas na medida em que o NRM subiu até 3,4 m acima do atual NRM por volta de 5300 cal anos AP, acompanhado por uma diminuição na descarga fluvial. Posteriormente, o NRM desceu ao nível atual e ocorreu um aumento da descarga fluvial durante o Holoceno tardio. Durante os últimos séculos, os

manguezais de Linhares podem estar respondendo a uma elevação no NRM. Dessa maneira, baseado nesses dados, podemos projetar a dinâmica dos manguezais até o final do século XXI. Por isso, com um aumento do NRM, provavelmente, os litorais terão importantes perdas de áreas de manguezais, mediante o afogamento de suas florestas. O litoral norte, nordeste e sudeste brasileiro, mesmo com um aumento do NRM, tolerável pelos manguezais, o impacto do aumento do NRM sobre os manguezais dependerá da superfície topográfica disponível para a migração dos manguezais e da situação climática. A configuração geomorfológica e climática prejudicial aos manguezais é aquela em que ocorre uma limitada planície litorânea adequada para a migração dos manguezais na medida em que o NRM aumente, associada a um aumento na descarga fluvial. Dessa forma, além dos manguezais estarem sendo afogados pela brusca transição topográfica entre o planalto e a planície costeira, não haverá possibilidade de deslocamento dessas florestas no interior dos vales estuarinos e planícies deltaicas, visto que o aumento no volume da descarga fluvial inviabiliza o desenvolvimento de planícies de maré com salinidades apropriadas ao estabelecimento e a sobrevivência dos manguezais.

Palavras-chave: Carbono-14. Fácies sedimentares. Isótopos. Mudanças Climáticas. Palinologia. Sistemas deposicionais costeiros.

ABSTRACT

The present work integrates 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 Amapá, Rio Grande do Norte, Sul da Bahia e Espírito Santo. Along the northern littoral, the area occupied by mangroves and marine influenced were larger than today, between >8750 and ~ 2250 cal yr BP., forming a continuous mangrove belt. However, mangroves were replaced by freshwater vegetation in areas influenced by the Amazon River discharge during the late Holocene. The elevated tidal flats occupied by herbs indicate a transition from marine influence with mangroves to a phase dominated by herbs and terrestrial organic matter at about 400 cal yrs BP. During the last decades have occurred a mangrove migration trend to more elevated surfaces. The mangroves from the Ceará-Mirim River, Rio Grande do Norte, have occurred within the modern tidal range since ~ 7000 cal yrs BP, and was not found indications of marine influence above the modern tidal range. However, studies developed 34 km upriver on Jucuruçu River, Prado-Bahia, indicate mangroves and estuarine organic matter between ~ 7400 and ~ 5300 cal yrs BP. During the late Holocene, the mangroves migrated to the mouth of this river. Similar dynamic was identified along the Linhares littoral, Espírito Santo, where the upper limits of tidal flats were dominated by mangroves during the middle Holocene, followed by beach ridges progradation over mangrove muddy layers during the late Holocene. During the last centuries the mangroves have established over herbaceous plains with an increase trend of estuarine organic matter. Regarding the mangrove dynamic from Northern Brazil, the sea level rise and the lower Amazon fluvial discharge during the early and middle Holocene caused the development of a continuous mangrove line. It was fragmentated during the late Holocene due to the increase of river freshwater discharge that caused a significant decrease of tidal water salinity in areas near the mouth of Amazon River. The mangrove migration to lower zones since ~ 400 cal yrs BP was followed by an inverse displacement during the last decades. It was caused by a relative sea level fall in a century time scale and a relative sea level rise in a decadal time scale. In the Rio Grande do Norte littoral, the mangrove establishment was basically controlled by the post-glacial sea level rise up ~ 7000 cal yrs BP, when it reached its modern level. However, in Prado, southern Bahia littoral, and Linhares, Espírito Santo, mangroves migrated to higher surface according to sea level rise until 2.7 m above the modern Relative Sea Level-RSL, together with a decrease of fluvial discharge at about 5300 cal yrs BP. Later, the RSL decreased to its modern level and occurred an increase of fluvial discharge during the late Holocene. During the last centuries,

the mangroves from Linhares may have reacted to a relative sea level rise. Based on these data, is possible to anticipate the mangrove dynamic until the end of century XXI. Considering RSL rises, probably, the mangrove areas along the Brazilian littoral will shrink by its drowning. Regarding the north, northeast and southeastern littoral, even with a RSL rise tolerable by mangroves, the consequences of the RSL rise to mangroves will depend on topographic surface available to its migration and climatic conditions. The geomorphologic and climatic setting more damaging to mangrove is one with a limited coastal plain suitable for mangrove migration under a RSL rise associated to an increase of fluvial discharge. In this situation, besides the mangroves are being drowned by a sharp topographic transition between the coastal plateau and the coastal plain, there would be no possibility of mangrove displacement within the estuarine valleys and deltaic plains, because the increase of fluvial discharge would hamper the development of tidal plains with appropriate pore water salinities to establishment and survival of mangroves.

Keywords: Carbon-14. Climate changes. Coastal depositional systems. Isotopes. Sedimentary facies. Palynology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Área de localização para desenvolvimento do estudo.	14
Figura 2- Intensidade relativa da descarga fluvial e flutuações do nível relativo do mar influenciando o desenvolvimento dos manguezais nos locais de estudo durante o Holoceno.	23
Figura 3- Local de estudo no litoral do Amapá: a) costa sob influência fluvial e marinha; b) mapa da geomorfologia e vegetação do litoral norte do Amapá; c) topografia e unidades de vegetação do local de amostragem.	24
Figura 4- A) Localização da área de estudo; B) Mapa de vegetação e feições sedimentares da área de estudo; C) Local de amostragem do testemunho PR-07; D) Perfil topográfico; e E) Fotografia do vale fluvial com indicação da posição de amostragem do PR-07.	27
Figura 5- Dispositivos de medidas da topografia do manguezal de acordo com a maré alta e baixa.	28
Figura 6- Localização da área de estudo no litoral de Linhares-ES: a) Mapa geológico; b) perfil topográfico obtido a partir de um modelo de elevação digital-SRTM; c) imagem de satélite exibindo beach ridges, planície herbácea e manguezais; d) contato entre as vegetações de mangue e ervas; e e) floresta de mangue.	30
Figura 7- (a, b) Localização do delta do Rio Doce; (c) lago próximo a foz do Rio Doce; (d) localização do testemunho LI-34; (e, f) mudança decadal da área de manguezal; (g) vegetação de manguezal; e (h) contato entre manguezal e restinga/planície herbácea.	31
Figura 8- Estratigrafia do testemunho Li-34 exibindo as suas feições sedimentares, conteúdo polínico e características geoquímicas.	40
Figura 9- Descrição polínica do testemunho Li-34.	41
Figura 10- Estratigrafia do testemunho I-03 com feições sedimentares e conteúdo polínico.	42
Figura 11- Perfil estratigráfico do testemunho AP-01.	43

Figura 12– Integração de gráficos do testemunho AP-01: (a) diagrama polínico e (b) registros <i>interproxy</i>	44
Figura 13 - Perfil estratigráfico do testemunho PR-07 com suas feições sedimentares, conteúdo polínico e dados geoquímicos.	45
Figura 14– Perfil polínico do testemunho PR-07.	46
Figura 15– Perfis estratigráficos amostrados dos estuários do Rio Ceará-Mirim, Rio Grande do Norte.	47
Figura 16- Perfil estratigráfico do testemunho PR-04 exibindo feições sedimentares e conteúdo polínico.	48
Figura 17- Perfil estratigráfico do PR-05 exibindo as suas feições sedimentares e conteúdo polínico.	49
Figura 18– Composição mineralógica e química do testemunho AP-01.	51
Figura 19– Diagrama comparativo dos registros de mudanças climáticas da América do Sul e curva de variação do nível relativo do mar do Pará e sucessões manguezal/ervas no Pará e Amapá durante os últimos 1000 anos.	58
Figura 20– Evolução da Ilha do Marajó nos últimos 500 anos, baseados nos mapas históricos de (1562) (A); (1630) (C); (1811) (D); e imagem LANDSAT (B).	60
Figura 21- Diagrama com a relação $\delta^{13}C$ e C/N para as diferentes fácies sedimentares (Manguezal/planície de mare herbácea e planície fluvial).	66
Figura 22- Modelo do desenvolvimento da geomorfologia e vegetação com sucessivas fases de acúmulo de sedimento de acordo com as mudanças no nível relativo do mar e clima durante o Holoceno.	67
Figura 23 - Curva de nível relativo do mar para a costa leste do Brasil, baseada em amostras de vermetídeos e reconstituição do nível relativo do mar para o litoral sul da Bahia, baseada nos sedimentos de manguezais.	71
Figura 24 – Integração dos testemunhos amostrados do litoral de Linhares –ES, segundo as suas posições topográficas.	77

- Figura 25– Diagrama ilustrando a relação $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para as associações de fácies sedimentares identificadas no litoral de Linhares-ES..... 78
- Figura 26 – Modelo da evolução geomorfológica e vegetação do litoral de Linhares-ES de acordo com o suprimento de sedimento e mudanças no NRM: (a) Primeiro estágio de progradação com desenvolvimento de planícies herbáceas, seguido pela colonização de manguezais (Holoceno médio e tardio); (b) segundo estágio de progradação com planície de maré lamosa ocupada por mangue (Holoceno tardio – presente)..... 80

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Localização dos testemunhos de sedimento processados e analisados, profundidade e composição da vegetação nos pontos de coleta no litoral do Amapá, Rio Grande do Norte, Espírito Santo e Bahia.....	16
Tabela 2- Métodos e locais para realização das análises.....	18
Tabela 3-Ocupação das unidades de vegetação na área de estudo.....	28
Tabela 4– Idades baseadas em datação C-14 dos testemunhos estudados neste trabalho.....	32
Tabela 5- Resumo da associação de fácies com características sedimentares, predominância de grupos de pólen e dados geoquímicos.	34

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xv
SUMÁRIO	xvi
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	3
2.1 GERAL.....	3
2.2 ESPECÍFICOS	3
3 DESCRIÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO	4
3.1 CLIMA	4
3.1.1 Amapá	4
3.1.2 Rio Grande do Norte	4
3.1.3 Espírito Santo – Bahia	5
3.2 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA	5
3.2.1 Amapá	5
3.2.2 Rio Grande do Norte	6
3.2.3 Espírito Santo - Bahia	6
3.2.4 Delta do rio Doce	7
3.3 VEGETAÇÃO.....	10
3.3.1 Amapá	10
3.3.2 Rio Grande do Norte	11
3.3.3 Espírito Santo – Bahia	12

4 MATERIAL E MÉTODOS	15
4.1 SENSORIAMENTO REMOTO	15
4.2 ATIVIDADES DE CAMPO	15
4.3 LABORATÓRIO	17
4.4 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	17
4.5 TRATAMENTO QUÍMICO PARA EXTRAÇÃO DE PÓLEN E ESPOROS	17
4.6 MONTAGEM DAS LÂMINAS E ANÁLISE MICROSCÓPICA.....	20
4.7 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS PARA DATAÇÃO 14C	21
5 RESULTADOS	22
5.1 GEOMORFOLOGIA E VEGETAÇÃO	22
5.1.1 Litoral com forte influência fluvial	22
5.1.1.1 Amapá, Pará	22
5.1.2 Litoral com pouca influência fluvial	24
5.1.2.1 Rio Grande do Norte	24
5.1.3 Litoral com moderada influência fluvial	26
5.1.3.1 Prado-Bahia	26
5.1.3.2 Linhares - Espírito Santo	29
5.2 DATAÇÕES POR C-14 E TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO	31
5.3 DESCRIÇÃO DE FÁCIES	33
5.3.1 Facies association A (<i>foreshore</i>)	35
5.3.2 Associação de Facies B (Planície de maré herbácea)	35
5.3.3 Associação de Fácies C (Planície de maré com manguezal e ervas)	36
5.3.4 Associação de Fácies D (Planície de maré com mangue)	37
5.3.5 Associação de fácies E (Cristas de praias)	37
5.3.6 Associação de fácies F (Canal/planície fluvial)	38
5.3.7 Associação de Fácies G (Canal estuarino/maré)	38

5.3.8 Associação de Fácies H (Lago)	39
5.4 DISTRIBUIÇÃO DE MINERAIS, COMPONENTES MAIORES E TRAÇOS AO LONGO DO TESTEMUNHO AP-01 (AMAPÁ).....	50
6 INTERPRETAÇÃO	52
6.1 LITORAL SOB FORTE INFLUÊNCIA FLUVIAL	52
6.1.1 Dinâmica dos manguezais da região norte durante o Holoceno	52
6.1.1.1 Costa Marinha	52
6.1.1.2 Costa Fluvial.....	53
6.1.2 Fatores controladores da dinâmica do manguezal na costa norte durante o Holoceno	54
6.1.3 Dinâmica dos manguezais da costa norte nos últimos 500 anos	55
6.1.3.1 Paleocanais influenciados pela maré.....	56
6.1.3.2 Regressão Marinha Normal.....	57
6.1.3.3 Regressão Marinha Forçada	57
6.1.4 Mudanças do nível relativo do mar e do clima durante os últimos 500 anos	58
6.2 LITORAL SOB FRACA INFLUÊNCIA DA DESCARGA FLUVIAL	62
6.2.1 Dinâmica dos manguezais do litoral do Rio Grande do Norte durante o Holoceno	62
6.3 LITORAL SOB MODERADA INFLUÊNCIA DA DESCARGA FLUVIAL.....	63
6.3.1 Dinâmica dos manguezais do litoral de Prado-Bahia durante o Holoceno	63
6.3.1.1 Holoceno inicial: Canal estuarino/maré	63
6.3.1.2 Holoceno inicial e médio: Planícies de maré com manguezais e ervas	64
6.3.1.3 Holoceno tardio: Planície Fluvial.....	65
6.3.2 Mudanças do nível do mar no Holoceno e os manguezais	68
6.3.3 Mudanças climáticas no Holoceno	72
6.3.4 Mudanças na vegetação nos últimos 500 anos	74

6.4 DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DO LITORAL DE LINHARES-ESPÍRITO SANTO	74
6.4.1 Fase 1 (Holoceno médio e tardio)	75
6.4.2 Fase 2 (~ 1337 a ~ 900 cal anos AP)	75
6.4.3 Fase 3 (~ 900 a ~ 400 cal anos BP).....	75
6.4.4 Fase 4 (~ 400-100 cal anos AP até o presente).....	76
6.4.5 Mudanças climáticas e de nível de mar afetando a dinâmica dos manguezais.....	78
6.4.6 Relação entre os cordões arenosos e os manguezais.....	79
6.4.7 Mudanças do manguezal de Linhares-ES durante as últimas décadas.....	81
7 INTEGRAÇÃO DA DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DO LITORAL NORTE, NORDESTE E SUDESTE DO BRASIL	84
8 O FUTURO DOS MANGUEZAIS BRASILEIROS COM BASE NA SUA DINÂMICA NO ÚLTIMO MILÊNIO	86
9 CONCLUSÃO	88
REFERÊNCIAS.....	90

1 INTRODUÇÃO

A distribuição global dos manguezais tem flutuado ao longo da história geológica e humana, visto que a área coberta por manguezais é influenciada por uma interação complexa, envolvendo gradientes de frequência de inundações de maré, disponibilidade de nutrientes e as concentrações de sais no sedimento em todas as áreas de intermarés (Hutchings & Saenger, 1987; Furukawa & Wolanski, 1996). Além disso, os manguezais dependem também de uma gama de fatores interrelacionados, tais como: tipos de substratos, ação das ondas e correntes na costa, e a descarga de sedimentos e de água doce fluvial que influenciam a ocorrência e a sobrevivência dos manguezais (Semeniuk, 2012).

No litoral brasileiro, cerca de 85% dos manguezais ocorrem ao longo de 1800 km, desde os Estados do Amapá, do Pará e do Maranhão que, juntos, contêm 10.713 km² desses ecossistemas (Vannucci, 1990; Nascimento et al., 2013) e detêm uma das maiores áreas de manguezais do mundo (Kjerfve & Lacerda, 1993). Todavia, a continuidade desse litoral de manguezal é interrompida pela zona influenciada pela descarga do Rio Amazonas, onde a vegetação de várzea domina (Cohen et al., 2012).

Durante o Holoceno, a história da vegetação na costa brasileira é caracterizada por fases de estabelecimento, expansão e contração de manguezais (Behling et al., 2001; Cohen et al., 2005a; Cohen et al., 2005b; Vedel et al., 2006; Cohen et al., 2008; Cohen et al., 2009; Smith et al., 2011; Cohen et al., 2012; Guimarães et al., 2012a; Guimarães et al., 2012b; Buso Júnior, 2013; França et al., 2013). Essa dinâmica no litoral norte brasileiro foi controlada principalmente pelas variações no clima e nível do mar, que levaram à formação de um litoral com influência marinha, submetido à salinidade da maré entre 30 e 7‰ e dominado por manguezais e pântanos salinos. A zona afetada pelas águas do Amazonas define o litoral sob influência fluvial, com salinidade inferior a 7‰, caracterizada por vegetação herbácea e de várzea (Cohen et al., 2012).

Conseqüentemente, durante o período seco do Holoceno inferior e médio, a descarga do Amazonas foi severamente reduzida (Amarasekera et al., 1997; Toledo & Bush, 2007; Toledo & Bush, 2008). Isso afetou os gradientes de salinidade ao longo da costa, influenciada pelo Rio Amazonas. Esse processo, junto com o aumento pós-glacial do nível do mar, acentuado pela subsidência tectônica, causou uma expansão das áreas ocupadas por manguezais. Durante o Holoceno tardio, um aumento na descarga fluvial resultou em uma redução nas áreas ocupadas por manguezais próximas as descargas de grandes rios (Cohen et al., 2012).

Ao considerar o litoral nordeste, sudeste e sul do Brasil, vimos que estudos voltados para a reconstituição paleoambiental indicam que a dinâmica dos manguezais, durante o Holoceno (Amaral et al., 2006; Barreto et al., 2007; Pessenda et al., 2012), foi controlada principalmente pelas variações no nível relativo do mar (Lessa & Angulo, 1998; Angulo et al., 2006). Entretanto, recentes trabalhos indicam que mudanças na descarga fluvial com sedimentos arenosos aportados para o sistema costeiro, durante o Holoceno, tiveram também significativo impacto no desenvolvimento dos manguezais, ao longo do litoral sudeste brasileiro (França et al., 2013; Cohen et al., 2014). Esses últimos trabalhos destacam que as mudanças nos sistemas deposicionais costeiros e na vegetação do litoral norte do estado do Espírito Santo foram causadas pela ação combinada das oscilações do nível relativo do mar e das mudanças no suprimento de sedimentos durante o Holoceno.

É fato, entretanto, que os trabalhos desenvolvidos no litoral nordeste-sudeste e norte do Brasil ainda carecem de uma discussão abrangente e integrada do efeito climático, sobre a descarga de água doce e de sedimentos, influenciando no desenvolvimento da vegetação e da geomorfologia costeira.

Nesse contexto – com base na análise do tamanho das partículas de sedimentos, estruturas sedimentares, grãos de pólen, dados de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C/N e datação ^{14}C de matéria orgânica sedimentar de testemunhos amostrados em setores mais distais (maior influência do nível relativo do mar) e proximais (maior impacto climático) nos litorais norte (litoral do Amapá) e nordeste/sudeste (litoral do Rio Grande do Norte, sul da Bahia e norte do Espírito Santo) – identificamos, individualmente, os impactos das mudanças climáticas e flutuações do nível relativo do mar durante o Holoceno sobre a distribuição dos manguezais naqueles litorais.

Resultados de pesquisas desse tipo permitem que se avalie o grau de influência de cada uma daquelas forçantes sobre a dinâmica dos pântanos marinhos para subsidiar estudos, voltados para a análise de tendências de implantação, expansão e contração de manguezais, de acordo com as projeções de mudanças no clima e de nível do mar para os próximos séculos.

2 OBJETIVOS

2.1 GERAL

Avaliar os gradientes de influência das mudanças climáticas e flutuações do nível relativo do mar durante o Holoceno nos manguezais da costa norte, nordeste e sudeste do Brasil com base em multi-indicadores paleoambientais, obtidos do litoral de Calçoene-Amapá, Natal-Rio Grande do Norte, Prado-Bahia e Linhares-Espírito Santo. Esses resultados subsidiarão os modelos de projeção da futura dinâmica dos manguezais, segundo as mudanças no clima e nível do mar até o final desse século.

2.2 ESPECÍFICOS

- ✓ Elaborar mapas da geomorfologia e vegetação.
- ✓ Identificar a paleovegetação e os paleoambientes deposicionais.
- ✓ Identificar a origem da matéria orgânica sedimentar (aquática/terrestre, marinha/fluvial, plantas C3/C4).
- ✓ Determinar a cronologia dos eventos por meio de datações ^{14}C .
- ✓ Associar cada fase identificada com eventos climáticos e/ou mudanças no nível relativo do mar.

3 DESCRIÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 CLIMA

3.1.1 Amapá

O clima dessa região é tropical chuvoso com temperaturas máximas de 34°C e mínimas de 21°C. As chuvas ocorrem com maior frequência nos meses de janeiro a julho, chegando a atingir 3.000 mm (Morais & Morais, 2000). Além disso, estudos desenvolvidos – a partir da análise dos índices históricos pluviométricos em mais de 400 estações meteorológicas, localizadas na região Amazônica – indicaram o município de Calçoene como o local mais chuvoso do Brasil com uma precipitação média anual de 4.165 mm (Embrapa, 2006). Segundo o sistema matemático de classificação climática (Köppen, 1936), o clima da região está enquadrado no tipo Af - Am, ou seja, clima litoral dos ventos alísios com chuvas (forte variação estacional) e temperaturas uniformes e altas.

3.1.2 Rio Grande do Norte

O clima regional é quente e úmido, com invernos chuvosos; precipitação anual variando de 1300 a 2000 mm por ano e temperatura média anual de 26.8°C., que se enquadra no campo de categoria climática de Köppen AS'. Podemos identificar, ainda, dois tipos climáticos: tropical e semiárido. O primeiro acontece no litoral leste, com chuvas abundantes e índices pluviométricos superiores a 1 000 mm anuais, enquanto o último domina quase todas as áreas do interior do estado, inclusive o litoral norte. A pluviosidade é o principal fator determinante do clima do Rio Grande do Norte. As chuvas são abundantes nas áreas de clima tropical, porém, no interior, são escassas e irregulares, com índices pluviométricos, por vezes, inferiores a 700 mm/ano.

Na região do sertão norte-riograndense, o principal fator causador de chuvas é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), no período de fevereiro a maio, enquanto na costa litorânea oriental e em parte do Agreste, destacamos a atuação das ondas de leste, principalmente entre maio e agosto.

Ao se considerar apenas o índice pluviométrico, verificamos que o clima é tropical chuvoso com verão seco, no litoral sul, com precipitações médias acima dos 1200 mm anuais; tropical chuvoso com inverno seco no litoral nordeste, nas partes elevadas da Serra de João do

Vale e na região serrana, onde se situam as serras de Luís Gomes, Martins e Portalegre (800 a 1 200 mm anuais); sub-úmido seco na Chapada do Apodi e das Serras de Santana, São Bernardo e Serra Negra do Norte (600 a 800 mm); semiárido na região do Vale do Açu, em parte do Seridó e litoral norte do estado, entre São Miguel do Gostoso e Areia Branca (400 a 600 mm); e árido ou semiárido rigoroso, presente em nove municípios potiguares e apresentando baixos índices de precipitação, em torno dos 400 milímetros por ano. Com 90,6% do seu território localizado na região do Polígono das Secas, o Rio Grande do Norte é classificado pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) como o segundo mais quente do Brasil, atrás somente do Piauí (Santiago and Teixeira, 2013).

3.1.3 Espírito Santo – Bahia

A região é caracterizada por um clima tropical quente e úmido, com precipitação média anual de 1400 milímetros (Peixoto and Gentry, 1990), que está concentrada no verão, entre novembro e janeiro. A temporada seca (outono-inverno) ocorre entre maio e setembro e é regulada pela posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Tomaziello et al., 2015).

A área de estudo está inteiramente localizada na zona dos ventos do Atlântico Sul (NE-E-SE) que está relacionado com uma célula de alta pressão local e o avanço periódico da Frente Polar Atlântica durante o outono e inverno, que gera ventos SSE (Dominguez et al., 1992; Martin et al., 1998). A temperatura média varia entre 20° e 26°C.

3.2 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

3.2.1 Amapá

Boaventura & Narita (1974) evidenciaram cinco unidades morfoestruturais e morfoclimáticas, que estão submetidas a processos erosivos. Essas unidades abrangem Planaltos Residuais do Amapá (1), Planalto Rebaixado da Amazônia (2), Colinas do Amapá (3), Depressão Periférica do Norte do Pará (4), Planície Flúvio-marinha Macapá-Oiapoque (5), sendo compostas por:

(1) Maciços residuais intensamente dissecados por processos de origem fluvial, apresentando altitude máxima de 550 m.

(2) Depósitos do Grupo Barreiras (setor ocidental do estado do Amapá) com altitude de até 100m.

(3) Sedimentos, oriundos da dissecação do Complexo Guianense e Grupo Barreiras, com altitudes máximas compreendidas entre 150 e 200 m.

(4) Faixa de denudação periférica à Bacia Amazônica.

(5) Processos predominantemente erosivos (Allison et al., 1995), descritos como domínio marinho ao norte e fluvial ao sul (Silveira, 1998). Lima et al. (1991) definiram essa unidade como Planície Costeira do Amapá.

Santos et al. (2004) descreveram a planície costeira sul do Amapá como uma região caracterizada por planícies e terraços, resultantes da variação do nível de base dos rios, durante o Holoceno e, provavelmente, o Pleistoceno. Os referidos autores advogam que esse relevo aplainado com altitude menor que 10 m é bastante frágil em função de sua dinâmica, influenciada pelo regime pluviométrico sazonal dos rios, marés, pororoca, além da ação dos constantes ventos alísios associados à Zona de Convergência Intertropical.

3.2.2 Rio Grande do Norte

A litologia da área compreende a Província tectônica supracrustal Borborema, rochas alóctones do ciclo Brasileiro sobrepostas aos granitos Paleoproterozoicos e rochas graníticas Archeanas (Dantas et al., 2013).

Na área principal estuarina (Fig. 1) que estruturalmente se posiciona dentro do *graben*, as rochas do embasamento Precambriano estão cobertas pelas unidades do Cretáceo, Formação Barreiras do Neogeno e depósitos do Quaternário (Nogueira et al., 2010). O último consiste de sedimentos aluviais, coluviões e eólicos.

3.2.3 Espírito Santo - Bahia

Quatro unidades geomorfológicas são reconhecidas na área:

(1) uma área montanhosa, representada por rochas cristalinas pré-cambrianas, com uma rede de drenagem multidirecional retangular dendrítica;

(2) uma área de planalto, composta pela Formação Barreiras, que consiste em arenitos, conglomerados e argilitos atribuídos, principalmente, a depósitos fluviais e aluviais do Neógeno, possivelmente, incluindo, depósitos marinhos que se originaram a partir de um *onlap* costeiro associado a transgressões no Neogeno (Arai, 2006; Dominguez, 2009);

(3) uma área de planície costeira, com sedimentos fluviais, transicionais e marinhos de superfície, depositados durante as mudanças no nível do mar no Quaternário (Martin & Suguio, 1992); e

(4) uma área da plataforma continental interna (Asmus et al., 1971). Vários acidentes tectônicos (WE, NW-SE e NE-SW) revelam a importância da tectônica regional no desenvolvimento dos sistemas de drenagem modernos.

Atualmente, o Rio Doce mostra uma tendência em linha reta WE como padrão em sua maior parte, fluindo sobre o embasamento de rochas cristalinas e dentro da planície litorânea, por meio de um vale baixo com terraços do Holoceno.

Os terraços, com um gradiente longitudinal de 0,45%, consistem em uma mistura de sedimentos da Formação Barreiras, que foram transportados pelos rios e se originaram em áreas montanhosas e planaltos Neógenos. Já os depósitos são constituídos principalmente de grãos de areia moderadamente classificados como grossos a muito grossos e distribuídos nas cristas de praia, ao longo da costa. A jusante, sedimentos finos do Rio Doce são distribuídos pelas várzeas. Uma vegetação de mangue residual e muito mal preservada ocorre perto da influência marinha, à margem do sistema lagunar costeiro. Uma barreira de areia costeira alongada ocorre paralelamente à costa e é separada do continente por uma laguna que possui 37 km de comprimento e 3,6 km de largura, apresentando várias cristas de praia que provavelmente representam as sucessivas posições da linha de costa, formadas durante a progradação, associadas à descida do nível do mar relativo (Otvos, 2000).

A planície do delta estudado cobre uma área de ~2.700 km². Ele exibe canais fluviais e uma extensa rede de paleocanais. Os canais abandonados são retos a meandantes e mantêm a forma e a concavidade típica do canal original, resultando na formação de lagos ou cinturão de lagos. A avulsão pode ter sido o processo responsável pelo abandono parcial ou total dos diversos canais, devido ao rápido acúmulo de areia.

3.2.4 Delta do rio Doce

O delta de onda do rio Doce é uma das morfologias mais expressivas do litoral brasileiro, excedendo a 2500 km² de área em sua parte subaérea. De morfologia semilunar crescente, assimétrica e convexa em direção ao mar, o delta do rio Doce tem largura máxima de 40 km na direção E-W e comprimento máximo de 150 km na direção N-S. Ele representa um delta formado por ondas que transportam os sedimentos a partir da desembocadura do rio principal para ao longo da costa (Suguio et al., 1982).

Os deltas marinhos, que possuem a parte subaérea em forma cuspidada, são dominados por ondas e, portanto, altamente destrutivos (Bacoccoli, 1971). Segundo Martin et al. (1996), o delta do rio Doce apresenta tendência de progradação e/ou estabilidade da linha de costa, combinada com cordões litorâneos largos e contínuo aporte fluvial dos rios Doce, Barra Seca, Mariricu e São Mateus. Os eventos erosivos são causados pela descarga fluvial e na direção da deriva litorânea. Idades absolutas (Suguio et al., 1982; Dominguez et al., 1987) revelaram que a planície costeira foi desenvolvida nos últimos milhares de anos sobre depósitos miocênicos da Formação Barreiras.

A dinâmica de formação e a evolução quaternária do delta do Rio Doce foram abordadas em algumas publicações (Bandeira et al., 1975; Suguio et al., 1982; Martin et al., 1996). Um dos primeiros modelos deposicionais descritos na literatura foi o de Bandeira Jr. et al., 1975. Eles propuseram o modelo de delta dominado por onda. Segundo tal modelo, o rio Doce e demais rios próximos a ele, teriam fornecido uma grande quantidade de sedimentos para o mar. A alta energia da área costeira teria redistribuído os sedimentos ao longo da costa pela ação de ondas e os depositado, principalmente ao norte da foz do rio Doce sob forma de uma sucessão de cordões litorâneos.

Os referidos autores admitiram que o nível do mar permaneceu estável nos últimos 5.000 anos. No estágio seguinte desse modelo, teria havido uma fase de forte erosão que destruiu a maioria dos depósitos deltaicos até então formados. A análise dos últimos estágios aponta que o aumento na vazão do canal fluvial teria resultado em três distributários principais, com ramificação próxima à cidade de Linhares. Assim, dois conjuntos de cordões litorâneos em forma de cúspide foram construídos. Entretanto, depois de mais uma extensa fase de erosão, outro aumento de vazão teria forçado o rio Doce a abandonar seus distributários e concentrar o fluxo em um único canal, ocupando sua posição atual (Dominguez et al., 1987).

O trabalho de Bandeira Jr. et al. (1975) enfatizou o papel desempenhado pelo rio Doce durante a evolução de sua planície deltaica; já o trabalho de Suguio et al. (1982) considerou apenas os efeitos da mudança do nível do mar no Quaternário, ignorando qualquer contribuição do rio nesse processo (Dominguez, 1987). De acordo com esses autores, o delta do rio Doce teria se formado em uma ampla laguna desenvolvida ao longo da costa devido à presença de uma ilha barreira.

Para isso, seis estágios evolutivos foram propostos:

- 1) desenvolvimento de um estuário em função de transgressão marinha;

- 2) regressão marinha com formação de cordões litorâneos e aparecimento de laguna;
- 3) novo período de transgressão;
- 4) isolamento da laguna por ilha barreira em período de nível de mar estático;
- 5) abaixamento do nível do mar, com adição de cordões arenosos em ilhas barreiras, o que teria alargado a zona arenosa frontal; e
- 6) oscilações do nível do mar, com regressões seguidas de fases transgressivas.

O trabalho de Dominguez et al. (1981) apresenta um quadro evolutivo para as morfologias deltaicas da costa leste do Brasil, com destaque para a do rio Doce. Esses autores propuseram que a constituição do delta do rio Doce começou durante o evento regressivo subsequente à transgressão de 120.000 anos A.P., com a construção de terraços marinhos pleistocênicos. Posteriormente, houve o desenvolvimento de ilhas barreiras associadas ao afogamento da planície costeira e à instalação de sistemas lagunares. Desse modo, com o abaixamento do nível do mar relativo, que se seguiu ao máximo transgressivo de 5.100 anos B.P. (Martin, 2003), houve formação de terraços marinhos a partir da ilha barreira original, resultando em progradação.

Segundo Suguio et al. (1980), podemos notar a formação de uma primeira geração de cordões holocênicos entre 5.100 e 3 800 anos A.P. na planície costeira do rio Doce. Além disso, esses autores registraram uma segunda fase lagunar, associada ao evento transgressivo de 3.800 – 3.600 anos B.P., que teria originado novas ilhas barreiras e o afogamento da primeira geração de terraços holocênicos. Na regressão, ocorrida após 2.500 anos B.P., houve a formação da morfologia deltaica atual do rio Doce.

De acordo com Dominguez et al. (1987), um novo modelo de evolução para o delta do rio Doce foi apresentado, seguindo seis estágios:

- 1) aumento do nível do mar entre 7.0 – 5.1 mil anos, afogamento das planícies costeiras pleistocênicas, formação de ilhas barreiras e início da construção do delta intralagunar;
- 2) queda do nível do mar após 5.1 mil anos e substituição do ambiente lagunar por pântanos, migração de *spits* na parte nordeste da planície costeira com formação de lagoas alongadas entre cordões litorâneos, alimentados por sedimentos transportados para norte pela ação de ondas;
- 3) em cerca de 3,8 mil anos, acréscimo de extensos cordões litorâneos a nordeste;

4) entre 3.8 – 3.5 mil anos, aumento do nível do mar com invasão de áreas de baixa altitude entre cordões litorâneos e afogamento das desembocaduras fluviais, permanecendo apenas um canal ativo;

5) com a diminuição do nível do mar após 3.5 mil anos, a maioria dos sedimentos fluviais foi transportada para norte, resultando no desenvolvimento de uma “projeção assimétrica com alimentação lateral”.

3.3 VEGETAÇÃO

3.3.1 Amapá

O Estado do Amapá apresenta um mosaico de vegetação de alta diversidade biológica, onde mais de 70% da cobertura vegetal é composta de floresta densa de terra firme, caracterizada por uma rica diversidade por unidade de área, estrutura diferenciada, com estratificações e dosséis de alto porte (Rabelo, 2002).

O litoral amapaense abriga um importante patrimônio biológico ecológico e genético de ecossistemas de alta relevância ambiental. Ao longo da costa, alternam-se manguezais, campos inundáveis, floresta de várzea, floresta de transição, floresta secundária, floresta de galeria, cerrado, lagos e outros ambientes (Costa Neto, 2004).

Os maiores manguezais da costa brasileira estão distribuídos na costa do Amapá, onde são encontradas condições ideais para a construção desse ecossistema, com uma grande quantidade de sedimento em suspensão, transportado pelo rio Amazonas, temperaturas elevadas, grandes amplitudes de maré e água salina ou salobra.

Os manguezais desse setor atlântico do Amapá são compostos de 38 espécies, distribuídas em 33 gêneros e 22 famílias, sendo que dessas 38 espécies, somente 8 são exclusivas dos manguezais, entre elas: *Rhizophora mangle* L., *R. racemosa* G. Mey, *R. harrisonia* Leechman, *Avicennia germinans* (L.) L., *Laguncularia racemosa* (L.) C.F. Gaertn., *Spartina alterniflora* Lois., *Acrosticum aureum* L. e *A. danaeifolium* Langed (Costa Neto, 2004).

A região de campos, periodicamente e permanentemente, inundada abriga uma vegetação que é regida pela inundações por águas pluviais (período chuvoso), intensas nos meses de janeiro a maio. Representam 11,20 % do Estado do Amapá, a vegetação é predominantemente de macrófitas aquáticas, mas podemos verificar a presença populações de

Euterpe oleracea Mart. (açai), *Mauritia flexuosa* L.f. (buriti), *Mauritiella armata* (Mart.) Burret (buritirana) e *Astrocaryum jauari* Mart. (jauari) (Costa Neto, 2004).

As florestas de várzea ocupam 6.959,25 km² (4,85%) da cobertura vegetal do Estado e aproximadamente 15,46% do setor costeiro estuarino. São ecossistemas ripários, energeticamente abertos, associados a rios de água branca, com grande aporte de água doce e sedimentos decorrentes do ciclo diário de enchentes e vazantes, representados pelas marés semidiurnas. Devido às inundações, é carreada diariamente para essas áreas uma grande quantidade de material sedimentar, o que lhe confere alta fertilidade (Rabelo, 2002).

Costa Neto (2004) identificou nas florestas de várzea 74 famílias, 178 gêneros e 252 espécies. A família de maior riqueza é a *Rubiaceae*, com 16 espécies, Leg. *Papilinoidea*, com 14, Leg. *Mimosóidea*, 13, *Araceae* e *Melastomataceae*, com 11, *Piperaceae* e *Poaceae*, com 9 e Leg. *Caesalpinaceae*, com 8.

3.3.2 Rio Grande do Norte

Segundo o Instituto de Desenvolvimento Econômico e Meio Ambiente do Rio Grande do Norte (2011), o território norte-riograndense apresenta os seguintes tipos de cobertura vegetal:

1) Floresta ciliar sem carnaúba: são densas, pouco largas e situadas apenas próximo a foz dos principais rios do litoral oriental, sendo uma vegetação de transição entre os manguezais e as florestas decíduas e/ou semidecíduas. No litoral oriental norte, esse é o único tipo de vegetação presente na foz dos principais rios ou, ainda, em lagoas e várzeas. Suas fontes de água estão armazenadas nos lençóis freáticos e nos rios e lagoas.

2) Floresta decídua: é uma vegetação de transição entre a zona úmida e o sertão. Apresenta espécies da Mata Atlântica e da Caatinga, favorecendo a sua posição fitogeográfica intermediária.

3) Caatinga: apresenta-se em duas formas: caatinga hipoxerófila ou caatinga arbustiva: ocupa, com exceção da região do Seridó oriental, toda a região centro-sul do estado, caracterizada principalmente por espécies de plantas, cujas folhas desaparecem durante o período sem chuvas; caatinga hiperxerófila: no Rio Grande do Norte, esse tipo de vegetação apresenta-se de duas formas. A primeira delas é chamada caatinga arbustivo-arbórea, situadas nas porções mais ao norte do estado, com uma vegetação muito densa e de forma bastante irregular, apresentando-se, assim como a caatinga hipoxerófila, sem folhas durante a estiagem, formando espécies de moitas. A segunda é a caatinga aberta do Seridó, localizada

apenas no Seridó oriental, com um estrato herbáceo e arbustos densos e desenvolvidos, que morrem ou perdem suas folhas durante a seca. 4) Floresta ciliar, que está situada somente próxima às margens do rio Apodi/Mossoró e Piranhas/Açu, os dois principais rios do estado, onde a água está contida principalmente nos lençóis freáticos e a vegetação é mais densa e compacta, de difícil penetração; a carnaubeira é a espécie de planta predominante nesse tipo de floresta;

5) Cerrado: situa-se acima do rio Potengi e nos municípios de Canguaretama e Pedro Velho, onde se apresenta em maior extensão. Seu aspecto de savana é formado por espécies isoladas de árvores, arbustos e, ainda, de moitas que formam um tapete de gramíneas. É conhecido como "vegetação dos tabuleiros costeiros".

6) Florestas e campos de várzea: é pouco abundante no território potiguar, pois ela ocorre somente em áreas com água doce e com umidade durante o ano inteiro, principalmente nas proximidades de lagoas e rios próximos do litoral;

7) Restinga: ocupa, em estreita faixa, todo o litoral, com exceção das áreas dos mangues, formando a vegetação das praias e dunas móveis. Recebem ventos intensos e são influenciadas pela salinidade.

8) Formações halófilas ou campos salinos: situam-se nas planícies fluviais e marinhas dos rios Apodi/Mossoró e Piranhas/Açu, onde costumam ser inundadas pela água do mar, sendo, por esse motivo, adaptadas apenas aos ambientes com salinidade;

9) Manguezais: localiza-se nos estuários presentes ao longo do litoral, na foz dos rios, onde a água se apresenta na forma salobra.

3.3.3 Espírito Santo – Bahia

A vegetação moderna é composta principalmente de floresta tropical. As famílias representativas são: *Fabaceae*, *Myrtaceae*, *Sapotaceae*, *Bignoniaceae*, *Lauraceae*, *Hippocrateaceae*, *Euphorbiaceae*, *Annonaceae* e *Apocynaceae* (Peixoto & Gentry, 1990). Consiste em uma planície herbácea, representada, principalmente, por *Cyperaceae* e *Poaceae*, com algumas árvores e arbustos que ocorrem nas margens da porção proximal da planície do delta.

Uma transição gradual ocorre em direção à porção distal da planície do delta perto da linha de costa, dominada por vegetação de restinga sobre as planícies de areia e dunas. Essa vegetação consiste de arbustos e ervas. Palmeiras, assim como orquídeas e bromélias, que crescem em troncos e galhos de árvores maiores, também estão presentes ao longo da costa e

são representadas pelas famílias: *Convolvulaceae*, *Hancornia speciosa* (*Apocynaceae*), *Chrysobalanus icaco* (*Chrysobalanaceae*), *Hirtella Americana* (*Chrysobalanaceae*), *Cereus fernambucensis* (*Cactaceae*), *Anacardium occidentale* (*Anacardiaceae*) e *Byrsonima crassifolia* (*Malpighiaceae*). O Manguezal é representado por *Rhizophora* e *Avicennia* e é restrito à margem das lagoas.

A vegetação dentro da lagoa Bonita e em suas margens compreende: *Tabebuia cassinoides*, *Alchornea triplinervia* e *Cecropia* sp.; e plantas emersas, submersas e flutuantes, como: *Typha* sp., *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Salvinia* sp., *Cabomba* sp., *Utricularia* sp. e *Tonina* sp. Um pântano de água doce, composto por vegetação herbácea, coloniza o vale do rio Barra Seca.

Figura 1- Área de localização para desenvolvimento do estudo.
Fonte: Do autor

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 SENSORIAMENTO REMOTO

Os aspectos morfológicos da área de estudo foram caracterizados com base na análise de imagens Landsat 5-TM, obtidas em setembro de 1997 e agosto de 2001 pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O perfil topográfico é baseado em um modelo de elevação digital adquirido durante a missão, intitulada “Shuttle Radar Topography Mission-SRTM”, desenvolvida pela Agência Espacial Americana (National Aeronautics and Space Administration – NASA). O programa Global Mapper 9 (Global Mapper LLC, 2009) foi usado para processar os dados topográficos.

4.2 ATIVIDADES DE CAMPO

Quatro trabalhos de campo foram realizados, o primeiro, em julho de 2011, no Amapá; em setembro de 2012, com coletas no litoral norte do Espírito Santo; uma terceira campanha foi realizada em setembro de 2013 com amostragem no litoral sul da Bahia e, por fim, os trabalhos de campo, no litoral do Rio Grande do Norte, em setembro de 2015. No litoral do Amapá e Rio Grande do Norte foram amostrados nove testemunhos, por intermédio do amostrador Russo, assim, denominados: AP01, NAT01-NAT-08. Outros quatro testemunhos, no norte do Espírito Santo, foram extraídos com o auxílio de uma sonda de perfuração por percussão (Hammer Cobra TT), denominados I-01, I-02, I-03 e I-04.

Os trabalhos de campo, desenvolvidos no Parque Nacional do Descobrimento-litoral, sul da Bahia, permitiu a coleta de mais três testemunhos de sedimentos extraídos com o auxílio de um Trado Russo da planície de inundação fluvial, atualmente sem influência marinha. Tais testemunhos foram denominados de PR-04, PR-05 e PR-07 (Tabela 1). O PR-04 e PR-05 foram amostrados no interior da Mata Atlântica, enquanto o PR-07 foi extraído de um dos terraços de um vale fluvial.

Os testemunhos foram coletados em profundidades que variam entre 1 e 9 m. Ao seguir a proposta de Walker (1992), a análise de fácies incluiu descrições da litologia, textura e estruturas. A descrição foi realizada em campo, com coleta de amostras a cada 10 cm de profundidade e separação de amostras para análise palinológica, isotópica e datação.

Os testemunhos I-01, I-02 e I-03 foram extraídos de planícies herbáceas, localizadas sobre os cordões litorâneos, com presença de famílias, como: *Arecaceae*, *Cyperaceae* e

Poaceae. O I-04 está posicionado na zona de supra-maré com domínio de vegetação de restinga (Tabela 1).

Tabela 1 – Localização dos testemunhos de sedimento processados e analisados, profundidade e composição da vegetação nos pontos de coleta no litoral do Amapá, Rio Grande do Norte, Espírito Santo e Bahia.

Local	Localização	Profundidade	Vegetação atual principal
AP-01	02°36'52"N, 50°50'41"W	100 cm	Planície herbácea formada por <i>Poaceae</i> , <i>Cyperaceae</i> .
NAT-01	5° 36' 29"S 35° 13' 37"W	330 cm	Manguezal formada por <i>Rhizophora</i> e <i>Avicennia</i> .
NAT-04	5° 40' 16"S 35° 14' 16"W	350 cm	Manguezal formada por <i>Rhizophora</i> e <i>Avicennia</i> .
NAT-06	05° 40' 86"S 35° 14' 30"W	200 cm	Manguezal formada por <i>Rhizophora</i> e <i>Avicennia</i> .
NAT-08	05° 40' 15"S 35° 13' 37"W	350 cm	Manguezal formada por <i>Rhizophora</i> e <i>Avicennia</i> .
PR-04	17° 05'31,5" S 39° 19'24,5" W	170 cm	Espécies da Mata Atlântica, com árvores de grande porte 10-20 m de altura.
PR-05	17° 03'21,4" S 39° 20'19,9" W	120 cm	Planície de inundação, com presença de <i>Poaceae</i> , <i>Cyperaceae</i> , <i>Arecaceae</i> , <i>Melastomaceae</i> .
PR-07	17° 04'55" S 39° 19'11" W	450 cm	Vale fluvial colmatado com amplo desenvolvimento de ervas, representada, principalmente, por <i>Cyperaceae</i> e <i>Poaceae</i> .
LI-34	18° 36' 27.4" S/ 39° 44' 40.4"W	200 cm	Planície de maré com lama ocupada por manguezal.
LI-24	S 19° 9' 8.5" / W 39° 55' 47.5"	1100 cm	Planície deltaica do Rio Doce ocupada por Mata Atlântica.
I-01	18° 26,29' S 39° 45,258' W	380 cm	Planície herbácea formada por <i>Poaceae</i> , <i>Arecaceae</i> , <i>Cyperaceae</i> , <i>Myrtaceae</i> .
I-02	18° 51,111 S 39° 48,663' W	760 cm	Vegetação herbácea formada por <i>Poaceae</i> , <i>Arecaceae</i> , <i>Cyperaceae</i> , <i>Myrtaceae</i> . Localizado sobre os cordões litorâneos.
I-03	19° 03'13,6 S 39° 46' 55" W	900 cm	Planície herbácea, vegetação herbácea formada por <i>Poaceae</i> , <i>Arecaceae</i> , <i>Cyperaceae</i> , <i>Myrtaceae</i> .
I-04	19° 04'28,0 S 39° 43' 21" W	440 cm	Praia, afloramento de Beach Rock. Vegetação de restinga.

Fonte: Do autor

4.3 LABORATÓRIO

Todos os testemunhos de sedimentos foram acondicionados em tubos e filme de PVC (50 cm) e, em seguida, conduzidos a um freezer com temperatura em torno de 4°C, com o objetivo de evitar o crescimento de fungos e bactérias no material, visto que esses organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO₂ com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux et al., 1999) e comprometendo futuras datações de ¹⁴C.

Antes da abertura, todos os testemunhos, amostrados por meio do Trado Russo, foram radiografados em um laboratório especializado nessa operação para melhor identificar estruturas sedimentares internas (Reineck & Singh, 1980).

Após a coleta dos testemunhos, o material foi encaminhado ao Laboratório de Dinâmica Costeira-LADIC-UFPA e Laboratório de C-14-USP, onde foram realizadas as preparações das amostras para em seguida serem submetidos às análises granulométricas, palinológicas, isotópicas e geoquímicas (Tabela 2).

Os testemunhos AP-01, NAT-01, NAT-04, NAT-06, NAT-08, LI-34, LI-24, I-01, I-02, I-03 I-04 e PR-07 foram subamostrados em intervalos de 10 cm, enquanto os testemunhos PR-04 e PR-05 foram subamostrados em intervalos de 2cm (triplicata).

4.4 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

As subamostras dos testemunhos foram lavadas com H₂O₂ e água deionizada para remoção da matéria orgânica. Em seguida, o material foi desagregado por meio de ultrassom e agitador mecânico. Posteriormente, o tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas a Laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu).

As classificações seguiram o diagrama triangular de Sheppard, baseado nos percentuais de areia, silte e argila, seguindo a classificação de Wentworth (Wentworth, 1922), com a utilização do *software* SYSGRAN 3.0 (Camargo, 1999).

4.5 TRATAMENTO QUÍMICO PARA EXTRAÇÃO DE PÓLEN E ESPOROS

O tratamento das amostras para análise palinológica foi realizado no Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará, seguindo o protocolo descrito por Colinvaux et al. (1999). A amostragem para esse procedimento ocorreu em um intervalo de

10 cm ao longo dos testemunhos de sedimento (I-01, I-02, I-03 e I-04), e a cada 2 cm para os testemunhos coletados no sul da Bahia (PR-04 e PR-05).

O testemunho PR-07 foi amostrado em intervalos de 10 cm, onde 0,5 cm³ de sedimento foram amostrados por meio de um medidor de volume feito de aço inoxidável, onde o sedimento é colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por embolo, produzindo, assim, uma pastilha de sedimento.

Tabela 2- Métodos e locais para realização das análises.

Métodos	Procedimento e comentários	Laboratório
Análise elementar e isotópica	Após a retirada de contaminantes do sedimento, foi realizada a pesagem de, aproximadamente, 10 mg de cada amostra, para a determinação elementar e isotópica de C e N ($\delta^{14}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) (Pessenda et al., 1996).	Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA – USP
Extração polínica	Consistiu na preparação das amostras e ataque ácido, utilizando 1,0 cm ³ de sedimento, para contagem de grãos de pólen (Cohen et al 2005; Behling et al., 2001), em uma resolução entre 2 e 10 cm de profundidade.	LADIC – UFPA
Análise granulométrica	Para a execução desse método foi utilizado um Analisador de Partículas a Laser – SALD 2101 (França, 2010) e SALD 2201. Foram coletadas amostras de sedimento, em cada um dos testemunhos, ao longo de diferentes profundidades a cada 5 cm.	LADIC – UFPA C-14 – USP
Datação ¹⁴ C	As datações ¹⁴ C têm sido obtidas por meio da síntese de benzeno/ espectrometria de cintilação líquida (Pessenda & Camargo, 1991). No caso do conteúdo de carbono das amostras ser inferior a 1g, estas são enviadas para análise por AMS (espectrômetro de massa acoplado a acelerador de partículas).	CENA-USP

Fonte: Do autor

Posteriormente, as pastilhas foram postas em tubos de polipropileno de 12 ml que foram devidamente marcados com a estação e a profundidade, onde 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 da concentração polínica original, visto que cada tablete é constituído por 10.637 esporos de *Lycopodium*. O tratamento envolveu as seguintes etapas:

a) *Tratamento com ácido Clorídrico (HCl)*. Essa etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO_3), presente no material sedimentar e a dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, mediante a adição de HCl a 10%, ocorrendo a seguinte reação:



Esse procedimento é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão feito de teflon para cada tudo de ensaio, evitando, assim, a contaminação da amostra e, em seguida, o material foi conduzido a uma centrífuga, onde permaneceu por 5 minutos a uma rotação de 3500 rotações por minuto (rpm). O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o sobrenadante se tornou incolor. Em seguida, o material foi encaminhado para a segunda etapa do tratamento.

b) *Tratamento com ácido fluorídrico (HF)*. Às amostras foram adicionados HF em quantidade suficiente para reagir com o sedimento, permanecendo em repouso por 24 horas, com a capela de exaustão de gases ligada, devido a alta toxicidade dos gases liberados por esse ácido. Esse procedimento é adotado, devido às concentrações de sílica que são encontradas no sedimento, ocorrendo a seguinte reação:



Após o primeiro período de adição do HF, o material foi lavado novamente com água destilada e levado para centrífuga, para que posteriormente fosse adicionado HF e deixado em repouso por mais 24 horas, em seguida lavado com água destilada para preparação da terceira etapa do tratamento.

c) *Tratamento com ácido acético glacial ($\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$)*. Essa etapa possui grande importância, pois na próxima etapa será adicionado o ácido sulfúrico (H_2SO_4). O $\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$ reage com a amostra retirando a água presente. Essa reação é importante para que não ocorra desperdício de H_2SO_4 , por intermédio da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido.

Por isso, foi adicionado $C_2H_4O_2$ às amostras, seguindo de mistura, centrifugação e retirada do líquido residual, não sendo necessária a permanência do ácido por um período de tempo maior que 15 minutos nos tubos de ensaio.

d) Tratamento com acetólise (H_2SO_4 e $C_4H_6O_3$). Essa etapa do procedimento químico tem por objetivo remover a celulose e polissacarídeos, presentes nas amostras, mediante a oxidação.

Segundo Erdtman (1960), a acetólise é obtida por meio da mistura de nove partes de $C_4H_6O_3$, primeiramente, por volume para uma parte de H_2SO_4 concentrado. Em seguida, foi adicionado cerca de 10 ml da solução às amostras. Os tubos de ensaio foram submetidos ao aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 minutos até que o completo escurecimento do líquido contido nos tubos.

Após esse procedimento foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e lavagem, durante duas vezes, em seguida, o material foi lavado com álcool absoluto (C_2H_5OH), sendo deixado nos tubos cerca de 5 ml de para facilitar a transferência da amostra dos tubos de ensaio para os frascos plásticos.

4.6 MONTAGEM DAS LÂMINAS E ANÁLISE MICROSCÓPICA

Para análise microscópica foram utilizadas lâminas Bioslide 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon e esmalte base de unha. Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material coletado foram retiradas e colocadas nas lâminas, devidamente marcadas de acordo com a profundidade e o testemunho de onde foi feita a retirada das pastilhas de sedimento. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada à lâmina.

Os bastões de teflon serviram para misturar o material coletado, com a glicerina, colocando, em seguida, uma lamínula sobre a lâmina e selando as margens com esmalte base de unha, para preservar o material da umidade do ar e das concentrações de oxigênio, o que provocaria o ressecamento e oxidação da amostra.

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

Além disso, foram utilizados manuais para descrição morfológica e identificação do material polínico, além dos esporos, de acordo com Roubik & Moreno (1991); Behling

(1993); Colinvaux et al. (1999). Foi realizada contagem de no mínimo 300 grãos de pólen em cada amostra. A soma total exclui esporos marcadores, esporos de fungos, algas e micro foraminíferos. Os dados da contagem polínica foram introduzidos no programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm, 1987).

4.7 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS PARA DATAÇÃO ^{14}C

Baseado em descontinuidades estratigráficas que sugerem mudanças ambientais, onze amostras de sedimentos com 10g cada foram separadas para datação por carbono 14. Tais amostras foram fisicamente verificadas para eliminar fragmentos de raízes e outros eventuais resíduos orgânicos macroscópicos por intermédio de um estéreo microscópio. O material residual de cada amostra foi extraído com 2% HCl a 60°C por 4 horas, lavado com água destilada até o pH neutro ser atingido e, posteriormente, seco em temperatura de 50°C (Pessenda et al., 2010).

A matéria orgânica do sedimento foi analisada por Espectrometria de Aceleração de Massa (AMS, em inglês) no Centro de Estudos Isotópicos Aplicados (Georgia, EUA) e no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) (Rio de Janeiro, Brasil). As idades foram reportadas em anos antes de AD 1950 (anos AP) e normalizadas para $\delta^{13}\text{C}$ do -25‰VPDB e em cal anos AP, 2σ (Reimer et al., 2009).

5 RESULTADOS

5.1 GEOMORFOLOGIA E VEGETAÇÃO

Neste capítulo, apresentamos uma síntese da evolução geomorfológica e vegetação das áreas de estudo, tendo por base dados originais que complementam os resultados previamente publicados para áreas próximas aos locais de investigação deste trabalho. Os dados já publicados e os novos foram integrados neste capítulo de tal forma que se possa compreender os efeitos das mudanças climáticas, mediante descarga fluvial e do nível do mar na costa norte, nordeste e sudeste do Brasil, onde tais forçantes atuaram com intensidades diferenciadas (Figura 2).

Ressaltamos que não se trata de uma abordagem meramente descritiva, e sim de uma avaliação crítica sobre a dinâmica dos manguezais ao longo dos setores de estudo, considerando a compartimentação do litoral norte, nordeste e sudeste Brasileiro em:

- 1) Litoral com forte influência fluvial;
- 2) Litoral com fraca influência fluvial; e
- 3) Litoral com moderada influência fluvial, é apresentada como um produto deste trabalho.

5.1.1 Litoral com forte influência fluvial

5.1.1.1 Amapá, Pará

Como descrito nos trabalhos de Cohen et al. (2012); França et al. (2013) e Guimarães et al. (2013), o litoral da Ilha de Marajó e de Macapá apresentam uma baixa salinidade regional, produzida pela descarga do Amazonas ($6300 \text{ km}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$), quando comparada com a dos rios do litoral sudeste da costa do Pará-Maranhão ($280 \text{ km}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$) e noroeste da costa do Amapá (Kjerfve et al., 2002). Isso produziu um litoral controlado pela descarga fluvial e outro de menor influência das descargas fluviais, aqui denominado marinho (Figura 3).

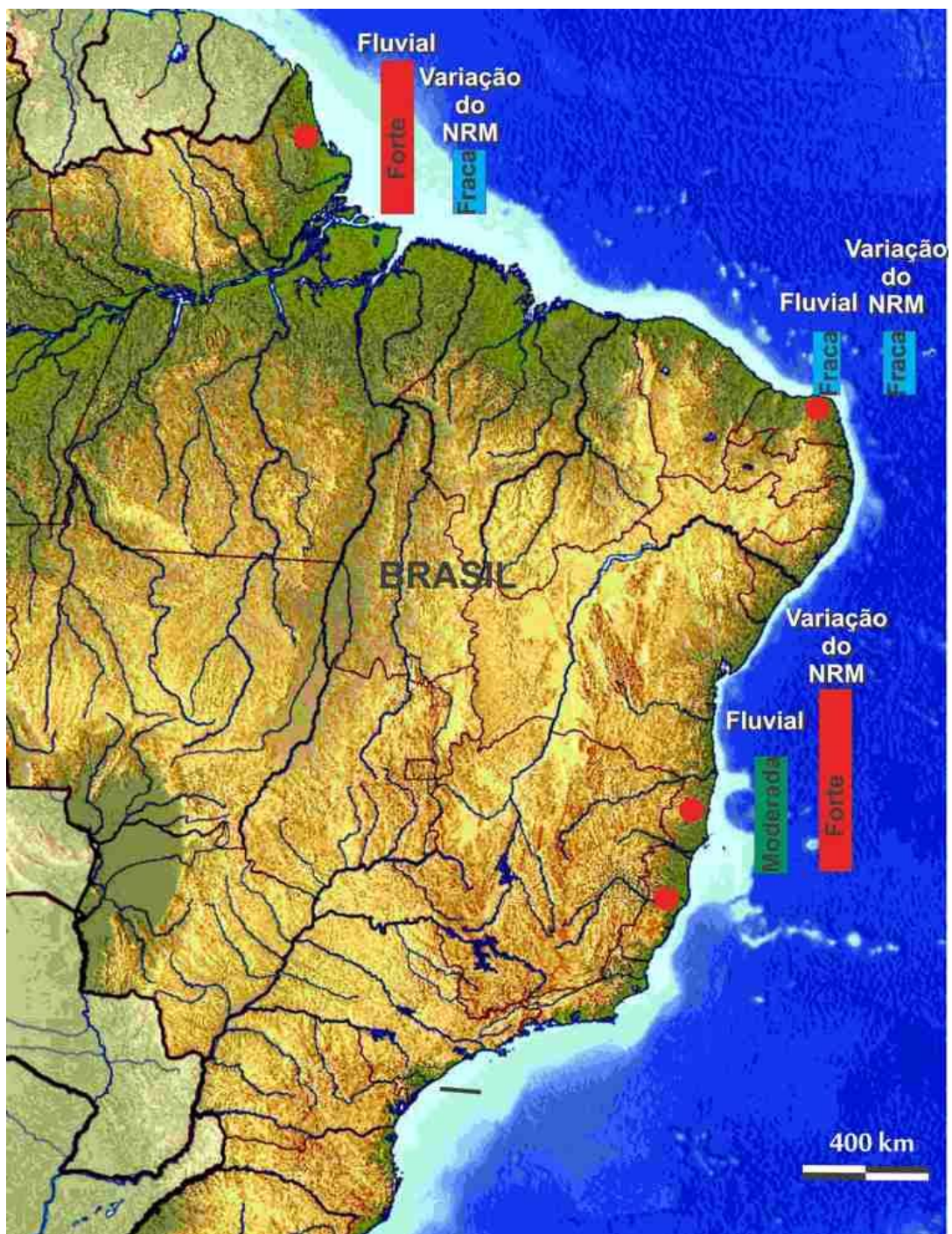


Figura 2– Intensidade relativa da descarga fluvial e flutuações do nível relativo do mar influenciando o desenvolvimento dos manguezais nos locais de estudo durante o Holoceno.

● Locais de estudo.

Fonte: O autor

A costa marinha, no âmbito do litoral com forte influência fluvial, é dominada principalmente por manguezal (3090 km²) e planície herbácea (90 km²), típicas de águas salobras, enquanto que o litoral, intensamente, influenciado pelas descargas fluviais, é caracterizado principalmente pela várzea e vegetação herbácea, típica de águas doces.

Os pântanos do norte do Brasil seguem padrões bem conhecidos em que a salinidade exclui determinadas espécies (Snedaker, 1978), levando a padrões característicos de zoneamento de espécies (Cohen & Lara, 2003), onde os manguezais são mais tolerantes à salinidade do solo do que a floresta de várzea (Cohen et al., 2008) e, considerando o rio Amazonas, a salinidade é controlada basicamente pela posição, ao longo do gradiente estuarino (Lara & Cohen, 2006).

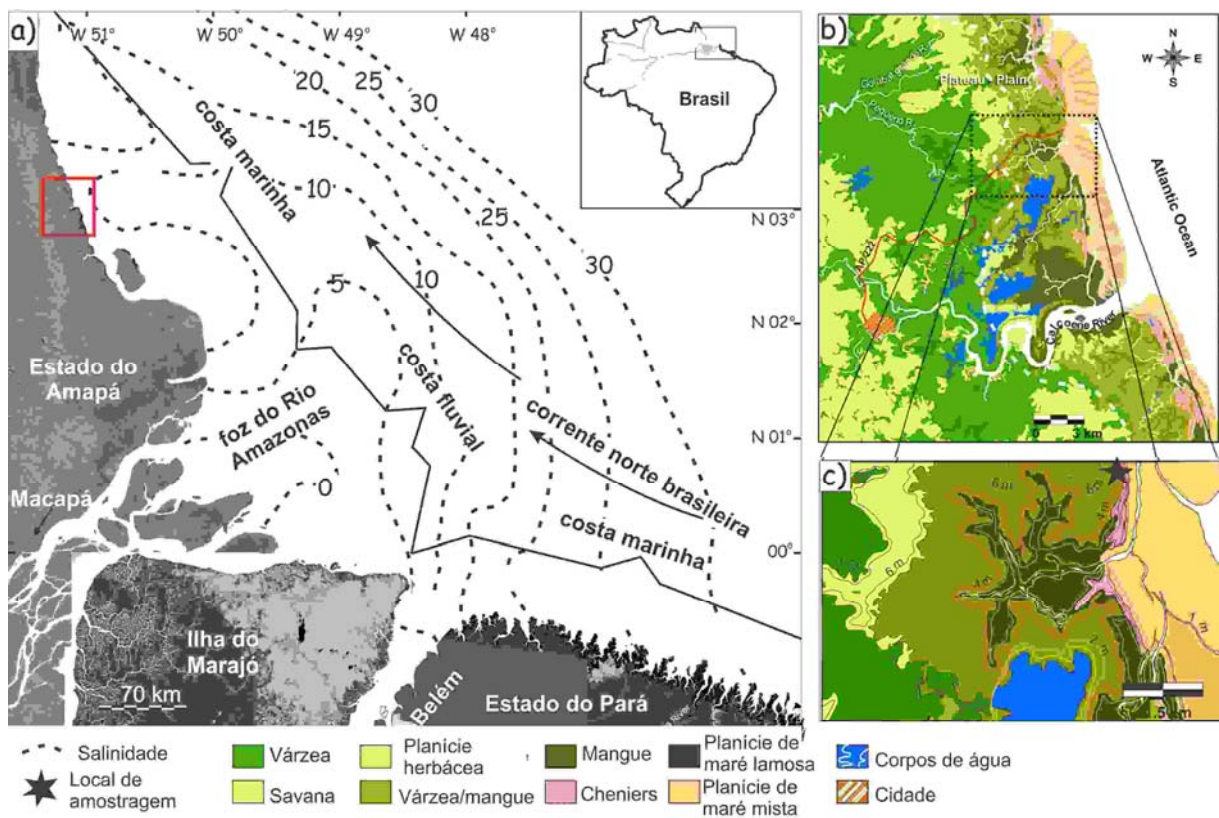


Figura 3- Local de estudo no litoral do Amapá: a) costa sob influência fluvial e marinha (modificado de Cohen et al., 2012); b) mapa da geomorfologia e vegetação do litoral norte do Amapá (modificado de Guimarães et al., 2013); c) topografia e unidades de vegetação do local de amostragem.

5.1.2 Litoral com fraca influência fluvial

5.1.2.1 Rio Grande do Norte

A principal zona estuarina, nessa região, atinge 900 m de largura e 8,5 km de canal depois da confluência do Rio Potengi e Jundiá que juntos possuem uma bacia de drenagem em torno de 5000 km². Esses rios despejam 0,3 km³.ano⁻¹ durante a estação chuvosa de fevereiro a agosto (Silva et al., 2001). O Rio Ceará-Mirim, local de amostragem dos testemunhos estudados, apresenta na sua foz apenas 200 m de largura.

Devido à pequena descarga de água doce dos rios da costa do Rio Grande do Norte, a máxima influência da maré atinge 30 km rio acima do Jundiá (Barbosa, 1983) e cria condições de salinidades que variam entre 29.5 a 34.5 na estação chuvosa e seca, respectivamente (de Miranda et al., 2005). A máxima amplitude da maré 2.8 m (regime de meso-maré) cria correntes com velocidades que se aproximam de 1.0 m.s^{-1} . A principal área estuarina desse litoral se estende por cerca de 10 km continente adentro da confluência do Rio Potengi e Jundiá e consiste de 25 km^2 de manguezais sobre planícies de lama (Souza & Silva, 2011).

Os rios dessa natureza, provavelmente, têm uma descarga fluvial com potencial de impacto sobre a dinâmica dos manguezais significativamente menor do que os rios que compõem a costa marinha do litoral, com forte influência fluvial do litoral norte que apresenta uma descarga fluvial em torno de $280 \text{ km}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, ao longo da costa Pará-Maranhão (Kjerfve et al., 2002). Como exemplo, o estuário do Rio Caeté, Península de Bragança, litoral paraense, possui uma largura de aproximadamente 20 km e velocidades de correntes que atingem $\sim 1.5 \text{ m.s}^{-1}$, durante as maré de sizígia e amplitude de maré em torno de 4 m (Cohen et al., 1999).

Os manguezais do litoral do Rio Grande do Norte ocorrem no interior de estuários protegidos da ação das ondas e correntes e são representados principalmente por *Rhizophora* e *Avicennia*. Eles ocupam extensas áreas da planície de maré lamosa com um gradiente topográfico, influenciando nas suas densidades e relação *Rhizophora/ Avicennia*. Nas margens dos canais existe uma elevada densidade de árvores de *Rhizophora* e poucas de *Avicennia*, sendo que tal relação se inverte nos setores topograficamente elevados da planície de maré. Nas porções elevadas da planície de maré, pouco inundada pelas águas da maré, ocorrem sedimentos arenosos com vegetação herbácea e eventualmente algumas palmeiras.

Merece destaque o fato de que os canais de maré da área de estudo foram fortemente impactados pela intensa aquicultura de camarões que se expandiu nas últimas três décadas, tais práticas levaram a perda de 436.60 ha de manguezais, i.e. 30% de um total de 1488 ha ao longo do estuário do rio Potengi. Ao considerar o rio Ceará-Mirim, constatamos que a aquicultura também exerceu um forte impacto sobre as florestas de manguezais, causando uma perda em torno de 15 km^2 de manguezais. Hoje, a cobertura dessa floresta, na planície de maré desse rio, totaliza algo em torno de 21 km^2 .

5.1.3 Litoral com moderada influência fluvial

Nesse setor de estudo, o delta do rio Doce (Bacocoli, 1971; Suguio et al., 1982) é a morfologia expressiva, pois excede 2500 km² de área em sua parte subaérea. O delta do rio Doce tem largura máxima de 40 km na direção E-W e comprimento máximo de 150 km na direção N-S, sendo que o rio Doce tem comprimento de 850 km e uma descarga de 20 km³.ano⁻¹ (Summerhayes & Barreto, 1976). No setor de Prado-Ba, foram estudados os manguezais do Rio Jucuruçu, que possui apenas 200 m de largura em sua foz.

5.1.3.1 Prado-Bahia

A área de estudo situa-se ao longo do vale do rio Jucuruçu (Figura 4), o local do testemunho está ~ 23 km da costa atual. A diferença topográfica entre a área de várzea do rio e o planalto adjacente é ~ 70 m (Figura 4d). Uma característica marcante do rio Jucuruçu é o seu atual padrão de canal, que é predominantemente reto e alterna para levemente sinuoso ao longo de seu trecho sudeste, em contraste com o padrão meandrante ao longo de seu trecho noroeste e na foz (Figura 4b). Seu fluxo ocorre sobre rochas cristalinas da Formação Barreiras dentro da planície costeira por intermédio de uma planície de inundação do vale com uma altitude perto do local de estudo entre 3, 5 e 7 m, acima do nível do mar (figuras 4b, 4c e 4d).

Os depósitos fluviais são predominantemente compostos por grãos de areia, classificados como de médios a muito grossos, principalmente de origem fluvial de áreas montanhosas do planalto Neogênico. As várzeas são caracterizadas por turfa e lama. Meandros abandonados ocorrem ao longo da planície de inundação (Figura 4c). A avulsão pode ter sido o processo responsável pelo abandono parcial ou completo de vários canais devido ao rápido acúmulo de areia (Figura 4b).

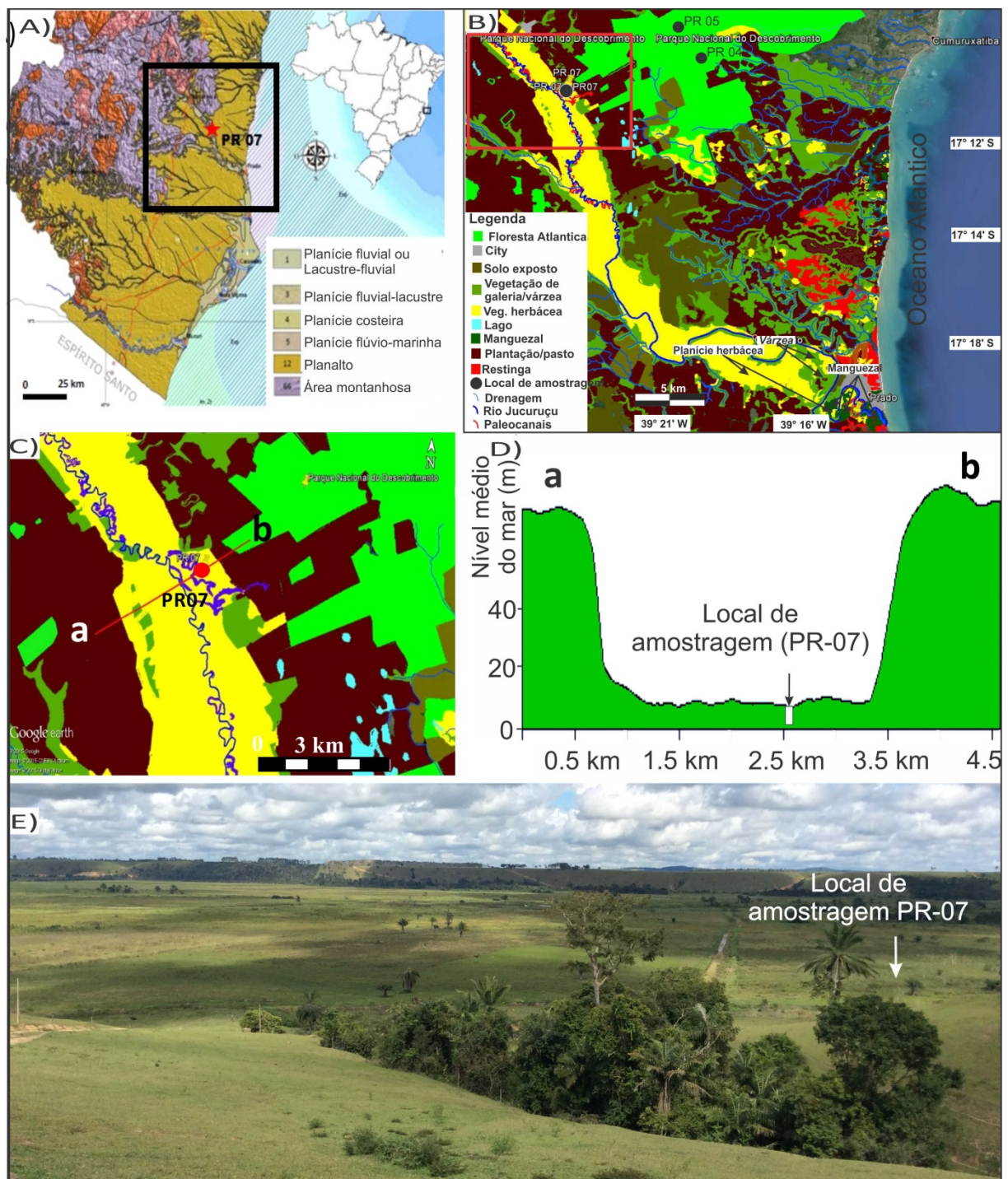


Figura 4- A) Localização da área de estudo; B) Mapa de vegetação e feições sedimentares da área de estudo; C) Local de amostragem do testemunho PR-07; D) Perfil topográfico; e E) Fotografia do vale fluvial com indicação da posição de amostragem do PR-07.

Fonte: (modificado de Mapa Geológico do Estado da Bahia, CPRM, 2006)

Os planaltos (1000 km², fig. 4b e tabela 3) são cobertos por uma mistura de Mata Atlântica (~ 100 km²), plantação/ pastagem (~ 420 km²) e solo exposto (~ 116 km²) (Figura 4b), enquanto às várzeas são dominadas por vegetação herbácea (~ 130 km²) (Cyperaceae e Poaceae) (Figura 4b). A mata de galeria cresce ao longo das escarpas, compreendendo

principalmente *Arecaceae*, cobrindo $\sim 170 \text{ km}^2$. A Jusante, silte areia e sedimentos lodosos são distribuídos pela planície de inundação, parcialmente coberta por "várzea" (terras pantanosas sazonais), enquanto que a planície de maré é geralmente colonizada por manguezais (Figura 4b).

O limite entre a vegetação de água doce e a de mangue nem sempre é fixo porque a transição entre essas unidades de vegetação reflete um gradiente de salinidade, onde na vegetação, caracterizada, principalmente, por *Arecaceae* (água doce), ocorre a montante, enquanto que os manguezais ocupam zonas sob influência marinha (Fig. 4b).

Os manguezais, que cobrem $\sim 8 \text{ km}^2$ perto da influência marinha, ocorrem como uma franja ao longo dos canais de maré na área de estudo, mas entre a área de estudo e a zona do litoral do Espírito Santo, os manguezais desenvolvem-se ao longo das barras e da laguna costeira e são caracterizados por *Rhizophora*, *Laguncularia* e *Avicennia*, ocupando áreas entre 0,3 e 1,0m acima do nível do mar (Figura 5).

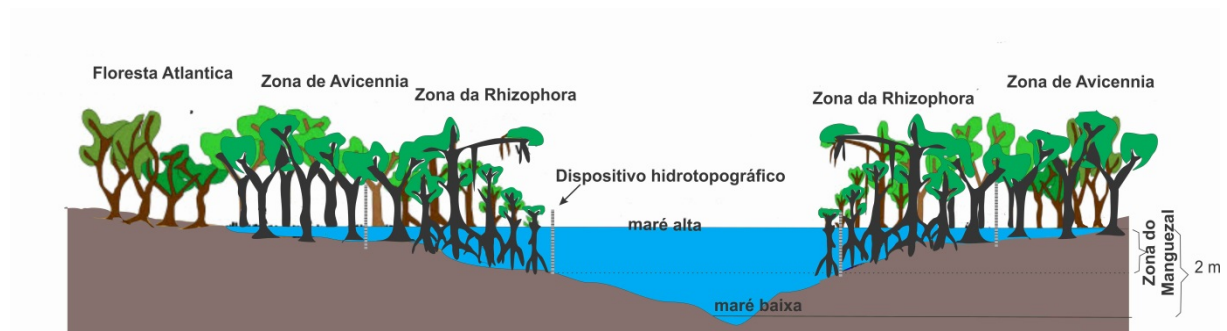


Figura 5- Dispositivos de medidas da topografia do manguezal de acordo com a maré alta e baixa.
Fonte: O autor

Tabela 3-Ocupação das unidades de vegetação na área de estudo.

Unidades de vegetação	Área (km ²)
Floresta Atlântica	100
Plantação/pasto	420
Solo exposto	116
Veg. Herbácea	130
Veg. Herbácea/várzea	170
Manguezal	8
Restinga	55

Fonte: O autor

Barras arenosas ocorrem paralelamente à costa e, às vezes, são separadas do continente por lagoas. Essa unidade geomorfológica é colonizada por vegetação de "restinga", caracterizada principalmente por palmeiras, bem como *Ipomoea pes-caprae*, *Hancornia speciosa*, *guajuru*, *Hirtella americana*, *Cereus fernambucensis* e *Anacardium occidentale*.

Nessa área de estudo, a restinga abrange cerca de 16 km². Além disso, a planície costeira é caracterizada por espécies de água doce de florestas pioneiras, tais como: *Hypolytrum sp.*, *Panicum sp.* e também espécies de águas salobras/marinhas, como: *Cyparissias polygala*, *Remiria maritima*, *Typha sp.*, *Cyperus sp.*, *Montrichardia sp.*, *Tapirira guianensis* e *Symphonia globulifera*.

5.1.3.2 Linhares - Espírito Santo

Cinco unidades geomorfológicas caracterizam a planície deltaica do Rio Doce:

- 1) cordões litorâneos;
- 2) canais fluviais e distributários;
- 3) baías interdistributárias;
- 4) ambientes transgressivos (estuário, laguna e baías); e
- 5) terraços fluviais (Rossetti et al., 2015).

No que diz respeito aos pontos de amostragem e o objetivo deste trabalho, são descritos apenas os cordões arenosos. Na área de estudo, os cordões possuem formas morfológicas alongadas, estreitas e convexas para cima, posicionadas quase paralelas a costa. No campo, os cordões arenosos apresentam relevos ondulados, e nas depressões, na porção proximal da planície deltaica, ocorrem os pântanos de água doce, representados principalmente por ervas, algumas palmeiras e arbustos.

Uma transição gradual ocorre em direção à porção distal da planície deltaica perto da linha de costa, que apresenta muitas barras arenosas paralelas a costa e que, às vezes, são separadas do continente por lagunas. Essa unidade geomorfológica é colonizada por vegetação de "restinga", cujos cordões são dominados principalmente por palmeiras, bem como: *Ipomoea pes-caprae*, *Hancornia speciosa*, Guajuru, *Hirtella americana*, *Cereus fernambucensis* e *Anacardium occidentale*.

A lagoa estudada apresenta planícies de maré lamosas com gradientes suaves cortados por riachos que permitem a influência das marés nas áreas topograficamente elevadas. As planícies de maré exibem gradientes de salinidade na água intersticial (30 - 80 ‰) que refletem nas zonas de vegetação.

A vegetação herbácea, dominada por *Cyperaceae* e *Poaceae* (apenas espécies que toleram salinidade), ocorre geralmente na parte interna da planície de maré lamosa que é inundada apenas pelas marés de sizígia, porque ocupa superfícies topograficamente mais

elevadas do que a dos mangues, representados principalmente por *Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia* na linha de maré média.

Os limites entre manguezais, restinga e vegetação herbácea sempre são claramente fixos, porque a transição, entre essas unidades de vegetação, provoca uma resposta espectral facilmente distinguível na faixa de cor da composição das imagens de satélite. Durante o trabalho de campo foi possível confirmar essas unidades de vegetação (Figura 6).

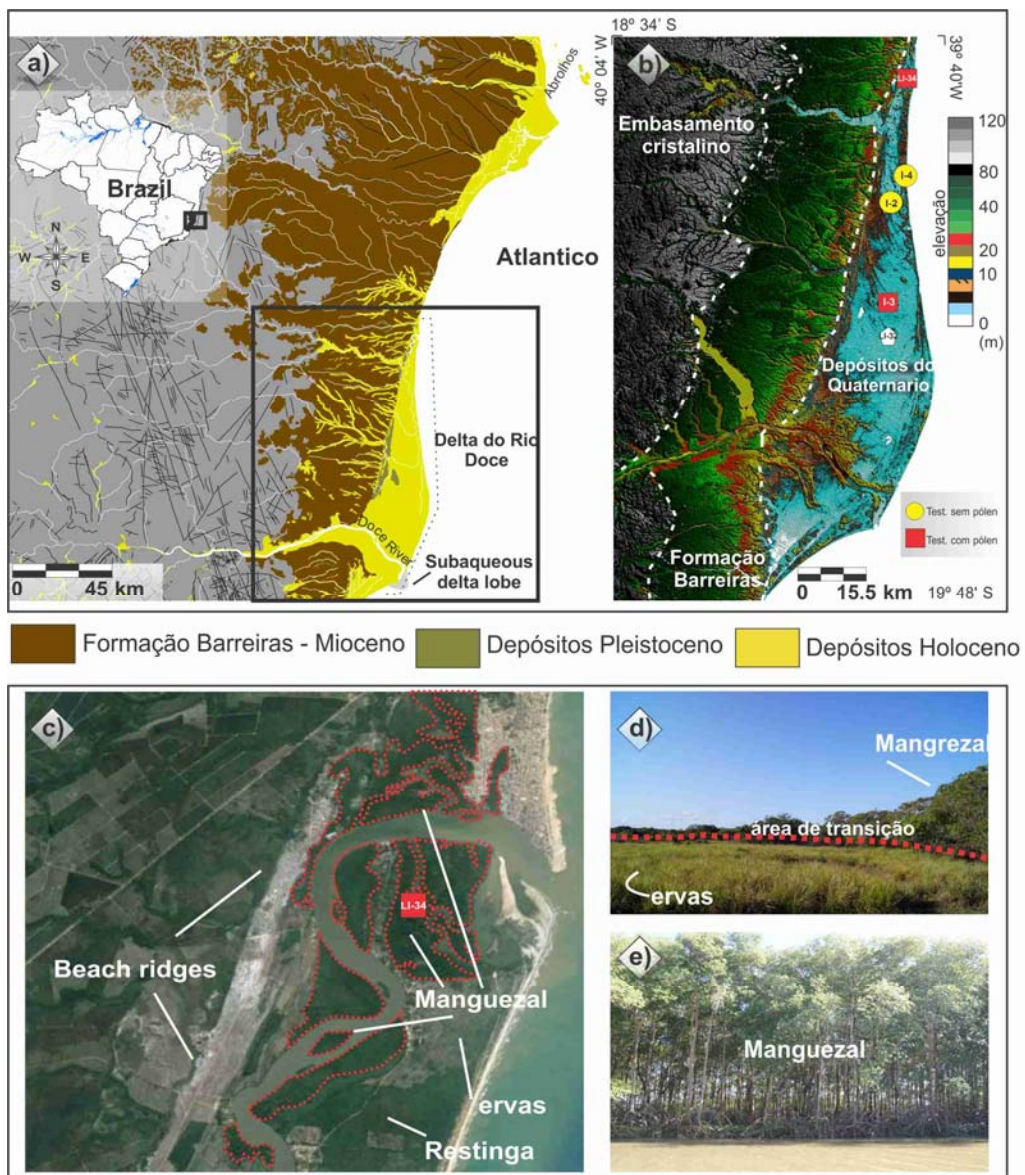


Figura 6– Localização da área de estudo no litoral de Linhares-ES: a) Mapa geológico; b) perfil topográfico obtido a partir de um modelo de elevação digital-SRTM; c) imagem de satélite exibindo *beach ridges*, planície herbácea e manguezais; d) contato entre as vegetações de manguê e ervas; e) floresta de manguê.

Fonte: O autor

Na área de estudo, geralmente, a transição restinga/ mangue (Figura 7h) ocorre de forma abrupta por uma diferença topográfica. Esses locais apresentam erosão da superfície mais alta e posterior sedimentação em um nível mais baixo e apropriado à influência das marés e desenvolvimento do mangue.

Assim, nessa situação, a expansão de mangue ocorre pela erosão do substrato adjacente a planície de maré. Por outro lado, no local de amostragem do testemunho Li-34, a transição de vegetação mangue/ campos herbáceos é suave. Isto sugere que a migração de mangue para superfícies elevadas pode acontecer por um aumento vertical da influência das marés.

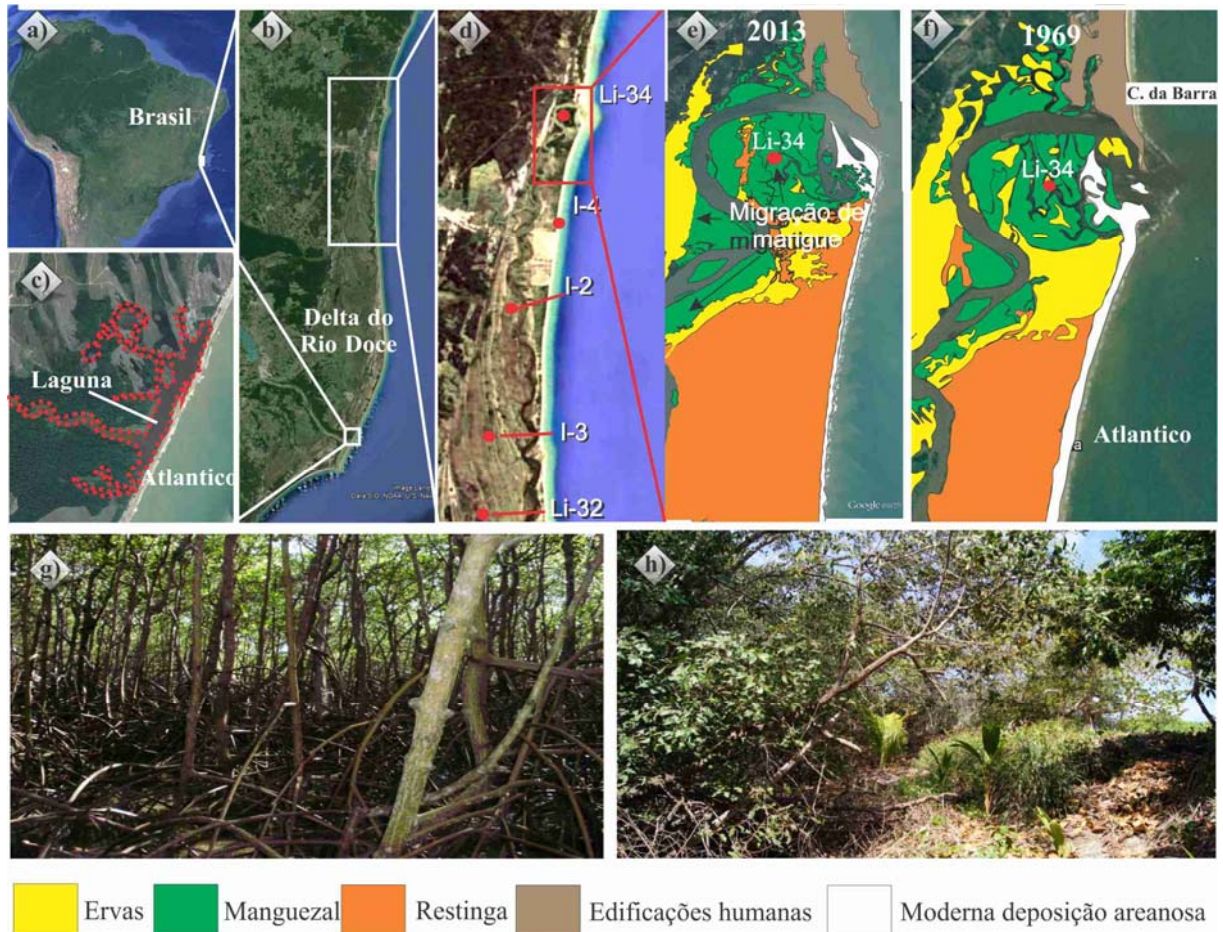


Figura 7- (a, b) Localização do delta do Rio Doce; (c) lago próximo a foz do Rio Doce; (d) localização do testemunho LI-34; (e, f) mudança decadal da área de manguezal; (g) vegetação de manguezal; e (h) contato entre manguezal e restinga/planície herbácea.

Fonte: O autor

5.2 DATAÇÕES POR C14 E TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO

As datações por C14 são mostradas na Tabela 4 e não foram observadas inversões de idades. As taxas de sedimentação foram baseadas na relação entre os intervalos de profundidade (mm) e o intervalo de tempo. As taxas de sedimentação calculadas ficaram entre 0,13 e 12 mm/ano com um intervalo na base do testemunho I-03 que apresentou a taxa de sedimentação de 109 mm/ano.

Embora as taxas não sejam lineares entre as camadas datadas, elas são da mesma ordem de magnitude com a margem de acreção vertical de 0,1 a 10 mm. ano⁻¹ em florestas de mangue (Spenceley, 1977; Bird, 1980; Cahoon & Lynch, 1997; Behling et al., 2004; Cohen et al., 2005a; Cohen et al., 2005b; Vedel et al., 2006; Cohen et al., 2008; Guimarães et al., 2010).

Tabela 4– Idades baseadas em datação C-14 dos testemunhos estudados neste trabalho.

Amostra	Código Lab.	Prof. (cm)	¹⁴ C yrs BP	¹⁴ C cal yr BP, 2σ	Mean	Sed. rates (mm/yr)
AP-01	UGAMS 8201	30	320 ± 30	310 - 470	390	0,67
AP-01	UGAMS 8196	100	4810 ± 40	5470 - 5610	5540	0,13
NAT1	UGAMS 21213	162-165	1820 ± 20	1709 - 1818	1760	0,91
NAT1	UGAMS 21214	323-326	2140 ± 20	2045 - 2157	2100	4,57
NAT4	UGAMS 21215	107-110	1200 ± 20	1064 - 1179	1120	0,93
NAT4	UGAMS 21216	197-200	4070 ± 25	4510 - 4628	4570	0,26
NAT4	UGAMS 21217	215-319	4130 ± 25	4567 - 4728	4650	12
NAT6	UGAMS 21218	171-175	6110 ± 25	6894 - 7029	6950	0,25
NAT8	UGAMS 21219	243-247	4520 ± 25	5053 - 5190	5120	0,48
PR05	LACUF 140005	50-55	4450 ± 81	4849 - 5148	5000	0,11
PR05	LACUF 160072	118 - 120	4987 ± 65	5585 - 5773	5680	0,24
PR04	LACUF 160068	125-130	101 ± 0.7	225 - 253	240	4,27
PR04	LACUF 140006	148-150	1546 ± 21	1320 - 1421	1370	1,1
PR 07	UGAMS#20331	52-54	2380 ± 20	2314 - 2436	2400	0,22
PR 07	UGAMS#20332	106-109	3550 ± 20	3822 - 3900	3861	0,38
PR 07	UGAMS#20333	170-172	4760 ± 20	5325 - 5411	5350	0,4
PR 07	UGAMS#20334	211-214	5550 ± 25	6274 - 6355	6300	0,5
PR07	LACUF 140149	392 - 394	6488 ± 100	7168 - 7517	7350	1,71

PR07	LACUF 140004	446 - 449	6536 ± 38	7311 - 7487	7400	11
I-2	LACUFF 140157	560	2092 ± 47	1933 - 2156	2040	2.6

Continuação...

Amostra	Código Lab.	Prof. (cm)	¹⁴ C yrs BP	¹⁴ C cal yr BP, 2σ	Mean	Sed. rates (mm/yr)
I-2	LACUFF 140156	780	4708 ± 63	5318 - 5492	5400	0.65
I-3	LACUFF140142	262-263	2754 ± 60	2753 - 2980	2860	0.90
I-3	LACUFF140143	585-588	5571 ± 30	6301 - 6405	6350	0.92
I-3	LACUFF140144	804-809	5604 ± 31	6309 - 6442	6370	109.5
LI-34	LACUFF13021	60-64	338 ± 43	307-409	358	1.5
LI-34	LACUFF13022	135-140	195 ± 37	105-114	110	-
LI-34	UGAMS15848	260-263	1200 ± 25	1210-1227	1219	2.3
LI-34	UGAMS15849	372-375	1440 ± 25	1299-1375	1337	9.5

Fonte: O autor

5.3 DESCRIÇÃO DE FÁCIES

A análise estrutural e de estruturas sedimentares, associadas com os registos de pólen, combinado com $\delta^{13}\text{C}$, valores $\delta^{15}\text{N}$, TOC, N e C/N, permitiu a identificação de sete associações de fácies, relacionadas aos sistemas deposicionais costeiros (Tabela 5). Estes incluem:

- (A) *Foreshore*;
- (B) Planície de maré herbácea;
- (C) Planície de maré com mangue e ervas;
- (D) Planície de maré com mangue;
- (E) Cordões arenosos – *Beach ridges*;
- (F) Canal/planície fluvial;
- (G) Canal estuarino/maré; e
- (H) Lago.

Tabela 5- Resumo da associação de fácies com características sedimentares, predominância de grupos de pólen e dados geoquímicos.

Associação de fácies	Descrição de fácies	Pólen predominante	Dados geoquímicos	Interpretação
A	Areia fina a média maciça e mal selecionada (fácies Sm) cinza esverdeada com conchas.	Ervas	$\delta^{13}\text{C} = -32$ a -28‰ $\delta^{15}\text{N} = 4.4$ a 5.7‰ TOC= 0.1 a 0.2% N= ~ 0.01% C/N= 12 a 15	<i>Foreshore</i>
B	Acamamento heterolítico laminar (Hl) cor cinza esverdeada, com tubos bentônicos e presença de raízes. Areia maciça (Sm) e acamamento heterolítico <i>flaser</i> (fácies Hf) caracterizado por areia com silte, silte argiloso e grãos de areia fina a média mal selecionada. Laminação cruzada (fácies Sc) com conchas.	Ervas, árvores e arbustos.	$\delta^{13}\text{C} = -32$ a -21‰ $\delta^{15}\text{N} = 3.9$ a 6.3‰ TOC= 1 a 4% N= 0 a 0.2% C/N= 14 a 26	Planície de maré herbácea
C	Acamamento heterolítico <i>flaser</i> (fácies Hf), laminar (fácies Hl) cinza esverdeado bioturbado, evidenciada devido a presença de tubos de bentônicos e raízes. Areia com laminação cruzada (Sc).	Manguezal, ervas, árvores, arbustos e palmeiras.	$\delta^{13}\text{C} = -31$ a -16‰ $\delta^{15}\text{N} = 2.3$ a 4.5‰ TOC= 0.3 a 6.5% N= 0 a 0.15% C/N= 7.3 a 67.5	Planície de maré com mangue e ervas
D	Acamamento heterolítico laminar (fácies Hl) e ondulado (Hw) cinza esverdeado, com tubos bentônicos, muitas raízes e marcas de raiz.	Manguezal, ervas, árvores e arbustos.	$\delta^{13}\text{C} = -27\text{‰}$ $\delta^{15}\text{N} = 2.5$ a 4‰ TOC= 1.4 a 4.5% N= 0 a 0.19% C/N= 16 a 27	Planície de maré com mangue
E	Dominando por areia fina (Sm) e lâminas de lama (Ml) com bioturbação na base das sequências, depósitos de areia de granulação grossa com estratificação cruzada (Scs) e granocrescência ascendente.	Baixa concentração de pólen	Sem dados	<i>Beach ridges</i>
F	Areia fina a média maciça (Sm), acamamento heterolítico laminar (Hl) e ondulado (Hw) e estratificação cruzada (Scs).	Baixa concentração de pólen.	Sem dados	Canal/planície fluvial
G	Areia fina a média maciça (fácies Sm) cinza claro.	Árvores e arbustos, ervas, palmeiras e samambaias.	$\delta^{13}\text{C} = -29$ a -26‰ TOC= 4,13 a 79% TON= 0,3 a 1,1% C/N= 22 a 159	Canal estuarino/maré
H	Lama orgânica Maciça (fácies Mom) cinza escuro com camadas centimétricas de areia maciça (Sm).	Árvores, arbustos, ervas, palmeiras e samambaias.	Sem dados	Lago

5.3.1 Associação de Fácies A (*foreshore*)

A associação de fácies A ocorre na base do testemunho LI-34 (~1337 cal anos AP) (Figura 8). Essa associação de fácies é composta por areia maciça com grãos fino a médio (fácies Sm) e fragmentos de conchas. Com base na análise de *Cluster* (Figura 9), seu registro polínico corresponde à zona A32 (testemunho LI-32, 4,0-3,7m de profundidade, 3 amostras).

Essa zona polínica é marcada pela dominância de pólen de ervas, representadas principalmente por: Poaceae (45-55%), seguido por Cyperaceae (40-50%), Amaranthaceae (3-5%), Astereceae e *Borreria* (~ 3%). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -32‰ até -28‰ e os resultados de $\delta^{15}\text{N}$ revelam valores entre 4,4 e 5,7‰. Os resultados de TOC são relativamente baixos (0,1-0,2%), assim como o nitrogênio total (~ 0,01%). Os resultados de C/N ficaram entre 12 e 15 (Figura 9, Tabela 5).

5.3.2 Associação de Fácies B (Planície de maré herbácea)

Essa associação de fácies corresponde ao intervalo de profundidade de 7,3 a 5,8 m no testemunho I-03, que foi acumulado em torno de 6350 cal anos AP (Figura 10). No testemunho AP-01, no intervalo 30 e 0 cm, os sedimentos acumularam entre 470-310 anos cal AP até o presente (Figuras 11 e 12). No testemunho PR-07 (Figuras 13 e 14), entre 1,7 e 0 m, seus sedimentos foram depositados nos últimos 5350 cal anos AP.

Além disso, essa associação de fácies foi observada no testemunho LI-34, (3,7-1,9 m de profundidade), entre 1337 e ~ 900 cal anos AP (Figura 8). É caracterizada pelo acamamento heterolítico laminar (fácies Hl), flaser (Hf) e areias maciças (fácies Sm).

As areias com laminação cruzada (fácies Sc) foram observadas perto de 2,7 m de profundidade no testemunho LI-34 (Figura 8). Além disso, essa associação de fácies também apresenta vestígios de organismos bentônicos, fragmentos de conchas, raízes e marcas de raízes.

A assembleia polínica é caracterizada por três grupos ecológicos (Figuras 8, 9 e 10), definidos pela alta presença de ervas, como: Poaceae (20-65%), Cyperaceae (5-35%), Amaranthaceae (3-15%), *Borreria* (2-15%), Asteraceae (2-10%), *Sauvagesia* (4-8%), *Coccocycoselum/ Declieuxia* (2-8%), *Smilax* (2-7%), Malvaceae (2-6%), seguido de uma percentagem baixa (<4%) de *Apium*, *Caperonia*, *Xyris* e *Zornia*.

Nessa associação de fácies, árvore e arbustos também foram registrados, sendo representados por Anacardiaceae (2-10%), Fabaceae (4-7%), Euphorbiaceae (4-7%), *Mimosa*

(2-7%), Urticaceae/ Moraceae (2-7%), Alchornea (~ 5%), Byrsonima (~ 5%), seguido por uma percentagem baixa (<4%) de *Croton*, Malpighiaceae, Melastomatáceas/ Combretaceae, Meliaceae, Myrtaceae, Rubiaceae e sapindáceas. Além disso, foi identificado pólen aquático, caracterizado por *Utricularia* (2-3%).

O $\delta^{13}\text{C}$ no testemunho LI-34 exibiu valores entre -32 e -21 ‰ (média = -25 ‰), com maior valor próximo de 3,2 m de profundidade (Figura 8). O registro de $\delta^{15}\text{N}$ oscila entre 3.9 e 6.3 ‰ (média = 4,7 ‰). Os valores de TOC e N oscilaram entre 1 e 4% (média = 2,7%) e 0,06-0,23% (média = 0,14%), respectivamente. Os valores C/N apresentaram uma variação entre 14,8 e 26 (média = 19,6).

5.3.3 Associação de Fácies C (Planície de maré com manguezal e ervas)

A associação de fácies C foi identificada no testemunho I-03 a 9-7,3 m de profundidade (~ 6400 cal anos AP, figura 10), no LI-34 de 1,9 m até 0,9 m de profundidade (entre ~ 900 a ~ 400 cal anos AP, figuras 8 e 9) e no PR-07 de 4,5 até 1,7 m (entre 7400 e 5350 cal anos AP, figuras 13 e 14). A granulometria é caracterizada por um aumento de argila no topo, presença de acamamento heterolítico laminar (fácies Hl) e flaser (fácies Hf).

Além disso, essa associação de fácies apresenta areia com laminação cruzada (~ 1,8 m de profundidade no LI-34) (fácies Sc) e lâminas de areia convoluta (~ 1,6 m de profundidade no LI-34). Restos vegetais, tocas de organismos bentônicos, raiz e marcas de raízes estão presentes (Figura 8).

O registro polínico é marcado por elementos de mangue, que consiste principalmente de pólen de *Rhizophora* (4-17%) e *Avicennia* (2-3%). As ervas são representadas principalmente por Poaceae (40-75%), Cyperaceae (15-30%), Amaranthaceae (5-10%), Asteraceae (3-5%), *Smilax* (2-5%) e *Borreria* (~ 3%).

Os arbustos e árvores são representados por Urticaceae/Moraceae (5-15%), Anacardiaceae (2-10%), *Mimosa* (2-9%), Euphorbiaceae (4-8%), Melastomataceae/ Combretaceae (2-7%), Fabaceae (3-5%), *Byrsonima* (2-5%), Myrtaceae (2-4%), *Cecropia* (2-3%), seguida por menos de 5% de *Alchornea*, Apocynaceae, *hedyosmum*, Malpighiaceae, Malvaceae, Meliaceae, Moraceae, Rubiaceae, Sapindaceae e *Simarouba*. Pólen de palmeira também foi registrado (3-6%).

Os dados geoquímicos no testemunho LI-34 mostram resultados diferentes em relação à associação de fácies planície herbácea (Figura 8). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ estão entre -16,8 e -31 ‰ (média = -26,1 ‰). Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ mostram uma tendência de aumento para

o topo do testemunho de 2,3 até 4,5 ‰ (média = 3,7 ‰). O TOC (0,3 a 3,6%, média = 1,5%), TN (0,02 e 0,1%, média = 0,07%) e C/N (15.6-27.3, média = 21,1) também mostram tendências de aumento para o topo.

5.3.4 Associação de Fácies D (Planície de maré com mangue)

Essa associação de fácies é bem representada nos testemunhos LI-34 (Figuras 8 e 9), AP-01 (figuras 11 e 12), NAT01, NAT-04, NAT-06, NAT-08 (Figura 11) e PR-07 (Figuras 13 e 14). É composta por acamamento heterolítico laminar (fácies Hl) e ondulado (Hw) com raízes, marcas de raízes e restos vegetais, bem como tocas de habitação.

Os grãos de pólen de mangue são representados principalmente por *Rhizophora* (15-40%) e *Avicennia* (2-5%). O pólen de ervas é representado por Poaceae (5-65%), Cyperaceae (5-12%), Amaranthaceae (2-6%), Asteraceae (2-5%), *Borreria* (2-4%) e *Smilax* (2-4%). As árvores e arbustos são caracterizados por percentuais baixos (<5%) de *Alchornea*, Anacardiaceae, Araliaceae, Arecaceae, *Cecropia*, *Croton*, *Didymopanax*, Euphorbiaceae, Fabaceae, Ericaceae, Malpighiaceae, Melastomataceae/ Combrataceae, *Mimosa*, Moraceae, Myrtaceae, Rubiaceae e Urticaceae/ Moraceae. Além disso, pólen de palmeiras (<2%) e espécies aquáticas (<2%) ocorrem em percentagens muito baixas.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ foram constantes (~ -27 ‰), enquanto que os valores de $\delta^{15}\text{N}$ aumentaram em direção ao topo 2,5-4,0 ‰ (média = 3,3 ‰). Os valores de TOC estão entre 1,4 e 4,5% (média = 2,4%) e os valores de NT entre 0,06 e 0,19% (média = 0,12%). Os valores de C/N mostram uma tendência de diminuição para o topo 27,8-16 (média = 21,3).

5.3.5 Associação de fácies E (Cristas de praias)

Essa associação de fácies ocorre entre 5.8 e 0 m de profundidade no testemunho I-3 (Figura 10) e entre 4,6 e 0 m de profundidade no testemunho I-2 (Figura 24), tendo sido depositado durante os últimos 6350 e ~ 1800 cal anos AP, respectivamente. O testemunho I-4 representa a fase mais recente dessas cristas de praia (Figura 24 - 4,8 m de profundidade até a superfície), uma vez que foi amostrado em um cordão arenoso na atual linha de costa. Esses depósitos são caracterizados por granulometria siltico-arenosa dominado por areia fina (fácies Sm) com lâminas de lama (MI) com restos vegetais na base das sequências. Presença de areais exibindo estratificação cruzada (Scs). Essas litologias gradam para topo até areias grossas, caracterizando sucessões de granocrescência ascendente (Figura 24).

A associação de fácies E exibe baixa concentração de pólen, o que é, provavelmente, devido à sua natureza arenosa em relação às outras associações de fácies. Além disso, $\delta^{13}\text{C}$, ^{15}N , TOC e N não foram obtidos para essa associação.

5.3.6 Associação de fácies F (Canal/planície fluvial)

Essa associação de fácies ocorre ao longo do testemunho PR-04 (Figura 16) e é caracterizada por grãos de areia fina a média maciça (fácies Sm) e lama maciça (Mm). Essas fácies estão organizadas em sucessões de granodecrescência ascendente com uma superfície erosiva na base de cada sequência. Esses depósitos exibem uma baixa concentração polínica, o que também está relacionado a presença de areia: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, TOC e N não foram obtidos para essa associação.

O PR-04 é caracterizado por uma tendência de diminuição da base para o topo de árvores e arbustos de 80% para 20%, ao longo do intervalo de 170-120 cm. Esse intervalo é representado principalmente por Euphorbiaceae (6-18%), Anacardiaceae (0-4%), Moraceae (0-10%), Malpighiaceae (6-20%), Fabaceae (10-20%), Myrtaceae (0-20%), Bombacaceae (5-10%), *Protium* (0-3%), *Ilex* (1 a 2%), *Sapotácea* (0 a 10%) e Rubiaceae (0-18%).

Entre 170 e 120 centímetros ocorre uma tendência de aumento da base para o topo no percentual de pólen de ervas de 20% para 80%, caracterizado principalmente por *Asteraceae* (1-10%), *Mimosa* (6-10%), Poaceae (~ 8%), Cyperaceae (~ 8%) e Borreria (~ 8%). O percentual de palmeiras foi de cerca de 3%. De 35 a 0 centímetros, o testemunho é marcado por uma ligeira tendência de diminuição no percentual de pólen de ervas de 90% para 80%, enquanto que o percentual de pólen de árvores e arbustos oscilou entre 2 e 40%.

5.3.7 Associação de Fácies G (Canal estuarino/maré)

A associação de fácies G ocorre na base do testemunho PR-07 cerca de 7400 cal anos AP (Figuras 13 e 14). Consiste principalmente de areia fina a média maciça (fácies Sm). Embora não tenha sido amostrada a sequência estratigráfica completa para caracterizar um canal estuarino/canal de maré, a transição estratigráfica de fácies areia maciça (Sm) para a associação de fácies planície de maré com mangue sugere que os sedimentos da base desse testemunho foram acumulados de acordo com a dinâmica de um canal estuarino/maré. Essa associação de fácies exibe baixa concentração de pólen, isso, provavelmente, devido à sua natureza arenosa em relação às outras associações de fácies: $\delta^{13}\text{C}$, TOC e TON que não foram obtidos para essa associação.

5.3.8 Associação de Fácies H (Lago)

Essa associação de fácies corresponde ao testemunho PR05. Esses depósitos consistem de lama orgânica maciça (fácies Mm), camadas heterolíticas onduladas (Hw) com algumas camadas centimétricas de areia maciça (Sm) com bioturbação, caracterizada por restos de plantas, raízes e marcas de raízes (Figura 17).

A assembleia polínica do PR-05 é caracterizada por uma tendência de aumento ascendente de árvores e arbustos de 62% para 86%, representadas principalmente por Fabaceae (7-20%), Malpighiaceae (6-20%), Myrtaceae (3-10 %), Euphorbiaceae (6-10%), Bombacaceae (5-10%), Moraceae (3-5%) e Anacardiaceae (4-7%).

O percentual de pólen de ervas revelou uma tendência de diminuição para o topo de 25% para 8%, caracterizado, principalmente, por Asteraceae (2-9%), *Mimosa* (1-7%), Poaceae (2-9%), *Ciperáceas* (2-8%) e *Borreria* (1-5%). O percentual de palmeiras foi de cerca de 5%.

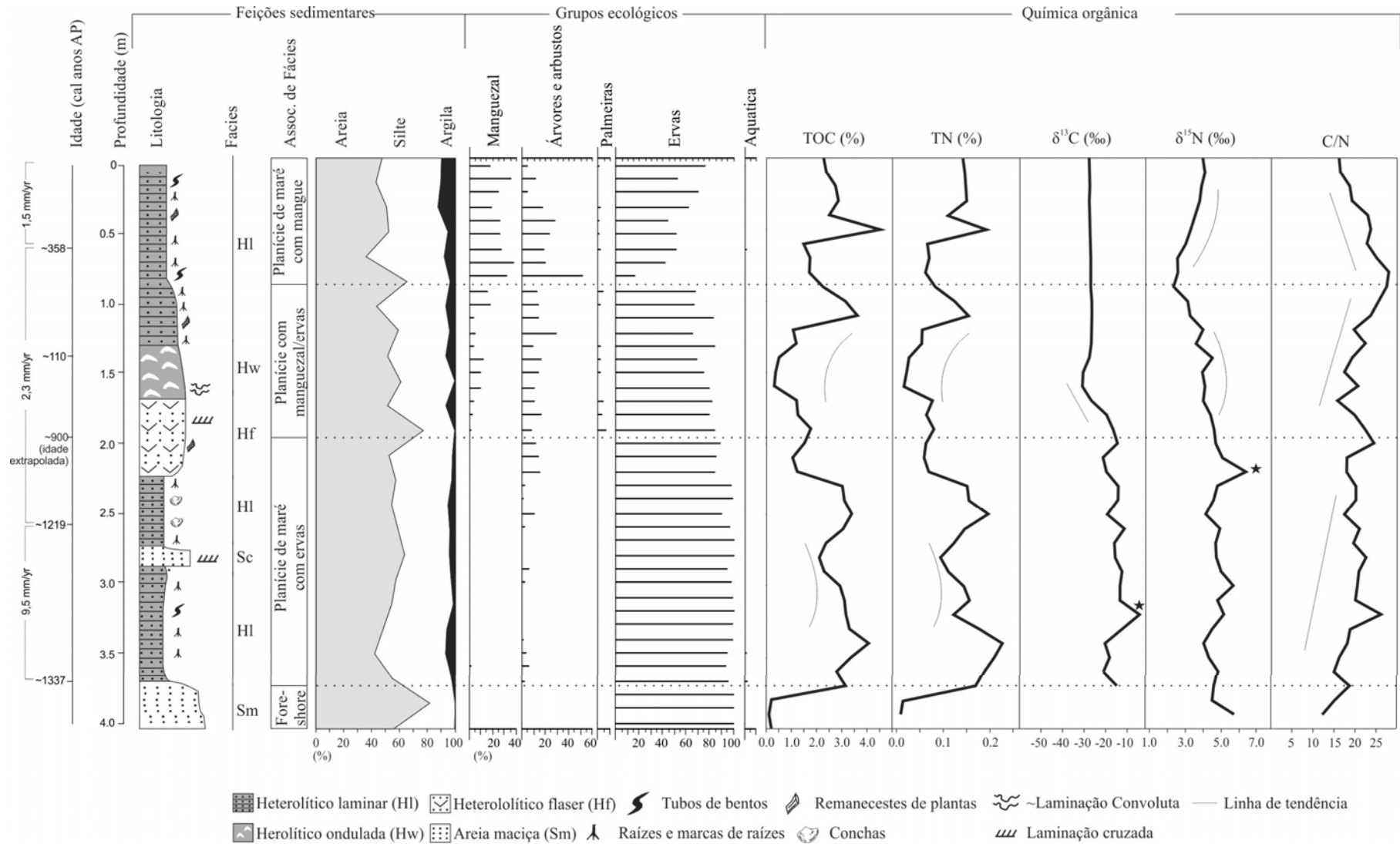


Figura 8- Estratigrafia do testemunho Li-34 exibindo as suas feições sedimentares, conteúdo polínico e características geoquímicas.
Fonte: O Autor.

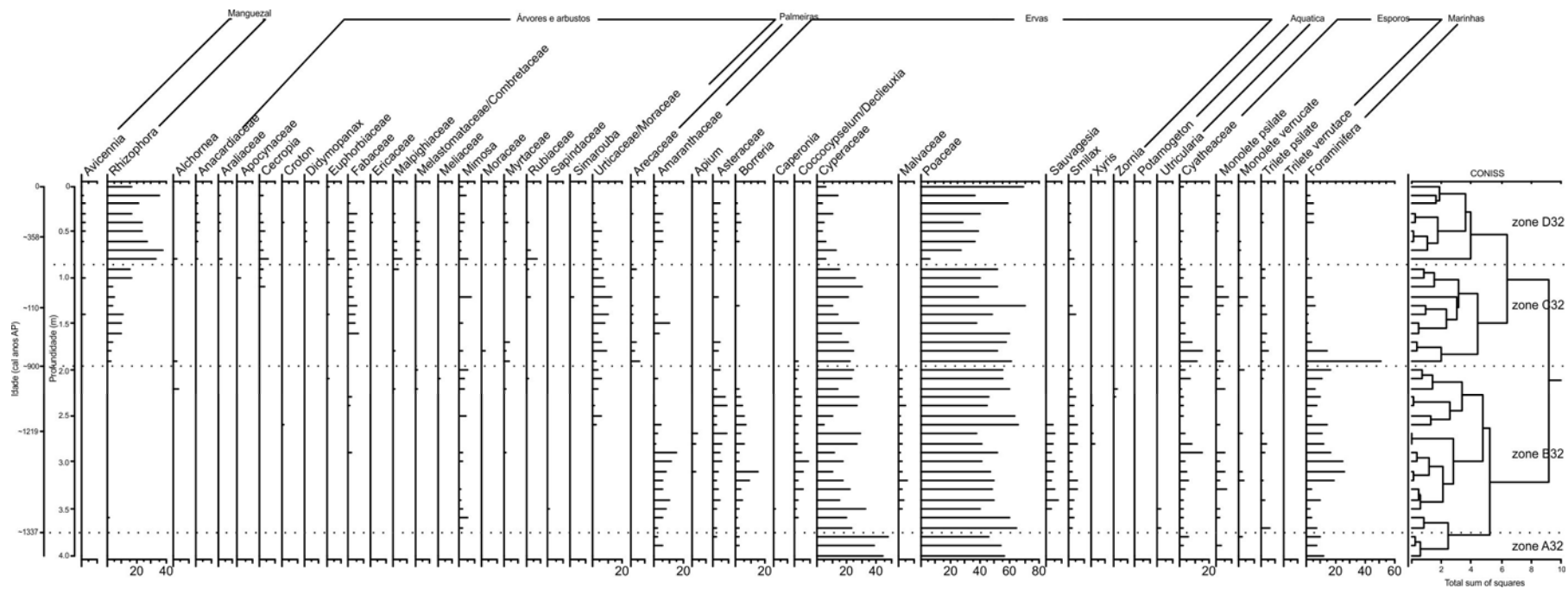


Figura 9– Descrição polínica do testemunho Li-34.
 Fonte: O autor.

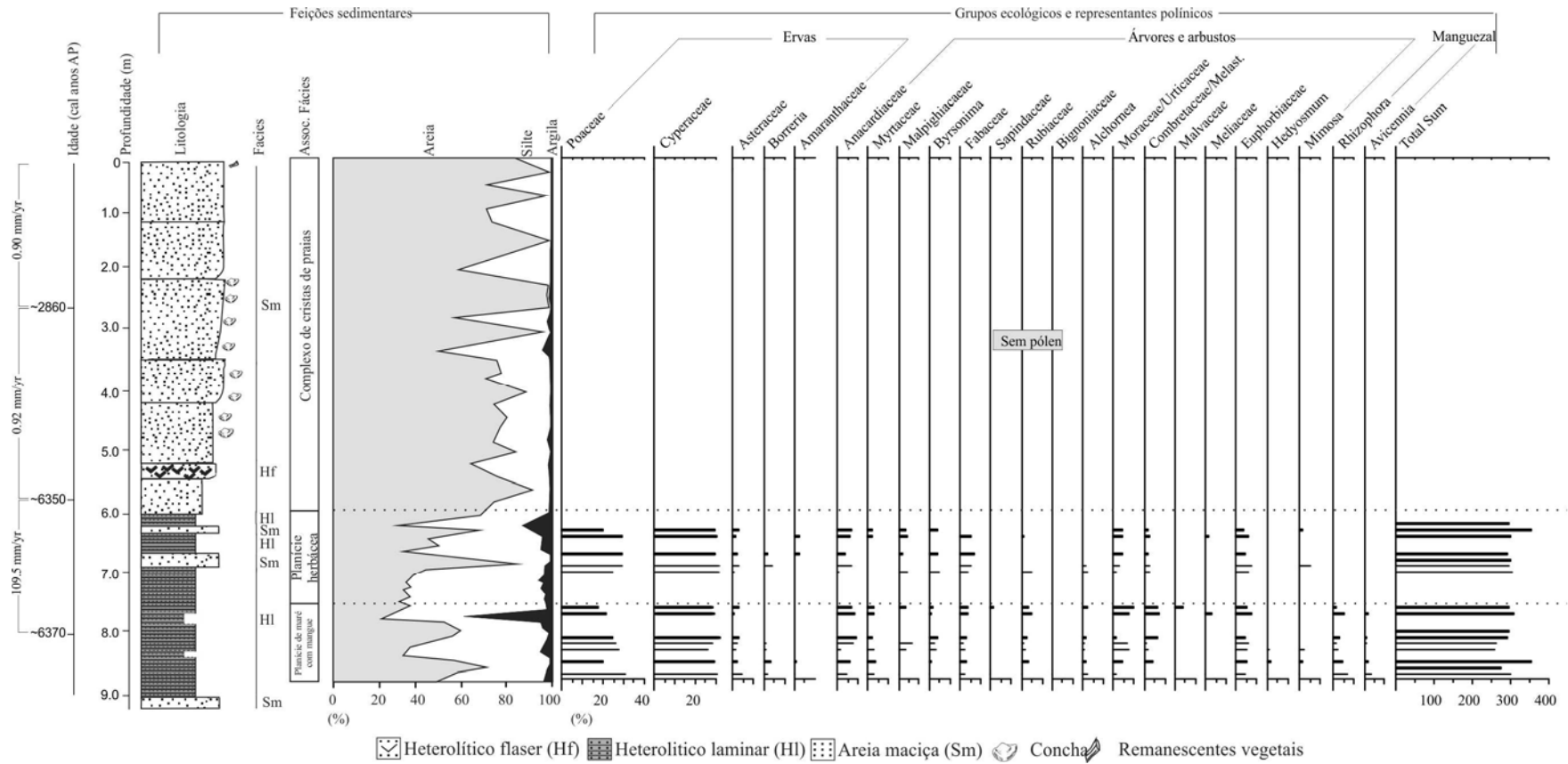


Figura 10– Estratigrafia do testemunho I-03 com feições sedimentares e conteúdo polínico.

Fonte: O autor

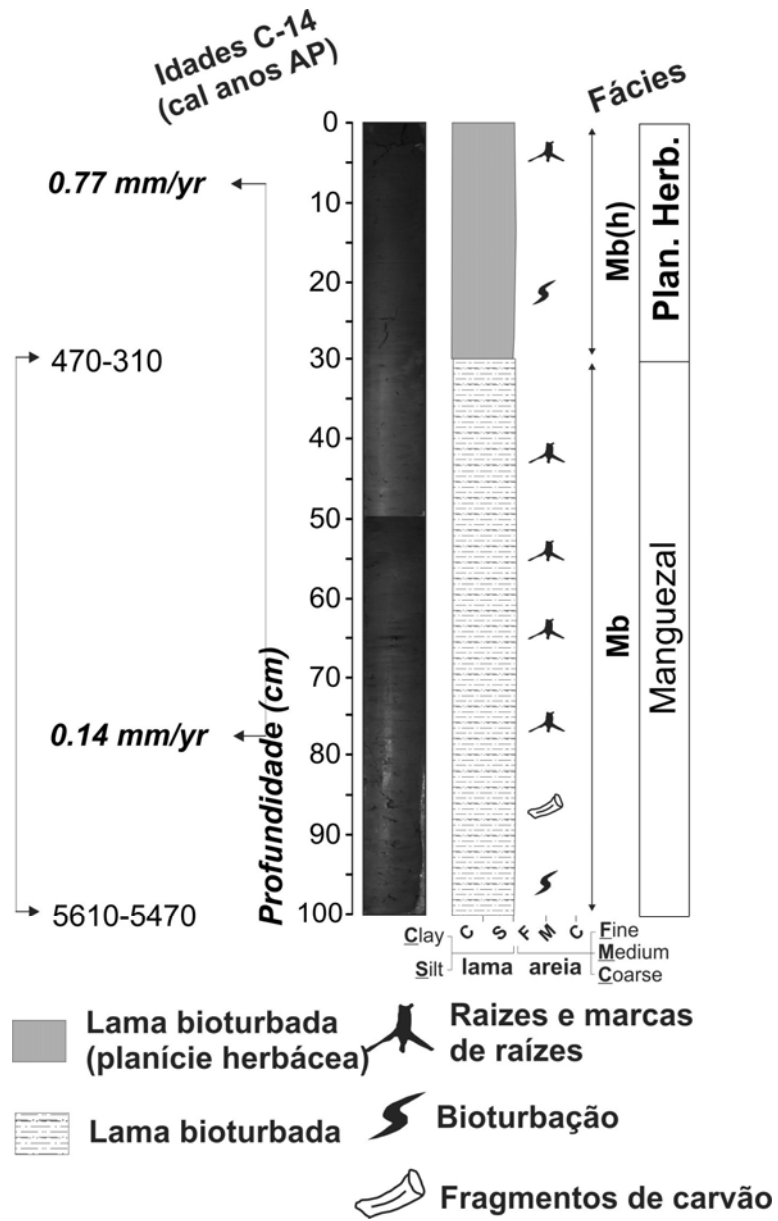


Figura 11– Perfil estratigráfico do testemunho AP-01.
 Fonte: O autor

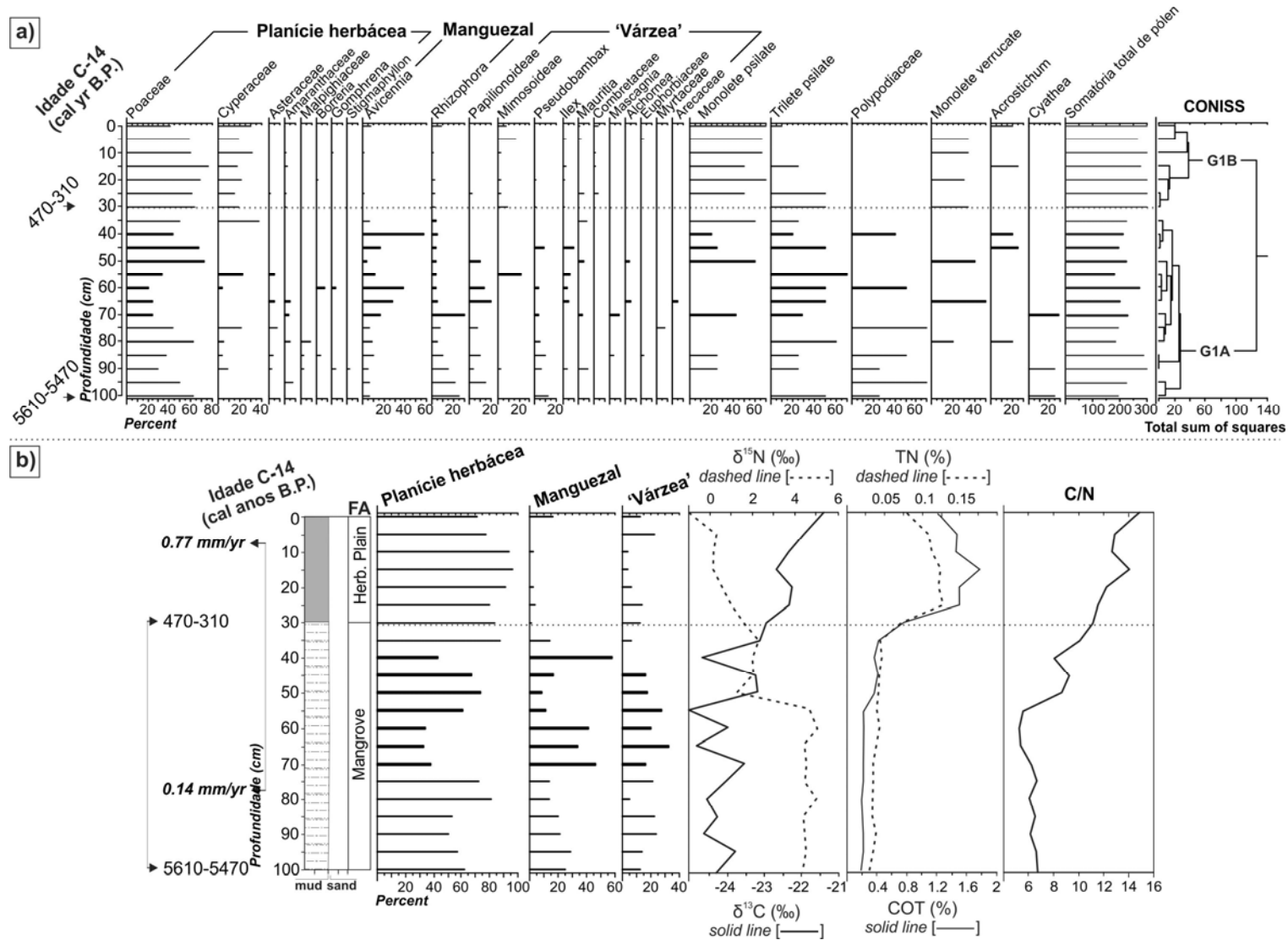


Figura 12– Integração de gráficos do testemunho AP-01: (a) diagrama polínico e (b) registros *interproxy*.

Fonte: O autor

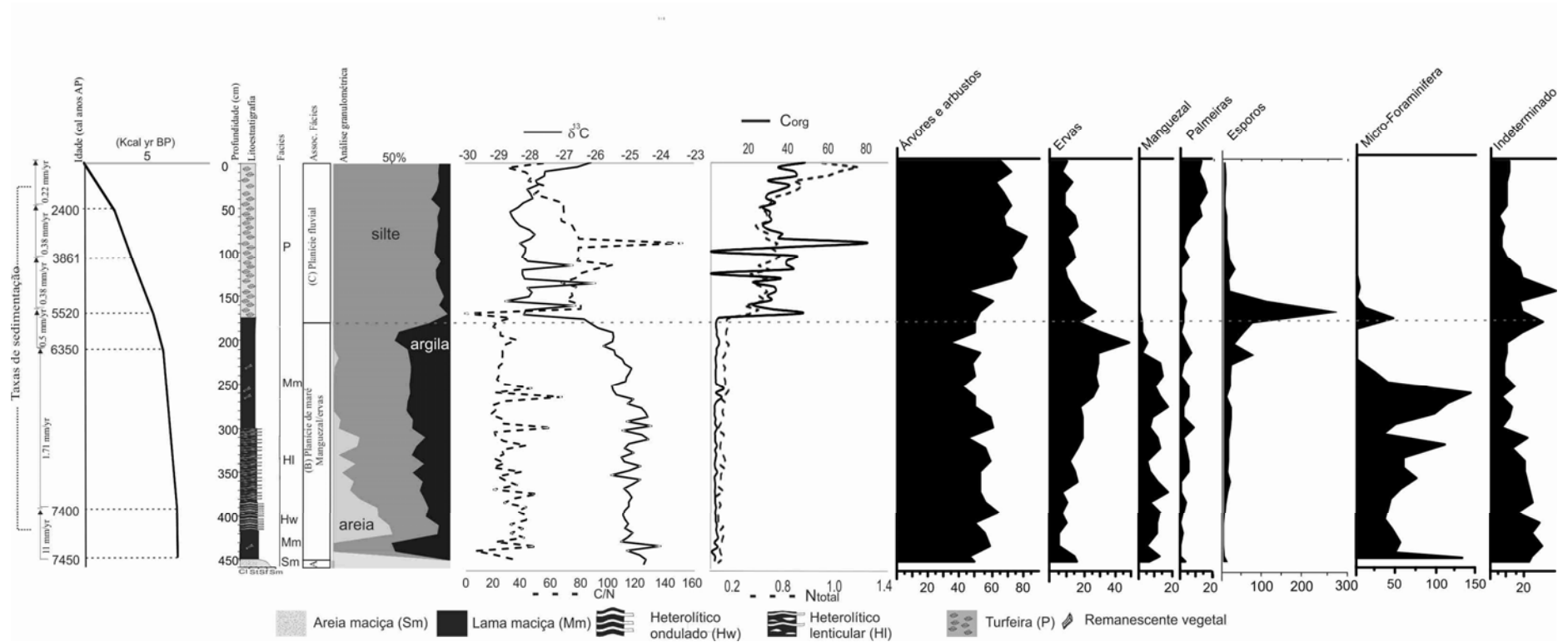


Figura 13 - Perfil estratigráfico do testemunho PR-07 com suas feições sedimentares, conteúdo polínico e dados geoquímicos.
Fonte: O autor

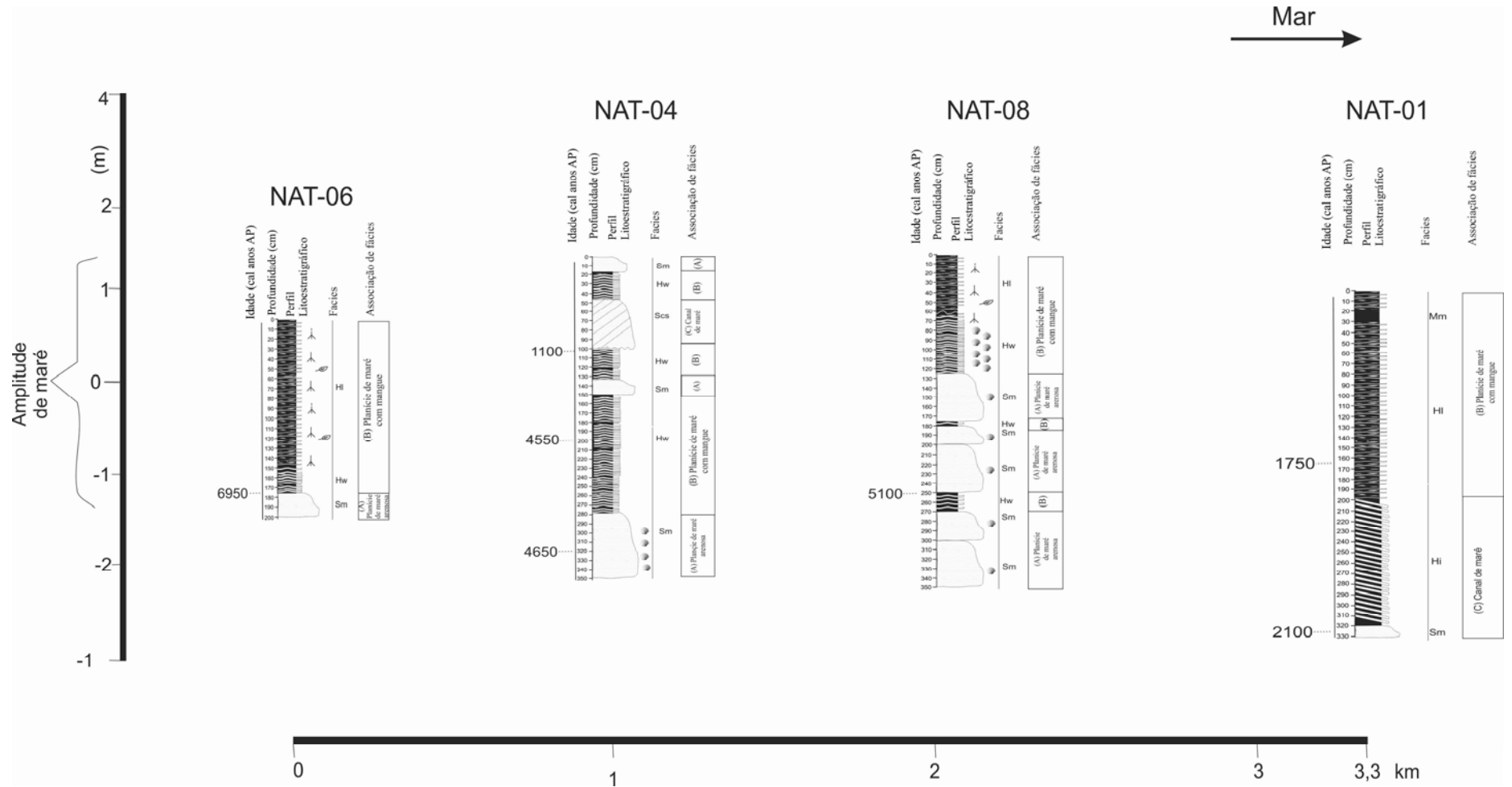


Figura 15– Perfis estratigráficos amostrados dos estuários do Rio Ceará-Mirim, Rio Grande do Norte.
 Fonte: O autor

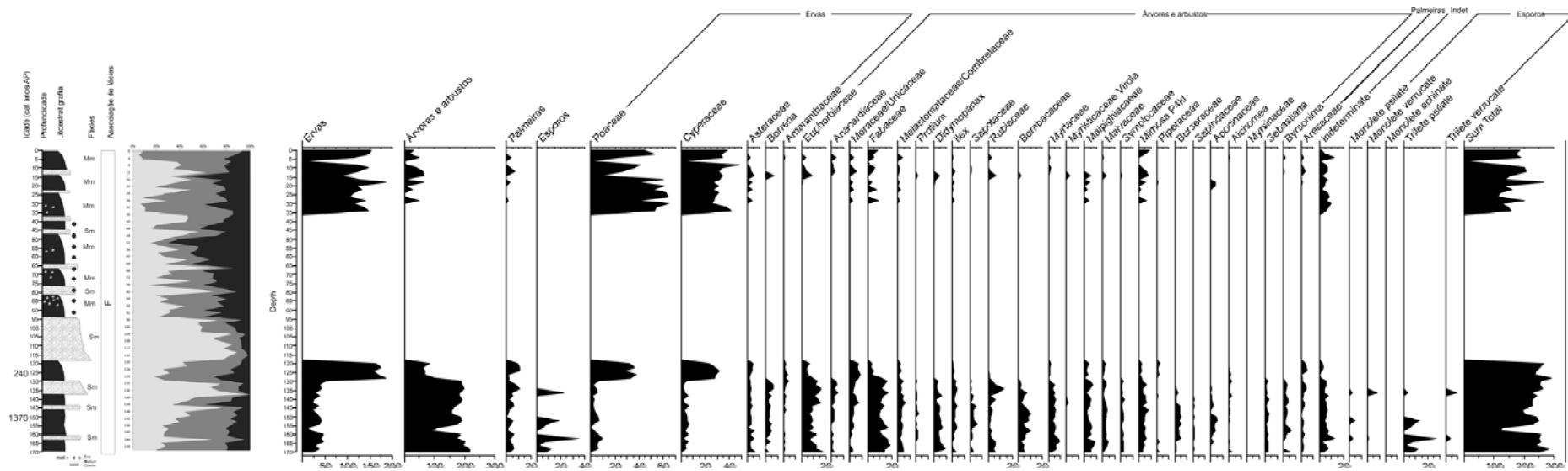


Figura 16- Perfil estratigráfico do testemunho PR-04 exibindo feições sedimentares e conteúdo polínico.

Fonte: O autor

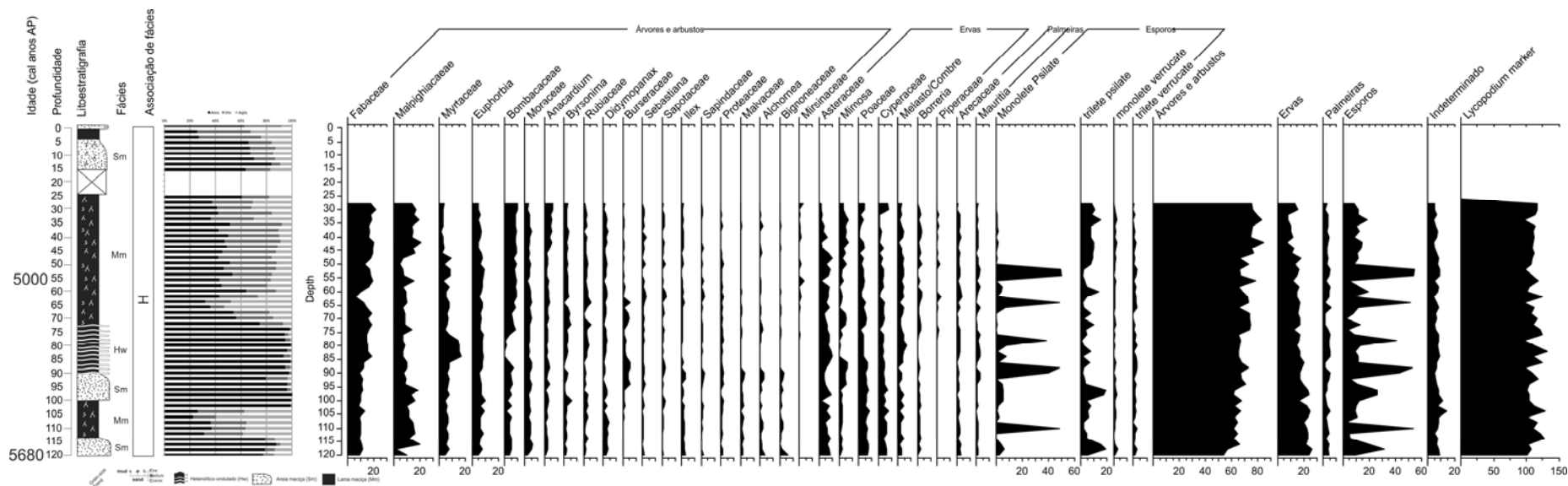


Figura 17- Perfil estratigráfico do PR-05 exibindo as suas feições sedimentares e conteúdo polínico.

Fonte: O autor

5.4 DISTRIBUIÇÃO DE MINERAIS, COMPONENTES MAIORES E TRAÇOS AO LONGO DO TESTEMUNHO AP-01 (AMAPÁ)

Os minerais identificados foram quartzo, caulinita, moscovita, albita e K-feldspato (Figura 18). Os componentes principais foram SiO₂ (59-65%), Al₂O₃ (15-17%), Fe₂O₃ (5-8,6%), K₂O (2,3-2,6%), MgO e Na₂O (1,2-1,5%), TiO₂ (~ 0,8%), CaO (0,4-0,6%), P₂O₅ (~ 0,1%) e MnO (0,3%). Em geral, os elementos traços ocorreram em um padrão homogêneo ao longo do testemunho AP-01, com exceção de Ba e Sr que diminuíram ligeiramente da associação de fácies Planície de maré com mangue para Planície herbácea. O carbono orgânico total e enxofre foram encontrados em baixas concentrações (~0,3% e 0,05%, respectivamente) na associação de fácies Planície de maré com manguezal, aumentando ligeiramente para 1,3% e 0,7%, respectivamente, na Planície Herbácea.

O coeficiente de correlação entre SiO₂/Al₂O₃ (-0,72) indica um antagonismo de quartzo/argila. Além disso, o coeficiente entre SiO₂/Zr (0,78) indica a presença de zircão na fração areia do sedimento. SiO₂ e Al₂O₃ são os componentes mais abundantes, compreendendo quartzo, conchas de diatomáceas (Costa et al., 2004) e minerais de argila (caulinita).

A ligeira depleção em direção ao topo de Na₂O, MgO, CaO, Ba e Sr da fase do mangue para as ervas, provavelmente, indica uma diminuição da influência marinha. Os altos teores de Fe₂O₃ e o fraco coeficiente entre Fe₂O₃/Cr (0,44) e Fe₂O₃/enxofre total (-0,04) são consistentes com oxi-hidróxidos de ferro, provavelmente goetita, como sugerem os tons amarelados, formados durante a exposição subaérea prolongada, especialmente observados na associação de fácies Planície herbácea.

A presença de albita e muscovita indica uma contribuição de rochas pré-cambrianas cristalinas do Escudo das Guianas, que ocorre perto da planície costeira do Estado do Amapá (Guimarães et al., 2013a; Guimarães et al., 2013c). Outros estudos, focados na planície de maré da costa norte do Brasil, também têm demonstrado o predomínio de quartzo e caulinita, mas também com a ocorrência de esmectita, illita, pirita, jarosita, halita, moscovita, feldspato, albita, vermiculita e vermiculita-clorita (Costa et al., 2004; Berrêdo et al., 2008).

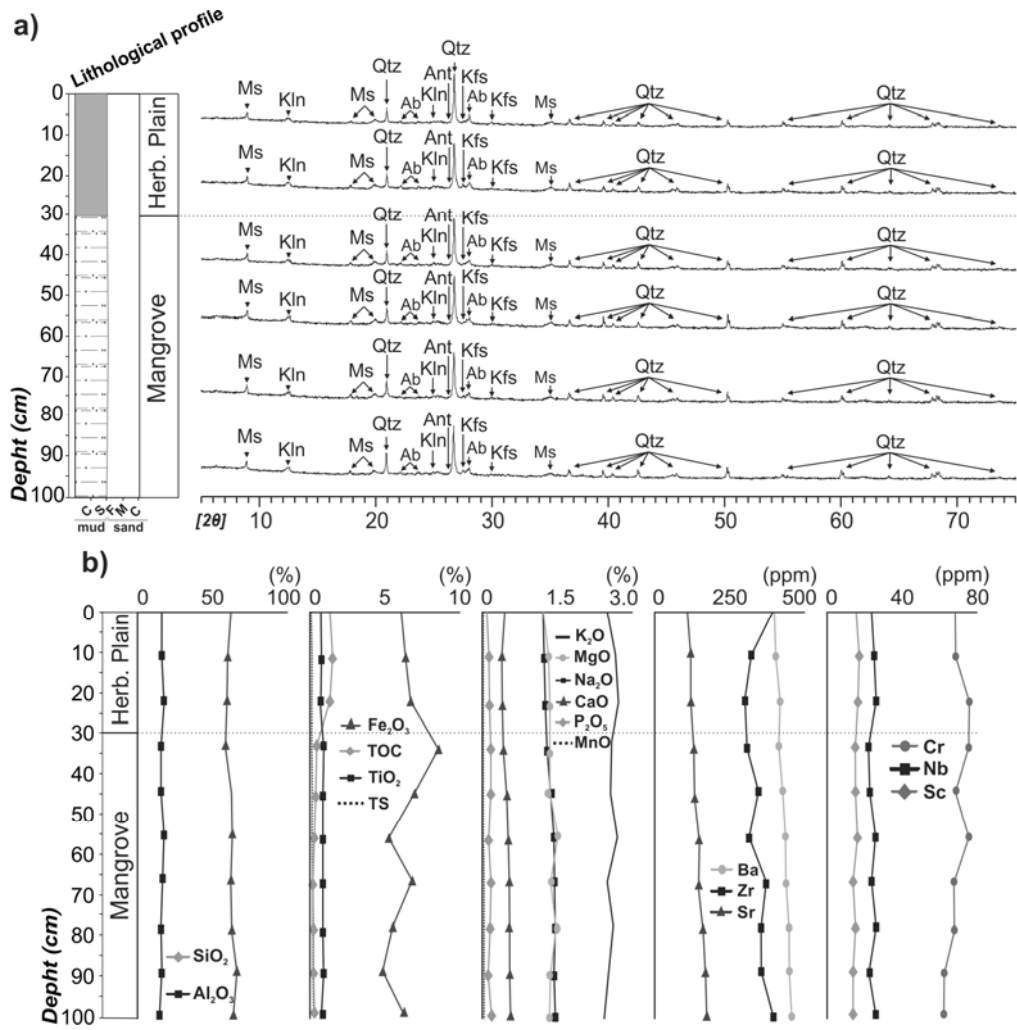


Figura 18– Composição mineralógica e química do testemunho AP-01.

Fonte: O autor

6 INTERPRETAÇÃO

6.1 LITORAL SOB FORTE INFLUÊNCIA FLUVIAL

As interpretações a seguir são baseadas na síntese de dados previamente publicados com os novos dados obtidos do litoral de Calçoene-Amapá.

6.1.1 Dinâmica dos manguezais da região norte durante o Holoceno

Como descrito anteriormente, as planícies de maré, influenciadas pelas águas do Amazonas, apresentam uma baixa salinidade quando comparadas com a costa sudeste do Pará e noroeste do Amapá (Kjerfve et al., 2002; Santos et al., 2008). Assim, podemos propor a existência de uma costa sob influência fluvial e outra marinha (Figura 3a).

A costa marinha é dominada principalmente por planícies herbáceas e de mangue, típicas de águas salobras, enquanto a costa fluvial é caracterizada principalmente pela várzea e vegetação herbácea, típica de águas doces. Os manguezais são mais tolerantes à salinidade do solo do que a floresta de várzea (Cohen et al., 2008) e, considerando o rio Amazonas, a salinidade é controlada basicamente pela posição ao longo do gradiente estuarino (Lara & Cohen, 2006).

6.1.1.1 Costa Marinha

Baseado na integração de estudos prévios (Smith et al., 2011; França et al., 2012; Guimarães et al., 2012a), podemos propor a presença de uma faixa de manguezal contínua ao longo da costa marinha do estado do Pará e Amapá durante o Holoceno inicial e médio (Cohen et al., 2005b; Vedel et al., 2006; Cohen et al., 2009; Guimarães et al., 2012a).

Durante o Holoceno inicial, o estabelecimento do mangue foi marcado pela dominância de *Avicennia* no litoral de Bragança, enquanto que a expansão de *Rhizophora* em relação à *Avicennia* ocorreu durante o Holoceno médio e tardio (Vedel et al., 2006). Os registros de pólen indicam que áreas de mangue na Península de Bragança foram controladas principalmente pelo nível relativo do mar durante o Holoceno (Cohen et al., 2005a, 2005b) e os manguezais migraram para zonas mais elevadas durante as últimas décadas, sugerindo um aumento do nível relativo do mar (Cohen & Lara, 2003; Cohen et al., 2005b).

Em relação às consequências das mudanças de precipitação – durante o Holoceno na costa marinha –, estas provavelmente modificaram a salinidade da maré com consequências

para a estrutura do mangue, uma vez que a altura vegetação de mangue apresenta uma relação inversa com o substrato salino (Lara & Cohen, 2006). Além disso, as áreas de planície de maré mais altas, com salinidade da água intersticial entre 90 e 50‰, consistem principalmente de *Avicennia* e setores com salinidade da água intersticial com cerca de 36 ‰ são dominados por *Rhizophora* (Cohen & Lara, 2003).

6.1.1.2 Costa Fluvial

A Ilha de Marajó e a cidade de Macapá apresentam regionalmente águas com baixa salinidade, produzida pela grande descarga de água doce do rio Amazonas, comparadas com os rios do sudeste do Pará e do litoral noroeste do Amapá (Kjerfve et al., 2002). Dados isotópicos e de pólen dessa costa indicam que a influência marinha e a vegetação de mangue foram mais amplas do que a de hoje na Ilha do Marajó (Smith et al, 2011) e no litoral de Macapá (Guimarães et al, 2012) entre > 8990-8690 e 2300-2230 e > 5560-5470 e 5290-5150 cal anos AP, respectivamente.

Além disso, dados recentes, isotópicos e de pólen, da Ilha de Marajó confirmam essa influência marinha e a presença de uma planície lamosa de maré, colonizada por manguezais entre > 7520-7430 cal anos AP e ~ 3200 cal anos AP na área central da ilha (França et al, 2012). Durante os últimos 2300-2230 cal BP, a vegetação de água doce expandiu na Ilha do Marajó (Smith et al., 2012) e os manguezais foram isolados em uma área limitada (100-700 m de largura), ao longo da planície costeira do nordeste da ilha do Marajó, durante o Holoceno tardio (França et al, 2012).

Da mesma forma, a vegetação de água doce se expandiu ao longo do litoral de Macapá, na borda do rio Amazonas, durante o Holoceno tardio (Guimarães et al, 2012). Portanto, os dados indicam maior influência marinha perto da foz do rio Amazonas durante o Holoceno inicial e médio.

A transição temporal entre o litoral marinho para litoral fluvial produziu mudanças geomorfológicas significativas, tais como: a substituição de antigas lagunas por lagos (Miranda et al., 2009; Smith et al., 2011). A diferença cronológica entre a linha de costa de Macapá e da Ilha do Marajó, mostrando a transição da vegetação de água salobra para água doce, pode ser justificada pela posição dos locais de amostragem, ao longo do gradiente estuarino. O litoral de Macapá, onde o manguezal ocorreu até 5290-5150 cal anos AP, está à beira do rio Amazonas, enquanto o Lago Arari na Ilha do Marajó, onde os manguezais resistiram até 2300-2230 cal anos AP, está posicionado na foz do Amazonas.

6.1.2 Fatores controladores da dinâmica do manguezal na costa norte durante o Holoceno

Provavelmente, a morfologia e vegetação da costa norte brasileira foram significativamente afetadas por uma complexa interação envolvendo vários fatores durante o Holoceno, onde destacamos as mudanças no nível do mar, subsidência do substrato, por meio de atividades tectônicas e clima via mudanças na descarga fluvial, principalmente do Amazonas. O mais provável é que todos esses fatores agiram juntos e controlaram a distribuição dos manguezais nessa região ao longo do Pleistoceno Superior e do Holoceno.

Os manguezais, ao longo do nordeste do Pará e sudeste do litoral do Amapá (costa marinha), ocorreram continuamente em suas posições atuais, durante o Holoceno e, pelo menos, no Holoceno tardio, respectivamente. A maior extensão dos manguezais, fruto da elevação da salinidade no interior dos estuários durante o Holoceno inicial e médio no setor fluvial, pode ser atribuída ao aumento do nível do mar pós-glacial (Suguio et al., 1985; Rull et al., 1999; Angulo et al., 2006).

Esse evento também produziu uma incursão marinha, ao longo do litoral do Pará e Amapá, onde o nível relativo do mar estabilizou em seu nível atual entre 7000 e 5000 anos AP (Behling & da Costa, 2000; Behling et al., 2001; Behling et al., 2002; Cohen et al., 2005b; Filho et al., 2006; Vedel et al., 2006). A fase transgressiva ocorreu na Ilha do Marajó, no Holoceno inicial e médio. Posteriormente, houve um retorno às condições continentais que prevalecem hoje (Rossetti et al., 2008).

Essa história de flutuações do nível relativo do mar na Ilha de Marajó parece ter sido afetada pela atividade tectônica durante o Pleistoceno superior e Holoceno. Por isso, a transgressão foi favorecida pela subsidência do terreno, quando mais espaço foi criado para acomodar novos sedimentos.

A estabilidade tectônica parece ter prevalecido durante o Holoceno tardio, contribuindo para a estabilização da linha de costa ou progradação costeira que culminou com as condições continentais vigentes na ilha. Nesse processo, as áreas com influência marinha, localizada cerca de 45 km para o interior nessa ilha, foram dominadas por água doce durante o Holoceno tardio (ver Rossetti et al., 2008; Smith et al., 2011).

Assim, o aumento do nível do mar pós-glacial, combinado com a subsidência tectônica, causou uma transgressão marinha. A salinidade da água das marés deveria ter aumentado ainda mais, devido a menor descarga fluvial resultante do aumento da aridez durante o Holoceno inicial e médio.

Ao considerar os sistemas fluviais como integradores da precipitação sobre a sua bacia de drenagem (Amarasekera et al., 1997), acreditamos que as variações na descarga do rio Amazonas, durante o Holoceno, devem ser uma consequência de variações nas taxas de precipitação, como registrado em muitas regiões diferentes da Bacia Amazônica (Bush & Colinvaux, 1988; Absy et al., 1991; Sifeddine et al., 1994; Desjardins et al., 1996; Behling & Hooghiemstra, 2000; Freitas et al., 2001; Pessenda et al., 2001; Sifeddine et al., 2001; Weng et al., 2002; Bush et al., 2007).

Portanto, as flutuações climáticas na região hidrográfica amazônica devem ter controlado o volume do fluxo de entrada das águas do Amazonas no seu sistema costeiro (Haberle and Maslin, 1999; Harris and Mix, 1999). Consequentemente, durante o Holoceno inicial e médio, a descarga do Amazonas deve ter sido severamente reduzida (Maslin and Burns, 2000; Cohen et al., 2012). Irion et al. (2009) sugerem que durante o período seco, o aumento do nível do mar causou uma incursão marinha que progrediu a montante do Amazonas, com o assoreamento do seu vale principal e de seus afluentes.

Isso permitiu o desenvolvimento da várzea em sua posição atual em torno de ~ 5800 cal anos AP, quando o nível do mar atingiu seu nível moderno. Depois, com o retorno de um clima mais úmido na região, a maior descarga do rio Amazonas promoveu a redução progressiva da salinidade da água. Atualmente, o litoral de Macapá e Ilha do Marajó é inundado por água doce da maré (Santos et al., 2008; Rosário et al., 2009), que tem favorecido o desenvolvimento da vegetação de água doce (Cohen et al, 2012).

A moderna vegetação de mangue no setor fluvial ocorre em zonas estreitas inundadas por águas salobras vindas da costa sudeste do Pará via corrente marinha SE-NW. Esse influxo de água produz, relativamente, uma maior salinidade da água das marés e é provavelmente o motivo para a permanência dos mangues no litoral fluvial, por exemplo, em uma zona estreita na parte nordeste da Ilha do Marajó (Behling et al., 2004; França et al., 2012), onde a salinidade da maré está perto de 6 ‰ (Santos et al., 2008).

6.1.3 Dinâmica dos manguezais da costa norte nos últimos 500 anos

Os manguezais da região norte do Brasil reagiram principalmente à interação do aumento do nível relativo do mar e a menor descarga fluvial até o Holoceno médio e, em seguida, ao aumento do aporte fluvial durante o Holoceno tardio com o nível relativo do mar permanecendo estável desde o Holoceno médio. Entretanto, considerando a escala secular, pequenas flutuações do nível relativo do mar podem ter ocorrido como consequência de

mudanças no nível eustático do mar causado pelo Período Quente Medieval e Pequena Idade do Gelo (Cohen et al., 2015b) e/ou como causa de mudanças no volume da descarga fluvial.

Isso porque o sistema fluvial é produto do volume de chuvas sobre a sua bacia de drenagem (Amarasekera et al., 1997) e variações na descarga do Rio Amazonas, provavelmente, são consequências de mudanças na precipitação como registrado em diferentes setores da Bacia Amazônica (Bush & Colinvaux, 1988, Absy et al., 1991, Sifeddine et al., 1994, Desjardins et al., 1996, Gouveia et al., 1997, Pessenda et al., 1998a, Pessenda et al., 1998b, Pessenda et al., 2001, Behling & Hooghiemstra, 2000, Freitas et al., 2001, Sifeddine et al., 2001, Weng et al., 2002, Bush et al., 2007 e Guimarães et al., 2012).

Para esta análise, consideraremos o atual desenvolvimento dos manguezais da Amazônia entre 1 e 3,3 m acima do nível médio do mar (Cohen et al., 2005a; Guimarães et al., 2013a, 2013b). Então, é razoável sugerir que os depósitos com acamamento heterolítico com pólen de mangue foram formados em uma floresta de mangue dentro da zona de influência das marés.

O testemunho estudado da costa do Amapá foi amostrado de uma planície herbácea não inundada atualmente pela maré (~ 3,6 m acima do nível médio do mar, Figura 3), sendo que os dados indicam que os manguezais têm ocorrido continuamente sobre as planícies de maré lamosas com influência marinha entre 5610-5470 e 470-310 cal anos AP. A ausência de vegetação de mangue, desde 470-310 cal anos AP, é seguida pela transição de matéria orgânica originada principalmente de algas de água salobra para plantas terrestres C3 (Figura 12).

Além disso, as análises geoquímicas indicam um decréscimo na influência da água do mar durante os últimos séculos (Figura 18). Em seguida, com base nos principais parâmetros físicos e químicos que controlam a presença de mangue, apresentamos três interpretações possíveis para a mudança de mangue para vegetação herbácea por volta de 470-310 cal anos AP.

6.1.3.1 Paleocanais influenciados pela maré

A diminuição da influência marinha, durante o processo de abandono de um canal de maré, pode levar ao desaparecimento de um mangue, mediante a sua substituição por várzea ou mata ciliar em margens de canal.

Um estudo realizado na Ilha do Marajó mostrou que quando os canais são totalmente abandonados e preenchidos com sedimentos, a superfície do canal é ocupada inicialmente por pastagens e, finalmente, por vegetação de terra firme (Rossetti et al., 2010). No entanto, o

local de amostragem não apresenta morfologia alongada e sinuosa que possa indicar a presença de um canal abandonado.

O mapa geomorfológico (Figuras 3b e 3c) sugere que o local de amostragem, posicionado sobre uma superfície topograficamente elevada e não afetada pelas marés, foi uma ampla planície de maré.

6.1.3.2 Regressão Marinha Normal

De acordo com Posamentier et al. (1992), o termo "regressão" descreve um recuo do mar e uma expansão da terra emersa em direção ao mar. A regressão marinha pode ocorrer quando suficientes sedimentos aportam para o sistema costeiro, de modo a superar a quantidade de espaço de acomodação disponível. Isso pode ocorrer durante a estabilidade do nível relativo do mar e é referido como uma regressão "normal".

Nesse caso, ocorreria uma acreção vertical de sedimentos no local de estudo, resultando em uma diminuição da influência marinha e desaparecimento dos manguezais nesse setor topográfico, mediante a sua migração para superfícies topográficas inferiores e adequadas para o seu desenvolvimento, tal como sugerido pelo mapa de topografia e vegetação do local de estudo (Fig. 3c).

6.1.3.3 Regressão Marinha Forçada

Quando não ocorre aporte de sedimento para a costa durante uma descida do nível relativo do mar, a regressão é dita forçada, pois um deslocamento da linha de costa deve ocorrer, mesmo se o volume de sedimento fornecido for baixo. Esse processo faz contraste com a regressão "normal", que ocorre em resposta ao equilíbrio entre variações de influxo de sedimentos e o espaço de acomodação de sedimentos disponível na costa (Posamentier et al., 1992).

Nessa situação, o processo de transição entre o mangue e vegetação herbácea por volta de 470-310 cal anos AP (~ 1560 AD) pode ser consequência de uma diminuição de influência marinha causada por uma queda do nível relativo do mar, como proposto por Cohen et al. (2005a) para esse período (Figura 19).

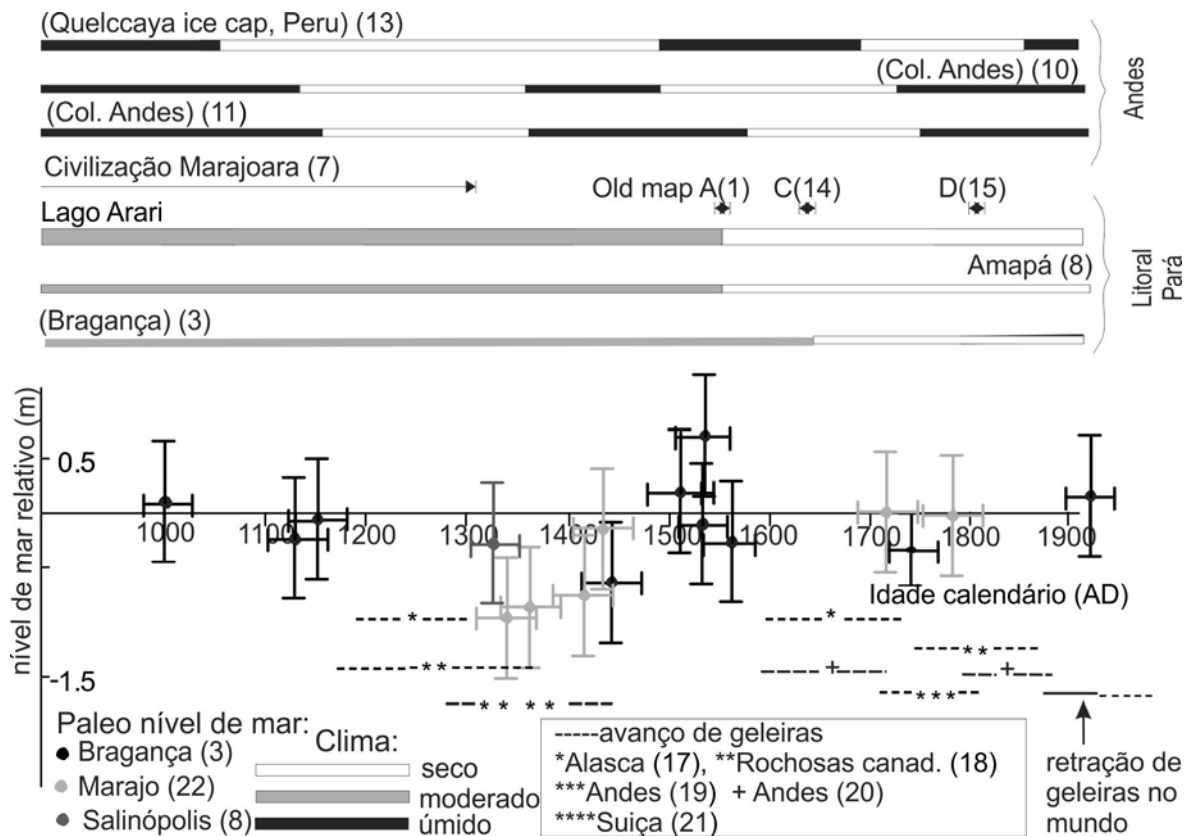


Figura 19– Diagrama comparativo dos registros de mudanças climáticas da América do Sul e curva de variação do nível relativo do mar do Pará e sucessões manguezal/ervas no Pará e Amapá durante os últimos 1000 anos. Referências: (1) Thompson et al. (1985); (2) Eisma et al. (1991); (3) Van der Hammen (1986); (4) Roosevelt (1991); (5) Gutiérrez (1562); (6) Teixeira (1630); (7) Arrowsmith (1811); (8) Lara & Cohen (2009); (9) Cohen et al. (2008); (10) Behling et al. (2001); (11) Cohen et al. (2005b); (12) Behling et al. (2004); (13) Cohen et al. (2009); (14) Calkin et al. (2001); (15) Luckman (2000); (16) Iriondo & Kröhling (1995); (17) Solomina et al. (2007); (18) Röthlisberger et al. (1980).

6.1.4 Mudanças do nível relativo do mar e do clima durante os últimos 500 anos

As mudanças na precipitação podem ter um efeito geográfico amplo sobre a Floresta Amazônica (Absy, 1991; Desjardins et al., 1996; Ledru et al., 2001; Pessenda et al., 2004). Assim, as relações entre eventos registrados em diferentes partes da América do Sul podem ser atribuídos ao sistema fluvial que possui grande influência sobre a distribuição dos manguezais (Cohen et al., 2012). Curtos (escala secular) eventos secos regionais podem causar a diminuição na vazão de um rio e pode resultar na queda do nível do mar (Mörner, 1996; Mörner, 1999).

Alguns estudos propõem que as descargas fluviais diminuíram durante os períodos de seca na Amazônia, provocando uma invasão de mangue rio acima, ao longo de vales estuarinos, devido ao aumento da salinidade da água do rio estuário acima (Lara & Cohen, 2006; Cohen et al., 2012). Esse processo também pode causar um deslocamento das florestas

de mangue para áreas topográficas inferiores. Ele também pode causar uma expansão da zona herbácea sobre a área de mangue no litoral marinho amapaense (Guimarães et al., 2013a, 2013b), devido a queda do nível relativo do mar, causada pela diminuição da descarga fluvial.

Estudos nos Andes colombianos indicam períodos úmidos e secos, durante os últimos 800 anos (Van der Hammen, 1986), que podem ter produzido alterações na descarga do Amazonas (Vital & Stattegger, 2000). Estudos geológicos da Bacia Amazônica mostram mudanças na dispersão de sedimentos do rio Amazonas durante o final do Holoceno (Alexander et al., 1986; Eisma et al., 1991).

A erosão dos depósitos provavelmente ocorreu entre cerca de 1310 DC e final do século 19, quando a fase moderna de acúmulo começou indicando um hiato máximo de cerca de 600 anos. Essa fase de deposição e erosão é devido às interações de vazão do rio com processos oceanográficos e meteorológicos (Sommerfield et al., 1995). Especificamente, Eisma et al. (1991) sugerem que os períodos climáticos secos nos Andes colombianos de 1510-1770 AD reduziram a oferta de sedimentos Amazônicos e água para a bacia, resultando em erosão ou não-deposição.

Esses períodos de seca foram atribuídos ao deslocamento da ITCZ para o sul, onde os estudos de modelagem têm documentado um esfriamento no Hemisfério Norte, como observado durante a Pequena Idade do Gelo (LIA) (Zhang et al., 2005; Broccoli et al., 2006). Estudos sobre a temperatura da superfície do mar no Pacífico mostram um estado de La Nina durante o Período Quente Medieval e um estado de El Niño durante a LIA (Cobb et al., 2003; Graham et al., 2007; Conroy et al., 2008; Mann et al., 2009).

Ao considerarem o evento LIA entre ~1400 e ~1900 AD (Ruddiman, 2008), estudos de pólen no litoral do Pará revelaram a migração de manguezais para zonas de topografia baixa e expansão da vegetação herbácea entre 1560 DC e 1650 DC, sugerindo uma queda do nível relativo do mar (Cohen et al., 2005a, Figura 19).

Ao seguir essa tendência, a leste da ilha de Marajó foi registrado uma queda do nível relativo do mar que pode estar associada às condições secas que causaram uma diminuição nas descargas fluviais entre os séculos 16 e 19 (Lara & Cohen, 2009, Figura 19). Segundo esses autores, uma parte significativa do leste da Ilha do Marajó apresenta uma superfície topográfica baixa e provavelmente estava submersa há 500 anos, pelo menos durante a maré alta, como sugerido por mapas do século XVI (Gutiérrez, 1562, Figura 20A).

Em cerca de 1600 DC, uma das secas intensas, relacionadas aos fortes eventos do El Niño, afetou a Ilha do Marajó (Meggers, 1994). No século XVII, os setores mais altos do leste

do Marajó, provavelmente, começaram a emergir e várias pequenas ilhas apareceram dentro do perímetro atual da ilha. Essa proposta é apoiada pelo mapa detalhado de Teixeira de 1630 (Teixeira, 1630, Figura 20C), onde a atual Ilha de Marajó é representada como um arquipélago.

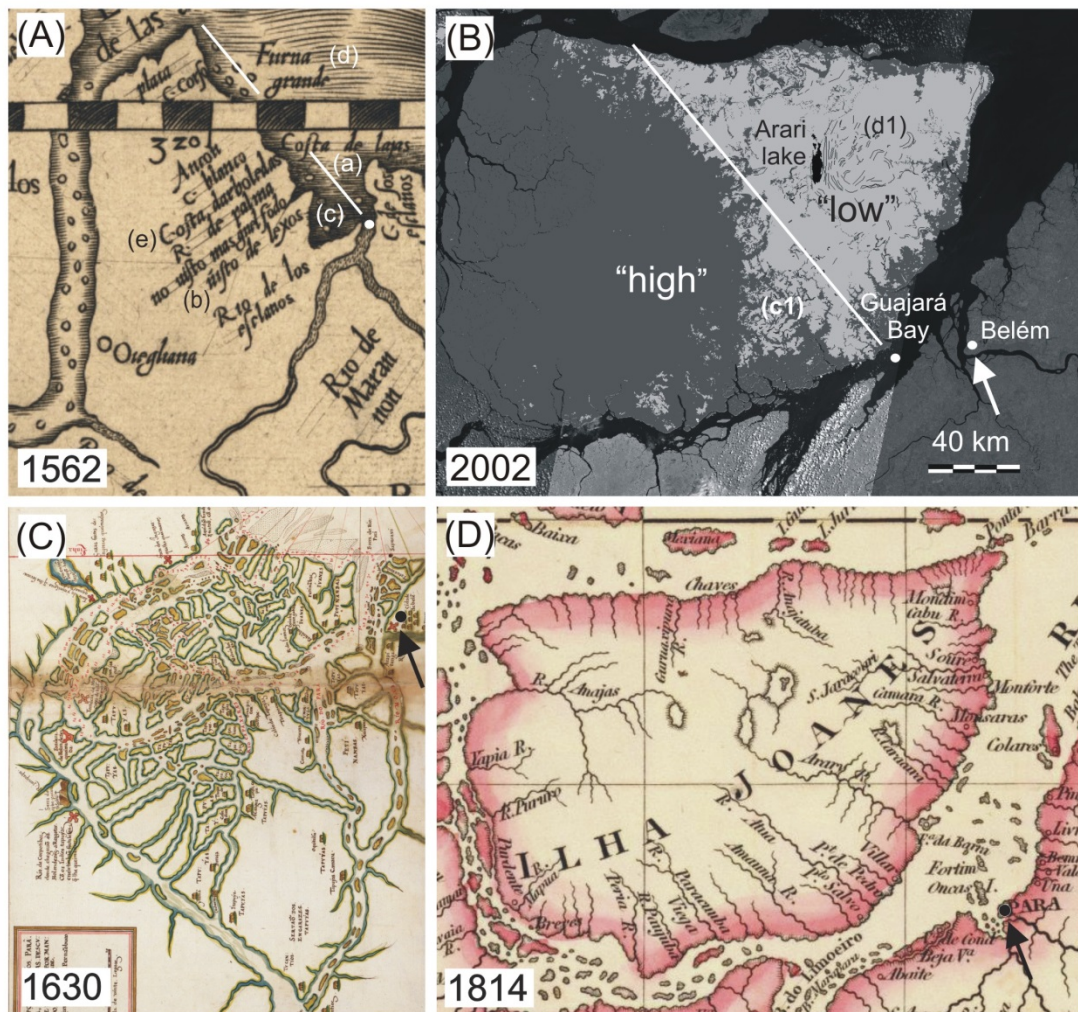


Figura 20– Evolução da Ilha do Marajó nos últimos 500 anos, baseados nos mapas históricos de Gutiérrez (1562) (A); Teixeira (1630) (C); Arrowsmith (1811) (D); e imagem LANDSAT (B).

Tal emersão foi concluída até o final do século XVIII. Provavelmente, isso foi causado por uma estabilização do nível relativo do mar próximo do atual (Cohen et al., 2005a). O mapa de Arrowsmith, baseado em "mapas manuscritos e inquéritos realizados entre 1771 e 1806" (Arrowsmith, 1811, Figura 19D), evidencia tal subida do nível relativo do mar, pois a Ilha do Marajó é apresentada basicamente com a mesma morfologia de hoje. Tal cenário apontaria para mudanças extensas e rápidas na foz do Amazonas, provavelmente refletindo efeitos regionais de eventos climáticos globais.

Descontinuidades arqueológicas cerca de 1500, 1000, 700, e 400 anos BP podem significar paleo ENSO, e tais eventos podem ter sido substancialmente mais severos que o episódio 1982-1983 (Lamb, 1988; Meggers, 1994). Várias evidências apoiam essa interpretação. Estudos polínicos na Amazônia mostram a substituição da floresta por savana nesses momentos, de acordo com a sensibilidade do limite da vegetação à seca (Frost, 1968). Excepcionalmente baixos níveis de água ocorreram na Amazônia (Nials et al., 1979; Moseley et al., 1983).

A existência de quatro episódios de intensidade excepcional, durante os últimos dois milênios, sugere uma periodicidade de cerca de 500 anos (Sandweiss, 1986). Portanto, considerando o mais recente mega-Niño, ocorrido cerca de 400 anos BP, outro pode ser esperado nas próximas décadas (Meggers, 1994).

Independentemente das forças existentes por trás da dinâmica dos manguezais, durante os últimos 1000 anos, é preciso salientar que os dados apresentados ao longo deste trabalho não significam que os manguezais se encolheram ou expandiram durante os últimos 500 anos. Testemunhos de sedimentos foram amostrados de superfícies topográficas elevadas das planícies de maré, onde os mangues são mais suscetíveis a queda do nível relativo do mar, da Península de Bragança (Cohen et al., 2005a) e do litoral do Amapá. Esses testemunhos revelam a substituição de manguezais por planícies herbáceas em torno de 470 cal anos AP, sugerindo uma migração de mangue para áreas topograficamente baixas das planícies de maré.

Ao se considerar o testemunho da Ilha do Marajó, amostrado de um lago no centro da ilha (Cohen et al., 2008), provavelmente, os dados polínicos registram o deslocamento de manguezais na sequência da progradação do litoral causada pela queda do nível relativo do mar. Esse processo causou uma diminuição na contribuição de pólen dentro do lago.

Em resumo, nossa interpretação para esses dados é de que os manguezais têm ocorrido continuamente sobre as planícies de lama com influência marinha no local de estudo entre > 5610–5470 e 470–310 cal anos AP. A ausência da vegetação de manguezal, desde 470–310 cal anos AP, é seguida pela transição de matéria orgânica sedimentar, originada de fontes marinhas e de água doce para plantas terrestres C3.

Além disso, a análise geoquímica indica uma diminuição na influência marinha durante os últimos séculos. Provavelmente, o deslocamento das florestas de manguezal para superfícies topograficamente mais baixas na área de estudo foi causado pela queda do nível relativo do mar que pode estar associado às condições secas e com menos chuva, durante a

segunda parte do último milênio. Portanto, dependendo principalmente das condições topográficas locais e descarga fluvial, pequenas flutuações do nível relativo do mar, causadas por mudanças climáticas globais ou regionais, afetarão significativamente as atuais áreas de manguezais.

6.2 LITORAL SOB FRACA INFLUÊNCIA DA DESCARGA FLUVIAL

6.2.1 Dinâmica dos manguezais do litoral do Rio Grande do Norte durante o Holoceno

Ao se considerar os quatro testemunhos amostrados das planícies de maré do estuário do Rio Ceará-Mirim, os manguezais, nesse setor do litoral do Rio Grande do Norte, iniciaram seu desenvolvimento por volta de 7000 cal anos AP, em um local 3 km distante da atual linha de costa, protegido da ação de ondas e correntes, e próximo do limite inferior da atual amplitude de maré média do local de estudo (1,4 m) (Figura 15).

Os manguezais se desenvolveram nesse local (PR-06) após as planícies de maré lamosas terem se estabelecido sobre os depósitos arenosos de canais de maré. A presença de manguezais nesse estuário foi confirmada ao longo do Holoceno médio e tardio, dentro da atual faixa de variação da maré.

Períodos de interrupção no desenvolvimento dessas florestas ocorreram como consequência da dinâmica natural de migração dos canais de maré no interior do vale estuarino, resultando na erosão de bancos de lama com manguezal e migração dos depósitos arenosos sobre as planícies de maré lamosas colonizadas por manguezal, causando a derrubada de árvores e asfixia das árvores do mangue, respectivamente. É importante destacar que não foram encontrados depósitos de lama com pólen de manguezal, acima da atual faixa de variação da maré.

Esses dados revelam que os manguezais desse estuário expandiram principalmente em resposta à estabilização do nível relativo do mar há 7000 cal anos AP. De acordo com Boski et al. (2015), um rápido aumento no nível do mar (6,1 mm/ano), no Rio Grande do Norte, ocorreu entre 8300 e 7000 cal. anos AP. Desde então, a taxa de subida do nível relativo do mar diminuiu e fatores de causa não eustática no nível relativo do mar passaram a preponderar na evolução do estuário, tais como: aporte de sedimento terrígeno e dinâmica costeira.

Obviamente, os dados analisados devem ser considerados com cautela antes de extrapolarmos interpretações para todo o litoral do Rio Grande do Norte, porém eles

permitem propor que a estabilização do nível do mar desde 7000 cal anos AP, seguido pela dinâmica natural da costa com flutuações na exposição à ação das ondas e correntes, juntamente com a dinâmica de migração dos canais de maré, foram as forças preponderantes no controle da implantação e expansão dos manguezais no interior do vale fluvial do Rio Ceará-Mirim.

Comparativamente, os manguezais do litoral do Amapá e Pará também foram fortemente influenciados pela estabilização do nível do mar no atual nível desde o Holoceno médio (Cohen et al., 2015a). Porém, a descarga fluvial também desempenhou papel fundamental no controle da salinidade das águas das marés que inundam as extensas planícies de lama típicas da costa norte.

Assim, fatores físico-químicos das águas das marés que são controlados indiretamente pela precipitação sobre a bacia de drenagem dos grandes rios do norte do Brasil atuaram em conjunto com as flutuações do nível relativo do mar do Holoceno para a implantação dos manguezais e depois no controle dos gradientes de unidades de vegetação entre o manguezal (vegetação de água salobra) e várzea (vegetação de água-doce) (Cohen et al., 2012).

Ao se considerar a baixa descarga fluvial da costa do Rio Grande do Norte (Barbosa, 1983), constatamos que as faixas de variação da salinidade da maré foram adequadas para o desenvolvimento dos manguezais ao longo de todo o Holoceno. Portanto, no caso do litoral do Rio Grande do Norte, as variações do nível relativo do mar e, secundariamente, a dinâmica sedimentar costeira juntamente com a dinâmica dos canais de maré, controlaram a estabilização do substrato favorável à implantação e à expansão dos manguezais.

6.3 LITORAL SOB MODERADA INFLUÊNCIA DA DESCARGA FLUVIAL

6.3.1 Dinâmica dos manguezais do litoral de Prado-Bahia durante o Holoceno

A integração dos dados de pólen, fácies sedimentares e registros geoquímicos dos testemunhos PR-04, PR-05 e PR-07 (Figuras 13, 14, 16 e 17) permitiu a reconstituição da dinâmica dos pântanos do planalto costeiro e de um vale fluvial próximo à Prado, litoral sul da Bahia.

6.3.1.1 Holoceno inicial: canal estuarino/maré

Ao se considerar o gradiente topográfico e a descida do nível do mar, durante o último máximo glacial por volta de 120 m, constatamos que os rios esculpiram profundos canais ao longo de seus cursos na plataforma continental. Tais vales foram preenchidos com sedimentos

fluviais. O aumento do nível do mar pós-glacial causou significativas mudanças geomorfológicas e de vegetação ao longo da zona litorânea durante o Holoceno. O contínuo aumento do nível do mar causou uma incursão marinha com erosão da linha de costa e invasão dos vales e enseadas que deram origem aos estuários e canais de maré.

6.3.1.2 Holoceno inicial e médio: planícies de maré com manguezais e ervas

É provável que a sucessão de fácies e o acúmulo de lama orgânica durante essa fase signifique o abandono de um canal de maré. Essa interpretação estratigráfica é baseada, não apenas nas mudanças no tamanho dos grãos de sedimentos e estruturas, mas também nas atuais características geomorfológicas da área de estudo, pois ela apresenta inúmeros canais abandonados ao longo do vale do rio (Figura 4b).

Esses abandonos podem ser causados por processos de mudança no curso do canal, como rompimento do meandro e avulsão (Toonen et al., 2012). Sedimentos lamosos sob a influência das marés preencheram as depressões dos canais abandonados, até o desenvolvimento de uma planície de maré com a sua ondulação típica e acamamentos heterolíticos.

As zonas de intermarés são geralmente cercadas por canais de maré em ambiente costeiro protegido. A estabilização do nível relativo do mar, e a sua posterior queda, acumulou uma sucessão de depósitos, com a sucessão de deposição de areia grossa na base, cobertos por depósitos lamosos de intermaré. Essa planície de intermaré compreende os sedimentos com acamamento heterolítico ondulado bem desenvolvido na base e acamamento heterolítico lenticular no topo.

As planícies de marés fornecem condições adequadas para o acúmulo de lama orgânica e preservação de grãos de pólen (Cohen et al., 2008). Evidências palinológicas da presença de manguezal, juntamente com micro-foraminíferos (Kumaran et al., 2004), indicam uma influência estuarina entre 7400 e 5350 cal anos AP.

Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N (Figuras 13 e 21) fornecem mais evidências que corroboram no sentido de que a matéria orgânica estuarina foi acumulada durante a fase de mangue. Manguezais, ervas e palmeiras ocuparam a planície de maré na margem do canal estuarino/maré enquanto as árvores e arbustos ocuparam o planalto (Figura 22).

Os percentuais relativamente baixos de pólen de mangue (5-20%) indicam áreas de mangue pequenas ou não-locais na área de estudo. Esses baixos percentuais de pólen de mangue podem ter sido causados pelo aumento do influxo de pólen de árvores e arbustos

(Mata Atlântica) a partir do planalto. Destacamos que essa vegetação, fora do vale fluvial, não é influenciada pelas mudanças do nível do mar.

6.3.1.3 Holoceno tardio: planície fluvial

O depósito de turfa, com acúmulo de vegetação parcialmente deteriorada e matéria orgânica com lama, apresenta uma tendência de aumento na percentagem de pólen de árvores, arbustos e palmeiras. Essa fase é caracterizada pelo desaparecimento de manguezais na área de estudo e sua migração para o mar, com um aumento da influência de plantas terrestres C3 sobre uma planície fluvial durante o final do Holoceno (Figura 22).

Hoje, as árvores de manguezal estão posicionadas ~ 34 km de distância do local de amostragem, na foz do rio Jucuruçu. Essa distância e a posição topográfica impedem o transporte pelo vento dos grãos de mangue para o local de amostragem.

A transição entre a associação de fácies B para C também é marcada pela expansão de samambaias que indicam uma diminuição da salinidade da água. A perturbação do ecossistema manguezal, durante esse período, indica condições desfavoráveis para o desenvolvimento do mangue que pode ser atribuído à diminuição da salinidade da água intersticial.

Essa diminuição da salinidade teria permitido a colonização do local de estudo por ervas, árvores, arbustos, palmeiras e samambaias (Figuras 13, 14 e 22). Essa última fase da mudança ambiental é uma consequência da ação combinada da diminuição do nível relativo do mar e aumento da descarga fluvial, este impulsionado pelo aumento da precipitação na bacia do rio.

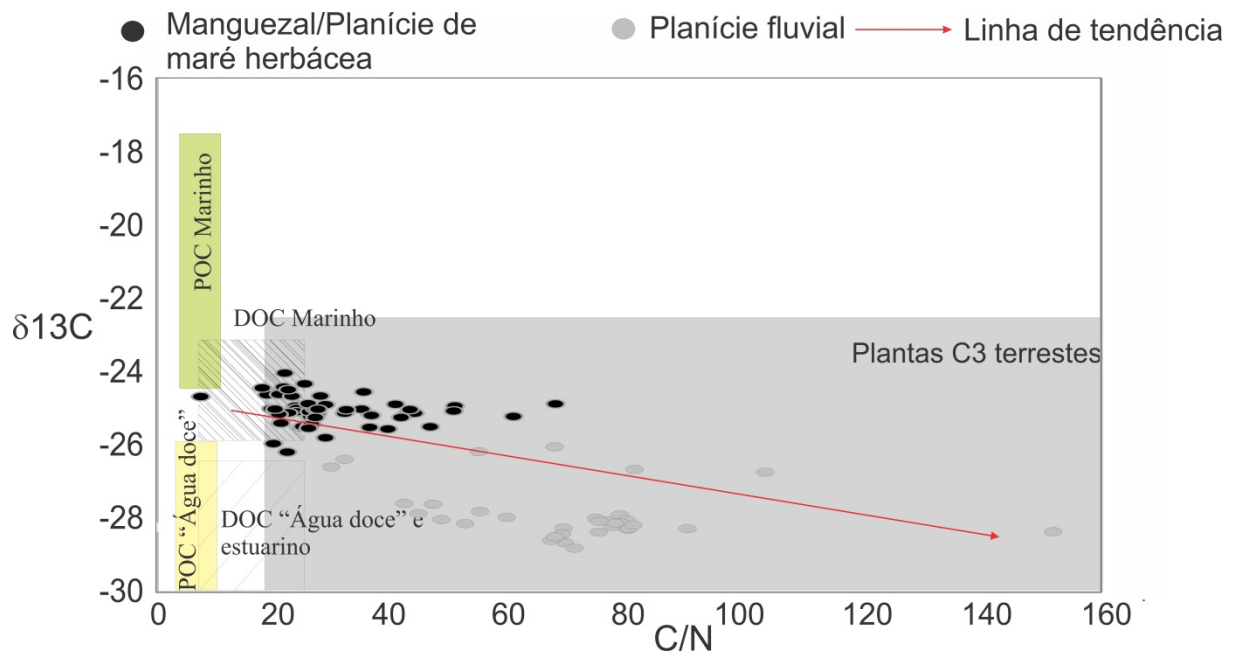


Figura 21- Diagrama com a relação $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para as diferentes fácies sedimentares (Manguezal/planície de mare herbácea e planície fluvial), com interpretações baseadas em Meyers (2003), Wilson et al. (2005) e Lamb et al. (2006).

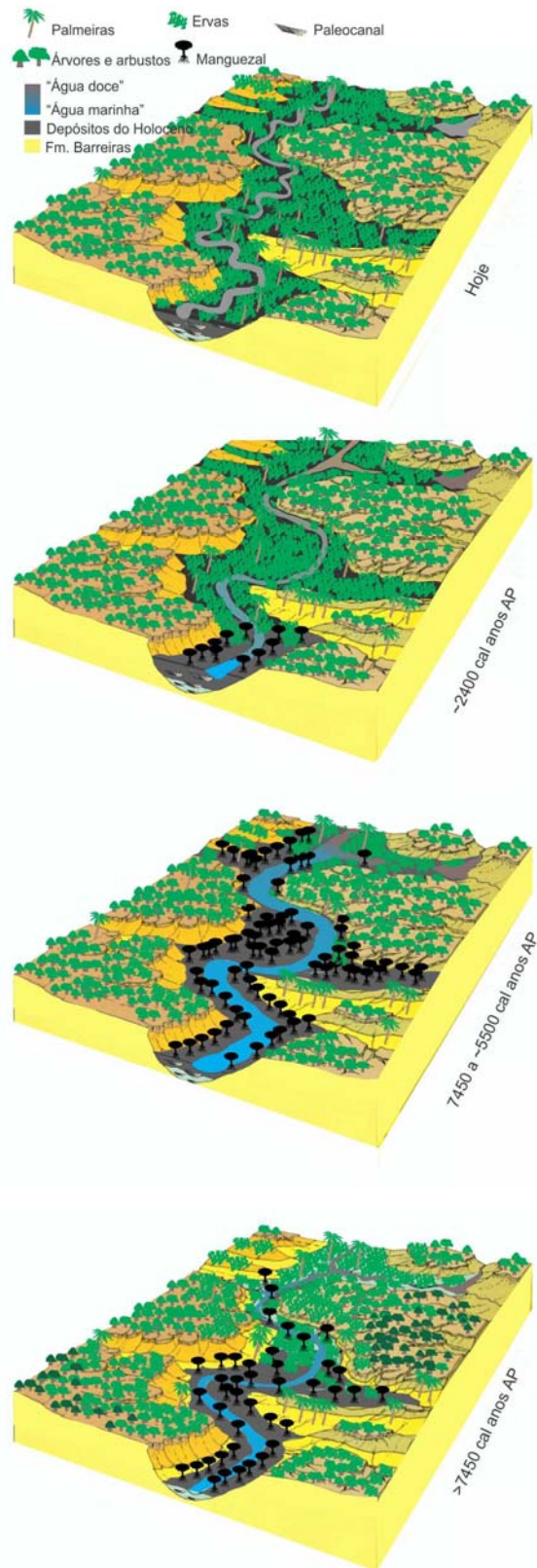


Figura 22- Modelo do desenvolvimento da geomorfologia e vegetação com sucessivas fases de acúmulo de sedimento de acordo com as mudanças no nível relativo do mar e clima durante o Holoceno.

Fonte: O autor

6.3.2 Mudanças do nível do mar no Holoceno e os manguezais

O desenvolvimento dos manguezais é controlado por interações continente-oceano e a expansão do mangue é determinada pela topografia e pelas condições de energia das correntes e ondas (Woodroffe, 1982). Os manguezais são utilizados como indicadores da dinâmica costeira porque a sua posição dentro da zona de intermarés é fortemente influenciada pelo aumento do nível do Mar (Woodroffe et al., 1989; Gornitz, 1991; Woodroffe, 1995; Cohen et al., 2005a; Cohen et al., 2005b; Cohen et al., 2008; Cohen et al., 2012). Sob diversos cenários de subida do nível do mar, os pântanos costeiros ajustam-se para um equilíbrio com o nível do mar (Kirwan & Murray, 2007; D'Alpaos et al., 2008).

Os modelos de equilíbrio projetam que as zonas de pântanos costeiros têm vários *feedbacks* que lhes permitem manter a sua posição em relação à altura média da maré (Cohen et al., 2005a, 2005b). Por exemplo, a acreção vertical de sedimentos, muitas vezes, por meio do aporte de sedimentos, aumenta com a profundidade de inundação da maré (French & Stoddart, 1992; Furukawa & Wolanski, 1996), levando a um incremento no aumento da elevação da superfície que permite que os manguezais possam manter o mesmo passo com a elevação do nível do mar (Cahoon et al., 2006).

Portanto, as análises paleoambientais de sedimentos depositados sob condições de manguezal podem fornecer um registro de antigas mudanças do nível do mar (Woodroffe, 1982; Cohen et al., 2005b). Em relação ao litoral norte brasileiro, os manguezais ocorrem em regime de meso e macromaré, com amplitudes entre 1 e 2,4 m (Cohen et al., 2005b), enquanto os mangue, nessa área de estudo, estão distribuídos entre 0,3 e 1,0 m (Figura 5).

Os dados do local de estudo sugerem que a vegetação de mangue e a matéria orgânica estuarina desenvolveram-se em uma planície de maré ao longo de um vale fluvial entre ~ 7400 e 5350 cal anos AP. Essa fase foi seguida por uma diminuição no habitat de mangue e uma expansão de plantas terrestres C3 representadas por ervas e palmeiras.

Esses resultados indicam um impacto local da diminuição do nível relativo do mar durante o final do Holoceno, causando uma regressão forçada da linha de costa sudeste brasileira que, por sua vez, levou a progradação do delta (Cohen et al., 2014). Posteriormente, ao longo dos vales fluviais, um padrão de sucessão de fácies pode ser observado, em que os sedimentos estuarinos dão lugar a uma estratigrafia mais fluvial e diminuição da influência marinha (Figuras 21 e 22).

No que diz respeito às mudanças no nível relativo do mar no Holoceno, referências para o nível de mar alto, ao longo da costa leste do Brasil, podem ser encontradas em várias

publicações (Suguio et al., 1985; Martin et al., 2003; Angulo et al., 2006). Martin et al. (2003) e Angulo et al. (2006) mostraram que o NRM excedeu o nível atual, em torno de 7700 cal anos AP e 6.800 cal anos AP, e reconstruíram a curva do NRM no Holoceno para nordeste do Brasil.

Quanto ao litoral da Bahia, Suguio et al. (1985) propuseram uma curva de flutuação do nível do mar para os últimos 7.000 anos e estabeleceram a passagem do nível médio do mar atual em 7100 anos AP, em Salvador-Bahia. No entanto, o tempo da passagem do NMM em Salvador foi baseado em uma única amostra: uma concha retrabalhada, incorporada em um *Beach Rock*, indicando uma elevação de $0 \pm 0,5$ m em 7792-7334 cal anos AP (Martin et al., 1979a).

Essa interpretação da altitude foi baseada em estruturas sedimentares primárias, observadas no *Beach rock*. Os autores inferem que a idade do depósito é a idade das amostras transportadas, que podem ser muito mais antigas do que do próprio depósito (Angulo et al., 2006). Além disso, Lessa & Angulo (1998) sugeriram que o ambiente de deposição deve ser de pelo menos 1,5 m mais elevado. Ao se considerar o nível de mar alto na região, durante o Holoceno médio em Salvador, a cerca de 5783-5291 cal anos AP, constatamos que o nível do mar foi de $4,7 \pm 0,5$ m (Martin et al., 1979a; Martin et al., 2003) ou $4,5 \pm 0,5$ m (Martin et al., 1979b) ou $4,8 \pm 0,5$ m (Suguio et al., 1985).

Em relação ao presente trabalho, o nível topográfico do local de amostragem está a cerca de $5,12 \pm 1$ m acima do nível médio do mar atual ou $4,5 \pm 1$ m acima da atual zona de desenvolvimento dos manguezais da área de estudo. O nível inferior da associação de fácies manguezal/planície de maré herbácea (B) está $4,5 \pm 1$ m de profundidade (~ 7400 cal anos AP) ($0,05$ m abaixo do atual nível de desenvolvimento dos manguezais), então, isso significa uma influência marinha ao longo do vale fluvial de 34 km a montante da sua foz atual.

Ao ter como base a amplitude das marés atualmente de ~ 2 m (DHN, 2014), a atual distribuição do mangue está entre 0,3 e 1,0 m acima do NMM na área de estudo e a margem de erro dos dados topográfico SRTM de ~ 1 m, podemos inferir que o nível relativo do mar a cerca de 7400 cal anos AP, no local de estudo, estava entre $0,0 \pm 1,35$ e $0,55 \pm 1,35$ m acima do atual nível relativo do mar (Figura 23). Durante a fase subsequente de mangue (~ 7400 - ~ 5350 a cal anos AP), as taxas de sedimentação eram substancialmente elevadas (11 - $0,5$ milímetros/ano) do que na fase sucessora de planície herbácea ($0,4$ - $0,22$ mm/ano), depositada desde ~ 5350 cal anos AP (Figura 13).

Provavelmente, essas taxas estão relacionadas com o rápido aumento do nível do mar pós-glacial que atingiu o pico no Holoceno médio, quando mais espaço foi criado para acomodar novos sedimentos. O NRM posteriormente caiu durante o Holoceno tardio, com diminuição ou ausência no espaço de acomodação de sedimentos.

A parte superior da associação de fácies B, que ocorre 175 cm de profundidade (2,75 m acima da atual zona de desenvolvimento do manguezal), implica em um aumento do nível relativo do mar de cerca de $2,75 \pm 1.35$ m em comparação com a base dessa associação de fácies (Figura 23). Esses dados indicam, portanto, que o nível relativo do mar, durante o Holoceno médio, foi 2.75 ± 1.35 m acima do nível relativo do mar moderno.

Ao longo da costa sudeste do Brasil, o NRM alto durante o Holoceno médio levou a formação de numerosas lagunas (Sallun et al., 2012), estuários e planícies de maré dominadas por mangue (Buso Junior, 2013; Cohen et al, 2014) nas proximidades do local de estudo. Essa incursão marinha ao longo do vale fluvial levou a expansão de mangue e deposição de matéria orgânica estuarina rio acima. Durante os últimos 5350 cal anos AP houve retração e subsequente desaparecimento local dos mangues, que foram substituídos por vegetação herbácea C3, formando uma planície fluvial aberta.

Ao considerar o litoral norte do Brasil, constatamos que o nível relativo do mar estabilizou no seu nível atual entre 7000 e 5000 anos AP (Behling et al, 2001; Cohen et al, 2005b; Souza Filho et al, 2006; Vedel et al. , 2006). A análise *multi-proxy* indica influência marinha e expansão da vegetação de mangue ao longo do rio Amazonas entre > 8990-8690 e 2300-2230 cal anos AP. Isso foi causado pela elevação do nível do mar pós-glacial associada a um período seco. Durante o final do Holoceno, os manguezais foram substituídos por vegetação de água doce.

Essa interação entre vegetação de água salobra e de água doce ao longo do rio Amazonas, durante o Holoceno inicial e médio, foi controlada por sua descarga fluvial, quando houve aumento da vazão e descarga de água doce pelo rio, devido à mudança de clima seco para úmido, sendo que no final do Holoceno ocorreu a redução das áreas de mangue nas zonas sob a influência do rio Amazonas (Cohen et al., 2012). Hoje, o rio Amazonas e seus afluentes são afetados somente pelas marés dinâmicas, sem intrusão de água salgada, até 1100 km a montante da sua foz (Kosuth et al., 2009; Freitas et al., 2014).

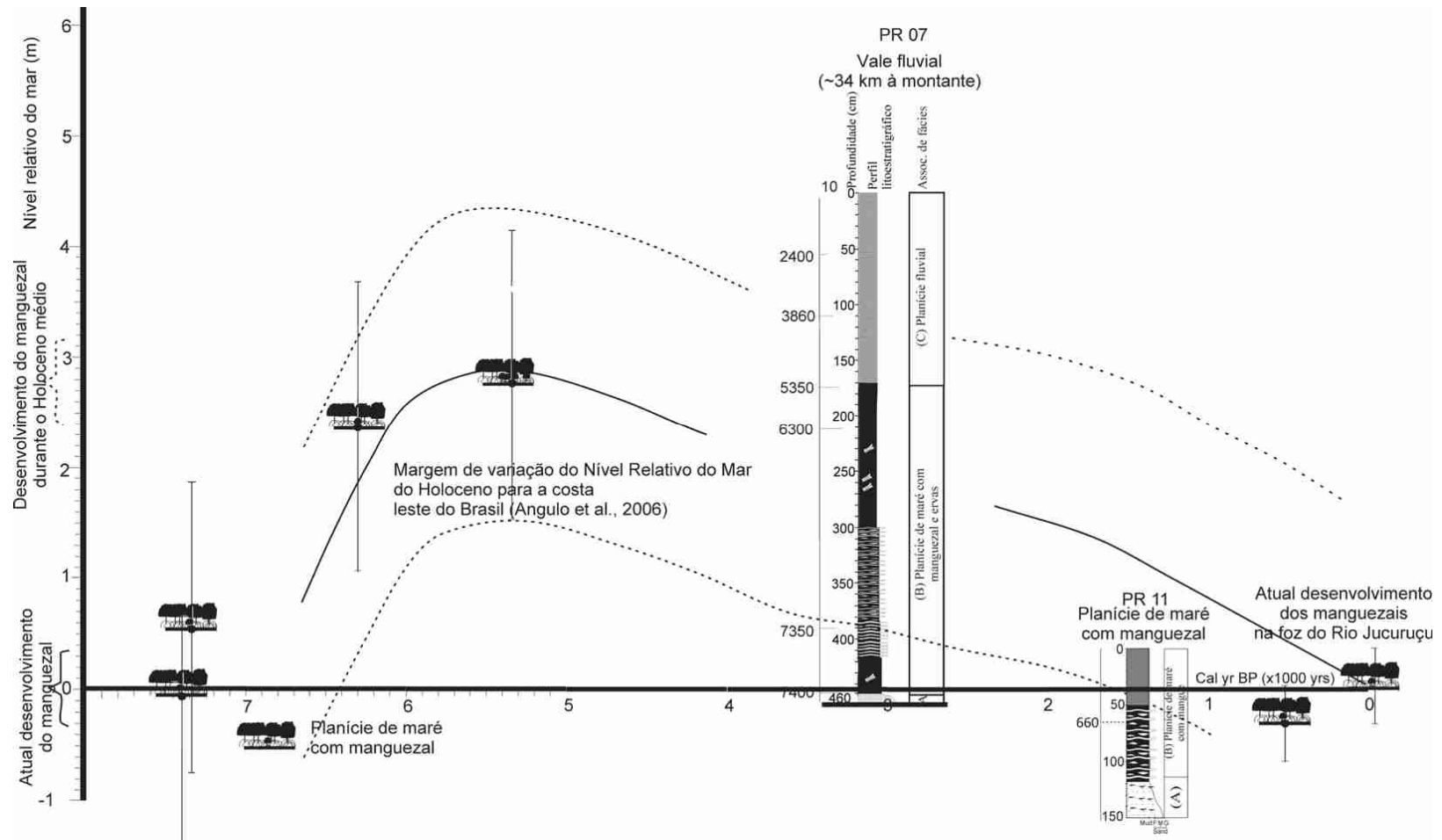


Figura 23 - Curva de nível relativo do mar para a costa leste do Brasil, baseada em amostras de vermetídios (Angulo et al., 2006) e reconstituição do nível relativo do mar para o litoral sul da Bahia, baseada nos sedimentos de manguezais.

6.3.3 Mudanças climáticas no Holoceno

A avaliação da importância das flutuações do nível do mar e as mudanças climáticas como controladores da vegetação e da dinâmica dos sistemas costeiros têm por base as características geomorfológicas específicas do local de estudo (Roe & van de Plassche, 2005; Woodroffe & Murray-Wallace, 2012). Por exemplo, mudanças na vegetação e ambientes de sedimentação com base em análises *multi-proxy* dos testemunhos amostrados em planícies litorâneas sem relevo topográfico significativo, como os terraços Holocênicos do Rio Doce, região sudeste do Brasil, foram interpretadas em grande parte, em termos de mudanças no nível do mar no Holoceno (Cohen et al, 2014; França et al, 2013).

Nesses locais, os manguezais e a vegetação de Restinga (dominada por ervas e arbustos) expandiram-se durante a subida do nível do mar pós-glacial. Em contraste, durante o final do Holoceno, o nível do mar caiu, causando uma redução na extensão de manguezais e concomitante expansão terrestre de vegetação arbórea e de água doce com o vale desconectado do domínio marinho. No entanto, neste trabalho, a área de estudo está localizada no interior de um vale fluvial (Figura 4), 23 km para o interior da costa atual e com diferença topográfica significativa de ~ 70 m entre o terraço fluvial e do planalto adjacente.

Atualmente, esse planalto é colonizado por vegetação de Mata Atlântica e nunca foi influenciado por mudanças do nível do mar no Holoceno. O local do testemunho, na planície de inundação, recebe o influxo de pólen, não só a partir da planície de inundação do vale, mas também do planalto coberto pela floresta adjacente. O registro fóssil de pólen no testemunho PR-07 (Figuras 13 e 14) revela, portanto, não apenas as alterações nos estuários e ecossistemas fluviais/várzea em relação a mudanças no NRM, mas também as mudanças na vegetação do planalto, potencialmente controladas pelas mudanças climáticas.

Nesse contexto, podemos interpretar que a transição da influência marinha para a fluvial, a cerca de 5350 cal anos AP, ocorreu predominantemente devido a uma queda no NRM, mas também devido a uma tendência de aumento da precipitação, o que provavelmente aumentou a oferta de sedimentos e água doce para o sistema costeiro e contribuiu para a retração dos manguezais do vale do rio na área de estudo para a zona litorânea (Figura 4b).

Além disso, a diminuição do percentual de pólen de vegetação herbácea e aumento de árvores e arbustos durante o Holoceno médio e tardio pode ser atribuído a um aumento das taxas de precipitação influenciando a vegetação no planalto. O testemunho PR-05 (Figura 17), amostrado do planalto (Figura 4), evidencia tal tendência ao revelar um aumento no percentual de grãos de pólen representativos da Mata Atlântica desde o Holoceno médio.

Um estudo anterior (Prado et al., 2013) sugeriu um cenário de déficit hídrico no Holoceno inicial e médio no leste da América do Sul em comparação com o final do Holoceno. Estudos paleoambientais no Brasil indicam condições de climas relativamente seco durante o Holoceno inicial nas regiões: central (Ferraz-vicentini & Salgado-Labouriau, 1996; Barberi et al., 2000); Sudeste (Ledru, 1993; Behling, 1995; Ledru et al., 1996; Behling & Hooghiemstra, 1998; Pessenda et al., 2004); e sul do Brasil (Roth & Lorscheitter, 1993; Behling, 1995; Pessenda et al., 2004). O clima no Holoceno médio e tardio foi marcado por condições úmidas (Ledru, 1993; Pessenda et al., 2004; Pessenda et al., 2009). Durante esse período, a maior pluviosidade gerou aumento da vazão do rio e intensificou, ainda, mais as condições continentais.

Portanto, mudanças no regime de chuvas (Absy et al., 1991; Behling & da Costa, 2000; Freitas et al., 2001; Molodkov & Bolikhovskaya, 2002; Pessenda et al., 2004) provocou mudanças na descarga fluvial e no gradiente de salinidade do estuário (Lara & Cohen, 2006) que, em conjunto com as alterações de salinidade aqui mencionadas, causadas por mudanças no NRM, controlou a dinâmica do mangue (Cohen et al., 2012). Especificamente com relação à área de estudo, deste trabalho, podemos inferir que o aumento da vazão do rio, impulsionado pelo controle climático causou uma redução progressiva da salinidade da água, provocando a substituição local dos manguezais por vegetação de água doce e de várzea.

Os Manguezais recuaram ao longo do vale fluvial para ocupar sua atual posição nas planícies de maré e nas bordas das lagunas costeiras (Figuras 4b e 22). O concomitante declínio no NRM, na região, teria intensificado essas mudanças de salinidade, provocadas pelo clima e melhorado no Holoceno médio e tardio, com a proteção da linha de costa de manguezais (Angulo et al, 2006;. Martin et al, 2003; Suguio et al, 1985).

Em resumo, este estudo indica a presença de um sistema estuarino com planícies de maré, colonizadas por manguezais, sendo que a matéria orgânica sedimentar é proveniente da matéria orgânica estuarina durante o Holoceno inicial e médio (entre ~ 7400 e ~ 5350 cal anos AP). Durante os últimos ~5350 cal anos AP, os manguezais retraíram e a vegetação herbácea se expandiu na área de várzea (plantas C3 terrestres), provavelmente causada pelos efeitos combinados de uma redução do NRM e aumento da oferta de água doce.

Durante o Holoceno inicial e médio, houve um aumento no NRM, o que causou uma incursão marinha ao longo do vale fluvial. As condições climáticas secas, durante o Holoceno inicial e médio, teriam diminuído a descarga fluvial, contribuindo, assim, para essa transgressão marinha. No entanto, durante o Holoceno tardio, o NRM caiu e a precipitação

aumentou, sendo que esse efeito combinado causou a restrição dos manguezais nas planícies de maré ligados à margem das lagunas próximas do litoral atual. A evolução geomorfológica e vegetacional da área de estudo revela o NRM máximo no Holoceno médio, seguido por uma diminuição progressiva da NRM até o presente.

6.3.4 Mudanças na vegetação nos últimos 500 anos

Ao considerar os últimos séculos, o testemunho PR-04 (Figura 16), amostrado do planalto ocupado pela Mata Atlântica e próximo de zonas agrícolas e de pasto (Figura 4), indica uma abrupta mudança na vegetação de um domínio arbóreo para uma vegetação amplamente ocupada por ervas por volta do ano 1700 AD. Nesse caso, é importante destacar que os testemunhos PR-05 e PR-07 indicam uma tendência gradual de aumento da vegetação arbórea e contração das planícies herbáceas durante o Holoceno, como consequência de um aumento nas taxas de precipitação nesse período (Figuras 13 e 17).

Com a abrupta alteração de arbóreo para ervas em 1700 AD, essa mudança pode ser atribuída à atividade antrópica, mediante o desmatamento da Mata Atlântica. Desde o início da colonização europeia, nos séculos XVI e XVII, essas florestas foram amplamente destruídas e convertidas em áreas agrícolas. Isso causou uma acelerada erosão do solo, principalmente nas encostas, resultando em grandes quantidades de sedimentos acumulados nas planícies de inundação fluvial (Bork & Rohdenburg, 1985; Dantas & Coelho Netto, 1995).

Esse processo erosivo poderia explicar também a ausência de grãos de pólen em grande parte do segmento superior do testemunho PR-04 (últimos 300 anos) e a entrada de material arenoso no local de amostragem. Portanto, provavelmente as mudanças no conteúdo polínico, registrado no PR-04, foram causados pela atividade humana.

6.4 DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DO LITORAL DE LINHARES-ESPÍRITO SANTO

A integração das fácies sedimentares, dados polínicos, registros geoquímicos e datação por carbono 14 dos testemunhos I-02, I-03 e Li24 permitiu reconstituir a dinâmica dos ambientes deposicionais e pântanos associados do litoral de Linhares, Espírito Santo, durante os últimos ~6500 cal anos AP, em especial nos ~1337 cal yr BP (Figura 24). Quatro fases de desenvolvimento das áreas de pântanos desse litoral estão sendo propostas como resultado principalmente das mudanças no Nível Relativo do Mar (NRM).

6.4.1 Fase 1 (Holoceno médio e tardio)

Essa fase está representada no testemunho I-3 por planícies de maré, ocupadas por floresta de mangue e vegetação herbácea em uma posição interna da planície costeira (Figuras 6, 7, 10, 24 e 26). Durante os últimos 6350 cal anos AP, os depósitos arenosos progradaram sobre as camadas de lama. Transição semelhante ocorreu em ~ 1.800 cal anos AP no testemunho I-2 que está localizado entre os testemunhos I-3 e LI-34 (Figuras 6, 7, 24 e 26).

6.4.2 Fase 2 (~ 1337 a ~ 900 cal anos AP)

A fase 2 foi registrada no testemunho LI-34 (Figuras 8, 9, 24 e 26). Uma planície herbácea na porção mais distal da planície costeira estudada caracteriza essa fase desde pelo menos ~1.337 cal anos AP. O acamamento heterolítico e camadas arenosas maciças sugerem alternância de fluxo de energia (Figura 8).

A combinação de dados de pólen (Figura 9) e o diagrama binário de $\delta^{13}\text{C}$ (média = -15,5 ‰), em relação a C/N, revelou a contribuição de plantas C4 e matéria orgânica aquática marinha (Figura 25). Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ (média = 4,8 ‰) sugerem uma influência da matéria orgânica aquática e terrestre (~ 5,0 ‰, Sukigara & Saino, 2005) (Figura 8).

6.4.3 Fase 3 (~ 900 a ~ 400 cal anos BP)

Essa fase registrou uma transição entre uma planície herbácea e uma planície de maré de mangue. A abundância de acamamento heterolítico *flaser* e lenticulares, assim como areias com estratificação cruzada indicam alternâncias frequentes no fluxo de energia (Reineck & Singh, 1980). A ocorrência de laminação convoluta, dentro das camadas arenosas com acamamento heterolítico (Figura 8, 1,7-1,5 m), está relacionada a diferenças de forças que atuam sobre uma camada de sedimentos hidroplásticos, típicas de planícies lamosas (Collinson et al., 2006).

O acamamento heterolítico (1,3-0,8 m) também é compatível com a alternância de fluxo de energia. Os restos vegetais, raízes e marcas de raízes indicam uma abundância de detritos vegetais. Os dados de pólen revelam o predomínio de ervas, árvores e arbustos, seguido por manguezais com *Rhizophora* e *Avicennia*.

A tendência de diminuição ascendente de $\delta^{15}\text{N}$ de 4,5 ‰ para 2,3 ‰ (testemunho LI-34, figura 8, 1,9-0,9 m de profundidade) sugere um aumento da influência de matéria orgânica terrestre (Peterson & Howarth, 1987; Fellerhoff et al., 2003). As plantas aquáticas

geralmente absorvem o nitrogênio inorgânico dissolvido, que é isotopicamente enriquecido em $\delta^{15}\text{N}$ por 7 ‰ a 10 ‰ em relação ao N atmosférico (0 ‰).

Assim, as plantas terrestres, que utilizam N_2 derivados de $\delta^{15}\text{N}$ da atmosfera, têm valores variando entre 0‰ a 2‰ (Meyers, 2003). Os resultados de C/N (média = 21) também indicam uma tendência semelhante, com um aumento de influência da matéria orgânica a partir de plantas terrestres vasculares (> 20 plantas vasculares, Meyers (1994), Tyson (1995)). O diagrama binário da relação $\delta^{13}\text{C}$ e C/N revela a contribuição de plantas terrestres C3 (Figura 25) e da matéria orgânica estuarina.

6.4.4 Fase 4 (~ 400-100 cal anos AP até o presente)

Essa fase é marcada pelo desenvolvimento de mangue (15-40%), sendo caracterizado por *Rhizophora* (15-40%) e *Avicennia* (2-5%). Os outros grupos ecológicos representados por ervas (15-75%), árvores e arbustos (5-50%) e palmeiras (<5%) podem ocorrer em associação com ambientes de mangue. A prevalência de acamamento heterolítico com tocas de organismos são típicos de habitats de mangue (Figura 8).

O aumento dos valores de 1,4 a 4,5% e de 0,06 a 0,19% do TOC e NT, respectivamente, pode ser atribuído ao desenvolvimento de mangue no local de estudo. O aumento da tendência dos valores de $\delta^{15}\text{N}$ de 2,5 para 4,0 ‰ (média = 3,3 ‰) e a tendência de diminuição dos valores de C/N de 27 para 16 indicam um aumento da influência de matéria orgânica aquática.

Além disso, o diagrama binário $\delta^{13}\text{C}$ em relação a C/N mostra uma tendência de diminuição da contribuição das plantas terrestres C3 e aumento de matéria orgânica estuarina (Figura 25). Essas tendências podem estar relacionadas a um aumento do NRM durante os últimos 400 anos cal AP (Figura 26).

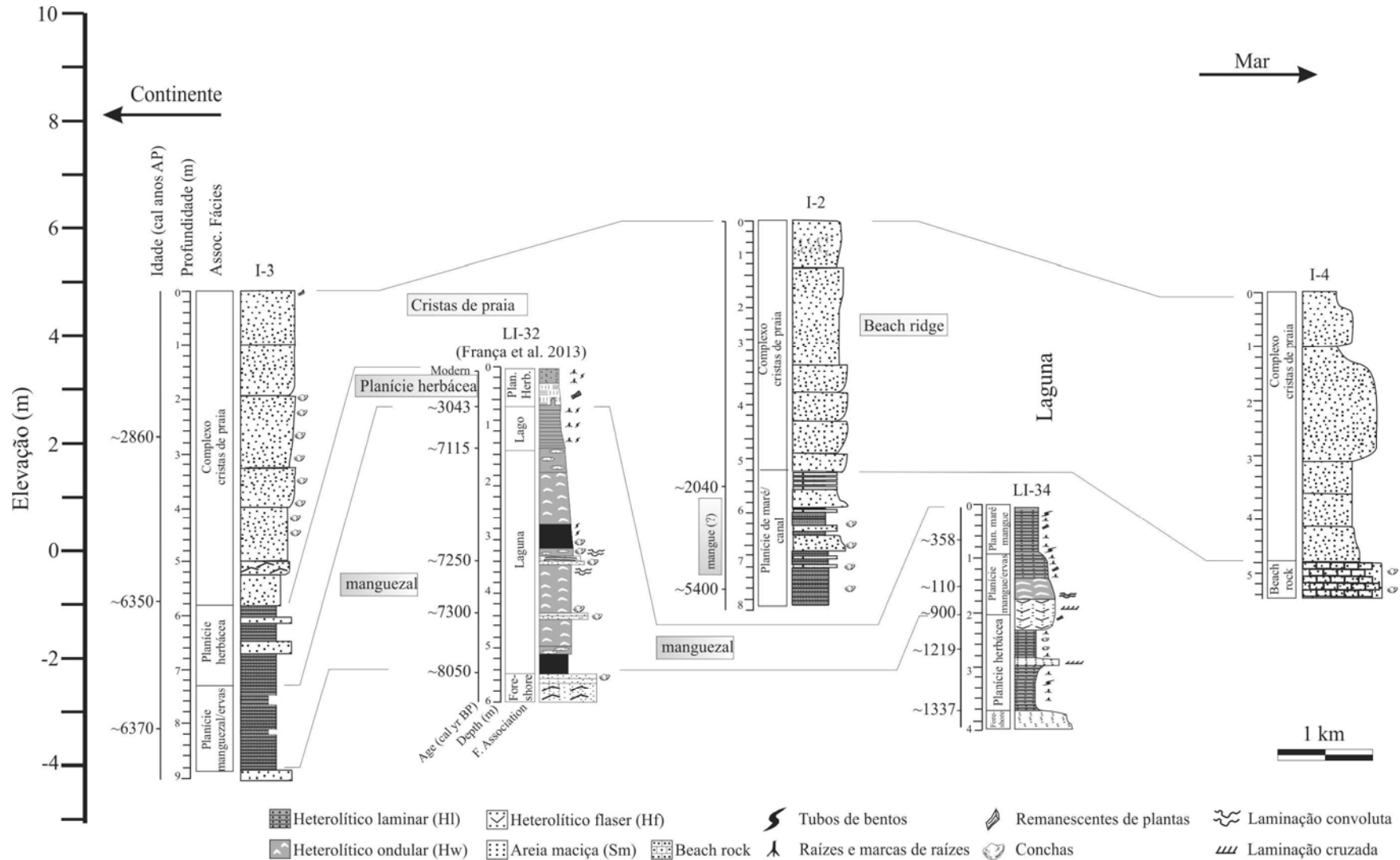


Figura 24 – Integração dos testemunhos amostrados do litoral de Linhares –ES, segundo as suas posições topográficas.

Fonte: O autor

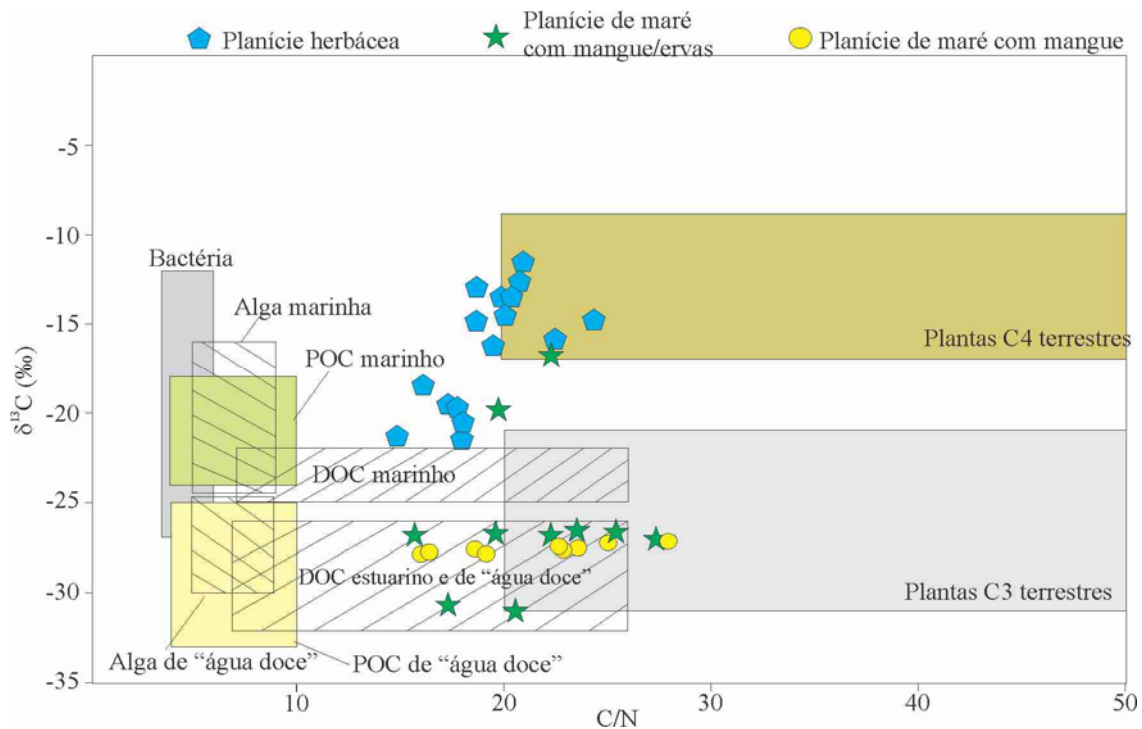


Figura 25– Diagrama ilustrando a relação $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para as associações de fácies sedimentares identificadas no litoral de Linhares-ES de acordo com Meyers (2003), Wilson et al. (2005) e Lamb et al. (2006).

6.4.5 Mudanças climáticas e de nível de mar afetando a dinâmica dos manguezais

Em relação à planície costeira estudada, a elevação do nível do mar pós-glacial causou uma incursão marinha com erosão dos cordões arenosos e invasão das baías e dos amplos vales. Isso também favoreceu a evolução das lagunas e estuários com as planícies lamosas de maré ocupadas por manguezais durante o Holoceno inicial e médio, como registrado no testemunho I-3 (Figura 10) e LI-32 (Figura 24).

No entanto, a estratigrafia costeira e a dinâmica da vegetação dependem da ação combinada de oscilações no NRM e do suprimento de água e de sedimentos fluviais, este influenciado pela chuva na bacia de drenagem (Cohen et al, 2005a,b; Cohen et al., 2012; Guimarães et al, 2012; Smith et al, 2012; França et al, 2013; Cohen et al, 2014). Essa interação afeta a posição relativa das linhas de costa (França et al, 2013; Cohen et al, 2014).

Ao se considerar as mudanças climáticas do Holoceno, condições relativamente secas e mais úmidas têm sido relatadas nas regiões: central, sudeste e sul do Brasil, durante o Holoceno inicial e Holoceno Médio/tardio, respectivamente (Behling & Lichte, 1997; Behling & Hooghiemstra, 1998; Ledru et al., 1998; Barberi et al., 2000; Pessenda et al., 2004; Pessenda et al., 2009). As variações na descarga fluvial podem ser uma consequência de variações nas taxas de precipitação (Amarasekera et al., 1997). Assim, uma precipitação

elevada durante o Holoceno médio e tardio pode ter causado um aumento das descargas fluviais e entrada de sedimentos no sistema costeiro (Praskievicz, 2015).

Nesse contexto, o fornecimento de areia da montante do rio e a queda do nível relativo do mar, durante o Holoceno tardio (Angulo et al., 2006), conduziram a linha de costa para uma posição mais baixa, produzindo depósitos progradaçãoais e a formação de extensas restingas sobre a lama transgressiva. Durante esse tempo, as áreas de manguezal retraíram e os pântanos, ocupado por ervas, expandiram-se. No entanto, o relevo levemente ondulado e lateralmente contínuo dos cordões arenosos permitiu a formação de lagunas estreitas com manguezais em suas margens, onde os depósitos lamosos foram acumulados (Figura 26).

6.4.6 Relação entre os cordões arenosos e os manguezais

Uma possibilidade para a formação dos cordões arenosos é o surgimento e estabilização de bancos de areia nas partes inferiores da praia, zona de surf e posterior emersão (Swift, 1975; Walker, 1992). Sob tais circunstâncias, a formação de lagunas e baías, protegidas da ação de ondas e correntes, é favorecida, assim ocorre o acúmulo de lama e condições favoráveis para o estabelecimento dos manguezais (Figura 26).

Como ocorre a progradação da costa, as depressões entre os cordões arenosos são gradualmente preenchidas até que o influxo marinho seja cortado. Esse processo impede o desenvolvimento do mangue e faz com que haja a sua substituição por pântanos de água doce. No entanto, uma nova franja de mangue pode ser estabelecida novamente em uma posição mais baixa, onde outros cordões arenosos emergem.

Esse mecanismo tem permitido o desenvolvimento de manguezais, ao longo das bordas internas dos cordões arenosos, durante um intervalo de tempo restrito de décadas ou séculos, dependendo da queda no NRM. Em seguida, alguns cordões arenosos, cercados por depósitos de manguezais, podem ser utilizados como indicadores do nível do mar e das antigas posições da linha de costa (Mason, 1990; Otvos, 2000).

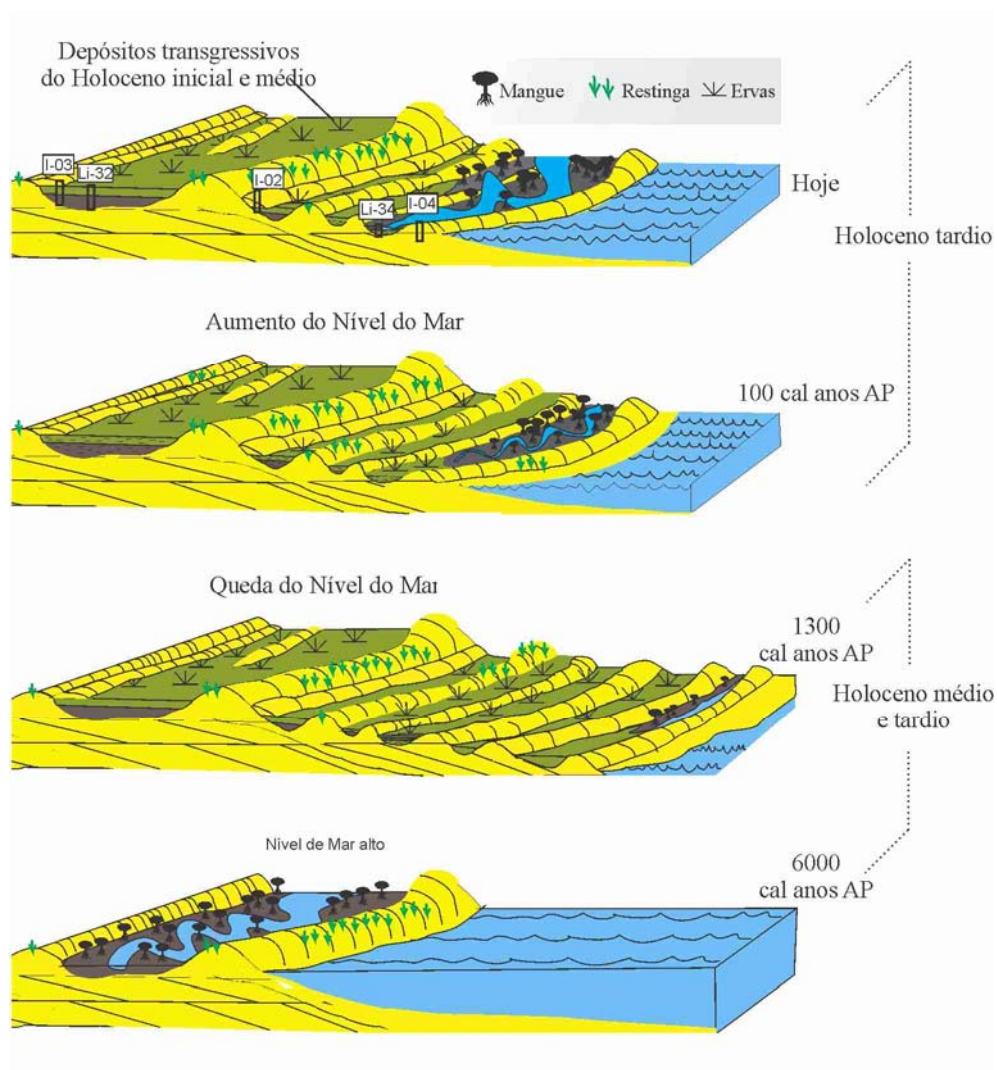


Figura 26 – Modelo da evolução geomorfológica e vegetação do litoral de Linhares-ES de acordo com o suprimento de sedimento e mudanças no NRM: (a) Primeiro estágio de progradação com desenvolvimento de planícies herbáceas, seguido pela colonização de manguezais (Holoceno médio e tardio); (b) segundo estágio de progradação com planície de maré lamosa ocupada por mangue (Holoceno tardio – presente).

Fonte: O autor

Em contraste, o aumento do NRM modifica a planície deltaica por meio da erosão dos cordões arenosos. Esse processo promove a expansão dos estuários, lagunas, canais de maré e planícies de maré. O estabelecimento e desenvolvimento desses ambientes favorecem o acúmulo de lama, ao longo de um gradiente estuarino de salinidade, adequado para expansão do mangue sobre os depósitos transgressivos (Cohen et al, 2012; Lara & Cohen, 2006) (Figura 26).

No caso da área de estudo, perdas significativas da cobertura de vegetação herbácea podem ter ocorrido devido à migração de mangue para áreas elevadas. Nesse local, há uma transição entre a vegetação herbácea e florestas de mangue (Figuras 26 e 7). Além disso, a

distribuição da vegetação na área de estudo segue padrões bem conhecidos, com uma relação estreita entre as assembleias vegetais e os habitats topograficamente definidos (Baltzer, 1970), em que a competição exclui, pela salinidade, as espécies intolerantes (Snedaker, 1978).

A salinidade da água intersticial é controlada basicamente pela frequência de inundações, levando a padrões característicos de zoneamento das espécies (Cohen & Lara, 2003; Lara & Cohen, 2006).

6.4.7 Mudanças do manguezal de Linhares-ES durante as últimas décadas

A análise de séries temporais de imagens de satélite, para um intervalo de vinte e nove anos, indica importantes mudanças geomorfológicas e de vegetação (Figura 7). A laguna, onde os manguezais estudados estão localizados, está truncada com os cordões arenosos e os manguezais estão migrando para uma posição topográfica elevada e ocupada por vegetação herbácea. Por exemplo, o local de amostragem, representado pelo testemunho LI-34, apresenta uma planície de maré colonizada por manguezais.

No entanto, de acordo com a imagem, obtida por satélite para o ano de 1984, o local foi ocupado pela vegetação herbácea (Figura 7), como indicado pelas análises de pólen (Figura 9). Situação similar foi descrita no litoral norte brasileiro (Cohen e Lara, 2003; França et al, 2012).

Essa migração do mangue para setores elevados, durante as últimas décadas, e a erosão dos cordões arenosos por lagunas pode estar relacionada com um aumento do nível do mar atual, frequentemente referido na literatura (Bindoff et al., 2007). A dinâmica de mangue, dependente da topografia, sugere fortemente um aumento na frequência de inundação, mudanças na salinidade do solo e transporte de sementes de mangue para áreas mais elevadas (Cohen & Lara, 2003; Lara & Cohen, 2006).

Outras causas para a expansão das lagunas e migração de mangue na área de estudo pode ser proposto. Por exemplo, alterações na descarga fluvial poderiam ter afetado tanto a salinidade quanto o nível de água. Essas mudanças poderiam ter sido cíclicas, ao longo da costa, por causa de correntes litorâneas que podem obstruir a ligação da laguna com o mar. Por exemplo, um lago moderno, perto da foz do Rio Doce (Figura 7c), não está conectado com o mar. Consequentemente, a vegetação dominante na borda desse lago é de água doce. No entanto, se a conexão entre o lago e o mar retornar, o mangue irá expandir sobre essa área. Em seguida, o transporte de sedimentos pela deriva litorânea ao longo da costa pode causar

episódios recorrentes de desconexão entre a laguna e o mar, afetando a sucessão da vegetação local dentro de um prazo determinado (nesse caso, décadas).

Nesse contexto, as forças controladoras por trás das alterações da vegetação na área de estudo poderiam ser explicadas por processos autocíclicos e alocíclicos (Busch & Rollins, 1984). Processos autocíclicos têm origem no interior da bacia e estão relacionados com a dinâmica sedimentar.

Os autocíclicos podem ser causados por marés e tempestades e eles apresentam continuidade estratigráfica limitada. Em sistemas deltaicos, tais processos podem incluir avulsão do rio, a migração de barras em pontal, meandros fluviais ou migração lateral de ilhas barreiras.

Já os processos alocíclicos são de origem de fora da bacia e podem incluir, por exemplo, alterações climáticas, as flutuações do nível do mar e tectonismo. Esses processos tendem a produzir impactos generalizados sobre o registro sedimentar (Walker, 1992).

Assim, as alterações da vegetação durante o Holoceno na área de estudo estão provavelmente associadas com os processos alocíclicos, pois mudanças importantes nas associações de fácies ocorreram e são consistentes com a queda do NRM e com as mudanças climáticas registradas, ao longo da costa sudeste do Brasil.

No entanto, a migração do mangue – registrado por imagens de satélite durante as últimas décadas, com a transição de planícies de maré herbáceas para manguezais, e a matéria orgânica terrestre para estuarina, revelado pelo pólen e dados biogeoquímicos durante último século(s) – pode estar relacionada a uma tendência de longo prazo, controlada pela atual tendência de elevação do nível do mar (processo alocíclico) e/ou transporte de sedimentos ao longo da costa (processo autocíclico).

Em resumo, os dados do litoral de Linhares revelam que durante o Holoceno médio, planícies de maré – posicionadas sobre terrenos topograficamente elevados, ao longo da borda de uma laguna protegida por cordões arenosos – foram ocupadas por pântanos representados por árvores de mangue e ervas. Durante os últimos ~ 6350 cal anos AP, a queda do NRM e a maior descarga de sedimentos fluviais teria promovido a progradação do litoral. Esses processos também teriam levado a formação de extensos cordões arenosos sobre depósitos de lama transgressiva. O último, acumulado em lagunas e planícies de maré, levou à contração da área de mangue. Uma transição similar foi registrada em uma posição relativamente baixa e distal em ~3043 cal anos AP.

Entre ~ 1337 e ~ 900 cal anos AP, uma planície de maré na borda de uma laguna foi colonizada por vegetação herbácea (plantas C4) e acumulou matéria orgânica marinha. No entanto, a contribuição de matéria orgânica terrestre aumentou ao longo do tempo.

A fase seguinte, entre ~900 e ~400 / ~100 cal anos AP, é marcada pela transição de planície de maré herbácea para mangue, como indicado pelo aumento do afluxo de matéria orgânica terrestre. Durante os últimos ~ 400/~ 100 cal anos AP, o mangue se estabeleceu, como indicado pela análise de pólen, seguido de um aumento da contribuição da matéria orgânica estuarina.

A última fase de estabelecimento de mangue e do aumento da contribuição de matéria orgânica estuarina, registrada nos últimos séculos, pode estar associada a um aumento do nível relativo do mar. Sob essa condição, a erosão dos cordões arenosos e a expansão das lagunas e manguezais, como registrados nas análises de séries temporais de imagens de satélite, são esperadas.

No entanto, considerando as diversas forças que podem influenciar a dinâmica de mangue, estudos aprofundados, ainda, são necessários, consistindo no acompanhamento das florestas de mangue por imagens de satélite, somado ao trabalho de campo, a fim de identificar a influência da subida do nível relativo do mar sobre a distribuição dos manguezais ao longo do litoral do Estado do Espírito Santo, Sudeste do Brasil.

7 INTEGRAÇÃO DA DINÂMICA DOS MANGUEZAIS DO LITORAL NORTE, NORDESTE E SUDESTE DO BRASIL

A integração de dados de geomorfologia (Figuras 3, 4, 6 e 7), feições sedimentares, pólen, isótopos (Figuras 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17 e 24) e vinte e seis datações C-14 (Tabela 4), obtidas a partir de quatorze testemunhos, amostrados ao longo do litoral do Amapá, Rio Grande do Norte, Bahia e Espírito Santo (Tabela 1), revelaram dinâmicas distintas para os manguezais, dependendo das variações do nível relativo do mar e descarga fluvial, durante o Holoceno.

No Norte do Brasil, a área com manguezais e influência marinha foram maiores que as atuais entre >8750 e ~2250 cal anos AP, formando uma faixa contínua de manguezais, ao longo do litoral do Amapá e Pará. Entretanto, no Holoceno tardio, os manguezais foram substituídos por vegetação de água-doce na costa afetada pelas águas do Amazonas, como registrado nos trabalhos de Guimarães et al. (2013); Smith et al. (2012) e França et al. (2013).

A dinâmica desses pântanos foi regida pela interação do aumento do NRM e a menor descarga do Amazonas durante o Holoceno inicial e médio que resultou no estabelecimento de uma contínua faixa de manguezal que foi fragmentada durante o Holoceno tardio, devido ao aumento na descarga fluvial, consequência de um período relativamente úmido sobre a Bacia Amazônica.

Nesse caso, tanto o aumento do NRM quanto ao componente climático, aqui evidenciado, por meio da descarga fluvial, tiveram um papel aproximadamente equilibrado no controle do estabelecimento dos manguezais na atual linha de costa, quando o NRM alcançou o atual nível do mar entre 7 e 6 mil anos.

Após o estabelecimento dos manguezais, as mudanças na distribuição espacial dessas florestas, na costa norte, foram reguladas principalmente pela força climática, mediante o aumento da descarga fluvial que causou uma diminuição na salinidade das águas estuarinas, gerando uma substituição dos manguezais nas planícies de maré lamosas por vegetação de várzea adaptada a água-doce.

Ao se considerar os últimos 1000 anos, constatamos que as planícies herbáceas elevadas na costa do Amapá e Pará, com pouca ou nenhuma influência da maré atualmente, revelaram uma transição de influência marinha com manguezais para uma fase dominada por ervas e matéria orgânica terrestre cerca de 400 cal anos AP.

Nesse caso, a migração dos manguezais para zonas inferiores desde ~400 cal anos AP, provavelmente, foi causada por uma diminuição no NRM que pode estar associada a

mecanismos eustáticos, desencadeados pela Pequena Idade do Gelo e/ou um período seco, evidenciado em diferentes locais da Amazônia que teriam capacidade de diminuir a vazão do Amazonas e gerar uma diminuição no NRM. Por outro lado, nas últimas décadas, existe uma tendência de migração dos manguezais para superfícies elevadas (Cohen & Lara, 2003). Isso pode estar relacionado à tendência de subida do NRM nas últimas décadas (Bindoff et al., 2007).

Os manguezais do Rio Ceará-Mirim, Rio Grande do Norte têm ocorrido dentro da atual amplitude da maré desde ~7000 cal anos AP, e não foram encontrados indícios de influência marinha acima da atual faixa de variação da maré. O estabelecimento desses manguezais foi controlado basicamente pelo aumento do NRM até ~7000 cal anos AP quando atingiu seu atual nível e estabilidade. Tal padrão de variação do NRM para o Holoceno é o identificado para a costa norte do Brasil.

Entretanto, estudos realizados 34 km a montante no Rio Jucuruçu, Prado-Bahia, indicam a presença de manguezais e matéria orgânica estuarina entre ~7400 e ~5300 cal anos AP 2,7 m acima do atual nível do mar. Durante o Holoceno tardio, os manguezais migraram para a foz desse rio. Dinâmica similar foi registrada no litoral de Linhares, Espírito Santo, onde os limites superiores das planícies de maré foram ocupados por manguezais durante o nível de mar máximo do Holoceno médio, seguido por uma progradação de cordões litorâneos sobre os depósitos de lama do manguezal durante o Holoceno tardio.

Nos últimos séculos, a vegetação de manguezal tem se estabelecido sobre a vegetação herbácea com uma tendência de aumento de matéria orgânica estuarina. Portanto, no litoral sul da Bahia e do Espírito Santo, os manguezais migraram para superfícies elevadas na medida em que o NRM subiu até 3,4 m acima do atual NRM por volta de 5300 cal anos AP, acompanhado por uma diminuição na descarga fluvial. Posteriormente, o NRM desceu ao nível atual e ocorreu um aumento da descarga fluvial durante o Holoceno tardio. Durante os últimos 400 anos, os manguezais podem estar respondendo a um aumento no NRM.

8 O FUTURO DOS MANGUEZAIS BRASILEIROS COM BASE NA SUA DINÂMICA NO ÚLTIMO MILÊNIO

A avaliação dos processos de recuperação natural da vegetação de mangue, durante o Holoceno e, principalmente, nos últimos 1000 anos é crucial para a compreensão da sua capacidade de sobrevivência em cenários futuros (Record et al., 2013), com um provável aumento da pressão urbana ao longo dos litorais e as taxas de subida do nível do mar, entre 1,8 e 2,4 mm / ano, e aumento da temperatura da superfície do mar em torno de 1-3 °C até o final desse século (Church et al., 2013).

Provavelmente, durante os últimos 1000 anos, as mudanças na área de mangue ocorreram em uma escala proporcional de interação entre as taxas de subida do nível relativo do mar, alterações climáticas e fatores antrópicos. Globalmente, ao longo dos últimos 1000 anos, o nível do mar mínimo (-19 a -26 cm) ocorreu por volta de 1730 DC, e o nível máximo mar (12-21 cm) por volta de 1150 DC (Grinsted et al., 2009). A tendência do nível do mar semelhante foi registrada no litoral norte do Brasil com impacto significativo na dinâmica de mangue (Cohen et al., 2005).

Em relação ao século passado, o nível do mar aumentou a uma taxa de cerca de 1,7 mm/ano, com um incremento notável de até 3 mm/ano durante a última década (Bindoff et al., 2007). Esse aumento do NRM tem levado a uma migração de mangue a uma superfície topográfica maior ao longo do litoral norte do Brasil, causando uma retração do manguezal. A perda de área de manguezal se deve principalmente a erosão e a migração de bancos arenosos sobre os bancos de lama no sentido do continente. Esse processo causa a asfixia à vegetação de mangue (Cohen e Lara, 2003; Cohen et al, 2009; França et al, 2012).

De acordo com Parkinson et al. (1994), a floresta de mangue será estável somente se as taxas de acreção vertical de sedimentos se mantiverem durante um aumento do NRM de ~ 1,3 mm /ano. A melhor previsão é de um aumento do NRM com mais de 8 mm/ano e, isso, causará a submersão das florestas de mangue.

Ao considerar o litoral norte, nordeste e sudeste brasileiro, mesmo com um aumento do NRM tolerável pelos manguezais, constatamos que o impacto do aumento do NRM sobre os manguezais dependerá da superfície topográfica disponível para a migração dos manguezais. Os litorais, onde o planalto costeiro, geralmente representado pela Formação Barreiras – ocorra como uma paleo-falésia atrás da planície litorânea – poderá significar um obstáculo natural ao deslocamento dos manguezais no sentido do continente. Isso pode ser

traduzido em perda de área de manguezais na medida em que o NRM aumente em costas com tal geomorfologia.

Por outro lado, o aumento do NRM pode contribuir para a formação de novas planícies de maré no interior de estuários e deltas, assim como gradualmente modificar as condições físicas e químicas de planícies fluviais, adequados para o desenvolvimento de várzeas para a implantação de manguezais na medida em que a salinidade aumenta.

Esse processo pode ser favorecido nos litorais que apresentam tendência de diminuição da precipitação sobre a bacia de drenagem que alimentam seus rios. Isso acentuaria uma incursão marinha no interior dos vales fluviais, causando um aumento da influência marinha e conseqüentemente a expansão dos manguezais rio acima.

Ao considerar uma tendência de diminuição nas taxas de precipitação no litoral norte brasileiro, associado ao aumento do NRM, verificamos que a perda de área de manguezais, provocada pela erosão e formação de bancos arenosos sobre os depósitos de lama de manguezais (Cohen & Lara, 2003) poderia ser compensada pelo desenvolvimento de manguezais no interior de vales fluviais com diminuição da descarga fluvial. Processo semelhante aconteceu nos vales fluviais de Prado-BA e nas planícies costeiras de Linhares durante a subida do NRM do Holoceno inicial.

A configuração geomorfológica e climática prejudicial aos manguezais é aquela em que ocorra uma limitada planície litorânea, adequada para a migração dos manguezais na medida em que o NRM aumente, associada a um aumento na descarga fluvial. Dessa forma, além dos manguezais estarem sendo afogados pela brusca transição topográfica entre o planalto e a planície costeira, não haveria possibilidade de deslocamento dessas florestas no interior dos estuários e deltas, pois, o aumento no volume da descarga fluvial inviabilizaria o desenvolvimento de planícies de maré com salinidades apropriadas ao estabelecimento e a sobrevivência dos manguezais.

9 CONCLUSÃO

Como resultado da síntese de dados originais (geomorfologia, feições sedimentares, pólen, isótopos e datações C-14) e previamente publicados, podemos concluir que o norte do Brasil, com um litoral fortemente influenciado pela descarga fluvial, possuía uma área de manguezais com influência marinha maiores que as atuais entre >8750 e ~2250 cal anos AP, formando uma faixa contínua de manguezais.

No Holoceno tardio, os manguezais foram substituídos por vegetação de água-doce próximo da foz do Amazonas e as planícies herbáceas elevadas revelaram uma transição de influência marinha com manguezais para uma fase dominada por ervas e matéria orgânica terrestre a cerca de 400 cal anos AP. Nas últimas décadas existe uma tendência de migração dos manguezais para superfícies mais elevadas.

Os manguezais do Rio Ceará-Mirim, Rio Grande do Norte, com pouca influência da descarga fluvial, têm ocorrido dentro da atual amplitude da maré desde ~7000 cal anos AP, e não foram encontrados indícios de influência marinha acima da atual faixa de variação da maré. Entretanto, estudos realizados 34 km a montante no Rio Jucuruçu, Prado-Bahia, sob influência moderada das descargas fluviais, indicam a presença de manguezais e matéria orgânica estuarina entre ~7400 e ~5300 cal anos AP, sendo que durante o Holoceno tardio, os manguezais migraram para a foz deste rio.

Dinâmica similar foi registrada no litoral de Linhares, Espírito Santo, onde os limites superiores das planícies de maré foram ocupados por manguezais durante o nível de mar máximo do Holoceno médio, seguido por uma progradação de cordões litorâneos sobre os depósitos de lama do manguezal durante o Holoceno tardio. Nos últimos séculos, a vegetação de manguezal tem se estabelecido sobre a vegetação herbácea com uma tendência de aumento de matéria orgânica estuarina.

Ao considerar a dinâmica dos manguezais do norte do Brasil, verificamos que o aumento do NRM e a menor descarga do Amazonas, durante o Holoceno inicial e médio, resultaram em uma contínua faixa de manguezal que foi fragmentada durante o Holoceno tardio, devido ao aumento na descarga fluvial. A migração dos manguezais para zonas inferiores desde ~400 cal anos AP, seguida por um deslocamento inverso nas últimas décadas, foi causada por uma queda no NRM na escala de 500 anos e uma subida do NRM nas últimas décadas.

No litoral do Rio Grande do Norte, o estabelecimento dos manguezais foi controlado basicamente pelo aumento do NRM até ~7000 cal anos AP, quando atingiu seu atual nível e

estabilidade. Entretanto, no litoral sul da Bahia e do Espírito Santo, os manguezais migraram para superfícies elevadas na medida em que o NRM subiu até 2,7 m acima do atual NRM por volta de 5300 cal anos AP, acompanhado por uma diminuição na descarga fluvial. Posteriormente, o NRM desceu ao nível atual e ocorreu um aumento da descarga fluvial durante o Holoceno tardio. Durante os últimos séculos, os manguezais de Linhares podem estar respondendo a uma elevação no NRM.

Ao considerar esses dados sobre a dinâmica dos manguezais, segundo as mudanças do NRM e clima durante o Holoceno, podemos propor as seguintes projeções para as áreas de manguezais até o final do século XXI. Com um provável aumento da pressão urbana, ao longo dos litorais e as taxas de subida do nível do mar, os litorais terão importantes perdas de áreas de manguezais, mediante o afogamento de suas florestas.

Ao considerar o litoral norte, nordeste e sudeste brasileiro, mesmo com um aumento do NRM tolerável pelos manguezais, constatamos que o impacto do aumento do NRM sobre os manguezais dependerá da superfície topográfica disponível para a migração dos manguezais e da situação climática. A configuração geomorfológica e climática prejudicial aos manguezais é aquela onde ocorre uma limitada planície litorânea, adequada para a migração dos manguezais, na medida em que o NRM aumente, associada a um aumento na descarga fluvial.

Dessa forma, além dos manguezais estarem sendo afogados pela brusca transição topográfica entre o planalto e a planície costeira, não há possibilidade de deslocamento dessas florestas no interior dos vales estuarinos e planícies deltaicas, visto que o aumento no volume da descarga fluvial inviabilizaria o desenvolvimento de planícies de maré com salinidades apropriadas ao estabelecimento e a sobrevivência dos manguezais.

REFERÊNCIAS

- Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Ferreira da Silva M., Soubiès F., Suguio K., Turcq B., Van der Hammen T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le Sud-Est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années : première comparaison avec d'autres régions tropicales: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences.Série 2 : Mécanique*, **312**(6): 673–678.
- Alexander C.R., Nittrouer C.A., DeMaster D.J. 1986. High-resolution seismic stratigraphy and its sedimentological interpretation on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, **6**(1-2): 337–357. doi: 10.1016/0278-4343(86)90067-1.
- Allison M.A., Nittrouer C. a., Kineke G.C. 1995. Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon River. *Marine Geology*, **125** (3-4): 303–328. doi: 10.1016/0025-3227(95)00017-S.
- Amaral P.G.C., Ledru M.-P., Branco F.R., and Giannini P.C.F. 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **241** (3-4): 608–620. doi: 10.1016/j.palaeo.2006.04.010.
- Amarasekera K.N., Lee R.F., Williams E.R., Eltahir, E. a. B. 1997. ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers: *Journal of Hydrology*, **200**, (1-4): 24–39, doi: 10.1016/S0022-1694(96)03340-9.
- 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**, (5-6): 486–506. doi: 10.1016/j.quascirev.2005.03.008.
- Arai M., 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras: *Geologia USP. Série Científica*, **6** (2):01–06. doi: 10.5327/S1519-874X2006000300002.
- Arrowsmith A. 1811. *Outline of the physical and political divisions of South America*. David Rumsey Map collection. Disponível em: <<http://www.>> . Acesso em: 16/02/2012.
- Asmus H.E., Gomes J.B., Pereira A.C.B. 1971. Integração geológica regional da bacia do Espírito Santo, In: 25^o Congresso Brasileiro de Geologia (SBG), São Paulo, p. 235–254.
- Bacoccoli G., 1971, Os deltas marinhos holocênicos brasileiros – Uma tentativa de classificação: *Bol Técnico da Petrobrás*, v. 14, p. 5–38.
- Baltzer F. 1970. Etude sédimentologique du marais de Mara (Côte ouest de la Nouvelle Calédonie) et de formations quaternaires voisines. Mémoires expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle Calédonie. *Foundation Singer-Polignac*, **4**: 146–169.
- Bandeira A.N., Petri, S., and Suguio, K., 1975, Projeto Rio Doce (Relatório final). CENPES, PETROBRAS.
- Barberi M., Salgado-Labouriau M.L., Suguio K. 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**, (3): 241–254, doi: 10.1016/S0895-9811(00)00022-5.
- Barbosa S.M.S. 1983. Análise histórica e morfológica do estuário do rio Potengi e litoral adjacente da região de Natal-RN: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 209 p. Dissertação de mestrado.

- Barreto C.F., da Luz C.F.P., Baptista-Neto J. a, Vilela C.G., Barth O.M. 2007. Palynological analysis of a sediment core obtained in Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil.: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**, (2): 223–34.
- Behling H., 1995. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history: *Journal of Paleolimnology*, **14**, (3):253–268. doi: 10.1007/BF00682427.
- Behling H., 1993. Untersuchungen zur Spätpleistozänen und Holozänen Vegetations- und Klimageschichte der Tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder in Santa Catarina (Sudbrasilien): Thesis Doctorate. Berlin, 149 p.
- Behling H., Arz H.W., Pätzold J., Wefer, G. 2002. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **179** (3-4):227–243. doi: 10.1016/S0031-0182(01)00435-7.
- Behling H., Cohen M.L., Lara R. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, **13** (2): 73–80. doi: 10.1007/s00334-004-0031-1.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara, R.J. 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil: *Bosque*. **167** (3-4): 225–242.
- 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** (3):369–377. doi: 10.1006/qres.1999.2117.
- Behling H., Hooghiemstra H. 2000. Holocene Amazon rainforest-savanna dynamics and climatic implications: high-resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. *Journal of Quaternary Science*, v. 15, no. 7, p. 687–695, doi: 10.1002/1099-1417(200010)15:7<687::AID-JQS551>3.0.CO;2-6.
- Behling H., Hooghiemstra H., 1998, Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **139** (3-4): 251–267. doi: 10.1016/S0031-0182(97)00139-9.
- Behling H., Lichte M. 1997. Evidence of Dry and Cold Climatic Conditions at Glacial Times in Tropical Southeastern Brazil. *Quaternary Research*. **48** (3):348–358. doi: 10.1006/qres.1997.1932.
- Berrêdo J.F., Costa M.L., Socorro, P. 2008. Efeitos das variações sazonais do clima tropical úmido sobre as águas e sedimentos de manguezais do estuário do rio Marapanim. *costa nordeste do Estado do Pará*: v. 38, (3): 473–482.
- Bindoff N., Willebrand J., Artale, V. 2007. Observations: oceanic climate change and sea level, in Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., M., T., and Miller, H.L. eds., *Climate Change 2007. The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press.
- Bird E.C.F. 1980. Mangroves and coastal morphology. *Victorian Naturalist*. **97** (2): 48–58.
- Boaventura F.M.C., Narita C. 1974. Geomorfologia da Folha NA/NB.22 - Macapá, in Projeto RADAM. Projeto de Integração Nacional, Rio de Janeiro, p. 1–36.

- Bork H.-R. & Rohdenburg H. 1985. Zur Bilanzierung jungholozäner Boden Umlagerungen im Einzugsgebiet des Rio Ribeira. *Südbrasilien*. **11** (12): 1445–1454.
- Boski T., Bezerra F.H.R., de Fátima Pereira L., Souza A.M., Maia R.P., Lima-Filho, F.P., 2015. Sea-level rise since 8.2ka recorded in the sediments of the Potengi–Jundiá Estuary, NE Brasil. *Marine Geology*. **365**: (12):1–13. doi: 10.1016/j.margeo.2015.04.003.
- Broccoli A.J., Dahl K.A., Stouffer, R.J. 2006. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, **33** (1): n/a–n/a. doi: 10.1029/2005GL024546.
- Busch R.M., Rollins, H.B. 1984. Correlation of Carboniferous strata using a hierarchy of transgressive-regressive units. *Geology* **12** (8):471. doi: 10.1130/0091-7613(1984)12<471:COCSUA>2.0.CO;2.
- Bush M.B., Colinvaux, P.A. 1988. A 7000-year pollen record from the Amazon lowlands, Ecuador. *Vegetatio*. **76** (3): 141–154. doi: 10.1007/BF00045475.
- Bush M.B., Silman M.R., Listopad C.M.C.S. 2007. A regional study of Holocene climate change and human occupation in Peruvian Amazonia. *Journal of Biogeography*. **34** (8):1342–1356. doi: 10.1111/j.1365-2699.2007.01704.x.
- Buso Junior, A.A., 2013. Late Pleistocene and Holocene Vegetation, Climate Dynamics, and Amazonian taxa in the Atlantic Rainforest of Linhares, Southeastern Brazil. *Radiocarbon*. **55** (3–4): 1747–1762. doi: 10.2458/azu_js_rc.55.16211.
- Cahoon D.R., Hensel P.F., Spencer T., Reed D.J., McKee K.L., Saintilan, N. 2006. Coastal wetland vulnerability to relative sea-level rise. *wetland elevation trends and process controls*, in Verhoeven, J.T.A., Beltman, B., Bobbing, R., and Whigham, D.F. eds., *Wetlands and Natural Resource Management*, Springer-Verlag, Berlin, p. 271–292.
- 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** (3):173–186. doi: 10.1023/A:1009904816246.
- Calkin P.E., Wiles G.C., Barclay, D.J. 2001. Holocene coastal glaciation of Alaska. *Quaternary Science Reviews*. **20** (1-3): 449–461. doi: 10.1016/S0277-3791(00)00105-0.
- Camargo M.G. 1999. SYSGRAN for Windows: granulometric analyses system: Pontal do Sul.
- Church J.A., Clark P.U., Cazenave A., Gregory J.M., Jevrejeva S., Levermann A., Merrifield M.A., Milne G.A., Nerem R.S., Nunn P.D., Payne A.J., Pfeffer W.T., Stammer D., Unnikrishnam A.S. 2013. Sea level change, in *Stocker, T.F. Qin, D. Plattner, G.-K. Tignor, M. Allen, S.K. Boschung, J., Nauels A. Xia, Y. Bex, V., Midgley P.M.* eds. *Climate change.2013. the physical basis, contribution of working group I to the fifth assessment report of the Intergovernmental panel on climate change, Cambridge.*: 1029–1136.
- Cobb K.M., Charles C.D., Cheng H., Edwards R.L. 2003. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium: *Nature*. **424** (6946): 271–276. doi: 10.1038/nature01779.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara, R.J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*. **136** (1): 93–108.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., Smith C.B., Matos H.R.S., Vedel, V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*. **18** (6): 425–439. doi: 10.1007/s00334-008-0208-0.
- 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.

- Cohen M.C.L., Lara, R.J., 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazônia: Application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*. **11** (4): 223–231. doi: 10.1023/A:1025007331075.
- Cohen M.C.L., Lara R.J., Ramos J.F.F., Dittmar T. 1999. Factors influencing the variability of Mg, Ca and K in waters of a mangrove creek in Bragança, North Brazil. *Wetlands* **83**: 9–15.
- Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Smith, C.B., Angélica, R.S., Dias, B.S., and Pequeno, T., 2008, Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years: CATENA, v. 76, no. 1, p. 70–77.
- Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Behling H., de Fátima Rossetti D., França M.C., Guimarães J.T.F., Friaes Y., Smith C.B. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*. **55**:50–58.
- Cohen M.C.L., 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**. (4): 433–443. doi: 10.1007/s11273-004-0413-2.
- Colinvaux, P., De Oliveira, P.E., and Patiño, J.E.M., 1999, Amazon Pollen Manual and Atlas: Harwood Academic Publishers, Dordrecht.
- Collinson, J., Mountney, N., and Thompson, D. 2006. Sedimentary Structures. Dunedin Academic Press, Edinburgh.
- Conroy J.L., Overpeck J.T., Cole J.E., Shanahan T.M., and Steinitz-Kannan, M., 2008, Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record: *Quaternary Science Reviews*, **27** (11):1166–1180. doi: 10.1016/j.quascirev.2008.02.015.
- Costa M.L., Behling H., Berrêdo J.F., Siqueira, N.V.M. 2004. Mineralogical, Geochemical and Palynological Studies of Late Holocene Mangrove Sediments from Northeastern Para State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**: 479–488.
- Costa Neto, 2004, Relatório de vegetação: Subsídio ao diagnóstico sócio ambiental.
- D'Alpaos A., Lanzoni S., Marani M., Rinaldo A. 2008. Landscape Evolution in Tidal Embayments: *Modelling the Interplay of Erosion, Sedimentation, and Vegetation Dynamics*. **112** (01008): 1–17.
- Dantas M.E., Coelho Netto, A.L., 1995. Impacto do ciclo cafeeiro na evolução da paisagem geomorfológica no medio vale do Rio Paraíba do Sul. *Cad Geociências*. **15**:59–76.
- Dantas E.L., De Souza Z.S., Wernick E., Hackspacher P.C., Martin H., Xiaodong D., Li, J.W. 2013. Crustal growth in the 3.4-2.7Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil: **227**: 120–156. doi: 10.1016/j.precamres.2012.08.06.
- Desjardins T., Filho, A. C., Mariotti A., Girardin C., Chauvel, A, 1996. Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene revealed by stable isotope ratios of soil organic carbon. *Oecologia*.**108** (4): 749–756. doi: 10.1007/BF00329051.
- Dominguez, J.M.L. 2009. The Coastal Zone of Brazil, *in Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 17–51.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., L.,M.. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltáicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*. **11**: 227–237.
- Dominguez J.M.L., Martin L., Bittencourt, A.C.S.P. 1987. Sea-level history and quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast brazilian coast: A summary, *in Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution, SEPM (Society for Sedimentary Geology)*: 115–127.
- Dominguez L.J., Silva P.B., Martin A.C. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil.: roles of sea-level history, trade winds and climate: *Sediment. Geol.* **80**:213–232.

- Eisma D., Augustinus P.G.E.F., Alexander C. 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of amazon mud: *Netherlands Journal of Sea Research*. **28** (3):181–192. doi: 10.1016/0077-7579(91)90016-T.
- Embrapa, 2006, Sistema Brasileiro de Classificação de Solos:.
- Erdtman G., 1960, The acetolysis method: in a revised description: *Svensk Botanisk Tidskrift Lund*, **54**, (4): 561–564.
- Fellerhoff C., Voss M., Wantzen K.M. 2003. Stable carbon and nitrogen isotope signatures of decomposing tropical macrophytes. *Aquatic Ecology* **37** (4):361–375. doi: 10.1023/B:AECO.0000007049.25535.12.
- Ferraz-vicentini K.R., Salgado-Labouriau, M.L. 1996. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, **9** (3-4): 207–219. doi: 10.1016/0895-9811(96)00007-7.
- Filho P.W.M.S., Cohen M.C.L., Lara R.J., Lessa, G.C., Koch, B., Behling, H., Wegener, A., 2006, Holocene Coastal Evolution and Facies Model of the Bragança Macrotidal Flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil: **39**: 306–310.
- França M.C., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Lorente F.L., Buso Junior A.Á., Guimarães J.T.F., Friaes Y., Macario K., 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil: *CATENA* **110**: 59–69.
- França M.C., Francisquini M.I., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Guimarães J.T.F., and Smith C.B. 2012. The last mangroves of Marajó Island — Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Palaeobotany and Palynology* **187**:. 50–65.
- Freitas H.A., Pessenda L.C.R., Aravena R., Gouveia S.E.M., de Souza Ribeiro A., Boulet R. 2001. Late Quaternary Vegetation Dynamics in the Southern Amazon Basin Inferred from Carbon Isotopes in Soil Organic Matter: *Quaternary Research*. **55** (1): 39–46. doi: 10.1006/qres.2000.2192.
- Freitas P.T.A., Silva M.S., Souza Filho P.W.M., Ogston A., Nittrouer C.A., ASP, N.E. 2014. Tidal Influence on the Hydrodynamics in a Major Amazon Tributary, in *Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS) conference*, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil.
- French J.R., Stoddart D.R. 1992. Hydrodynamics of salt marsh creek systems: Implications for marsh morphological development and material exchange. *Earth Surface Processes and Landforms*. **17**(3):235–252. doi: 10.1002/esp.3290170304.
- Frost D.B., 1968. The Climate of the Rupununi Savannas. Savanna Research: *McGill Univ*, Montreal.
- Furukawa K., Wolanski E. 1996. Sedimentation in Mangrove Forests: *Mangroves and Salt Marshes* **1** (1):3–10. doi: 10.1023/A:1025973426404.
- Gornitz V., 1991. Global coastal hazards from future sea level rise: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **89** (4): 379–398.
- Graham N.E., Hughes M.K., Ammann C.M., Cobb K.M., Hoerling M.P., Kennett D.J., Kennett, J.P., Rein B., Stott L., Wigand P.E., Xu, T. 2007. Tropical Pacific – mid-latitude teleconnections in medieval times: *Climatic Change*. **83** (1-2): 241–285. doi: 10.1007/s10584-007-9239-2.
- 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**(1): 13–35.
- Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva, S. 2009. Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 ad. *Climate Dynamics*, **34** (4): 461–472. doi: 10.1007/s00382-008-0507-2.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Alves I.C.C. Smith C.B., Pessenda L.C.R., Behling H., 2013a. An integrated approach to relate Holocene climatic, hydrological, morphological and vegetation changes in the southeastern Amazon region. *Vegetation History and Archaeobotany*. **22** (3):185–198. doi: 10.1007/s00334-012-0374-y.

- 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** (2):451–465. doi: 10.1590/S0001-37652010000200021.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., Franca M.C., Pessenda L.C.R., Behling H. 2012a. Morphological and vegetation changes on tidal flats of the Amazon Coast during the last 5000 cal. yr BP. *The Holocene*. **23** (4): 528–543. doi: 10.1177/0959683612463097.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Silva A.K.T. da, Rodrigues S.F.S. 2013c. Mineralogical and geochemical influences on sediment color of Amazon wetlands analyzed by visible spectrophotometry. *Acta Amazonica*, **43** (3): 331–342. doi: 10.1590/S0044-59672013000300009.
- Guimarães, J.T.F., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Franca, M.C., Smith, C.B., and Nogueira, A.C.R., 2012b, Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River: *The Holocene*, **22** (3): 359–370. doi: 10.1177/0959683611423693.
- Gutiérrez D. 1562. *Americae: Library of Congress Washington, D.C.*
- Haberle S., Maslin M. 1999. Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon Basin based on a 50,000 year pollen record from the Amazon Fan, ODP Site 932: *Quaternary Research*. **51**: 27-38.
- Van der Hammen T. 1986. Fluctuaciones holocénicas del nivel de inundaciones en la cuenca del Bajo Magdalena_Cauca-San Jorge (Colombia). *Geología Norandina*, **10**: 11–18.
- Harris S.E., Mix A.C. 1999. Pleistocene Precipitation Balance in the Amazon Basin Recorded in Deep Sea Sediments: *Quaternary Research*, **51** (1): 14–26. doi: 10.1006/qres.1998.2008.
- Hutchings P., Saenger P. 1987. *Ecology of mangroves: Queensland University Press.*
- Instituto de Desenvolvimento Econômico e Meio Ambiente do Rio Grande do Norte., 2011,.
- Irion G., Müller J., Morais J.O., Keim G., de Mello J.N., Junk W.J. 2009. The impact of Quaternary sea level changes on the evolution of the Amazonian lowland. *Hydrological Processes*. **23** (22): 3168–3172. doi: 10.1002/hyp.7386.
- Iriondo M., Kröhling, D. 1995. El Sistema Eólico Pampeano. *Com Museo Prov Ciencias Nat*, **5** (1): 80.
- Kirwan M.L., Murray A.B. 2007. A coupled geomorphic and ecological model of tidal marsh evolution.. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. **104** (15): 6118–22. doi: 10.1073/pnas.0700958104.
- Kjerfve B., Lacerda, L.D. 1993. Mangroves of Brazil., in *Conservation and sustainable utilization of mangrove forest in Latin America and Africa regions.*, p. 272.
- Kjerfve B., Perillo G.M.E., Gardner L.R., Rine J.M., Dias G.T.M., Mochel F.R. 2002. Morphodynamics of muddy environments along the Atlantic coasts of North and South America, in Healy, T., Wang, Y., and Healy, J.A. eds., *Muddy coasts of the world: processes deposits and functions.*, Elsevier, Amsterdam, p. 479–532.
- Köppen, W. 1936. Das geographische System der Klimate, in Köppen, W. and Geiger, R. eds., *Handbuch der Klimate*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, p. 1–44.
- Kosuth P., Callède J., Laraque A., Filizola N., Guyot J.L., Seyler P., Fritsch J.M., Guimarães, V., 2009, Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River: *Hydrological Processes*. **23** (22):3141–3150. doi: 10.1002/hyp.7387.
- 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** (2): 335–340.
- Lamb, H.H., 1988, *Weather, Climate and Human Affairs.*: Routledge, London.

- 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** (1-4):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** (3-4): 399–408. doi: 10.1007/s10584-008-9507-9.
- Lara R.J., Cohen, M.C.L. 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model: *Wetlands Ecology and Management*, **14** (4): 349–358. doi: 10.1007/s11273-005-4991-4.
- Ledru, M.-P., 1993, Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil: Quaternary Research. **39** (1): 90–98. doi: 10.1006/qres.1993.1011.
- Ledru, M.-P., Braga, P.I.S., Soubiès, F., Fournier, M., Martin, L., Suguio, K., and Turcq, B., 1996, The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **123** (1-4): 239–257. doi: 10.1016/0031-0182(96)00105-8.
- Ledru, M.-P., Cordeiro, R.C., Dominguez, J.M.L., Martin, L., Mourguiart, P., Sifeddine, A., and Turcq, B., 2001, Late-Glacial Cooling in Amazonia Inferred from Pollen at Lagoa do Caçó, Northern Brazil: *Quaternary Research* **55** (1): 47–56. doi: 10.1006/qres.2000.2187.
- Ledru, M.-P., Salgado-Labouriau, M.L., and Lorscheitter, M.L. 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology*. **99** (2):131–142, doi: 10.1016/S0034-6667(97)00049-3.
- Lessa, G.C., and Angulo, R.J. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question—reply: *Marine Geology*. **150**: 189–196.
- Lima, M.I.C., Bezerra, P.E., and Araújo, H.J.T., 1991, Sistematização da Geologia do Estado do Amapá, in *Simpósio de geologia da Amazônia Anais*. SBG, p. 322–335.
- Luckman, B.H., 2000, The Little Ice Age in the Canadian Rockies: , no. July 1998.
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F., Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Briffa, K.R., Jones, P.D., et al., 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly.: *Science* (New York, N.Y.), **326** (5957):1256–60. doi: 10.1126/science.1177303.
- Martin, L. 2003. Holocene Sea-Level History Along Eastern-Southeastern Brazil: *Anuário do Instituto de Geociência*, **26**: 13–24.
- Martin, L., Dominguez, J.M.L., and 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., Flexor, J.M., Vilas-Boas, G.S., Bittencourt, A.C.S.P., and Guimarães, M.M.M., 1979a, Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador—Bahia), in Suguio, K., Fairchild, T.R., Martin, L., and Flexor J.M. eds., *Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, p. 264–295.
- Martin, L., J.M.L., D., and A.C.S.P., B., 1998, Climatic control on coastal erosion during a sea-level fall episode: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**: 249–266.
- Martin, L., and Suguio, K., 1992. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **99** (1-2): 119–140. doi: 10.1016/0031-0182(92)90010-3.

- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Dominguez J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P. 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the Central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **68** (3): 303–354.
- Martin L., Vilas-Boas G.S., Flexor J.M. 1979b. Introdução ao estudo do Quaternário do litoral do Estado da Bahia—Trecho Salvador Ilhéus: *Revista Brasileira de Geociências*. **9** :309–320.
- Maslin M. A., Burns S.J. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years.: *Science* (New York, N.Y.). **290** (5500): 2285–7, doi: 10.1126/science.290.5500.2285.
- Mason O.K., 1990. Beach ridge geomorphology of Kotzebue Sound: Implications for Paleoclimatology and Archeology: University of Alaska.
- Meggers B.J., 1994. (2) . Archeological Evidence for Amazonian Demographic Discontinuity: , p. 321–338.
- Meyers P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes: *Organic Geochemistry*, **34** (2): 261–289. doi: 10.1016/S0146-6380(02)00168-7.
- Meyers P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*. **114** (3-4): 289–302.
- De Miranda L.B., Bérigamo A.L., de Castro B.M. 2005., Interactions of river discharge and tidal modulation in a tropical estuary, NE Brazil. *Ocean Dynamics*, **55** (5-6):430–440. doi: 10.1007/s10236-005-0028-z.
- Miranda M.C., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R. 2009. Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **282** (1-4):19–31. doi: 10.1016/j.palaeo.2009.08.004.
- Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S. 2002. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia. *Sedimentary Geology*. **150** (1-2): 185–201. doi: 10.1016/S0037-0738(01)00275-5.
- Morais P.D., Morais J.D. 2000. O Amapá em Perspectiva: uma abordagem histórico-geográfica.: Editora Valcan, Macapá.
- Mörner N.-A. 1996. Global change and interaction of earth rotation, ocean circulation and paleoclimate. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **68**: 77–94.
- Mörner N.A. 1999. Sea-level and climate: rapid regressions at local warm phases: *Quaternary International*. **60** (75–82).
- Moseley M.E., Feldman R.A., Ortloff C.R., Narvaez A. 1983. Principles of Agrarian Collapse in the Cordillera Negra, Peru: *Annals of Carnegie Museum*. **52**: 299–327.
- Nascimento W.R., Souza-Filho P.W.M., Proisy C., Lucas R.M., Rosenqvist A. 2013. Mapping changes in the largest continuous Amazonian mangrove belt using object-based classification of multisensor satellite imagery. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. **117** (83–93). doi: 10.1016/j.ecss.2012.10.005.
- Nials E.L., Deeds E.E., Moseley M.E. Pozorski S.G., Pozorski T.G., Feldman R.A. 1979. El Niño: The Catastrophic Flooding of Coastal Peru. *Field Museum of Natural History bulletin*. **50**: 4–14.
- Nogueira F.C., Bezerra F.H.R., Fuck, R.A. 2010. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil: **49** (2): 79–91, doi: 10.1016/j.jog.2009.11.002.
- Otvos E.G., 2000. Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology*. **32**: (1): 83–108. doi: 10.1016/S0169-555X(99)00075-6.
- Parkinson R.W., DeLaune R.D., White J.R. 1994. Holocene sea-level rise and the fate of mangrove forests within the wider Caribbean region. *Journal of Coastal Research*, **10** (4): 1077–1086.

- Peixoto A.L., Gentry, A. 1990. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiros na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Botânica*. **13**: 19–25.
- Pessenda L.R., Gouveia S.M., Aravena R., 2001. Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with (super 14) C ages of fossil charcoal. *Radiocarbon*, **43** (2B):595–601. doi: 10.2458/azu_js_rc.43.3890.
- Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A. de S., De Oliveira P.E., Aravena, R., 2010, Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **297** (3-4): 597–608, doi: 10.1016/j.palaeo.2010.09.008.
- Pessenda L.C.R., De Oliveira P.E. Mofatto, M. de Medeiros, V.B. Francischetti Garcia, R.J. Aravena, R., Bendassoli, J.A., Zuniga Leite A., Saad, A.R., Lincoln Etchebehere, M. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quaternary Research*. **71** (3): 437–452, doi: 10.1016/j.yqres.2009.01.008.
- Pessenda L.C.R., Ribeiro A.D.S., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet, R., Bendassoli, J.A. 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research* .**62**. (2):183–193, doi: 10.1016/j.yqres.2004.06.003.
- Pessenda L.C.R., Vidotto E., De Oliveira P.E., Buso A.A., Cohen M.C.L., Rossetti D. de F., Ricardi-Branco F., Bendassoli J.A. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **363**: 57–68.
- Peterson B.J., Howarth R.W. 1987. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. *Limnology and Oceanography*. **32** (6):1195–1213, doi: 10.4319/lo.1987.32.6.1195.
- Posamentier H.W., Allen G.P., James D.P., Tesson M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, examples, and exploration significance. *AAPG Bulletin*. **76** (11):1687–1709.
- Prado L.F., Wainer I., Chiessi C.M., Ledru M.-P., Turcq B. 2013. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past*. **9** (5): 2117–2133. doi: 10.5194/cp-9-2117-2013.
- Praskievicz, S., 2015. A coupled hierarchical modeling approach to simulating the geomorphic response of river systems to anthropogenic climate change. *Earth Surface Processes and Landforms*. : n/a–n/a, doi: 10.1002/esp.3740.
- Rabelo B.V., 2002, Macrodiagnóstico do Estado do Amapá : primeira aproximação do ZEE:.
- Record S., Charney N.D., Zakaria R.M., Ellison A.M. 2013. Projecting global mangrove species and community distributions under climate change. *Ecosphere*. **4** (3):34, doi: 10.1890/ES12-00296.1.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years CAL BP. *Radiocarbon*. **51** (4): 1111–1150.
- Reineck H.E., Singh, I.B. 1980. Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics. Second edition (Textbook).: Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics. Second edition (Textbook).
- Roe H.M., van de Plassche, O. 2005. Modern pollen distribution in a Connecticut saltmarsh: Implications for studies of sea-level change: *Quaternary Science Reviews*. **24** (18): 2030–2049. doi: 10.1016/j.quascirev.2004.11.015.

- Roosevelt A.C. 1991. Moundbuilder of the Amazon: geophysical archaeology on Marajó Island, Brazil: *Academic Press*. San Diego.
- Rosário R.P., Bezerra M.O.M., Vinzón S.B. 2009. Dynamics of the saline front in the northern channel of the Amazon River - Influence of Fluvial Flow and Tidal Range (Brazil). *Journal of Coastal Research*. **2**, (Special Issue 56): p. 1414–1418.
- Rossetti D.F., Almeida S., Amaral D.D., Lima, C.M., Pessenda L.C.R. 2010. Coexistence of forest and savanna in an Amazonian area from a geological perspective. *Journal of Vegetation Science*. **21**:120–132. doi: 10.1111/j.1654-1103.2009.01129.x.
- Rossetti D.F., Góes A.M., Valeriano M.M., Miranda, M.C.C. 2008. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil. *Journal of Quaternary Science*. **23** (2):121–135. doi: 10.1002/jqs.1132.
- Rossetti D. de 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.
- Roth L., Lorscheitter M.L. 1993. Palynology of a bog in Parque Nacional de Aparados da Serra, East Plateau of Rio Grande do Sul, Brazil: *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. **8**:39–69.
- Röthlisberger F., Hass P., Holzhauser H., Keller W., Bircher W., Renner, F. 1980. Holocene climatic fluctuations—radiocarbon dating of fossil soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps: *Geogr Helv*. **35**: 21–52.
- Roubik, D.W., Moreno J.E. 1991. Pollen and Spores of Barro Colorado Island: Missouri Botanical Garden.
- Ruddiman W.F. 2008. Earth's Climate - Past and Future. W.H. Freeman and Company, New York (2000) 465 pp.
- Rull V., Vegas-Villarrubia T., Espinoza de Pernia N. 1999. Palynological Record of an Early-Mid Holocene Mangrove in Eastern Venezuela. Implications for Sea-Level Rise and Disturbance History. *Journal of Coastal Research*, **15** (2): 496–504.
- Sallun A.E.M., Sallun Filho W., Suguio K., Babinski M., Gioia S.M.C.L., Harlow B.A., Duleba W., De Oliveira, P.E., Garcia M.J., Weber C.Z., Christofolletti S.R., Santos C. da S., Medeiros V.B. de, Silva, J.B. 2012. Geochemical evidence of the 8.2ka event and other Holocene environmental changes recorded in paleolagoon sediments, southeastern Brazil. *Quaternary Research*, **77**(1): 31–43. doi: 10.1016/j.yqres.2011.09.007.
- Sandweiss D. 1986. The Beach Ridges at Santa, Peru: El Niño, Uplift, and Prehistory: *Geoarchaeology*. **1**: 17–28.
- Santiago P., Teixeira E. 2013. Piauí lidera ranking de estado mais quente do Brasil, diz pesquisa: G1 Piauí., p. Consultado em 5 de julho de 2016.
- Santos V.F., Costa W.J.P., Silva M.S., Silveira O.F.M., Torres A.M., Silva A.Q., Martins M.H.A. 2004. Geologia do setor costeiro estuarino do estado do Amapá. *Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá*. Governo do Estado do Amapá.
- Santos M.L.S., Medeiros C., Muniz K., Feitosa, F. a. N., Schwamborn, R., Macêdo S.J. 2008. Influence of the Amazon and Pará Rivers on Water Composition and Phytoplankton Biomass on the Adjacent Shelf. *Journal of Coastal Research*. **243**: 585–593. doi: 10.2112/05-0538.1.
- Semeniuk V. 2012. Predicting the Effect of Sea-level Rise on Mangroves in Northwestern Australia. *Journal of Coastal Research*. **10** (4): 11-17.
- Sifeddine A., Fröhlich, F., Fournier M., Martin, L., Servant M., Soubiés F., Turco B., Suguio K., Volkmer-Ribeiro C. 1994. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30000 dernières années (Carajas, Amazonie, Brésil). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*. **318** (2):1645–1652.

- Sifeddine, A., Martin, L., Turcq, B., Volkmer-Ribeiro, C., Soubiès, F., Cordeiro, R.C., and Suguio, K. 2001. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **168** (3-4):221–235. doi: 10.1016/S0031-0182(00)00256-X.
- Silva C.A., Rainbow P., Smith B., Santos Z. 2001. Biomonitoring of TRACE metal contamination in the Potengi estuary, Natal (Brazil), using the oyster *Crassostrea Rhizophorae*, a local food source. *Water Research*. **35**. (17):4072–4078. doi: 10.1016/S0043-1354(01)00144-0.
- Silveira O.F.M. 1998. A Planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias: Dissertação mestrado. Federal University of Pará, 215 p.
- 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-Amazon Region. *CATENA*. **90**: 26–38.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J.T.F., Rossetti, D. de F., Lara R.J. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*. **168** (1): 21–30.
- Snedaker S.C. 1978. Mangroves: their value and perpetuation: Nature and Resources. **14** (3): 6–13.
- Solomina O., Jomelli V., Ames, A., Berger, B., Pouyaud, B. 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru. "Little Ice Age" moraine chronology. *Global and Planetary Change*. **59** (1):225–235. doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.11.016.
- Sommerfield, C.K., Nittrouer, C. a., and Figueiredo, A.G., 1995, Stratigraphic evidence of changes in Amazon shelf sedimentation during the late Holocene: *Marine Geology*, v. 125, no. 3-4, p. 351–371, doi: 10.1016/0025-3227(95)00019-U.
- Souza F.E.S., Silva C.A.R.. 2011. Ecological and economic valuation of the Potengi estuary mangrove wetlands (NE, Brazil) using ancillary spatial data. *Journal of Coastal Conservation*. **15** (1): 195–206. doi: 10.1007/s11852-010-0133-0.
- Spenceley A.P. 1977. The role of pneumatophores in sedimentary processes. *Marine Geology*. **24** (2).
- Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et spores*. **8**: 615–621.
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.-M., De Azevedo A.E.G. 1985. Fluctuações do nível do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral Brasileiro e sus implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*. **15**:273–286.
- Suguio K., Martin L., Dominguez J.M.L. 1982. Evolução do delta do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. in *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro: 93–116.
- Suguio K., Martin L., Flexor J.M. 1980. Sea level fluctuations during the past 6000 years along the coast of the state of Sao Paulo, Brazil, in Mörner, N.A. ed., *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. John Wiley & Sons, São Paulo, p. 471–486.
- Sukigara C., Saino, T. 2005. Temporal variations of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ in organic particles collected by a sediment trap at a time-series station off the Tokyo Bay. *Continental Shelf Research*. **25** (14): 1749–1767. doi: 10.1016/j.csr.2005.06.002.
- Summerhayes C.P., Barreto H.T. 1976. The influence of upwelling and shelf sediments on southeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*. **46**: 819–828.
- Swift, D.J.P.1975. Barrier-island genesis: evidence from the central atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*. **14** (1): 1–43.
- Teixeira J. 1630. Taboas gerães de toda a navegação: Library of the Congress Washington, D.C.,.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J.F., and Koci, B.R. 1985. A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science* (New York, N.Y.) **229**, (4717):971–3. doi: 10.1126/science.229.4717.971.

- Toledo M.B. De, Bush, M.B. 2008. A Holocene pollen record of savanna establishment in coastal Amapá. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **80** (2):341–51.
- De Toledo M.B., Bush, M.B. 2007. A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas. *Journal of Biogeography*. **34** (8):1313–1326, doi: 10.1111/j.1365-2699.2006.01606.x.
- Tomaziello A.C.N., Carvalho L.M. V., Gandu A.W. 2015. Intraseasonal variability of the Atlantic Intertropical Convergence Zone during austral summer and winter. *Climate Dynamics*. **12**:1–17, doi: 10.1007/s00382-015-2929-y.
- Toonen W.H.J., Kleinhans M.G., Cohen, K.M. 2012. Sedimentary architecture of abandoned channel fills. *Earth Surface Processes and Landforms*. **37** (4): 459–472. doi: 10.1002/esp.3189.
- Tyson R.V. 1995. Sedimentary Organic Matter. *Organic Facies and Palynofacies*: Chapman and Hall, London.
- Vannucci M. 1990. *Os manguezais e nós: uma síntese de percepções*. São Paulo: Edusp.
- Vedel V., Behling H., Cohen M., Lara, R. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany*. **15** (2):115–123. doi: 10.1007/s00334-005-0023-9.
- Vital H. & Statterger K. 2000. Lowermost Amazon River : evidence of late Quaternary sea-level # uctuations in a complex hydrodynamic system.. **72**:53–60.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts, in Walker, R.G. James N.P. eds., *Facies Models - Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada, Ontario, p. 1–14.
- Weng C., Bush M.B., Athens, J.S. 2002. Holocene climate change and hydrarch succession in lowland Amazonian Ecuador. *Review of Palaeobotany and Palynology*. **120** (1-2): 73–90, doi: 10.1016/S0034-6667(01)00148-8.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*. **30**: 377–392.
- Wilson G.P., Lamb A.L., Leng M.J., Gonzalez S., Huddart, D. 2005. Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. **64** (4): 685–698. doi: 10.1016/j.ecss.2005.04.003.
- Woodroffe C.D.1982. Geomorphology and Development of Mangrove Swamps, Grand Cayman Island, West Indies. *Bulletin of Marine Science*. **32** (2): 381–398.
- Woodroffe, C.D. 1995. Response of tide-dominated mangrove shorelines in Northern Australia to anticipated sea-level rise. *Earth Surface Processes and Landforms*. **20** (1):65–85.doi: 10.1002/esp.3290200107.
- Woodroffe C.D., Chappell J., Thom B.G., Wallensky, E. 1989. Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology*. **36** (5):737–756. doi: 10.1111/j.1365-3091.1989.tb01743.x.
- Woodroffe C.D. & Murray-Wallace C. V. 2012. Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future. " *Quaternary Science Reviews*. **54**: 4-11.
- Zhang R., Delworth T.L. 2005. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. *Journal of Climate*, **18** (12): 1853-1860. doi.org/10.1175/JCLI3460.1>



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

PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de **IGOR CHARLES CASTOR ALVES**

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **IGOR CHARLES CASTOR ALVES** orientando do Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA), composta pelos professores doutores Paulo César Fonseca Giannini (USP), Marcus Emanuel Barroncas Fernandes (UFPA), Nils Edvin Asp Neto (UFPA) e José Augusto Martins Corrêa (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada “**RESPOSTA DOS MANGUEZAIS DO AMAPÁ, DO RIO GRANDE DO NORTE, DO SUL DA BAHIA E DO ESPÍRITO SANTO ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR DURANTE O HOLOCENO**” emite o seguinte parecer:

O candidato apresentou contribuição relevante ao conhecimento sobre a evolução do manguezal durante o Holoceno em três áreas costeiras do Brasil. Na apresentação oral, demonstrou segurança e expôs com clareza e uso adequado de recursos didáticos os principais métodos e resultados de sua Tese. O documento encontra-se bem estruturado e tem potencial para gerar publicações de nível internacional. A banca fez sugestões de aprimoramentos de forma e conteúdo e destacou a importância de se distinguir, na produção do registro estratigráfico, os efeitos de variação da linha de costa daqueles de fato gerados por flutuações do nível relativo do mar. Durante a arguição, o candidato demonstrou domínio sobre os seus dados e capacidade de argumentação científica. Finalmente, ressalta-se que a conclusão da tese ocorreu em 53 meses. Desta forma, a comissão avaliadora considera o candidato aprovado.

Belém, 15 de setembro de 2016.

Marcelo Cancela Lisboa Cohen (Orientador - UFPA)

Paulo César Fonseca Giannini (USP)

Marcus Emanuel Barroncas Fernandes (UFPA)

Nils Edvin Asp Neto (UFPA)

José Augusto Martins Corrêa (UFPA)