



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

---

**TESE DE DOUTORADO**

**A INFLUÊNCIA MARINHA NAS ÁGUAS DO LAGO ARARI (ILHA DE MARAJÓ-  
PA) DURANTE O HOLOCENO COM BASE EM INDICADORES BIOLÓGICOS E  
ISOTÓPICOS.**

**Tese apresentada por:**

**CLARISSE BELTRÃO SMITH**

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

---

**BELÉM**

**2011**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)

Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

S644i Smith, Clarisse Beltrão

A influência marinha nas águas do lago Arari (ilha de Marajó-Pa) durante o Holoceno com base em indicadores biológicos e isotópicos / Clarisse Beltrão Smith; Orientador: Marcelo Cancela Lisboa Cohen – 2011.

xvii, 193 f.: il.

Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.

1. Palinologia. 2. Matéria Orgânica. 3. Mudanças Climáticas (PA). 4. Holoceno. 5. Ilha de Marajó (PA). I. Cohen, Marcelo Cancela Lisboa, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 20. ed.: 561.13098115

---



**Universidade Federal do Pará**

**Instituto de Geociências**

**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**A INFLUÊNCIA MARINHA NAS ÁGUAS DO LAGO ARARI (ILHA DE MARAJÓ-PA) DURANTE O HOLOCENO COM BASE EM INDICADORES BIOLÓGICOS E ISOTÓPICOS.**

**TESE APRESENTADA POR**

**CLARISSE BELTRÃO SMITH**

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

**Data de Aprovação: 14 /03 /2011**

**Banca examinadora:**

Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen  
(Orientador - UFPA)

Dra. Susy Eli Marques Gouveia  
(Membro - UFPA)

Dr. Rômulo Simões Angélica  
(Membro - UFPA)

Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda  
(Membro - CENA/USP)

Dr. Paulo Eduardo de Oliveira  
(Membro - UNG)

*Dedico este trabalho aos meus adorados pais  
Aguinaldo e Maria de Jesus, aos meus queridos irmãos  
Alfredo e Danielle e aos meus amados companheiros  
Rodrigo e Théo.*

## AGRADECIMENTOS

A Deus por ter conduzido de forma tranquila o desenvolvimento desta tese.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica em nome do atual coordenador, Prof. Marcondes Lima da Costa e dos antigos coordenadores, Prof. Jean Lafon e Prof. José Augusto Corrêa pela oportunidade do desenvolvimento deste curso que tanto contribuiu para minha formação profissional.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa (nº processo: 140034/2007-2).

Ao meu orientador Prof. Marcelo Cohen por ter se dedicado em todas as etapas desta tese, pelos inúmeros esclarecimentos e principalmente pela paciência.

Aos colegas do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC): Tasso, Marlon, Yuri, Nara, César, Thanan e Jadson, pelas colaborações oferecidas.

Aos amigos da pós-graduação, em especial à Maria Ecilene Meneses pelo companheirismo.

À secretária do PPGG Cleida Freitas pelo apoio administrativo e a todos os professores do Programa pelos valiosos ensinamentos proporcionados, em especial ao Prof. Afonso Nogueira.

À prefeitura de Santa Cruz do Arari, em nome do Prefeito Marcelo Pamplona, pelo apoio logístico durante a realização do trabalho de campo.

Ao repórter Alexandre Lima por ter gentilmente cedido a foto que compõe a figura 23C, sendo a ele reservado os direitos autorais da mesma.

Ao pesquisador Antônio Elielson Rocha do Museu Paraense Emílio Goeldi pela ajuda na identificação botânica.

Aos integrantes do Laboratório de Hidroquímica, em nome do Prof. José Augusto Corrêa e da Técnica Leila pelo apoio com o processamento de amostras.

Ao amigo Alberto Leandro pelas valiosas considerações prestadas quanto à redação da tese.

Ao amigo Allan Jameson de Jesus por sua atenção e esclarecimentos referentes à formatação desta tese.

Aos oceanógrafos M.Sc. Igor Charles Alves e M.Sc. Sury Monteiro e à Bióloga M.Sc. Brenda Costa que deram suporte às discussões tecidas no item 6.1 desta tese.

À Prof. Susy Gouveia pelas sugestões concernentes à redação da tese e materiais bibliográficos disponibilizados.

Ao Prof. Luiz Carlos Ruiz Pessenda por disponibilizar o Laboratório de  $^{14}\text{C}$  (CENA-USP), pela atenção e por suas sugestões durante a elaboração deste trabalho.

Aos colegas do Laboratório de  $^{14}\text{C}$  (CENA-USP) pela atenção oferecida durante minha estadia em Piracicaba.

Aos integrantes do Laboratório de Ecologia Aquática e Aquicultura Tropical (LECAT), em especial ao Prof. Nuno Filipe Melo e aos estudantes de Engenharia de Pesca Guilherme Vasconcelos e Rafaela Araújo.

Ao Prof. Marcelo Moreno (UFRA) pelas análises de nutrientes.

Aos pesquisadores do (ZMT), em especial ao Prof. Rúben Lara pela oportunidade de desenvolver parte das análises nesse centro de pesquisa.

*Encontrarás pedras em teu caminho, olha e tira-as tu mesmo,  
nós te daremos a força necessária, se quiseres empregá-la.*

*(Livro dos Médiuns, cap. XXVI, n° 291 e seguintes)*

## RESUMO

Este trabalho teve por objetivo realizar a reconstituição paleoambiental da área da bacia de drenagem do Lago Arari (Ilha de Marajó-PA) durante os últimos 7.250 anos A.P. Foram aferidas as condições físico-químicas atuais da água do lago, assim como sua composição botânica (fitoplâncton e macrófitas). A partir de nove testemunhos de sedimento, distribuídos no Lago Arari, na planície herbácea e no litoral leste da Ilha de Marajó, foram identificadas a granulometria e as estruturas sedimentares, além do conteúdo polínico, isotópico ( $\delta^{15}\text{N}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) e elementar ( $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$ ) que permitiram uma correlação lito, bio e quimioestratigráfica entre os locais de amostragem. O controle temporal dos eventos foi obtido através de quatorze datações  $^{14}\text{C}$ . A análise integrada destes dados sugere três fases de importante transformação da bacia de drenagem do lago em estudo: Fase 1, entre 7.328-7.168 e 2.306-2.234 cal. anos A.P., os depósitos sedimentares são classificados como silte argiloso e silte arenoso, apresentando predominantemente estruturas sedimentares do tipo lenticular e *wavy* com presença significativa de grãos de pólen de manguezal e valores da razão molar C/N,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  compatíveis com um ambiente deposicional lagunar. Na fase 2, entre 2.306-2.234 até ~500 cal. anos A.P. ocorre diminuição no fluxo energético na área de estudo, os depósitos sedimentares passam a apresentar estrutura plano paralela ou são depósitos maciços. Apesar dos dados de pólen sugerirem ausência de manguezal nessa fase, os valores isotópicos e elementares continuam a indicar contribuição preferencial de matéria orgânica aquática marinha. Na fase 3, a partir de ~500 cal. anos A.P. ocorre o estabelecimento do sistema lacustre, pois a deposição sedimentar reflete fluxo energético relativamente baixo e a influência marinha torna-se gradativamente menor, aumentando a contribuição de algas de água doce. Além disso, torna-se perceptível um suave aumento na matéria orgânica derivada de plantas terrestres resultado da expansão da planície herbácea que atualmente coloniza a rede de drenagem do Lago Arari. Hoje os bosques de manguezal estão restritos apenas à zona do litoral leste da Ilha de Marajó. De acordo com o modelo proposto nesse trabalho, a diminuição da influência marinha, com consequências para a hidrodinâmica, matéria orgânica e vegetação da região do Lago Arari, teve como causa principal a interação aumento no nível de mar seguido da diminuição na descarga fluvial dos rios que compõe a região de estudo.

**Palavras-chave: Ilha de Marajó (PA). Palinologia. Matéria Orgânica. Holoceno. Mudanças Climáticas.**



## ABSTRACT

This work aimed the paleoenvironmental reconstruct of the drainage basin area of the Lake Arari (Marajó Island-PA) during the last 7.250 yr B.P. There was performed the characterization of environment study, determining the current physico-chemical data of lake water and their botanical composition (phytoplankton and macrophytes). From the nine sediment cores sampled from the Lake Arari, herbaceous plain, and on the east coast of the Marajó Island, were analyzed the grains size, sedimentary structures, pollen, isotopic ( $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) and elemental ( $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$ ) content that allowed the lito, bio and chemostratigraphy correlation between the sampling sites. The ages of events were determined by radiocarbon. The integrated analysis of these data allowed the identification of three phases: Phase 1, from 7.328-7.168 and 2.306-2.234 cal. yr B.P., the sediments are classified as clayey silt and sandy silt, showing predominantly lenticular and wavy structures with mangrove pollen and values of C/N molar ratio and  $\delta^{13}\text{C}$   $\delta^{15}\text{N}$  compatible with a lagoonal depositional environment. In Phase 2, from 2.306-2.234 to ~500 cal. yr B.P., occurs a decrease in the energy flow, the sedimentary deposits present parallel lamination structure or massive deposits. Although the pollen data indicate the absence of mangroves in this phase, the isotope and elemental values continue to indicate preferential contribution of aquatic marine organic matter. In phase 3, from ~500 cal. yr B.P. to modern, is established the lake system, because the sediment deposition reflects relatively low energy flow and marine influence becomes progressively smaller with larger contribution of freshwater algae. Besides, occurs a slight increase in organic matter derived from terrestrial plants due to the expansion of the herbaceous plain, which it colonizes the Arari Lake's drainage. Currently the mangrove forests are restricted to east littoral area of the Marajó Island. According to the model proposed in this work, the decrease in marine influence, with consequences for the hydrodynamics, organic matter and vegetation of the study area, was produced by the interaction between the sea-level rise and river water discharge.

**Keywords: Marajó Island (PA). Palynology. Organic Matter. Holocene. Climate Change.**

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Localização da Ilha de Marajó-PA. a) Posição em relação à costa norte brasileira. b) Principais unidades de vegetação, c) Rede de drenagem do Lago Arari e d) Fotografia aérea do local de estudo.	4
Figura 2. Distribuição da precipitação pluviométrica na Ilha de Marajó, (A) período mais chuvoso; (B) período menos chuvoso. Fonte: Adaptado de Lima <i>et al.</i> (2005).	5
Figura 3. Diferentes unidades morfoestruturais presentes na Ilha de Marajó. I- Setor Oeste com predomínio de depósitos Pós-Barreiras e II- Setor Leste representado por sedimentos holocenos. Fonte: Adaptado de Rossetti & Valeriano (2007).	6
Figura 4. Classificação dos solos proposta para a região leste da Ilha de Marajó. Fonte: Adaptado de IBGE (2010).	7
Figura 5. Mapa das bacias de drenagem da área de estudo no leste da Ilha de Marajó. Fonte: Adaptado de Souza & Rossetti (2010).	8
Figura 6. Morfologias presentes no entorno do Lago Arari. Observar a morfologia em forma de funil nos arredores do lago e a presença de inúmeros paleocanais e barras arenosas. Fonte: Adaptado de Rossetti <i>et al.</i> (2008a).	9
Figura 7. Mapa do sistema de drenagem do lado leste da Ilha de Marajó. A- Paleo e B- Atual. Fonte: Adaptado de Rossetti <i>et al.</i> (2008b).	10
Figura 8. Mapa do quadro estrutural (A) e sísmica regional das seções transversais (B) do Sistema de Graben do Marajó. Fonte: Rossetti <i>et al.</i> (2008b).	17
Figura 9. Seção estratigráfica simplificada do Sistema de Graben do Marajó. Fonte: Rossetti <i>et al.</i> (2008b).	18
Figura 10. Perfis litoestratigráficos representativos de sucessões de paleocanais presentes na porção leste da Ilha de Marajó. Fonte: Rossetti <i>et al.</i> (2007).	19
Figura 11. Curva média de variações do paleonível relativo do mar nos últimos 7.000 anos ao longo da costa brasileira em confronto com a curva da área de salvador. Fonte: Suguio & Tessler (1984 <i>Apud</i> Suguio <i>et al.</i> , 2005).	34
Figura 12. Modelo de desenvolvimento das <i>wetlands</i> em Calçoene, planície costeira do Amapá. Fonte: Guimarães <i>et al.</i> (2010).	36
Figura 13. Evolução da Ilha de Marajó nos últimos 500 anos através dos mapas de Gutiérrez (1.562) (A), Teixeira (1.630) (C), Arrowsmith (1.811) (D) e a imagem de LANDSAT (B). Fonte: Adaptado de Lara & Cohen (2009).	46
Figura 14. Mapa de localização dos pontos de coleta de sedimentos lacustres, solo e água.	48
Figura 15. Visão das águas do Lago Arari. Foto retirada de sua porção medial em frente à cidade de Santa Cruz do Arari (seta).	49
Figura 16. Vista geral da vegetação do campo herbáceo presente no entorno do Lago Arari.	51
Figura 17. Vista aérea do contato entre campo e floresta. Ao fundo, o Lago Arari.	51

Figura 18. Diferentes estágios no processo evolutivo da porção leste da Ilha de Marajó desde o Pleistoceno Tardio (A), Pleistoceno Tardio/Holoceno (B) até o Holoceno Inicial/Médio (C). Fonte: Adaptado de Rossetti <i>et al.</i> (2007).	53
Figura 19. Morfologia estuarina preservada na área do entorno do Lago Arari. Observar as linhas tracejadas que indicam a paleolinha de costa e as setas apontando os paleocanais identificados na imagem de satélite. Fonte: Adaptado de Rossetti <i>et al.</i> (2007).	54
Figura 20. Visão interna da área de manguezal onde foi amostrado o testemunho M1.	56
Figura 21. Contribuição em porcentagem das divisões na composição do fitoplâncton do Lago Arari durante o estudo.	71
Figura 22. Abundância relativa do fitoplâncton nos cinco pontos amostrados no Lago Arari durante o estudo.	72
Figura 23. Visão geral da superfície do Lago Arari. A e B - áreas cobertas por macrófitas aquáticas durante o período de cheia. C - vegetação sobre o sedimento durante o período seco.	73
Figura 24. Composição isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ) das macrófitas aquáticas mais representativas do Lago Arari.	74
Figura 25. Perfil litológico dos testemunhos lacustres: LA-A (à esquerda) e LA-B (à direita).	78
Figura 26. Perfil litológico dos testemunhos lacustres: LA-C (à esquerda) e LA-D (à direita).	79
Figura 27. Perfil litológico do testemunho lacustre LA-E (à esquerda) e do testemunho de manguezal M1 (à direita).	80
Figura 28. Perfil litológico dos testemunhos do campo herbáceo: S1 (à esquerda), S2 (no centro) e HP-A (à direita).	81
Figura 29. Valores de Carbono Orgânico Total e Nitrogênio Total presentes nos sedimentos lacustres (LA-A, LA-B, LA-C e LA-D).	85
Figura 30. Valores de Carbono Orgânico Total e Nitrogênio Total presentes no sedimento de manguezal (M1).	86
Figura 31. Valores das análises isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$ , $\delta^{15}\text{N}$ ) e da razão $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$ dos testemunhos lacustres (LA-A, LA-B, LA-C e LA-D) em relação à profundidade.	91
Figura 32. Diagramas da razão $\delta^{13}\text{C}$ x $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$ dos testemunhos lacustres LA-A, LA-B, LA-C e LA-D.	97
Figura 33. Diagramas da razão $\delta^{15}\text{N}$ x $\delta^{13}\text{C}$ dos testemunhos lacustres LA-A, LA-B, LA-C e LA-D.	98
Figura 34. Valores das análises isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$ , $\delta^{15}\text{N}$ ) e da razão $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$ do testemunho sedimentar do manguezal (M1) em relação à profundidade.	100
Figura 35. Diagramas da razão $\delta^{13}\text{C}$ x $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$ do perfil sedimentar M1.	101
Figura 36. Diagramas da razão $\delta^{15}\text{N}$ x $\delta^{13}\text{C}$ do perfil sedimentar M1.	102
Figura 37. Diagrama polínico do testemunho lacustre LA-A, mostrando os <i>taxa</i> mais representativos e seus agrupamentos ecológicos.	107
Figura 38. Diagrama polínico do testemunho lacustre LA-B, mostrando os <i>taxa</i> mais representativos e seus agrupamentos ecológicos.	108
Figura 39. Diagrama polínico do testemunho lacustre LA-D, mostrando os <i>taxa</i> mais representativos e seus agrupamentos ecológicos.	109
Figura 40. Diagrama polínico do testemunho lacustre LA-E, mostrando os <i>taxa</i> mais representativos e seus agrupamentos ecológicos.	110
Figura 41. Diagrama polínico dos testemunhos do campo herbáceo: (A) S1 e (B) S2, mostrando os <i>taxa</i> mais representativos e seus agrupamentos ecológicos.	111

Figura 42. Diagrama polínico dos testemunhos: (A) campo herbáceo HP-A e (B) Manguezal M1. _____	112
Figura 43. Integração da descrição litológica, perfil polínico e valores de reflectância, COT, C/N <sub>molar</sub> , $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de LA-D. _____	119
Figura 44. Integração da descrição litológica, perfil polínico e valores de reflectância, COT, C/N <sub>molar</sub> , $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de LA-A. _____	119
Figura 45. Integração da descrição litológica, perfil polínico e valores de reflectância, COT, C/N <sub>molar</sub> , $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de LA-B. _____	120
Figura 46. Integração da descrição litoestratigráfica e valores de reflectância, COT, C/N <sub>molar</sub> , $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de LA-C. _____	120
Figura 47. Integração da descrição litológica e valores de reflectância, COT, C/N <sub>molar</sub> , $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de M1. _____	121
Figura 48. Representação esquemática das fases sucessivas de acumulação sedimentar e mudanças na vegetação na área de estudo de acordo com a influência dos gradientes salinos de água doce/salgada. _____	123

**LISTA DE TABELAS E QUADROS**

Tabela 1. Localização geográfica dos testemunhos sedimentares com suas respectivas profundidades._____	57
Tabela 2. Localização geográfica dos pontos de coleta de água no Lago Arari.____	58
Tabela 3. Classificação dos organismos quanto à abundância relativa proposta por Lobo & Leighton (1986)._____	59
Tabela 4. Classificação dos organismos quanto à frequência de ocorrência proposta por Mateucci & Colma (1982)._____	60
Tabela 5. Valores dos parâmetros físico-químicos aferidos nos pontos de coleta (P-01, P-02, P-03, P-04 e P-05) no Lago Arari._____	66
Tabela 6. Resultados das análises de nutrientes aferidos nos pontos de coleta (P-01, P-02, P-03, P-04 e P-05) no Lago Arari._____	69
Tabela 7. Datação $^{14}\text{C}$ via AMS das amostras sedimentares coletadas no Lago Arari (LA-A, LA-B, LA-C, LAD-D, e LA-E) e no manguezal (M1) e de solos do campo herbáceo (HP-A, S1 e S2)._____	75
Quadro 1. Fácies sedimentares presentes nos testemunhos sedimentares estudados no Lago Arari e na região de manguezal._____	83

## LISTA DE ABREVIACÕES

A.D.	Anno Domini
AMS	Accelerator Mass Spectrometer – Espectrômetro de Massa Acoplado ao Acelerador
A.P.	Antes do Presente
cal. A.P.	Idade calibrada em anos Antes do Presente
CAM	Metabolismo Ácido das Crassuláceas
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
COP	Carbono Orgânico Particulado
COT	Carbono Orgânico Total
FCA	Floresta Costeira Amazônica
IDESP	Instituto de Desenvolvimento Econômico, Social e Ambiental do Pará
LADIC	Laboratório de Dinâmica Costeira
MGP	Máximo Glacial Pleistocênico
MO	Matéria Orgânica
NRM	Nível Relativo do Mar
NID	Nitrogênio Inorgânico Dissolvido
NT	Nitrogênio Total
PDB	Molusco fóssil <i>Belemnitella americana</i> da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA
PEP	Fosfoenolpiruvato
RUBisCO	Ribulose Bifosfato Carboxilase/Oxilase
UMG	Último Máximo Glacial
UNEP	United Nations Environment Programme
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	v
EPÍGRAFE.....	vii
RESUMO.....	viii
ABSTRACT.....	ix
<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2 OBJETIVOS.....</b>	<b>3</b>
2.1 OBJETIVO GERAL.....	3
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
<b>3 REVISÃO DE LITERATURA.....</b>	<b>4</b>
3.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ILHA DE MARAJÓ.....	4
<b>3.1.1 Localização.....</b>	<b>4</b>
<b>3.1.2 Clima.....</b>	<b>4</b>
<b>3.1.3 Geomorfologia.....</b>	<b>5</b>
<b>3.1.4 Solos.....</b>	<b>7</b>
<b>3.1.5 Hidrografia.....</b>	<b>8</b>
<b>3.1.6 Vegetação.....</b>	<b>11</b>
<b>3.1.7 Contexto geológico regional.....</b>	<b>16</b>
3.2 SEDIMENTOS LACUSTRES COMO REGISTRO DAS VARIAÇÕES PALEOAMBIENTAIS.....	20
3.3 OS MANGUEZAIS COMO BIOINDICADORES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS.....	21
3.4 MÉTODOS APLICADOS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS.....	23
<b>3.4.1 Análises palinológicas.....</b>	<b>23</b>
<b>3.4.2 Aplicação dos isótopos estáveis de carbono e nitrogênio e a razão C/N<sub>molar</sub>.....</b>	<b>24</b>
3.5 VARIAÇÕES CLIMÁTICAS NA REGIÃO AMAZÔNICA DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO.....	26
<b>3.5.1 Variações climáticas na Amazônia durante o Pleistoceno.....</b>	<b>27</b>
<b>3.5.2 Variações climáticas na Amazônia durante o Holoceno.....</b>	<b>30</b>
3.6 VARIAÇÕES DO NÍVEL DE MAR NA COSTA BRASILEIRA DURANTE O QUATERNÁRIO.....	32
3.7 A COSTA NORTE BRASILEIRA E AS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DE MAR.....	35
<b>3.7.1 Litoral amapaense.....</b>	<b>36</b>

<b>3.7.2 Litoral nordeste paraense</b> .....	37
<b>3.7.3 Ilha de Marajó</b> .....	41
<b>4 ÁREA DE ESTUDO</b> .....	48
4.1 LAGO ARARI.....	49
4.2 CAMPO HERBÁCEO.....	54
4.3 MANGUEZAL.....	55
<b>5 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	57
5.1 COLETA.....	57
5.2 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO.....	58
<b>5.2.1 Análise qualitativa de fitoplâncton</b> .....	58
<b>5.2.2 Análise de nutrientes</b> .....	60
<b>5.2.3 Preparo de lâminas de pólen atual</b> .....	60
<b>5.2.4 Descrição, amostragem e armazenamento</b> .....	61
<b>5.2.5 Raio-X</b> .....	61
<b>5.2.6 Determinação granulométrica do sedimento</b> .....	62
<b>5.2.7 Pré-tratamento das amostras para datação <math>^{14}\text{C}</math></b> .....	62
<b>5.2.8 Preparação das amostras para análise palinológica</b> .....	62
<b>5.2.9 Identificação polínica</b> .....	63
<b>5.2.10 Preparação das amostras para análise diatomológica</b> .....	64
<b>5.2.11 Pré-tratamento das amostras de plantas para análise do <math>\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}</math></b> .....	64
<b>5.2.12 Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise do <math>\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}</math>, COT, <math>\delta^{15}\text{N}</math> e NT</b> .....	64
<b>6 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	66
6.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS, NUTRIENTES E COMPOSIÇÃO DO FITOPLÂNCTON DO LAGO ARARI.....	66
6.2 IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA DAS MACRÓFITAS AQUÁTICAS DO LAGO ARARI.....	72
6.3 REGISTRO FOTOGRÁFICO DOS GRÃOS DE PÓLEN DA ATUAL VEGETAÇÃO DE PLANTAS AQUÁTICAS DO LAGO ARARI.....	74
6.4 DATAÇÕES $^{14}\text{C}$ E TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO.....	75
6.5 DESCRIÇÃO DE FÁCIES.....	77
6.6 ANÁLISE ELEMENTAR DE CARBONO E NITROGÊNIO.....	84
6.7 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA ( $\delta^{13}\text{C}$ , $\delta^{15}\text{N}$ ) DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR E A RAZÃO $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$ .....	90
6.8 DESCRIÇÃO DOS PERFIS POLÍNICOS.....	102



6.9 ANÁLISE DIATOMOLÓGICA.....	113
6.10 INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	113
6.11 MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA ILHA DE MARAJÓ DURANTE O HOLOCENO: TRANSIÇÃO LAGUNA/LAGO.....	122
6.12 RELAÇÃO ENTRE TECTÔNICA E MUDANÇAS NA VEGETAÇÃO.....	124
6.13 IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E VARIAÇÕES NO NÍVEL RELATIVO DO MAR NO LITORAL PARAENSE.....	125
<b>7 CONCLUSÃO.....</b>	<b>130</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>131</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>161</b>
<b>ANEXO A: Taxonomia e frequência de ocorrência do fitoplâncton atual do Lago Arari.....</b>	<b>162</b>
<b>ANEXO B: PRANCHAS I, II, III e IV. Fitoplâncton atual do Lago Arari.....</b>	<b>167</b>
<b>ANEXO C: Taxonomia das macrófitas aquáticas do Lago Arari e respectivos valores de COT e <math>\delta^{13}\text{C}</math>.....</b>	<b>172</b>
<b>ANEXO D: PRANCHA V. Grãos de pólen das macrófitas colonizadoras do Lago Arari.....</b>	<b>174</b>
<b>ANEXO E: Análise granulométrica dos testemunhos sedimentares lacustres e de manguezal.....</b>	<b>176</b>
<b>ANEXOS F a J: Análise isotópica (<math>\delta^{13}\text{C}</math> e <math>\delta^{15}\text{N}</math>), elementar (COT e NT) e razão molar (C/Nmolar) dos testemunhos sedimentares lacustres e de manguezal.....</b>	<b>180</b>
<b>ANEXO L: Esporos e grãos de pólen fósseis extraídos dos testemunhos sedimentares (LA-A, LA-B, LA-D e M1) e de solo (S1, S2, HP-A).....</b>	<b>187</b>
<b>ANEXO M: PRANCHA X. Fitoplâncton fóssil do Lago Arari.....</b>	<b>192</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A Ilha de Marajó apresenta uma história evolutiva ligada aos eventos tectônicos, mudanças climáticas e variações no nível de mar, ocorridos durante o Quaternário Tardio. A separação da ilha do continente, ocorrida no limite Pleistoceno/Holoceno, direcionada por reativações de falhas tectônicas (Costa & Hasui, 1997), implicou na interrupção do influxo fluvial que alimentava o sistema estuarino presente na região, o que culminou no seu abandono (Rossetti *et al.*, 2007) e no estabelecimento de uma laguna por volta de 10.500 anos A.P. (Miranda *et al.*, 2009). Na sequência, as variações do nível de mar, amplamente registradas na costa norte brasileira (Behling & Costa, 1997; 2000; 2001; Behling *et al.*, 2001a; 2004; Senna, 2002; Cohen *et al.*, 2005a,b; 2008; 2009; Lara & Cohen, 2009; Guimarães *et al.*, 2010) e as mudanças climáticas, percebidas em diferentes regiões da Amazônia (Sifeddine *et al.*, 1994; 2001; Cordeiro, 1995; De Oliveira, 1996; Gouveia *et al.*, 1997; Pessenda *et al.*, 1998a,b,c; Turcq *et al.*, 1998; Haberle & Maslin, 1999; Mayle *et al.*, 2000; Vital & Stattegger, 2000; Behling, 2001; Behling *et al.*, 2001b; De Oliveira & Curtis, 2001; Freitas *et al.*, 2001; Toledo & Bush, 2007; 2008a,b), influenciaram na dinâmica ambiental da área de estudo, região do Lago Arari, o qual é a feição mais moderna do antigo sistema estuarino (Rossetti *et al.*, 2007), e tiveram reflexo na própria constituição da água e do sedimento de fundo do lago.

Pesquisas de reconstituição paleoambiental desenvolvidas na costa norte amazônica forneceram um panorama geral das variações do nível de mar neste setor durante o Holoceno. Estes estudos são baseados principalmente em dados palinológicos e fazem uma relação direta entre a presença de pólen de elementos índice de manguezal com momento de transgressão marinha. Dessa forma, foram sugeridos dois episódios de aumento no nível relativo do mar (NRM): O primeiro foi percebido na costa do Suriname desde 10.000 anos A.P. (Roeleveld, 1969), sendo que somente a partir de 9.000 anos A.P. foi registrado no litoral da Guiana (Van der Hammen, 1963) e Guiana Francesa (Tissot & Marius, 1992). Para a Venezuela (Rull *et al.*, 1999) e costa norte brasileira (Behling & Costa, 1997; 2001; Behling *et al.*, 2001a; Senna, 2002; Cohen *et al.*, 2009) os registros do primeiro episódio de transgressão marinha do Holoceno dataram aproximadamente entre 7.000-5.000 anos A.P. Um breve episódio regressivo, ocorrido entre 5.000-3.000 anos A.P., foi inferido em algumas localidades do litoral paraense (Behling, 2001; Behling & Costa, 2001; Senna, 2002) e, em seguida, houve o retorno das condições transgressivas. Entretanto, para Cohen *et al.* (2005a) o NRM na costa paraense atingiu o nível atual por volta de 5.100 anos A.P. sofrendo uma queda máxima de até

1 m de altura entre 1.800-1.400 anos A.P. e voltando a subir novamente até cerca de 1.000 anos A.P. quando então atingiu o nível moderno.

Estas mudanças ambientais ocorridas durante o Holoceno Tardio ao longo do litoral leste do Pará não têm sido claramente registradas na Ilha de Marajó. Provavelmente, em razão da sua localização fortemente influenciada pela descarga dos rios Pará, Tocantins e Amazonas, essa ilha tem sido menos exposta às flutuações do nível de mar do Oceano Atlântico que as demais áreas do litoral leste paraense (Behling *et al.*, 2004; Cohen *et al.*, 2009). Além disso, modificações na precipitação registradas na Amazônia Oriental durante o Holoceno Tardio (Absy *et al.*, 1991; Behling & Costa, 2000; Maslin & Burns, 2001) podem ter mascarado sinais dessas alterações, uma vez que a precipitação exerce influência direta no escoamento e na vazão dos rios (Möner, 1996), podendo funcionar como regulador da salinidade da água de maré (Cohen & Lara, 2003).

Estudos paleoecológicos conduzidos na região centro-leste da Ilha de Marajó apontam para um progressivo acréscimo de influxo marinho em aproximadamente 10.500 anos A.P. sugerindo para este período transgressão máxima na área de estudo. A partir de então a ilha estaria sob influência de uma queda no NRM (Miranda *et al.*, 2009). Para Behling *et al.* (2004) o estabelecimento da vegetação de mangue ocorrido por volta de 3.000 e 700 cal. anos A.P. na praia de Barra Velha e praia do Pesqueiro (litoral leste da ilha), respectivamente, marcaria um episódio local de aumento no nível de mar. Durante os últimos 250-200 anos o nível relativo do mar alcançou seu nível mais elevado na área. Estes dados corroboram com as investigações palinológicas de Rodrigues (2007) também realizadas na planície costeira de Soure. Rodrigues (*op. cit.*) avaliou um testemunho sedimentar amostrado a 4 km da atual linha de costa, detectando a presença contínua de floresta de manguezal desde os últimos 2.700 anos, mesmo tendo registrado eventos descontínuos de progradação da linha de costa.

Frente ao exposto, procurou-se resgatar as informações preservadas nos sedimentos de fundo do Lago Arari com o objetivo de avaliar possíveis mudanças hidrodinâmicas e de vegetação na área de sua bacia de drenagem, bem como identificar a sua fonte preferencial de matéria orgânica, através da integração de dados físicos (granulometria e estruturas sedimentares), palinológicos, isotópicos ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ), elementares (razão molar de C/N) e datação  $^{14}\text{C}$ .

## 2 OBJETIVOS

### 2.1 OBJETIVO GERAL

Realizar a reconstituição paleoambiental da área da bacia de drenagem do Lago Arari (Ilha de Marajó-PA) no que se refere a sua hidrodinâmica, origem da matéria orgânica e vegetação durante o Holoceno. Com base nesses parâmetros, elaborar um modelo para a evolução do Lago Arari de acordo com as principais forças controladoras da geomorfologia da costa norte brasileira: flutuações no nível do mar, mudanças no regime de precipitação/descarga fluvial e tectônica.

### 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar as macrófitas aquáticas e o fitoplâncton presentes atualmente no Lago Arari;
- Caracterizar a composição isotópica da vegetação aquática do Lago Arari;
- Avaliar o fluxo de energia do ambiente deposicional por meio das estruturas sedimentares (Raio-X) e granulometria (difração a laser) dos testemunhos sedimentares;
- Identificar a paleovegetação por meio da análise de grãos de pólen;
- Estabelecer a origem da matéria orgânica preservada ao longo dos testemunhos, através da determinação de isótopos estáveis ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) e da relação  $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$ ;
- Marcar temporalmente os eventos ocorridos por meio de datações  $^{14}\text{C}$  (AMS);
- Contextualizar a evolução da área de estudo com as flutuações do NRM e mudanças climáticas;
- Integrar espaço temporalmente os resultados obtidos a partir dos estudos na região do Lago Arari com as pesquisas já desenvolvidas no litoral leste paraense (Bragança, Salinópolis e São Caetano de Odivelas) e na costa leste da Ilha de Marajó.

### 3 REVISÃO DE LITERATURA

#### 3.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ILHA DE MARAJÓ

##### 3.1.1 Localização

O Arquipélago do Marajó é um complexo flúviomarinho formado por um conjunto de ilhas que fazem parte do litoral amazônico. A Ilha de Marajó, situada entre as linhas de latitude  $0^{\circ}01'$  e  $1^{\circ}50'$  S e longitude  $48^{\circ}10'$  e  $50^{\circ}57'$  W, é a maior delas com aproximadamente  $49.000 \text{ Km}^2$ . Está localizada na desembocadura do Rio Amazonas, sendo delimitada por este rio a oeste, pela Baía do Marajó - onde deságua o Rio Tocantins - a leste, Rio Pará ao sul e pelo Oceano Atlântico ao norte (Bemerguy, 1981) (Figura 1).

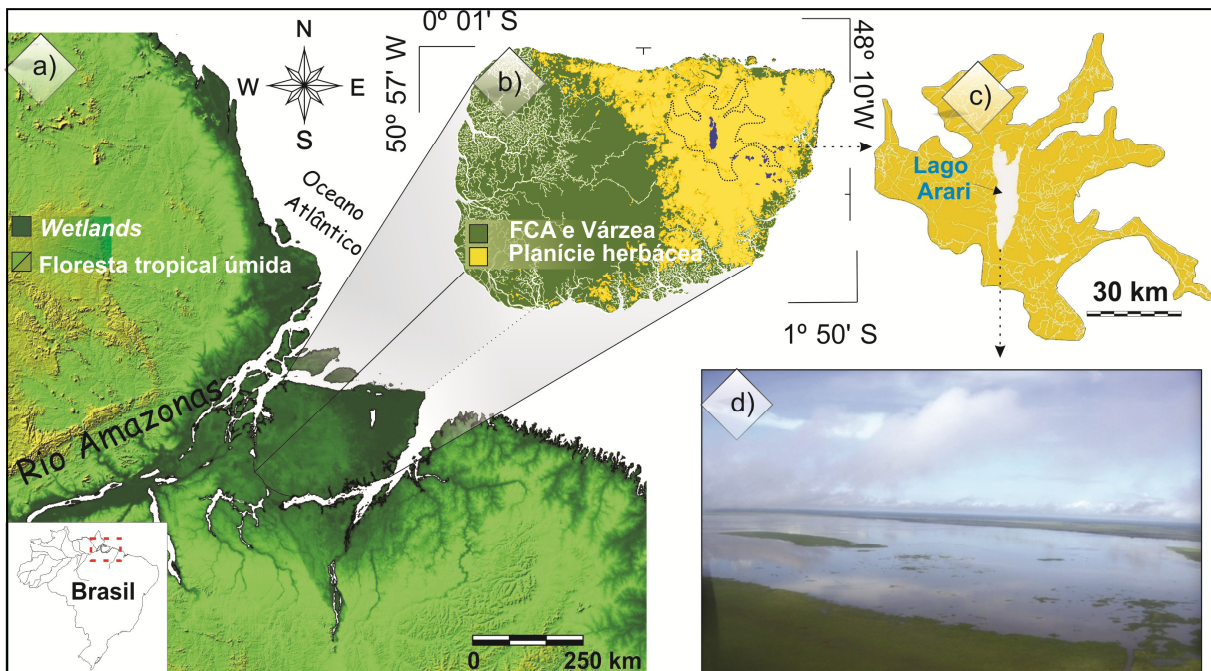


Figura 1. Localização da Ilha de Marajó-PA. a) Posição em relação à costa norte brasileira. b) Principais unidades de vegetação, c) Rede de drenagem do Lago Arari e d) Fotografia aérea do local de estudo.

##### 3.1.2 Clima

A classificação climática da Ilha de Marajó, segundo Köppen, é do tipo tropical, o qual representa um clima megatérmico, com temperatura média do mês mais frio do ano superior a  $18^{\circ} C$ , inverno ausente e forte precipitação anual. A ilha é subdividida em dois subgrupos climáticos, em sua porção oeste, dominado pelas matas, é do tipo Af, caracterizado por clima tropical úmido, onde a precipitação ocorre todos os meses do ano (precipitação média maior ou igual  $60 \text{ mm}$  no mês mais seco) e inexistente estação seca definida. Em sua porção leste, onde

predominam os campos, é enquadrada no tipo Am, o qual possui clima de monção (ventos sazonais, em geral associados à alternância entre a estação das chuvas e a estação seca), precipitação total anual média > 1500 mm e precipitação do mês mais seco < 60 mm (RADAM BRASIL, 1974).

A temperatura média anual é de 27 °C, com pouca variação mensal, sendo mais baixa na zona da mata que nos campos. A amplitude térmica é fraca e os dias têm a mesma duração das noites. A precipitação anual é sempre maior que 2.000 mm, em média 2.500 mm/ano nas regiões dos campos e mais de 3.000 mm/ano nas regiões de mata. Lima *et al.* (2005) dividiu o regime de chuvas na região amazônica em dois períodos sazonais (Figura 2): (1) o período chuvoso, de maior influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), se estende de dezembro a junho e apresenta precipitação média de 2.500 mm, equivalendo a 86 % do total anual precipitado; e (2) o período menos chuvoso, de junho a novembro, com média de 400 mm de chuvas, equivalentes a 14 % do total pluviométrico anual. Em geral as chuvas são duradouras e de baixa intensidade provocando as inundações que permanecem até o mês de agosto, representando dessa forma um importante fator no equilíbrio hídrico na região. A umidade relativa do ar é acima de 75 % ao longo do ano, com ausência de período seco (IDESP, 1974).

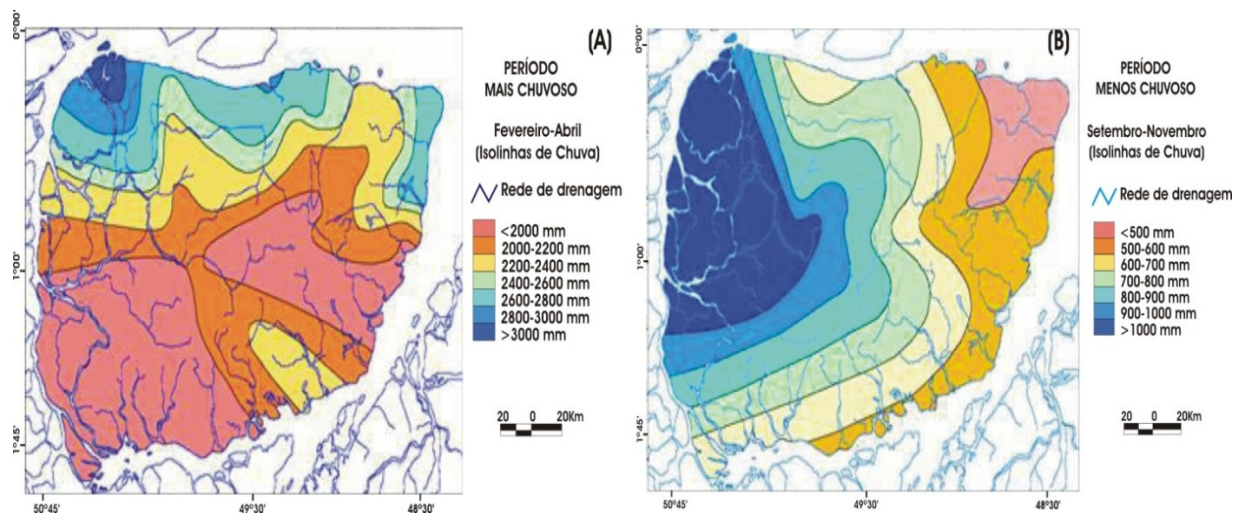


Figura 2. Distribuição da precipitação pluviométrica na Ilha de Marajó, (A) período mais chuvoso; (B) período menos chuvoso. Fonte: Adaptado de Lima *et al.* (2005).

### 3.1.3 Geomorfologia

Na Ilha de Marajó é possível identificar duas grandes unidades morfoestruturais (Figura 3): a oeste situa-se o planalto rebaixado da Amazônia, pertencente ao domínio

morfoclimático dos planaltos amazônicos rebaixados ou dissecados; a leste, a planície amazônica, que faz parte do domínio morfoclimático das planícies inundáveis, a qual é subdividida em: Zonas de Influência Fluvial, correspondente à planície fluvial colmatada ou planície aluvial, e Zonas de Influência Estuarina e Marinha, relativas à planície flúviomarina ou planície costeira (Barbosa *et al.*, 1974). De um modo geral, seu relevo é relativamente plano, alcançando cotas topográficas de até 15 m acima do nível atual do mar no lado ocidental e de 2 a 5 m no lado oriental (Rossetti & Valeriano, 2007).

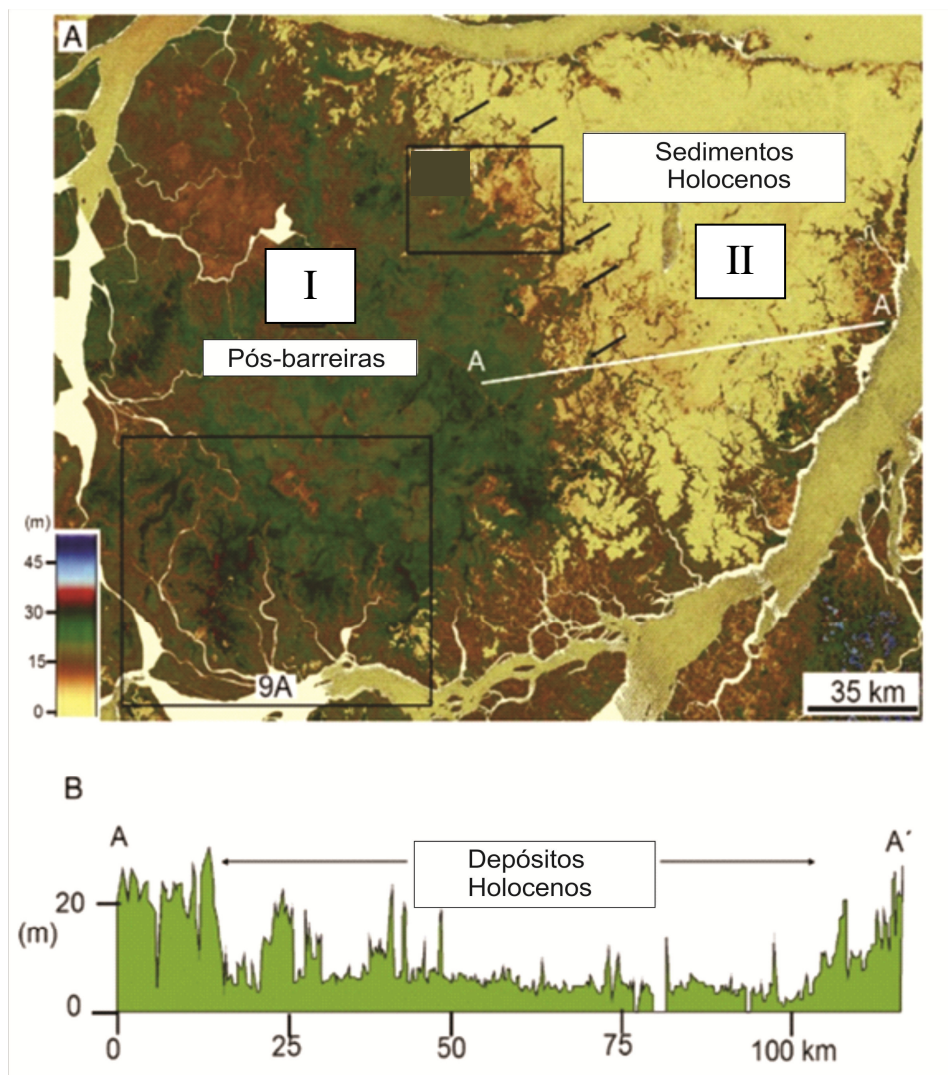


Figura 3. Diferentes unidades morfoestruturais presentes na Ilha de Marajó. I- Setor Oeste com predomínio de depósitos Pós-Barreiras e II- Setor Leste representado por sedimentos holocenos.

Fonte: Adaptado de Rossetti & Valeriano (2007).

Esta paisagem moderna provavelmente é consequência de movimentos de falhas, iniciadas no Mioceno e que podem ter se estendido até o Holoceno, que resultaram na separação ilha-continente e na subsidência da sua porção oriental, permanecendo estável nesta

região apenas uma faixa estreita de depósitos Plio-Pleistocenos e Miocenos em sua margem oriental extrema (Rossetti & Toledo, 2006).

A área que sofreu abatimento teve seus depósitos sedimentares renovados (Rossetti *et al.*, 2008a), encontrando-se atualmente constituída por sedimentos holocenos lamosos e arenosos, com a presença de solos hidromórficos indiscriminados e solos em formação ou pouco desenvolvidos, tais como: associação de lateritas hidromórficas com suas diferentes fases (onde predomina vegetação de campo) e solos salinos, exclusivamente na costa norte e extremo leste da ilha (onde se estabelece vegetação típica de área costeira) (Vital, 1988).

Segundo mesmo autor, na área de sedimentação mais antiga, composta de sedimentos terciários e quaternários do grupo Barreiras/Pós-Barreiras, encontra-se areias quartzosas (neossolos quartzarênicos) e solos bem drenados e bem desenvolvidos, tais como latossolos amarelos e alguns podzois (espodossolos). Estes solos, associados ao clima quente e úmido, possibilitam a colonização de vegetação arbórea de grande porte.

### 3.1.4 Solos

Seus solos são classificados como Gleissolo Háplico (Solo Hidromorfo Gleyzado), ocorrendo também Plitossolo Háplico (Laterita Hidromórfica) e, estreitas faixas de Gleissolo Sáfico, Latossolo Amarelo (Figura 4) (IBGE, 2010) e Solo indiscriminado de mangue (Solo Halomórfico).

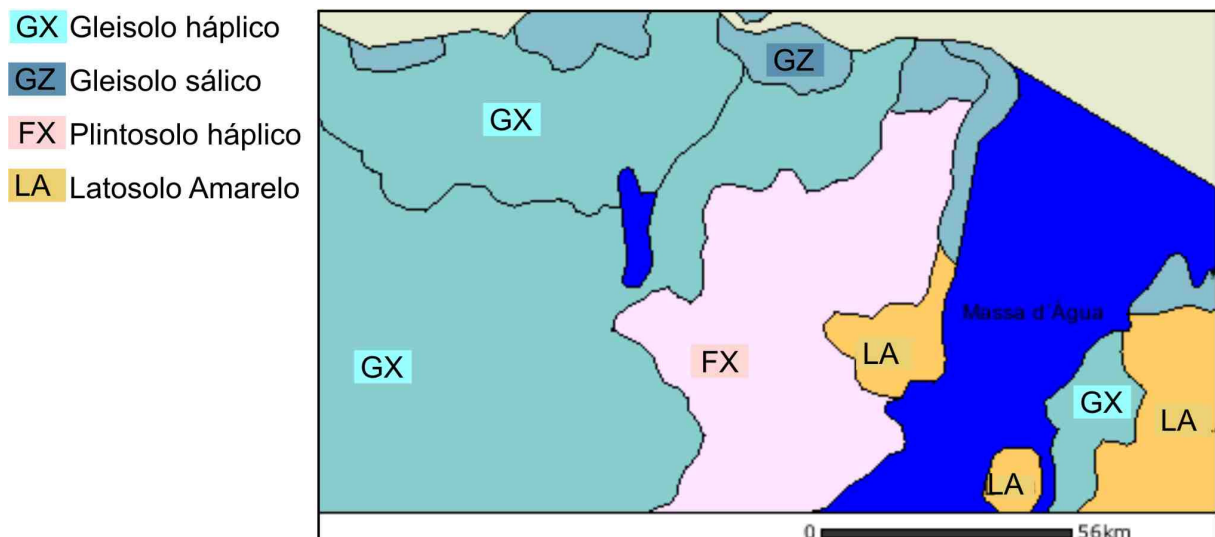


Figura 4. Classificação dos solos proposta para a região leste da Ilha de Marajó.  
 Fonte: Adaptado de IBGE (2010).



### 3.1.5 Hidrografia

O sistema hidrográfico da ilha é composto por inúmeros rios sob influência de maré, que constituem bacias hidrográficas interligadas. A rede de drenagem apresenta dois arranjos distintos: a oeste é densa e ativa, caracterizada por um entrelaçado de furos e igarapés; a leste a rede de drenagem é esparsa constituída por rios em sua maioria de caráter temporário e vários lagos (Bemerguy, 1981).

A rede de drenagem apresenta escoamento geral do centro para a borda da ilha (Bemerguy, 1982), sendo representada por três bacias principais, que são do tipo exorréica e correspondem aos rios Arari, Camará e Paracauari (Figura 5). A bacia do Rio Arari possui uma área de 864 km<sup>2</sup>, sendo caracterizada por vários paleocanais, principalmente em sua porção noroeste. Esta bacia apresenta vários lagos de larguras e comprimentos variando de 0,4 a 5 km e 0,6 a 10 km, respectivamente. A bacia do Rio Camará é a bacia hidrográfica mais extensa da área de estudo com 1.067 km<sup>2</sup>, possui incidência moderada de lagos com largura e comprimento oscilando entre 0,3 a 3,5 km e 0,7 a 4 km, respectivamente. A bacia do Rio Paracauari é a menor bacia hidrográfica dessa região, possuindo 608 km<sup>2</sup> de área. Os lagos são comuns e possuem dimensões e incidências similares ao da bacia do Rio Arari (Souza & Rossetti, 2010).

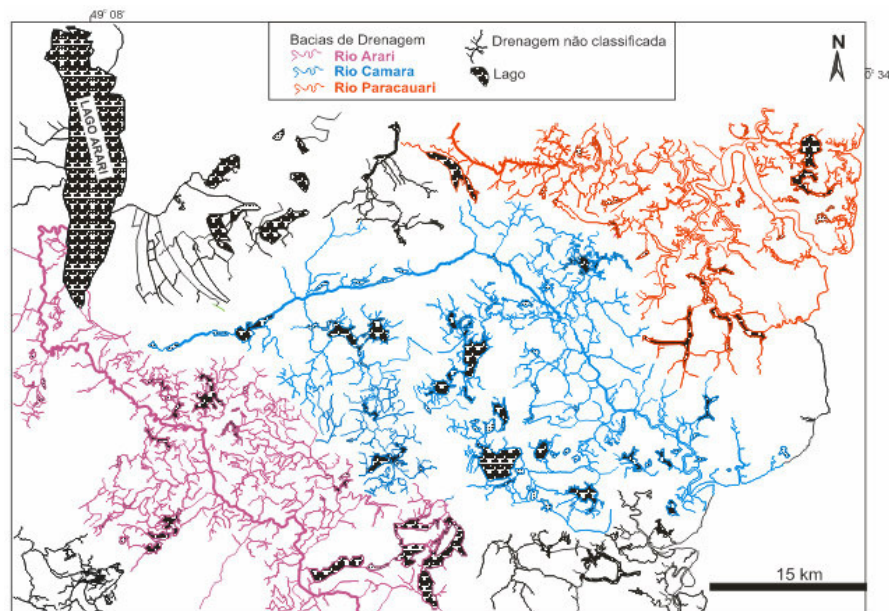


Figura 5. Mapa das bacias de drenagem da área de estudo no leste da Ilha de Marajó.  
Fonte: Adaptado de Souza & Rossetti (2010).

O sistema de drenagem atual do leste do Marajó está sobreposto a um sistema de drenagem *palimpsest*, que consiste de uma rede de paleocanais anastomosados a meandranes, geralmente, maiores que os canais atuais (Rossetti *et al.*, 2007) e mais arenosos, inferindo um paleofluxo mais energético (Rossetti *et al.*, 2008a). Estes autores afirmaram que a origem desses numerosos paleocanais está relacionada com a interrupção do aporte de sedimentos vindos das áreas continentais, devido à separação da Ilha de Marajó do continente e que foram formados, pelo menos em parte, em ambiente costeiro e sob influência de correntes de maré (Rossetti *et al.*, 2008b).

A maioria dos sistemas de paleocanais ocorre em torno do Lago Arari, alguns inclusive com padrões sugestivos de direcionamento de fluxo contrários aos canais atuais. Um complexo feixe de lineamentos tectônicos controlou e/ou modificou o curso dos canais em ambos os sistemas de drenagem, passado e atual (Rossetti *et al.*, 2007).

Uma característica interessante observada paralelamente à margem leste do Lago Arari é a presença de um conjunto de barras arenosas alongadas preferencialmente na direção norte-sul, que continua em direção sul além do limite do lago, delineando a margem de um canal estuarino *palimpsest*, sobre o qual o lago se estabeleceu (Figura 6) (Rossetti *et al.*, 2007). Os cordões lineares sub-paralelos à margem oriental corresponderiam a sucessivas margens abandonadas durante o processo de colmatagem. Os paleocanais representariam fases mais fluviais meandranes que contribuiriam para o processo de sedimentação geral da área (Vital, 1988).

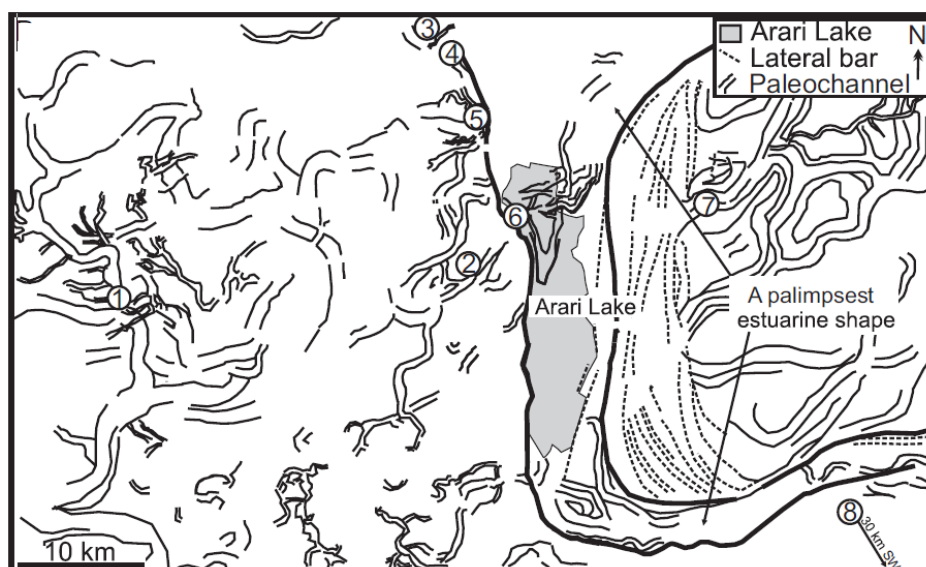


Figura 6. Morfologias presentes no entorno do Lago Arari. Observar a morfologia em forma de funil nos arredores do lago e a presença de inúmeros paleocanais e barras arenosas. Fonte: Adaptado de Rossetti *et al.* (2008a).

Segundo Rossetti *et al.* (2008a) a Ilha do Marajó pode ser dividida em quatro setores de acordo com a sua rede de drenagem (Figura 7):

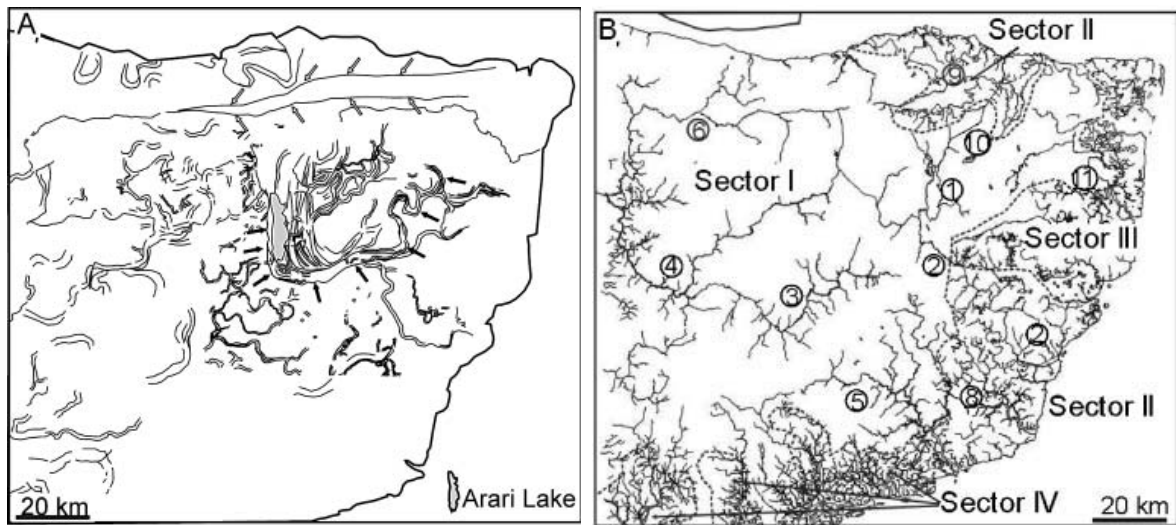


Figura 7. Mapa do sistema de drenagem do lado leste da Ilha de Marajó. A- Paleo e B- Atual. Fonte: Adaptado de Rossetti *et al.* (2008b).

O Setor I é caracterizado pela baixa densidade de canais e por muitos segmentos retilíneos que compõem um sistema fluvial classificado como sub-dendrítico com influência de treliças, no qual fazem parte as bacias dos rios Arari, Anajás, Mocoons, Atua, Cururu e Jenipacopu. Muitos desses canais modernos estão associados a um sistema de drenagem *palimpsest*, bem evidenciado próximo ao Lago Arari (observar setas escuras na figura 7A). Outros paleocanais são evidenciados neste setor, alguns com padrões sugestivos de fluxo de água contrário ao dos canais modernos, como os que ocorrem ao longo da área de drenagem do Rio Cururu (observar setas claras na figura 7A). As características mais marcantes nesta região são: (1) presença de uma estrutura desenvolvida na área onde atualmente se encontra o Lago Arari, que possui forma de funil e é delimitada ao norte por uma paleolinha de costa e, ao sul e depois para o leste, em um sistema de canais sinuosos, indicativas da existência de um paleoestuário; e (2) barras arenosas desenvolvidas na margem leste do Lago Arari, alongadas na direção norte-sul, paralelas ao lago, mas que continuam para além do limite sul do lago, delimitando a margem da morfologia estuarina *palimpsest* (Figura 6).

O setor II apresenta alta densidade de canais com o padrão sub-dendrítico com influência de treliças predominando sobre o retangular. É drenado pelo baixo curso do Rio Arari e pelo Rio Marajó Açú a sudeste, e pelos rios Ganhoão e Tartaruga ao norte.

O Setor III é drenado pelo Rio Paraucauari, que é altamente meandrante e alcança até 1 km de largura. Este rio torna-se subitamente retilíneo e mais estreito em direção oeste e

mostra continuidade um paleocanal meandrante em direção ao sul, no qual se conecta com os paleocanais do entorno do Lago Arari. Outra característica marcante deste setor é a presença de inúmeros lagos e lagoas.

O setor IV possui alta densidade de canais com padrão de drenagem dendrítico e alguns seguimentos retilíneos, sendo composto pelos rios Guarujá, Piriá e Caraticu, os quais fluem em direção ao sul.

Rossetti *et al.* (2008b) reconheceram que os canais e os paleocanais que compõem as bacias de drenagem da margem leste da Ilha de Marajó apresentam lineamentos morfológicos sugestivos de desenvolvimento direcionado pela tectônica quaternária, tais como: as quatro principais direções (NNE–SSW, NE–SW, NW–SE e E–W) reconhecidas a partir de mapeamento de segmentos de canais retilíneos, coincidentes com a tectônica regional; rios formados por seguimentos retilíneos que se conectam formando ângulos retos dispostos em padrão sub-dendrítico com influência de treliças e a presença de canais meandantes que mudam subitamente para padrões retilíneos.

Os recursos hídricos da ilha são derivados principalmente das precipitações pluviométricas e, em menor grau, das marés provenientes do Oceano Atlântico, do Rio Amazonas e da Baía do Marajó. Durante os meses de intensa chuva (fevereiro a abril), a combinação da topografia inexpressiva e dos solos pouco permeáveis resulta em inundações de vastas áreas. À medida que as chuvas diminuem e a enchente recua quantidades consideráveis de água ainda permanecem retidas em vários lagos, dentre os quais o maior é o Lago Arari (Vital, 1988).

### **3.1.6 Vegetação**

A interação entre o clima, solo, topografia e a rede de drenagem se manifesta através de um mosaico vegetacional com grande heterogeneidade florística e alta diversidade biológica, composto por florestas de terra firme, florestas de várzea, campos, restinga e manguezal (Amaral *et al.*, 2007). De modo geral, as vegetações abertas predominam em áreas com sedimentação holocena e as florestais em depósitos mais antigos. Entretanto, a presença destas últimas também é identificada sobre os vários paleocanais dispostos na margem leste da ilha, os quais possuem uma topografia levemente mais elevada em relação à área ao redor (Rossetti *et al.*, 2008a) e são preenchidos por sedimento areno-siltoso (Lima, 2008), que apresentam acamamento heterolítico lenticular (Rossetti *et al.*, 2007).

Amaral *et al.* (2007) descreveram as principais fitofisionomias encontradas na porção central da Ilha de Marajó:

### *FLORESTAS PLUVIAIS*

#### *Floresta aluvial não inundável (Terra Firme)*

São florestas densas, com densidade basal em torno de 30 m<sup>2</sup> e cerca de 400 a 500 árvores por hectare, possuem dossel situado entre 30 e 35 m e estão concentradas em locais de relevo mais elevado, situados na porção ocidental da ilha. Ocupam maciços florestais ou ficam restritas a pequenas faixas, compondo um mosaico com tipologias campestres.

Seus representantes típicos são: *Caryocar glabrum* (piquiarana), *Cedrela odorata* (cedro), *Couratari multiflora* (Tauari), *Diploptropis purpurea* (sucupira), *Dipterix* sp. (cumarú), *Eschweilera coriacea* (matá-matá), *Guarea* ssp. (jataúbas), *Hymenaea coubaril* (jatobá), *Manikara huberi* (maçaranduba), *Poterialia* ssp. (abius), *Protium* ssp. (breus), dentre outros. Apresentam ainda sub-bosques compostos por palmeiras de diferentes espécies, tais como: *Astrocaryum murumuru* (murumuru), *Attalea maripa* (inajá), *Bactris maraja* (marajá), *Desmoncus orthacanthus* (jacitara), *Euterpe oleracea* (açai), *Geonoma aspidifolia* (ubim), *Iriartea exorrhiza* (paxiúba) e *Oenocarpus bacaba* (bacaba).

#### *Floresta aluvial inundável mista com palmeiras*

Esta tipologia é marcada por intensa penetração de luz solar e pela diversidade e abundância de palmeiras, que alternam suas associações florísticas a depender do tipo de solo, topografia e influência da rede de drenagem. É característica da parte oriental do Marajó, onde juntamente com as florestas de várzea dominam as terras baixas e as planícies dos rios estuarinos.

Geralmente essas florestas estão associadas a uma palmeira dominante, principalmente *Euterpe oleracea* (açai), *Astrocaryum murumuru* (murumuru), *Oenocarpus bacaba* (bacaba), *Bactris setosa* (marajá) e *Attalea maipa* (inajá), ou uma combinação de duas ou mais espécies. Dentre as árvores de maior destaque em biomassa estão a *Virola surinamensis* (virola), *Carapa guianensis* (andiroba), *Symphonia globulifera* (ananim), *Qualea* sp. (mandioqueira), *Simaruba amara* (marupá), *Caryocar glabrum* (piquiarana), *Goupia glabra* (cupiúba), *Manikara huberi* (maçaranduba), *Tapebuaia serratifolia* (ipê) e *Hymenaea parvifolia* (jatobá).

No sub-bosque são frequentes ervas como *Olyra latifolia*, *Sellaginella calcarata*, *Heliconia bihai*, *Calathea ornata*, *Ischnosiphon arouma*, *Montrichardia linifera*, *Piper* spp., *Becquerelia cymosa*, *Costus scaber*, *Hypolutrum longifolium*, *Phenakospermum guianensis*, etc.

#### *Floresta aluvial inundável*

Essas florestas são uma transição entre as florestas de terra firme e as florestas inundáveis com palmeiras, formando manchas menos abundantes que estas últimas. Cerca de 40 % das espécies registradas são comuns aos três ambientes, tais como *Simaruba amara* (marupá), *Caryocar glabrum* (piquiarana), *Eschweilera coriacea* (matá-matá), *Goupia glabra* (cupiúba), *Astrocaryum murumuru* (murumuru), *Bactris maraja* (marajá), *Desmoncus orthacanthus* (jacitara), *Euterpe oleracea* (açai), etc. No sub-bosque predominam as ervas *Phenakospermum guianensis* (sororoca), *Olyra latifolia*, *Philodendron muricatum*, *Ischnosiphon arouma* e outras.

Dentre as espécies restritas a esse ambiente ocorrem *Alchorneopsis floribunda*, *Brosimum rubescens*, *Cordia exaltata*, *Dichorisandra villosula*, *Eugenia anastomosans*, *Guarea kunthiana*, *Guatteria schomburghkiana*, *Hirtella racemosa*, *Inga thibaudiana*, *Saccoglotis amazonica*, *Theobroma cacao* e outras.

A inundação dessas florestas está associada geralmente ao transbordamento dos sistemas fluviais durante as cheias ou pelo acúmulo de água da chuva durante a estac o chuvosa.

#### *Floresta de várzea*

É o tipo florestal mais representativo de ambientes inundáveis da Amazônia. São ecossistemas associados às bacias de rios de água branca ou barrenta, cujas nascentes estão localizadas nas áreas montanhosas das Cordilheiras dos Andes.

As florestas de várzea são relativamente mais baixas e abertas do que as florestas de terra firme, com altura de 20 a 25 m, área basal em torno de 25 m<sup>2</sup> e densidade aproximada de 200 a 300 árvores por hectare. Ocupam solos do tipo glei hidromórfico, sem estruturas verticais e pouco consolidados.

São espécies comuns nesse ambiente: *Euterpe oleracea* (açai), *Virola surinamensis* (virola), *Carapa guianensis* (andiroba), *Astrocaryum murumuru* (murumuru), *Swartzia polyphylla* (pitaíca), *Macrolobium acaciifolium* (arapari), dentre outras. Os registros exclusivos desse ambiente foram: *Campsiandra laurifolia* (acapurana), *Dioclea virgata*, *Hevea guianensis* (seringueira), *Hura crepitans* (açacu), *Macrolobium acaciaefolium* (arapari), *Pachira aquatica* (mamorana) e outras.

#### *Floresta secundária*

A vegetação secundária se origina após a ação antrópica, destacando-se a agricultura familiar e comercial, as pastagens artificiais e a exploração madeireira como as principais fontes de conversão das florestas amazônicas primitivas.

A flora desse ambiente é formada geralmente por espécies pioneiras, como: *Vismia guianensis* (lacre), *Cecropia* spp. (embaúbas), *Casearia ulmifolia* (mata-calado), *Astrocaryum murumuru* (murumuru), *Miconia nervosa* (tinteiro), entre outras. As espécies identificadas exclusivamente nesta tipologia foram: *Casearia ulmifolia*, *Clidemia hirta*, *Cupania scrobiculata*, *Himatanthus sucuuba*, *Homalium guianensis*, *Maprourea guianensis*, *Mouriri callocarpa*, *Myriaspora egensis*, *Piper aduncum*, *Rolandra agentea*, *Rollinia excucca* e *Serjania paucidentada*.

#### *CAMPOS NATURAIS OU SAVANAS ÚMIDAS*

Os campos naturais podem ser do tipo limpo (onde o estrato herbáceo sobressai na paisagem), com feição de mosaico (composta de pequenos capões até ilhas de florestas com dezenas de hectares) ou com aglomerados das palmeiras *Mauritia flexuosa* (buriti) ou *Mauritiella aculeata* (caranã). A origem e manutenção desta paisagem estão relacionadas aos controles edáfico e hidrológico, especialmente ao regime de enchentes a que está submetida anualmente.

#### *Campo misto*

Refere-se aos campos com palmeiras ou arbustivo-arbóreos. As únicas espécies lenhosas presentes são: *Ocotea laxiflora*, *Palicourea longiflora*, *Paullinia pinnata*, *Sesbania exasperata*, *Solanum stramonifolium*, *Alchornea fluvialis*, *Byrsonima chrysophylla* e *Simaba*

*guianensis*. Seus representantes são predominantemente ervas, como *Aeschynomene evenia*, *Clidemia spicata*, *Commelina guianensis*, *Cyperus luzulae*, *Cyperus sesquiflorus*, *Eleocharis fistulosa*, *Eleocharis minima*, *Fimbristylis anua*, *Heliotropium indicum*, *Hyptis atrorubens*, *Ludwigia hyssopifolia*, *Mimosa polydactyla*, *Panicum siccaneum* e outras.

Dentre as palmeiras, *Mauritia flexuosa* e *Mauritia aculeata* são as mais representativas, formando densos agregados ou extensos cordões que se projetam por quilômetros, acompanhando os cursos d'água que cruzam os campos. Ocorrem também *Astrocaryum mumbaca*, *Bactris maraja* e *Euterpe oleracea* geralmente associadas às ciperáceas: *Cyperus giganteus* e *Eleocharis* ssp.

O estrato arbustivo-arbóreo inclui *Protium apiculatum*, *Alchornea fluviatilis*, *Tovomita brasiliensis*, *Aniba citrifolia*, *Inga cayannensis*, *Andira inermis*, *Mouriri grandiflora*, *Maquira coriaceae*, *Virola surinamensis*, *Eugenia muricata* e *Simaruba amara*.

#### *Campo limpo*

São dominados por Poaceae e Cyperaceae, tais como: *Andropogon leucostachyus*, *Axonopus purpusii*, *Axonopus pubivaginatam*, *Panicum laxum*, *Panicum siccaneum*, *Paspalum virgatum*, *Paspalum ligulari*, *Setaria geniculata*, *Dichromena ciliata*, *Eragrostis capillaris*, *Fimbristylis capillaris*, *Kyllinga peruviana*, *Rhynchospora barbata*, *Rhynchospora cephalotes*, *Scleria hirtella*, dentre outras.

### VEGETAÇÃO LITORÂNEA

Lisboa *et al.* (1993) realizaram um levantamento da vegetação litorânea e estuarina na região nordeste da Ilha de Marajó, onde identificaram três diferentes ecossistemas: restinga, manguezal e floresta alta aberta com palmeiras.

#### *Restinga*

Apesar das águas dos rios Amazonas, Pará e Tocantins servirem como anteparo contra a ação direta do mar sobre a faixa costeira da Ilha de Marajó, os efeitos da salinidade e a planície arenosa possibilitam a colonização de espécies típicas de restinga litorânea, tais como: *Byrsonima crassifolia*, *Chrysobalanus icaco*, *Tapirira guianensis*, *Anacardium*



*occidentale*, *Stylosanthes angustifolia*, *Protium heptaphyllum*, *Ipomoea assarifolia* e *Gustavia augusta*.

#### *Manguezal*

O manguezal da Ilha de Marajó apresenta típica baixa diversidade florística, representado pelas árvores *Rhizophora racemosa* e *Avicennia germinans*, e pelas briófitas *Calymperes palisotii* e *Lejeunea* sp. Em sua periferia foram registradas as espécies *Acrostichum aureum*, *Annona glabra*, *Epidendrum ciliare*, *Hibiscus tiliaceus*, *Machaerium lunatum*, *Montrichardia arborescens*, *Pachira aquatica* e *Rhabdadenia biflora*.

#### *Floresta alta aberta com palmeiras*

Esta floresta está desenvolvida sobre solo areno-argiloso, sendo dominada pelas espécies *Platonia insignis* (bacuri) e *Parahancornia amapa* (amapá). Ocorrem ainda *Inga* spp., *Cecropia obtusa*, *Ficus gromelleira*, *Maximiliana maripa*, *Oenocarpus distichus*, *Richardella macrophylla* e outras.

### **3.1.7 Contexto geológico regional**

Geologicamente, o lado leste da Ilha de Marajó está inserido na Plataforma Pará, a qual corresponde a uma extensa área de embasamento cristalino e sedimentos paleozóicos, que permaneceram tectonicamente estáveis em relação às bacias sedimentares adjacentes do Cretáceo e Cenozóico (Azevedo, 1991). Essa região é delimitada pela Fossa Vigia-Castanhal a leste, Sub-bacia Mexiana ao norte, Sub-bacia Limoeiro a sudoeste e Sub-bacia Cameté a sudeste. Essas três sub-bacias fazem parte do Sistema de Grabens do Marajó, enquanto que a Fossa Vigia-Castanhal representa a extensão em direção norte da Sub-bacia de Cameté (Figura 8) (Rossetti *et al.*, 2008b).

O Sistema de Grabens do Marajó cobre uma área de  $1.5 \times 10^6$  Km<sup>2</sup> e consiste em uma estrutura definida por falhas orientadas para NW-SE e NE-SW, além de falhas E-W a ENE-WSW e NE-SW, que foram reativadas a partir de estruturas antigas do embasamento pré-cambriano e cretáceo (Azevedo, 1991; Villegas, 1994; Costa & Hasui, 1997).

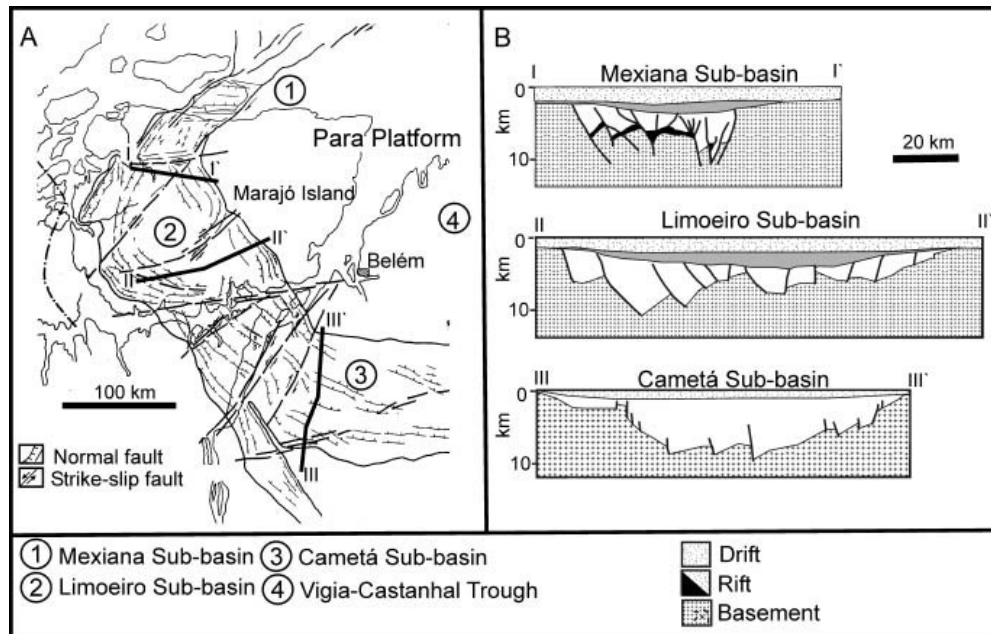


Figura 8. Mapa do quadro estrutural (A) e sísmica regional das seções transversais (B) do Sistema de Graben do Marajó.  
 Fonte: Rossetti *et al.* (2008b).

A Plataforma Pará apresenta numerosas fossas, que são relativamente pequenas e profundas, de até 3,5 m de profundidade. Um exemplo é a área do Lago Arari, a qual está localizada ao longo de uma larga e alongada depressão de orientação norte-sul conectada à Bacia de Mexiana ao norte (Azevedo, 1991).

O preenchimento da Bacia Sedimentar do Marajó é representado por depósitos fluviais a transicionais e marinho-raso depositados do Cretáceo ao Quaternário (Villegas, 1994). Depósitos arenosos das Formações Breves/Jacarezinho (Aptiano-Cenomaniano) e argilitos siltosos da Formação Anajás (Cenomaniano) são sobrepostos por arenitos, argilitos e conglomerados da Formação Limoeiro (Neocretáceo). Outros depósitos terciários consistem em mistura de depósitos siliciclásticos e carbonáticos da Formação Marajó (Paleoceno-Eoceno) e do Grupo Pará (Quaternário). Este inclui arenitos e argilitos da Formação Tucunará e da Formação Pirarucu, respectivamente. Em superfície, esses depósitos são correlacionados com a Formação Barreiras e Pirabas, e os Sedimentos Pós-Barreiras (Figura 9) (Rossetti *et al.*, 1989, 1990; Rossetti, 2001). Segundo Rossetti (2001) e Costa *et al.* (2002) a deposição das sequências estratigráficas Pirabas e Barreiras/Pós-Barreiras foi controlada pelas oscilações do nível do mar e pelos processos neotectônicos que atuaram entre o Terciário e o Holoceno.

Age		Lithostratigraphy	
		Subsurface	Surface
Quaternary		Para Group	Post-Barreiras Sed.
Tertiary			Pirarucu/Tucunaré Formations
CRETACEOUS	Late		Marajó Formation
		Maastrichtian	Limoeiro Formation
		Campanian	
		Santonian	
		Coniacian	
	Turonian		
			Anajás Formation
	Early		Breves/Jacarezinho Formations
		Albian	
		Aptian	

Figura 9. Seção estratigráfica simplificada do Sistema de Graben do Marajó.  
Fonte: Rossetti *et al.* (2008b).

A superfície da ilha está coberta principalmente por depósitos Pós-Barreiras do Pleistoceno e Holoceno, além de uma estreita faixa de depósitos do Mioceno da Formação Barreiras na sua extremidade oriental (Rossetti *et al.*, 2008b). A área do Lago Arari é dominada por depósitos quaternários relacionados à última fase de deposição da Sucessão Tucunaré-Pirarucu (Vital, 1988).

Para Rossetti *et al.* (2008a) a porção oriental da Ilha de Marajó teve uma evolução deposicional muito dinâmica durante o Pleistoceno Tardio até o Holoceno. O ambiente físico mudou de uma influência mais continental para um ambiente dominado por maré, o qual evoluiu por sua vez, em sistemas lacustres e paludes associados, representados pelo Lago Arari e áreas vizinhas.

Estudos sedimentológicos realizados nos paleocanais, presentes em abundância na margem leste do Lago Arari, permitiram reconhecer em sua sequência estratigráfica características que condizem com processo de preenchimento de um estuário. Especialmente as sucessões de granodecrescência ascendente, que registraram um progressivo declínio no fluxo energético, que é característico de processo de abandono de canal (Figura 10) (Rossetti *et al.*, 2007). O processo de abandono foi atribuído a eventos tectônicos na região, ocorridos

durante o Holoceno Médio e Tardio, que capturaram o sistema de drenagem e culminaram na formação da Baía do Marajó pela reativação de falhas transcorrentes destrais de direção NE-SW e a formação do Rio Pará através da reativação de falhas transcorrentes de direção E-W, (Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti *et al.*, 2007), que resultaram na própria a formação da Ilha de Marajó.

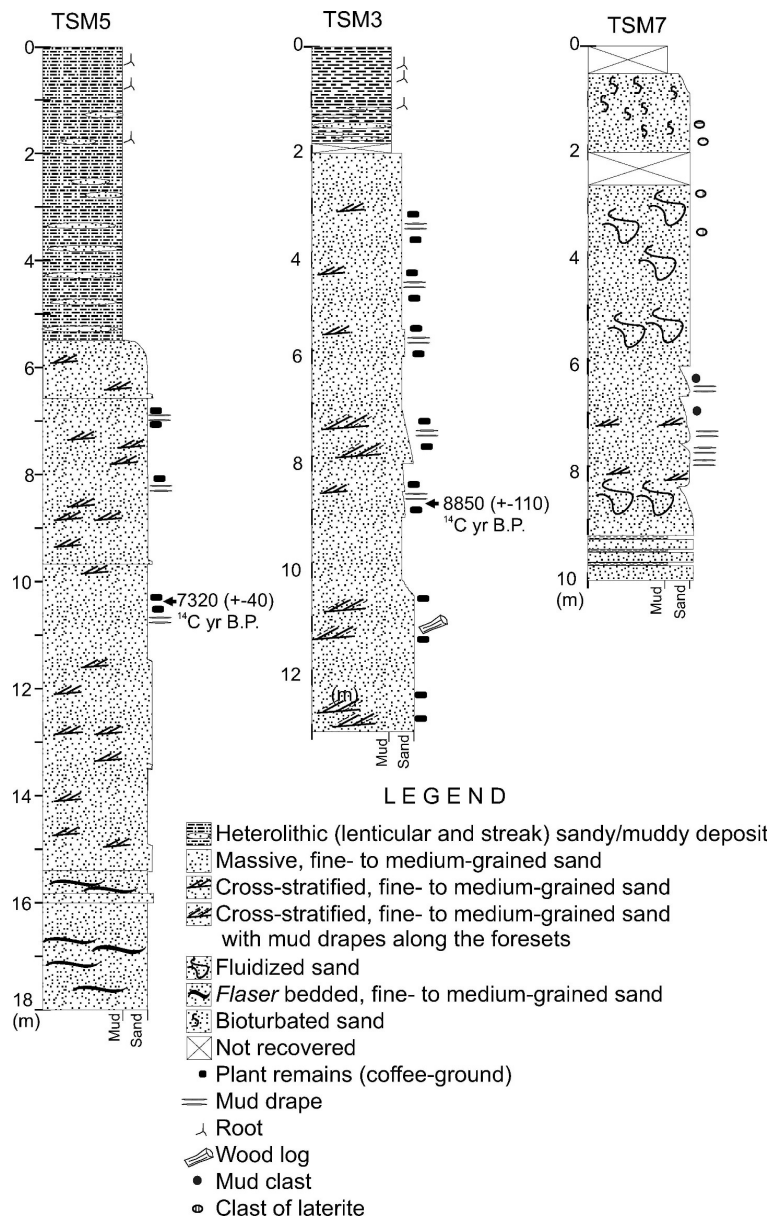


Figura 10. Perfis litoestratigráficos representativos de sucessões de paleocanais presentes na porção leste da Ilha de Marajó.  
Fonte: Rossetti *et al.* (2007).

### 3.2 SEDIMENTOS LACUSTRES COMO REGISTRO DAS VARIAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

Os lagos funcionam como ecossistemas complexos, com interações permanentes e dinâmicas com a bacia hidrográfica à qual pertencem (Tundisi & Tundisi, 2008), sendo desta forma ambientes deposicionais adequados para estudos de reconstituição de ambientes pretéritos, pois geralmente retêm informações sobre a comunidade biótica que habitou a região, possuem taxa de sedimentação relativamente alta e constante no decorrer de longos períodos e apresentam características favoráveis à preservação dos registros dos diferentes processos ocorridos em seu interior e na área de sua bacia de drenagem, como por exemplo: baixa susceptibilidade a distúrbios pós-deposicionais e condições anóxicas dos seus sedimentos de fundo (Colinvaux *et al.*, 1999).

O resgate dessas informações pode ocorrer em diferentes resoluções e escalas temporais através da análise integrada das fácies preservadas ao longo da coluna sedimentar (Reinson, 1992) e da investigação dos diferentes componentes acumulados nos sedimentos lacustres, tais como: pólen, frústulas de diatomáceas, restos de quitina de zooplâncton, escamas e vértebras de peixes, espículas de esponja, restos de vegetação, carvão, pigmentos, carbono orgânico, nitrogênio, dentre outros (Tundisi & Tundisi, 2008).

A análise de fácies sedimentar e a análise do arranjo vertical do conjunto de fácies possibilitam a interpretação de processos de sedimentação e a compreensão do sistema deposicional, uma vez que as transformações das condições físicas, como por exemplo, a alteração dos fluxos, dos níveis de energia e do fornecimento sedimentar, implica em mudanças nos ambientes deposicionais, que se sucedem e se preservam no registro geológico (Reinson, 1992). Já a composição da matéria orgânica sedimentar poderá revelar as condições ambientais às quais os ecossistemas passados estiveram sujeitos, uma vez que se constitui de uma variedade de indicadores elementares, isotópicos, moleculares e biológicos provenientes de fontes internas e externas ao lago (Meyers, 1994).

A quantidade e o tipo de material preservado nos sedimentos lacustres vão depender de um conjunto de fatores relacionados a sua constituição química e às condições físico-químicas da água do lago. A matéria orgânica, por exemplo, formada por uma complexa mistura de lipídeos, carboidratos, proteínas e outros conteúdos bioquímicos derivados de organismos que vivem no lago e na sua bacia hidrográfica, está sujeita aos processos que a impactam em tempo relativamente curto, desde a sua síntese até seu permanente soterramento no sedimento. Em geral, apenas uma pequena porção da matéria orgânica inicial escapa da

remineralização e torna-se soterrada no sedimento (Meyers & Ishiwatari, 1993). Já a preservação de materiais inorgânicos em sedimentos lacustres, tais como grãos de pólen, costumam ser excelentes (Barth, 2003).

Outros fatores condicionantes são: a concentração de oxigênio ao longo da coluna d'água e na interface água/sedimento e o tempo de exposição. Sob condições óxicas, bactérias aeróbicas e metazoários degradam a biomassa. Por sua vez, em condições anóxicas, a ação desses organismos é restringida e as bactérias anaeróbicas que empregam nitratos e sulfatos como agentes oxidantes passam a ser as responsáveis pela alteração da matéria orgânica (Demaison & Moore, 1980).

Trabalhos como os de Meyers & Ishiwatari (1993), Meyers (1994; 1997) e Meyers & Lallier-Vergès (1999) realizaram uma ampla revisão sobre a preservação de indicadores da origem da matéria orgânica sedimentar. Em geral, os autores apontam para uma baixa preservação da maioria dos compostos orgânicos primários, entretanto a informação sobre sua origem, como ela foi entregue e depositada permanece refletindo as condições paleoambientais da época.

### 3.3 OS MANGUEZAIS COMO BIOINDICADORES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS

O manguezal é um ecossistema costeiro que se desenvolve em planícies lamosas de intermaré, dentro de certos limites topográficos demarcados pelas condições de fluxo de energia, ao longo do limite inferior, e do estresse salino, na parte topográfica superior (Cohen & Lara, 2003). Está sujeito à inundação periódica por água salina ou salobra, instalando-se preferencialmente em ambiente de baixa energia, com substrato inconsolidado e pobre em oxigênio (Walsh, 1974).

Esse ambiente deposicional é considerado indicador biológico de mudanças ambientais costeiras (Blasco *et al.*, 1996) pois apresenta características favoráveis para os estudos paleoclimáticos, tais como: desenvolvimento controlado pela interação terra-oceano, sendo assim sensíveis às mudanças climáticas e do nível de mar (Gornitz, 1991; Fromard *et al.*, 2004; Versteegh *et al.*, 2004; Alongi, 2008; Berger *et al.*, 2008; Cohen *et al.*, 2008; 2009; Krauss *et al.*, 2008; Lara & Cohen, 2009); alta taxa de sedimentação, que favorece a preservação dos registros sedimentares e, em razão da comunidade vegetal presente nesse ambiente ser composta por um número restrito de espécies, a distinção da sua assembléia polínica torna-se acessível.

Entretanto, alguns aspectos de sedimentação dentro do manguezal devem ser considerados ao se realizar estudos de reconstituição paleoambiental. Por exemplo, como os manguezais ocupam zona de intermaré, os sedimentos podem ser redistribuídos pelas correntes de maré, causando mistura da sua matéria orgânica. Outro aspecto importante a ser considerado é a remobilização dos sedimentos por agentes bioturbadores (Suguio *et al.*, 1985).

Os estudos dedicados à interpretação do registro palinológico em manguezais têm demonstrado que apesar das limitações impostas pela bioturbação e redistribuição dos sedimentos pela ação das marés, os resultados das análises palinológicas podem fornecer informações importantes sobre a história da vegetação nesse ecossistema, além de contribuir com dados para reconstrução de alterações no nível de mar e da evolução sedimentar costeira (Suguio *et al.*, 1985; Grindrod *et al.*, 2002). Neste mesmo sentido, Alongi *et al.* (1999; 2000) afirmaram que a matéria orgânica (MO) em sedimentos de mangue está sujeita à decomposição aeróbica intensa. No entanto, parte desta MO é preservada, e pode ajudar na interpretação dos paleoambientes (Versteegh *et al.*, 2004) e fornecer indicações úteis do nível de mar pretérito (Scholl, 1964; Woodroffe, 1981; Van de Plassche, 1986; Cohen *et al.*, 2005b).

Outro ponto a ser observado, em relação à interpretação do diagrama polínico representativo de manguezal é que dependendo do tipo de transporte e da quantidade de pólen produzido por diferentes espécies, a sua presença no local pode ser super ou subestimada. Plantas polinizadas por insetos, aves e mamíferos geram uma quantidade menor de grãos de pólen se comparadas às plantas anemófilas (polinizadas pelo vento). Desta forma, para uma correta interpretação paleoecológica dos diagramas polínicos, é necessário o conhecimento da morfologia, taxa de produção, tipo de transporte e deposição atual dos grãos de pólen e esporos, para que se possa comparar a vegetação pretérita com a atual e associá-la aos possíveis ambientes deposicionais.

Behling *et al.* (2001a) estudaram os dados da taxa de acumulação de pólen moderno da Península de Bragança, costa nordeste paraense, os quais indicam que o gênero *Rhizophora* é prolífico produtor polínico, enquanto que *Avicennia* e *Laguncularia* são baixos produtores de pólen. A taxa de acumulação de grãos de pólen de *Rhizophora* e *Avicennia* em bosques mistos de manguezal (dominados por *Rhizophora/Avicennia*) é de 14.500 e 450 grãos/cm<sup>2</sup>/ano, respectivamente. Enquanto que nas armadilhas de pólen localizadas na planície herbácea, localizadas aproximadamente entre 1-2 km de distância das árvores mais próximas de

*Rhizophora* e 100 m distante das de *Avicennia*, registram medias de 410 e 8 grãos/cm<sup>2</sup>/ano, respectivamente. Demonstrando que certa quantidade de grãos de pólen de *Rhizophora* pode ser transportada pelo vento, enquanto que esse transporte é muito baixo para os de *Avicennia*. Sendo assim, ocorrência de pólen de *Avicennia* na associação polínica permite propor proximidade do ambiente deposicional manguezal.

### 3.4 MÉTODOS APLICADOS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

#### 3.4.1 Análises palinológicas

O termo palinologia introduzido por Hyde & Williams (1944) designa o estudo das características morfológicas externas de grãos de pólen e esporos, bem como sua dispersão e aplicações. Esse conceito foi expandido por Jansonius & McGregor (1996) e passou a incluir o estudo dos palinomorfos em geral, que são todos os espécimes microscópicos orgânicos que resistam ao tratamento químico corrosivo (com HF, HCl e H<sub>2</sub>NO<sub>3</sub>, por exemplo) aplicado sobre a rocha ou sedimento, tais como esporos de fungos, restos de tecido vegetal, cistos de algas, etc.

A análise palinológica de sedimentos tem sido amplamente utilizada em estudos de reconstrução de ambientes pretéritos em diferentes regiões do Brasil (Absy & Van der Hammen, 1976; Absy *et al.*, 1991; Ledru, 1993; Salgado-Labouriau, 1997; Salgado-Labouriau *et al.*, 1997; Behling & Costa, 1997; 2000; 2001; 2004; Behling, 1998; 2001; De Oliveira *et al.*, 1999; Bush *et al.*, 2000; 2007; Behling *et al.*, 2001a,b; 2004; Ledru *et al.*, 2001; Sifeddine *et al.*, 2003; Cohen *et al.*, 2005a; 2008; 2009; Irion *et al.*, 2006; Toledo & Bush, 2008a,b). É baseada em observações diretas dos palinomorfos fósseis e sua comparação com os *taxa* atuais, presentes em palinotecas ou disponíveis em literatura específica. O reconhecimento morfológico do grão possibilita a identificação da planta produtora e, a partir do conjunto dos tipos polínicos identificados, sua abundância e frequência de ocorrência, permite inferir em que ambiente ocorreu a sua deposição (Salgado-Labouriau, 1973).

A assembléia polínica de cada estrato de uma sequência sedimentar representa num determinado momento o ecossistema em que ocorreu sua deposição. A abrangência dessa representatividade (local ou regional) depende de um conjunto de fatores, que incluem a forma do grão de pólen e seu tipo de dispersão, a área de drenagem e o tamanho da bacia de sedimentação, dentre outros. Desta forma, caso um estrato acima do anterior contenha um conjunto diferente de palinomorfos, significa que houve uma modificação do ecossistema no



decorrer do tempo, que pode estar associada às modificações no paleoclima da região investigada (Anderson *et al.*, 1993).

### 3.4.2 Aplicação dos isótopos estáveis de carbono e nitrogênio e a razão $C/N_{\text{molar}}$

Isótopos são espécies atômicas de um mesmo elemento químico, mas que possuem diferentes massas atômicas. Os isótopos estáveis distinguem-se dos radioativos por não alterarem sua massa ao longo de sua existência e não se transformarem em outros tipos de núcleo por desintegração radioativa (Martinelli *et al.*, 2009).

Os isótopos estáveis (principalmente de oxigênio, carbono, nitrogênio e enxofre) têm sido cada vez mais utilizados na detecção e compreensão das causas de alterações ambientais, uma vez que pequenas diferenças em suas frequências de ocorrência servem como indicativo de mudanças no ecossistema (Suguio, 2008).

Em relação aos isótopos estáveis de carbono ( $^{12}\text{C}$  e  $^{13}\text{C}$ ), aproximadamente 98,89 % desse elemento é encontrado na natureza na sua forma isotópica mais leve, enquanto a abundância do isótopo mais pesado é de apenas 1,11 % (O'Leary, 1988).

Através da razão entre esses isótopos ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) é possível determinar a contribuição relativa de espécies de plantas que realizam diferentes ciclos fotossintéticos ( $\text{C}_3$ ,  $\text{C}_4$  e CAM) na matéria orgânica preservada no solo ou em sedimentos (Middelburg *et al.*, 1997). Isso é possível devido à forma diferenciada de discriminação isotópica das plantas em relação ao  $\text{CO}_2$  durante o processo fotossintético, que varia de acordo com a via enzimática empregada e gera diferentes assinaturas isotópicas.

Nas plantas que realizam o ciclo fotossintético  $\text{C}_3$  o  $\text{CO}_2$  atmosférico é reduzido à fosfoglicerato (um composto de três átomos de carbono), via enzima ribulose bifosfato carboxilase/oxilase (RUBisCO), já as que realizam o ciclo  $\text{C}_4$  reduzem esse gás à ácido aspártico ou málico, (com quatro átomos de carbono), através da enzima fosfoenolpiruvato (PEP) carboxilase. As plantas  $\text{C}_3$  discriminam mais o  $^{13}\text{CO}_2$  durante o processo de fotossíntese que plantas do ciclo  $\text{C}_4$ , gerando diferenças de valores entre as razões isotópicas obtidas para cada uma delas, com valores entre -32 a -22 ‰ e -17 a -9 ‰, respectivamente. Nas plantas CAM (plantas que utilizam a via metabólica: Metabolismo Ácido das Crassuláceas) esses valores podem variar de -11 a -28 ‰, a depender do período do dia em que elas fixam o  $\text{CO}_2$  (O'Leary, 1988).

A razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  é expressa empregando a notação delta ( $\delta$ ), medida por espectrometria de massa na unidade por mil (‰) determinada em relação ao padrão internacional PDB

(molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA), com desvio padrão de 0,1 ‰ para matéria orgânica, e calculada conforme a equação a seguir:

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

Onde  $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$

Embora o sinal do  $\delta^{13}\text{C}$  da matéria orgânica sedimentar lacustre, possa refletir as alterações nas proporções dos diferentes tipos de matéria vegetal (plantas  $\text{C}_3$  ou  $\text{C}_4$ ), é igualmente provável que reflita a mudança de abundância de organismos aquáticos, tais como o fitoplâncton, que têm assinaturas isotópicas semelhantes, variando de -30 a -26 ‰ para seus representantes de água doce e entre -23 a -16 ‰ para os marinhos (Meyers, 1997).

Durante a fotossíntese, o fitoplâncton utiliza preferencialmente o isótopo  ${}^{12}\text{C}$ , refletindo em valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de aproximadamente -20 ‰. Assim, quando o fitoplâncton utiliza o  $\text{CO}_2$  dissolvido em equilíbrio com a atmosfera, geralmente é isotopicamente indistinguível da matéria orgânica produzida por plantas terrestres  $\text{C}_3$ . Quando a disponibilidade de  $\text{CO}_2$  na atmosfera é muito baixa, o fitoplâncton passa a utilizar o  $\text{HCO}_3^-$  ( $\delta^{13}\text{C} = -1$  ‰) como fonte de carbono, resultando em valores isotópicos mais enriquecidos (Meyers, 2003). Desta forma, Wilson *et al.* (2005a) sugerem a necessidade de uma análise integrada com outros parâmetros para que se possa fazer a distinção entre diferentes fontes de matéria orgânica.

Neste sentido, complementando as informações fornecidas pelo  $\delta^{13}\text{C}$ , a razão entre os isótopos estáveis de Nitrogênio ( ${}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N}$ ) mostra-se útil nas interpretações da origem da matéria orgânica em sedimentos aquáticos, tendo por base as diferenças isotópicas entre plantas aquáticas e terrestres.

Algas e bactérias apresentam valores de  $\delta^{15}\text{N}$  em torno de 8 ‰ e as plantas terrestres entre 0 e 2 ‰, essa diferença decorre da absorção do Nitrogênio Inorgânico Dissolvido (NID) presente na água, o qual é isotopicamente enriquecido em  ${}^{15}\text{N}$  de 7 a 10 ‰ em relação ao Nitrogênio Atmosférico (0 ‰) utilizado pelas plantas terrestres (após sua fixação) (Peters *et al.*, 1978<sup>1</sup> Apud Meyers, 1997).

<sup>1</sup> Peters K.E., Sweeney R.E., Kaplan I.R. 1978. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnology and Oceanography*, **23**: 598-604.

O  $\delta^{15}\text{N}$  é determinado em relação ao ar atmosférico, segundo a fórmula:

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{ar}}}{R_{\text{ar}}} \times 1000 \quad (2)$$

Onde  $R = {}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N}$

Autores como Fogel & Cifuentes (1993), Bernasconi *et al.*, (1997) e Hodell & Schelske (1998) apontaram que desvios nos valores de  $\delta^{15}\text{N}$ , resultantes da reciclagem do nitrogênio e do processo de discriminação de seus isótopos durante a captação biológica, tornam-se um desafio à sua aplicação como indicadores de origem da matéria orgânica sedimentar. Por outro lado, Meyers & Lallier-Vergés (1999) afirmaram que importantes informações paleolimnológicas sobre a origem da matéria orgânica sedimentar podem ser obtidas através da composição isotópica do nitrogênio.

As análises do  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  somadas à razão molar entre os elementos carbono e nitrogênio (C/N) fornece adicional indicação da contribuição relativa da matéria orgânica de diferentes fontes (Lamb *et al.*, 2006). A vegetação terrestre normalmente tem valores C/N relativamente altos ( $> 12$ ) (Prahl *et al.*, 1980), uma vez que sua composição é predominantemente de lignina e celulose, que são relativamente pobres em nitrogênio. Também são observadas diferenças nos valores da razão C/N entre as plantas que realizam o ciclo  $\text{C}_3$  ( $\geq 12$ ) (Tyson, 1995) e as  $\text{C}_4$  (30) (Meyers, 1994). Para bactérias e algas os valores esperados ficam entre 4 e 10, em razão da significativa quantidade de nitrogênio em sua composição.

Para Meyers (1994), apesar da extensiva perda diagenética inicial sofrida pela matéria orgânica desde a sua síntese até seu permanente soterramento no sedimento, a razão entre C/N e o  $\delta^{13}\text{C}$  aparentemente sofrem pequenas alterações, mantendo assim preservadas as suas características iniciais. Em contraste, Meyers (1997) afirma que o sinal do  $\delta^{15}\text{N}$  estaria sujeito a mais intensa biodegradação e contaminação por nitrogênio inorgânico, requerendo maior cautela com as interpretações desse parâmetro isoladamente.

### 3.5 VARIAÇÕES CLIMÁTICAS NA REGIÃO AMAZÔNICA DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO

A Amazônia compreende uma área de aproximadamente 7 milhões de  $\text{Km}^2$ , definida geograficamente pelas bacias hidrográficas dos rios que desembocam no Rio Amazonas e sua

foz. Estende-se por diferentes países da América Latina (entre as Guianas e a Bolívia) e ocupa quase a metade do território nacional, abrangendo os estados do Acre, Amapá, Amazonas, Pará, Rondônia, Roraima e pequena parte dos estados do Maranhão, Tocantins e Mato Grosso (Ribeiro *et al.*, 1999).

Atualmente, a floresta amazônica é caracterizada pelo clima quente e úmido, se desenvolve em terras baixas com elevada taxa de pluviosidade (em torno de 1.500 mm/ano) e suporta estação seca menor que seis meses. Apesar de ser a floresta pluvial de terra firme a característica mais marcante desse bioma, ele é formado por uma multiplicidade de ecossistemas, que incluem ainda as florestas de várzea, igapós e campos. A presença desses diferentes ecossistemas está relacionada a um conjunto de fatores inter-relacionados, tais como: tipos de solo, umidade, pluviosidade, dentre outros.

Os estudos paleovegetacionais da Bacia Amazônica têm fornecido subsídios à elucidação do comportamento da vegetação frente às flutuações climáticas ocorridas desde o Pleistoceno Tardio ao Holoceno. O cerne das discussões tem girado em torno de: (1) “Quais foram as respostas regionais às mudanças climáticas claramente registradas no hemisfério norte durante o Quaternário Tardio?”; (2) “A Amazônia esteve por algum período mais árida?” e (3) “Áreas de florestas foram substituídas por vegetação de savana durante supostas fases secas?”.

### **3.5.1 Variações climáticas na Amazônia durante o Pleistoceno**

Mudanças na temperatura são esperadas em decorrência da alternância de períodos glaciais e interglaciais. De acordo com diferentes autores (Hooghiemstra *et al.*, 1993; Thompson *et al.*, 2000) o Pleistoceno na América do Sul foi um período de alterações intensas e rápidas no clima. Um esfriamento na Amazônia da ordem de 5 °C durante o Último Máximo Glacial (UMG) é amplamente aceito pelos paleoecologistas (Bush *et al.*, 2000; 2002). Entretanto não há consenso se a planície amazônica esteve fria e seca ou fria e úmida (Irion, 1982; 1984; Colinvaux *et al.*, 2000; 2001; Ledru *et al.*, 2001) e se grandes áreas de floresta amazônica foram substituídas por savanas (Van der Hammen, 1974; Absy *et al.*, 1991; Colinvaux *et al.*, 1996; Haberle, 1997; Hoorn, 1997; Haberle & Maslin, 1999; Mayle *et al.*, 2000; Bush *et al.*, 2004).

Para Bush *et al.* (2004) não é possível caracterizar o Pleistoceno como seco ou úmido. As oscilações na precipitação identificadas nos últimos 170.000 anos parecem ter seguido um ciclo orbital com uma periodicidade de 22.000 anos, desta forma cada fase seca foi um

período relativamente breve. Bush *et al.* (2000) estimaram uma redução na pluviosidade de aproximadamente 20 %, já para Van der Hammen & Absy (1994) e Van der Hammen & Hooghiemstra (2000) esta redução esteve entre 40-55 % durante o último glacial.

Segundo a Hipótese dos Refúgios, proposta inicialmente por Haffer (1969) para explicar eventos de formação de novas espécies durante os períodos glaciais, a Amazônia esteve mais árida entre 100.000 a 20.000 anos A.P. Neste período, toda Bacia Amazônica teria se tornado um “mar de savana” cercado por “ilhas de florestas” que propiciou o isolamento genético necessário para o processo de especiação. Esta teoria encontrou apoio em alguns registros palinológicos amazônicos que evidenciaram momentos de abertura na floresta ocorridos durante o Pleistoceno Tardio (Absy, 1991; Van der Hammen & Absy, 1994; Sifeddine *et al.*, 2001), entretanto, os testemunhos sedimentares de Mera (Liu & Colinvaux, 1985) e San Juan Bosco (Bush *et al.*, 1990) no Equador, do Morro dos Seis Lagos (Bush *et al.*, 2004), Mairicuru (Colinvaux *et al.*, 2001), do leque aluvial do Rio Amazonas e da plataforma continental na foz do Rio Amazonas (Haberle, 1997; Hoorn, 1997; Haberle & Maslin, 1999) no Brasil, não apresentaram diagramas polínicos que sustentassem esta teoria. Para estes autores, a Bacia Amazônica não esteve seca em nenhum momento do ciclo glacial e sempre comportou ambiente florestal.

Uma visão moderna sobre esse assunto é apresentada por Hooghiemstra & Van der Hammen (1998), onde é aceito a ocorrência desses dois cenários para a planície amazônica, a depender da localização geográfica. Desta forma existiram áreas onde porções de floresta foram substituídas por savana e outras onde a floresta manteve-se ininterruptamente, sendo estes dois extremos de um espectro diferente da história paleoecológica regional. Neste mesmo sentido Mayle & Beerling (2004) reconhecem evidências de expansão de savanas nas margens norte e sul da Amazônia, enquanto que a maior parte da Bacia Amazônica permaneceu dominada por floresta durante o UMG.

A presença de paleoclimas mais áridos que o atual encontra apoio no registro sedimentar de 6 m de profundidade retirado do Lago Carajás, localizado no denominado “corredor seco” da região leste amazônica, que mostra fases de abertura da floresta e diminuição do nível do lago por volta de 65.000, 40.000 e entre 23.000 e 13.000 anos A.P. Durante os intervalos mais secos que causaram o desaparecimento do lago, a redução de chuva pôde ser estimada como superior a 500 mm (30 %) (Absy *et al.*, 1991).

No perfil polínico de Katira (Rondônia), onde atualmente encontra-se uma densa floresta pluvial tropical, o intervalo entre 49.000 e 41.000 anos A.P. apresenta cobertura

vegetal dominada por *Mauritia* e outras árvores, como *Didymopanax*, *Hedyosmum*, *Weinmannia*, *Curatella*, *Ouratea*, *Podocarpus* e *Ilex*, representando um ambiente florestal úmido tendendo à seco. A mudança do sinal polínico por volta de 18.000 anos A.P. caracterizando a instalação de savana constituída por Gramíneas, Compositae, Labiatae e *Cuphea* provavelmente requereu uma diminuição na taxa de precipitação na ordem de 50 % (Van der Hammen & Absy, 1994).

Colinvaux *et al.* (2000) realizaram uma ampla revisão sobre interpretações de diagramas polínicos publicados por diferentes autores (Absy *et al.*, 1991; Bush *et al.*, 1990; Behling, 1996; Colinvaux *et al.*, 1996; 1997) que registraram mudanças na vegetação desde o último ciclo glacial até o Holoceno na região amazônica. Os autores afirmaram que o número de espécies intolerantes ao calor foi sensivelmente diminuído ou que elas foram completamente removidas das comunidades florestais da planície amazônica em razão da elevação de temperatura registrada no Holoceno, entretanto, o oeste da planície amazônica equatorial manteve-se coberto por vegetação de floresta durante os intervalos de tempo avaliados, ocorrendo apenas mudanças na composição das populações de espécies e não na comunidade ou associação como um todo. Essa proposição está de acordo com os resultados apresentados por Haberle (1997), Hoorn (1997) e Haberle & Maslin (1999), em estudo de testemunhos retirados do leque aluvial do Rio Amazonas e da plataforma continental na foz do Rio Amazonas, os quais revelaram que a floresta amazônica não foi fragmentada por vegetação aberta em nenhum momento do ciclo glacial e sim que as associações florestais foram ligeiramente reorganizadas, em resposta ao resfriamento.

Desta forma, Colinvaux *et al.* (2000) refutaram a idéia que os ciclos glaciais foram expressos na forma de oscilações entre a aridez e umidade nas planícies amazônicas, admitindo porém mudanças na precipitação, que foram insuficientes para interromper o desenvolvimento de florestas durante os períodos glaciais, mas induziram deslocamentos nos limites de ecótonos na fase interglacial, conforme evidenciado pelos dados oriundos de Rondônia e Bolívia (Van der Hammen & Absy, 1994) onde o ecótono floresta/savana migrou para uma área anteriormente ocupada por savana no momento da mudança global.

Bush *et al.* (2004) analisaram os registros palinológicos e químicos de testemunhos sedimentares retirados dos lagos da Pata, Verde e Dragão, localizados no Morro dos Seis Lagos, porção noroeste da Amazônia. Os lagos situam-se em três bacias hidrográficas diferentes, entretanto, possuem uma composição sedimentar semelhante, consistente com deposição lenta em um sistema de bacia fechada. A análise palinológica revelou uma

composição florestal estável para os últimos 50.000 anos, sem oscilações entre floresta e savana, ocorrendo apenas alterações em relação às espécies constituintes das comunidades florestais. No Pleistoceno Tardio, o resfriamento estimado de 4-5 °C permitiu que se instalassem *taxa* de montanhas em áreas de terras baixas amazônicas, porém não foi registrada nenhuma evidência de expansão significativa de gramíneas C<sub>4</sub>. Com relação à precipitação, não foi possível quantificar possíveis mudanças ocorridas durante o Pleistoceno, com exceção do período entre 35.000 e 26.000 anos A.P., quando a redução pluviométrica permitiu a queda do nível da água em todos os três lagos analisados, que foi, no entanto, insuficiente para remover a cobertura florestal local.

Bush & De Oliveira (2006) reuniram dados paleoecológicos de diferentes publicações para testar a veracidade da “Hipótese dos Refúgios”. Dentre os trabalhos que tiveram suas interpretações contestadas destacam-se os de Van der Hammen (1974), Absy *et al.* (1991) e Siffedine *et al.* (2001). Para Bush & De Oliveira (op. cit.) o diagrama polínico obtido no ecótono floresta/savana no Estado de Rondônia (Van der Hammen, 1974) é o melhor registro em favor desta teoria, uma vez que a base desse testemunho contém elementos típicos de savana. Entretanto, a falta de datação impossibilitou marcar o momento exato da instalação desse bioma, que deve ter ocorrido por volta de 15.000 anos A.P. (dado extrapolado de estudos sobre flutuações nas taxas de precipitação). Outros pontos que não ficaram esclarecidos referem-se ao tempo em que as savanas persistiram e se outras regiões localizadas fora de ecótonos foram igualmente afetadas.

A reinterpretção proposta por Bush & De Oliveira (op. cit.) dos dados palinológicos e paleolimnológicos da região de Carajás-PA, sudeste da Amazônia, (originalmente descritos por Absy *et al.*, 1991 e Siffedine *et al.*, 2001) não aceita que as altas concentrações de pólen de Poaceae, Asteraceae e *Borreria* sejam indicativas da expansão generalizada de áreas de savana durante o Último Máximo Glacial. Segundo eles, a presença de um período seco entre 26.000 e 15.000 anos A.P. não necessariamente implicou na substituição da floresta tropical por savana nas planícies úmidas. Tal mudança climática teria se refletido na diminuição da área do lago e com isso os registros lacustres passaram a representar apenas a vegetação imediatamente adjacente, que colonizava os solos úmidos à beira do lago.

### **3.5.2 Variações climáticas na Amazônia durante o Holoceno**

O Máximo Glacial Pleistocênico (MGP) está entre as maiores glaciações do registro geológico, e naturalmente a inércia térmica desse período pode ter produzido consequências climáticas que se estenderam até o Holoceno. O início desse período na região continental

amazônica apresenta registros que suportam condições climáticas relativamente mais úmidas (Freitas *et al.*, 2001; Sifeddine *et al.*, 2001) e uma tendência de aumento na temperatura (De Oliveira, 1996; Haberle & Maslin, 1999; Behling, 2001; De Oliveira & Curtis, 2001). Já no Holoceno Médio a presença de um paleoclima mais seco encontra suporte em dados palinológicos (Absy *et al.*, 1991), isotópicos (Gouveia *et al.*, 1997; Pessenda *et al.*, 1998a,b,c; Freitas *et al.*, 2001; Vidotto, 2008) e antracológicos (Sifeddine *et al.*, 1994; Cordeiro, 1995; Turcq *et al.*, 1998). O retorno a intervalos mais úmidos aparentemente ocorreu nos últimos 3.000 anos (Pessenda *et al.*, 1998a,b,c; Freitas *et al.*, 2001; Vidotto *et al.*, 2007).

Pessenda *et al.* (1998a,b,c) avaliaram a composição isotópica ( $^{13}\text{C}$ ,  $^{12}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$ ) da matéria orgânica do solo presente em diferentes fitofisionomias na região sul amazônica. Foram avaliados nove perfis sedimentares retirados de transectos em Pimenta Bueno e Ariquemes no Estado de Rondônia e Humaitá no Amazonas, abrangendo áreas de cerrado, savana, transição savana/floresta e floresta. Os autores concluíram que durante o Holoceno Inicial, a vegetação de floresta estava presente em toda área de estudo, inclusive onde atualmente estão presentes savana e transição floresta/savana. Durante o Holoceno Médio (5.000-6.000 anos A.P.) mudanças significativas foram observadas em relação à composição vegetal da área de transição floresta-savana e do cerrado em Rondônia e no transecto floresta-savana e área de floresta no Amazonas. Ocorreu um aumento significativo da influência de plantas  $\text{C}_4$  nessas áreas, o que foi relacionado a uma fase climática seca. O retorno de períodos mais úmidos nas porções mais recentes desses registros aponta para expansão de floresta nas áreas de transição dos locais avaliados.

Mayle *et al.* (2000) estudaram os registros sedimentares dos lagos Laguna Bella Vista e Laguna Chaplin, situados na margem sul da floresta amazônica, cercados por floresta tropical úmida perene. O diagrama polínico da Laguna Bella Vista que indicava a presença de floresta seca semidecídua entre 44.000 e 38.600 anos A.P. passa a apresentar picos de pólen de Poaceae (40 %), acompanhado por *Curatella americana*, *Mauritia/Mauritiella* e *Isoetes* no Holoceno, indicando que os níveis dos lagos estavam mais rasos que atualmente e a presença de savana próxima aos lagos, uma vez que nesses intervalos também foram detectadas partículas de carvão vegetal, indicando a provável ocorrência de paleoincêndios.

Freitas *et al.* (2001) demarcaram um transecto de 200 Km ao longo da BR 319, nos limites geográficos dos estados do Amazonas e Rondônia, o qual percorria áreas de savana e floresta de terra firme com palmeiras. Foram realizados catorze perfis estratigráficos, nos



quais os isótopos de carbono da matéria orgânica do solo demonstraram variações em sua composição permitindo identificar momentos de expansão e coalescência de savana, sendo desta forma definidas três fases principais: (1) Fase florestal, ocorrida entre 17.000-9.000 anos A.P.; (2) Fase de expansão de savana, de 9.000 até 3.000 anos A.P., e (3) Fase de expansão da floresta, depois de 3.000 anos A.P.

A discussão proposta por Behling *et al.* (2001b) para as modificações na vegetação em torno do Lago Calado (Amazônia central) durante o Holoceno são relacionadas às flutuações nos níveis de água fluvial, controladas pela variação sazonal do sistema de drenagem amazônico e pelas oscilações do nível de mar. O início do registro polínico (8.280-7.700 anos A.P.) é marcado pelo desenvolvimento de bosques de *Mauritia* ao longo da margem dos rios e pela presença de floresta de terra-firme na área adjacente. A expansão de florestas de várzea e igapó e a marcante presença de *taxa* aquáticos a partir de 7.700 anos A.P. foram interpretadas como reflexo do aumento do nível das águas amazônicas e da formação do Lago Calado. A ocorrência de pólen de Poaceae e Cyperaceae nos sedimentos lacustres neste período indica a colonização local de bancos de lama não inundados na margem do lago e a formação de campos herbáceos flutuantes. A diminuição desses tipos polínicos ocorreu em razão do aumento do nível das águas do lago registrado desde 4.070 anos A.P. e que alcançou seu máximo em 2.080 anos A.P. o que possibilitou ainda o aumento da proporção de áreas de várzea/igapó. O aumento de grãos de pólen de Poaceae verificado nos últimos 150 anos foi relacionado a uma provável influência de atividades humanas na região do Lago Calado.

### 3.6 VARIAÇÕES DO NÍVEL DE MAR NA COSTA BRASILEIRA DURANTE O QUATERNÁRIO

Durante o Quaternário ocorreram diferentes episódios de variações climáticas e movimentações tectônicas acompanhadas por oscilações do nível relativo do mar (NRM) (Suguio & Martin, 1978). No Brasil, essas variações foram detectadas através da reconstrução de paleoníveis do mar e paleolinhas de costa baseadas em: (1) registros geológicos, como por exemplo, rochas praias e terraços de construção e abrasão marinha, cujos estudos encontram-se concentrados nos litorais sul (Villwock *et al.*, 1986; Villwock, 1987; Corrêa *et al.*, 1992; Lessa *et al.*, 2000), sudeste (Corrêa *et al.*, 1980; Martin & Suguio, 1989; Martin *et al.*, 1993; Angulo & Lessa, 1997), nordeste do Brasil (Campos, 1976; Bittencourt *et al.*, 1979; 1981; Barbosa *et al.*, 1986; Silva, 1991; Domingues *et al.*, 1992), e mais recentemente na costa norte (Mendes & Faria Jr., 1993; Silveira *et al.*, 1993; Mendes, 1994; Souza Filho, 1995; Silva, 1996; Souza Filho & El-Robrini, 1997); (2) indicadores biológicos, amplamente registrados

ao longo de toda costa brasileira, os quais são representados por restos biogênicos ligados a partes de animais e vegetais (Angulo & Lessa, 1997; Behling & Costa, 1997; 2001; Bissa *et al.*, 2000; Behling, 2001; Behling *et al.*, 2001a; 2004; Ybert *et al.*, 2003; Cohen *et al.*, 2005a); e (3) evidências pré-históricas, onde os sambaquis são os únicos indicadores úteis de paleoníveis do mar e paleolinhas de costa (Bigarella, 1950/51b; Suguio, 2008).

Alguns dos indícios brasileiros mais antigos de variações no NRM durante o Quaternário foram detectados na planície costeira do Rio Grande do Sul, através da presença de quatro sistemas de ilhas-barreira/laguna I, II, III e IV indicativas de paleoníveis de mar acima do atual (Villwock *et al.*, 1986). Desses registros, pelo menos os sistemas de ilhas-barreira/laguna I e II, quando correlacionadas à curva isotópica de oxigênio proposta por Imbrie *et al.* (1984<sup>2</sup> *Apud* Tomazelli & Villwock, 2000), foram interpretados como anteriores a 120.000 anos A.P. Corroborando com esses dados, Martin *et al.* (1988) relacionaram o sistema ilhas-barreira/laguna II com os vestígios de terraços arenosos e cascalhosos presentes nas planícies costeiras dos estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo, estendendo para essas regiões a interpretação da ocorrência de paleoníveis marinhos mais altos que o atual. Esse episódio já havia sido reconhecido por Bittencourt *et al.* (1979) em estudos de falésias inativas esculpidas em sedimentos da Formação Barreiras na costa da Bahia e de Sergipe, recebendo a denominação de Transgressão Antiga. Posteriormente um novo evento transgressivo teria ocorrido, atingindo seu máximo a cerca de 120.000 anos A.P. onde o NRM teria ficado  $8 \pm 2$  m acima do atual. Nesse período teria ocorrido a formação do sistema ilhas-barreira/laguna III no Rio Grande do Sul (Villwock *et al.*, 1986). Em São Paulo esse episódio é conhecido como Transgressão Cananéia (Suguio & Martin, 1978) e na Bahia, Sergipe e Alagoas como Penúltima Transgressão (Bittencourt *et al.*, 1979).

O surgimento do mais recente sistema ilhas-barreira/laguna (IV) teria se iniciado há cerca de 17.500 anos A.P. durante o Último Máximo Glacial (UMG), correspondendo ao limite máximo de regressão detectado através de escarpas submersas na margem continental sul-brasileira, que indicaram paleonível de mar localizado a 120-130 m abaixo do nível atual (Corrêa, 1996). Este período coincide com o início da Transgressão Santos ou Santista (Suguio & Martin, 1978), que apresentou uma aceleração na ascensão do paleonível de mar

---

<sup>2</sup> Imbrie J.D., Hays J., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from revised chronology of the marine <sup>18</sup>O record. *In*: A.L. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, B. Saltzman (eds.) *Milankovitch and Climate*. Reidel, Dordrecht, Netherlands, p.: 269-305.

de 2 cm/ano, entre 17.500-16.000 anos A.P. e que desacelerou para 0,6 cm/ano no intervalo de 16.000 até 11.000 anos A.P. (Corrêa, 1990).

O Holoceno é o período com maior número de registros de antigas posições do NRM. A precisão das datações por carbono 14 somada ao estudo do posicionamento de sambaquis e os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (PBD) de suas conchas constituintes, possibilitaram a construção de curvas ou esboços de curvas de variações no NRM para diferentes setores da faixa costeira brasileira nos últimos 7.000 anos (Suguio *et al.*, 1985), que encontram-se sumarizadas por Suguio & Tessler (1984<sup>3</sup> *Apud* Suguio *et al.*, 2005) na figura 11.

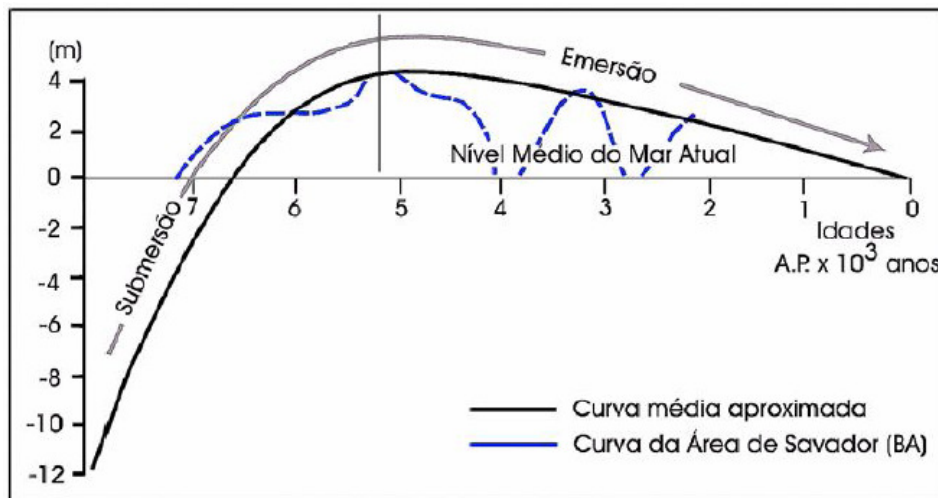


Figura 11. Curva média de variações do paleonível relativo do mar nos últimos 7.000 anos ao longo da costa brasileira em confronto com a curva da área de salvador.

Fonte: Suguio & Tessler (1984<sup>3</sup> *Apud* Suguio *et al.*, 2005).

Esta curva permite reconhecer que ao longo do setor costeiro avaliado o nível do mar esteve acima do atual desde 7.000 anos A.P., com 2 períodos curtos de oscilação negativas entre 4.100-3.800 e 3.000-2.700 anos A.P. onde o nível do mar ficou de 1,5 a 2 m abaixo do atual (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 2003). Angulo & Lessa (1997) também propuseram que o nível médio atual do mar foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno entre 7.000 e 6.500 anos A.P. atingindo o máximo transgressivo (de 3 a 4 m acima do nível atual) entre 5.300 e 4.750 anos A.P., entretanto os autores não reconheceram oscilações secundárias com amplitudes de 4 a 5 m. Portanto, com o fim da transgressão marinha pós-glacial em 5.100 anos A.P. ocorreu uma suave e gradativa diminuição no NRM, o que segue as tendências

<sup>3</sup> Suguio K. & Tessler M.G. 1984. Planícies de cordões arenosos Quaternários do Brasil: origem e nomenclatura. In: L.D. Lacerda, D.S.D. Araújo, R. Cerqueira, B. Turcq (orgs.) *Restingas: Origem, Estrutura, Processos*. CEUFF, Universidade Federal Fluminense, Niterói, p.:15-26.

detectadas em outras regiões costeiras do hemisfério sul (Isla, 1989; Pirazzoli, 1991; Milne *et al.*, 2005).

Outras curvas de variação do NRM foram documentadas para a costa nordeste brasileira nos últimos 7.000 anos (Bezerra *et al.*, 2003; Martin *et al.*, 2003; Caldas *et al.*, 2006; Stattegger *et al.*, 2006), indicando que o nível do mar esteve alguns metros acima do atual, com tendência à diminuição durante os últimos 5.000 anos.

A publicação de diferentes curvas de variação do NRM (Suguo *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1988; Tomazelli, 1990; Angulo & Lessa, 1997; Angulo *et al.*, 1999) para as regiões, nordeste, sudeste e sul do País tem contribuído para elucidar a história evolutiva dessas áreas costeiras.

### 3.7 A COSTA NORTE BRASILEIRA E AS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DE MAR

A costa norte do Brasil, também denominada litoral amazônico, possui cerca de 1.200 km de extensão, abrange desde o Cabo Orange, no estado do Amapá, até a Baía de São Marcos, no estado do Maranhão. Ela é formada pelas bacias sedimentares costeiras Pará-Maranhão, Bragança-Vizeu, São Luís Equatorial e da Foz do Rio Amazonas e pelas Plataformas do Pará e Amapá, que apresentaram evolução estrutural-sedimentar não uniforme durante o Quaternário, mas que resultou de um modo geral, em extensas planícies de maré arenosa e/ou lamosa, estas quase sempre colonizadas por manguezal. Para Souza Filho *et al.* (2009) a evolução costeira amazônica durante o Quaternário esteve condicionada à interação entre o controle geológico, o grande aporte de sedimentos fluviais, o retrabalhamento dos sedimentos reliquiais da plataforma continental e as mudanças do nível de mar.

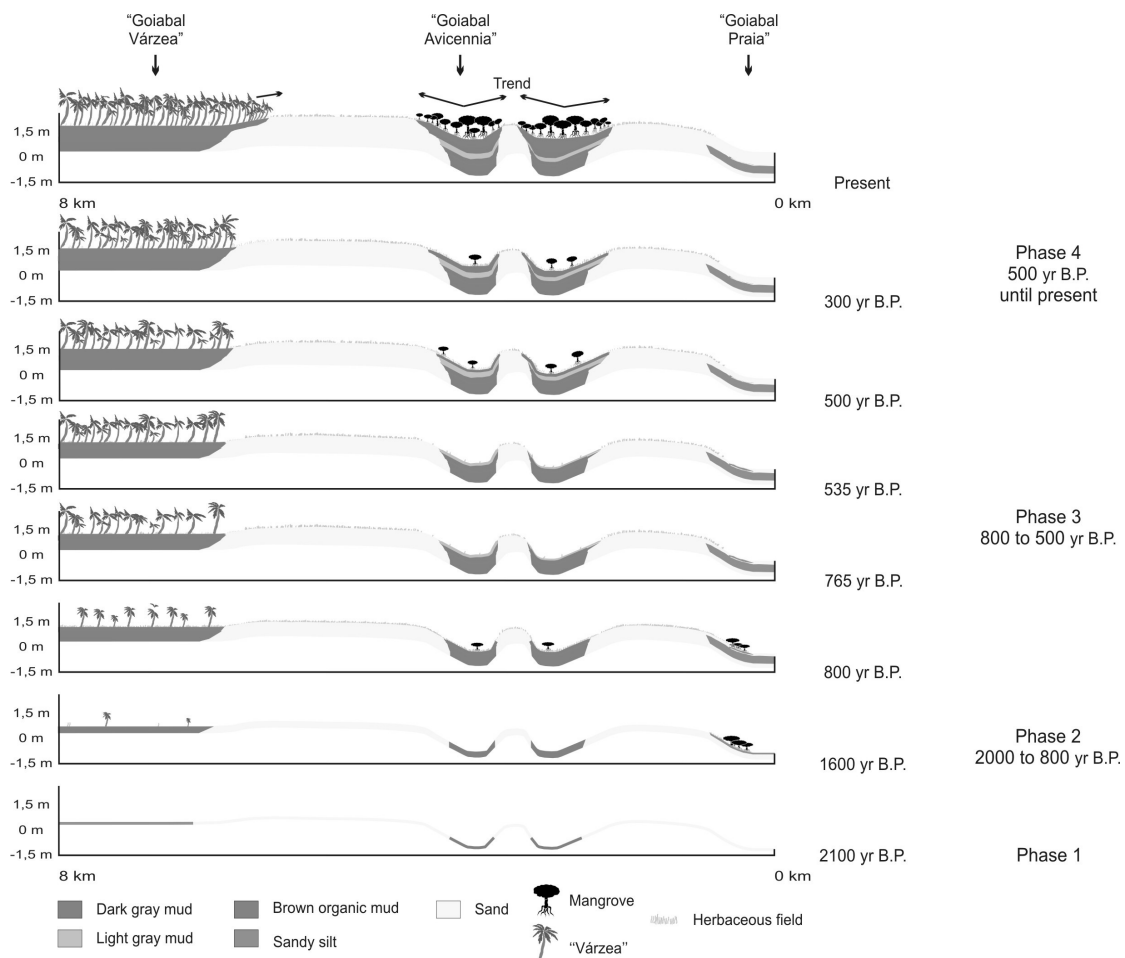
Neste domínio, as variações no NRM têm sido inferidas através de estudos estratigráficos, sedimentológicos, geoquímicos, sísmicos (Souza Filho, 1995; 2000; Souza Filho & El-Robrini, 1995; 1997; Vital & Stattegger, 2000; Silva-Júnior & El-Robrini, 2001; França, 2003; Miranda *et al.*, 2009; Castro *et al.*, 2010), e, na grande maioria, através de indicadores palinológicos (Behling, 2001; Behling *et al.*, 2001a; 2004; Behling & Costa, 2001; 2004; Senna, 2002; Cohen *et al.*, 2005a,b; Vedel *et al.*, 2006; Guimarães, 2008). De modo geral, estes estudos buscam reconstituir os ambientes deposicionais pretéritos, através da análise das fácies sedimentares e/ou da sucessão palinológica correlacionando-os com episódios de transgressão e regressão marinha e estabilidade do NRM durante o Quaternário.

Segundo Cohen *et al.* (2009) as interpretações com base nos grãos de pólen precisam considerar a vegetação atual. Neste sentido, os autores dividiram a costa norte brasileira em

dois setores: (i) litoral sob influência marinha dominado por manguezais e (ii) setor fluvial colonizado por várzea, representados principalmente pelo litoral nordeste paraense e pela Ilha de Marajó, respectivamente. Considerando o litoral amapaense, este apresenta um gradiente marinho/fluvial devido às correntes que transportam as águas do Amazonas ao longo de sua costa.

### 3.7.1 Litoral amapaense

O modelo de desenvolvimento dos ecossistemas inundáveis durante o Holoceno proposto por Guimarães *et al.* (2010) se baseou na distribuição atual da vegetação local, na sequência sedimentar e no registro polínico de três testemunhos sedimentares retirados da planície costeira de Calçoene. Os autores identificaram alternâncias na influência marinha e de água doce na área de estudo e uma atual migração de manguezal e floresta de várzea sobre os campos herbáceos nas áreas topograficamente mais elevadas, o que foi relacionado à subida no NRM (Figura 12).



Na fase inicial do registro sedimentar (2.100 cal. anos A.P.) os sedimentos arenosos estavam presentes nas áreas topograficamente mais altas e nas planícies de maré, enquanto os sedimentos lamosos ocupavam vales costeiros. A ausência de palinomorfos suficientes para sustentar uma análise estatística não permitiu inferir a presença de vegetação na região em estudo nesta época.

A fase 2 (1.900 até 1.200 cal. anos A.P.) foi caracterizada pelo preenchimento lamoso progressivo das depressões e canais de maré, onde provavelmente iniciou o desenvolvimento de manguezais, enquanto os campos herbáceos começaram a ocupar as áreas topograficamente mais elevadas. O testemunho retirado da planície de maré arenosa revelou uma mudança de granulometria (areia siltosa para areia) ocorrida entre 1.100 e 800 cal. anos A.P. provavelmente relacionada ao aumento de fluxo energético aquático, já os testemunhos retirados de áreas atualmente colonizadas por bosques de *Avicennia* e por várzea indicaram para este período ambientes transicionais: campo herbáceo/manguezal e campo herbáceo/várzea, respectivamente.

A terceira fase (760 a 530 cal. anos A.P.) indicou a interrupção no desenvolvimento de manguezal nos testemunhos mais próximos à atual linha de costa, relacionada à diminuição da salinidade da água intersticial e expansão da várzea no local atualmente ocupado por esse ecossistema, reforçando a diminuição da influencia de água marinha/salobra neste local.

Na última fase evolutiva da região costeira do Amapá, por volta de 500 cal. anos A.P. as condições ambientais favoreceram o estabelecimento da atual vegetação encontrada neste setor costeiro, com desenvolvimento de bosques de *Avicennia* e áreas colonizadas por várzea, as quais se desenvolvem em diferentes condições de tolerância à salinidade. Uma suave diminuição na proporção pólen de manguezal/herbáceos ocorrida entre 300 e 80 cal. anos A.P. foi relacionada a uma diminuição na salinidade da água intersticial.

### **3.7.2 Litoral nordeste paraense**

Segundo Cohen *et al.* (2009), a vegetação e a geomorfologia desse setor foi controlada principalmente pelas variações do NRM, quando comparado com a descarga fluvial. Souza Filho (1995) propôs que durante o Holoceno Superior, a evolução do sistema deposicional da planície costeira bragantina esteve associada às oscilações do NRM e às variações no volume de suprimento sedimentar oriundos da descarga dos rios. Segundo o autor, o máximo da transgressão ocorreu em torno de 6.000 anos A.P., corroborando com os dados apresentados na costa da Guiana Francesa e Suriname (Wong, 1989) e com a Transgressão Holocênica

(5.100 anos A.P.) identificada na costa leste brasileira (Suguio *et al.*, 1985) e no planalto costeiro paraense (Simões, 1981). Após esse período, sob condições regressivas ou de mar estável ocorreu a progradação da planície lamosa, acompanhada de episódios erosivos. Atualmente, novos depósitos arenosos migram sob a planície lamosa, caracterizando a costa nordeste do Estado do Pará como costa transgressiva (Souza Filho, 1995; 2000; Silva, 1996; Souza Filho & El-Robrini, 1998; Souza Filho & Paradella, 2003).

Souza Filho *et al.* (2009) estudaram o desenvolvimento de um sistema de ilhas-barreira em um estuário de macromaré na costa leste amazônica. Eles relacionaram o momento de sua formação às oscilações de nível de mar e episódios de subsidência. A primeira ilha-barreira teria se formado em torno de 5.900 anos A.P. após um período de transgressão marinha. A formação da segunda, entre 3.700- 2.800 anos A.P., foi relacionada a um período de queda no NRM e a terceira ilha-barreira teve sua formação há aproximadamente 1.000 anos A.P. com o nível de mar já estabilizado. A geração das duas últimas ilhas-barreira estaria relacionada também com pelo menos dois episódios de suave subsidência ocorridos nos últimos 3.000 anos.

Dados palinológicos obtidos de testemunhos sedimentares têm fornecido o maior volume de informações sobre as variações do NRM na faixa costeira norte brasileira. Os diferentes autores baseiam-se na presença de pólen de espécies típicas de manguezal para deduzir a presença desse ecossistema na área de estudo, o que possibilita fazer inferências sobre o NRM e as paleolinhas de costa, uma vez que a colonização e a estabilização de manguezal são controladas pela interação terra-oceano e requerem condições ecológicas que se aproximam do limite de tolerância em relação à salinidade da água do solo e do regime de inundação (Blasco *et al.*, 1996).

Com base em estudos polínicos, Behling *et al.* (2001a) analisaram a dinâmica dos manguezais em três áreas da Península de Bragança. No ponto de amostragem situado a 2,7 m acima do nível do mar atual foi encontrado o registro mais antigo da presença desse ecossistema, datado em 5.120 cal. anos A.P., indicando para esta época alta frequência de inundação associada a um nível relativo de mar alto. Posteriormente, a pouca preservação de pólen entre 750 e 420 cal. anos A.P. foi relacionada a uma fase de seca, com provável queda no NRM e conseqüente diminuição da frequência de inundação, que teria propiciado o posterior estabelecimento de campo salgado dominado por Poaceae com presença de *Avicennia* e subsequente substituição (200 cal. anos A.P.) por campo salgado dominado por Cyperaceae, o qual permanece até os dias atuais.

Behling & Costa (2001) analisaram um testemunho sedimentar de 6 metros de comprimento retirado do Lago Crispim, um lago raso (1 m de profundidade) localizado no nordeste do Estado do Pará. O início dos registros polínicos aconteceu quando areias brancas quartzosas foram substituídas por matéria orgânica em 7.640 cal. anos A.P. Neste período, foi detectada a presença de manguezais em locais próximos ao ponto amostrado, mas a vegetação local provavelmente era floresta de terra firme e restinga, devido à ocorrência de quantidades significativas de pólen de *Symphonia*, *Virola*, *Mabea*, Moraceae/Urticaceae. A diminuição na quantidade de pólen de *Rhizophora* depois de 7.000 cal. anos A.P. foi relacionada pelos autores como resposta a uma leve queda no NRM, que teria atingindo o nível mais baixo próximo a 6.620 cal. anos A.P. possibilitando o estabelecimento de uma vereda composta pelas palmeiras *Mauritia/Mauritiella*. Possíveis oscilações do nível do mar ocorridas entre 6.620 e 3.630 cal. anos A.P., podem ter mudado várias vezes a extensão dessa vereda. Novo momento transgressivo foi identificado em 3.630 cal. anos A.P. com a substituição das veredas e de restinga por campos salgados e expansão de manguezal próximo ao local amostrado. Entretanto, o nível do mar não subiu o suficiente para deixar incursões marinhas no local de estudo que se encontra próximo a moderna linha de costa e 1 a 2 m acima do nível médio de mar atual. A redução da vegetação de manguezal a partir de 1.840 cal. anos A.P. foi relacionada a um novo período de queda no NRM ou à ação antrópica.

Na Lagoa de Curuçá, localizada a 15 km da moderna linha de costa, Behling (2001) relacionou o aumento do número de grãos de pólen de Cyperaceae e Poaceae acumulados nos sedimentos de fundo à ampliação do tamanho da lagoa, ocorrido entre 10.270 e 9.600 cal. anos A.P. A expansão de uma lagoa para um lago com maior dimensão foi interpretada como consequência do aumento do NRM, que teria elevado o nível do lençol freático local. Esse aumento no NRM durante o Holoceno Inicial também teria sido evidenciado através da presença de pólen de *Rhizophora*. Períodos subsequentes de aumento (7.250-5.600 cal. anos A.P.) e diminuição (5.600-3.130 cal. anos A.P.) na concentração desses tipos polínicos também foram interpretados como níveis de mar mais alto e mais baixo, respectivamente. Para os últimos 3.130 cal. anos A.P. o registro dos grãos de pólen de *Rhizophora* foi indicativo de retorno às condições de nível de mar alto.

As modificações na assembléia polínica registradas no testemunho retirado do Lago Aranha, localizado no ambiente de transição mangue/várzea do estuário do Rio Marapanim (região nordeste do estado do Pará), permitiram a definição de três zonas polínicas, as quais indicaram mudanças na vegetação (Senna, 2002). A base do testemunho datada em 6.850



anos A.P. indicou a presença de manguezal colonizado por *Rhizophora*. A partir de 4.900 anos A.P. ocorreu uma redução abrupta desse tipo polínico e os grãos de pólen de *Symphonia*, *Ilex*, *Mauritia*, indicadores de vegetação de pântano de água doce, passaram a dominar o ambiente. A fase seguinte, iniciada em 1.350 anos A.P. e que segue até a atualidade, registrou novamente a implantação de florestas de mangue, agora dominadas pelo gênero *Avicennia*, e com registros de pólen de *Rhizophora* e alguns elementos de várzea como *Machaerium*, *Euterpe*, *Hibiscus* e *Pterocarpus*. A autora relacionou essas modificações às variações do nível do mar, estando a presença de manguezal associada a momentos transgressivos e, a transição para ambiente de água doce, à regressão marinha.

Cohen *et al.* (2005a) integraram os dados polínicos descritos por Behling *et al.* (2001) às informações geológicas e à distribuição atual dos manguezais na Península de Bragança, estabelecendo um modelo de desenvolvimento desse ecossistema conduzido por oscilações do NRM ocorridas desde o Holoceno Médio ao Tardio. Segundo os autores, a estabilização do nível do mar próximo a 5.100 cal. anos A.P. possibilitou o desenvolvimento de florestas de mangue. Nessa época, o NRM estava próximo ao nível atual e até aproximadamente 1.000 cal. anos A.P. não sofreu modificações significativas, a não ser no período entre 1.800 e 1.400 cal. anos A.P. onde o NRM pode ter ficado até 1m abaixo do nível atual. A baixa frequência de inundação foi apontada como a causa da mudança de vegetação ocorrida a partir de 420 cal. anos A.P. onde a floresta de manguezal dominada pelo gênero *Avicennia* foi substituída pelo campo salgado. Esta diminuição gradual na frequência de inundação pode ter acontecido devido queda no NRM e/ou agradação de sedimentos, resultante do preenchimento de paleovales.

Cohen *et al.* (2005b) associaram a palinologia à estratigrafia e identificaram oscilações no NRM durante os últimos 1.000 anos na Península de Bragança. Entre 1.000 e 1.150 A.D. o NRM esteve próximo ao atual, entretanto dois períodos de baixa frequência de inundação foram registrados nos séculos seguintes, onde o NRM esteve entre 0.1 a 1m abaixo do nível médio moderno. Estes eventos ocorreram entre 1.130 e 1.510 A.D. e entre 1.560 A.D. e o final do século 19, e estariam relacionados ao evento climático reconhecido mundialmente como “Pequena Idade do Gelo”, correspondente ao período seco identificado em outras regiões da América do Sul, que trouxeram como consequência local regressão marinha e/ou diminuição na precipitação. Os autores relacionaram ainda a migração dos manguezais para áreas topograficamente mais elevadas, ocorrida nos últimos 150 anos, à subida do NRM, que seria consequência do aumento de temperatura global e derretimento das geleiras.

Cohen *et al.* (2009) estudaram os impactos das oscilações do NRM nos ambientes costeiros inundáveis da Amazônia Oriental através de análises palinológicas de três testemunhos sedimentares. O testemunho São Caetano, situado em uma área de manguezal dominado por *Avicennia*, registrou entre 4.800-1.100 cal. anos A.P. a estabilização de planície de intermaré colonizada por manguezal onde anteriormente ocorria deposição sedimentar por acreção lateral, típica de canal. No período subsequente (entre 1.100 e 750 cal. anos A.P.) a diminuição de pólen de *Rhizophora* com concomitante aumento de grãos de pólen indicativos de campo (Cyperaceae e Poaceae) e restinga (Fabaceae) e de esporos de samambaias sugeriu uma diminuição na salinidade da água intersticial em decorrência do aumento na descarga de água fluvial ou diminuição do NRM. Entre 750 e 200 anos A.P. novo momento de expansão de manguezais é registrado, sugerindo aumento de influência marinha que perdura até os dias atuais, conforme observado com a colonização da área por manguezal dominado por *Avicennia*.

O testemunho Ponte do Atalaia, retirado de uma área atualmente colonizada por *Rhizophora*, começa a obter boa preservação de seus registros polínicos a partir de 630 anos A.P. Segundo os autores, as condições climáticas e/ou aumento do NRM favoreceram o estabelecimento dos manguezais nessa área, que obteve uma suave diminuição de sua representatividade entre 330 e 45 anos A.P. devido provavelmente a uma queda no NRM e/ou período seco, que propiciou a expansão da vegetação herbácea. A nova expansão de manguezais ocorrida no último século, associada ao aumento no NRM favoreceu o deslocamento desse ecossistema para regiões topograficamente mais elevadas da Ilha do Atalaia, padrão este também observado para outras áreas do litoral nordeste do Pará (Cohen *et al.*, 2005a). Com relação ao testemunho Lago Água Preta, um lago entre dunas cercado por vegetação de restinga, o intervalo entre 390 e 240 cal. anos A.P. apresentou baixa preservação polínica, pouco acúmulo de matéria orgânica e granulometria ligeiramente mais grosseira, refletindo condições de seca, onde provavelmente o nível de água do lago estava bem raso ou até mesmo ausente. No início do registro polínico, a partir de 240 cal. anos A.P., prevaleceram pólen de restinga, floresta costeira amazônica, campos e palmeiras, ocorrendo expansão de manguezal somente nos últimos 120 anos.

### **3.7.3 Ilha de Marajó**

Nesse setor, comparativamente, a dinâmica do transporte de sedimentos e a vegetação têm sido fortemente controladas pela variação na descarga fluvial. Segundo França (2003) a história sedimentar da planície costeira leste da Ilha de Marajó foi representada através de

duas sucessões estratigráficas: (1) a sucessão progradacional, constituída pelas associações de fácies de planície de maré, manguezal e barra de canal de maré, que teriam sido depositadas sob condições de nível de mar alto ou regressivo; e (2) a sucessão retrogradacional, formada pelas associações de fácies de praia e duna, depositada sob condições transgressivas atuais e relacionada a uma possível elevação do NRM. Essas sucessões retratam uma fase de expansão das planícies de maré e manguezais, com progradação da linha de costa (Holoceno Médio a Superior), e uma posterior fase de retrogradação, com migração dos ambientes de praias e dunas sobre depósitos lamosos de manguezal e planície de maré, ocorridas no Holoceno atual, sendo, portanto, condizentes com a sucessão regressiva ou de mar estável (S2) e a sucessão transgressiva atual (S3), do modelo de sedimentação das planícies costeiras do nordeste do Pará proposto por Souza Filho (1995).

A integração de dados geofísicos, sedimentológicos e geoquímicos permitiu que Vital & Stattegger (2000) identificassem três fases de evolução na região do “Estreitos de Breves” (sul da Ilha de Marajó) durante o Quaternário Tardio: (estágio 1) queda do nível relativo do mar, provavelmente relacionado com o Último Máximo Glacial ocorrido entre 20.000-18.000 anos A.P, com incisão do canal em substratos antigos, tais como as Formações Barreiras (terciário tardio) e Alter do Chão (Cretáceo); (estágio 2) subida do nível relativo do mar entre o final do Pleistoceno e Holoceno Médio com deposição de sedimento lamoso próximo a cidade de Afuá, que corresponderia a um lago de água doce ou a formação de grandes áreas de várzea; e (estágio 3) estabilidade do nível do mar desde 6.000 anos A.P. resultando no padrão moderno de deposição e erosão, controlada por interações complexas de processos fluviais e oceânicos. Para os autores, um efeito adicional do padrão de drenagem regional e nível de mar alto foi o desenvolvimento de uma rede de canais, o Estreitos, o qual conectou os sistemas Amazonas e Pará/Tocantins isolando a área do Marajó como uma ilha.

Miranda *et al.* (2009) em análise de testemunho sedimentar de 120 m retirado a 13 km a oeste do Lago Arari (Ilha de Marajó) registraram mudanças ambientais ocorridas durante o Pleistoceno Tardio. Os autores encontraram uma boa correlação entre a análise de fácies e a composição isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  e C/N) da matéria orgânica sedimentar, as quais indicaram um desenvolvimento estuarino descontínuo com episódios de regressão e transgressão relacionados aos eventos regionais de tectônica e às oscilações globais no NRM.

O primeiro registro de aumento no NRM ocorreu entre aproximadamente 51.000 e 41.000 cal. anos A.P. demonstrado pela substituição de depósitos fluviais por depósitos indicativos de bacia estuarina interna. Esta troca de ambiente foi acompanhada pela mudança

na assinatura isotópica, indicando que o aporte de matéria orgânica derivada principalmente de plantas terrestres C<sub>3</sub> foi substituído pela contribuição de fitoplâncton de água doce e plantas terrestres de ciclo C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>.

Após um breve período regressivo, evidenciado por depósitos de canal fluvial, cuja assinatura isotópica corresponde às plantas C<sub>3</sub>, seguiu-se um segundo momento transgressivo máximo ocorrido entre 39.000 e 35.500 cal. anos A.P. no qual se estabeleceu sedimentação típica de bacia estuarina externa ou de ambiente marinho raso, onde predomina matéria orgânica com contribuição de fitoplâncton marinho. Segundo os autores, este episódio transgressivo registrado na Ilha de Marajó seria resultado de subsidência gerada por tectônica, uma vez que neste intervalo de tempo ocorrera expansão do gelo polar e uma queda global no nível de mar.

A presença de depósitos de planície de maré aponta para um período de estabilidade ou queda no NRM após o máximo transgressivo evidenciado anteriormente. Esta fácies apresenta matéria orgânica predominantemente derivada da mistura de algas marinhas e de água doce. Após 29.000 cal. anos A.P. essa tendência de descida no NRM tornou-se mais pronunciada ocorrendo exposições sub-aéreas e erosão fluvial, seguido de um novo momento de deposição fluvial e estabelecimento de um vale estuarino, o qual é preenchido por um depósito indicativo de progressiva diminuição no fluxo de energia, tendência esta que se estende até a superfície do testemunho.

A datação por <sup>14</sup>C evidenciou que o influxo fluvial teria sido interrompido por volta de 10.500 cal. anos A.P., e teve como resultado a evolução do estuário para uma laguna, conforme demonstrado pela forte contribuição de matéria orgânica fitoplanctônica marinha.

Castro *et al.* (2010) propuseram análises de fácies, isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  e <sup>14</sup>C) e elementares (C e N) de quatro testemunhos retirados ao longo de um transecto no nordeste da Ilha de Marajó (PA) para confirmar a presença de um antigo sistema estuarino que estaria ativo durante o Pleistoceno Tardio/Holoceno e, com isso, avaliar possíveis episódios transgressivos e regressivos ocorridos durante o intervalo de tempo analisado.

Através da análise de fácies foram identificados ambientes deposicionais característicos de estuário dominado por onda, tais como: canais fluviais, planície de inundação, canais/planícies de maré, bacia central, delta de maré e braço de maré/barreira arenosa. Para cada um desses ambientes foi estabelecida a composição isotópica, a qual indica a fonte preferencial da matéria orgânica, prevalecendo a contribuição de fitoplâncton de água

doce nas porções mais internas do estuário e aumentando a de algas marinhas à medida que se aproxima da porção estuarina externa. A presença de matéria orgânica de origem terrestre foi mais acentuada na planície de inundação.

Os autores sugeriram que o estabelecimento do sistema estuarino ocorrido por volta de 42.000 cal. anos A.P. seria efeito de subsidência tectônica, uma vez que os estuários são ambientes deposicionais transgressivos e, para este intervalo de tempo, foram registrados sinais de queda global no nível de mar (decorrida do fim do período interglacial anterior). Já a diminuição no NRM, identificada entre 29.000 e 9.000 cal. anos A.P., que culminou com o abandono do estuário e erosão dos sedimentos anteriormente depositados, foi contemporânea aos dois episódios glaciais, ao Último Máximo Glacial (25.000-18.000 anos A.P.) e ao *Younger Dryas* (12.600-11.800 anos A.P.). Entre 9.110 e 5.500 anos A.P. teria iniciado um novo momento transgressivo, resultante do derretimento das calotas polares do último episódio glacial, retomando a deposição estuarina na área de estudo. Próximo ao final deste período, o influxo fluvial teria sido cortado ao passo que era contínuo o aumento no NRM. A estabilização ou possível início de queda do NRM só teria acontecido após 5.500 cal. anos A.P., o que corrobora com as tendências globais de redução no nível eustático do mar e que contradiz as evidências de ascensão de nível de mar em outras áreas das costas norte e nordeste brasileiras.

Behling *et al.* (2004) estudaram dois testemunhos retirados da zona costeira leste da Ilha de Marajó, ambos localizados na única e estreita área de manguezal dessa ilha. O testemunho retirado da praia Barra Velha (200 m distante da atual linha de costa) indicou que no início dos registros polínicos (2.880 cal. anos A.P.) a vegetação de mangue já estava presente, juntamente com representantes da floresta amazônica, restinga e da família *Arecaceae*. No decorrer dos últimos 740 anos houve expansão do ecossistema de manguezal, com predomínio do gênero *Rhizophora*. A mesma tendência foi observada no testemunho retirado na Praia do Pesqueiro, com manguezal bem estabilizado desde a base (670 cal. anos A.P.). Os autores relataram diminuição da representatividade dos demais tipos polínicos (herbáceos e indicativos de floresta amazônica) a partir de 530 cal. anos A.P. Desta forma, eles interpretaram aumento do NRM acompanhando a expansão do manguezal e o alcance do nível atual desde 230 anos A.P na Barra Velha e desde 150 anos A.P. na Praia do Pesqueiro.

A análise polínica realizada por Rodrigues (2007) ao longo do testemunho sedimentar de 1,25 m de comprimento coletado a 4 km da atual linha de costa, no limite campo/mangue da planície costeira leste da Ilha de Marajó, demonstra dominância de pólen de *Rhizophora*

desde a sua base, datada em 2.730 anos A.P., obtendo forte correlação com os registros de Behling *et al.* (2004) na praia Barra Velha, também localizada na Ilha de Marajó, cuja datação da base do testemunho de sondagem é de 2.750 cal. anos A.P. A presença de pólen do gênero *Alnus*, típico dos Andes, também reforça a correspondência entre os dados desses trabalhos.

A autora evidenciou ainda períodos em que a dominância de *Rhizophora* decresce concomitantemente ao aumento da abundância de bioindicadores característicos de campo inundável, associados a elementos de várzea, restinga e floresta. Tais períodos, que possibilitaram a definição de três zonas palinológicas, foram relacionados às mudanças hidrodinâmicas na foz do Rio Amazonas ou aos pulsos climáticos de curta duração.

Cohen *et al.* (2008) discutiram os dados polínicos de um testemunho sedimentar amostrado do Lago Arari juntamente com mais dois testemunhos retirados da planície herbácea, que é paisagem dominante do setor leste da Ilha de Marajó. Os autores buscaram relacionar as mudanças na vegetação identificadas no testemunho lacustre com mudanças na salinidade da água intersticial. Para eles, o ambiente de sedimentação no local onde foi amostrado o testemunho teria sido uma planície de intermaré entre 1.150 e 750 cal. anos A.P. devido às características litológicas e a presença de representantes de manguezal, várzea e, predominantemente, elementos herbáceos. Entre 750-500 cal. anos A.P. as condições de sedimentação passaram a refletir um ambiente de baixa energia, com provável aumento da salinidade da água intersticial devido ao aumento no número de grãos de pólen de *Rhizophora* em detrimento dos indicativos de campos (Poaceae e Cyperaceae). No intervalo seguinte, entre 500 e 200 cal. anos A.P., a expansão de pólen herbáceo e de várzea concomitantemente à diminuição de pólen de manguezal indicou a diminuição da influência de água salina/salobra no local. Os últimos 40 cm do testemunho (200 anos A.P.- moderno) foram representados por ervas e várzea, as quais predominam nas áreas ao redor do lago e do litoral da ilha, respectivamente. Os dois testemunhos retirados da planície herbácea foram constituídos em sua maioria de grãos de pólen de Cyperaceae e Poaceae, que são as famílias mais representativas das planícies herbáceas encontradas na margem leste da Ilha de Marajó. O início do registro de pólen herbáceo ocorreu entre 460 e 590 cal. anos A.P. demonstrando a expansão dos campos herbáceos nos arredores do Lago Arari.

Baseados em análise de imagens de satélite, cartografia histórica, pólen e datação  $^{14}\text{C}$  Lara & Cohen (2009) identificaram quatro fases de oscilação significativa na descarga do Rio Amazonas nos últimos 1.000 anos (Figura 13), relacionadas às fases ou eventos climáticos

reconhecidos na América do Sul e Europa, que induziram variações no NRM na região da Ilha de Marajó com consequente mudança na dinâmica costeira.

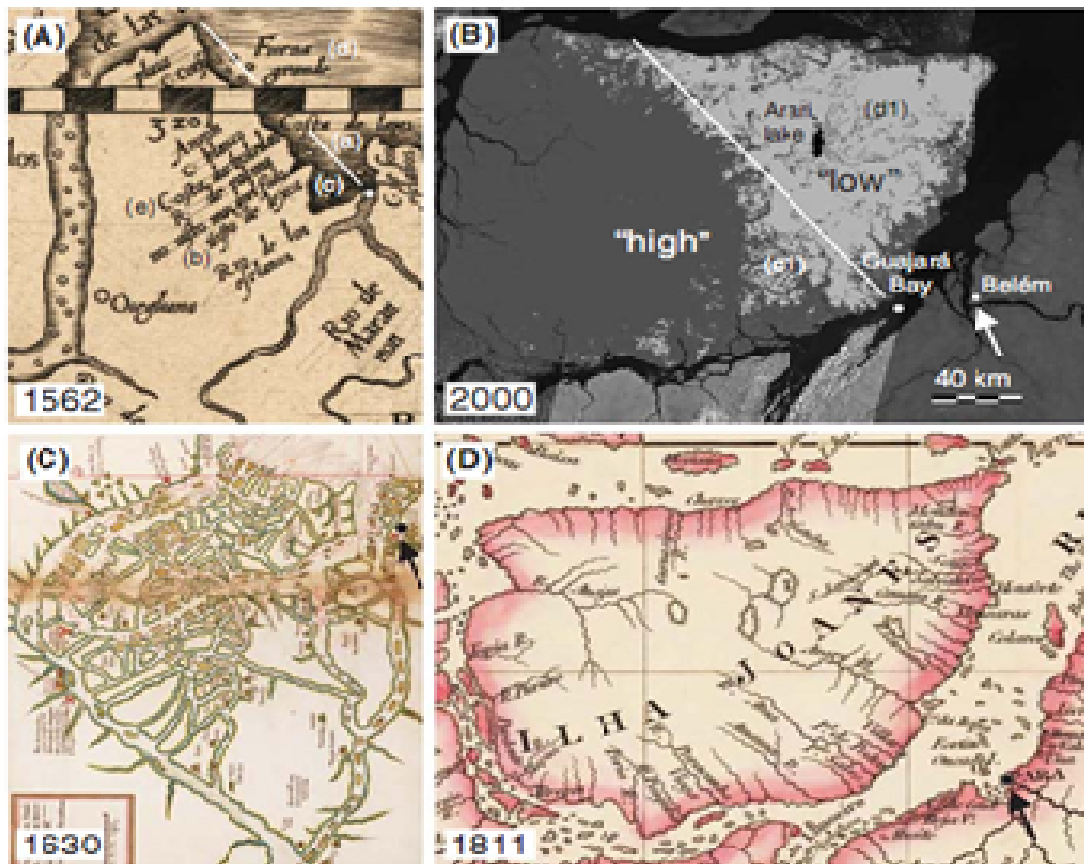


Figura 13. Evolução da Ilha de Marajó nos últimos 500 anos através dos mapas de Gutiérrez (1.562) (A), Teixeira (1.630) (C), Arrowsmith (1.811) (D) e a imagem de LANDSAT (B). Fonte: Adaptado de Lara & Cohen (2009).

A interpretação do testemunho sedimentar retirado do Lago Arari revelou um ambiente com significativa oscilação de energia, típico de zona de intermaré por volta de 800 a 1.050 A.D. A presença de pólen de mangue a partir de 900 a 1.050 A.D. sugeriu uma diminuição de energia e inundação por água salina ou salobra. Os autores enfatizaram que durante essa época (1.000 A.D.) ocorreu um período extremamente árido na Amazônia, correlacionado com o mega evento El-Niño, que provavelmente provocou um ligeiro aumento na salinidade da água na foz do Rio Amazonas induzindo mudanças na vegetação costeira e seus ecótonos. O retorno às condições úmidas provavelmente ocorreu entre 1.050-1.200 A.D. e a expansão dos manguezais alcançou o seu máximo em 1.350 A.D., período no qual a sedimentação local indica condições de baixa energia, típico de ambiente de manguezal. O posterior aumento de grãos de pólen representantes de ambiente de várzea e de campo herbáceo acontecido em 1.450 A.D. foi relacionado a um aumento da descarga do Rio

Amazonas, que provavelmente aumentou a taxa de precipitação local e diminuiu a salinidade da água. Em 1.600 A.D. foi relatado para a região um novo período de seca, com diminuição do NRM e conseqüente expansão da vegetação herbácea em detrimento da área coberta por várzea.

França (2003) identificou o predomínio de processos erosivos nos últimos 15 anos no litoral leste da Ilha de Marajó, com erosão da linha de costa e migração das praias sobre depósitos lamosos de manguezais, fenômeno comparável ao que ocorre na costa de Bragança, Salinópolis e São João de Pirabas (Silva, 1996; Souza Filho, 2000; Silva Júnior & El-Robrini, 2001; Cohen & Lara, 2003).



#### 4 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo concentra-se na porção centro-leste da Ilha de Marajó, abrangendo o Lago Arari e a área de sua bacia de drenagem. Estende-se ainda a uma região colonizada por manguezal no extremo leste da ilha (Figura 14).

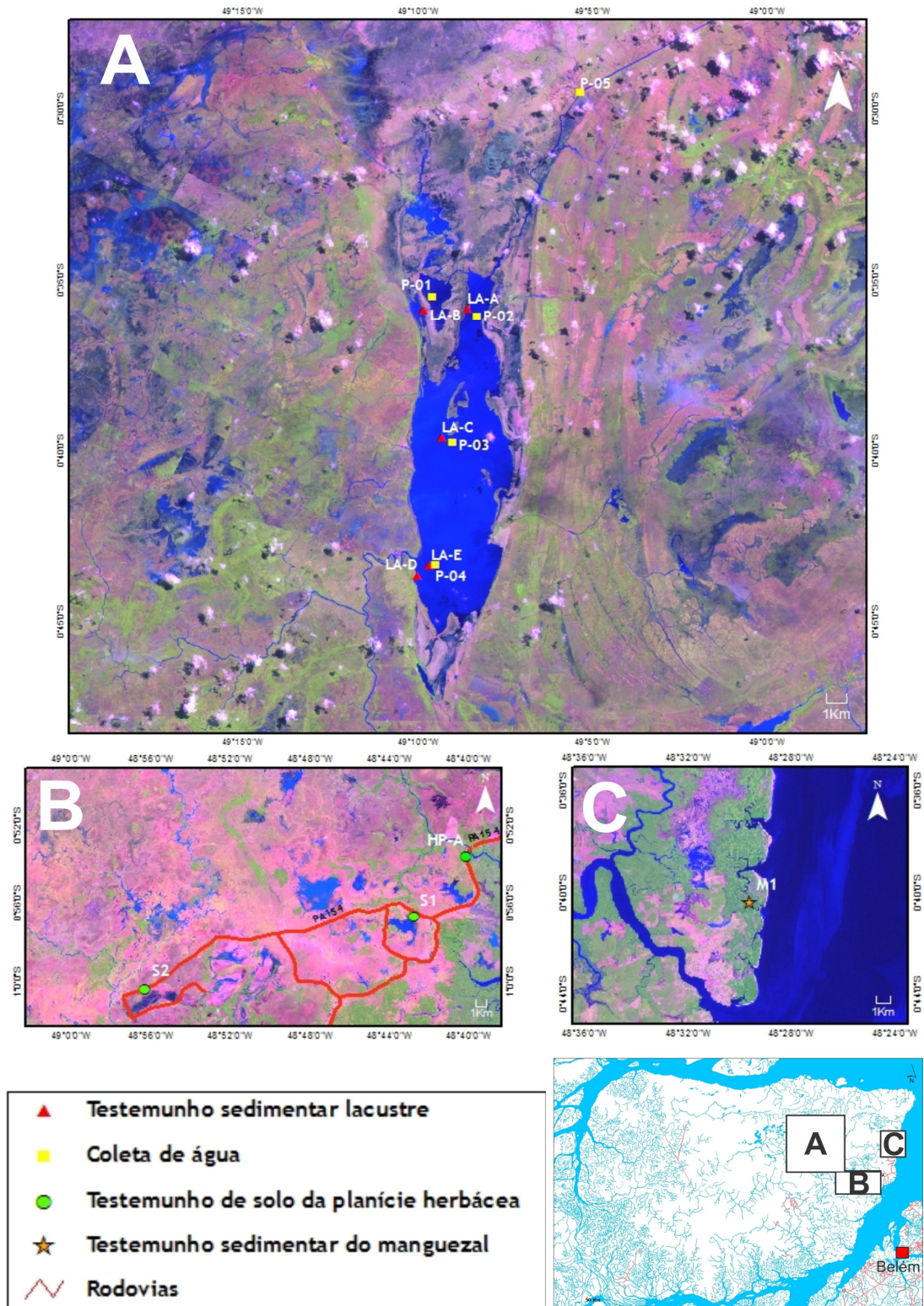


Figura 14. Mapa de localização dos pontos de coleta de sedimentos lacustres, solo e água.

#### 4.1 LAGO ARARI

O Lago Arari, está localizado na porção centro-oriental da Ilha de Marajó, delimitado pelas coordenadas S 00° 35' 00.34'' W 49° 08' 03.70'' e S 00° 45' 21.77'' W 49° 09' 20.76'', inclusas na folha topográfica de Soure SA-22-X-B. Santa Cruz do Arari é o núcleo urbano mais importante, encontrada na margem ocidental do lago (Figura 15). O acesso ocorre por via fluvial, percorrendo o rio homônimo com saídas de Belém do porto Vasconcelos (Bairro da Cidade Velha) nos dias de segunda, quarta e sexta; e também via terrestre, esta, viável apenas entre os meses de setembro a janeiro.



Figura 15. Visão das águas do Lago Arari. Foto retirada de sua porção medial em frente à cidade de Santa Cruz do Arari (seta).

Esse lago aparece como um elemento central de uma morfologia canalizada maior, em forma de funil, que possui mais de duas vezes o comprimento do lago (Rossetti *et al.*, 2007), apresenta forma alongada no sentido N-S com média de 4 km de largura e 25 km de extensão e uma profundidade de apenas 1,5 a 2,0 metros durante a estação seca, podendo atingir 4 m em alguns pontos durante o período de maior pluviosidade. Distante aproximadamente 70 km da atual linha de costa, ele é ligado à região costeira através do Canal das Tartarugas (aberto artificialmente na calha do Rio Jenipapocú) e, à Baía do Marajó pelo Rio Arari, recebendo influência das marés dinâmicas durante parte do ano.

Segundo Vital (1988) no Lago Arari não ocorre estratificação térmica permanente e as variações anuais de temperatura são insignificantes, ocorrendo, no entanto, um suave aumento na temperatura de suas águas no período de menor pluviosidade. A autora destaca que as variações horárias são mais significativas que as sazonais, podendo variar de 25 a 29 °C em um ciclo de 24 h.

O Lago Arari é classificado como lago de água branca (Vital, 1988), rico em materiais em suspensão derivados do carreamento de sedimentos encontrados ao longo de sua bacia de drenagem, que é estimada em no mínimo 2.000 Km<sup>2</sup>.

Os principais rios que se conectam a este lago são: o Arari (sudoeste), Apehi (norte) e Jenipapocu (nordeste). O Lago Arari sofre influência das marés dinâmicas, provenientes da Baía do Marajó através do Rio Arari e da foz do Rio Amazonas através do Rio Jenipapocu. Entretanto, durante o período chuvoso (abril a maio), praticamente não se observa a influência das marés no Rio Arari, conforme evidenciado por Alves (2010) em um trecho localizado no município de Cachoeira do Arari. O autor evidenciou uma pequena oscilação na amplitude (0,05-0,09 m), contudo não foi observado o fluxo e refluxo da maré. Desta forma, o Rio Arari apresenta um fluxo unidirecional em direção a sua foz, ou seja, a maré dinâmica não atinge este ponto do rio.

Segundo Alves (op. cit.) os valores de condutividade elétrica das águas do Rio Arari revelaram que este rio não recebe influencia salina, ou seja, é um ambiente tipicamente de águas doces durante o ano inteiro. O maior valor de condutividade registrado no período “menos chuvoso” (233  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) é apenas quatro vezes maior que o mínimo registrado no “período chuvoso” (60,20  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) o que caracteriza o rio Arari como um sistema predominantemente de água doce durante ambos os períodos.

A vegetação que margeia o lago é representada pelos campos herbáceos naturais, dominados por Cyperaceae e Poaceae (Cohen *et al.*, 2008), ocorrendo também quantidades significativas da espécie *Ipomoea asarifolia* (erva da família Convolvulaceae) (Lima, 2008) (Figura 16). Essa vegetação coexiste com cinturões estreitos e alongados de densas florestas ombrófilas que se desenvolvem sobre os paleocanais (Figura 17) (Rossetti *et al.*, 2008b), os quais são áreas de topografia levemente positiva, que, diferentemente das área onde se estabelece a vegetação de campo, não são inundados durante o período das cheias (Rossetti *et al.*, 2007).



Figura 16. Vista geral da vegetação do campo herbáceo presente no entorno do Lago Arari.



Figura 17. Vista aérea do contato entre campo e floresta. Ao fundo, o Lago Arari.

O Lago Arari, com as características apresentadas acima, é uma feição relativamente nova, de idade holocena. O seu processo evolutivo está intimamente ligado à formação da própria Ilha de Marajó. Durante o Pleistoceno, essa ilha constituía região continental e, somente após elevação do nível do mar e o consequente afogamento gradativo da drenagem que fluía para o Atlântico, ocorreu o surgimento das ilhas, furos e lagos, característicos da fisiografia atual da região norte do Brasil (Vital, 1988).

Segundo mesmo autor, como consequência dos eventos tectônicos, na porção centro-oriental da Ilha de Marajó, houve o isolamento ou inversão da drenagem de um antigo sistema flúviolacustre interior. Assim, iniciando os processos de afogamento e colmatagem de paleocanais meandrantés, que ligavam esta região à Baía do Marajó e ao Oceano Atlântico. Esse processo propiciou a formação de um grande lago na zona dos campos naturais. Com o nível do mar próximo ao atual, por volta de 6.000 anos A.P., a continuidade do processo de colmatagem possibilitou a individualização de lagos menores e o desenvolvimento da extensa planície costeira da porção oriental da Ilha de Marajó. Portanto, o preenchimento sedimentar parcial desta ilha originou o Lago Arari, que corresponderia ao estágio final de evolução e sedimentação de um sistema flúviolacustre bem maior.

Porsani (1981) descreveu que atualmente a área circunvizinha ao Lago Arari é marcada particularmente pela presença de paleocanais, pequenos lagos e uma sequência de cordões flúviolacustres subparalelos a sua margem leste. O autor ainda sugere que essa região teria sido ocupada por um lago maior, o qual teria evoluído para o Lago Arari.

Rossetti *et al.* (2007) baseados na caracterização geomorfológica, dados sedimentológicos e datações por  $^{14}\text{C}$  discordaram que o Lago Arari na sua configuração atual seria uma expressão moderna de um antigo e maior sistema lacustre. Para estes autores, num momento de transgressão marinha, o preenchimento de um paleosistema estuarino resultou em sua conversão para um ambiente deposicional lacustre, o que encontra apoio no fato de que o lago moderno está instalado em uma estrutura muito maior caracterizada por uma morfologia em forma de funil que termina para o norte em uma paleolinha de costa (ver linha tracejada com a indicação da paleolinha de costa na figura 18C), e ao sul, e depois para o leste, em um sistema de canais sinuosos, uma característica que, segundo Dalrymple *et al.* (1990; 1992), é exclusiva de configurações estuarinas.

Rossetti *et al.* (op. cit.) afirmaram ainda que alguns dos diversos paleocanais observados atualmente foram contemporâneos a esse paleoestuário e ao próprio Lago Arari em seu estágio inicial de desenvolvimento (ver setas na figura 19) e que a neotectônica desempenhou importante papel no processo de evolução desse lago.

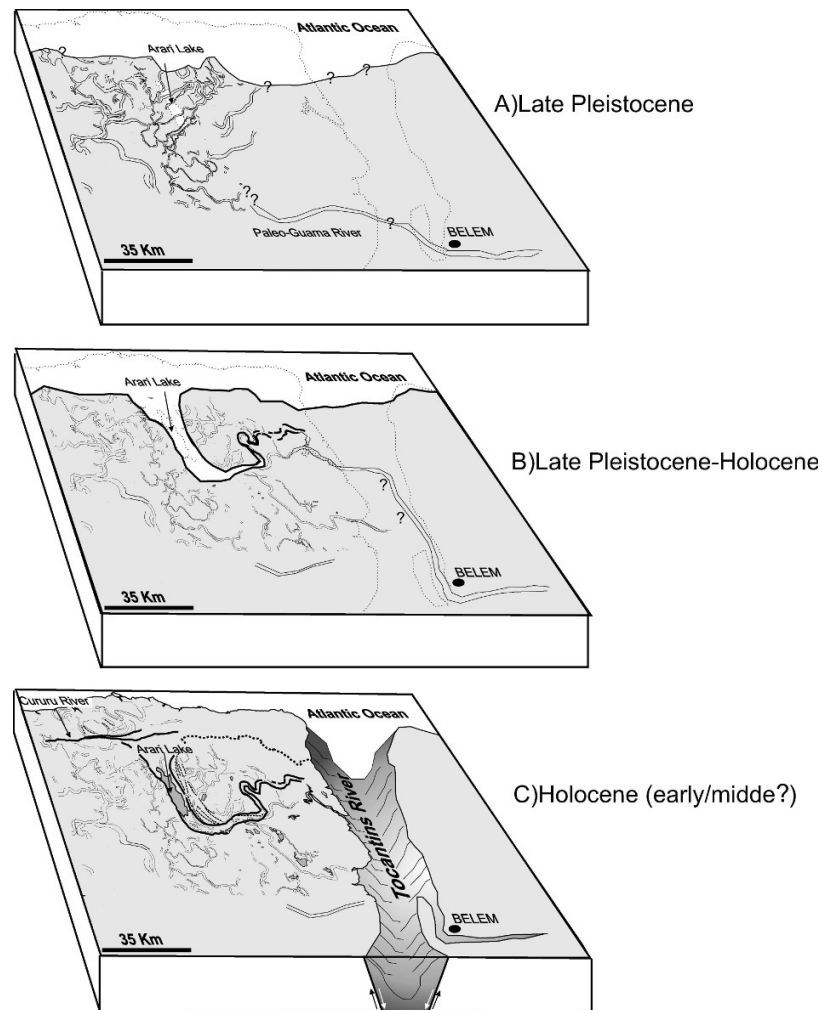


Figura 18. Diferentes estágios no processo evolutivo da porção leste da Ilha de Marajó desde o Pleistoceno Tardio (A), Pleistoceno Tardio/Holoceno (B) até o Holoceno Inicial/Médio (C). Fonte: Adaptado de Rossetti *et al.* (2007).

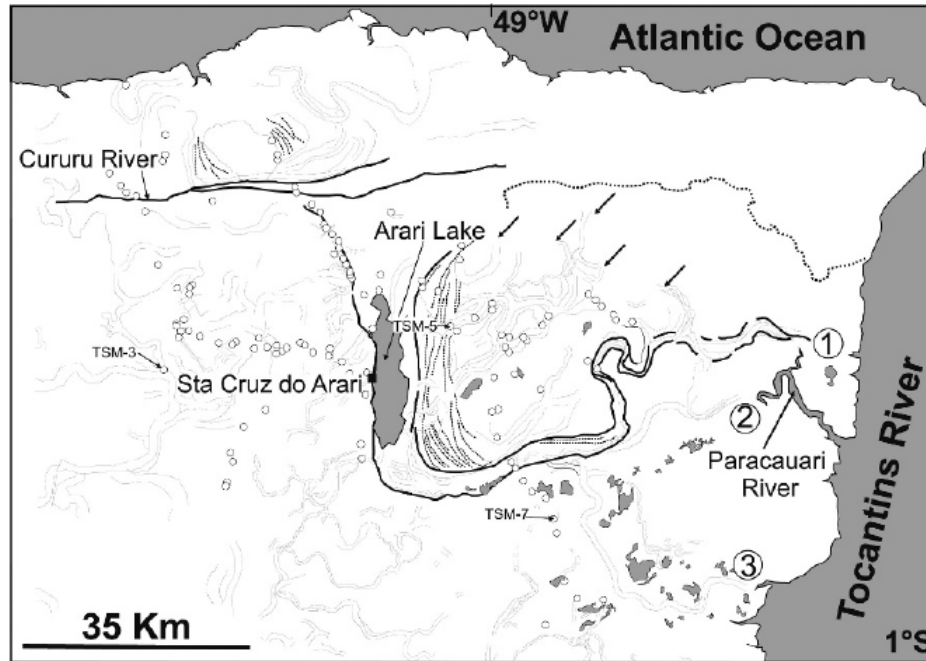


Figura 19. Morfologia estuarina preservada na área do entorno do Lago Arari. Observar as linhas tracejadas que indicam a paleolinha de costa e as setas apontando os paleocanais identificados na imagem de satélite.

Fonte: Adaptado de Rossetti *et al.* (2007).

Cohen *et al.* (2008) afirmaram que provavelmente, junto com tais transformações geomorfológicas, significativas modificações na vegetação da Ilha de Marajó devem ter ocorrido como resposta principalmente às mudanças no regime de inundação, tipo de sedimento e salinidade das águas das marés.

#### 4.2 CAMPO HERBÁCEO

O campo herbáceo é a fitofisionomia predominante na porção leste da Ilha de Marajó, apresentando diferentes feições de acordo com a posição topográfica e a influência da rede de drenagem fluvial. Dessa forma, a origem e manutenção desse ecossistema estão relacionadas ao controle edáfico e hidrológico, especialmente o regime de enchentes a que estão submetidos anualmente (Amaral *et al.*, 2007).

Lima (2008) realizou uma ampla caracterização dos tipos de solo e vegetação presentes na porção oriental da Ilha de Marajó. A autora reconheceu três domínios sedimentares diferentes, com a vegetação de cobertura diferenciada.

- Campo limpo, constituído somente por vegetação herbácea, representada predominantemente pelas famílias Poaceae, Cyperaceae e Convolvulaceae, que se desenvolvem sobre solos hidromórficos.

- Campo sujo, onde se encontram algumas espécies arbóreas e/ou arbustos em meio a um estrato essencialmente graminoso, também estabelecidas sobre solos hidromórficos.
- Cerrado: apresenta quantidade significativa de gramínea, sendo caracterizado por árvores tortuosas, acima de 5 m de altura, dispersas, instaladas em solos deficientes em nutrientes e aluminizados. Esta área é constituída por material caulínítico, mosqueado, com nível concrecionário laterítico atingido em 1,40 m.

#### 4.3 MANGUEZAL

França *et al.* (2007) compartimentaram a zona costeira dos municípios de Soure e Salvaterra (leste da Ilha de Marajó) em duas unidades principais: planalto e planície costeira, sendo que nesta última, mais especificamente na sub-unidade planície lamosa de intermaré, desenvolvem-se os manguezais.

Em Soure, as planícies lamosas de intermaré ocupam aproximadamente 155,95 km<sup>2</sup>, estando limitadas a oeste pelo planalto costeiro e pela planície lamosa de supramaré, a leste pelos cordões de dunas e praias, e ao sul pelo Rio Paracauari. As principais drenagens são representadas pelos canais do Uruci, Araruna, Glória, Barco, Pesqueiro e Cajuúna (França & Souza Filho, 2006).

Esta região é composta por sedimentos argilosos holocenos, onde se desenvolvem bosques de manguezal, cuja composição botânica é caracterizada por quatro espécies arbóreas, *Rhizophora racemosa*, *Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans* e *Laguncularia racemosa* (Lisboa *et al.*, 1993), sendo que o local de amostragem M1 é um bosque composto predominantemente por *Rhizophora mangle*, com árvores medindo cerca de 20 m de altura (Figura 20).





Figura 20. Visão interna da área de manguezal onde foi amostrado o testemunho M1.

## 5 MATERIAL E MÉTODOS

### 5.1 COLETA

Foram realizadas quatro excursões de campo e um sobrevôo na área de estudo. O sobrevôo foi realizado em novembro de 2008 a bordo de um monomotor para adquirir fotografias da vegetação da área da bacia de drenagem do Lago Arari e do litoral da Ilha de Marajó. O primeiro trabalho de campo ocorreu em julho de 2006 onde foram amostrados um testemunho sedimentar do fundo do Lago Arari (LA-E) e dois testemunhos de solo (S1 e S2) de uma área localizada na sua bacia de drenagem, que é colonizada por campo herbáceo. Na segunda etapa de campo, realizada em junho de 2007, foram coletados mais quatro testemunhos sedimentares no Lago Arari, LA-A, LA-B, LA-C e LA-D, e um testemunho de solo retirado do campo herbáceo, HP-A. Na terceira excursão foi coletada uma amostra sedimentar em manguezal colonizado por *Rhizophora*, M1.

Todas as coletas foram realizadas com o auxílio de um amostrador russo, sendo que nos testemunhos lacustres para se chegar ao fundo do lago ultrapassou-se uma coluna d'água de 1,5 a 2 m de profundidade. Os testemunhos de sedimentos após serem retirados foram acondicionados em tubos (50 cm) e filmes de PVC. Esse procedimento evita trocas gasosas entre o sedimento e o meio, que segundo Colinvaux (1986) alteram as cores originais do material. As posições geográficas foram determinadas por GPS (Figura 14) (Tabela 1).

Tabela 1. Localização geográfica dos testemunhos sedimentares com suas respectivas profundidades.

Área de coleta	Denominação	Profundidade (cm)	Coordenadas geográficas
Lago Arari	LA-A	63	S00°35'52.1'' W49°08'35.2''
Lago Arari	LA-B	82	S00°35'54.0'' W49°09'49.9''
Lago Arari	LA-C	50	S00°39'39.1'' W 49°09'20''
Lago Arari	LA-D	80	S00°43'40.9'' W49°10'00.4''
Lago Arari	LA-E	150	S00°43'24.1'' W49°09'41''
Campo Herbáceo	S1	45	S00°56'41.7'' W48°42' 44.7''
Campo Herbáceo	S2	35	S01°00'26'' W48°56'18.9''
Campo Herbáceo	HP-A	32	S00°53'34.5'' W48°40'8.07''
Manguezal	M1	150	S00°40'23.1'' W48°29'38.8''

Na quarta ida ao campo foram selecionadas cinco estações no Lago Arari (Tabela 2), onde foram tomadas *in situ* as características físico-químicas da água com o auxílio de uma sonda multiparâmetros (Hanna HI9828) e coletadas amostras subsuperficiais de água para posterior avaliação dos nutrientes: Nitrato ( $\text{NO}_3^-$ ), Nitrito ( $\text{NO}_2^-$ ), Nitrogênio Amoniaco ( $\text{NH}_3$ ), Fosfato (P) e Sílica (Si) através de um fotolorímetro. O acondicionamento ocorreu em garrafas de polietileno de 500 ml que foram colocadas em caixas de isopor sob refrigeração de gelo em forma de gel, até a chegada no laboratório. Durante esse trabalho de campo foram mensurados ainda: a transparência, com auxílio de um disco de Secchi de 30 cm de diâmetro, e a profundidade da coluna d'água. Próximo a esses pontos foram realizados arrastos subsuperficiais com rede de plâncton de 64  $\mu\text{m}$  de abertura de malha, durante três minutos para posterior análise da composição de fitoplâncton. Após coletadas, as amostras foram acondicionadas em frascos de polietileno e fixadas com formol neutro até a concentração final de 4 %.

Tabela 2. Localização geográfica dos pontos de coleta de água no Lago Arari.

Área de coleta	Denominação	Coordenadas geográficas
Lago Arari	P-01	S00°35'30'' W49°09'36''
Lago Arari	P-02	S00°36'5.36'' W49°08'18''
Lago Arari	P-03	S00°39'46.6'' W49°08'60''
Lago Arari	P-04	S00°43'22'' W49°09'29''
Lago Arari	P-05	S00°29'32'' W49°05'21''

As macrófitas aquáticas colonizadoras do lago também foram amostradas para posterior identificação botânica e análise isotópica de suas folhas, sendo que para esta última finalidade o material foi acondicionado em sacolas plásticas do tipo “ZiPloc” a fim de preservar sua assinatura isotópica original, evitando contaminação com outros materiais. Botões florais adultos das espécies presentes no Lago Arari foram coletados e acondicionados em envelopes de papel para posterior registro da morfologia de seus grãos de pólen.

## 5.2 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

### 5.2.1 Análise qualitativa de fitoplâncton

A composição do fitoplâncton do Lago Arari foi determinada através da análise de cinco lâminas para cada amostra, observadas em microscópio óptico binocular da marca

Olympus CH 30. A identificação taxonômica dos organismos foi realizada, sempre que possível, em nível de espécie e foi feita com base em chaves e ilustrações de literatura especializada. Os sistemas de classificação utilizados para classificar as Chlorophyta, Cyanophyta e Bacillariophyta foram Bourrelly (1972), Desikachary (1959) e Round *et al.* (1990), respectivamente. Para identificação foram consultados: Bicudo & Bicudo (1970); Bourrelly (1972); Cleve-Euler (1953); Desikachary (1959); Förster (1974); Hino & Tundisi (1984); Hustedt (1930); Komarek & Foot (1983); Peragallo & Peragallo (1897-1908).

A abundância relativa das espécies foi determinada por meio da contagem dos 100 primeiros organismos encontrados na lâmina de cada amostra, conforme o critério estabelecido por Lobo & Leighton (1986) (Tabela 3). As espécies presentes na amostra, mas não contabilizadas entre os 100 primeiros organismos contados foram consideradas Raras. Para as espécies coloniais, cada colônia foi considerada como sendo um indivíduo, independente do número de células presentes. Essas análises foram desenvolvidas no Laboratório de Ecologia Aquática e Aquicultura Tropical (LECAT), da Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA).

Tabela 3. Classificação dos organismos quanto à abundância relativa proposta por Lobo & Leighton (1986).

Classificação	Abundância Relativa
Dominante (Dom)	> 70 %
Abundante (Abu)	70-40 %
Pouco abundante (Pabu)	40-10 %
Raro (Rar)	≤ 10 %

Com o objetivo de avaliar a distribuição das espécies nos diferentes pontos amostrado no Lago Arari foi calculada a frequência de ocorrência, utilizando a relação entre o numero de amostras, nas quais cada *táxon* ocorreu, e o numero total de amostras analisadas, de forma que se uma determinada espécie for registrada em todas as amostras ela será classificada como Muito Frequente (ver demais classificações na tabela 4). O critério adotado para calcular a frequência de ocorrência foi o mesmo utilizado por Mateucci & Colma (1982), aplicando-se a seguinte fórmula:

$$F = P * 100 / T$$

(3)

Onde:

F = frequência de ocorrência.

P = Número de amostras em que o *táxon* ocorre.

T = Total de amostras coletadas.

Em Função de “F” foram estabelecidas as categorias apresentadas na tabela 4:

Tabela 4. Classificação dos organismos quanto à frequência de ocorrência proposta por Mateucci & Colma (1982).

Categorias	Frequência De Ocorrência (%)
Muito frequentes (Mf)	Espécies presentes em 70 % ou mais das amostras
Frequentes (F)	Espécies presentes em 40 % a <70 % das amostras
Pouco frequentes (Pf)	Espécies presentes entre >10 % a <40 % das amostras
Esporádicas (E)	Espécies presentes em 10 % ou menos das amostras

### 5.2.2 Análise de nutrientes

Para a determinação dos nutrientes inorgânicos dissolvidos (amônia total, nitrito, nitrato, fosfato e silicato) são utilizadas subalíquotas das amostras coletadas da água, para cada nutriente, previamente filtradas com bomba de pressão à vácuo, em membranas de porosidade controlada (0,45µm). Isso se faz necessário para a eliminação de interferências causadas pelo material em suspensão na leitura das análises. Posteriormente são feitas leituras no Fotocolorímetro da marca Hanna modelo C200.

### 5.2.3 Preparo de lâminas de pólen atual

Com o objetivo de acrescentar ao banco de dados de pólen do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC), foram preparadas lâminas semi-permanentes e efetuados os registros fotográficos dos grãos de pólen das espécies de Magnoliophyta presentes no Lago Arari.

Os botões florais adultos foram primeiramente submergidos em Ácido Acético Glacial (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>) por 15 minutos para eliminação de água, em seguida ocorreu a centrifugação (3.500

rpm/5 minutos) e eliminação do sobrenadante. Na etapa seguinte procedeu-se a Acetólise (Erdtman, 1952), onde é utilizada uma solução de nove partes de Anidrido Acético ( $C_4H_6O_3$ ) por volume para uma parte de Ácido Sulfúrico ( $H_2SO_4$ ) concentrado, em banho Maria por aproximadamente 10 minutos na temperatura de 80 °C. Posteriormente esse material foi centrifugado e o sobrenadante descartado. Foram adicionadas algumas gotas de água e em seguida feita a montagem das lâminas semi-permanentes, utilizando gelatina glicerinada.

#### **5.2.4 Descrição, amostragem e armazenamento**

Os testemunhos de sedimento foram transportados para o Laboratório de Dinâmica Costeira -UFPA onde se procedeu a descrição textural das amostras, com o auxílio da *Munsell Soil Color Chart* (Munsell-color, 2000). As características espectrais do sedimento foram aferidas através do espectrofotômetro (GretagMcBeath, Spectrolino) em intervalos de 1 cm entre as faixas do espectro eletromagnético correspondente ao visível (VIS), que compreendem a faixa espectral entre 370 e 730 nm. Os registros fotográficos foram feitos com o auxílio de uma câmera digital.

Foram retiradas amostras de 1cm<sup>3</sup> (triplicatas) em intervalos de 2,5 cm (palinologia) ou 5 cm (isótopos, granulometria, Carbono Orgânico Total (COT) e Nitrogênio Total (NT)), com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável. Posteriormente essas amostras foram acondicionadas em recipiente de acrílico, devidamente identificados, para futuros processamentos a fim de serem realizados estudos palinológicos, análises isotópicas ( $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{15}N$ ) e elementares (COT e NT) e datações radiogênicas  $^{14}C$ .

Após descrição e amostragem, os testemunhos foram novamente envolvidos em tubos e filmes de PVC, e conduzidos ao freezer com temperatura em torno de 4 °C para evitar o crescimento de fungos e bactérias nos sedimentos. Esses organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar  $CO_2$  com a atmosfera durante o processo de respiração, assim contaminando os sedimentos com carbono recente (Colinvaux, 1986) comprometendo futuras datações por  $^{14}C$ .

#### **5.2.5 Raio-X**

Os testemunhos sedimentares foram submetidos à radiografia, realizada em uma clínica particular (Clínica Lobo). Esta técnica permite a visualização de estruturas sedimentares não aparentes durante a inspeção visual direta dos sedimentos, fornecendo uma foto em uma escala praticamente 1:1, com um mínimo de distorção, devido ao fato de que a irradiação é originária de uma fonte pontual.

### 5.2.6 Determinação granulométrica do sedimento

Os sedimentos amostrados foram lavados com H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> e água destilada e deionizada para remoção da matéria orgânica. Em seguida o material foi desagregado através de ultra-som e agitador mecânico. Posteriormente, o tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas à laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu). As classificações seguiram diagrama triangular de Sheppard baseado nos percentuais de areia (2-0,0625 mm), silte (31-3,9 µm) e argila (2-0,24 µm), definidos por Wentworth (1922). Os gráficos foram obtidos com a utilização do software SYSGRAN 3.0 (Camargo, 1999).

### 5.2.7 Pré-tratamento das amostras para datação <sup>14</sup>C

Quatorze sub-amostras foram submetidas à pré-tratamento químico antes de serem enviadas para análise através do Accelerator Mass Spectrometer (AMS), no laboratório de Pesquisa Isotópica da Universidade Christian Albrechts, em Kiel (Alemanha) e no Centro de Estudos Isotópicos na Universidade da Geórgia (USA). O pré-tratamento consiste em deixar as amostras por 3 horas em solução de HCl a 2 % na temperatura de 60 °C, seguindo-se de lavagem com água destilada até atingir o pH próximo a 5.

As idades <sup>14</sup>C são apresentadas em idade convencional (anos A.P.) e idade calibrada (cal. anos A.P.) ( $\pm 2\sigma$ ), de acordo com Reimer *et al.* (2004).

### 5.2.8 Preparação das amostras para análise palinológica

O processamento das amostras sedimentares para análise palinológica foi realizado no Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC) da Universidade Federal do Pará, seguindo o protocolo descrito por Colinvaux *et al.* (1999), que consiste nas seguintes etapas:

- A) Acondicionamento das amostras sedimentares em tubos de polipropileno de 12 ml, devidamente identificados.
- B) Introdução de um tablete do marcador exótico esporo de *Lycopodium* que permite o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm<sup>3</sup>) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm<sup>2</sup>/ano). Cada tablete é constituído por 10.637 esporos de *Lycopodium*, possibilitando o cálculo da concentração polínica original.
- C) Adição de HCl a 10 % para remoção do carbonato (CO<sub>3</sub>) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*. A mistura foi homogeneizada com bastão de teflon e em seguida centrifugada (5 minutos a 3.500 rpm). O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o sobrenadante fique incolor.

D) Adição de ácido fluorídrico (HF) PA a 40 % para dissolução de sílica. O material ficou em repouso por 24 h, seguindo-se das etapas de centrifugação, lavagem e retirada do líquido residual. Esta etapa foi repetida duas vezes.

E) Ataque com ácido acético glacial (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>) para eliminação de água. Esta etapa durou cerca de quinze minutos, em seguida ocorreu a centrifugação e eliminação do sobrenadante.

F) Acetólise. Este procedimento tem por objetivo remover a celulose e polissacarídeos presentes nas amostras através da oxidação. Nesta etapa as amostras foram submetidas a uma solução de anidrido acético e ácido sulfúrico (nove partes de C<sub>4</sub>H<sub>6</sub>O<sub>3</sub> por volume para uma parte de H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> concentrado) (Erdtman, 1952), aquecida em banho-maria durante aproximadamente 10 minutos, até que o líquido contido nos tubos ficasse completamente escuro. Seguindo-se da centrifugação, retirada do líquido residual e lavagem, durante duas vezes. Na sequência o material foi lavado com álcool absoluto (C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>OH) sendo deixado nos tubos cerca de 5 ml de para facilitar a transferência da amostra dos tubos de ensaio para os frascos plásticos, tipo ependorf (1,5 ml), devidamente identificados, onde foi adicionada água destilada em pequenas quantidades.

G) Montagem das lâminas: No preparo das lâminas foram utilizadas gotas de gelatina glicerinada aquecida até o seu derretimento, em seguida foi adicionado parte do material processado, após a mistura foi sobreposta a lamínula e selado as margens com base de unha.

### 5.2.9 Identificação polínica

A identificação e contagem dos grãos de pólen foram realizadas com auxílio de um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 *plus* conectado ao computador por meio de uma micro-câmera. As imagens foram capturadas com o auxílio do software AxioVision e em seguida catalogadas e armazenadas no banco de dados do LADIC. Os tipos polínicos foram identificados por comparação com a coleção de referência de palinórfos atuais do LADIC e utilização de literatura especializada, tais como: Roubik & Moreno (1991), Herrera & Urrego (1996), Colinvaux *et al.* (1999), Carreira *et al.* (1996), dentre outros.

Para cada nível sedimentar foram contados no mínimo 300 grãos de pólen, porém, em profundidades específicas, apenas 100 a 200 grãos foram contabilizados. Outros microfósseis, como esporos, algas e fungos foram contados, mas não incluídos na soma total. O software TILIA foi utilizado para os cálculos, CONNIS para análise de cluster dos *taxa* polínicos e o programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm, 1987).



### 5.2.10 Preparação das amostras para análise diatomológica

O processamento das amostras sedimentares para análise de diatomáceas foi realizado no Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC) da Universidade Federal do Pará, seguindo a metodologia descrita por Battarbee (1986), que consiste nas seguintes etapas:

- A) Acondicionamento de 1 cm<sup>3</sup> de amostra sedimentar em tubos de polipropileno de 12 ml, devidamente identificados.
- B) Adição de 5 ml de água oxigenada (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) a 30 volumes.
- C) Descanso em estufa a 50 °C por 24 horas.
- D) Lavagem com água destilada, centrifugação (1.000 rpm durante 5 minutos) e descarte do sobrenadante (3 repetições).
- E) Adição de água destilada e de 1 pílula de *Lycopodium* (previamente dissolvida em HCl a 10 %).
- F) Montagem das lâminas: foram adicionadas 2 gotas da amostra em uma lamínula, a qual foi aquecida até completa evaporação da água, seguindo-se da colocação da lamínula sobre a lâmina com bálsamo do Canadá previamente aquecido.

### 5.2.11 Pré-tratamento das amostras de plantas para análise do $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$

As amostras de plantas coletadas em campo foram acondicionadas em sacos plásticos e identificadas. Em laboratório essas amostras foram lavadas com água destilada para remoção de contaminantes (poeira, solo, insetos, etc). Em seguida, elas foram dispostas separadamente em recipientes de alumínio com a identificação e secas em estufa (50 °C) durante 24 horas. Após este procedimento, as amostras foram moídas e acondicionadas em frascos plásticos de acordo com sua identificação (Pessenda *et al.*, 1996) e transportadas ao Laboratório de <sup>14</sup>C do CENA/USP, onde foram acondicionadas em cápsulas de estanho (8 mm x 5 mm) e pesadas em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,00001), para em seguida serem encaminhadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP e efetuadas as leituras no Espectrômetro de Massa.

### 5.2.12 Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise do $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ , COT, $\delta^{15}\text{N}$ e NT

No Laboratório de <sup>14</sup>C CENA/USP as amostras sedimentares foram secas em estufa a 50°C por aproximadamente 24 horas. Em seguida foram pulverizadas com auxílio de um

almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Para análise de  $\delta^{13}\text{C}$ , COT,  $\delta^{15}\text{N}$  e NT seguiu-se o acondicionamento em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm) onde adicionou-se cerca de 35 mg ( $\delta^{13}\text{C}$ , COT) e 50 mg ( $\delta^{15}\text{N}$  e NT) de sedimento, pesados em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,00001). Posteriormente o material foi transportado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP), onde foi analisado em um Espectrômetro de Massa ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS, NUTRIENTES E COMPOSIÇÃO DO FITOPLÂNCTON DO LAGO ARARI

O Lago Arari é um lago efêmero, de águas brancas, apresentando valores de transparência de suas águas entre 35 e 65 cm, pH entre 6 e 8,2, oxigênio dissolvido e sólidos totais dissolvidos na faixa de 3,3-5,5 e 70-110 mg/L, respectivamente. A temperatura média obtida foi de ~27 °C e a condutividade elétrica variou de 110 a 230  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ . Apesar de o lago possuir conexão com o Oceano Atlântico, os valores aferidos de salinidades, foram extremamente reduzidos, 0,01 (Tabela 5).

Tabela 5. Valores dos parâmetros físico-químicos aferidos nos pontos de coleta (P-01, P-02, P-03, P-04 e P-05) no Lago Arari.

Parâmetros físico-químicos	P-01	P-02	P-03	P-04	P-05
Oxigênio Dissolvido (mg/L)	3,95	4,34	3,84	5,23	3,31
Saturação de O <sub>2</sub> (%)	60	45	49	60	19
pH	6,11	6,21	8,25	6,06	5,98
Temperatura (°C)	25,67	27,33	27,31	27,99	25,93
Condutividade ( $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ )	210	200	110	170	170
Sólidos Totais Dissolvidos mg/L	110	100	70	90	70
Salinidade	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Transparência (cm)	48	60	45	35	65

As características físicas e químicas de todo corpo de água são determinadas, em grande parte, pelo clima, geomorfologia e condições geoquímicas prevalentes na bacia de drenagem. O intemperismo das rochas é, geralmente, determinante das características químicas das águas, e essas variam com a geologia e com a intensidade das entradas por outras vias, incluindo a precipitação pluviométrica e a poluição (Esteves, 1998).

A temperatura das águas superficiais e a sua variação são reflexos das condições climáticas locais, da profundidade e da hora do dia. Exercem influência direta nas características físicas, químicas e biológicas da água, uma vez que, por exemplo, pode implicar no retardamento ou aceleração da atividade biológica, na absorção de oxigênio, na precipitação de compostos e nos processos de mistura (Sewell, 1978; Sperling, 1996). Dessa

forma, a temperatura determina os padrões que controlam as taxas de metabolismo do fitoplâncton, que representa a base da cadeia ecológica em ambientes aquáticos (Lerman, 1978; Philips *et al.*, 2002). A temperatura apresentada pelo Lago Arari está condizente com a esperada em lagos rasos tropicais, conforme relatado por Esteves (1988).

O pH das águas é a medida da atividade de íons  $H^+$ , que refletem o balanço entre os ácidos e as bases presentes nas soluções (Esteves, *op. cit.*). Esta variável é um importante regulador dos principais processos metabólicos nos seres vivos, interferindo também na disponibilidade de nutrientes em ambientes aquáticos (Baumgarten *et al.*, 1996). As águas naturais geralmente apresentam pH entre 4 e 9, tendendo à alcalinidade em razão da presença de carbonatos, bicarbonatos e metais alcalinos e alcalinos terrosos (Schafer, 1985). No lago em estudo esses valores encontram-se na faixa do neutro a alcalino.

A condutividade elétrica de uma solução é a capacidade desta em conduzir corrente elétrica (Esteves, 1998) refletindo a quantidade de eletrólitos presentes, cuja concentração é determinada principalmente pelo tipo de rocha onde está implantada a bacia fluvial (Santos, 1986). Já a concentração de oxigênio dissolvido (OD) na água está intimamente relacionada às atividades biológicas e aos processos bioquímicos como fotossíntese, respiração, oxidação da matéria orgânica e de compostos químicos, estando sua disponibilidade condicionada aos movimentos da massa d'água, temperatura e pressão. Tundisi & Tundisi (2008) fizeram um levantamento bibliográfico dos valores de condutividade em diferentes ecossistemas aquáticos, onde os valores mais baixos foram obtidos nas águas do Rio Negro ( $9-10 \mu S.cm^{-1}$ ), que é um rio de águas pretas, e os mais altos no Lago Turkana ( $2.482 \mu S.cm^{-1}$ ) e no Oceano Atlântico ( $43.000 \mu S.cm^{-1}$ ). No Lago Jacaretinga, que recebe influência do Rio Solimões (rio de águas brancas) esses valores foram de  $60 \mu S.cm^{-1}$ . Os autores relataram ainda que os lagos de várzea no Amazonas produzem altas quantidades de matéria orgânica, predominando então a respiração sobre a produção de oxigênio por atividade fotossintética, o que justificaria o fato de as águas desses lago serem subsaturadas em relação ao oxigênio dissolvido. Neste mesmo sentido, Pitter (1993) afirmou que valores de oxigênio dissolvido inferiores ao valor de saturação podem indicar a abundância de matéria orgânica e, valores superiores, a existência de crescimento anormal de algas, uma vez que elas liberam oxigênio no meio durante o processo de fotossíntese. As medidas obtidas no Lago Arari para esses dois parâmetros representam um ambiente com grandes quantidades de íons em suspensão e com déficit de oxigênio dissolvido.

A salinidade é a medida dos teores de sais dissolvidos na água. De acordo com o intervalo de salinidade, é possível classificar os corpos aquosos em: água doce na qual a salinidade é menor que 0,5 correspondendo às águas de rios e lagos; água oligohalina com salinidade entre 0,5 e 5; mesohalina com variação entre 5 e 18; água polihalina variando de 18 a 30, onde classificam-se as águas estuarinas, água euhalina com salinidade entre o intervalo de 30 a 40, correspondente às águas oceânicas e hipersalina, acima de 40 (Sistema de Veneza, 1958). Dessa forma, as águas do Lago Arari são classificadas como água doce.

Os sólidos totais dissolvidos são diretamente proporcionais à condutividade elétrica e à salinidade, sendo definidos como a soma dos teores de todos os constituintes minerais presentes na água por unidade de volume. Suas concentrações indicam a quantidade de luz que pode penetrar na água e a quantidade de material não dissolvido que é transportado em suspensão (Cheshire *et al.*, 1985; Baumgarten *et al.*, 1996). Os valores de sólidos totais dissolvidos encontrados no Lago Arari estão de acordo com o esperado em lagos de água branca, seguindo a classificação de Sioli & Klinge (1962).

Dentre os estudos da composição físico-química de águas da Ilha de Marajó destacam-se o trabalho de Vital (1988) no próprio Lago Arari; de Monteiro (2009) na zona de mistura do estuário do Rio Paracauari e de Alves (2010) no Rio Arari.

Vital (1988) realizou análises físico-químicas e biológicas no Lago Arari durante um ciclo anual, obtendo valores médios de pH, temperatura e oxigênio dissolvido (OD) de 7; 27,7 °C e 7,8 mg/L durante o período chuvoso (janeiro a julho) e 6,8; 27,9 e 7,7 mg/L durante período seco (agosto a dezembro), mostrando dessa forma ínfimas modificações entre os diferentes períodos. Segundo a autora, as águas do Lago Arari apresentam elevada turbidez (intensificada no período de seca) em razão das substâncias em suspensão na água, tais como argila, silte e microorganismos.

Monteiro (2009) estudou a dinâmica sazonal (2008) e longitudinal dos parâmetros abióticos na coluna d'água da zona de mistura do estuário do Rio Paracauari, que é caracterizado pelos valores médios de temperatura de 28,7 °C, pH variando de ácido (5,87) a alcalino (7,37) nos períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. Os valores da condutividade elétrica, de sólidos totais dissolvidos e da salinidade variaram sazonalmente, com valores mínimos, durante o período chuvoso, de 256  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , 125,66 mg/L e 0,12 e máximos, no menos chuvoso, de 11.002  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , 5.505,03 mg/L e 6,18, respectivamente. Com relação à concentração de OD, a autora demonstrou que as águas estuarinas são mal oxigenadas durante o período chuvoso e intermediário, com teores médios de 3,11 e 4,32

mg/L, respectivamente, e bem oxigenadas durante o menos chuvoso (média de 6,30 mg/L). A autora relatou que os dados obtidos por Cohen (1998) em águas de manguezal também apresentaram concentrações de oxigênio dissolvido menores nos meses de maior precipitação pluviométrica, devido à maior quantidade de material particulado em suspensão no sistema, a qual dificulta a penetração da luminosidade e, conseqüentemente, provoca a limitação da produção primária.

Alves (2010) avaliou parâmetros hidroquímicos aferidos no Rio Arari (1°0'31.95"S e 48°57'46.15"W) demonstrando variações mínimas de pH (4,88-4,79), temperatura (27,5-29,2 °C) e OD (3,07-3,96) entre os períodos “chuvoso” (de março a maio) e “menos chuvoso” (de setembro a novembro). Desta forma, os valores obtidos de pH permitem afirmar que atualmente as condições de acidez são mais intensas nas águas do Rio Arari que dentro do lago, corroborando com o fato de na região do Marajó haver uma predominância de pH ácidos para a maioria das águas subterrâneas e superficiais (IDESP, 1974).

De um modo geral os valores acima descritos por esses autores são semelhantes aos obtidos no presente estudo. Embora seja esperado que os ambientes lacustres difiram dos ambientes fluviais em relação à dinâmica de seus processos, que têm reflexo na sua caracterização físico-química, o Lago Arari não se comporta como um ambiente exclusivamente lântico, o que justifica as similaridades constatadas.

Os valores dos nutrientes aferidos encontram-se na tabela 6. Observa-se que as concentrações de fosfato e sílica variaram de 0,04 a 0,14 mg/L e 1,68 a 2,2 mg/L, respectivamente. Para os compostos nitrogenados essa variação foi de 3,37 a 4,12 mg/L; 0 a 0,04 mg/L e 0,3 a 0,83 mg/L para nitrato, nitrito e amônia, respectivamente.

Tabela 6. Resultados das análises de nutrientes aferidos nos pontos de coleta (P-01, P-02, P-03, P-04 e P-05) no Lago Arari.

Nutrientes (mg/L)	P-01	P-02	P-03	P-04	P-05
Fosfato	0,14	0,10	0,06	0,07	0,04
Nitrato	3,78	4,06	3,92	4,12	3,37
Nitrito	0,02	0,04	0,01	0	0,02
Sílica	2,11	1,82	2,20	1,18	1,68
Amônia	0,45	0,32	0,47	0,83	0,30

A concentração de nutrientes em corpos d'água são indicadores do estado trófico dos mesmos, podendo inclusive inferir sobre o nível de interferência antrópica no ambiente, uma vez que atividades como a indústria e a agricultura, por exemplo, funcionam como fonte suplementar de nutrientes.

Lagos de regiões tropicais geralmente apresentam baixas concentrações de nitrato, resultantes de drenagem de florestas ou savanas com solo pobre em nitrogênio, a menos que haja poluição excessiva raramente sua taxa vai acima de 5 mg/L (Foster *et al.*, 1993). Em condições naturais, a concentração de amônio também é relativamente baixa ( $< 0,1$  mg/L) e as de nitrito menores ainda ( $< 0,06$  mg/L), uma vez que esta espécie química pode ser reduzida, quimicamente e/ou através da atividade bacteriana, à amônio ou oxidada à nitrato (Tundisi, 1983). Sodré (2007) em investigação de dois lagos localizados na região metropolitana de Belém encontrou amplas variações nos teores de nitrato, no mês de junho de 2006, por exemplo, o mínimo foi de 0,009 mg/L e o máximo de 0,525 mg/L. Neste mesmo período, a autora aferiu valores de nitrogênio amoniacal oscilando entre 0,03 e 0,8 mg/L. Conforme aferido no Lago Arari, as concentrações de nitrogênio (em suas diferentes formas) não condizem com estado de poluição.

A presença de fosfatos e silicatos na composição química de águas naturais depende diretamente do conteúdo de fosfato presente nos minerais (como apatita e ortofosfatos de alumínio) e dos minerais de silicato e aluminossilicatos presentes nas rochas da bacia de drenagem. Bumgarten *et al.* (1996) relataram que os teores de fosfato são normalmente fracos nas águas costeiras não poluídas, variando entre 0 e  $1\mu\text{M}$ ; já para os silicatos as concentrações esperadas em zonas costeiras e em regiões estuarinas são maiores, em média cerca de 150  $\mu\text{M}$ . Sodré (2007) detectou valores de fosfatos entre 0,01 e 0,09 mg/L nos lagos Bolonha e água Preta, durante o final do período chuvoso.

Esteves (1988) relatou que, quanto à concentração de nutrientes, os lagos tropicais são, na maioria das vezes, enquadrados como lagos oligotróficos. No entanto, a alta taxa de reciclagem garante altos valores de produtividade fitoplanctônica, semelhantes aos lagos eutróficos temperados.

Em relação à composição fitoplanctônica atual, durante a análise realizada nos cinco pontos de amostragem no Lago Arari foram registradas 101 espécies, distribuídas em 23 famílias e 7 classes (Anexo A). As divisões com maior número de táxons identificados foram: Chlorophyta e Bacillariophyta, respectivamente com 74 e 16 espécies, seguidos pelas divisões Euglenophyta, Cyanophyta e Pyrrophyta, com 7, 3 e 1 espécies, respectivamente (Figura 21).

As algas verdes, pertencentes à Divisão Chlorophyta, e as diatomáceas, pertencentes à Divisão Bacillariophyta, ambas com maior riqueza de espécies neste estudo, estão amplamente distribuídas na natureza, uma vez que, estão aptas a colonizar a maioria dos ambientes aquáticos (Reviere, 2006).

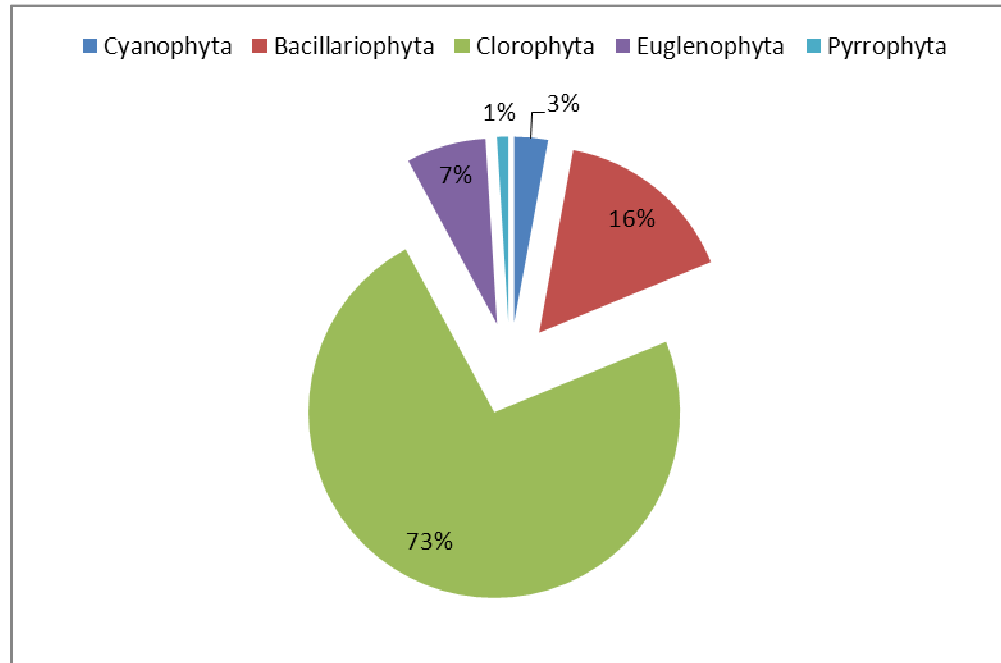


Figura 21. Contribuição em porcentagem das divisões na composição do fitoplâncton do Lago Arari durante o estudo.

Conforme exposto no anexo A, 35 clorofitas foram classificadas, quanto à frequência de ocorrência, como Muito Frequentes (ver as fotografias no anexo B) e 22 como Frequentes. Em termos de abundância relativa, a divisão Clorophyta apresentou espécies consideradas como Dominante e Abundante nos pontos amostrados (Figura 22). Destaca-se no ponto 01 a espécie Dominante *Gonatozygon kinahani*, com 44 indivíduos contabilizados. No ponto 02 *Aulacoseira granulata* foi representada por 46 indivíduos, nos pontos 03 e 04 *Oscillatoria* sp. contabilizou 28 e 44 espécimes, respectivamente. Estas espécies também foram registradas por Monteiro *et al.* (2009) nas águas do Rio Guamá.



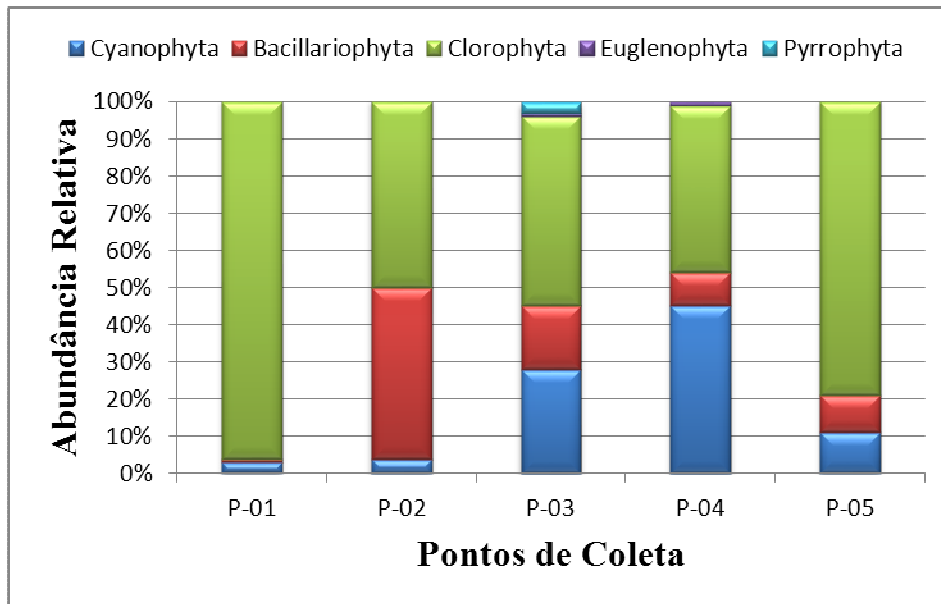


Figura 22. Abundância relativa do fitoplâncton nos cinco pontos amostrados no Lago Arari durante o estudo.

Vital (1988) destacou que a composição fitoplancônica do Lago Arari apresentou variações sazonais que implicaram em diferenças marcantes entre os componentes. Durante o período de estiagem desenvolveu-se a maior concentração de fitoplâncton, destacando-se três grupos: Bacillariophyceae (*Melosira* sp.); Cyanophyceae (*Oscillatoria* sp.) e Chlorophyceae (*Micrasteria* sp.). No período de cheia, destacou-se o gênero *Oscillatoria*. A autora relacionou essas variações na composição à concentração de nutrientes, íons dissolvidos e diluição em suspensão, uma vez que os parâmetros físico-químicos da água não sofreram variações significativas durante o período estudado. Os taxa identificados no presente trabalho são representantes típicos de ambientes de água doce (Cooper, 1999; Parra & Bicudo, 1995), com exceção da espécie *Polymyxus coronalis* que é característica de águas estuarinas (Navarro & Peribonio, 1993), sendo considerada indicadora de águas salobras da região amazônica (Paiva *et al.*, 2006; Monteiro *et al.*, 2009), mas que devido sua pouca representatividade em termos de abundância relativa foi classificada como rara (<1 %).

## 6.2 IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA DAS MACRÓFITAS AQUÁTICAS DO LAGO ARARI

Cerca de 20 % da área superficial do lago é recoberto por macrófitas aquáticas (Figura 23 A e B), sendo que nos meses de menor pluviosidade (julho a dezembro), quando o lago chega a sofrer uma redução de aproximadamente 80 % em seu volume de água (em virtude de

ser a água da chuva a sua principal fonte hídrica), ocorre então o perecimento dessa vegetação (Figura 23 C).

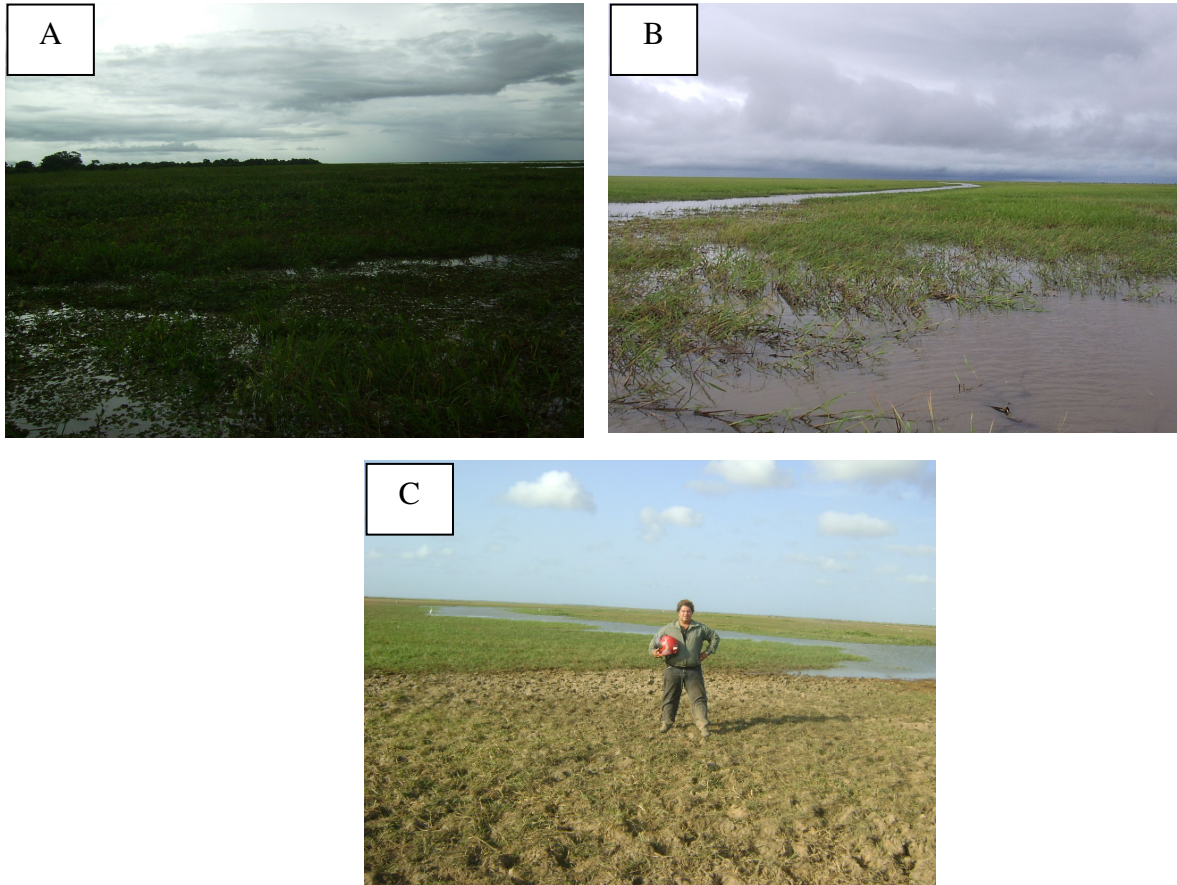


Figura 23. Visão geral da superfície do Lago Arari. A e B - áreas cobertas por macrófitas aquáticas durante o período de cheia. C - vegetação sobre o sedimento durante o período seco.

Os detritos das plantas que viveram no lago e nas terras ao redor dele compreendem a principal fonte de matéria orgânica dos depósitos de fundo lacustre (Meyers & Ishiwatari, 1993). Neste sentido, foram caracterizadas isotopicamente ( $\delta^{13}\text{C}$ ) as macrófitas aquáticas mais representativas do Lago Arari e os resultados encontram-se na figura 24 e no anexo C.

A maioria das espécies analisadas possui valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -30 a -27 ‰, típicos de plantas que realizam o ciclo fotossintético  $\text{C}_3$ . Valores entre -30 a -12 ‰ foram encontrados por Boutton (1991) em estudos da MO derivada de macrófitas. Apenas as gramíneas *Paspalum repens* e *Echinochloa polystachya* apresentaram  $\delta^{13}\text{C}$  correspondentes ao ciclo  $\text{C}_4$ , com valores de -10,99 e -10,68 ‰, respectivamente. Cabe ressaltar, entretanto, que essas espécies são as mais representativas do Lago Arari, sendo que em algumas regiões a Poaceae *Oryza rufipogon* (-29,04 ‰) também ocorre em densas populações.

Com relação à vegetação próximo da bacia de drenagem do Lago Arari, Lima (2008) analisou as espécies mais representativas, diagnosticando que o mecanismo fotossintético  $C_3$  prevaleceu, entretanto, o sinal isotópico preservado na MO do solo indicou uma mistura de contribuição de plantas  $C_3$  e  $C_4$ , variando entre -18 e -22 ‰.

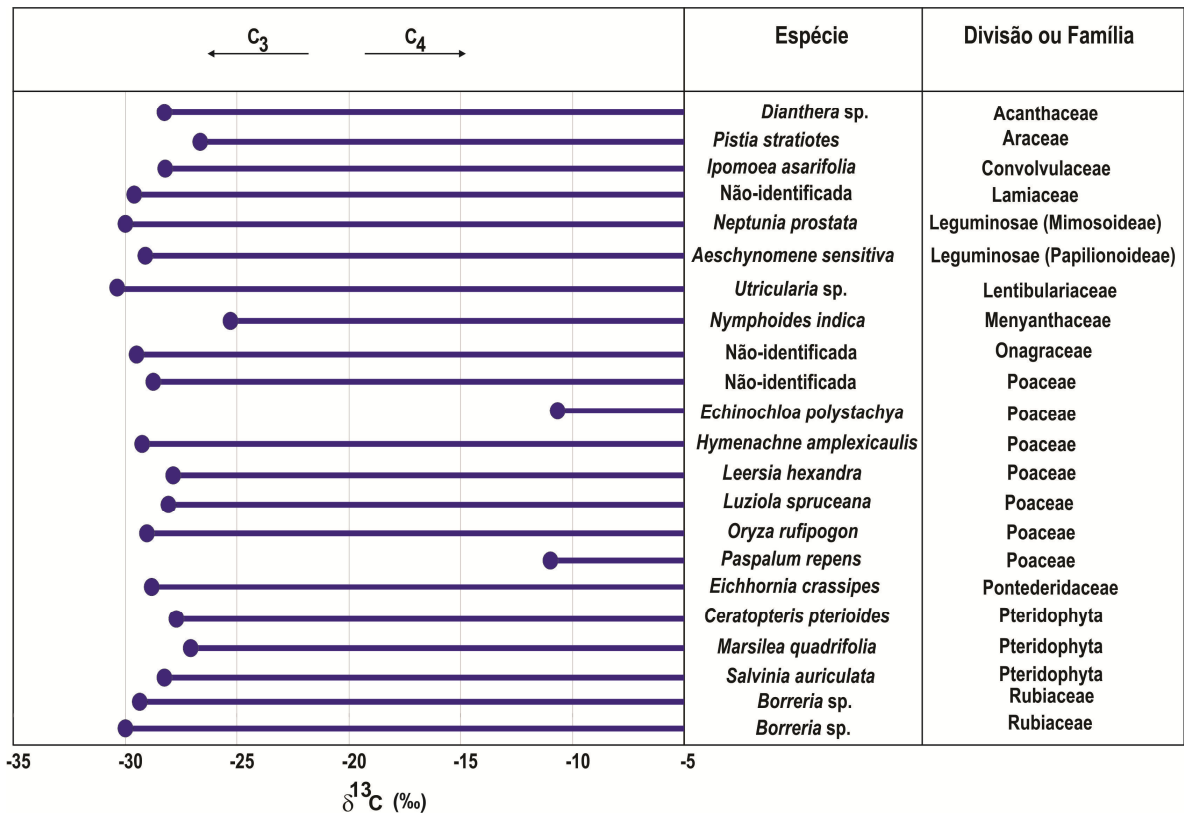


Figura 24. Composição isotópica ( $\delta^{13}C$ ) das macrófitas aquáticas mais representativas do Lago Arari.

### 6.3 REGISTRO FOTOGRÁFICO DOS GRÃOS DE PÓLEN DA ATUAL VEGETAÇÃO DE PLANTAS AQUÁTICAS DO LAGO ARARI

Os registros fotográficos dos grãos de pólen das plantas aquáticas colonizadoras do lago encontram-se no anexo D. O objetivo de usar esse material para auxiliar na identificação dos grãos de pólen preservados nos testemunhos sedimentares esbarrou na não representatividade de grande parte deles, sendo que apenas o pólen de Poaceae esteve presente em diferentes profundidades, o que é esperado em razão desta família colonizar extensas áreas da região leste do Marajó e ter a anemofilia como síndrome de polinização. A falta de representação dos demais grãos de pólen das macrófitas nas porções superficiais dos testemunhos lacustres alude à perda dos primeiros centímetros dos testemunhos sedimentares em razão do processo de amostragem.

#### 6.4 DATAÇÕES $^{14}\text{C}$ E TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO

O controle temporal dos perfis sedimentares estudados encontra-se na tabela 7. As idades convencionais e calibradas foram determinadas a partir da fração humina da matéria orgânica preservada no sedimento (LA-A, LA-B, LAD-D, LA-E e M1) e no solo (HP-A, S1, e S2). No testemunho lacustre LA-C a datação foi obtida através do resíduo alcalino em razão da não obtenção da fração de ácidos húmicos.

Tabela 7. Datação  $^{14}\text{C}$  via AMS das amostras sedimentares coletadas no Lago Arari (LA-A, LA-B, LA-C, LAD-D, e LA-E) e no manguezal (M1) e de solos do campo herbáceo (HP-A, S1 e S2).

Amostra	Número do laboratório	Profundidade (cm)	Idade convencional $^{14}\text{C}$ (anos A.P.)	Calibração 2-sigma (cal. anos A.P.)*
LA-A	KIA34339	27	$2.010 \pm 25$	2.005-1.891
LA-A	KIA34340	62	$3.525 \pm 30$	3.795- 3.706
LA-B	KIA34341	33	$660 \pm 25$	670-632
LA-B	KIA34342	82	$4.020 \pm 25$	4.530-4.423
LA-C	KIA34343	50	$7.980 \pm 120^{**}$	8.990-8.691
LA-D	UGAMS 6999	20	$2.160 \pm 25$	2.306-2.234
LA-D	KIA34344	30	$5.145 \pm 25$	5.944-5.888
LA-D	KIA34345	80	$6.335 \pm 35$	7.328-7.168
LA-E	KIA28165	100	$635 \pm 20$	592-542
LA-E	KIA28166	150	$1.295 \pm 25$	1.228-1.164
HP-A	KIA28165	32	$635 \pm 20$	660-626
S1	KIA28167	45	$525 \pm 35$	564-504
S2	KIA28168	28	$540 \pm 30$	562-512
M1	UGAMS4925	150	$1.260 \pm 30$	1.275-1.165

\* Calibração seguindo Reimer *et al.* (2004).

\*\*Valor obtido através do resíduo alcalino.

A idade calibrada mais antiga obtida através da fração humina ( $7.248 \pm 80$  cal. anos A.P.) foi encontrada a 80 cm de profundidade no testemunho LA-D, retirado do fundo do Lago Arari, enquanto que no testemunho lacustre LA-B, na profundidade de 82 cm, esta idade foi de apenas  $4.476 \pm 53$  cal. anos A.P. Dada a dimensão do lago em estudo e a distância entre

os pontos de coleta (Figura 14), tal discrepância é compreensível, uma vez que não necessariamente toda a extensão do lago deve possuir igual taxa de acúmulo sedimentar. Concentrações mais elevadas da matéria orgânica são esperadas nos locais que permanecem submersos durante a época da seca, período no qual ocorre diminuição de até 80 % no volume das águas do Lago Arari. Em Relação à idade apresentada em 50 cm de profundidade no testemunho LA-C ( $8.840 \pm 150$  cal. anos A.P.) é importante ressaltar que as datações obtidas através da fração humina nos demais testemunhos se mostraram mais jovens quando comparadas com a datação fornecida pelo resíduo alcalino, necessitando desta forma, cautela ao se discutir a cronologia em LA-C.

As taxas de sedimentação calculadas para os testemunhos lacustres são: LA-A: 0,2 mm/ano (62-27 cm) e 0,13 mm/ano (27-0 cm); LA-B: 0,12 e 0,47 mm/ano para os intervalos 82-33 e 33-0 cm, respectivamente; LA-D exibe taxas em torno de 0,37 mm/ano (80-30 cm) e taxas relativamente baixas de 0,03 mm/ano (30-20 cm) e 0,09 mm/ano (20-0 cm) e LA-E: 0,8 mm/ano (150–100 cm) e 1,6 mm/ano (100-0 cm).

Vital (1988) utilizou o método de datação de PB-210 para calcular a taxa de acumulação dos primeiros 20 cm do sedimento de fundo do Lago Arari, encontrando o valor constante de 1,8 mm/ano. A autora extrapolou esta taxa até a profundidade de 11 m, na qual a idade seria de 6.000 anos A.P., mas ressaltou que tal hipótese teria de ser futuramente testada. Os presentes dados de  $^{14}\text{C}$  apontam que esta idade foi atingida a menos de 1m.

Freitas (2007) colocou que altas taxas de sedimentação em ambientes lacustres podem auxiliar na preservação da matéria orgânica, uma vez que reduz o tempo de exposição à decomposição na interface água/sedimento, em contrapartida, podem afetar drasticamente o conteúdo orgânico final devido ao efeito de diluição da matéria orgânica pelos sedimentos. Exceto pelo testemunho sedimentar LA-E, todos os demais amostrados dentro do Lago Arari apresentaram taxas de sedimentação relativamente baixas, o que é refletido na preservação da matéria orgânica (ver discussão no item 6.6).

Nos testemunhos de solo retirados da planície herbácea (HP-A), (S1), (S2) e sedimentar do manguezal (M1) foram obtidos os valores de taxa de sedimentação de 0,46; 0,8; 0,5 e 0,8 mm/ano, respectivamente.

Valores de taxa de sedimentação variando de 0,3 a 2,5 e de 1,8 a 2,8 mm/ano foram reportados aos campos marajoaras por Lima (2008), em sedimentos do Holoceno Tardio, e por Miranda (2010), em sedimentos do Pleistoceno/Holoceno Inicial, respectivamente. As

taxas de sedimentação calculadas no litoral leste da Ilha de Marajó variaram de 0,3 a 1 mm/ano para áreas colonizadas por manguezal (Behling *et al.*, 2004) e 0,4 mm/ano no contato campo/mangue (Rodrigues, 2007). Para os manguezais de Bragança esses valores foram de 0,6-0,8 mm/ano (Cohen *et al.*, 2005a), 0,2-0,4 mm/ano (Vedel *et al.*, 2006) e 0,9-5 mm/ano (Behling *et al.*, 2001a). Estudos paleoambientais no litoral nordeste do Pará indicaram a ocorrência de diminuição na taxa de sedimentação das zonas mais baixas para as topograficamente mais elevadas das áreas de manguezal (Behling *et al.*, 2001a; Cohen *et al.*, 2005a).

### 6.5 DESCRIÇÃO DE FÁCIES

A análise da textura e a descrição das estruturas sedimentares dos testemunhos lacustres, do campo herbáceo e do manguezal, possibilitaram a identificação de 8 fácies sedimentares: Lama maciça (Lm), Lama maciça bioturbada (Lb), Acamamento heterolítico lenticular (Hl), Acamamento heterolítico *wavy* (Hw), Laminação plano paralela (Lp), Estratificação convoluta (Ec), Laminação cruzada (Lc) e Arenito maciço (Am) (Figuras 25 a 28 e quadro 1). A classificação granulométrica segue o trabalho de Wentworth (1922) e os resultados referentes à classe textural foram plotados no diagrama de Shepard (1954) (Anexo E).

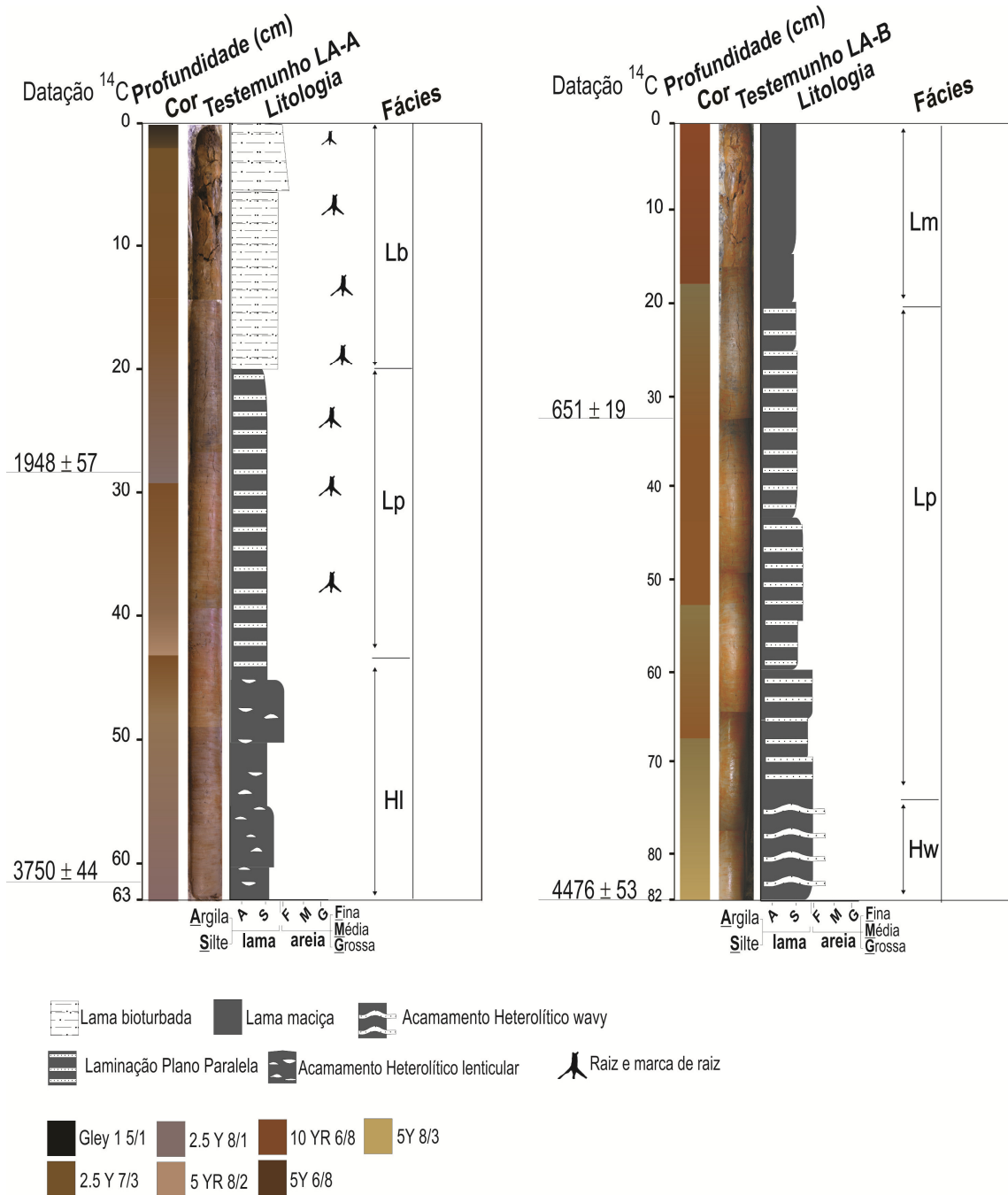


Figura 25. Perfil litológico dos testemunhos lacustres: LA-A (à esquerda) e LA-B (à direita).

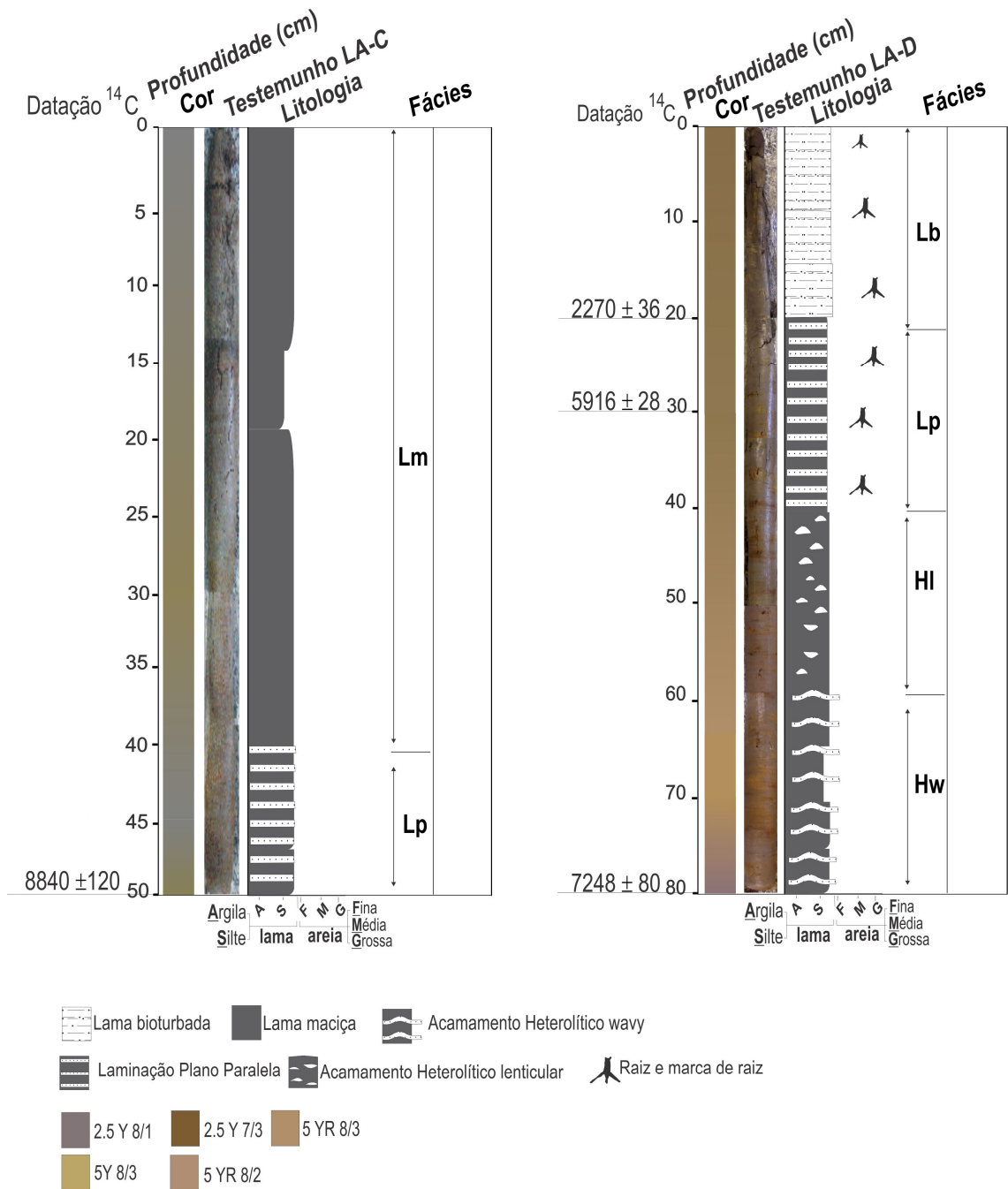


Figura 26. Perfil litológico dos testemunhos lacustres: LA-C (à esquerda) e LA-D (à direita).



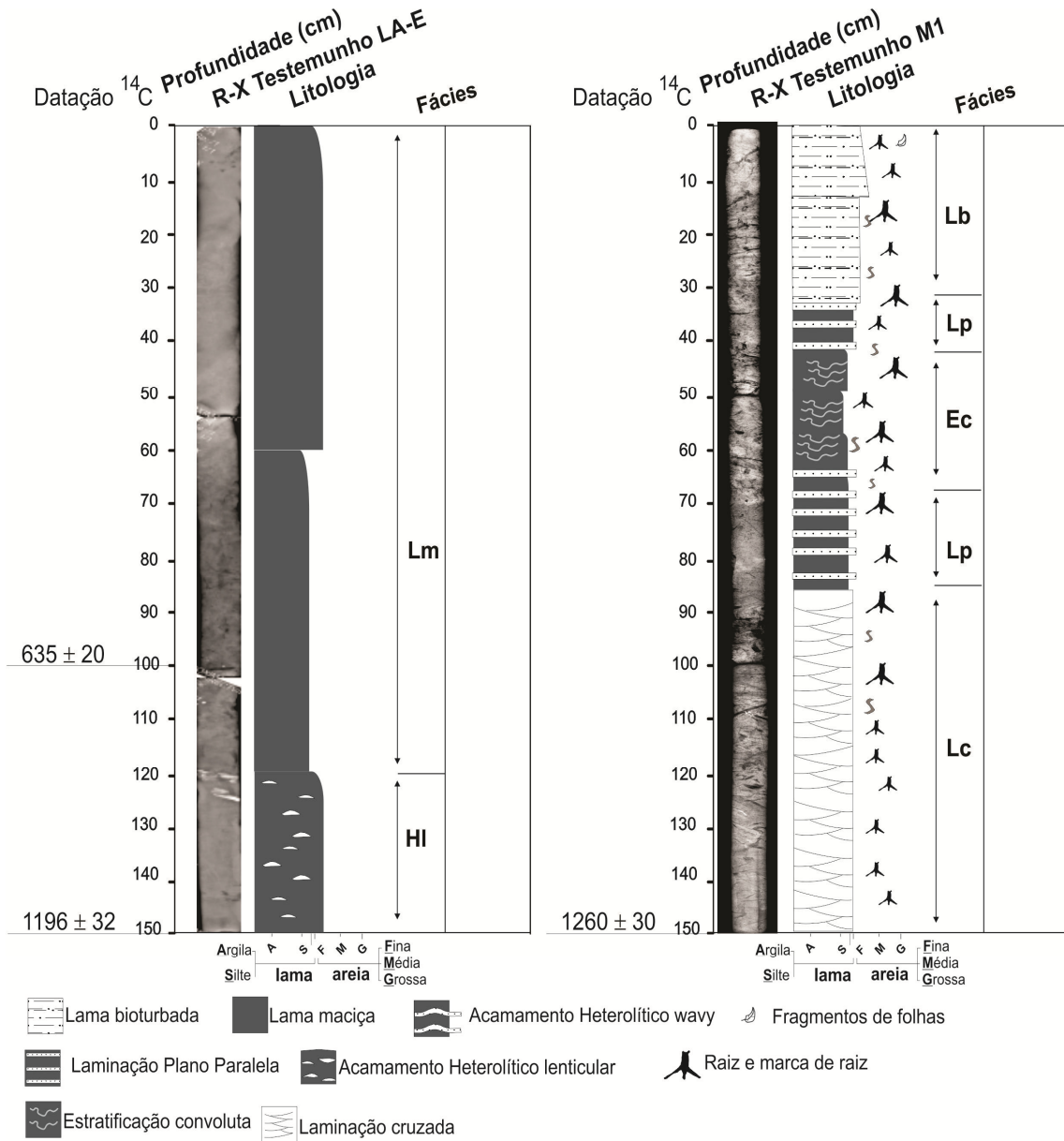


Figura 27. Perfil litológico do testemunho lacustre LA-E (à esquerda) e do testemunho de manguezal M1 (à direita).

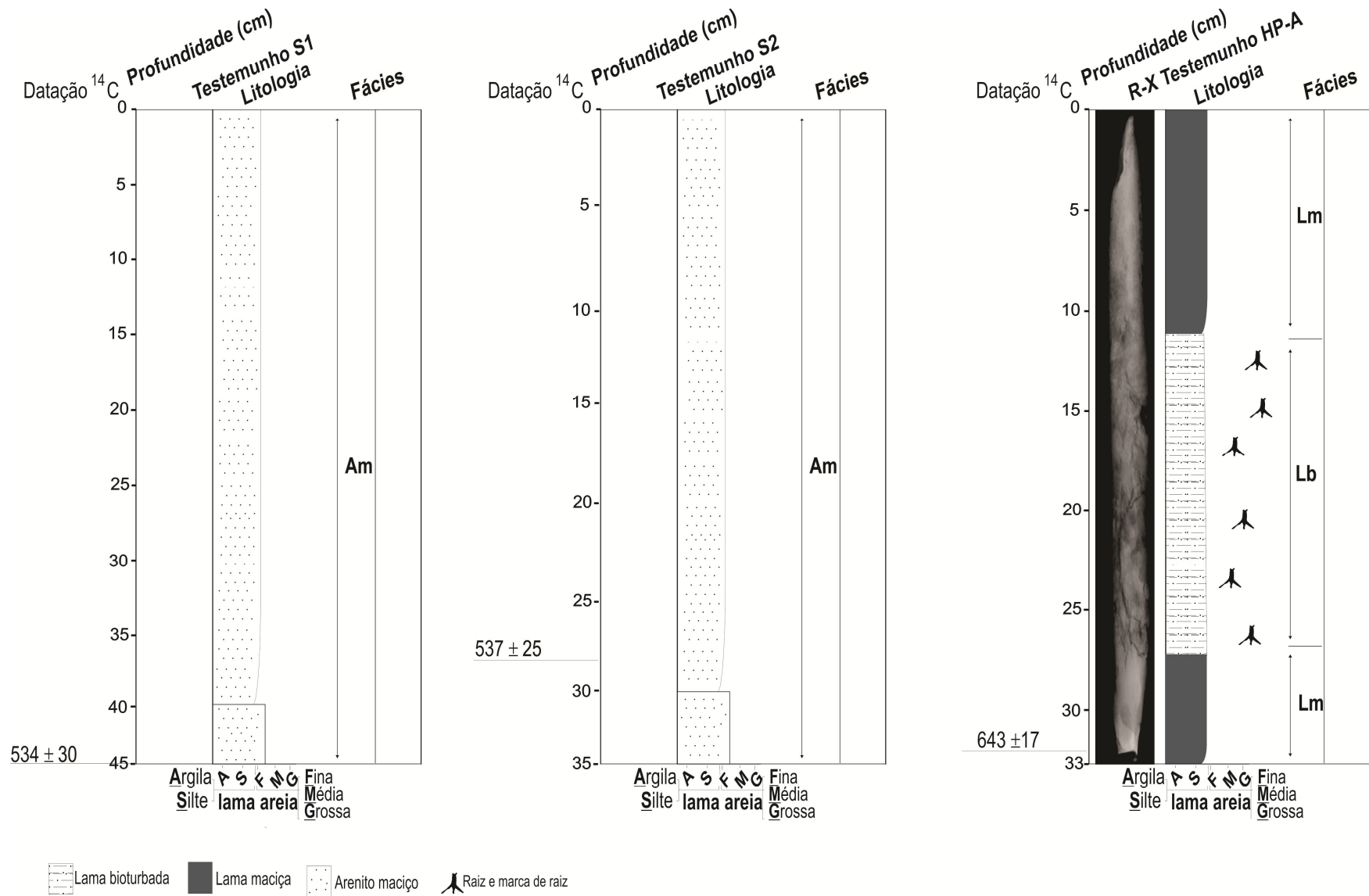


Figura 28. Perfil litológico dos testemunhos do campo herbáceo: S1 (à esquerda), S2 (no centro) e HP-A (à direita).

A análise das dimensões das partículas permite deduzir as condições de transporte (utilizando, por exemplo, o conceito de maturidade textural e a resistência das partículas, segundo a sua composição, à abrasão e à alteração química), e inferir sobre os ambientes deposicionais (Folk & Ward, 1957; Friedman, 1979). As partículas sedimentares apresentam dimensões com variabilidade muito elevada, podendo ser encontradas na natureza depósitos sedimentares homogêneos (constituídos por elementos de mesma granulometria), bem como aqueles constituídos por elementos heterogêneos, como nas moréias glaciárias que são formadas por partículas de sedimentos de decímetros a metros de diâmetro.

Os depósitos lacustres avaliados no presente estudo são predominantemente homogêneos e incluem principalmente silte argiloso sendo que em algumas profundidades analisadas a granulometria foi levemente mais grosseira, sendo classificado como silte arenoso. No testemunho retirado do manguezal os sedimentos silte arenosos foram predominantes na profundidade de 140 a 60 cm, em seguida, em direção ao topo, foi observado um aumento da percentagem de sedimentos arenosos em relação aos sedimentos siltosos e argilosos, ficando próximos à classificação de areia siltica.

A presença de depósitos silte argilosos foi descrita anteriormente por Lima (2008) para as camadas superficiais (cerca de 100 cm de profundidade) de testemunhos sedimentares coletados nos arredores do Lago Arari, inseridos nos domínios de paleocanais, que apresentaram coloração bege e mosqueado (manchas alaranjadas de óxi-hidróxidos de ferro), e nas planícies de inundação, de cor marrom claro. Amorim *et al.* (2009) também detectaram predominância de sedimentos finos (silte e argila) nas amostras superficiais de solos e sedimentos lacustres em um sistema de várzea amazônico. Behling *et al.* (2004) em estudo de perfis sedimentares retirados de área de manguezal no litoral leste da Ilha de Marajó classificaram seus depósitos como homogêneos, argilosos e ricos em matéria orgânica, sendo que suas bases eram compostas por depósitos silte arenosos.

Alteração nas condições de energia das ondas e/ou correntes de maré nos manguezais pode ter um impacto importante sobre o tipo de sedimento acumulado no substrato (Furukawa & Wolanski, 1996). Além disso, a menor proporção de sedimentos finos (siltos e argilas) e o aumento de partículas de sedimentos grosseiros nos substratos de mangue, conforme observado na superfície do testemunho M1 pode inibir a própria estabilização da sua vegetação arbórea. Assim, as florestas de mangue de franja (classificação proposta por Lugo & Snedaker, 1974), que estão localizados ao longo das margens das baías e ilhas, são mais suscetíveis às oscilações de energia (Baldwin *et al.*, 2001).

Quadro 1. Fácies sedimentares presentes nos testemunhos sedimentares estudados no Lago Arari e na região de manguezal.

<b>Fácies</b>	<b>Descrição</b>	<b>Processos sedimentares</b>
Arenito maciço (Am)	Areia fina a areia síltica de cor marrom a cinza escuro.	Fluxo de energia relativamente elevado com acúmulo de sedimento sem tração.
Acamamento heterolítico lenticular (Hl)	Silte argiloso cinza claro a cinza esverdeado que apresentam lentes descontínuas de areia fina.	Baixo fluxo de energia com deposição de lama através de suspensão, mas com periódicos influxos de areia fina através da migração de diminutas <i>ripples</i> .
Acamamento heterolítico <i>wavy</i> (Hw)	Silte argiloso marrom claro a cinza-avermelhado com camadas intercaladas de areia fina formando estruturas do tipo <i>wavy</i> .	Alternância de fluxo de energia, com equilíbrio entre deposição de silte argiloso a partir de suspensões e de areia fina principalmente pela migração de <i>ripples</i> .
Lama maciça bioturbada (Lb)	Silte argiloso marrom a cinza claro e silte arenoso cinza escuro com presença de raízes e marcas de raízes, além de estruturas de alimentação e difusão de areia fina seguindo traços da raiz.	Deposição por suspensão. Homogeneização de sedimentos e possível destruição de estruturas sedimentares em razão de atividades biológicas.
Lama maciça (Lm)	Silte argiloso de coloração cinza escuro a cinza esverdeado sem estruturas aparentes.	A natureza maciça provavelmente reflete baixo fluxo de energia durante acumulação sedimentar.
Laminação plano paralela (Lp)	Laminações arenosas de granulometria muito fina, com a presença de depósitos de lama e fragmentos vegetais	Fluxo de energia baixo que forma intercalações entre sedimentos arenosos e argilosos.
Estratificação convoluta (Ec)	Laminações ou estratificações formadas por areias finas e siltes laminados com leitos argilosos (ritmitos).	São formadas em muitos casos, por desidratação de sedimentos e compactação, auxiliada por esforços. Ajustamento plástico pós-deposicional.
Laminação cruzada (Lc)	Laminações cruzadas acanaladas	São formadas através de migração de marcas onduladas na planície de maré ou canais rasos.

## 6.6 ANÁLISE ELEMENTAR DE CARBONO E NITROGÊNIO

A figura 29 e os anexos F a I apresentam os teores de Carbono Orgânico Total (COT) e Nitrogênio Total (NT) obtidos para os testemunhos lacustres LA-A, LA-B, LAC e LA-D.

O conteúdo de COT no Lago Arari apresenta valores entre 0,15 e 0,6 %, com exceção do testemunho LA-B que atinge 1,2 % na amostra de superfície. Ocorre típico perfil de empobrecimento com a profundidade nos primeiros 20 cm do testemunho e, na sequência em direção à base, esses valores permanecem praticamente constantes.

Observa-se que o aumento do COT da base em direção ao topo contribuiu significativamente para as características espectrais dos sedimentos (Figura 43 a 47), estabelecendo uma relação inversamente proporcional entre COT e os percentuais de reflectância. O valor mais baixo de COT (0,15 %), na base do testemunho LA-C, gerou reflectância de 26 %, enquanto que o valor mais alto (1,2 %) no topo de LA-B apresenta reflectância de 4 %.

Para o conteúdo de COT do testemunho M1 a tendência observada desde a superfície até a profundidade de 81 cm foi de aumento com a profundidade, variando de 0,5 a 7,9 %. A partir de então, esses percentuais passam a diminuir atingindo 1,2 % na base do testemunho (150 cm) (Figura 30).

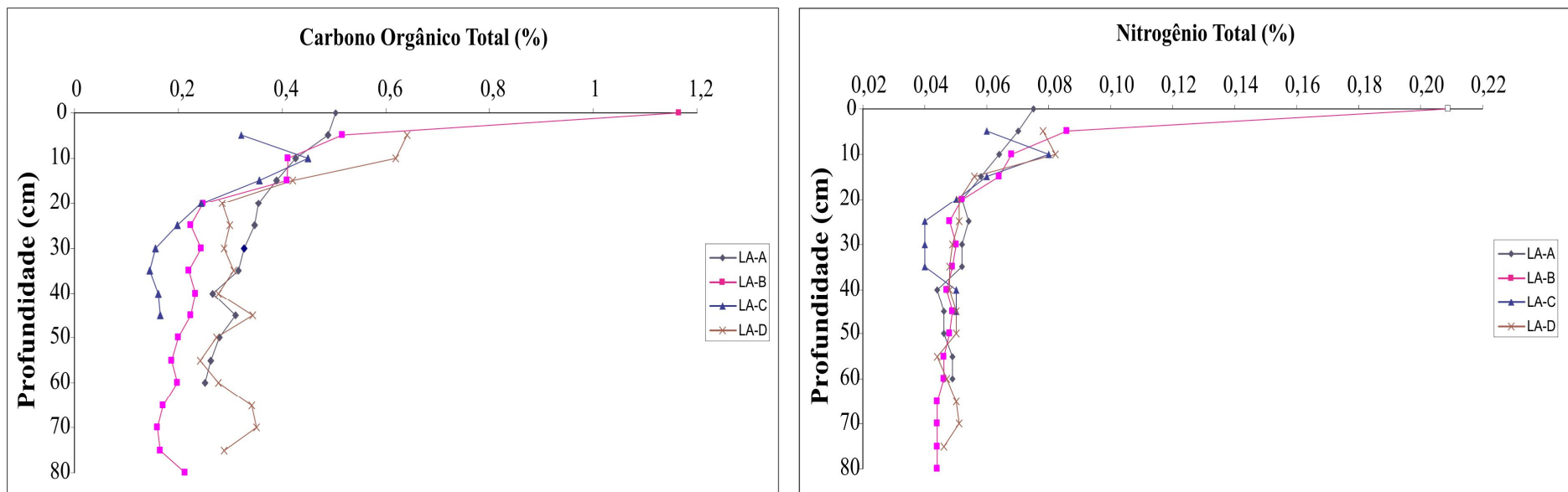


Figura 29. Valores de Carbono Orgânico Total e Nitrogênio Total presentes nos sedimentos lacustres (LA-A, LA-B, LA-C e LA-D).

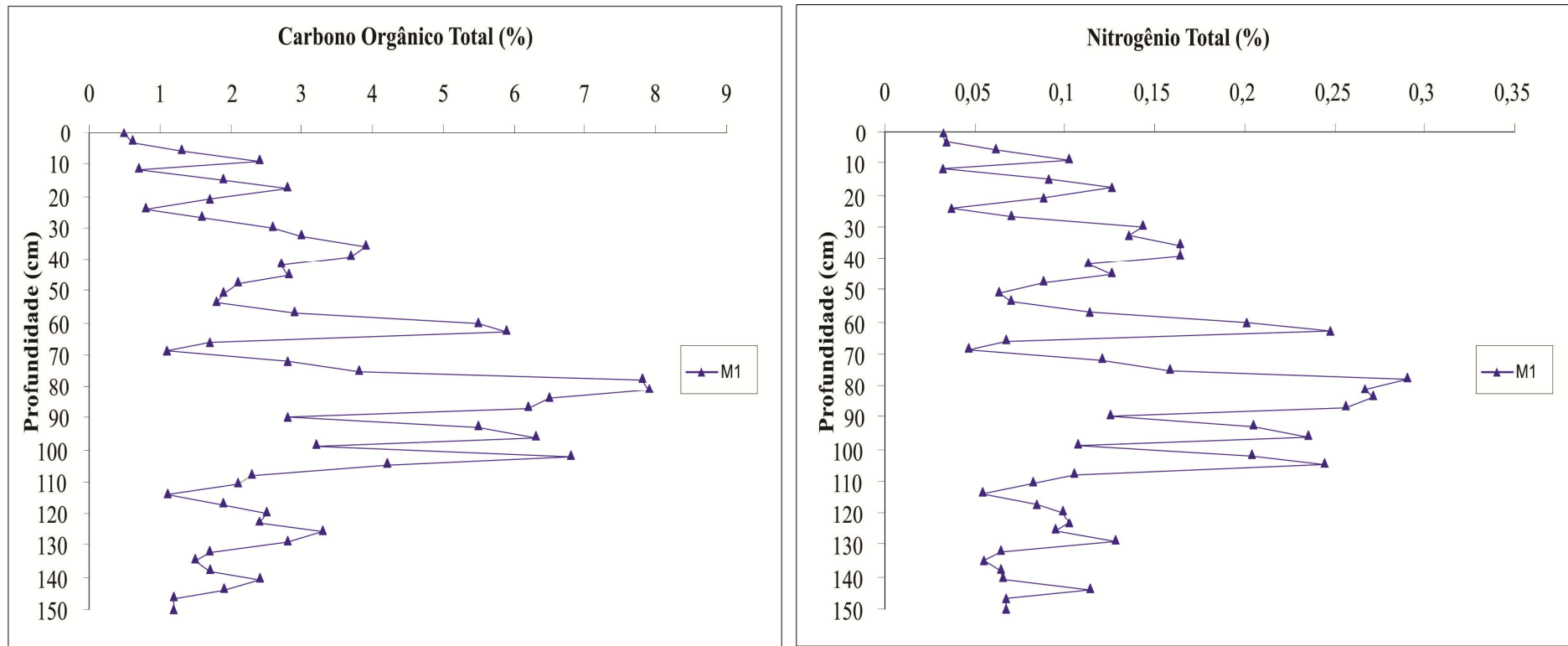


Figura 30. Valores de Carbono Orgânico Total e Nitrogênio Total presentes no sedimento de manguezal (M1).

De acordo com Meyers & Lallier-Vergès (1999) a concentração de COT é um parâmetro fundamental para a descrição da abundância de matéria orgânica em sedimentos, uma vez que representa a fração da matéria orgânica que escapou da remineralização durante a sedimentação. O conteúdo de carbono orgânico nos sedimentos superficiais depende de diferentes fatores inter-relacionados, tais como, características granulométricas, produtividade da coluna d'água, taxa de degradação microbiana e condições hidrológicas locais. A maioria das bacias oceânicas, principalmente as de mares abertos, é caracterizada pela baixa concentração de carbono orgânico, enquanto que os sedimentos próximos à costa e dentro do continente são geralmente enriquecidos deste constituinte (Barcellos, 2005).

Teores relativamente altos de carbono indicam melhor preservação da matéria orgânica, que pode estar relacionado, por exemplo, à deposição em ambiente redutor. Em contrapartida, a baixa preservação da MO pode ser consequência de deposição em ambiente oxidante, retrabalhamento por microorganismos, tempo relativamente alto de afundamento na coluna d'água, períodos de exposição direta ao ar atmosférico, dentre outros.

Uma variedade de processos age alterando as características originais da MO em um período de tempo relativamente curto, desde sua formação até seu completo soterramento no fundo do lago. O primeiro destes processos é a sua degradação durante o afundando na coluna d'água, onde ocorre uma oxidação expressiva do conteúdo de carbono. Com isso é esperado que quanto mais raso o lago, menor o tempo de afundamento e exposição, conseqüentemente menor a oxidação na coluna d'água (Meyers & Ishiwatari, 1993). O Lago Arari, que possui até 4 m de profundidade durante o período de cheia, apresentou teores de COT relativamente baixos (0,2-0,6 %) em comparação com valores obtidos em outros lagos amazônicos, tais como o Lago Calado, que apresentou COT entre 2 e 4 % em sedimentos lamosos (Behling *et al.*, 2001b); Lago Caracarana, 4 a 10 % em argila (Turcq *et al.*, 2002); Lago Serra Sul Carajás, que atingiram valores de 20 a 60 % nas camadas clásticas e valores menores que 2 % nas camadas arenosas (Sifeddine *et al.*, 1994) e no Lago Santa Ninha (0,5 a 37 %) (Moreira *et al.*, 2009), e também se comparados com a matéria orgânica preservada em solos próximos ao Lago Arari (1,6 a 2,8 %) (Lima, 2008). Baixos valores de COT em lagos amazônicos foram relacionados a episódios de seca (Sifeddine *et al.*, 1994; Moreira *et al.*, 2009) ou grande contribuição de matéria orgânica derivada de fitoplâncton (Turcq *et al.*, 2002). No caso do Lago Arari, o período do ano em que o lago reduz sua área deve contribuir para o processo de degradação da matéria orgânica, uma vez que expõe parte de seus sedimentos de fundo, o que justificaria os teores de COT apresentados.



Considerando os sedimentos de manguezais, eles estão entre os ecossistemas terrestres mais produtivos, com uma produção primária líquida total estimada em  $218 \pm 72$  Tg C/ano (Tg = 1 milhão de toneladas) (Bouillon *et al.*, 2008). Folhas e raízes fornecem os principais insumos orgânicos ao substrato dos manguezais, além da produção das algas e outros materiais alóctones (Kristensen *et al.*, 2008). Somando-se a isso, as condições redutoras presentes no ambiente de manguezal são favoráveis a preservação da MO. Marchand *et al.* (2008) compararam os valores de COT obtidos em três diferentes pontos em uma área de manguezal na Guiana Francesa: os sedimentos avaliados da área sem vegetação apresentaram os mais baixos valores de COT, variando de 0,5 a 1,26 %, da base (80 cm) até 20 cm de profundidade, seguindo uma tendência de diminuição até a superfície, onde os valores alcançaram 0,92 %. No perfil retirado da área colonizada por indivíduos de *Avicennia* jovens os percentuais mais baixos foram obtidos nos sedimentos mais profundos, entre 160-40 cm (0,6-0,9 %), os 30 cm superiores obtiveram valores de 0,8 a 2,8 %. No bosque maduro de *Avicennia* os valores de COT entre 70 e 45 cm de profundidade foram 0,56 a 0,86 %. Na sequência, o perfil mostrou um aumento contínuo em direção ao topo, obtendo os mais altos valores de 6,2 e 14 % em 4 e 2 cm de profundidade, respectivamente.

Os valores de COT obtidos no testemunho M1 condizem com o esperado em um ambiente de manguezal, conforme apresentado por Viddotto (2008) no mangue Sítio Grande-SP (0,3-6 %) e no mangue do Rio Jacariu-SP (0,1-0,4 % nas unidades arenosas e 1,3-6,3 próximo a superfície) e por Mendes Filho (2009) nos sedimentos superficiais do manguezal de Paço do Lumiar-MA (1,45-5,21 %). O padrão atípico de aumento no conteúdo de COT com a profundidade apresentado por M1 sugere que a acumulação de matéria orgânica foi maior do que acontece atualmente, possivelmente em razão do ambiente ter sido mais protegido da ação das ondas no período do início da expansão do bosque de manguezal na área de estudo.

Com relação ao nitrogênio preservado na matéria orgânica sedimentar lacustre (Figura 29), seus valores percentuais variaram de 0,04 a 0,09 %, excetuando-se novamente a superfície de LA-B que apresenta a mais alta concentração em torno de 0,2 %. O decréscimo na concentração observado nos 20 cm superficiais e posterior estabilidade também foi observado em relação ao NT, evidenciando que a perda da matéria orgânica atingiu ambos os elementos (carbono e nitrogênio), não ocorrendo degradação seletiva.

Meyers & Lallier-Vergès (1999) relataram que a razão C/N da MO derivada predominantemente de algas frequentemente aumenta durante o soterramento, em razão da

degradação seletiva das proteínas ricas em nitrogênio. As algas são ricas em proteínas, por exemplo, celulose (abundante em plantas terrestres), é esperada que a perda da MO derivada das algas seja mais expressiva, podendo se refletir no aumento nos valores da relação C/N com a idade. Essa proposição foi atestada no estudo realizado por Gälman *et al.* (2008) em sedimentos lacustres, no qual a maior parte da perda de nitrogênio nos sedimentos foi decorrente da degradação microbiana das proteínas nitrogenadas presentes na matéria orgânica. Segundo o autor, essa perda que é intensa nos primeiros 5 anos após a deposição e, posteriormente, torna-se mais baixa.

Os valores de NT apresentados para o testemunho M1 apresentaram uma suave oscilação entre as profundidades de 150-108 cm com valores entre 0,05-0,1 %, em seguida (105-60 cm) observa-se um aumento nesse percentual atingindo até 0,29 %. Quando então, em direção ao topo, os valores de nitrogênio voltam a oscilar entre valores percentuais menores, 0,03-0,16 %. Ao se observar as tendências de aumento e diminuição nas concentrações de nitrogênio percebe-se uma correlação positiva entre esse elemento e os valores percentuais de COT (Figura 30). Houve um momento de estabilidade desses elementos entre 150-100 cm, em seguida os valores percentuais aumentaram, e, a partir de 60 cm, essas concentrações voltam a se estabilizar em valores levemente menores que os estabelecidos em sua base.

O nitrogênio é apontado como um dos nutrientes com maior probabilidade de limitar o crescimento dos manguezais. As condições anaeróbicas e a disponibilidade da matéria orgânica presentes nos sedimentos de manguezal favorecem a fixação biológica do nitrogênio atmosférico ( $N_2$ ) através das cianobactérias (Stewart, 1973), disponibilizando para o meio a forma preferencialmente assimilável pelas plantas, o amônio ( $NH_4^+$ ) (Alongi *et al.*, 1992). Em contrapartida, nas camadas superficiais de manguezal e em regiões próximas as raízes do mangue encontram-se populações de bactérias nitrificantes, que podem converter o amônio em nitrito ( $NO_2^-$ ), através das bactérias do gênero *Nitrosomonas*, e este em nitrato ( $NO_3^-$ ) pelas *Nitrobacter*. Bactérias desnitrificantes também são comuns em sedimentos de manguezal. As taxas de desnitrificação podem ser altas em razão das condições anaeróbicas em combinação com alto conteúdo de matéria orgânica (Alongi, 1994). Altas taxas de desnitrificação exaurem o conteúdo de nitrito e nitrato e produzem amônio, sendo esta a forma mais comum de nitrogênio observado em manguezais (Alongi, 1994; Kristensen *et al.*, 2008). Observa-se então que no processo de transformação do nitrogênio, o nitrito é uma

espécie intermediária entre o íon amônio e o nitrato. Geralmente instável, o nitrito é oxidado a nitrato ou reduzido a amônio, dependendo das condições de oxidação-redução do ambiente.

#### 6.7 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA ( $\delta^{13}\text{C}$ , $\delta^{15}\text{N}$ ) DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR E A RAZÃO $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$

Os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  e  $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$  dos perfis sedimentares lacustres (LA-A, LA-B, LAC e LA-D) estão representados na figura 31 e anexos F a I.

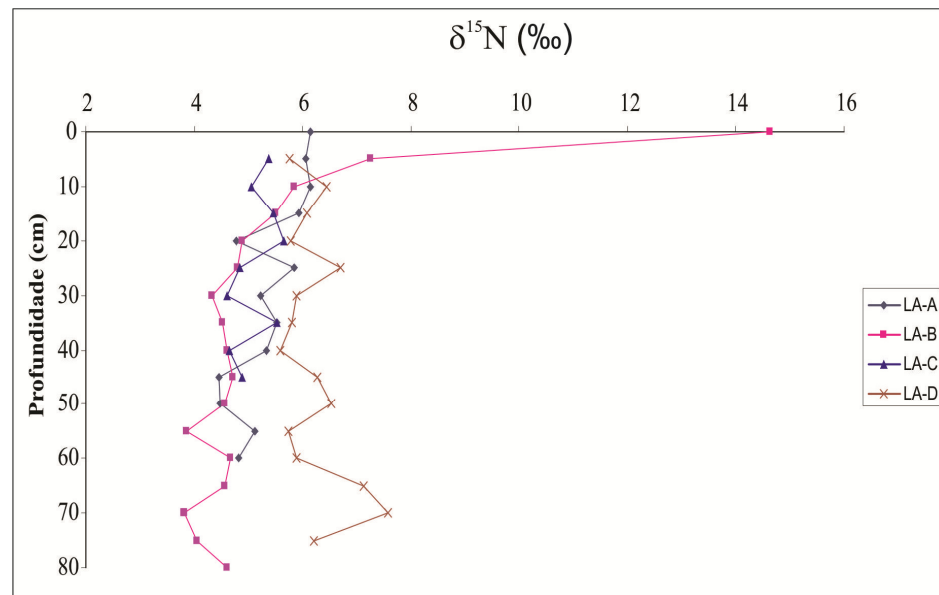
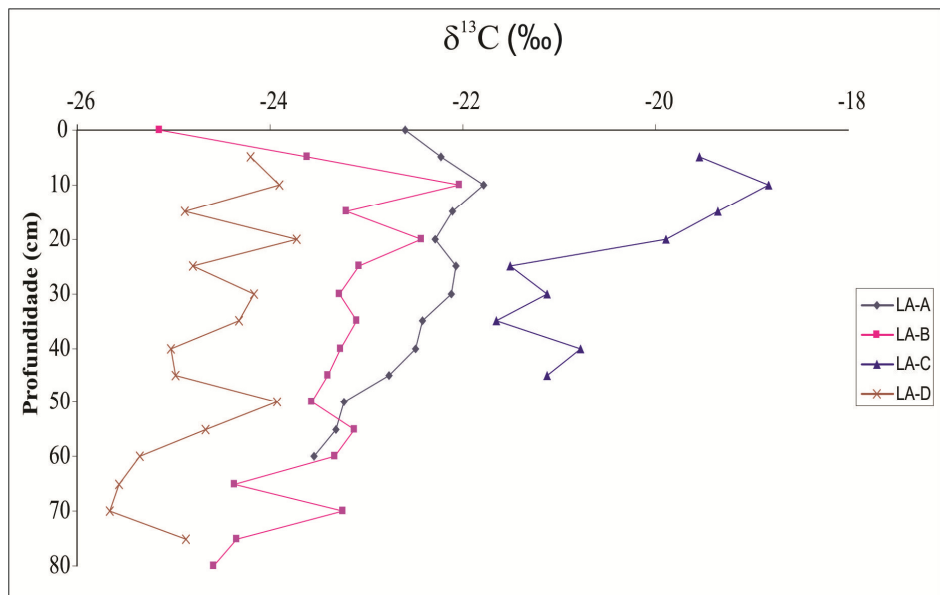
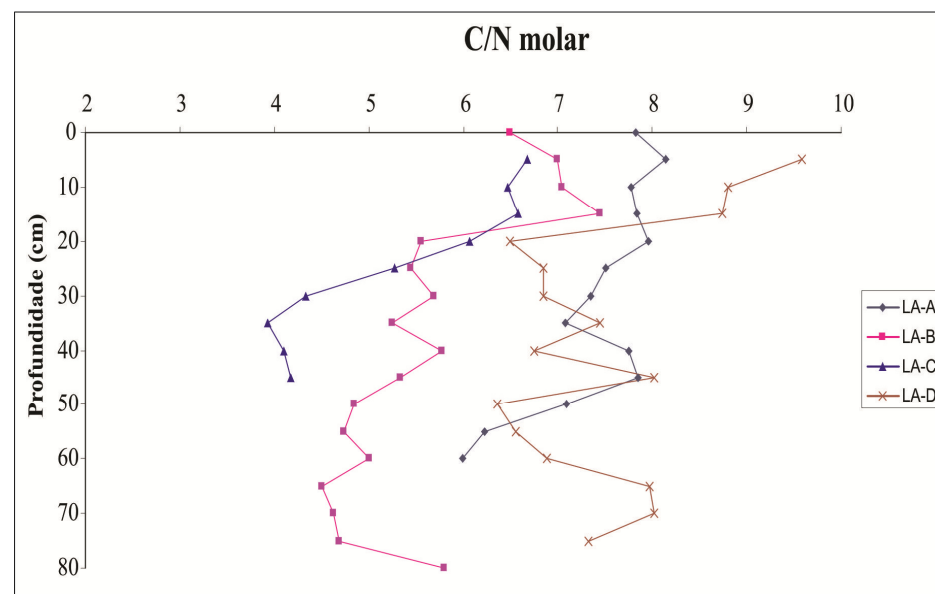


Figura 31. Valores das análises isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ) e da razão C/N<sub>molar</sub> dos testemunhos lacustres (LA-A, LA-B, LA-C e LA-D) em relação à profundidade.



O testemunho LA-A, ao longo do intervalo de 60-10 cm, mostra um padrão de enriquecimento em direção ao topo do perfil com valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -23,5 a -21,8 ‰. Os últimos 10 cm apresentam um suave decréscimo, alcançando -22,6 ‰ na superfície. Os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  apresentaram um padrão geral de enriquecimento da base (4,8 ‰) para o topo (6,2 ‰), com dois intervalos de diminuição entre 45-50 cm (4,5 ‰) e na profundidade de 20 cm (4,8 ‰). A razão molar C/N também acompanha a tendência de aumento em direção à superfície (6-8,1) com leve decréscimo no intervalo entre 40 e 35 cm (7,8-7,1).

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos no testemunho LA-B apresentaram um aumento de -24 até -22 ‰ ao longo do intervalo de 80 a 10 cm, mas os últimos 10 cm mostraram um decréscimo de -22 até -25,2 ‰. Os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  mostraram-se estáveis (~4,5 ‰) desde a sua base (80 cm) até 30 cm de profundidade. Na sequência, observa-se um suave aumento até 10 cm de profundidade (4,8-5,9 ‰). Os mais altos valores foram alcançados em 5 cm (7,2 ‰) e em superfície (14,6 ‰). A razão molar C/N oscilou entre 4,5 e 7,5.

O testemunho LA-C apresentou valores de  $\delta^{13}\text{C}$  próximos a -21 ‰ entre 45 e 25 cm, e uma tendência de enriquecimento até a superfície, onde atinge o valor de -19 ‰. O  $\delta^{15}\text{N}$  oscilou entre 4,5 e 5,5 ‰. Para a razão molar C/N o testemunho permanece estável entre 45 e 35 cm e, posteriormente segue um padrão de aumento em seus valores desde 35 cm até a superfície (4-6,5).

A variação isotópica observada no testemunho LA-D foi de -25,7 a -23,7 ‰ para o  $\delta^{13}\text{C}$ , mostrando uma suave tendência de enriquecimento em direção à superfície, e de 7,6 até 5,8 ‰ para  $\delta^{15}\text{N}$ , com os valores mais elevados em 65 e 70 cm de profundidade. A razão molar C/N oscilou ao longo do intervalo de 75-20 cm entre 6,5 e 8 com um leve aumento nos últimos 20 cm, alcançando o valor máximo de 9,6 na superfície.

Miranda (2010) atenta para as diferentes tendências no transporte de partículas de acordo com o tamanho dos grãos, onde sedimentos grossos têm maior competência para transporte de partículas maiores derivadas, por exemplo, de plantas vasculares, o que seria suficiente para elevar a razão C/N. Por outro lado, Meyers (1997) colocou que sedimentos finos, os quais têm maior quantidade de minerais de argila, possuem facilidade de adsorção da amônia, provocando o decréscimo da razão C/N pela captação do nitrogênio inorgânico.

Nos sedimentos lacustres estudados não foi possível estabelecer mudanças na composição isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ) e nos valores da razão molar C/N em função de diferenças granulométricas. Os intervalos que apresentaram uma granulometria ligeiramente mais

grosseira, caracterizados por silte arenoso, não obtiveram uma assinatura isotópica e elementar diferenciadas dos demais depósitos silte argilosos. Conforme exemplificado pelo testemunho LA-A, onde os intervalos silte arenosos (profundidades entre 0 e 5 cm e entre 45 e 50 cm) apresentaram valores entre -22,2 e -23,2 ‰ e 4,4 a 6,1 ‰ para  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ , respectivamente. Considerando os intervalos silte argilosos, essa variação foi de -21,8 a -23,5 ‰ e entre 4,8 e 6,1 ‰ para  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ , respectivamente. Com relação à razão  $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$  a variação foi de 7,0 a 8,1 nos intervalos mais grosseiros, ao passo que nas demais profundidades esses valores variaram de 6,0 a 8,0. Indicando, portanto, que a matéria orgânica teria sido afetada por outros fatores que não a granulometria.

A análise isolada da composição isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  para o testemunho LA-A, com valores entre -23,5 a -21,8 ‰ sugere predomínio de matéria orgânica originada de plantas  $\text{C}_3$  (-32 a -22 ‰). Entretanto, enriquecimento nos valores do  $\delta^{13}\text{C}$ , como ocorrido entre 3.750 a 721 cal. anos A.P., pode indicar uma tendência de aumento na contribuição de plantas  $\text{C}_4$  (-17 a -9 ‰). Por se tratar de um perfil sedimentar aquático é necessário considerar ainda a contribuição de matéria orgânica derivada de algas, neste caso, principalmente fitoplâncton marinho (-23 a -16 ‰), que possuem assinatura isotópica mais enriquecida em relação ao fitoplâncton de água doce (-30 a -26 ‰).

Esta mesma análise se aplica ao testemunho LA-B, no qual desde a sua base até 10 cm de profundidade (correspondendo à idade de 4.360 a 173 cal. anos A.P.) apresentou valores de  $\delta^{13}\text{C}$  próximos aos limites esperados para vegetação  $\text{C}_3$ , em seguida sofreu um decréscimo até -25 ‰, que é o valor mais empobrecido identificado nas amostras superficiais dos sedimentos lacustres analisados.

Os valores apresentados pelo LA-C (-21,6 a -18,8 ‰) são os mais enriquecidos entre todos os demais. Esses valores podem indicar uma mistura entre matéria orgânica de origem de plantas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ , além de fitoplâncton marinho, durante todo o intervalo de tempo registrado (8.840 cal. anos A.P.).

De modo geral, o testemunho LA-D é o que apresenta seus valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  mais empobrecidos em relação aos demais, provavelmente devido a uma menor contribuição de fitoplâncton marinho, o que seria justificável devido sua localização geográfica (observar a distribuição dos pontos de amostra na figura 14) e/ou maior recebimento de matéria orgânica derivada de planta  $\text{C}_3$  em detrimento das plantas  $\text{C}_4$ .

Diante do exposto, percebe-se que os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  por si só são insuficientes para interpretar os resultados em termos de modificações nas condições ambientais pretéritas, tornando-se necessária a análise conjunta com outras variáveis, como por exemplo, a razão  $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ .

A razão  $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$  é capaz de promover a distinção entre a fonte de matéria orgânica proveniente de algas (6-8) e bactérias (4-5) da derivada de vegetação terrestre (20 ou mais). Entretanto, é incapaz de diferenciar entre a MO derivada de plantas  $\text{C}_3$  x  $\text{C}_4$ . Sendo assim, os valores obtidos nos sedimentos lacustres, que variaram entre 4 e 9 seriam representativos de bactérias e fitoplâncton. Meyers & Lallier-Vergès (1999) afirmaram que lagos onde a contribuição de MO derivada de plantas vasculares é pequena em relação à produção da coluna d'água apresentam baixos valores da razão  $\text{C}/\text{N}$ .

O diagnóstico fornecido pela razão molar  $\text{C}/\text{N}$  não foi confirmado pela assinatura isotópica de  $\delta^{15}\text{N}$ , que apresentou valores variando de 4 a 6 ‰, sugestivo de uma mistura entre a contribuição de algas e bactérias (8 ‰) e de plantas terrestres (0-2 ‰). Cabe ressaltar, entretanto, que os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  produzidos pelas cianobactérias durante fixação de  $\text{N}_2$  atmosférico, apresenta valores entre -1 e 3 ‰ (Fogel & Cifuentes, 1993; Brenner *et al.*, 1999), o que poderia estar influenciando nos baixos valores encontrados.

Choudhary *et al.* (2009), em estudo de sedimentos lacustres na Índia, encontraram baixos valores de  $\delta^{15}\text{N}$  (0,1 a 1,4 ‰). A princípio esses valores foram atribuídos à expressiva contribuição de MO derivada de plantas terrestres, mas os autores os relacionaram à atividade biológica decorrente de fitoplâncton. De fato, esses baixos valores de  $\delta^{15}\text{N}$  apresentados pelos autores ocorreram devido à fixação de nitrogênio atmosférico ( $\text{N}_2$ ) através das cianobactérias, que se apresentaram dominantes no lago, conforme atestado pela presença marcante de seus pigmentos.

Os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  de macrófitas aquáticas  $\text{C}_3$  *Nymphoides aquatica*, *Utricularia foliosa* e *Utricularia purpurea* aferidos em Everglades, Flórida-USA, apresentaram valores de 3,03; 5,81 e 4,53 ‰, respectivamente (Troxler & Richards, 2009). Fellerhoff *et al.* (2003) encontraram o valor de 4,1 ‰ para a macrófita  $\text{C}_4$  *Paspalum repens*. Estes gêneros ocorrem atualmente no Lago Arari e, durante a fase de expansão desse tipo de vegetação, podem ter contribuído para o aumento nos valores de  $\delta^{15}\text{N}$ .

Diferentes autores (Andrews *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2005a, b; Miranda *et al.*, 2009) têm avaliado os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  conjuntamente com a razão  $\text{C}/\text{N}$  para ajudar na

distinção das fontes de carbono. Nessa mesma linha, aplica-se o modelo ( $\delta^{15}\text{N}$  x  $\delta^{13}\text{C}$ ) proposto por Peterson & Howarth (1987), incluindo plantas terrestres ( $\text{C}_3$ ), plâncton de ambiente estuarino e, em substituição à *Spartina* sp. (originalmente proposta pelos autores), foram utilizados os valores característicos da gramínea  $\text{C}_4$  *Paspalum repens*, em razão de esta espécie ser abundante no local de estudo.

A análise do modelo ( $\delta^{13}\text{C}$  x  $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$ ) para o testemunho LA-A (Figura 32), entre 60-55 cm, apresentou valores que caracterizam matéria orgânica algálica entre o domínio de água doce e marinha, mais próximas a este último. A partir de 50 cm até a superfície o perfil é predominantemente derivado de algas marinhas, mas apresenta um suave aumento na contribuição de plantas vasculares entre 45-40 cm e nos últimos 20 cm. Nos 5 cm superficiais observa-se que as algas de água doce passam a aumentar a sua contribuição na constituição da matéria orgânica depositada no fundo do lago.

O modelo ( $\delta^{15}\text{N}$  x  $\delta^{13}\text{C}$ ) de LA-A (Figura 33) apresenta uma mistura entre fontes de MO com valores mais próximos ao esperado para fitoplâncton ao longo de todo testemunho. A contribuição de plantas terrestres do ciclo  $\text{C}_3$  foi mais significativa na base (60-55 cm). Entre 40 e 10 cm a contribuição de plantas  $\text{C}_4$  e, principalmente de fitoplâncton, tornam-se mais acentuadas. Nos últimos 5 cm, observa-se tendência de aumento na contribuição de algas de água doce.

Para o LA-B (Figura 32), a relação  $\delta^{13}\text{C}$  x  $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$  também revelou o predomínio de algas (preferencialmente marinhas) e bactérias na formação da MO. As profundidades de 80-65 foram as que tiveram maiores indicativos da contribuição de algas de água doce, com exceção da profundidade de 70 cm, mais próximo ao domínio das algas marinhas. No intervalo seguinte (60-20 cm) a composição da MO é mais fortemente influenciada pelo fitoplâncton marinho, podendo ser observado a partir de 45 cm uma suave tendência de aumento no input de MO derivada de plantas terrestres ou aumento da contribuição de algas em relação às bactérias, mais claramente observado nos últimos 15 cm. O intervalo superficial (0-5 cm) demonstra tendência de retorno a uma maior contribuição de algas de água doce.

A interpretação dos resultados plotados no modelo ( $\delta^{15}\text{N}$  x  $\delta^{13}\text{C}$ ) para LA-B (Figura 33) foi semelhante ao descrito para LA-A, onde ocorre uma mistura de fontes de MO, com prevalência de algas. A tendência de aumento na contribuição de algas fica marcante a partir de 20 cm até a superfície.



A base (45-30 cm) do diagrama  $\delta^{13}\text{C} \times \text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$  do testemunho LA-C (Figura 32) infere que a contribuição de MO derivada de bactérias é predominante. Posteriormente o padrão apresentado indica forte influência de matéria orgânica derivada de fitoplâncton marinho e aumento na contribuição de plantas  $\text{C}_4$ . O binário  $\delta^{15}\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$  evidencia a forte contribuição das plantas  $\text{C}_4$  na composição da MO, principalmente a partir dos últimos 20 cm de profundidade (Figura 33).

A relação  $\delta^{13}\text{C} \times \text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$  apresentada para o testemunho LA-D, demonstra a forte contribuição de algas de água doce em sua base (75-60 cm), com tendência ao aumento da contribuição de MO derivada de plantas  $\text{C}_3$ . No intervalo seguinte (60-20 cm) observa-se que a contribuição de algas marinhas se torna mais significativa. Os 15 cm mais superficiais estabelecem a tendência de aumento da MO derivada de plantas vasculares (Figura 32).

O confronto entre os valores isotópicos  $\delta^{15}\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$  apresentados pelo LA-D, demonstra o predomínio de MO derivada de algas com uma suave tendência entre os intervalos (60-30 cm) de aumento da presença de MO de plantas terrestres  $\text{C}_3$ . (Figura 33).

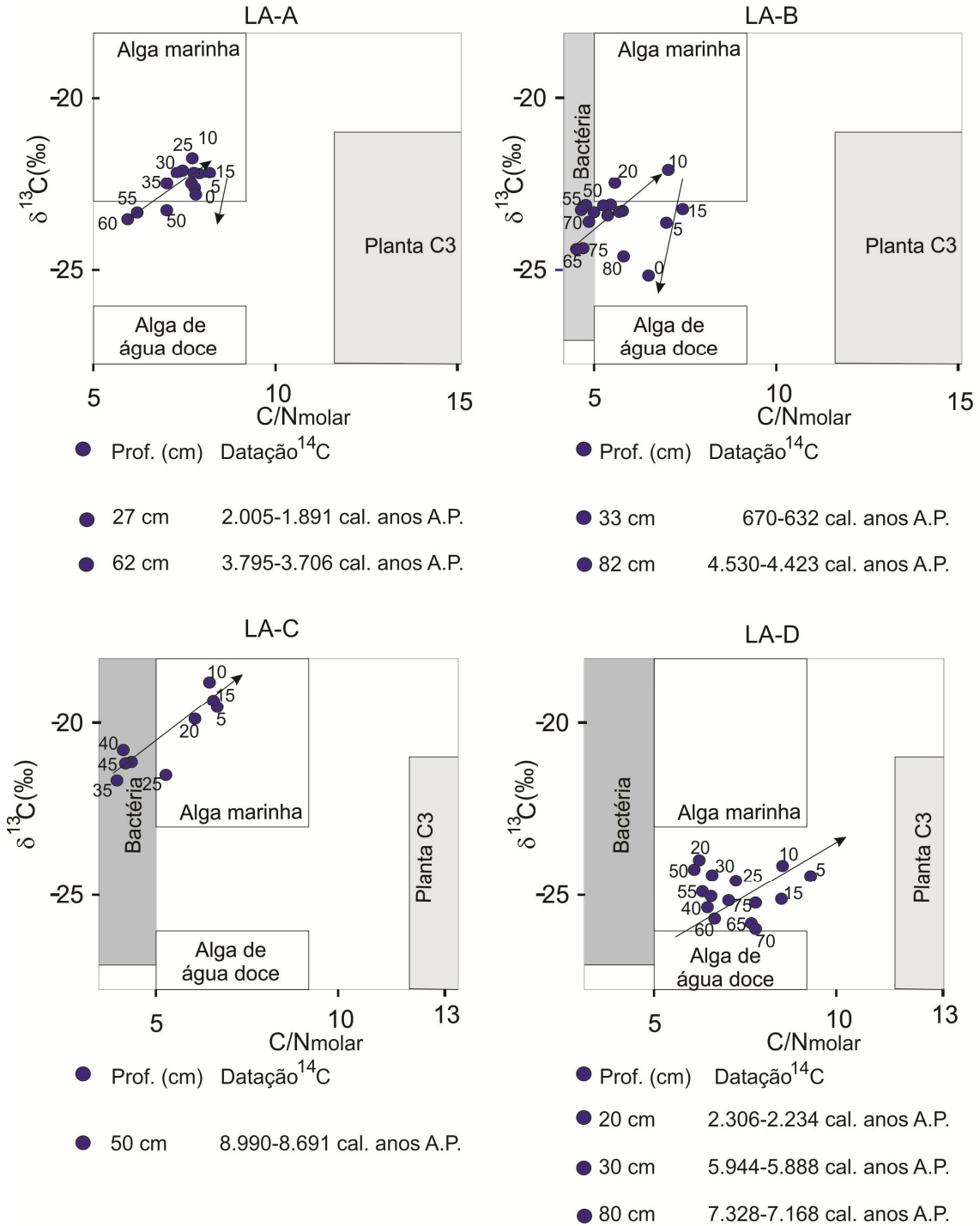


Figura 32. Diagramas da razão  $\delta^{13}\text{C} \times \text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$  dos testemunhos lacustres LA-A, LA-B, LA-C e LA-D.

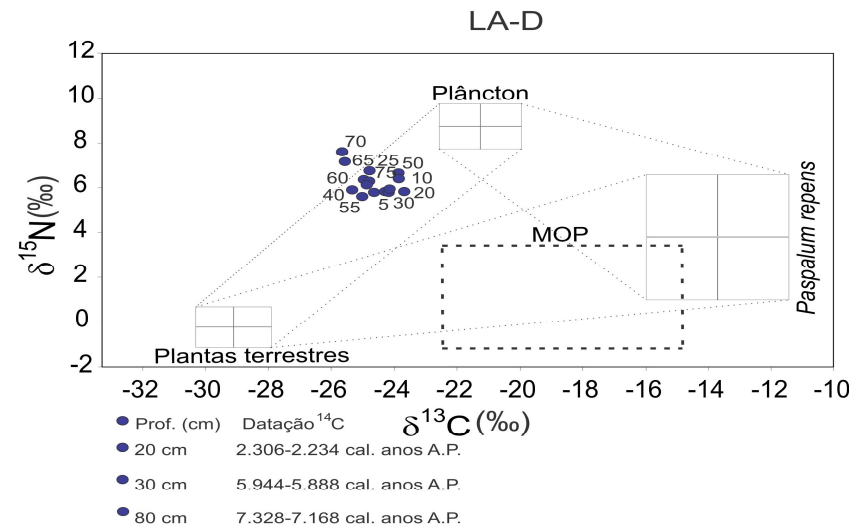
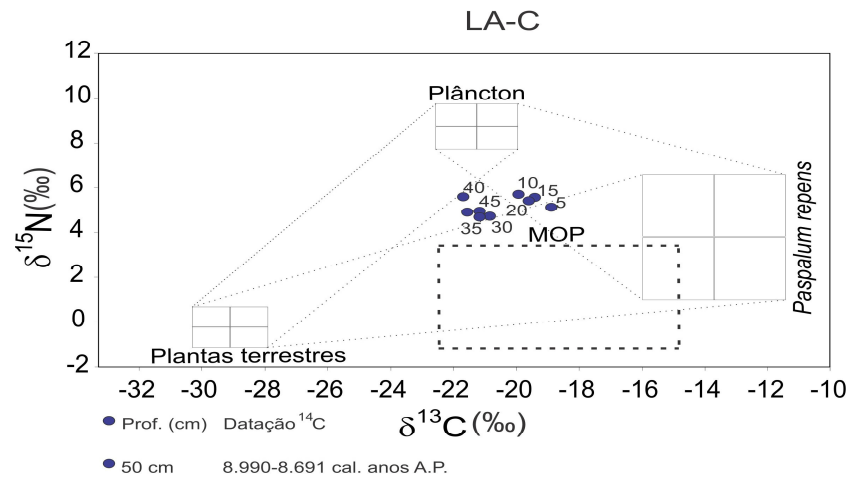
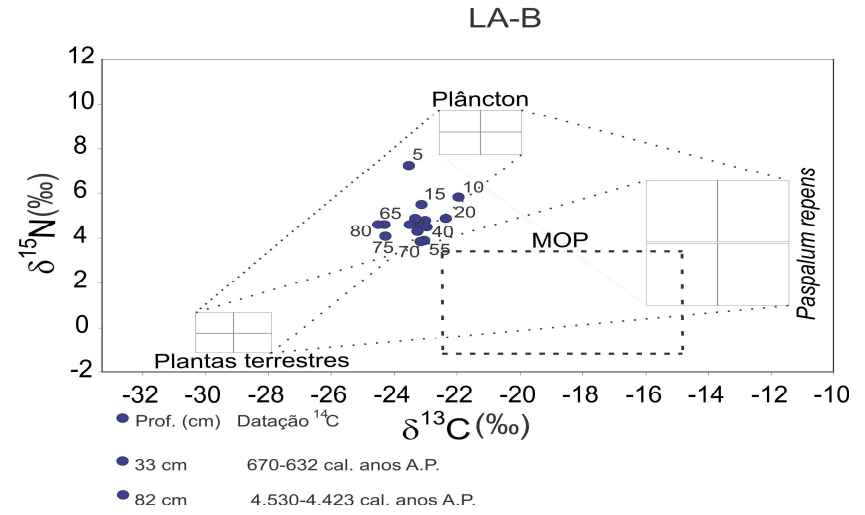
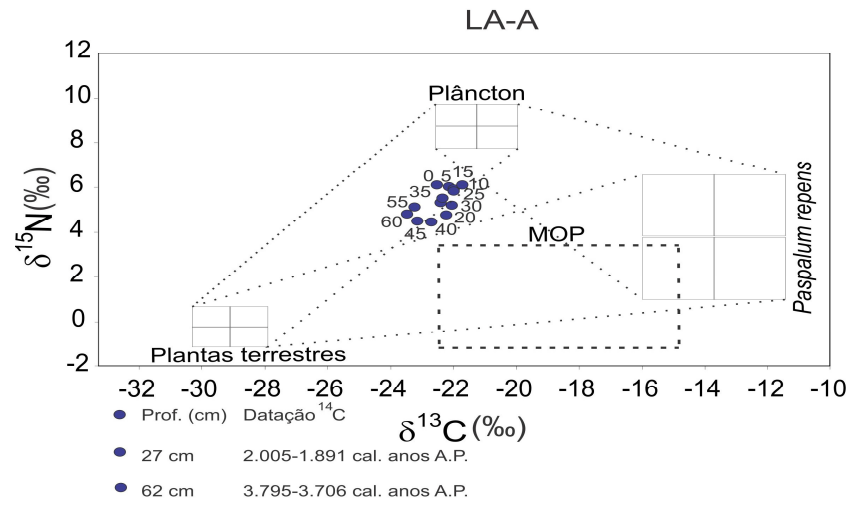


Figura 33. Diagramas da razão  $\delta^{15}\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$  dos testemunhos lacustres LA-A, LA-B, LA-C e LA-D.

Conforme exposto acima, é possível reconhecer a forte contribuição de fitoplâncton marinho e de água doce em relação às plantas vasculares ao longo dos perfis analisados. O testemunho sedimentar LA-B, seguindo a interpretação do binário  $\delta^{13}\text{C} \times \text{C/N}_{\text{molar}}$ , apresenta tanto em sua base como no topo uma contribuição de fitoplâncton de água doce relativamente maior que nas demais profundidades. Em LA-A essa tendência é mais discreta, pois as variações em sua base e em superfície estão dentro ou muito próximas do domínio de fitoplâncton marinho. LA-C é quem apresenta o sinal de maior contribuição de bactérias e algas marinhas, que pode ser decorrente da baixa quantidade de carbono orgânico preservado na amostra. Diferentemente do testemunho LA-D, que possui os valores mais elevados dessa razão, sendo que nos últimos 15 cm fica evidente o aumento da contribuição de matéria orgânica derivada de planta vascular.

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  apresentados para o testemunho M1 demonstram a tendência de empobrecimento em direção ao topo, com valores de  $-26,5\text{‰}$  na profundidade de 150 cm e  $-29\text{‰}$  em superfície (Figura 34 e anexo J), indicando um aumento na contribuição relativa de MO derivada de plantas vasculares de ciclo  $\text{C}_3$ . Os valores do  $\delta^{15}\text{N}$  apresentaram-se mais estáveis ao longo do perfil analisado, sendo que entre as profundidades de 150 a 95 cm, os valores isotópicos concentraram-se em valores próximos a  $2-2,5\text{‰}$  e, em direção à superfície esses valores foram mais empobrecidos, em torno de  $0,3-1,5\text{‰}$  (Figura 34 e anexo J). Valores mais empobrecidos de  $\delta^{15}\text{N}$  aparentemente indicam aumento na contribuição de matéria orgânica derivada de plantas terrestres, entretanto, por ser tratar de uma ambiente de manguezal, deve-se levar em conta a presença de cianobactérias fixadoras de nitrogênio, as quais tendem a diminuir esses valores. A razão molar C/N apresentou ampla variação (13 a 40) entre 150 a 95 cm, posteriormente, esses valores concentraram-se entre 21 a 31, demonstrando suave tendência de aumento na contribuição de MO aquática em direção à superfície do testemunho (Figura 34 e anexo J).

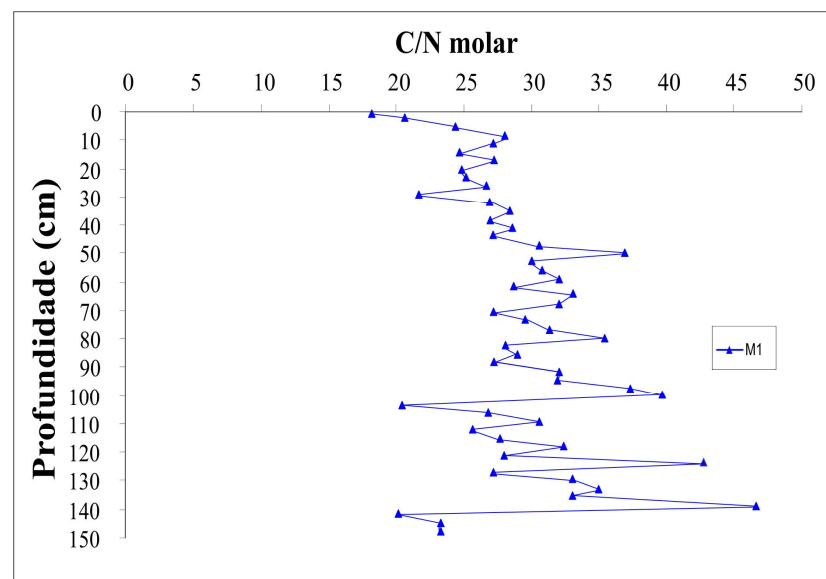
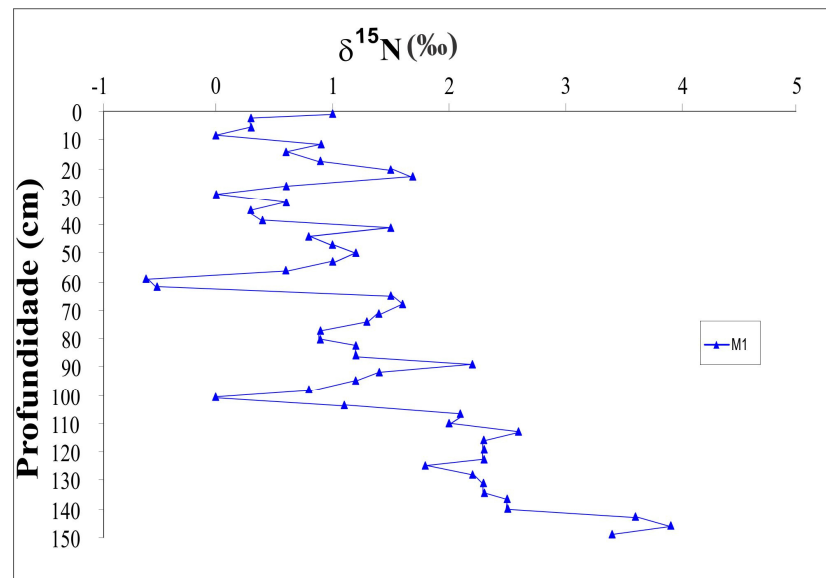
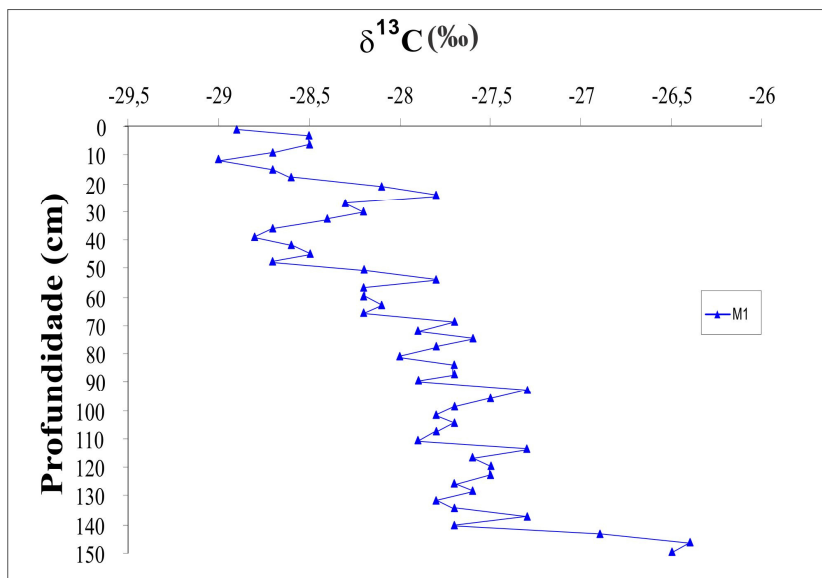


Figura 34. Valores das análises isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ) e da razão  $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$  do testemunho sedimentar do manguezal (M1) em relação à profundidade.

A relação  $\delta^{13}\text{C}$  x  $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$ , ao longo do perfil M1, revela que a contribuição da MO é derivada de plantas  $\text{C}_3$ , mostrando uma tendência geral desde 138 cm até o topo de empobrecimento da composição isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e diminuição nos valores da razão molar  $\text{C}/\text{N}$  (Figura 35), sugestivo de aumento na contribuição relativa de MO aquática. O binário  $\delta^{15}\text{N}$  x  $\delta^{13}\text{C}$ , revela que as camadas basais do testemunho são mais enriquecidas em  $\delta^{15}\text{N}$ , demonstrando que a contribuição de MO continental é maior entre 95-0 cm (Figura 36). Considerando que a fixação biológica de nitrogênio, realizada pelas cianobactérias, é o processo que disponibiliza nitrogênio para os sedimentos de manguezal, e que o nitrogênio atmosférico apresenta valores de  $\delta^{15}\text{N}$  iguais a zero, é esperado que o  $\delta^{15}\text{N}$  neste ambiente apresente valores próximos a zero, com isso a tendência de aumento na contribuição de MO aquática, descrita anteriormente para as porções mais superficiais, estaria sendo mascarada pelo sinal isotópico impresso no solo pelas cianobactérias.

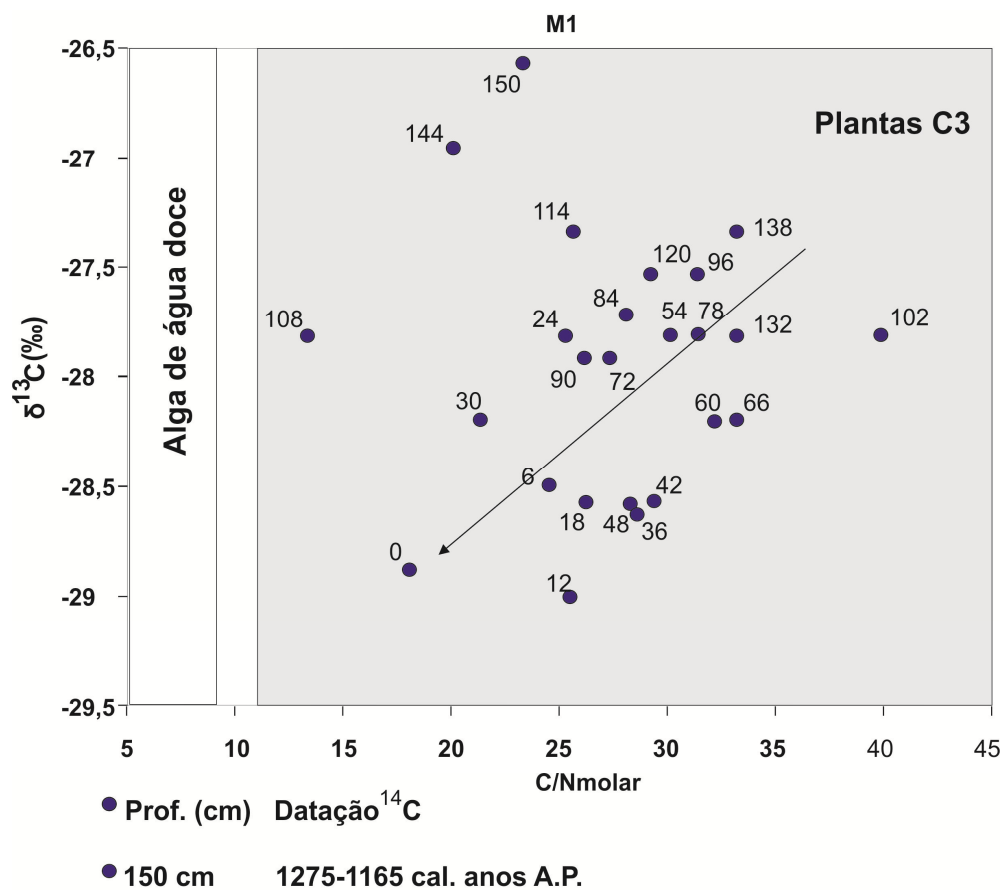


Figura 35. Diagramas da razão  $\delta^{13}\text{C}$  x  $\text{C}/\text{N}_{\text{molar}}$  do perfil sedimentar M1.

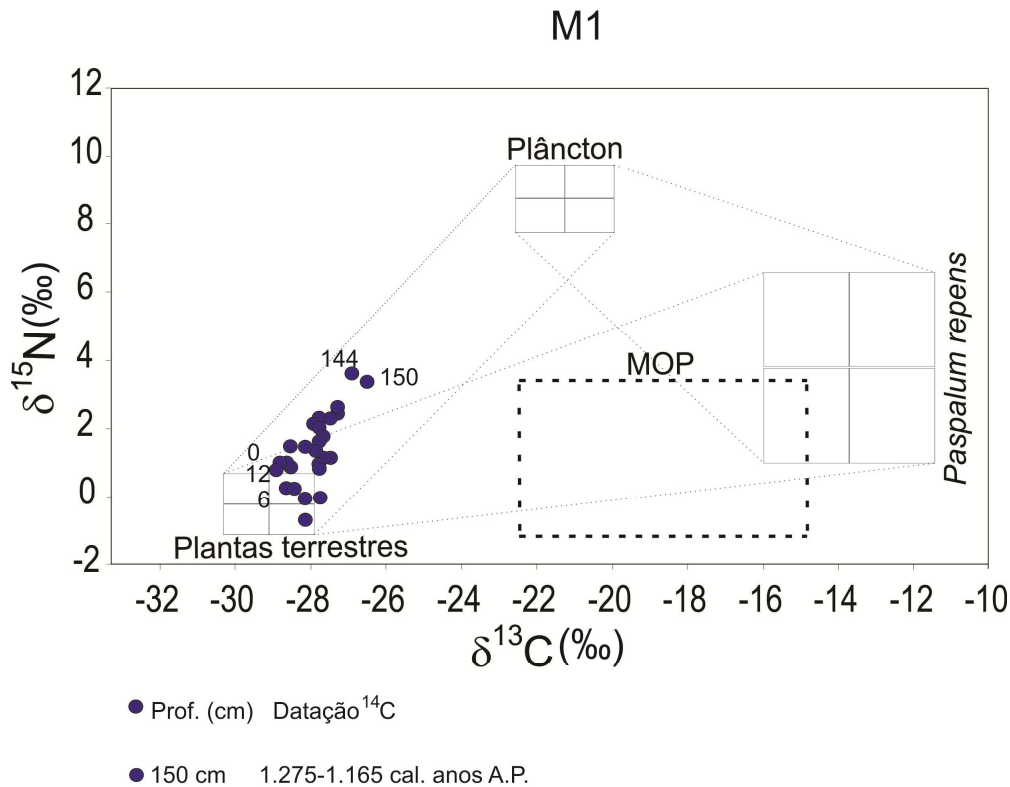


Figura 36. Diagramas da razão  $\delta^{15}\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$  do perfil sedimentar M1.

## 6.8 DESCRIÇÃO DOS PERFIS POLÍNICOS

A Análise palinológica permitiu identificar variações na composição paleobotânica ao longo dos testemunhos sedimentares analisados. De acordo com o conjunto polínico apresentado em cada nível foi possível distinguir diferentes zonas em um mesmo testemunho, da mesma forma que, quando a quantidade de grãos de pólen foi insuficiente para o emprego dos tratamentos estatísticos, eles não foram incluídos no diagrama polínico. Os *taxa* mais representativos encontram-se ilustrados no anexo L.

### *Testemunho LA-A*

Esse testemunho possui 63 cm de comprimento (Figura 37) e apresenta domínio de pólen herbáceo (60-100 %), representados principalmente por Poaceae e Cyperaceae. Quatro zonas de pólen foram distinguidas: LA-AI (60-45 cm, em torno de 3.750-2.900 cal. anos A.P., 7 amostras), Zona LA-AII (45-30 cm, em torno de 2.900-2.000 cal. anos A.P., 6 amostras), Zona LA-AIII (30-7,5 cm, cerca de 2.000-540 cal. anos A.P., 10 amostras) e Zona LA-AIV (7,5-0 cm, cerca de 540 cal. anos A.P.-moderno, 3 amostras).

A Zona LA-AI apresenta conteúdo de pólen razoável, com soma total de pólen de cada amostra entre 100 e 500. As famílias Poaceae (40-72 %) e Cyperaceae (10-30 %) são as mais comuns nesta zona. Grãos de pólen de representantes de manguezal ocorrem em baixos

valores (0-22 %), constituídos por *Rhizophora* (0-20 %) e *Avicennia* (0-5 %). A vegetação de restinga também exibe baixa porcentagem polínica (5-25 %) caracterizada predominantemente por Leguminosae (5-25 %) e Anacardiaceae (0-7 %). Baixos percentuais de pólen de palmeiras (3-7 %) foram registrados, com ênfase no gênero *Mauritia*.

Verifica-se na Zona LA-AII a presença de poucos grãos de pólen e esporos, desta forma eles não foram incluídos no diagrama polínico. Na parte superior desta zona, grãos de pólen herbáceo tornam-se mais frequentes. O início do registro polínico da Zona LA-AIII tem relativo baixo teor de pólen (100-200 pólen contados), sendo representado predominantemente por pólen de ervas, tais como, Poaceae (65-100 %) e Cyperaceae (0-40 %).

A Zona LA-AIV é caracterizada por um aumento significativo no conteúdo de pólen (> 300 pólen contados) com predomínio de Poaceae (40-90 %) e Cyperaceae (5-50 %).

#### *Testemunho LA-B*

O diagrama polínico de LA-B (Figura 38) começa na profundidade de 82 cm, caracterizado pela dominância de pólen herbáceo (30-100 %), sendo a família Poaceae dominante (0-100 %), seguida por Cyperaceae (0-70 %) e Asteraceae (0-50 %). Quatro zonas puderam ser identificadas: LA-BI (82-77,5 cm, 4.500-4.200 cal. anos A.P., 3 amostras); LA-BII (77,5-65 cm; 4.200-3.200 cal. anos A.P., 5 amostras); LA-BIII (65-30 cm, 3.200-520 cal. anos A.P., 14 amostras) e LA-BIV (30-0 cm, 520 cal. anos A.P.-moderno, 11 amostras).

Na Zona LA-BI foi possível a contagem de 100-150 grãos de pólen. Pólen herbáceo (~42 %) e de manguezal (10-40 %) dominam esta zona. Eles são representados por Poaceae (25-30 %), Cyperaceae (10-15%), *Rhizophora* (0-15 %) e *Avicennia* (10-30 %). A Zona LA-BII possui baixo conteúdo polínico caracterizado por Poaceae (22-80 %), Cyperaceae (0-70 %) e Asteraceae (0-10 %). A porcentagem de pólen de manguezal diminui, ficando representado apenas por *Avicennia* (0-25 %).

Ao longo da Zona LA-BIII o conteúdo polínico permanece baixo, os indicativos de presença de manguezal desaparecem e as ervas somam 30 a 100 %, sendo representadas principalmente por Poaceae (30-100 %), Cyperaceae (0-40 %) e Asteraceae (0-35 %). Em relação à Zona LA-BIV, o conjunto de pólen permanece semelhante às zonas anteriores, com dominância de pólen herbáceo (70-100 %).



### *Testemunho LA-D*

Este diagrama de pólen começou na profundidade de 80 centímetros (Figura 39) e consiste de duas zonas de pólen: 80-17,5 cm (7.250-2.200 cal. anos A.P., 26 amostras) e 15-0 cm (2.200 cal. anos A.P.-moderno, 7 amostras). A característica principal deste perfil é a elevada percentagem de pólen de mangue (0-95 %) na Zona LA-DI e sua baixa frequência na Zona LA-DII.

Na Zona LA-DI, o pólen de mangue apresenta maior percentual em relação ao pólen de ervas. Esta zona é dominada por *Rhizophora* (3-84 %) e *Avicennia* (5-61 %), enquanto Poaceae (0-60 %) e Cyperaceae (0-25 %) ocorrem em menores porcentagens. Ao longo de LA-DI ocorre baixo percentual (0-10 %) de pólen típico de *taxa* da floresta costeira amazônica (FCA), como Myrtaceae (0-10 %), Anacardiaceae (0-5 %), Acanthaceae (0-10 %), Malpighiaceae (0-7 %) *Sapium* sp. (0-5 %), Bombacaceae (0-3 %) e Euphorbiaceae (0-3 %).

Zona LA-DII ocorre dominância de pólen herbáceo (85-95 %), representados por Poaceae (75-92 %), Cyperaceae (0-15 %) e Asteraceae (0-5 %). O pólen de mangue (2-15 %) apresenta uma diminuição significativa em percentual, caracterizado por *Rhizophora* (1-10 %) e *Avicennia* (0-15 %).

### *Testemunho LA-E*

Este testemunho possui 150 cm de profundidade (Figura 40), em razão de mudanças marcantes na assembléia polínica foi possível estabelecer quatro zonas polínicas: Zona LA-EI (150-115 cm, 1.150-750 cal. anos A.P., 8 amostras), Zona LA-EII (115-90 cm, 750-500 cal. anos A.P., 4 amostras), Zona LA-EIII (90-40 cm, 500-200 cal. anos A.P., 10 amostras) e Zona LA-EIV (40-0 cm, 200 cal. anos A.P.-moderno, 9 amostras).

Na base da Zona LA-EI, a baixa preservação dos grãos de pólen não possibilitou a obtenção de número suficiente para ser incluído no diagrama polínico. O topo desta zona apresenta predominância de pólen herbáceo, representado por Cyperaceae (31-33 %) e Poaceae (27-45 %), elementos indicativos de manguezal (5-15 %) e de várzea (5-10 %) ocorrem em menores quantidades.

Na Zona LA-EII o predomínio ainda é de pólen herbáceo (45-60 %), mas a representatividade do manguezal é acentuada (35-50 %), com destaque para o gênero *Rhizophora*. Elementos característicos de ambiente de várzea ainda ocorrem em pequenas quantidades (5-10 %).

Grãos de pólen de ervas (70-85 %) e de representantes de várzea (20-35 %) são os mais significantes na Zona LA-EIII, com destaque para Cyperaceae (17-45 %), Poaceae (10-55 %), Asteraceae (2-20 %) e *Alchornea* (8-20 %).

Na Zona LA-EIV ocorre um aumento na representatividade de elementos de várzea (35-45 %), destacando-se os gêneros *Alchornea* (25-37 %) e *Crysophyllum* (0-10 %). Apesar do aumento em grãos de pólen de Asteraceae (5-37 %), a quantidade total de elementos herbáceos (50-65 %) diminuiu devido à redução da representatividade de pólen de Cyperaceae (15-32 %) e Poaceae (3-30 %).

#### *Testemunho S1*

O diagrama polínico S1 inicia na profundidade de 45 cm (Figura 41A), sendo subdividido nas zonas S1-I (45-40 cm, 530-460 cal. anos A.P., 1 amostra) e S1-II (40-0 cm, 460 cal. anos A.P.-moderno, 9 amostras). Não foi possível incluir a análise da Zona S1-I em razão de apresentar quantidade insuficiente de grãos de pólen e esporos. A Zona S1-II é marcada pela dominância de pólen herbáceo, representado principalmente por Cyperaceae (33-55 %), Poaceae (5-50 %) e Asteraceae (0-32 %).

#### *Testemunho S2*

O diagrama polínico de S2 inicia em 35 cm de profundidade (Figura 41B) e é caracterizado por duas zonas. Em sua base, Zona S2-I (35-30 cm, 690-590 cal. anos A.P., 1 amostra) e no topo, S2-II (30-0 cm, 590 cal. anos A.P.-moderno, 7 amostras). Apenas a Zona S2-II apresentou número suficiente de pólen para ser construído o diagrama polínico. Nesta zona observa-se a dominância de pólen herbáceo, representado por Cyperaceae (5-45 %) e Poaceae (20-45 %).

#### *Testemunho HP-A*

O testemunho HP-A, de 32 cm de comprimento não apresenta divisão em zonas (Figura 42A), sendo analisadas 14 amostras desde a sua base até a superfície (643 cal. anos A.P.-moderno), nas quais prevaleceram grãos de pólen herbáceos (80-100 %), representados principalmente por Poaceae (26-75 %), Cyperaceae (10-50 %) e Leguminosae (0-25 %). Um suave aumento em pólen de *Rhizophora* (0-20 %) ocorre em direção à base do testemunho (5-27,5 cm), enquanto que o topo demonstra a atual vegetação herbácea que coloniza a área.

### *Testemunho M1*

As alterações nas assembléias polínicas possibilitam identificar a presença de duas zonas: Zona M1-I (150-95 cm, 1.220 a 760 cal. anos A.P., 23 amostras) e Zona M1-II (95 cm até a superfície, 760 cal. anos A.P.-presente, 38 amostras) (Figura 42B).

No intervalo M1-I dominam os componentes herbáceos (30 a 90 %), representados por Cyperaceae (8-65 %), Poaceae (5-20 %) e, em menor frequência, por Rubiaceae (2-5 %), Amaranthaceae (~2 %), *Mimosa* (2-4 %) e *Borreria* (~2 %). Ainda nesta zona, é possível identificar a presença de pólen de manguezal, representado pela ocorrência do gênero *Rhizophora* (12-85 %), com maior representação próxima do intervalo entre 105 e 97,5 cm (~85 %).

O registro dos grãos de pólen da FCA (3 a 30 %) é representado principalmente pelas famílias Euphorbiaceae (5-20 %), Ericaceae (2-4 %) e Sapindaceae, com aproximadamente 2 %. Ocorre ainda nesta zona grãos de pólen característicos da vegetação de Restinga, tais como Anacardiaceae (<5 %) e Arecaceae (3-6 %).

Na Zona M1-II ocorre o aumento da dominância do manguezal (90 a 95 %), representado predominantemente pelo do gênero *Rhizophora* (80 a 95 %), seguido da menor concentração polínica o gênero *Avicennia* (< 5 %).

A planície herbácea (3 a 30 %) está representada principalmente pela família Cyperaceae (3 a 20 %), Poaceae (3 a 10 %), Amaranthaceae (2 a 4 %), Rubiaceae (~2 %) e pelo gênero *Mimosa* (2 a 4 %).

Ao longo desta zona observa-se ainda a presença de grãos de pólen característicos da FCA, com percentagens de 2 a 8 %, representados por Euphorbiaceae (2 a 7 %), Apocynaceae (~4 %), Myrtaceae (~4 %), Ericaceae (~2 %), Bombacaceae (~2 %) e Sapindaceae (~2 %). Os grãos de pólen característicos da vegetação de restinga (2 a 8 %) são representados pela maior ocorrência da família Malpighiaceae, entre as profundidades 57,5 e 7,5 cm, com a frequência variando de 3 a 8 %, seguido da presença das famílias Anacardiaceae (2 a 6 %) e Arecaceae (2 a 5 %).

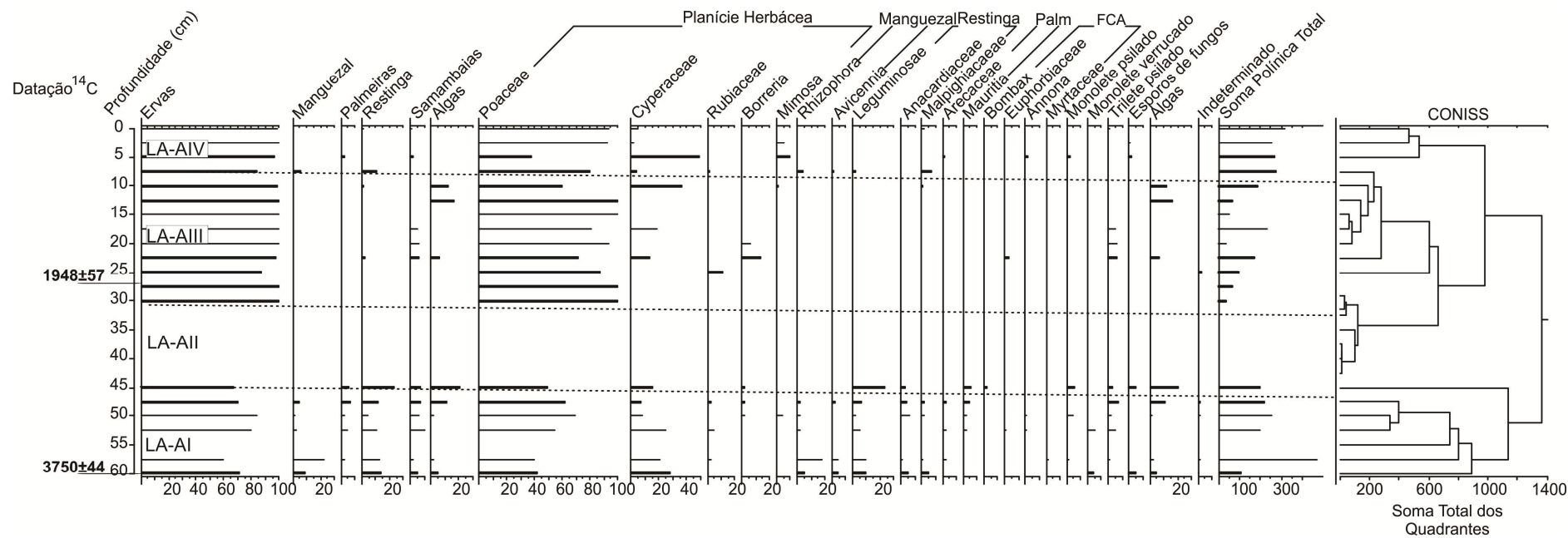


Figura 37. Diagrama polínico do testemunho lacustre LA-A, mostrando os taxa mais representativas e seus agrupamentos ecológicos.

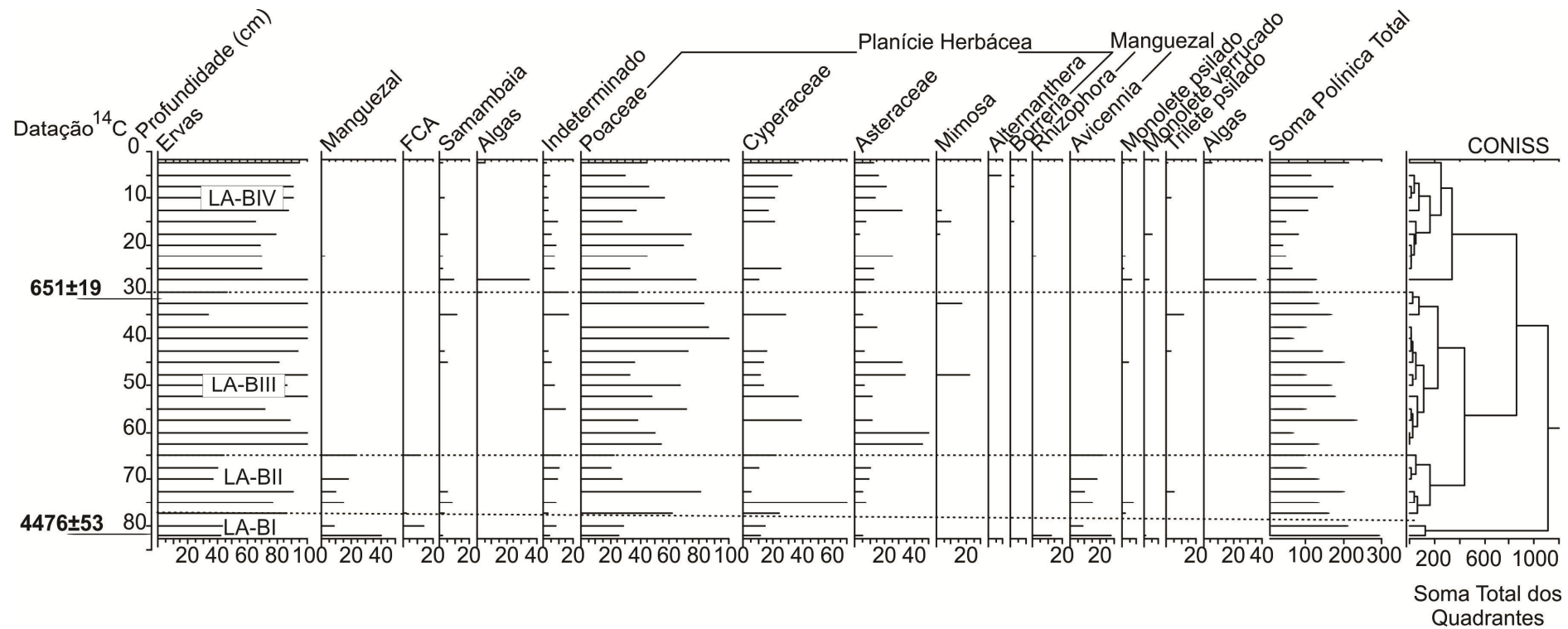


Figura 38. Diagrama polínico do testemunho lacustre LA-B, mostrando os *taxa* mais representativos e seus agrupamentos ecológicos.

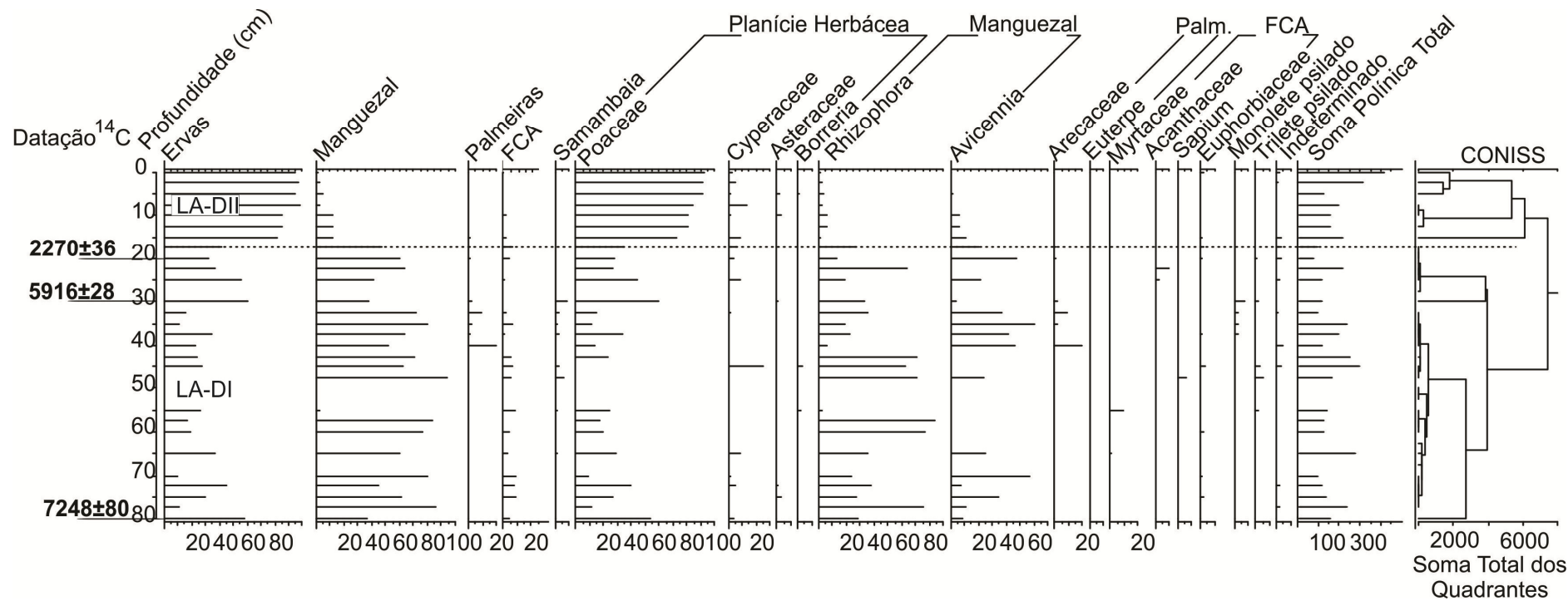


Figura 39. Diagrama polínico do testemunho lacustre LA-D, mostrando os *taxa* mais representativos e seus agrupamentos ecológicos.

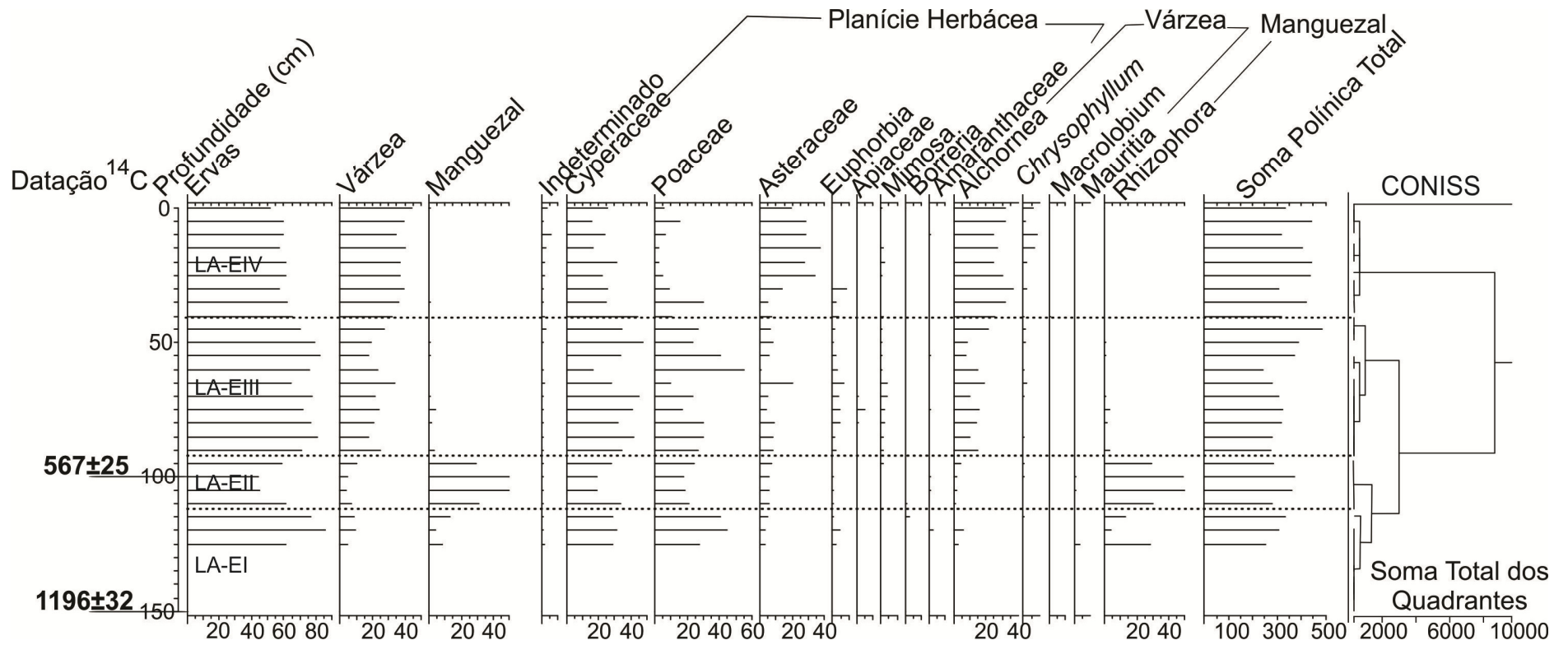


Figura 40. Diagrama polínico do testemunho lacustre LA-E, mostrando os *taxa* mais representativos e seus agrupamentos ecológicos.

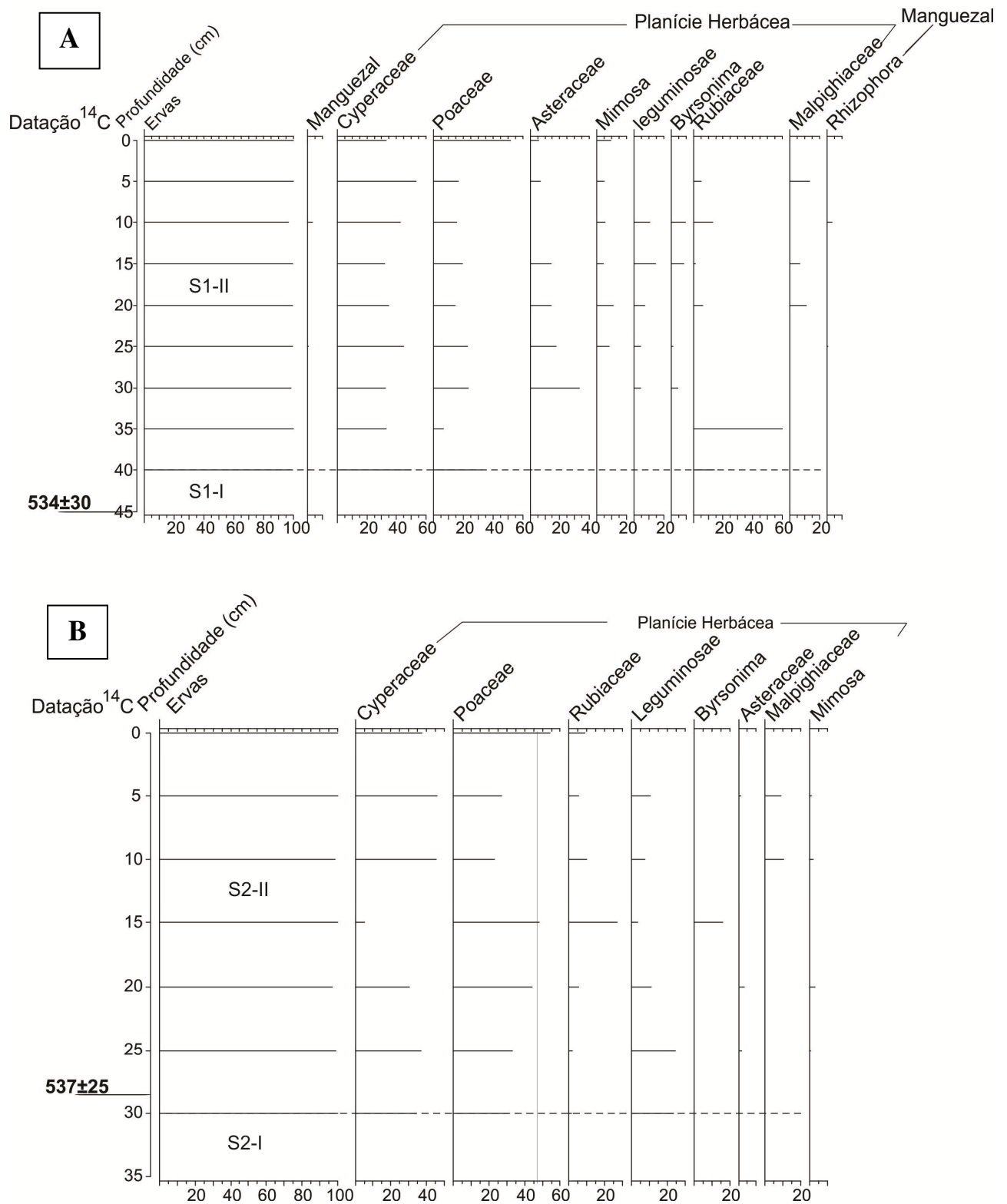


Figura 41. Diagrama polínico dos testemunhos do campo herbáceo: (A) S1 e (B) S2, mostrando as *taxa* mais representativas e seus agrupamentos ecológicos.



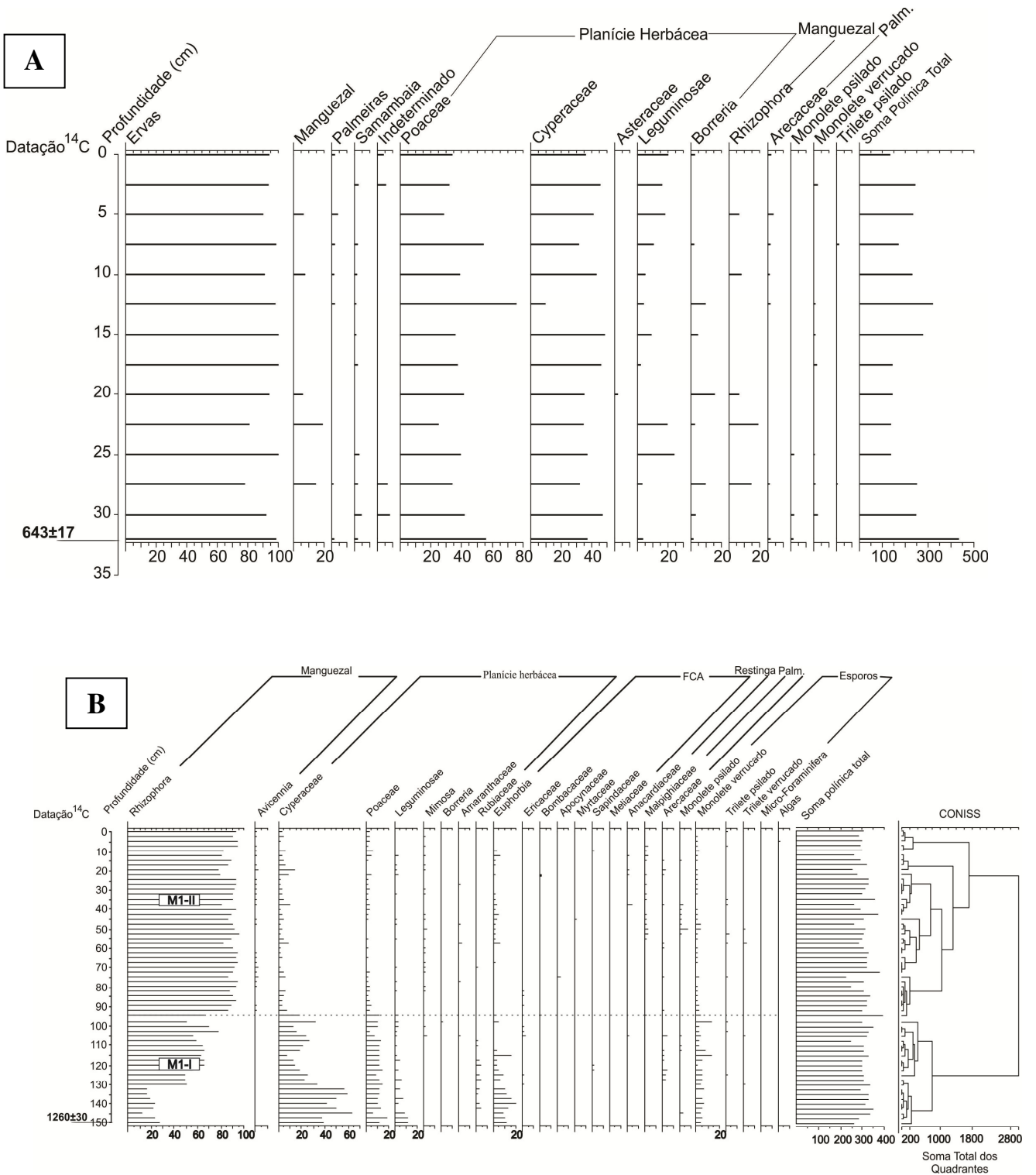


Figura 42. Diagrama polínico dos testemunhos: (A) campo herbáceo HP-A e (B) Manguezal M1.

## 6.9 ANÁLISE DIATOMOLÓGICA

Não foi possível realizar a análise das diatomáceas extraídas dos testemunhos sedimentares em razão da não obtenção de número suficiente de indivíduos para confecção de diagramas diatomológicos. As espécies observadas encontram-se registradas no anexo M.

## 6.10 INTEGRAÇÃO DOS DADOS

A interpretação dos testemunhos sedimentares coletados no Lago Arari permite inferir que o ambiente deposicional desde o início do registro sedimentar aferido no presente trabalho era de relativamente baixa energia, refletido através da acumulação de sedimentos finos, tais como silte-argiloso e silte-arenoso, maciços ou com presença de estruturas sedimentares, tais como *wavy*, lenticular e laminações plano-paralelas.

A estrutura maciça possui inúmeras possíveis causas, incluindo supressão na forma do leito em razão da alta concentração de sedimentos em suspensão (Leeder, 1999) e deposição rápida de sedimentos em suspensão (Tunbridge, 1984; Alexander *et al.*, 2001) associados a ausência de transporte de material por tração durante deposição sedimentar.

Misturas de areia e lama ocorrem em ambientes que experimentam variações na atividade de correntes ou ainda no fornecimento de sedimentos. Isso pode levar a simples alternâncias de camadas entre areia e lama, mas se são formadas marcas onduladas arenosas (*ripples*) devido à atividade de correntes, então uma gama de estruturas sedimentares podem ser formadas, dependendo das proporções de lama e areia: (i) acamamento do tipo *Flaser*, o qual é caracterizado por camadas finas, isoladas de lama em uma matriz arenosa; (ii) acamamento lenticular, composto por *ripples* isoladas, completamente rodeadas por lama e; (iii) a forma intermediária, que possui aproximadamente as mesmas proporções de areia e lama, denominada de acamamento *Wavy* (Reineck & Singh, 1980). As duas últimas estruturas podem ocorrer em ambientes que apresentem condições energéticas relativamente baixas, tais como: lagos e lagunas. Desta forma, as fácies de um lago raso poderão ser similares aos depósitos de uma laguna, com *ripples* intercaladas com lama depositadas por suspensão, sendo necessário então utilizar-se de outros critérios para distinguir os depósitos desses ambientes, tais como as diferenças entre os seus organismos constituintes (Nichols, 2009).

Admitindo-se que os depósitos sedimentares, que apresentam estruturas sedimentares do tipo *wavy* e lenticular, reflitam um fluxo energético mais intenso que os depósitos que contém laminações plano-paralelas ou que são maciços, pode-se afirmar que o momento de maior fluxo energético foi registrado na base do testemunho LA-D (80-60 cm), que

corresponde à idade de 7.250-6.700 cal. anos A.P. (Figura 43). Este intervalo apresenta sedimento silte argiloso com influxos de areia fina formando estruturas do tipo *wavy*. Os valores da razão molar C/N de LA-D obtidos durante este período, que variaram entre 7 e 8, somados à análise integrada de  $C/N_{\text{molar}} \times \delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$  indicam uma mistura de fitoplâncton derivado de algas de água doce e marinha. Estes dados estão em consonância com o diagrama polínico, o qual demonstra a dominância de pólen de *Rhizophora* e *Avicennia*, sugerindo desta forma influência estuarina na área de estudo e desenvolvimento de manguezal na área de drenagem do Lago Arari.

O intervalo seguinte do testemunho LA-D, entre as profundidades 60 e 20 cm (6.700-2.270 cal. anos A.P.) reflete uma diminuição no fluxo energético, o sedimento silte argiloso passa a apresentar acamamento heterolítico lenticular (60-40 cm) e em seguida (40-20 cm) laminações plano-paralelas. Os dados isotópicos e elementares de carbono e nitrogênio continuam a sugerir matéria orgânica derivada de uma mistura de fitoplâncton e leve contribuição de plantas terrestres  $C_3$ . A presença de elementos de manguezal ainda é dominante durante este estágio.

O acamamento heterolítico lenticular também se faz presente na base do testemunho LA-A (63-45 cm), com idade correspondente a 3.750-2.700 cal. anos A.P. (Figura 44) e na base (150-125 cm) de LA-E (idade entre 1.150-815 cal. anos A.P.) (Figura 27) demonstrando que no início desses registros sedimentares o fluxo energético era relativamente mais baixo que em LA-D. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de LA-A são ligeiramente mais enriquecidos em relação aos intervalos analisados no testemunho LA-D, com valores próximos a -23 ‰, provavelmente refletindo uma maior contribuição de vegetação  $C_4$ , conforme evidenciado pela análise integrada dos dados isotópicos e elementares, bem como através da análise palinológica que aponta altas porcentagens de elementos herbáceos neste período e raras ocorrências de pólen de *Rhizophora* e *Avicennia*.

No intervalo seguinte de LA-A, entre 45-20 cm (2.700-1.440 cal. anos A.P.) o fluxo de energia se torna ainda mais baixo, favorecendo apenas a formação de laminações plano-paralelas. A preservação de pólen se torna inadequada entre 45-30 cm, e, em seguida (30-20 cm) o diagrama polínico passa a ser representado predominantemente por pólen herbáceo, o que também é refletido na assinatura isotópica da matéria orgânica, que para este intervalo mostra tendência de aumento da contribuição de plantas  $C_4$ .

Com relação ao testemunho LA-E, no intervalo entre 115-90 cm (750-500 anos A.P.) a sedimentação passa a ocorrer sob condições energéticas baixas, refletida na deposição de lama

maciça. O aumento considerável na porcentagem de pólen de *Rhizophora* (35-50 %) registrado nesse intervalo de tempo sugere um aumento na salinidade da água intersticial e expansão de áreas ocupadas por manguezal próximo a bacia de drenagem do Lago Arari. A partir de então os ecossistemas de água doce representados pelos campos herbáceos e várzea voltam a expandir e os manguezais praticamente desaparecem do registro sedimentar.

A base do testemunho LA-B, entre 82-72 cm (4.500-3.760 cal. anos A.P.) (Figura 45), também registra condições energéticas relativamente mais elevadas e a influência estuarina no local de estudo, que se caracterizam pela formação de estrutura sedimentar do tipo *wavy*, presença de pólen de manguezal e assinatura isotópica mostrando que as fontes de matéria orgânica são algas de água doce e marinhas. A diminuição no fluxo de energia nos intervalos seguintes é refletida através de mudanças nas estruturas preservadas no sedimento, que passa a ser plano-paralela entre 72 e 20 cm (3.760-380 cal. anos A.P.) e, em seguida não mais são formadas, sendo o sedimento caracterizado como lama maciça. O diagrama polínico é representativo de campo herbáceo, entretanto os dados isotópicos continuam a refletir forte contribuição de fitoplâncton, principalmente marinho.

O testemunho lacustre que mostrou a maior influência marinha foi o LA-C (Figura 46), que apresentou condições de deposição sedimentar com fluxo de energia relativamente baixo, com laminações plano-paralelas desde a sua base (50 cm) até 40 cm e, em seguida seu sedimento foi classificado como lama maciça. A constituição de fitoplâncton marinho e as plantas  $C_4$  vão se acentuando por volta de 5.300 anos A.P. até o moderno.

Desta forma, observam-se diferenças entre o início e o fim do registro dos episódios de oscilações no fluxo de energia nos diferentes pontos amostrado no Lago Arari, mas que de maneira geral apontam para a diminuição ainda mais acentuada no fluxo energético e na área de manguezal por volta de 3.000-2.000 cal. anos A.P.

Os manguezais são ambientes altamente dinâmicos, podendo expandir rapidamente ou encolher em resposta às mudanças climáticas (Blasco *et al.*, 1996; Behling *et al.*, 2001a). Se essas mudanças implicarem em alterações na salinidade da água da maré, substituições entre esse ambiente deposicional e a várzea podem ser esperadas, uma vez que apesar de ambos os ecossistemas se desenvolverem em condições climáticas e hidrológicas semelhantes, os manguezais são mais tolerantes à salinidade do que a vegetação de várzea (Gonçalves-Alvim *et al.*, 2001). Este cenário tem sido observado na costa do Amapá (Guimarães *et al.*, 2010). Entretanto, os diagramas polínicos analisados no Lago Arari indicam que foram os campos herbáceos que se instalaram na área em substituição aos manguezais.

A vegetação de várzea é adaptada às condições de inundação, causada pelo fluxo diário das marés. Seus elementos florísticos possuem mecanismos de regulação osmótica da água, permitindo suas raízes e seus caules conviverem com pelo menos 12 horas de inundação a cada dia, inclusive com certo grau de salinidade (Almeida, 1996). Os solos de várzeas apresentam pouco ou nenhum desenvolvimento do perfil e estão representados pelas ordens dos Neossolos Flúvicos, Gleissolos, Organossolos e Vertissolos, podendo ser eutróficos ou distróficos, dependendo de sua localização topográfica e da qualidade das águas que os inundam (Victória *et al.*, 1989). É importante destacar que a manutenção desse ecossistema está relacionada às frequentes inundações das águas dos rios de água branca ou barrenta, que são responsáveis por trazer os nutrientes necessários para a sua manutenção (Irion, 1984).

A deposição de sedimentos, formação de bancos e colonização pioneira são processos muito dinâmicos nas várzeas amazônicas (Kalliola *et al.*, 1991). As primeiras formas de vida vegetal a colonizar os bancos de sedimentos recém depositados são as ervas aquáticas pioneiras, especialmente gramíneas e ciperáceas, que se encarregam de cobrir o solo e fixar o sedimento. Logo depois a sucessão se inicia com a colonização de plantas lenhosas, como os arbustos, lianas e ervas rizomatosas arborescentes, que aumentam a cobertura vegetal do solo e consolidam o serviço iniciado pelas pioneiras.

Diante desse cenário poderia ser levantada a seguinte hipótese: os atuais campos herbáceos são os estágios iniciais de sucessão primária dos sedimentos holocenos que devem ser naturalmente substituídos por vegetação de várzea. Entretanto, em razão do período em que os campos herbáceos estão presentes na ilha, provavelmente essa proposição não se sustente. A permanência dos campos herbáceos na margem leste da Ilha de Marajó mesmo sob condições climáticas favoráveis à instalação de floresta não pode ser atribuída somente às condições hidrológicas (longos períodos de alagamento) e ao tipo de sedimentos (hidromórficos e inconsolidados), é mais provável que o fator limitante seja a falta de aporte nutricional advindo dos rios, uma vez que grande parte da rede de drenagem do setor leste da Ilha de Marajó é efêmera.

Com relação à dinâmica da distribuição da vegetação e das mudanças na contribuição relativa do aporte de matéria orgânica em uma área de manguezal no litoral leste da Ilha de Marajó, o testemunho M1 permitiu a delimitação de duas fases: fase 1 (> 1.200 até 760 cal. anos A.P.), caracterizada pelo predomínio de vegetação herbácea e fase 2 (760 cal. anos A.P. até o presente), marcada pela expansão das florestas de manguezal (Figura 47).

A fase 1, registrada na base de M1 (150-95 cm), sugere que o ambiente era colonizado predominantemente por ervas, representadas principalmente por Cyperaceae e Poaceae, além da presença de manguezal. A análise de  $C/N_{\text{molar}}$  conjuntamente com o  $\delta^{13}\text{C}$  atesta o predomínio de MO continental derivada de plantas terrestres de metabolismo  $C_3$ , o que corrobora com os valores isotópicos da maioria das ervas que atualmente colonizam a região leste da Ilha de Marajó (Lima, 2008) e também encontra apoio na presença de *Rhizophora*, que deve ter contribuído para o empobrecimento do sinal isotópico.

Durante este período, os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  são levemente maiores que na fase subsequente. A quantidade relativamente baixa de matéria orgânica preservada (1-2 %) é sugestiva de um ambiente mais exposto ao ar atmosférico, onde ocorriam eventuais entradas de fluxos de água, atestadas pela formação de pacotes de silte lamoso com lentes milimétricas de argila. Os baixos valores de matéria orgânica no testemunho M1 no período entre 1.200-850 anos cal. A.P. podem ser atribuídos também à vegetação formada predominantemente por ervas, uma vez que ao final dessa fase, onde se inicia a expansão dos manguezais, ocorre um aumento na concentração relativa de carbono orgânico total (4-12 %).

A fase 2 é caracterizada pela expansão dos manguezais, formados por bosques de *Rhizophora* com algumas árvores do gênero *Avicennia*. A relação  $C/N_{\text{molar}}$  e os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  sugerem que a matéria orgânica sedimentar é influenciada pela atividade bacteriana. A clara tendência de diminuição nos valores de  $C/N_{\text{molar}}$  indicando um aumento na contribuição de matéria orgânica de origem aquática é confirmada pela relação  $\delta^{13}\text{C} \times C/N_{\text{molar}}$ , demonstrando que ocorre um aumento na contribuição da MO originada de algas lacustres. Próximo à superfície (~10 cm) é possível observar que os valores da relação  $C/N_{\text{molar}}$  apontam para um aumento no fluxo de matéria orgânica de origem aquática. O aumento da influência aquática nessa fase pode também ser evidenciado por meio da coluna estratigráfica que apresenta uma predominância de sedimentos silte-arenosos, com laminação plano-paralela e algumas lentes milimétricas de argila que podem ter sua origem associada às planícies de maré.

O aumento de energia no local intensifica o processo de lavagem pela ação das marés o que pode acarretar no aumento da exportação da matéria particulada (detritos das plantas) do manguezal, entretanto, uma vez que as frações de nitrogênio são encontradas em baixa concentração na matéria particulada, a perda desse elemento é reduzida (Lovelock *et al.*, 2006). Com isso, os valores da relação molar  $C/N$  tendem a diminuir, conforme observado em M1.

Em virtude do início do registro em M1 corresponder a aproximadamente 1.200 cal. anos A.P. não foi possível comparar o momento de maior fluxo energético percebido na porção centro-oriental da ilha com as condições apresentadas pelo litoral neste intervalo de tempo. No período em que a expansão dos bosques de manguezal se iniciou na região costeira do Marajó as condições hidrodinâmicas e físico-químicas na porção central da ilha não mais eram favoráveis ao desenvolvimento desse ecossistema, pelo menos na área de drenagem do Lago Arari, razão esta pela qual os grãos de pólen indicativos de manguezal não estão presentes nos diagramas polínicos lacustres neste intervalo de tempo. A exceção, conforme discutido anteriormente, foi registrada no diagrama polínico de LA-E que no intervalo ~750-500 anos A.P. revelou a não total substituição dos manguezais pelos atuais campos herbáceos. O fato de a taxa de sedimentação registrada em LA-E (0,8-1,6 mm/ano) ser relativamente maior que as demais registradas no lago (0,03-0,47 mm/ano) pode ter favorecido a preservação dos sinais indicativos de mudanças na vegetação, uma vez que taxas de sedimentação relativamente baixas dificultam a identificação de curtos episódios de desenvolvimento da vegetação e de preservação de pólen ao longo dos testemunhos.

Os perfis polínicos das áreas amostradas que são colonizadas por campo herbáceo (HP-A, S1 e S2) sustentam essa interpretação, pois apresentam grãos de pólen típicos de vegetação herbácea, desde aproximadamente 700 cal. anos A.P., exceto o diagrama polínico apresentado pelo testemunho HP-A, que registrou em sua base grãos de pólen de *Rhizophora*. Portanto, pode-se afirmar que a vegetação herbácea, atualmente presente nos arredores do Lago Arari prevaleceu pelo menos desde o início desses registros, sem implicar, no entanto, na ausência total de algum remanescente de manguezal em regiões próximas ao limite de sua bacia de drenagem.

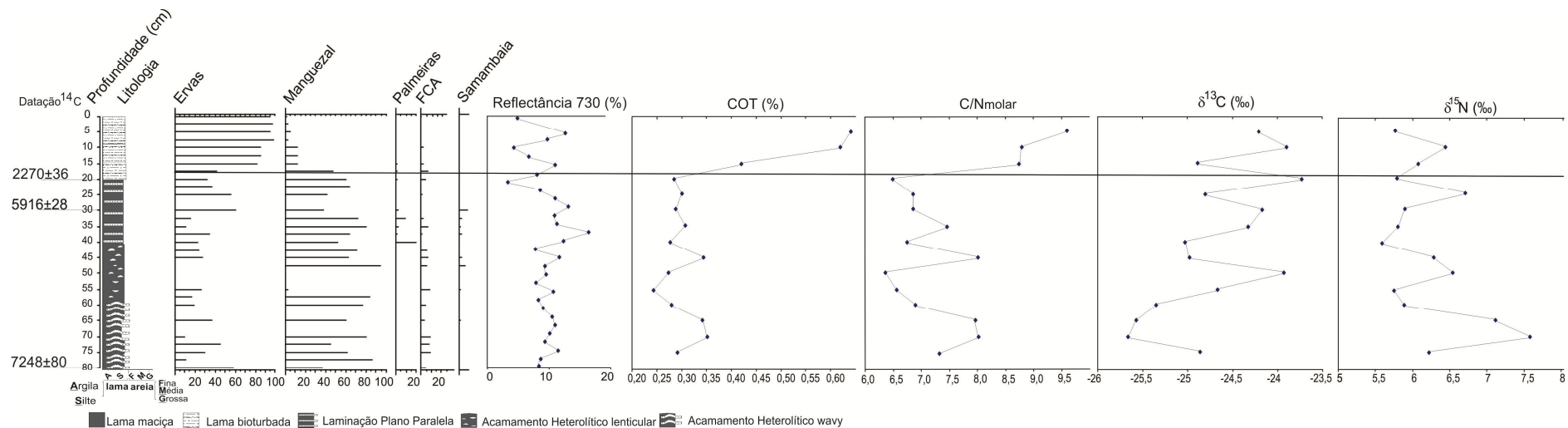


Figura 43. Integração da descrição litológica, perfil polínico e valores de reflectância, COT,  $C/N_{molar}$ ,  $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$  de LA-D.

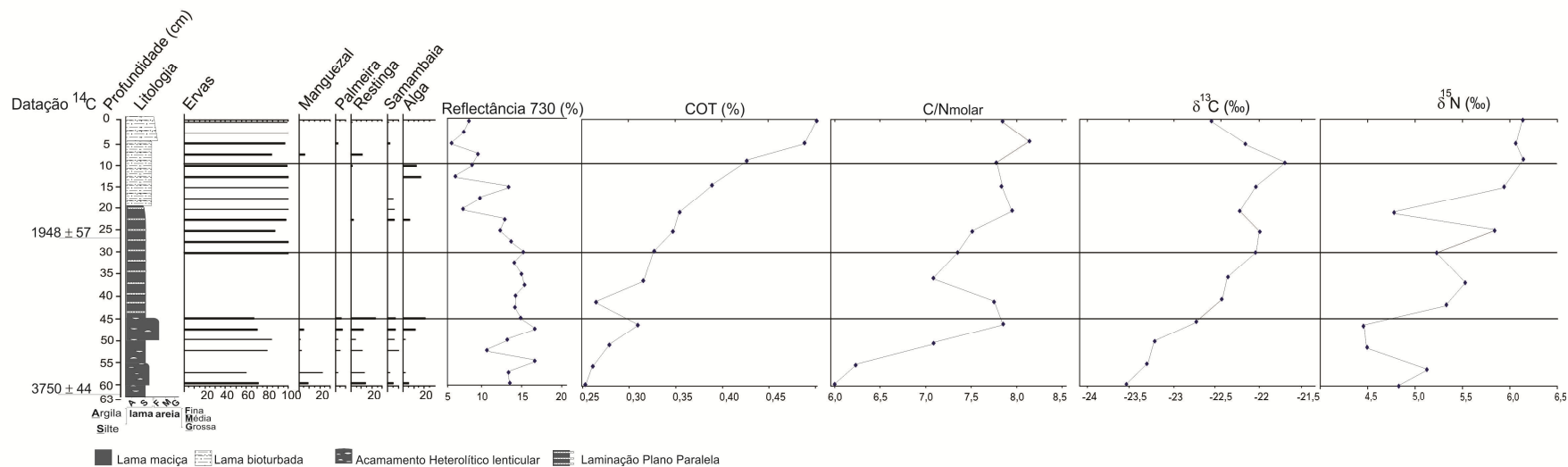


Figura 44. Integração da descrição litológica, perfil polínico e valores de reflectância, COT,  $C/N_{molar}$ ,  $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$  de LA-A.



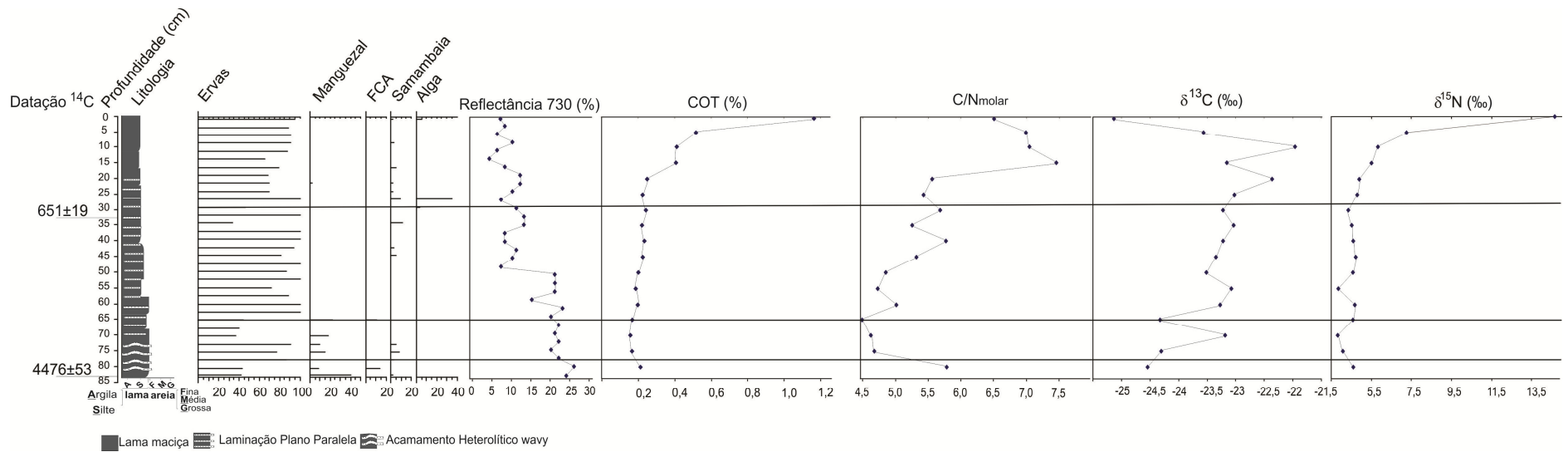


Figura 45. Integração da descrição litológica, perfil polínico e valores de reflectância, COT,  $\text{C/N}_{\text{molar}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  de LA-B.

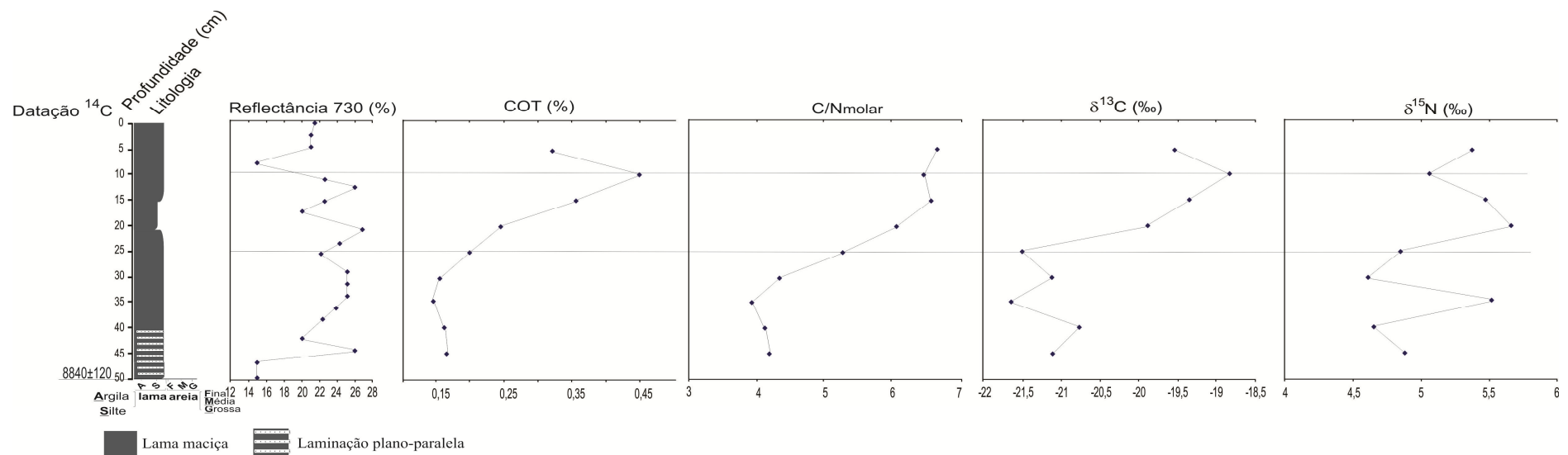


Figura 46. Integração da descrição litoestratigráfica e valores de reflectância, COT,  $\text{C/N}_{\text{molar}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  de LA-C.

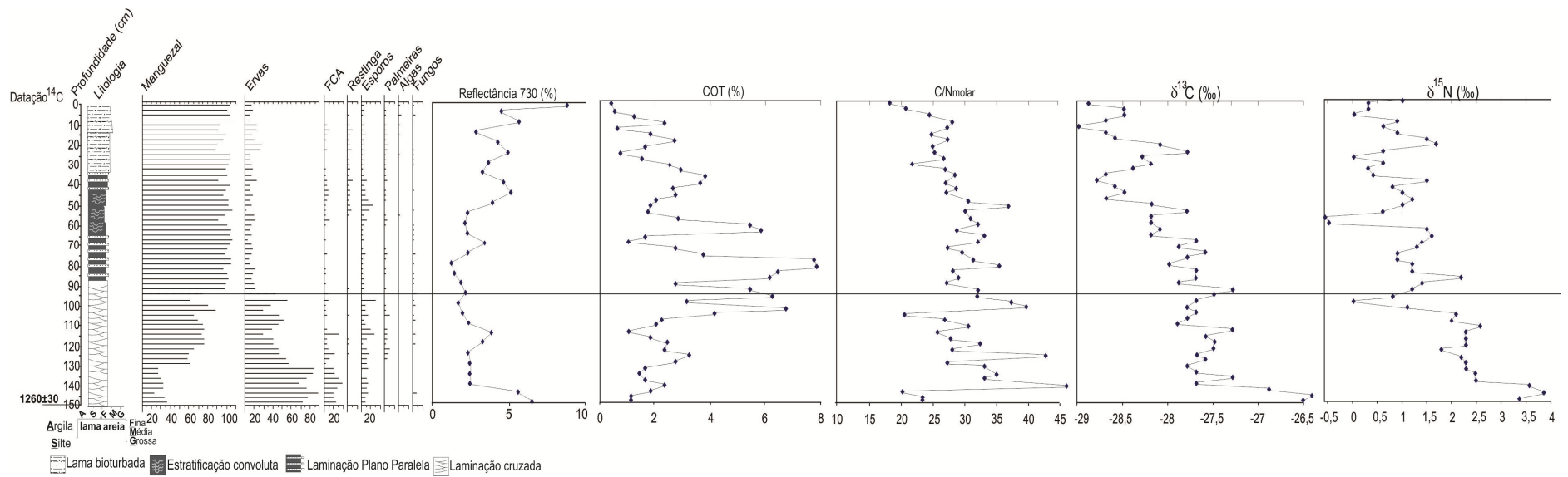


Figura 47. Integração da descrição litológica e valores de reflectância, COT,  $C/N_{\text{molar}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  de M1.

## 6.11 MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA ILHA DE MARAJÓ DURANTE O HOLOCENO: TRANSIÇÃO LAGUNA/LAGO

O ambiente deposicional revelado no início do registro sedimentar (7.250-6.700 cal. anos A.P.) infere que a área de estudo tratava-se de um ambiente transicional estuarino, de baixa energia. O local de estudo nunca deixou de ser um ambiente aquático, de energia relativamente baixa. Entretanto, os depósitos sedimentares do fundo do Lago Arari registraram mudanças na composição florística na área da bacia de drenagem desse lago que pode ser interpretada como uma retração na área do manguezal e expansão dos campos herbáceos por volta de 2.306-2.234 cal. anos A.P. Os registros sedimentares obtidos no entorno do Lago Arari (HP-A, S1 e S2) apontam que desde no mínimo 700 cal. anos A.P. essa área já estava praticamente fora de qualquer influência de água salgada/salobra. Atualmente o ambiente em estudo é um sistema lacustre alimentado pela água da chuva e influenciado por influxos sazonais de água doce derivados de seu sistema de drenagem, com matéria orgânica derivada predominantemente de algas de água doce e registro polínico representado pelo campo herbáceo que coloniza a área no entorno do lago.

A natureza silte-argilosa dos depósitos sedimentares confirma a condição de baixo fluxo de energia da área de estudo, entretanto as estruturas sedimentares presentes nos níveis mais basais dos testemunhos inferem que o nível energético era relativamente maior em comparação com as porções superficiais. Embora essas estruturas, isoladamente, não possam definir o tipo de ambiente deposicional, é importante perceber que as mudanças no padrão de deposição tendem a acompanhar as alterações na composição vegetal e encontram correlação com as modificações observadas na composição da MO preservada. Desta forma, é plausível considerar que elas estejam acompanhando as modificações ambientais sugeridas pelas assinaturas isotópicas dos perfis sedimentares e pela vegetação. Com isso, propõem-se um modelo para a evolução da área de estudo, onde as condições apresentadas no período de 7.328-7.168 até 2.306-2.234 cal. anos A.P. podem ser atribuídas a um ambiente lagunar, que comportava extensas áreas de manguezal ao seu redor. Posteriormente, entre 2.306-2.234 até ~500 cal. anos A.P., em razão da diminuição do influxo de água salina/salobra na área de estudo, ocorreu a substituição da vegetação de manguezal, até então dominante, pelos atuais campos herbáceos e, na sequência, ocorreu estabelecimento do atual Lago Arari, no qual a matéria orgânica acumulada possui forte contribuição de algas de água doce (Figura 48).

Desta forma, os testemunhos sedimentares analisados no presente trabalho registraram o início do estabelecimento da laguna e a posterior transição para o atual lago de acordo com uma diminuição da influência marinha.

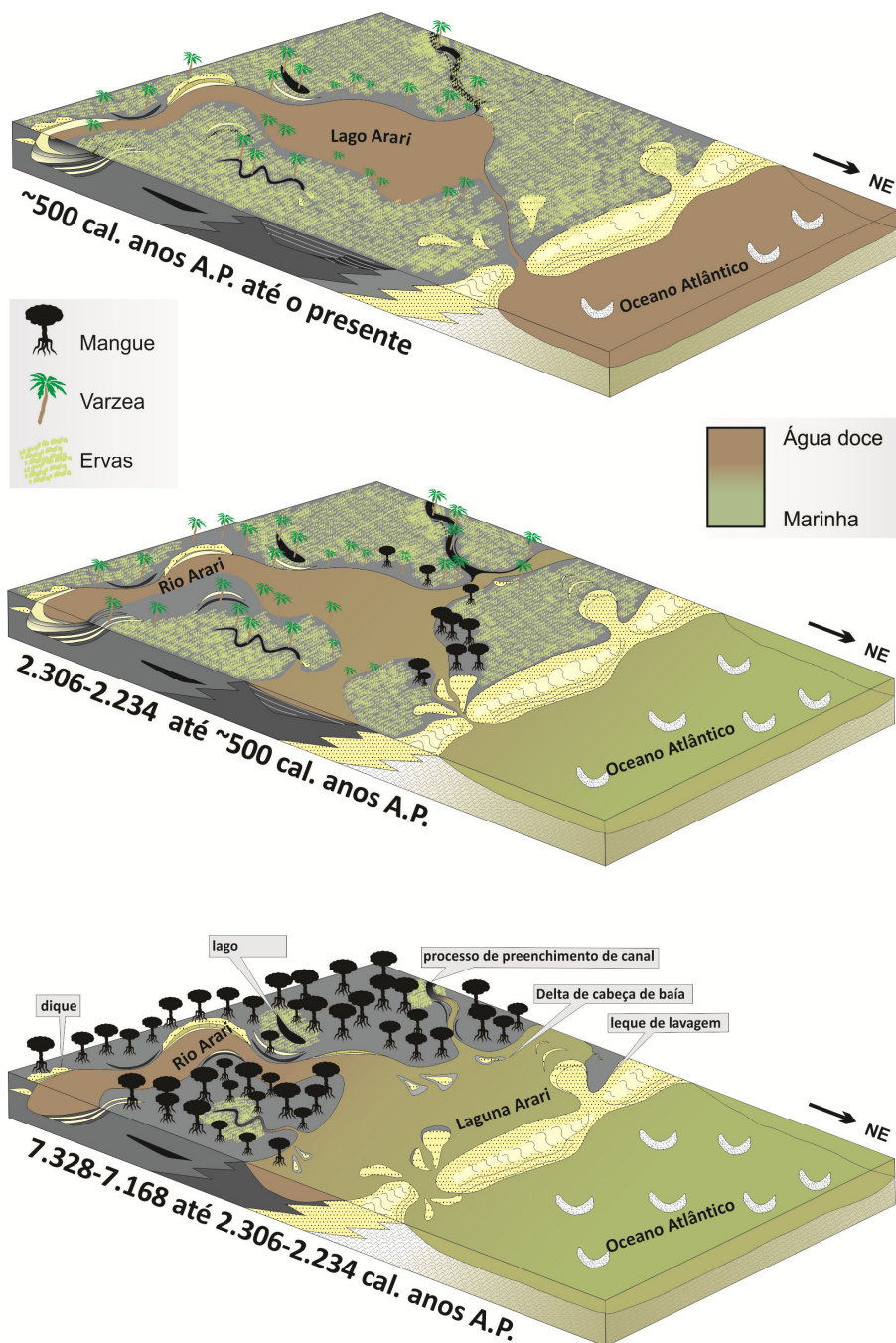


Figura 48. Representação esquemática das fases sucessivas de acumulação sedimentar e mudanças na vegetação na área de estudo de acordo com a influência dos gradientes salinos de água doce/salgada.

Estudos de Miranda *et al.* (2009) conduzidos 14 km distante do Lago Arari indicaram progressivo aumento na influência marinha durante o Holoceno, sugerindo uma máxima transgressão em 10.500 anos A.P. Essa interpretação é consistente com o aumento eustático do nível do mar durante o último período glacial, quando o sistema lagunar teria se desenvolvido, permanecendo ativo até o Holoceno, quando, segundo a autora, em razão da progradação de 45 Km da linha de costa para o norte, ocorreu a substituição da laguna pelo atual Lago Arari.

Entretanto, apenas a progradação da linha de costa não pode justificar a transição manguezal/planície herbácea observada na bacia de drenagem do Lago Arari por volta de 2.306-2.234 cal. anos A.P., pois atualmente o litoral da Ilha de Marajó é principalmente colonizado por vegetação de água doce. Portanto, provavelmente, durante o desenvolvimento da laguna, não apenas o centro da ilha esteve mais exposto ao mar, mas também a salinidade da água era maior do que nos dias atuais.

## 6.12 RELAÇÃO ENTRE TECTÔNICA E MUDANÇAS NA VEGETAÇÃO

Movimentos tectônicos podem produzir considerável subsidência ou soerguimento de zonas costeiras, em escala local à regional, gerando conjuntamente com outras variáveis mudanças no NRM (Emery & Aubrey, 1991; Mörner, 1999; Church & Coe, 2003). A tectônica pode controlar a evolução de estuários, tendo grandes implicações para a reconstrução da paleogeografia e do histórico de alterações do nível relativo do mar no norte do Brasil. Recentes pesquisas (Rossetti *et al.*, 2007; 2008a,b) revelaram que um antigo sistema estuarino esteve ativo na Ilha de Marajó até o limite Pleistoceno-Holoceno, quando a ilha foi separada do continente, em decorrência de reativação de falhas tectônicas ocorridas durante o Holoceno (Costa & Hasui, 1997; Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti *et al.*, 2007). Esses eventos teriam promovido a subsidência do leste da ilha que progressivamente foi estabilizado, promovendo uma complexa história de estabelecimento e abandono de canais e barras (Rossetti *et al.*, 2008). Tal processo favoreceu a inundação sazonal desta região da ilha, tornando a área inadequada para o crescimento de florestas, que conseguem se estabelecer apenas nas áreas topograficamente mais elevadas, encontradas sobre os paleocanais. Por sua vez, o processo de abandono dos canais propicia o desaparecimento das florestas de várzea na margem dos canais. Rossetti *et al.* (2007) relataram que o contato entre florestas e savanas na Ilha de Marajó ocorre ao longo de zonas de falhas reativadas durante o Quaternário Tardio.

Rossetti *et al.* (2010), considerando a influência da topografia (Tuomisto *et al.*, 1995; Vormisto *et al.*, 2004), solo (Tuomisto & Ruokolainen, 1994) e geologia (Räsänen *et al.*,

1990; Van der Hammen *et al.*, 1992) para justificar a distribuição das espécies, propuseram que a história do sistema de drenagem abandonado teve um papel crucial no crescimento das árvores na Ilha de Marajó, uma vez que as florestas de terra firme estão se expandindo de oeste para leste, preferencialmente ocupando paleocanais e substituindo as savanas.

Desta forma, os autores se valeram de processos físicos para explicar a transição de terra firme para várzea na Ilha de Marajó. Entretanto, esses mecanismos não podem ser usados para explicar certas migrações das florestas alagáveis (p.ex. várzea/manguezal ou ervas/manguezal) quando as superfícies são inundadas por água doce do rio ou da chuva, pois não existe uma fonte salina para concentrar o sal no sedimento, e a salinidade é um parâmetro físico químico essencial para a sobrevivência dos manguezais (Hesse, 1961; Baltzer, 1970; 1975; Snedaker, 1982; McKee, 1993; Lacerda *et al.*, 1995; Pezeshki *et al.*, 1997; Clark *et al.*, 1998; Matthijs *et al.*, 1999; Youssef & Saenger, 1999; Alongi *et al.*, 1999; 2000).

### 6.13 IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E VARIAÇÕES NO NÍVEL RELATIVO DO MAR NO LITORAL PARAENSE

Os manguezais da costa norte brasileira compõem um sistema de zonas úmidas que se estendem por quase 480 km e abrangem uma das maiores áreas de manguezal do mundo (Kjerfve & Lacerda, 1993; Fernandes, 2003) com cerca de 8.900 km<sup>2</sup> (Kjerfve & Restrepo, 2002). Com relação aos manguezais da costa do Pará, eles estão distribuídos em uma vasta extensão de planície lamosa com gradientes de 1:3000, dentro de variações topográficas de 1 a 2,4 m acima do nível médio do mar (Cohen *et al.*, 2005a) e colonizam substrato com salinidade da água intersticial entre 6 e 80 ‰ (Lara & Cohen, 2006). A atual faixa de manguezal da costa paraense é interrompida no litoral da Ilha de Marajó, onde predomina a vegetação de várzea que tende a colonizar áreas alagadas por água doce.

Estudos palinológicos desenvolvidos ao longo do litoral paraense registraram diferentes momentos da instalação desse ecossistema durante o Holoceno Médio ao Tardio (Behling, 2001; Behling & Costa, 2001; Behling *et al.*, 2001; 2004; Senna, 2002; Rodrigues, 2007). De acordo com esses autores, o início do desenvolvimento dos manguezais tem relação com o aumento no nível do mar pós-glacial, pois seu desenvolvimento e estabilização necessitam de condições particulares em relação à frequência de inundação, salinidade da água intersticial, fluxo de energia, dentre outras (Lugo & Snedaker, 1974; Krauss *et al.*, 2008). Desta forma, em razão da interação: flutuação do nível do mar e variações na descarga fluvial, ocorridas durante o Holoceno, a presença dos manguezais não ocorreu de forma contínua nos registros sedimentares, houve momentos de expansão e retração desse

ecossistema de acordo com a frequência de inundação da maré, que foi influenciada pelos episódios transgressivos e regressivos percebidos no litoral norte brasileiro, e da salinidade dessas águas, que tem relação direta com as mudanças na precipitação pluviométrica que afetaram a descarga de água doce dos rios (Cohen *et al.*, 2008).

Diferentes autores, como Chappell (1990) e Crooks & Turner (1999) já haviam proposto que flutuações no NRM produzem alterações na distribuição dos ecossistemas costeiros. Uma consequência direta do aumento do nível de mar nesses ambientes seria o aumento na frequência de inundação ou inundação permanente, mudanças na salinidade do solo e erosão costeira (Pernetta, 1993; Snedaker, 1993; Field, 1994). Desta forma, um aumento no NRM pode resultar na sucumbência dos manguezais (Blasco *et al.*, 1996). Caso esse aumento seja relativamente lento (por exemplo, 10-15 mm/ano - Woodroffe, 1990) pode haver uma adaptação das plantas através das modificações no padrão de zonação (Blasco *et al.*, 1996) ou mesmo em sua migração para cotas topograficamente mais elevadas (Cohen & Lara, 2003; Cohen *et al.*, 2005a).

Os dados obtidos no presente trabalho indicam que a Ilha de Marajó, atualmente inundada basicamente por água doce e colonizada principalmente por campos e várzeas, esteve sob forte influência marinha e extensa colonização de manguezais durante o Holoceno Inferior e Médio. Provavelmente, durante esse período, o rápido aumento pós-glacial do nível do Oceano Atlântico (Van der Hammen, 1963; Roeleveld, 1969; Suguio *et al.*, 1985; Tomazelli, 1990; Angulo & Lessa, 1997; Rull *et al.*, 1999; Angulo *et al.*, 1999; 2008; Hesp *et al.*, 2007) produziu incursões marinhas continente a dentro, gerando salinização das águas e, conseqüentemente, possibilitou o desenvolvimento de manguezais entre 7.328-7.168 e 2.306-2.234 cal. anos A.P.

Embora durante o Holoceno Inicial/Médio existisse uma ampla conexão entre a antiga laguna e o mar (Figura 47), apenas a componente aumento do nível relativo do mar não pode ter sido suficiente para produzir uma incursão marinha na ilha, pois durante os últimos 5 mil anos, o nível relativo do mar não apresentou significativas alterações na costa norte brasileira (Cohen *et al.*, 2005a; Souza Filho *et al.*, 2006), e a descarga de água doce dos rios atuais tem mantido uma baixa salinidade das águas que inundam a Ilha de Marajó (0-6 ‰, Santos *et al.*, 2008). Portanto, durante o Holoceno Inicial/Médio a descarga fluvial deve ter sido menor do que a atual e o aumento pós-glacial do nível do mar produziu, diante de uma menor influência fluvial, um aumento na salinidade das águas.

Considerando o sistema fluvial como um integrador da precipitação pluvial sobre grandes áreas (Amarasekera *et al.*, 1997), variações da descarga do Amazonas durante o Holoceno podem ser consequência das mudanças nas taxas de chuvas. Então, a proposta de descarga fluvial relativamente menor durante o Holoceno Inicial/Médio pode ser consequência de períodos secos registrados em diferentes partes da América do Sul. Por exemplo, as condições climáticas nos Andes tropicais entre 9.200 e 4.400 cal. anos A.P. foram significativamente mais secas do que as atuais (Seltzer *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1995; 2000; Moy *et al.*, 2002; Paduano *et al.*, 2003). Baker *et al.* (2001) demonstrou que o máximo de aridez e baixo nível do Lago Titicaca ocorreram entre 8.000 a 5.500 cal. anos A.P. No leste dos Andes bolivianos, a substituição de florestas por ecossistemas dominados por gramíneas ocorreu entre 10.000 e 4.000 cal. anos A.P. (Mourguiart & Ledru, 2003). Registros paleoecológicos dos lagos na Amazônia do Peru e da Bolívia indicam um evento seco entre 7.200 cal. anos A.P. e 3.300 cal. anos A.P. (Bush *et al.*, 2007). Na Amazônia equatoriana, períodos de severa estiagem causaram significativas mortalidades de árvores entre 8.700 e 5.800 cal. anos A.P., e depois de 5.800 cal. anos A.P. ocorreram condições que permitiram o desenvolvimento de florestas maduras (Weng *et al.*, 2002). Na Amazônia colombiana, um período seco no Holoceno Inicial e úmido no Holoceno Tardio são também reportados (Behling & Hooghiemstra, 2000). Concomitantemente, o período mais seco causou a substituição de florestas por savanas na região amazônica, que novamente deu lugar as florestas quando a precipitação aumentou no Holoceno Tardio (Bush & Colinvaux, 1988; Absy *et al.*, 1991; Desjardins *et al.*, 1996; Freitas *et al.*, 2001; Sifeddine *et al.*, 2001). Esta tendência é similar às outras mudanças documentadas entre as vegetações de floresta e savanas na bacia amazônica durante o Holoceno Inicial e Tardio (Sifeddine *et al.*, 1994; Gouveia *et al.*, 1997; Behling & Costa, 2000).

No litoral do Maranhão, leste da região amazônica, análises isotópicas de solos orgânicos amostrados em áreas de florestas e savanas indicam que aproximadamente entre 10.000 e 9.000 cal. anos A.P. até 4.000 cal. anos A.P. as savanas expandiram em resposta a um clima mais seco (Pessenda *et al.*, 2004a). Entre 4.000-3.000 cal. anos A.P. até o presente, ocorreu um aumento na área das florestas no sul da bacia amazônica devido ao retorno das condições climáticas mais úmidas, provavelmente, similar a atual (Freitas, *et al.*, 2001; Pessenda *et al.*, 2004a,b). Outros estudos isotópicos no sul da região amazônica indicam um clima mais seco durante o Holoceno Médio, enquanto os dados refletem a expansão das



florestas associadas a um período mais úmido durante os últimos 3.000 anos (Pessenda *et al.*, 1998b; 2001).

Essas flutuações climáticas na região hidrográfica amazônica têm controlado o volume da descarga fluvial do Amazonas (Haberle & Maslin, 1999; Harris & Mix, 1999). Conseqüentemente, durante o Holoceno Inicial/Médio a descarga do Amazonas foi severamente reduzida (Maslin & Burns, 2000; Maslin *et al.*, 2000). Irion *et al.* (2006) sugere que durante o período seco, o aumento do nível do mar causou um efeito de recuo das águas fluviais com assoreamento dos vales e tributários do Amazonas que permitiu o desenvolvimento das planícies de inundação do Amazonas em sua configuração moderna em torno de 5.000 cal. anos A.P., quando o nível do mar atingiu sua atual posição. Em seguida, com o retorno as atuais condições climáticas mais úmidas, o aumento da descarga do Amazonas promoveu a progressiva redução da salinidade das águas.

Esse processo teve significativos impactos nas águas que inundavam a Ilha de Marajó durante o Holoceno Tardio, pois ele conduziu à contração dos manguezais e concomitante expansão das planícies herbáceas no interior da ilha. O aumento na descarga fluvial pode também ser observado no litoral leste da Ilha de Marajó, onde a relação  $C/N_{\text{molar}}$  mostra um aumento da influência aquática durante os últimos 1.275-1.165 cal. anos A.P., resultando na transformação da planície herbácea seca em manguezal (Figura 36).

A aparente contradição do efeito do aumento da descarga de água doce do sistema fluvial convertendo a vegetação de manguezal em uma planície de ervas no centro do Marajó e planície herbácea seca em manguezal no litoral leste pode ser justificada através dos gradientes de salinidade da maré que atingem o litoral da Ilha de Marajó. O manguezal residual do setor nordeste dessa ilha encontra-se inundado por águas salobras trazidas do litoral marinho paraense. Portanto, apesar do aumento da descarga fluvial, ocorrida no Holoceno Tardio, ter gerado uma diminuição na salinidade das águas das marés, esse mesmo processo provocou o aumento na inundação de determinadas áreas. A interação das águas da Baía do Marajó com as águas salgadas trazidas do litoral leste paraense (litoral marinho) permitiu a sobrevivência dos manguezais, e em alguns casos, a instalação de novos manguezais em setores topograficamente mais elevados do litoral nordeste da Ilha de Marajó.

O padrão de distribuição de salinidade das águas superficiais do litoral marajoara reflete o movimento em direção noroeste das águas dos rios Amazonas e Pará, através da Corrente Norte Brasileira (Santos *et al.*, 2008). Hoje, a salinidade máxima das águas intersticiais, em torno de 6 ‰, é registrada somente em sedimentos colonizados por

manguezais representados principalmente por *Rhizophora* e Arecaceae, localizados no litoral nordeste da ilha, onde foi extraído o testemunho M1. O restante da linha de costa da Ilha de Marajó é influenciado fortemente por água doce fluvial, sendo que os valores de salinidade da água em torno de 10 ‰ são alcançados somente a uma distância de aproximadamente 60 km da costa (Santos *et al.*, 2008) e, conforme aferido no presente trabalho, as águas do Lago Arari não sofrem mais influência de água salina.

## 7 CONCLUSÃO

A análise integrada dos dados palinológicos, elementares ( $C/N_{\text{molar}}$ ), isotópicos ( $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$ ), datação por  $^{14}C$  e estruturas sedimentares ao longo dos perfis de sedimento analisados permitiram a identificação de modificações na composição florística e no ambiente deposicional, ocorridos nos últimos 7.328-7.168 cal. anos A.P. na porção leste da Ilha de Marajó.

O efeito da influência das águas marinhas na área de estudo permitiu distinguir três fases de evolução do ambiente deposicional estudado: (Fase 1) O início dos registros sedimentares (7.328-7.168 até 2.306-2.234 cal. anos A.P) apresenta características físicas, biológicas e biogeoquímicas compatíveis com o ambiente deposicional laguna, com extensa colonização de manguezal no entorno da área de estudo, predomínio de algas marinhas e alternância no fluxo de energia durante a deposição dos sedimentos. Essa situação remete a um ambiente com expressiva influência marinha em razão do aumento do nível do mar pós-glacial e da menor descarga fluvial em função do período relativamente mais seco registrado na Amazônia. Na fase 2 (entre 2.306-2.234 cal. anos A.P. e ~500 cal. anos A.P.), torna-se perceptível a diminuição da influência marinha, que pode estar relacionada a um aumento da vazão dos rios que afetam a área de estudo, diminuindo assim a salinidade da água que inundava o local, alterando a vegetação de manguezal para campo, e influenciando na maior presença de fitoplâncton estuarino, além da diminuição no fluxo de energia. O estágio final (Fase 3), de estabelecimento das condições lacustres, ocorreu por volta de ~500 cal. anos A.P., com o predomínio da influência de água doce na comunidade fitoplânctônica e total colonização dos campos herbáceos na bacia de drenagem do Lago Arari.

Atualmente, os manguezais na Ilha de Marajó estão restritos à margem nordeste, onde recebe ainda forte influência de águas salobras fruto da interação do Rio Pará com as águas trazidas da costa marinha pareense pelas correntes litorâneas. Diferente do interior da ilha, os manguezais no litoral nordeste têm sobrevivido e até expandido sua área através do aumento da vazão dos rios que propicia uma maior inundação por águas salobras.

## REFERÊNCIAS

- Absy M.L. & Van der Hammen T. 1976. Some paleoecological data from Rondonia, southern part of the Amazon basin. *Acta Amazonica*, **6**: 293-299.
- Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Silva M.F., 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 sudest de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **312**: 673-678.
- Alexander J., Bridge J.S., Cheel R.J., Leclair S.F. 2001. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology*, **48**: 133-152.
- Almeida S.S. 1996. Estrutura e florística em áreas de manguezais paraenses: evidências da influência do estuário amazônico. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Botânica*, **8**: 93-100.
- Alongi D.M. 1994. The role of bacteria in nutrient recycling in tropical mangrove and other coastal benthic ecosystem. *Hydrobiology*, **285**: 19-32.
- Alongi D.M. 2008. Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **76**: 1-13.
- Alongi D.M., Boto K.G., Robertson A.I. 1992. Nitrogen and phosphorus cycles. In: A.I. Robertson & D.M. Alongi (eds.) *Tropical Mangrove Ecosystems*. American Geophysical Union, Washington, DC, p.: 251-292.
- Alongi D.M., Tirendi F., Trott L.A., Brunskill G.J. 1999. Mineralisation of organic matter in intertidal sediments of a tropical semienclosed delta. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **48**: 451-467.
- Alongi D.M., Tirendi F., Clough B.F. 2000. Below-ground decomposition of organic matter in forests of the mangrove *Rhizophora stylosa* and *Avicennia marina* along the arid coast of Western Australia. *Aquatic Botany*, **68**: 97-122.
- Alves I.C.C. 2010. Hidrologia e biomassa fitoplanctônica do sistema flúvio-estuarino do rio Arari (ilha de Marajó- PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 101 p.

- Amaral D.D., Vieira I.C.G., Salomão R.P., Almeida S.S., Silva J.B.F., Costa Neto S.V., Santos J.U.M., Carreira L.M.M., Bastos M.N.C. 2007. *Campos e florestas das bacias dos rios Atuí e Anajás, Ilha do Marajó, Pará*. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi. Coleção Adolpho Ducke. 110pp.
- 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**: 24-39.
- Amorim M.A., Moreira-Turcq P.F., Turcq B.J., Cordeiro R.C. 2009. Origem e dinâmica da deposição dos sedimentos superficiais na Várzea do Lago Grande de Curuai, Pará, Brasil. *Acta Amazonica*, **39**:165-172.
- Andrews J.E., Samways G., Dennis P.F., Maher B.A. 2000. Origin, abundance and storage of organic carbon and sulphur in the Holocene Humber Estuary: emphasizing human impact on storage changes. In: I. Shennan & J.E. Andrews (eds.) *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change Around the North Sea*. Geological Society London, Special Publications, vol. 166, p.: 145-170.
- Angulo R.J. & Lessa G. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, **140**: 141-166.
- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State based on vermetid <sup>14</sup>C ages. *Marine Geology*, **159**: 323-339.
- Angulo R.J., de Souza M.C., Assine M.L., Pessenda L.C.R., Disaró S.T. 2008. Chronostratigraphy and radiocarbon age inversion in the Holocene regressive barrier of Paraná, southern Brazil. *Marine Geology*, **252**: 111-119.
- Azevedo A.T. 1991. Tectonic evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins. Tese de Doutorado, Imperial college, University of London, 455 p.
- Baldwin A.H., Egnatovich M.A.F., Platt W.J. 2001. Regeneration in fringe mangrove forests damaged by Hurricane Andrew. *Plant Ecology*, **157**: 151-164.
- Baltzer F. 1970. Etude sédimentologique du marais de Mara (Côteouest 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.

- Baltzer F. 1975. Solution of silica and formation of quartz and smectite in mangrove swamps and adjacent hypersaline marsh environments. *In: Proceedings of the international symposium on biology and management of Mangroves*, Univ. Florida, p.: 482-498.
- Baker P.A., Seltzer G.O., Fritz S.C., Dunbar R.B., Grove M.J., Tapia P.M., Cross S.L., Rowe H.D., Broda J.P. 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science*, **291**: 640-643.
- Barbosa G.V., Rennó C.V., Franco E.M.S. 1974. Geomorfologia da Folha SA-22 Belém. *In: BRASIL. DNPM. Folha SA.22 Belém: geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, Projeto Radam. p. II/1-II/36. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).*
- Barbosa L.M., Bittencourt A.C.S.P., Domingues J.M.L., Martin L. 1986. Geologia do Quaternário Costeiro do Estado de Alagoas. *In: A. Dantas. Mapa geológico do Estado de Alagoas. Brasília, DEM/DNPM. Escala 1:250.000.*
- Barcellos R.L. 2005. Distribuição da material orgânica sedimentar atual do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguapé. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 185 p.
- Barth O.M. 2003. A palinologia como ferramenta do diagnóstico e monitoramento ambiental da baía de Guanabara e regiões adjacentes, Rio de Janeiro, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, **26**: 52-59.
- Battarbee R.W. 1986. Diatom analysis. *In: B.E. Berglund (ed.) Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. Chichester: John Wiley, p.: 527-570.*
- Baumgarten M.G.Z., Rocha J.M.B., Niencheski L.F.H. 1996. *Manual de análises em oceanografia química. Rio Grande: FURG. 132 pp.*
- Behling H. 1996. First report on new evidence for the occurrence of *Podocarpus* and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Late-glacial. *Vegetation History and Archaeology*, **5**: 241-246.
- Behling H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**: 143-156.
- Behling H. 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuçá region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of *Podocarpus* in the Amazon lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, **10**: 175-183.

- Behling H. & Costa M.L. 1997. Studies on Holocene tropical vegetation, mangrove and coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **10**: 93-118.
- Behling H. & Costa M.L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, **53**: 369-377.
- Behling H. & Costa M.L. 2001. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. *Review of Paleobotany and Palynology*, **114**: 145-155.
- Behling H. & Costa M.L. 2004. Mineralogy, geochemistry and palinology of modern and late Tertiary mangrove deposits in the Barreiras Formation of Mosqueiro Island, northeastern Pará State, eastern Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **17**: 285-295.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001a. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**: 225–242.
- Behling H., Keim G., Irion G., Junk W., Mello J.N. 2001b. Holocene environmental changes in the Central Amazon Basin inferred from Lago Calado (Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **173**: 87-101.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of the Marajó Island in northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, **13**: 73-80.
- Bemerguy R.L. 1981. Estudo Sedimentológico dos Paleocanais da Região do Rio Paracuari, Ilha de Marajó- Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 95 p.
- Berger U., Rivera-Monroy V.H., Doyle T.W., Dahdouh-Guebas F., Duke N.C., Fontalvo-Herazo M.L., Hildenbrandt H., Koedam N., Mehlig U., Piou C., Twilley R.R. 2008. Advances and limitations of individual-based models to analyze and predict dynamics of mangrove forests: A review. *Aquatic Botany*, **89**: 260-274.
- Bernasconi S.M., Barbieri A., Simona M. 1997. Carbon and nitrogen isotope variations in sedimenting organic matter in Lake Lugano. *Limnology and Oceanography*, **42**: 1755-1765.
- Bezerra F.H.R., Barreto A.M.F., Suguio K. 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, **196**: 73-89.

- Bigarella J.J. 1950/51b. Contribuição ao estudo dos sambaquis no Estado do Paraná: II. Regiões adjacentes a Baía de Guaratuba. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*. Curitiba, 5-6 (18): 293-321.
- Bicudo C.E.M. & Bicudo R.M.T. 1970. *Algas de águas continentais brasileiras: chave ilustrada para identificação dos gêneros*. São Paulo, EDUSP, 228 pp.
- Bissa W.M., Ybert J.P., Catharino E.L.M., Kutner M. 2000. Evolução paleoambiental na planície costeira do Baixo Ribeira durante a ocupação sabaqueira. *Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia da Universidade de São Paulo*, **10**: 89-102.
- Bittencourt A.C.S., Martin L., Vilas-Boas G.S., Flexor J.M. 1979. Quaternary marine formations of the state of Bahia (Brazil). *In*: K. Suguio, T. Fairchild, L. Martin, J.M. Flexor (eds.) *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Proceedings*. São Paulo, p.: 232-253.
- Bittencourt A.C.S., Dominguez J.M.L., Martin L., Ferreira Y.A. 1981. Dados preliminares sobre a evolução do delta do Rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário, influência das variações do nível do mar. *In*: Simpósio do Quaternário do Brasil, 4. Rio de Janeiro. Atas, Rio de Janeiro, SBG. p. 49-68.
- Blasco F., Saenger P., Janodet E. 1996. Mangroves as indicators of coastal change. *CATENA*, **27**: 167-178.
- Bourrelly P. 1972. *Les algues d'eau douce: Initiation à la systématique. Tome I: Les algues vertes: 1-509*. Éditions M. Boubée & Cie. (Collection "Faunes et Flore Actuelly"), Paris. 572 pp.
- Bouillon S., Borges A.V., Castañeda-Moya E., Diele K., Dittmar T., Duke N.C., Kristensen E., Lee S.Y., Marchand C., Middelburg J.J., Rivera-Monroy V.H., Smith III T.J., Twilley R.R. 2008. Mangrove production and carbon sinks: a revision of global budget estimates. *Global Biogeochemical Cycling*, **2**: 1-12.
- Boutton T.W. 1991. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. *In*: D.C. Coleman & B. Fry (eds.) *Carbon isotopes techniques*. New York: Academic Press, p.: 173-185.
- Brenner M., Whitmore T.J., Curtis H.J., Hodell D.A., Schelske C.L. 1999. Stable isotope ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ) signature of sedimented organic matter as indicator of historic lake trophic state. *Journal of Paleolimnology*, **22**: 205-221.



- Bush M.B. & Colinvaux P.A. 1988. A 7000-year pollen record from the Amazon lowlands, Ecuador. *Vegetatio*, **76**: 141-154.
- Bush M.B. & De Oliveira P.E. 2006. The rise and fall of the Refugial Hypothesis of Amazonian Speciation: a paleopaleoecological perspective. *Biota Neotropica* v6 (n1). Disponível em: <http://www.biotaneotropica.org.br/v6n1/pt/abstract?point-of-view+bn00106012006>. Acessado em 04 de agosto de 2010.
- Bush M.B., Colinvaux P.A., Wiemann M.C., Piperno D.R., Liu K. 1990. Late Pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonia. *Quaternary Research*, **34**: 330-345.
- Bush M.B., Miller M.C., De Oliveira P.E., Colinvaux P.A. 2000. Two histories of environmental change and human disturbance in eastern lowland Amazonia. *Holocene*, **10**: 543-553.
- Bush M.B., Miller M.C., De Oliveira P.E., Colinvaux P.A. 2002. Orbital-forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. *Journal of Paleolimnology*, **27**: 341-352.
- Bush M.B., De Oliveira P.E., Colinvaux P.A., Miller M.C., Moreno J.E. 2004. Amazonian paleoecological histories: one hill, three watersheds. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **214**: 59-393.
- 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**: 1342-1356.
- Caldas L.H.O., Stattegger K., Vital H. 2006. Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology*, **228**: 39-53.
- Camargo M.G. 1999. Software para análise granulométrica SysGran, versão 3.0, Curitiba, UFPR.
- Campos H. 1976. Estudos das variações C13/C12 e O18/O16 em ambientes de formação de rochas de praia na ilha de Itaparica, Bahia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 55 p.
- Carreira L.M.M., Lopes J.R.C., Silva M.F., Nascimento L.A.S. 1996. *Catálogo de Pólen das Leguminosas da Amazônia Brasileira*. Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Adolpho Ducke, Belém, 137pp.

- Castro D.F., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R. 2010. Facies,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  and C/N analyses in a late Quaternary compound estuarine fill, northern Brazil and relation to sea level. *Marine Geology*, **274**: 135-150.
- Chappell J. 1990. Some effects of sea-level rise on riverine and coastal lowlands. In: P. Bishop (ed.) *Lessons for Human Survival: Nature's Record from the Quaternary*, *Geology Society*. Australian Symposium, vol. 1, p.: 37-49.
- Cheshire H.M., Khorram S., Brockhans J.A. 1985. *Monitoring estuarine water quality from Landsat TM*. International Conference on Advanced Technology for Monitoring and Processing Global Environmental Data, London U.K., p.: 10-12.
- Choudhary P., Routh J., Chakrapani G.J. 2009. An environmental record of changes in sedimentary organic matter from Lake Sattal in Kumaun Himalayas, India. *Science of total environment*, **407**: 2783-2795.
- Church K.D. & Coe A.L. 2003. Processes controlling relative sea-level change and sediment supply. In: A.L. Coe (ed.) *The Sedimentary Record of Sea-level Change*. Cambridge University Press, p.: 99-117.
- Clark M.W., McConchie D.M., Lewis D.W., Saenger P., 1998. Redox stratification and heavy metal partitioning in Avicennia-dominated mangrove sediments: a geochemical model. *Chemical Geology*, **149**: 147-171.
- Cleve-Euler A. 1953. Die Diatomeen von Schveeden und Finland. Bihang K. *Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar*, **2**: 1-163.
- Cohen M.C.L. 1998. Nutrientes e outros fatores relacionados à produção primária nas águas do manguezal de Bragança-PA. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 111 p.
- Cohen M.C.L. & Lara R.J. 2003. Temporal changes of vegetation boundaries in Amazonia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology Management*, **11**: 223-231.
- Cohen M.C.L., Souza Filho P.W.M., Lara R.J., Behling H., Angulo R.J. 2005a. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**: 433-443.

- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J. 2005b. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany & Palynology*, **136**: 93-108.
- Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Angélica R.S., Dias B.S., Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil during the last 1000 years, *CATENA*, **76**: 70-77.
- Cohen M.C.L., 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**: 1-15.
- Colinvaux P.A. 1986. *Ecology*. New York: John Wiley & Sons, 725 pp.
- Colinvaux P.A., De Oliveira P.E., Moreno J.E., Miller M.C., Bush M.B. 1996. A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. *Science*, **247**: 85-88.
- Colinvaux P.A., Bush M.B., Steinitz-Kannan M., Miller M.C. 1997. Glacial and post-glacial pollen records from the Ecuadorian Andes and Amazon. *Quaternary Research*, **48**: 69-78.
- Colinvaux P.A., De Oliveira P.E., Patiño J.E.M. 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas-Manual e Atlas Palinológico da Amazônia*. Amsterdam: Hardwood Academic. 332 pp.
- Colinvaux P.A., De Oliveira P.E., Bush M.B. 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 141-169.
- Colinvaux P.A., Irion G., Räsänen M.E., Bush M.B., Nunes de Mello J.A.S. 2001. A paradigm to be discarded: geological and paleoecological data falsify the Haffer and Prance refuge hypothesis of Amazonian speciation. *Amazoniana*, **16**: 609-646.
- Cooper S.R. 1999. Estuarine paleoenvironmental reconstructions using diatoms. In: E.F. Stoermer & J.P. Smol (eds.) *The Diatoms: Applications for the environmental and sciences*. Cambridge: University Press, p.: 352-373.
- Cordeiro R.C. 1995. Mudanças paleoambientais e ocorrência de incêndios nos últimos 74.000 anos, na região de Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, 144 p.

- Corrêa I.C.S., Ponzi V.R.A., Trindade L.A.F. 1980. Níveis marinhos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú. *Anais*, SBG. vol. 2. p. 578-587.
- Corrêa I.C.S. 1990. *Analyse morphostructurale et évolution paléogéographique de La plate-forme continentale Atlantique Sud Brésilienne (Rio Grande do Sul, Brésil)*. Bordeaux, França 314 pp.
- Corrêa I.C.S., Baitelli R., Ketzer J.M., Martins, R. 1992. Translação horizontal e vertical do nível do mar sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul nos últimos 17.500 anos B.P. *In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, 3. Belo Horizonte. *Anais*. Abequa, p. 11-25.
- Corrêa I.C.S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: L'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, **130**: 163-178.
- Costa J.B.S. & Hasui Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. *In: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, p.: 15-19.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Bemerguy R.L., Soares-Júnior A.V., Villegas J.M.C. 2002. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, norther Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74**: 519-531.
- Crooks S. & Turner R.K. 1999. Integrated coastal management: sustaining estuarine natural resources. *Ecology Research*, **29**: 241-289.
- Dalrymple R.W., Knight R.J., Zaitlin B.A., Middleton G.V. 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, **37**: 577-612.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R. 1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**:1130-1146.
- De Oliveira P.E. 1996. Glacial cooling and forest disequilibrium in Western Amazônia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**: 130-138.
- De Oliveira P.E., Barreto A.M.F., Suguio K. 1999. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **152**: 319-337.

- De Oliveira P.E. & Curtis J. 2001. Vegetação e clima durante o último ciclo glacial na Amazônia equatorial: o registro palinológico da Serra do Maicuru. *In: CONGRESSO DA ABEQUA, Mariluz-Imbé, 2001. Boletim de resumos...* São Paulo: ABEQUA, 1 CD-ROM.
- Demaison G.J. & Moore G.T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**: 1179-1209.
- Desikachary T.S. 1959. *Cyanophyta*. Concil of Agricultura Researcer, Indian, 689 pp.
- Desjardins T., Filho A.C., Mariotti A., Chauvel A., Girardin C. 1996. Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene as revealed by soil organic carbon isotope ratios. *Oecologia*, **108**: 749-756.
- Domingues J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Martin L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, **80**: 213-232.
- Duke N.C., Ball M.C., Ellison J.C. 1998. Factors influencing biodiversity and distributional gradients in mangroves. *Global Ecology Biogeography Letter*, **7**: 27-47.
- Emery K.O. & Aubrey D.G. 1991. *Sea levels, land levels, and tide gauges*. Springer Verlag, New York, 237 pp.
- Erdtman G. 1952. *Pollen Morphology and Plant Taxonomy. Angiosperms*. Almqvist and Wiksell, Stockholm, 539 pp.
- Esteves F.A. 1988. Considerações sobre a aplicação da tipologia de lagos temperados a lagos tropicais. *Acta Limnologica Brasiliensia*, **11**: 13-28.
- Esteves F.A. 1998. *Fundamentos da Limnologia*. Rio de Janeiro: Editora Interciência/FINEP - 2 ed. 602 pp.
- Fellerhoff C., Voss M., Wantzen K.M. 2003. Stable carbon and nitrogen isotope signatures of decomposing tropical macrophytes. *Aquatic Ecology*, **37**: 361-375.
- Fernandes M.E. B. 2003. Produção Primária: serapilheira. *In: M.E.B. Fernandes (Org.) Os manguezais da costa norte brasileira*. São Luís-MA: Fundação Rio Bacanga, p.: 61-78.
- Fogel M.L. & Cifuentes L.A. 1993. Isotope fractionation during primary production. *In: M.H. Engel & S.A. Macko (eds.) Organic Geochemistry: Principles and Applications*. Plenum Press, New York, p.: 73-98.

- Folk R.L. & Ward W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**: 3-26.
- Förster V.K. 1974. Amazonian desmids. *Amazoniana*, **5**: 135-242.
- Foster S., Ventura M., Hirata R.C.A. 1993. *Poluição das Águas Subterrâneas*. São Paulo: Série Manuais. Instituto Geológico. Secretaria do Meio Ambiente, 53 pp.
- França C.F. 2003. Morfologia e mudanças costeiras da margem leste da Ilha de Marajó (PA). Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 144 p.
- França C.F. & Sousa Filho P.W.M. 2006. Compartimentação morfológica da margem leste da Ilha de Marajó: zona costeira dos municípios de Soure e Salvaterra - Estado do Pará. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **7**: 33-32.
- França C.F., Sousa Filho P.W.M., El-Robrini M. 2007. Análise faciológica e estratigráfica da planície costeira de Soure (margem leste da Ilha de Marajó-PA), no trecho compreendido entre o canal do Cajuúna e o estuário Paracauari. *Acta Amazônica*, **32**: 261-268.
- Freitas H.A., Pessenda L.C.R., Aravena R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Boulet R. 2001. Late Quaternary change in southern Amazon inferred from 17,000 year vegetation dynamic record from soil organic matter using  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  dating. *Quaternary Research*, **55**: 39-46.
- Freitas M.S. 2007. Estratigrafia de Alta Resolução e Geoquímica Orgânica da Formação Tremembé, Terciário da Bacia de Taubaté, na região de Taubaté-Tremembé-SP. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 98 p.
- Friedman G.M. 1979. Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. *Sedimentology*, **26**: 3-32.
- Fromard F., Vega C., Proisy C. 2004. Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. *Marine Geology*, **208**: 265-280.
- Furukawa K. & Wolanski E. 1996. Sedimentation in mangrove forests. *Mangrove and Salt Marsh*, **1**: 3-10.

- Gälman V., Rydberg J., de-Luna S.S., Bindler R., Renberg I. 2008. Carbon and nitrogen loss rates during aging of lake sediment: changes over 27 years studied in varved lake sediment. *Limnology Oceanography*, **53**:1076-1082.
- Gonçalves-Alvim S.J., Vaz dos Santos M.C.F., Fernandes G.W. 2001. Leaf Gall Abundance on *Avicennia germinans* (Avicenniaceae) along an interstitial salinity gradient. *Biotropica*, **33**: 69-77.
- Gornitz V. 1991. Global coastal hazards from future sea level Rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **89**: 379-398.
- Gouveia S.E.M., Pessenda L.C.R., Aravena R., Boulet R., Roveratti R., Gomes B.M. 1997. Dinâmica de vegetações durante o Quaternário recente no sul do Amazonas indicada pelos isótopos do carbono ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$ ). *Geochimica Brasiliensis*, **11**: 355-367.
- Grimm E.C. 1987. CONISS: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. *Pergamon Journals*, **13**: 13-35.
- Grindrod J., Moss P., Van der Kaars S. 2002. Late quaternary mangrove pollen records from continental shelf and ocean cores in the north Australian-Indonesian region. In: P. Kershaw, B. David, N. Tappers, D. Penny, J. Brown (eds.) *Bridging Wallace's Line: The environmental and cultural history and dynamics of the SE-Asian-Australian region*. Reiskirchen: Catena verlag GMBH p.: 119-146.
- Guimarães J.T.F. 2008. A dinâmica das florestas alagadas durante o Holoceno no litoral de Calçoene, Amapá. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 83 p.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Lara R.J., Behling H. 2010. Model of wetland development of the Amapá littoral during the Late Holocene. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**: 1-15.
- Haberle S.G. 1997. Upper Quaternary vegetation and climate history of the Amazon basin: correlating marine and terrestrial pollen records. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 155, College Station, TX, p.: 381-396.
- Haberle S.G. & Maslin M.A. 1999. Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon basin based in a 50,000 year pollen record from the Amazon fan, PDP site 932. *Quaternary Research*, **51**: 27-38.

- Haffer J. 1969. Speciation in Amazonian forest birds. *Science*, **165**: 131-137.
- Harris S.E. & Mix A.C. 1999. Pleistocene Precipitation Balance in the Amazon Basin Recorded in Deep Sea Sediments. *Quaternary Research*, **51**: 14-26.
- Herrera L.F. & Urrego L.E. 1996. Atlas de polen de plantas útiles y cultivadas de la Amazonia colombiana (Pollen atlas of useful and cultivated plants in the Colombian Amazon region). Estudios en la Amazonia Colombiana XI, Tropenbos-Colombia, Bogotá, 462 pp.
- Hesp P.A., Dillenburg S.R., Barboza E.G., Clerot L.C.P., Tomazelli L.J. Zouain R.N.A. 2007. Morphology of the Itapeva to Tramandai transgressive dunefield barrier system and mid-to late Holocene sea level change. *Earth Surface Process and Landforms*, **32**: 407-414.
- Hesse P.R. 1961. Some differences between the soils of Rhizophora and Avicennia mangrove swamp in Sierra Leone. *Plant Soil*, **14**: 335-346.
- Hino K. & Tundisi J. 1977. *Atlas de algas da Represa do Broa*. Universidade Federal de São Carlos, São Carlos, 143pp.
- Hodell D.A. & Schelske C.L. 1998. Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography*, **43**: 200-214.
- Hooghiemstra H., Melice J.L., Berger A., Shackleton N.J. 1993. Frequency spectra and paleoclimatic variability of high-resolution 30-1450 ka Funza I pollen record (Eastern Cordillera, Colombia). *Quaternary Science Reviews*, **12**: 141-156.
- Hooghiemstra H. & Van der Hammen T. 1998. Neogene and Quaternary development of the neotropical rain forest: the forest refugia hypothesis, and a literature overview. *Earth-Science Reviews*, **44**: 147-183.
- Hoorn C. 1997. Palynology of the Pleistocene Glacial/Interglacial cycles of the Amazon Fan (Holes 940A, 944A, and 946A) In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 155, College Station, TX, p.: 397-418.
- Hustedt F. 1930. Die Kieselalgen. Deutschlands, Osterreichs und der Schweiz. In: L. Rabenhost (ed.) *Kryptogamen-flora von Deutschlands, Osterreich und der Schweiz*. Akademische Verlagsgesellschaft, Portigh, p.: 1-920.
- Hyde H.A. & Williams D.A. 1944. The right word. *Pollen Analysis Circular*, **8**: 6p.



- IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA 2010. Mapeamento Cartográfico. Disponível em: [ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas/tematicos/mapas\\_murais/](ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas/tematicos/mapas_murais/). Acessado em 05 de julho de 2010.
- IDESP. 1974. Institute of Social and Economic development of the Pará. *Integrated studies of Marajó Island*. Belém. 333 pp.
- Irion G. 1982. Mineralogical and geochemical contribution to climatic history in central Amazonia during Quaternary time. *Tropical Ecology*, **23**: 76-85.
- Irion G. 1984. Sedimentation and sediments of Amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since Pliocene times. In: H. Sioli (ed.) *The Amazon Limnology and Landscape of a Mighty Tropical River and Its Basin*. Junk, Dordrecht, The Netherlands, p.: 201-214.
- Irion G., Bush M.B., Nunes de Mello J.A., Stüben D., Neumann T., Müller G., Morais J.O., Junk J.W. 2006. A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**: 523–535.
- Isla F.I. 1989. Holocene sea-level fluctuations in the Southern Hemisphere. *Quaternary Science Reviews*, **8**: 359-368.
- Jansonius J. & McGregor D.C. 1996. In: J. Jansonius & D.C. McGregor (eds.) *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologist Foundation 1, p.:1-10.
- Kalliola R., Salo J., Puhakka M., Rajasilta M. 1991. New site formation and colonizing vegetation in primary succession on the western Amazon floodplains. *Journal of Ecology*, **79**: 877-901.
- Kjerfve B. & Lacerda L.D., 1993. Mangroves of Brazil. In: Lacerda, L.D. (ed.) *Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa Regions. Part I - Latin America*. ITTO/International Society for Mangrove Ecosystems, Okinawa, Japan, p.: 245-272.
- Kjerfve B. & Restrepo J.D. 2002. River discharge and sediment load variability in South America In: L.D. Lacerda, H.H. Kremer, B. Kjerfve, W. Salomons, J.I.M. Crossland, C.J. Crossland (eds.) *South American Basins: LOICZ Global Change Assessment and*

- Synthesis of River Catchment - Coastal Sea Interaction and Human Dimensions*. LOICZ, Texel, The Netherlands, p.: 87-91.
- Komárek, J. & Fott, B. 1983. Chlorophyceae (Grünalgen). Chlorococcales. In: G. Huber-Pestalozzi (ed.) *Das phytoplankton des süßwassers: systematic und biologie*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p.: 543-1044.
- Krauss K.W., Lovelock C.E., McKee K.L., López-Hoffman L., Ewe S.M.L., Sousa W.P. 2008. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: a review. *Aquatic Botany*, **89**: 105-127.
- Kristensen E., Bouillon S., Dittmar T., Marchand C. 2008. Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: A review. *Aquatic Botany*, **89**: 201-219.
- Lacerda L.D., Ittekkot V., Patchineelam S.R. 1995. Biogeochemistry of mangrove soil organic matter: a comparison between Rhizophora and Avicennia soils in southeastern Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **40**: 713-720.
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, **75**: 29-57.
- Lara R.J. & Cohen M.C.L. 2006. Sediment porewater salinity and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: a ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **14**: 349-358.
- Lara R.J. & Cohen M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change*, **94**: 399-408.
- Ledru M.P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quaternary Research*, **39**: 90-98.
- Ledru M.P., Campello R.C., Landim Dominguez J.M., Martin L., Mourguiart P., Sifeddine A., Turcq B. 2001. Late-glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, northern Brazil. *Quaternary Research*, **55**: 47-56.
- Lerman A. 1978. Chemical exchange across sediment-water interface. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **6**: 281-303.
- Lessa G.C., Angulo R.J., Giannini P.C., Araújo A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, **165**: 87-108.

- Lima A.M.M., Oliveira L.L., Fontinhas R. L, Lima R.J.S. 2005. *Ilha do Marajó: Revisão histórica, hidroclimatologia, bacias hidrográficas e propostas de gestão*. HOLOS Environment 5, 65pp.
- Lima C.M. 2008. Dinâmica da vegetação e inferências climáticas no Quaternário Tardio na região da Ilha de Marajó (PA), empregando os isótopos do carbono ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) da matéria orgânica de solos e sedimentos. Dissertação de Mestrado, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 182 p.
- Lisboa P.L.B., Lisboa R.C.L., Rosa N.A., Santos M.R. 1993. Padrões de diversidade florística na Reserva Ecológica do Bacurizal, em Salvaterra, Ilha de Marajó, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Botânica*, **9**: 223-248.
- Liu K. & Colinvaux P.A. 1985. Forest changes in the Amazon basin during the last glacial maximum. *Nature*, **318**: 556-557.
- Lobo E. & Leighton G. 1986. Estruturas comunitárias de las fitocenosis planctônicas de los sistemas de desembocadura de rios y esteros de la zona central de Chile. *Revista Biología Marina* **22**: 1-29.
- Lovelock C.E., Feller I.C., Ball M.C., Engelbrecht B.M.J., Ewe M.L. 2006. Differences in plant function in phosphorus and nitrogen limited mangrove ecosystems. *New Phytologist*, London, v. 172, p.: 514-522.
- Lugo A.E. & Snedaker S.C. 1974. The ecology of mangroves. *Annual Review Ecology and Systematics*, **5**: 39-64.
- Marchand C., Lallier-Vergès E., Disnar J.R., Kéravis D. 2008. Organic carbon sources and transformations in mangrove sediments: A Rock-Eval pyrolysis approach. *Organic Geochemistry*, **39**: 408-421.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1988. *Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina*. Série Geologia. DNPM, Brasília, 28, 40 pp.
- Martin L. & Suguio K. 1989. Excursion route along the brasilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (States of Rio de Janeiro). *In: International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary*, São Paulo. Guia de Excursão, INQUA. 136p. (Special publication, 2).

- Martin L., Suguio K., Flexor J.M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica dos “deltas” brasileiros. *Boletim do IG-USP*, 15: 1-86.
- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, 19: 101-124.
- Martinelli L.A., Ometto J.P.H.H., Ferraz E.S., Victoria R.L., Camargo P.B., Moreira M.Z. 2009. *Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis*. Oficina de textos, São Paulo, 144 pp.
- Maslin M.A. & Burns S.J. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, 290: 2285-2287.
- Maslin M.A., Durham E., Burns S.J., Platzman E., Grootes P., Greig S.E.J., Nadeau M.J., Schleicher M., Pflaumann U., Lomax B., Rimington N. 2000. Palaeoreconstruction of the Amazon River freshwater and sediment discharge using sediments recovered at Site 942 on the Amazon Fan. *Journal of Quaternary Science*, 15: 419-434.
- Matteucci S.D. & Colma A. 1982. Metodologia para el estudio de la vegetacion. Washington: The Genral Secretarial of the Organization of American States. 167p. (Série Biologia - Monografia, 22).
- Matthijs S., Tack J., van Speybroeck D., Koedam N. 1999. Mangrove species zonation and soil redox state, sulphide concentration and salinity in Gazi Bay (Kenya), a preliminary study. *Mangrove and Salt Marshes*, 3: 243-249.
- Mayle F.E., Burbridge R., Killeen T.J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. *Science*, 290: 2291-2294.
- Mayle F.E. & Beerling D.J. 2004. Late Quaternary changes in Amazonian ecosystems and their implications for global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214: 11-25.
- Mckee K. L. 1993. Soil physicochemical patterns and mangrove species distribution – reciprocal effects? *Journal of Ecology*, 81: 477-487.
- Middelburg J.J., Nieuwenhuize J., Lubberts R.K., Van de Plassche O. 1997. Organic carbon isotope systematics of coastal marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45: 681-687.

- Mendes A.C. & Faria Jr. L.E.C. 1993. Sedimentological and stratigraphical studies of the Holocene of the Amapá coast. *In: SIMPÓSIO AMASSEDS*, Niterói, 1993. *Resumos...*Niterói, 32 p.
- Mendes A.C. 1994. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos sedimentos holocênicos da Costa do Amapá - Setor entre a ilha de Maracá e o Cabo Orange. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 276 p.
- Mendes Filho N.E. 2009. Caracterização química da matéria orgânica nos sedimentos do solo do manguezal e dinâmica de nutrientes nas águas superficiais e intersticiais no médio estuário do Rio Paciência em Iguaiá - Paço do Lumiar (MA). Tese de Doutorado, Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Universidade Federal da Paraíba, 186 p.
- Meyers P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, **144**: 289-302.
- Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleocenographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**: 213-250.
- Meyers P.A. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, **34**: 261-289.
- Meyers P.A. & Ishiwatari R. 1993. The early diagenesis of organic matter in lacustrine sediments. *In: M.H. Engel & S.A. Macko (eds.) Organic Geochemistry*. Plenum, New York, p.: 185- 209.
- Meyers P.A. & Lallier-Vergès E. 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Palaeolimnology*, **21**: 345-372.
- Middelburg J.J., Nieuwenhuize J., Lubberts R.K., Van de Plassche O. 1997. Organic carbon isotope systematics of coastal marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf science*, **45**: 681-687.
- Milne G.A., Long A.J., Bassett S.E. 2005. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 183-202.
- Miranda M.C.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**: 19-31.

- Mörner N.A. 1996. Global change and interaction of earth rotation, ocean circulation and paleoclimate. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**: 77-94.
- Möner N.A. 1999. Sea level and climate: Rapid regressions at local warm phases. *Quaternary International*, **60**: 75-82.
- Monteiro M.D.R., Melo N.F.A.C., Alves M.A.M.da S., Paiva R.S. 2009. Composição e distribuição do microfitoplâncton do rio Guamá no trecho entre Belém e São Miguel do Guamá, Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **4**: 341-351.
- Moreira L.S., Moreira-Turcq P.F., Cordeiro R.C., Turcq B.J. 2009. Reconstituição paleoambiental do Lago Santa Ninha, Várzea do Lago Grande de Curuai, Pará, Brasil. *Acta Amazônica*, **39**: 609-616.
- Moy C.M., Seltzer G.O., Rodbell D.T., Anderson D.M. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, **420**: 162-165.
- Munsell color. 2000. *Munsell Soil Color Charts*. Revised Edition. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments, New Windsor, NY, 30 pp.
- Navarro J.N. & Peribonio R.G. 1993. A light and scanning electron microscope study of the centric diatom *Polymyxus coronalis* (Bacillariophyta). *European Journal of Phycology*, **28**: 167-172.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. Wiley-Blackwell. 2 ed. 432 pp.
- O'Leary M.H. 1988. Carbon isotopes in photosynthesis. *BioScience*, **38**: 328-336.
- Paduano G.M., Bush M.B., Baker P.A., Fritz S.C., Seltzer G.O. 2003. A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **194**: 259-279.
- Paiva R.S., Esquinaze-Leça E., Passavante J.Z.O., Silva-Cunha M.G.G., Melo N.F.A.C. 2006. Considerações ecológicas sobre o fitoplâncton da baía do Guajará e foz do rio Guamá (Pará-Brasil). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **1**: 133-146.
- Parra O.O. & Bicudo C.E.M. 1995. Introducción a la Sistemática de Las Algas de Aguas Continentales. Santiago, Gráfica Andes Ltda, 269 pp.

- Pergallo H. & Pergallo M. 1897-1908. *Diatomees marines de France et des districts maritimes voisins: 1-492*. M. J. Tempère, Paris, 491 pp.
- Pernetta J.C. 1993. *Mangrove forests, climate change and sea level rise: hydrological influences on community structure and survival, with examples from the Indo-West Pacific*. Marine Conservation and Development Report. IUCN, Gland, Switzerland, 46 pp.
- Pessenda L.C.R., Aravena R., Melfi A.J., Telles, E.C.C., Boulet, R., Valencia E.P.E., Tomazello M. 1996. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. *Radiocarbon*, **38**:191-201.
- Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Gomes B.M., Boulet R., Ribeiro A.S. 1998a. <sup>14</sup>C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. In: J.C. Wasserman, E. Silva-Filho, R. Villas-Boas (eds.) *Environmental geochemistry in the tropics*. Berlin: Springer-Verlag. p.: 7-16.
- Pessenda L.C.R., Gomes B.M., Aravena R., Ribeiro A.S., Boulet R., Gouveia S.E.M. 1998b. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene*, **8**: 631-635.
- Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Gomes B.M., Boulet R., Ribeiro A.S. 1998c. <sup>14</sup>C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon*, **40**: 1013-1022.
- Pessenda L.C.R., Ribeiro A.S., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Bendassoli J.A. 2004a. 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**: 183-193.
- Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Valencia E.P.E. 2004b. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. *Quaternary International*, **114**: 35-43.
- Peterson B.J. & Howarth R.W. 1987. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuary of Sapelo Island, Georgia. *Limnology and Oceanography*, **32**: 1195-1213.

- Pezeshki S.R., Delaune R.D., Meeder J.F. 1997. Carbon assimilation and biomass partitioning in *Avicennia germinans* and *Rhizophora mangle* seedlings in response to soil redox conditions. *Environmental and Experimental Botany*, **37**: 161-171.
- Philips E.J., Badylak S., Grosskopf T. 2002. Factors affecting the abundance of phytoplankton in a restricted subtropical lagoon, the Indian river lagoon, Florida, USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **55**: 385-402.
- Pirazzolli P.A. 1991. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier Oceanography serie. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers, 58. 300 pp.
- Pitter P. 1993. Inorganic substances in the water. In: J. Tolgyessy (ed.) *Chemistry and biology of water air and soil: environmental aspects*. Washington: Library of Congress Cataloging-in-Publication Data. p.: 66-105.
- Porsani M.J. 1981. Paleocanais, uma opção para prospecção de água subterrânea na Ilha de Marajó. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 109 p.
- Prahl F.G., Bennett J.T., Carpenter R. 1980. The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**: 1967-1976.
- RADAM BRASIL. 1974. Folha SA 22: Belém. Rio de Janeiro: DNPM (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- Räsänen M.E., Salo J.S., Jungner H., Romero-Pittman L. 1990. Evolution of the Western Amazon lowland relief: impact of Andean foreland dynamics. *Terra Nova*, **2**: 320-332.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G.S., Cutler K. B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Ramsey C.B., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., Van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, **46**: 1029-1058.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2 ed. Springer-Verlag, Berlin, 551 pp.



- Reinson G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. *In*: R.G.Walker & N.P. James (orgs.) *Facies models. Response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada. p.: 179-194.
- Reviere B. 2006. *Biologia e Filogenia das Algas*. Porto Alegre: ARTMED, 280pp.
- Ribeiro J.E.L.S., Hopkins M.J.G., Vicentini A., Sothers C.A., Costa M.A.S., Brito J.M., Souza M.A.D., Martins L.H., Lohmann L.G., Assunção P.A., Pereira E.C., Silva C. F., Mesquita M.R., Procópio, L.C. 1999. *Flora da Reserva Ducke. Guia de identificação das plantas vasculares de uma floresta de terra firme na Amazônia Central*. INPA-DFID, Manaus, 800 pp.
- Rodrigues L.C. da S. 2007. Análise palinológica do testemunho bom Jesus, planície costeira interna do município de Soure, Ilha do Marajó/PA. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Rural da Amazônia/Museu Paraense Emílio Goeldi, 102 p.
- Roeleveld W. 1969. Pollen analysis of two sections in the young coastal plain of Surinam. *Geologie en Mijnbouw*, **48**: 215-224.
- Rossetti D.F., Truckenbrodt W., Góes A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos Sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **1**: 25-74.
- Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. 1990. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **2**: 17-29.
- Rossetti D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Science*, **14**: 77-89.
- Rossetti D.F. & Toledo P.M. 2006. Biodiversity from a historical geology perspective: a case study from Marajó Island, lower Amazon. *Geobiology*, **4**: 215-223.
- Rossetti D.F. & Valeriano M.M. 2007. Evolution of the lowest Amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. *CATENA*, **70**: 253-265.
- Rossetti D.F., Valeriano M.M., Thallês M. 2007. An abandoned estuary within Marajó Island: implications for late quaternary paleogeography of northern Brazil. *Estuaries and Coasts*, **30**: 813-826.

- Rossetti D.F., Valeriano M.M., Góes A.M., Thallês M. 2008a. Palaeodrainage on Marajó Island, northern Brazil, in relation to Holocene relative sea-level dynamics. *The Holocene*, **18**: 923-934.
- Rossetti D.F., Góes A.M., Valeriano M.M., Miranda M.C.C. 2008b. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil. *Journal of Quaternary Science*, **23**: 121-135.
- 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.
- Roubik D.W. & Moreno J.E. 1991. *Pollen and Spores of Barro Colorado Island*, vol. 36. Missouri Botanical Garden, St. Louis, 268 pp.
- Round F.E., Crawford R.M., Mann D.G. 1990. *The Diatoms: Biology and Morphology of the genera*. Cambridge University Press, Cambridge, 747 pp.
- Rull V., Vegas-Vilarrùbia T., Espinoza N. P. 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**: 496-504.
- Salgado-Labouriau M.L. 1973. *Contribuição à palinologia dos cerrados. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências*, 291 pp.
- Salgado-Labouriau, M.L. 1997. Late Quaternary paleoclimate in the savannas of South America. *Journal of Quaternary Science*, **12**: 371-379.
- Salgado-Labouriau M.L., Cassetib V., Ferraz-Vicentini K.R., Martind L., Soubièsd F., Suguio K., Turcq B. 1997. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **128**: 215-226.
- Santos A., Tancredi A.C.N.S., Silva M.S. 1986. Limnologia da Amazônia Oriental: caracterização biogeoquímica da parte sul do estuário do rio Amazonas. *Acta Limnologica Brasiliensia*, **1**: 113-126.
- Santos M.L.S., Medeiros C., Muniz K., Feitosa F.A.N., Schwamborn R., Macedo S.J. 2008. Influence of the Amazon and Pará Rivers on Water Composition and Phytoplankton Biomass on the Adjacent Shelf. *Journal of Coastal Research*, **24**: 585-593.

- Schafer A. 1985. *Fundamentos de ecologia e biogeografia das águas continentais*. Porto Alegre, Ed. UFRGS, 532pp.
- Scholl D.W. 1964. Recent sedimentary record in mangrove swamps and rise in sea level over the southwestern coast of Florida: Part 1. *Marine Geology*, **1**: 344-366.
- Seltzer G.O., Rodbell D.T., Abbott M. 1995. Andean glacial lakes and climate variability since the Last Glacial Maximum. *Bulletin-Institut Francais d'Etudes Andines*, **24**: 539-549.
- Senna C.S.F. 2002. Mudanças da paleovegetação e dos paleoambientes holocenos da planície costeira da região nordeste do Estado do Pará, entre as Baías de Marapanim e Maracanã. Tese de Doutorado, Universidade do Amazonas/Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, 115p.
- Sewell G.H. 1978. *Administração e controle da qualidade ambiental*. São Paulo: EPU, 185 pp.
- Shepard F.P. 1954. Nomenclature based on sand and silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, **24**: 151-158.
- Sifeddine A., Bertrand P., Fournier M., Martin L., Servant M., Soubiès F., Suguio K., Turcq B. 1994. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60000 dernières années. *Bulletin de La Société Géologique de France*, **165**: 613-621.
- Sifeddine A., Marint L., Turcq B., Volkmer-Ribeiro C., Soubiès F., Cordeiro R.C., Suguio K. 2001. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **168**: 221-235.
- Sifeddine A., Albuquerque A.L.S., Ledru M.P., Turcq B., Knoppers B., Martin L., Mello W.Z., Passenau H., Dominguez J.M.L., Cordeiro R.C., Abrão J.J., Bittencourt A.C.S.P. 2003. A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**: 25-34.
- Silva C.G. 1991. Holocene stratigraphy and evolution of the Açu River Delta, Rio Grande do Norte State, Northeastern Brazil. Tese de Doutorado, Departamento of Geology, Duck University, 400p.

- Silva M.S. 1996. Morfoestratigrafia e evolução holocênica da planície costeira de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 156 p.
- Silva-Júnior O.G. & El-Robrini M. 2001. Morfoestratigrafia do noroeste da planície costeira de São João de Pirabas (Nordeste do Pará). *Revista Brasileira de Oceanografia*, **49**: 99-114.
- Silveira O.F.M., Faria Jr. L.E.C., Nitrouer C.A., Allison M.A., Mendes A.C.M. 1993. In: SIMPÓSIO AMASSEDS, Niterói, 1993. *Resumos...*Niterói, p. 47.
- Simões M.F. 1981. Coletores - Pescadores ceramistas do litoral do salgado (Pará). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Antropologia*, **78**: 1-33.
- Sioli H., Klinge H. 1962. Solos, tipos de vegetação e águas na Amazônia brasileira. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **1**: 27-41.
- Sistema de Veneza. 1958. Symposium on the classification of brackish waters. *Archives Limnology and Oceanography*, **11**: 1-248.
- Snedaker S.C. 1982. Mangrove species zonation: why? In: D.N. Sen & K.S. Rajpurohit (eds.) *Contributions to the ecology of halophytes, tasks for vegetation science*, vol 2. Junk, The Hague, p.: 111-125.
- Snedaker S.C. 1993. Impact in mangroves. In: G.G. Maul (ed.) *Climatic change in the Intra-Americas Sea*. Edward Arnold. London, p.: 282-305.
- Souza Filho P.W.M. 1995. Influência das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia da Planície Costeira Bragantina (NE do Pará) durante o Holoceno. Dissertação de Mestrado, Instituto de geociências, Universidade Federal do Pará, 123 p.
- Souza Filho P.W.M. & El-Robrini, M. 1995. Um exemplo de sistema deposicional dominado por macromaré: A Planície Costeira Bragantina – NE do Pará (Brasil). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5. *Anais...*Niterói, ABEQUA p.278-284.
- Souza Filho P.W.M. & El-Robrini, M. 1997. Chêniers: evidências morfológicas e estratigráficas de antigas linhas de costa na Planície Costeira Bragantina, Nordeste do Pará - Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Curitiba. *Resumos Expandidos...* ABEQUA. p. 147-150.

- Souza Filho P.W.M. & El-Robrini M. 1998. As variações do nível do mar e a estratigrafia de sequências da Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **10**: 45-78.
- Souza Filho P.W.M. & Paradella W.R. 2003. Use of synthetic aperture radar for recognition of coastal geomorphological features, land-use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **75**: 341-56.
- Souza Filho P.W.M., Lessa G.C., Cohen M.C.L., Costa F.R., Lara R.J. 2009. The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the eastern amazon Coast, Northern Brazil. In: S.F. Dillenburg & P.A. Hesp (Org.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. 1ed. New York: Springer, vol. 1. p.: 347-375.
- Souza L.S. B. & Rossetti D.F. 2010. Análise morfoestrutural na porção leste da Ilha do Marajó/PA. In: SBSR-Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal 14: 3387-3394.
- Sperling M.V. 1996. *Introdução à qualidade das águas e ao tratamento de esgotos*. 2.ed. Belo Horizonte: Escola de Engenharia da UFMG, 243pp.
- Stattegger K., Caldas L.H.O., Vital H. 2006. Holocene coastal evolution of the Northern Rio Grande do Norte Coast, Brazil. *Journal of Coastal Research*, **39**: 151-156.
- Stewart W.D.P. 1973. *Nitrogen fixation*. Botanical monographs, Washington, p.: 260-278.
- Suguio K. & Martin L. 1978. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo, Special publication 1, IGCP, Project 61, 55p.
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G.de. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**: 273-286.
- Suguio K., Angulo R.J., Carvalho A.M., Corrêa I.C.S., Villwock J.A., Vital H. 2005. Paleoníveis do mar e paleoníveis da costa. In: C.R.G. Souza, K. Suguio, A.M.S. Oliveira, P.E. De Oliveira (eds.) *Quaternário do Brasil*. Ed. Holos, Ribeirão Preto, São Paulo, p.: 114-129.

- Suguio K. 2008. *Mudanças ambientais da Terra*. São Paulo: Instituto Geológico. 339 pp.
- Tissot C. & Marius C. 1992. Holocene evolution of the mangrove ecosystem in French Guiana: a palynological study. In: K.P. Singh & J.S. Singh (eds.) *Tropical Ecosystems: Ecology and Management*, Wiley Eastern Limited: New Delhi, p.: 333-347.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Lin P.-N., Henderson K.A., Cole-Dai J., Bolsan J.F., Liu K.G. 1995. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, **269**: 46-50.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Henderson K.A. 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, **15**: 377-394.
- Tomazelli L.J. 1990. Contribuição ao Estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no Sistema Eólico. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 270 p.
- Tomazelli L.J. & Villwock J.A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: M. Holz & L.F. de Ros (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. IG/UFRGS, p.: 375-406.
- Toledo M.B. & Bush, M. 2007. A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas. *Journal of Biogeography*, **34**: 1313-1326.
- Toledo M.B. & Bush M. 2008a. A Holocene pollen record of savanna establishment in coastal Amapá. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80**: 341-351.
- Toledo M.B. & Bush M. 2008b. Vegetation and Hydrology changes in Eastern Amazonia inferred from pollen record. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80**: 191-203.
- Troxler T.G. & Richards J.H. 2009.  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ , carbon, nitrogen and phosphorus as indicators of plant ecophysiology and organic matter pathways in Everglads deep slough, Florida, USA. *Aquatic Botany*, **91**: 157-165.
- Tunbridge I.P. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex, the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK. *Sedimentology*, **31**: 697-715.

- Tundisi J.G. 1983. A review of basic ecological processes interacting with production and standing stock of phytoplankton in lakes and reservoirs in Brazil. *Hidrobiologia*, **100**: 223-243.
- Tundisi J.G. & Tundisi T. 2008. *Limnologia*. São paulo: oficina de textos. 632 pp.
- Turcq B., Sifeddine A., Martin L., Absy M.L., Soubiés F., Suguio K., Volkmer-Ribeiro C. 1998. Amazonian Rainforest Fires: a lacustrine record of 7000 years. *Ambio*, **27**: 139-142.
- Tuomisto H. & Ruokolainen K. 1994. Distribution of Pteridophyta and Melastomataceae along an edaphic gradient in an Amazonian rain forest. *Journal of Vegetation Science*, **5**: 25-34.
- Tuomisto H., Ruokolainen K., Kalliola R., Linna A., Danjoy W., Rodriguez Z. 1995. Dissecting Amazonian biodiversity. *Science*, **269**: 63-66.
- Tyson R.V. 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Chapman and Hall, London, 615 pp.
- UNEP. 1994. *Assessment and Monitoring of Climatic Change Impacts on Mangrove Ecosystems*. UNEP Regional Seas Reports and Studies N°. 154. Nairobi: UNEP. 62 pp.
- Van de Plassche O. 1986. *Sea Level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data*. Geobooks, Norwich, 615 pp.
- Van der Hammen T. 1963. A palynological study on the Quaternary of British Guiana. *Leidse Geologische Mededelingen*, **29**: 125-180.
- Van der Hammen T. 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. *Journal of Biogeography*, **1**: 3-26.
- Van der Hammen T., Duivenvoorden J.F., Lips J.M., Urrego L.E., Espejo, N. 1992. The late quaternary of the middle Caquetá area (Colombian Amazonia). *Journal of Quaternary Sciences*, **7**: 45-45.
- Van der Hammen T. & Absy M.L. 1994. Amazonia during the last glacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109**: 247-261.
- Van der Hammen T. & Hooghiemstra H. 2000. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 725-742.

- Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany*, **15**: 115-123.
- Versteegh G.J.M., Schefuß E., Dupont L., Marret F., Sinnighe Damste J.S., Jansen J.H.F. 2004. Taraxerol and Rhizophora pollen as proxies for tracking past mangrove ecosystems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**: 411-422.
- Victoria R. L., Martinelli L.A., Richey J.E., Forsberg B.R. 1989 Spatial and temporal variations in soil chemistry on the Amazon Floodplain. *Geojournal*, **19**: 45-52.
- Vidotto E., Pessenda L.C.R., Ribeiro A. de S., Freitas H.A. de, Bendassolli, J.A. 2007. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. *Acta Amazônica*, **37**: 385-400.
- Vidotto E. 2008. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso-SP durante o Quaternário Tardio. Tese de Doutorado, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 199 p.
- Villegas J.M.C. 1994: Geologia Estrutural da Bacia do Marajó. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 98 p.
- Villwock J.A., Tomazelli L.J., Loss E.L., Dehnhardt E.A., Horn Filho N.O., Bachi F.A., Dehnhardt B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *Quaternary of South America and Antarctic Península*, **4**: 79-97.
- Villwock J.A. 1987. Processos costeiros e a formação da costa sul e sudeste brasileira. In: Simpósio sobre ecossistemas da costa sul e sudeste brasileira, Cananéia. *Anais*. Cananéia, SBG. p. 380-398.
- Vital H. 1988. Estudo do Geossistema do Lago Arari, Ilha do Marajó-Pará. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 105 p.
- Vital H. & Stattegger K. 2000. Lowermost Amazon River: evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International*, **72**: 53 - 60.
- Vormisto J., Tuomisto H., Oksanen T. 2004. Palm distribution patterns in Amazonian rainforests: what is the role of topographic variation? *Journal of Vegetation Science*, **15**: 485-494.



- Walsh G.E. 1974. Mangrove forests: a review. *In: R.J. Reinold & W.H. Queen (eds.) Ecology of Halophytes*, Academic Press, New York. p.: 51-174.
- Weng C., Bush M.B., Athens J.S. 2002. Two histories of climate change and hydrarch succession in Ecuadorian Amazonia. *Review of Palynology and Paleobotany*, **120**: 73-90.
- 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., Gonzales S., Huddart D. 2005a. 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**: 685-698.
- Wilson G.P., Lamb A.L., Leng M. J., Gonzalez S., Huddart D. 2005b.  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 2015-2029.
- Wong T.E. 1989. Quaternary stratigraphy of Suriname. *In: Prost. M.T. 1992. Évolution des littorax de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant Le Quaternaire*. Paris, ORTOM. p.: 203-230.
- Woodroffe C.D. 1981. Mangrove Swamp Stratigraphy and Holocene Transgression, Grand Cayman Island, West Indies. *Marine Geology*, **41**: 271-294.
- Woodroffe C.D. 1990. The impact of sea-level rise on mangrove shorelines. *Progress in Physical Geograohy*, **14**: 483-520.
- Ybert J.P., Bissa W.M., Catharino E.L.M., Kutner M. 2003. Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**: 11-24.
- Youssef T. & Saenger P. 1999. Mangrove zonation in Mobbs Bay - Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **49**: 43-50.

# **ANEXOS**

**ANEXO A: Taxonomia e frequência de ocorrência do fitoplâncton  
atual do Lago Arari**

Anexo A: Classificação taxonômica das espécies identificadas no Lago Arari e suas respectivas frequências de ocorrência. Mf (Muito Frequentes), F (Frequentes), Pf (Pouco Frequentes) e E (Esporádicas).

Divisão	Classe	Ordem	Família	Espécie	Frequência de Ocorrência
Bacillariophyta	Bacillariophyceae	Surirellales	Surirellaceae	<i>Surirella robusta</i>	Pf
		Eunotiales	Eunotiaceae	<i>Eunotia zygodon</i>	F
				<i>Eunotia</i> sp.1	Pf
		Naviculales	Naviculaceae	<i>Navicula</i> sp.	F
			Pleurosigmaaceae	<i>Pleurosigma</i> sp.	F
	Centrales	Eupodiscaceae	<i>Odontella regia</i>	F	
	Coscinodiscophyceae	Aulacoseirales	Aulacoseiraceae	<i>Aulacoseira granulata</i>	F
		Coscinodiscales	Coscinodiscaceae	<i>Coscinodiscus oculus iridis</i>	F
				<i>Coscinodiscus</i> sp.	F
		Hemidiscaceae	<i>Actinoptychus undulatus</i>	Pf	
			<i>Polymyxus coronalis</i>	F	
			<i>Cerataulus smithii</i>	Pf	
		Triceratiales	Triceratiaceae	<i>Cerataulus smithii</i>	Pf
	Stephanodiscaceae		<i>Cyclotella</i> sp.	Pf	
	Fragilariophyceae	Fragilariales	Triceratiaceae	<i>Triceratium favus</i>	Pf
<i>Asterionella formosa</i>			Mf		
<i>Fragilaria</i> sp.			Pf		
Cyanophyta	Cyanophyceae	Nostocales	Nostocaceae	<i>Anabaena</i> sp.	F
			Oscillatoriaceae	<i>Lyngbya</i> sp.	F
				<i>Oscillatoria</i> sp.	Mf
Chlorophyta	Chlorophyceae	Chlorococcales	Ooscystaceae	<i>Ankistrodesmus spiralis</i>	F
			Scenedesmaceae	<i>Scenedesmus</i> sp.	Pf
		Oedogoniales	Oedogoniaceae	<i>Oedogonium</i> sp.	Mf
		Volvocales	Volvocaceae	<i>Eudorina elegans</i>	Mf
				<i>Volvox aureus</i>	Mf

Anexo A (continuação). Classificação taxonômica das espécies identificadas no Lago Arari e suas respectivas frequências de ocorrência. Mf (Muito Frequentes), F (Frequentes), Pf (Pouco Frequentes) e E (Esporádicas).

Divisão	Classe	Ordem	Família	Espécie	Frequência de Ocorrência
Chlorophyta	Chlorophyceae	Zygnematales	Desmidiaceae	<i>Bambusina brebissonii</i>	F
				<i>Closterium acerosum</i>	F
				<i>Closterium ehrenbergii</i>	Mf
				<i>Closterium gracile</i>	Mf
				<i>Closterium kuetzigii</i>	Pf
				<i>Closterium lunnula</i>	F
				<i>Closterium parvulum</i>	Pf
				<i>Closterium ralfsii</i>	Pf
				<i>Closterium setaceum</i>	Mf
				<i>Euastrum sp.</i>	Pf
				<i>Cosmarium denticulatum</i>	Mf
				<i>Cosmarium contractum</i>	Pf
				<i>Cosmarium obsoletum</i>	Pf
				<i>Cosmarium sp.1</i>	F
				<i>Desmidium aptogunum</i>	Mf
				<i>Desmidium baileyi</i>	Mf
				<i>Desmidium cylindricum</i>	Mf
				<i>Desmidium quadratum</i>	F
				<i>Euastrum sp.</i>	Pf
				<i>Hyalotheca disiliens</i>	Mf
				<i>Hyalotheca mucosa</i>	Pf
				<i>Micrasterias borgei</i>	Mf
				<i>Micrasterias foliacea</i>	F
<i>Micrasterias laticeps</i>	Mf				
<i>Micrasterias mahabuleshwariensis</i>	Mf				
<i>Micrasterias radiata</i>	Mf				

Anexo A (continuação). Classificação taxonômica das espécies identificadas no Lago Arari e suas respectivas frequências de ocorrência. Mf (Muito Frequentes), F (Frequentes), Pf (Pouco Frequentes) e E (Esporádicas).

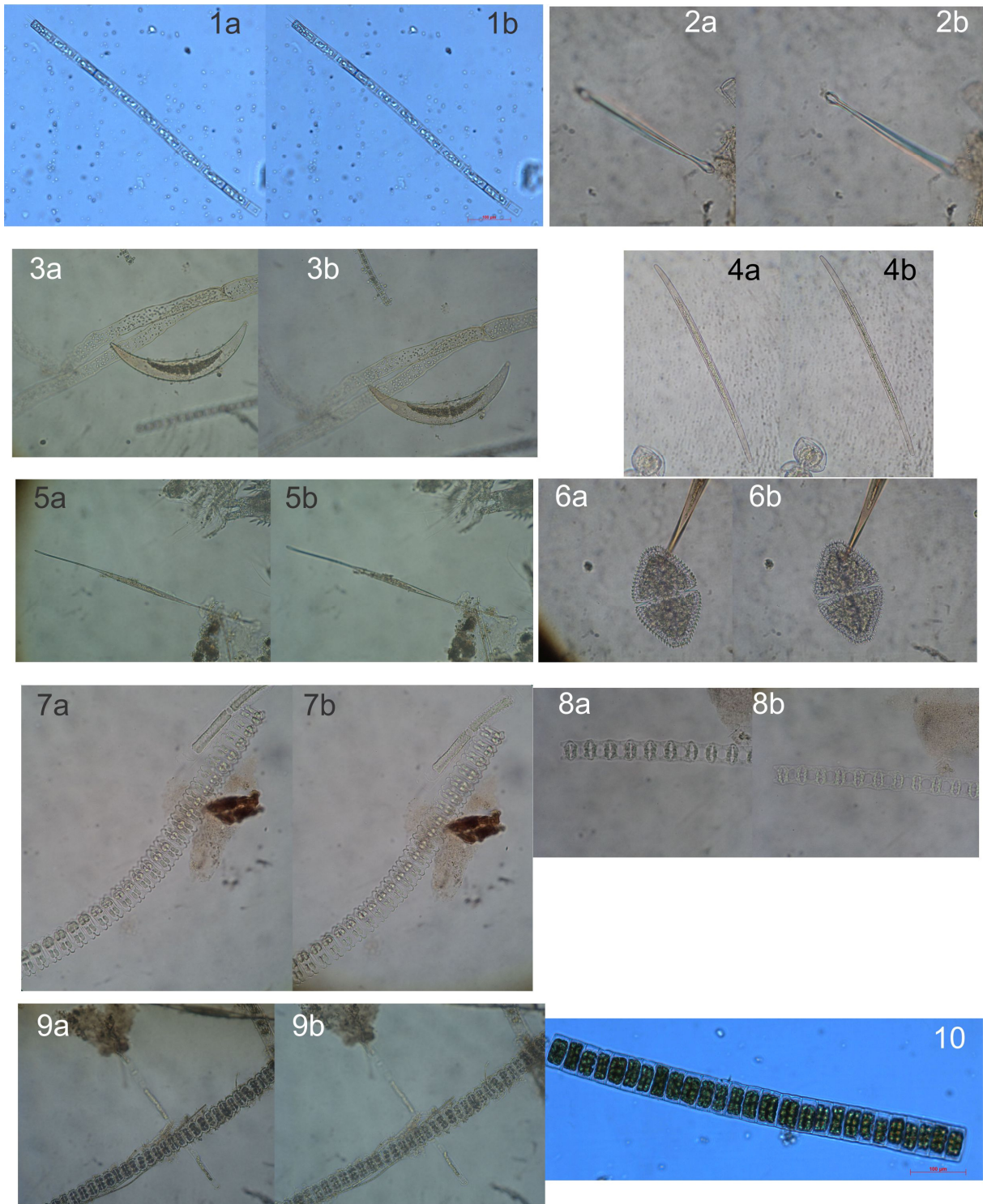
<b>Divisão</b>	<b>Classe</b>	<b>Ordem</b>	<b>Família</b>	<b>Espécie</b>	<b>Frequência de Ocorrência</b>
Chlorophyta	Chlorophyceae	Zygnematales	Desmidiaceae	<i>Micrasterias radiosa</i>	Mf
				<i>Micrasterias rotata</i>	Pf
				<i>Micrasterias schweinfurthii</i>	Mf
				<i>Micrasterias torreyii</i>	Mf
				<i>Onychonema laeve</i>	Mf
				<i>Phymatodocis irregularis</i>	F
				<i>Pleurotaenium coroniferum</i>	F
				<i>Pleurotaenium subcoronatum</i>	F
				<i>Pleurotaenium trabecula</i>	Mf
				<i>Spondylosium panduriforme</i>	Pf
				<i>Spondylosium pulchrum</i>	Mf
				<i>Staurastrum brebissonii</i>	Pf
				<i>Staurastrum boergesenii</i>	Mf
				<i>Staurastrum brasiliense</i>	Mf
				<i>Staurastrum elegantissimum</i>	Pf
				<i>Staurastrum leptocanthum</i>	Mf
				<i>Staurastrum minnesotense</i>	F
				<i>Staurastrum moniliforme</i>	Pf
				<i>Staurastrum nudibrachiatum</i>	Mf
				<i>Staurastrum rotula</i>	F
				<i>Staurastrum sebaldi</i>	Mf
<i>Staurastrum setigerum</i>	F				
<i>Staurastrum sexangulare</i>	Mf				
<i>Staurastrum subphiura</i>	Pf				
<i>Staurastrum tryssos</i>	Pf				
<i>Staurastrum wolleanum</i>	F				

Anexo A (continuação). Classificação taxonômica das espécies identificadas no Lago Arari e suas respectivas frequências de ocorrência. Mf (Muito Frequentes), F (Frequentes), Pf (Pouco Frequentes) e E (Esporádicas).

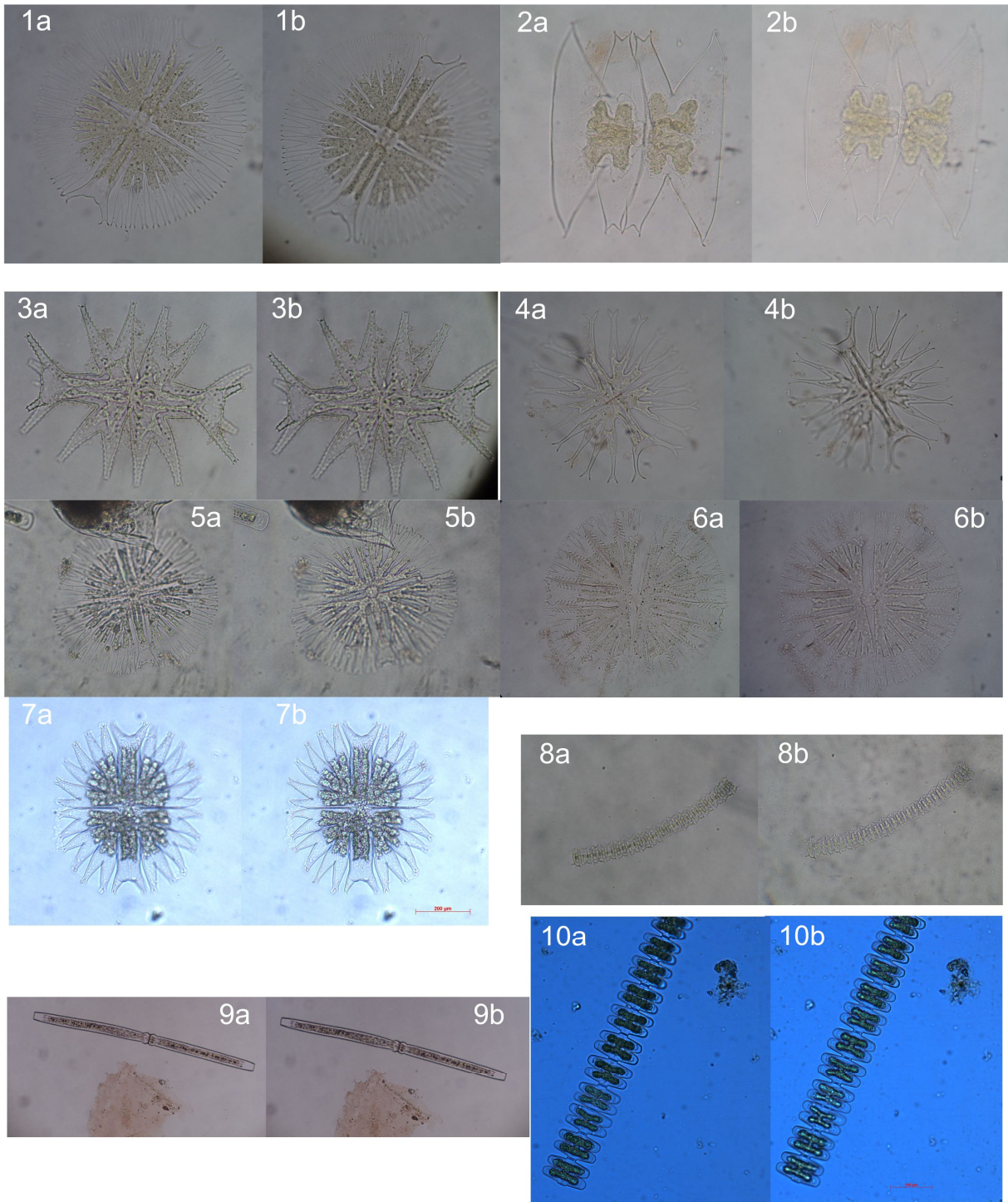
<b>Divisão</b>	<b>Classe</b>	<b>Ordem</b>	<b>Família</b>	<b>Espécie</b>	<b>Frequência de Ocorrência</b>
Chlorophyta	Chlorophyceae	Zygnematales	Desmidiaceae	<i>Staurodesmus clepsydra</i>	Mf
				<i>Staurodesmus cornutus</i>	F
				<i>Staurodesmus dickiei</i>	Mf
				<i>Staurodesmus maximus</i>	F
				<i>Staurodesmus megacanthus</i>	Pf
				<i>Staurodesmus subulatus</i>	Pf
				<i>Xanthidium amazonense</i>	F
				<i>Xanthidium canadense</i>	Mf
				<i>Xanthidium mamillosum</i>	F
				<i>Xanthidium sexangulare</i>	Mf
			<i>Xanthidium trilobum</i>	Mf	
			Mesotaeniaceae	<i>Gonatozygon aculeatum</i>	F
				<i>Gonatozygon kinahani</i>	Mf
			Zygnemataceae	<i>Spirogyra ellipsospora</i>	MF
				<i>Spirogyra</i> sp.1	Mf
<i>Spirogyra</i> sp. 2	F				
<i>Zygnema</i> sp.	Mf				
Pyrrophyphyta	Dinophyceae	Peridinales	Peridiniaceae	<i>Peridinium</i> sp.	F
Euglenophyta	Eugleophyceae	Euglenales	Euglenaceae	<i>Euglena acus</i>	F
				<i>Euglena spirogyra</i>	Pf
				<i>Euglena oxyurus</i>	F
				<i>Phacus longicauda</i>	Pf
				<i>Phacus pleuronectes</i>	Pf
				<i>Phacus textus</i>	Pf
				<i>Trachelomonas megalacantha</i>	Pf

**ANEXO B: PRANCHAS I, II, III e IV. Fitoplâncton atual do  
Lago Arari**

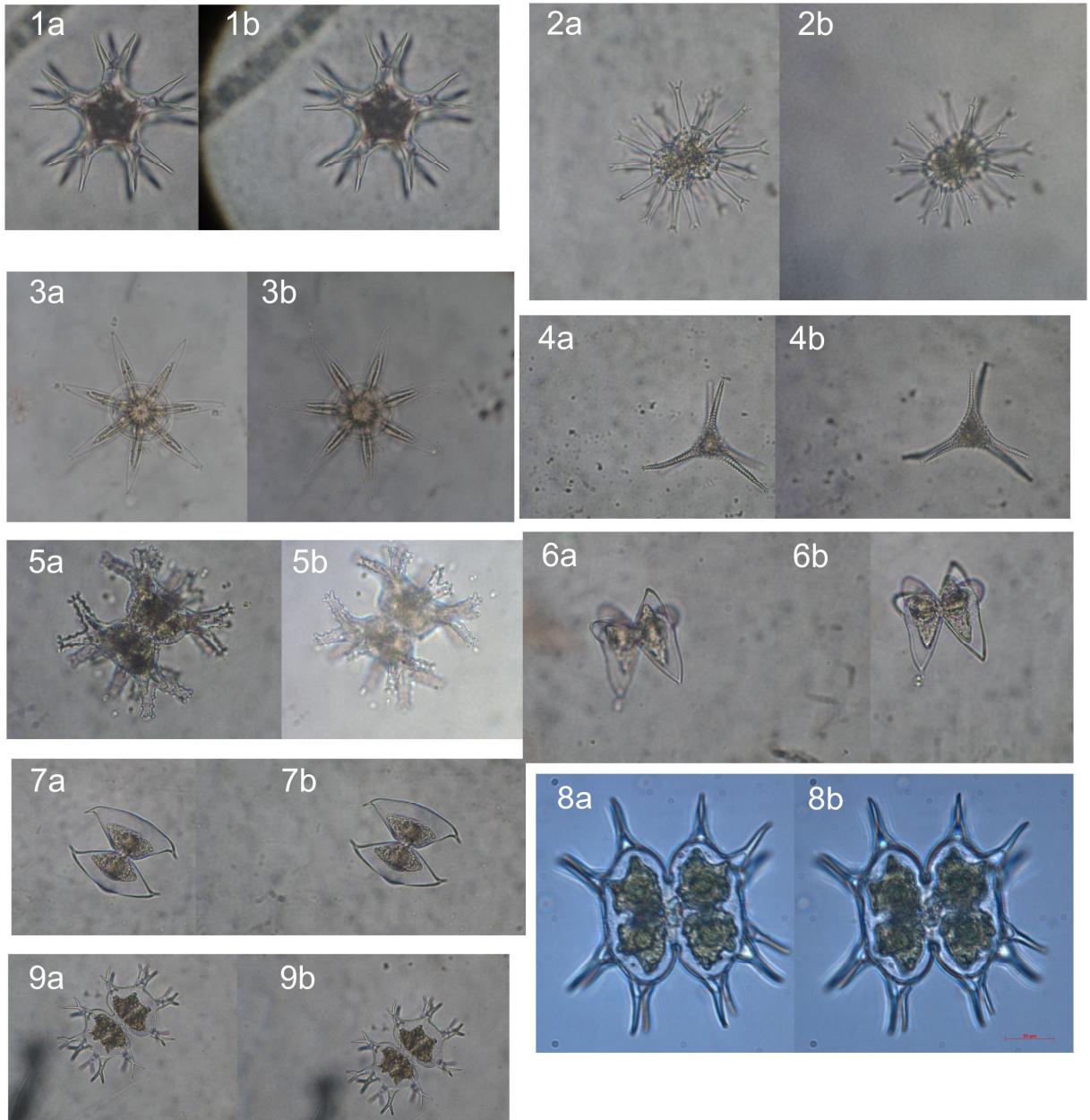




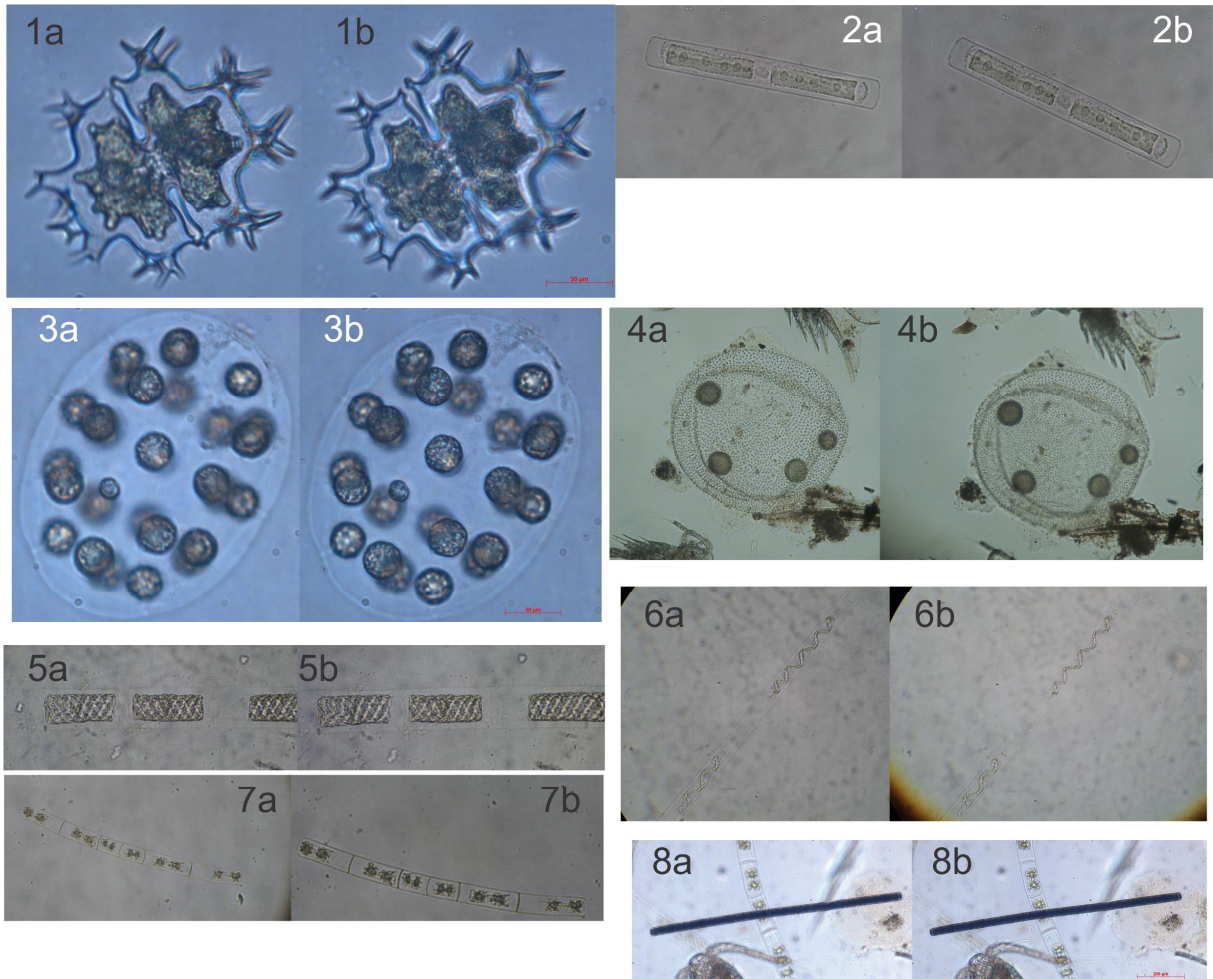
PRANCHA I - (Bacillariophyta): **Aulacoseiraceae**: *Aulacoseira granulata* (1a,b); **Fragilariaceae**: *Asterionella formosa* (2a,b). (Chlorophyta): **Desmidiaceae**: *Closterium ehrenbergii* (3a,b); *Closterium gracile* (4a,b); *Closterium setaceum* (5a,b); *Cosmarium denticulatum* (6a,b); *Desmidium aptogunum* (7a,b); *Desmidium baileyi* (8a,b); *Desmidium cylindricum* (9a,b); *Hyalotheca disiliens* (10).



PRANCHA II - (Chlorophyta): **Desmidiaceae**: *Micrasterias borgei* (1a,b); *Micrasterias laticeps* (2a,b); *Micrasterias mahabuleshwarensis* (3a,b); *Micrasterias radiata* (4a,b); *Micrasterias radiosa* (5a,b); *Micrasterias schweinfurthii* (6a,b); *Micrasterias torreyii* (7a,b); *Onychonema laeve* (8a,b); *Pleurotaenium trabecula* (9a,b); *Spondylosium pulchrum* (10a,b).



PRANCHA III - (Chlorophyta): **Desmidiaceae**: *Staurastrum brasiliense* (1a,b); *Staurastrum leptocanthum* (2a,b); *Staurastrum nudibrachiatum* (3a,b); *Staurastrum sebaldi* (4a,b); *Staurastrum sexangulare* (5a,b); *Staurodesmus clepsydra* (6a,b); *Staurodesmus dickiei* (7a,b); *Xanthidium canadense* (8a,b); *Xanthidium sexangulare* (9a,b).



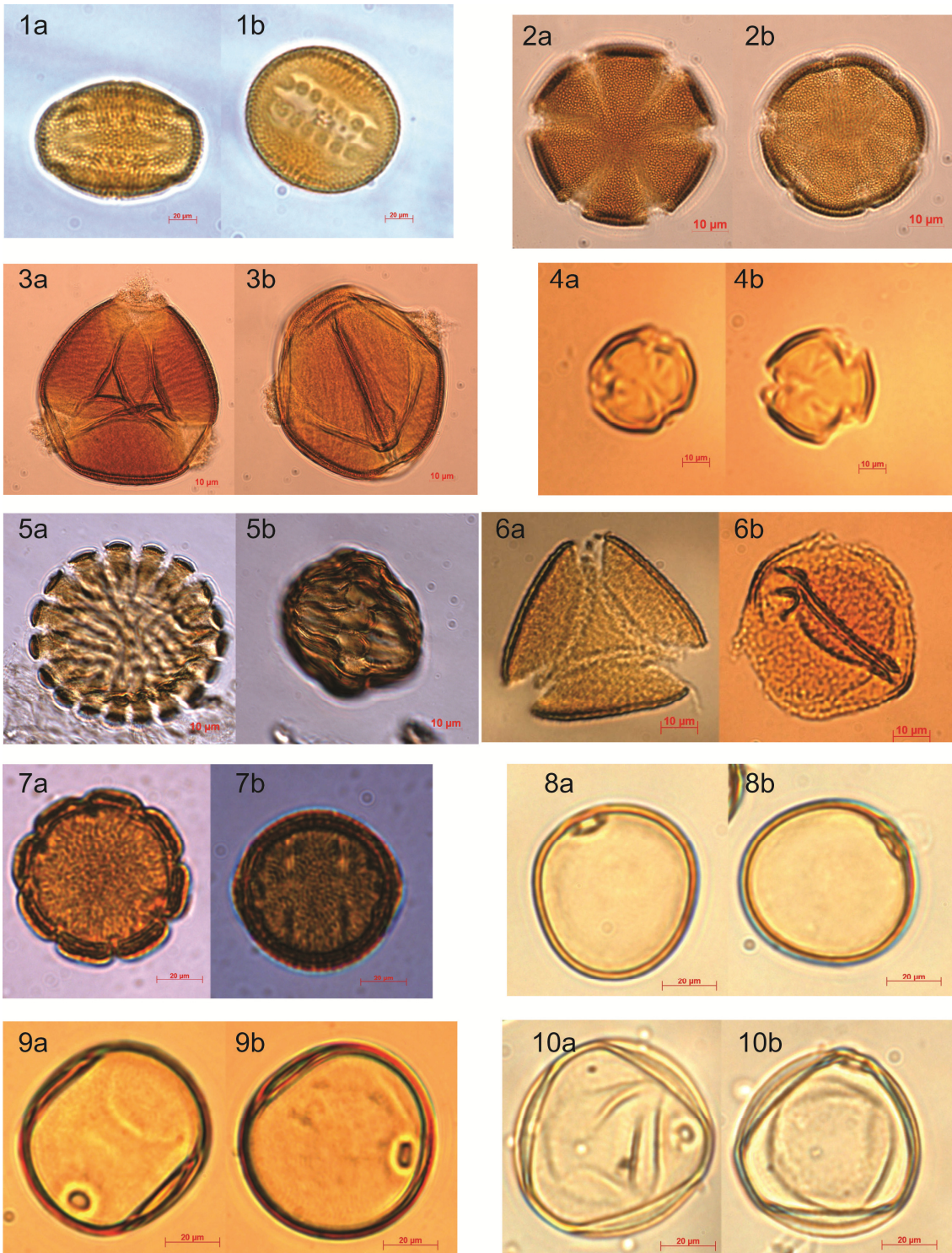
PRANCHA IV - (Chlorophyta): **Desmidiaceae:** *Xanthidium trilobum* (1a,b); **Mesotaeniaceae:** *Gonatozygon kinahani* (2a,b); **Volvocaceae:** *Eudorina elegans* (3a,b); *Volvox aureus* (4a,b); **Zygnemataceae:** *Spirogyra ellipsospora* (5a,b) *Spirogyra* sp. 1 (6a,b); *Zygnema* sp. (7a,b). (Cyanophyta): **Oscillatoriaceae:** *Oscillatoria* sp. (8a,b).

**ANEXO C: Taxonomia das macrófitas aquáticas do Lago Arari e respectivos valores de COT e  $\delta^{13}\text{C}$**

Anexo C. Lista dos *Taxa* botânicos identificados no Lago Arari e seus respectivos valores de carbono orgânico total (COT) e  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB).

Divisão ou Família	Espécie	COT (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Acanthaceae	<i>Dianthera</i> sp.	31,40	-28,24
Araceae	<i>Pistia stratioides</i>	34,95	-26,64
Convolvulaceae	<i>Ipomoea asarifolia</i>	44,64	-28,22
Lamiaceae	Não-identificada	39,17	-29,60
Leguminosae- Mimosoideae	<i>Neptunia prostrata</i>	43,99	-30,01
Leguminosae- Papilionoideae	<i>Aeschynomene sensitive</i>	42,05	-29,11
Lentiburiaceae	<i>Utricularia</i> sp.	32,31	-30,40
Menyanthaceae	<i>Nymphoides indica</i>	39,99	-25,30
Onagraceae	Não-identificada	39,58	-29,49
Poaceae	Não-identificada	41,83	-28,75
Poaceae	<i>Echinochloa polystachya</i>	42,18	-10,68
Poaceae	<i>Hymenachne amplexicaulis</i>	41,02	-29,24
Poaceae	<i>Leersia hexandra</i>	42,10	-27,84
Poaceae	<i>Luziola Spruceana</i>	41,98	-28,06
Poaceae	<i>Oryza rufipogon</i>	44,25	-29,04
Poaceae	<i>Paspalum repens</i>	43,28	-10,99
Pontederidaceae	<i>Eichhornia crassipes</i>	36,42	-28,80
Pteridophyta	<i>Ceratopteris pteroides</i>	37,87	-27,72
Pteridophyta	<i>Marsilea quadrifolia</i>	42,24	-27,07
Pteridophyta	<i>Salvinia auriculata</i>	39,41	-28,24
Rubiaceae	<i>Borreria</i> sp.	41,96	-29,34
Rubiaceae	<i>Borreria</i> sp.	40,26	-30,17

**ANEXO D: PRANCHA V. Grãos de pólen das macrófitas  
colonizadoras do Lago Arari**

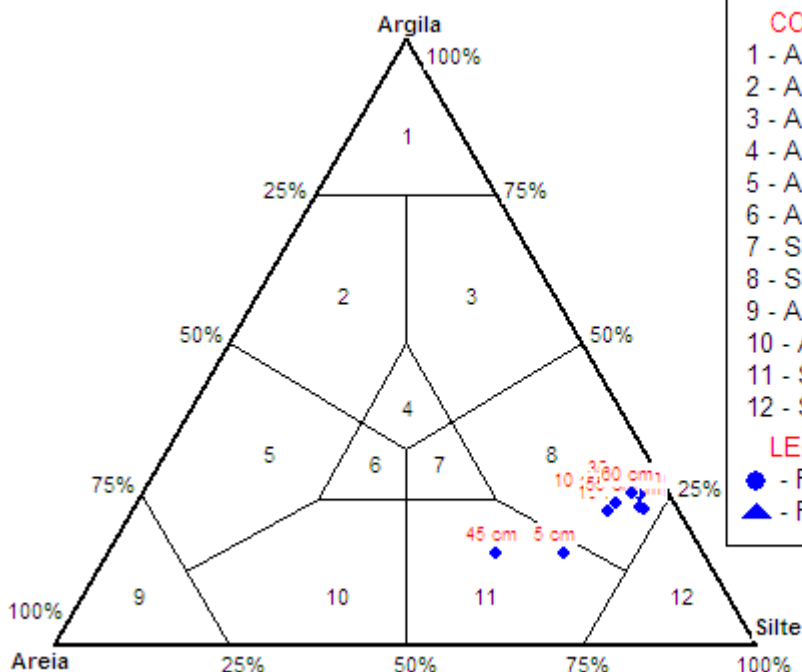


PRANCHA V - (Magnoliopsida): **Acanthaceae**: *Dianthera* sp. (1a,b); **Lamiaceae** (2a,b); **Leguminosae-Mimosoideae**: *Neptunia prostrata* (3a,b); **Leguminosae-Papilionoideae**: *Aeschynomene sensitiva* (4a,b); **Lentibulariaceae**: *Utricularia* sp. (5a,b); **Menyanthaceae**: *Nymphoides indica* (6a,b); **Rubiaceae**: *Borreria* sp. (7a,b). (Liliopsida): **Poaceae**: *Luziola spruceana* (8a,b); *Oryza rufipogon* (9a,b); *Paspalum repens* (10a,b).



**ANEXO E: Análise granulométrica dos testemunhos sedimentares lacustres e de manguezal**

## A) Testemunho sedimentar LA-A



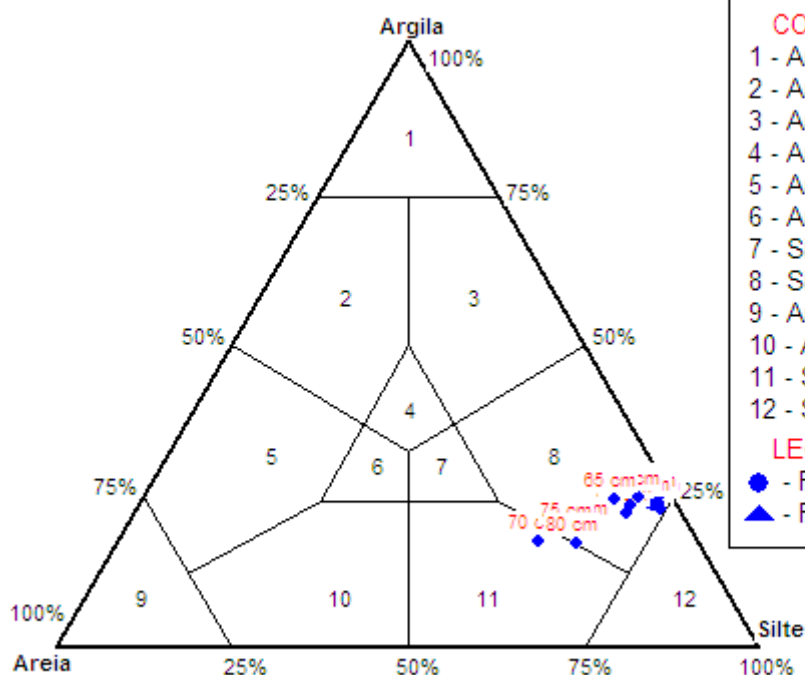
## CONVENÇÕES

- 1 - Argila ou argilito
- 2 - Argila Arenosa
- 3 - Argila siltica
- 4 - Argila siltico-arenosa
- 5 - Areia argilosa
- 6 - Areia siltico-argilosa
- 7 - Silte argilo-arenoso
- 8 - Silte argiloso
- 9 - Areia ou arenito
- 10 - Areia siltica
- 11 - Silte arenoso
- 12 - Silte ou siltito

## LEGENDAS

- - Fração de grânulos < 3%
- ▲ - Fração de grânulos > 3%

## B) Testemunho sedimentar LA-B



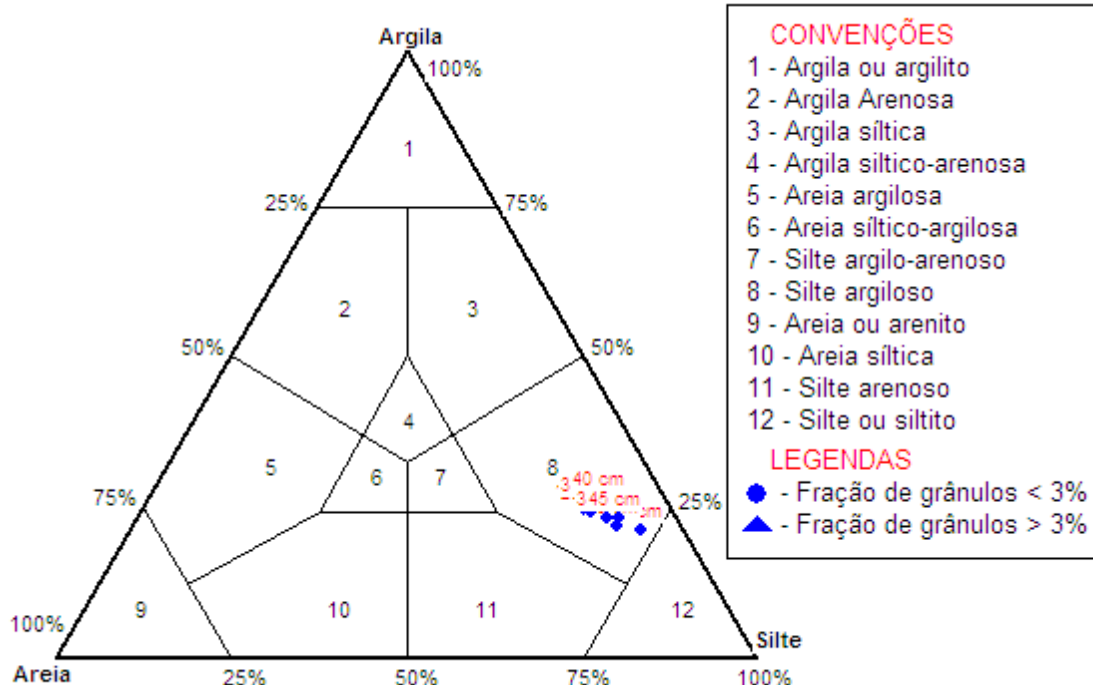
## CONVENÇÕES

- 1 - Argila ou argilito
- 2 - Argila Arenosa
- 3 - Argila siltica
- 4 - Argila siltico-arenosa
- 5 - Areia argilosa
- 6 - Areia siltico-argilosa
- 7 - Silte argilo-arenoso
- 8 - Silte argiloso
- 9 - Areia ou arenito
- 10 - Areia siltica
- 11 - Silte arenoso
- 12 - Silte ou siltito

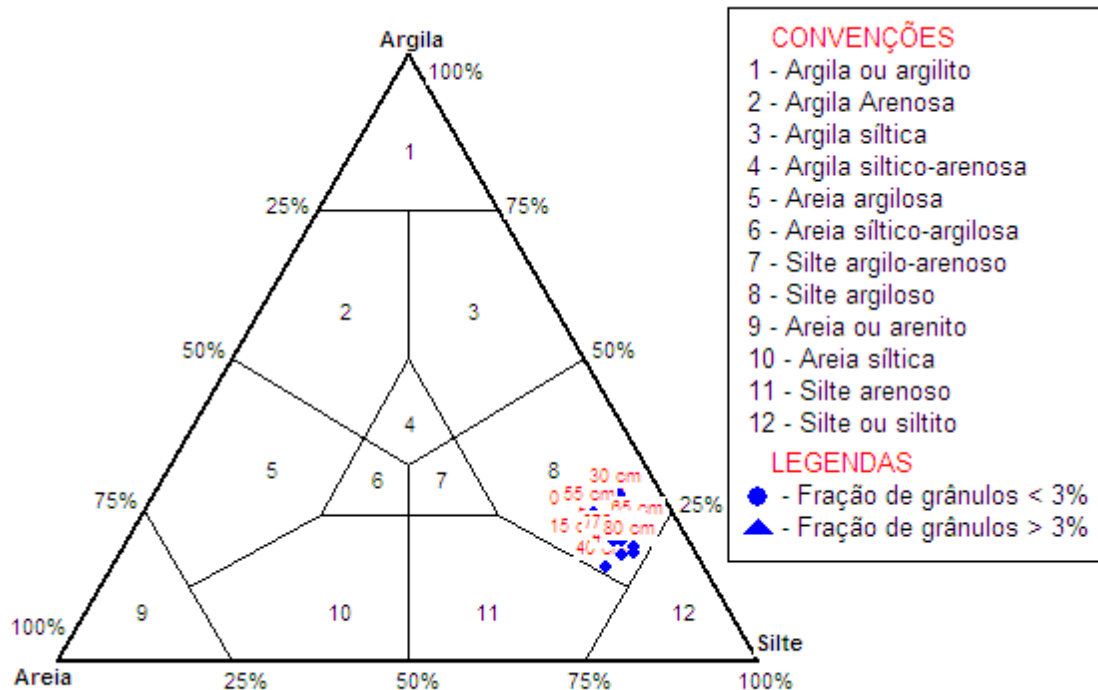
## LEGENDAS

- - Fração de grânulos < 3%
- ▲ - Fração de grânulos > 3%

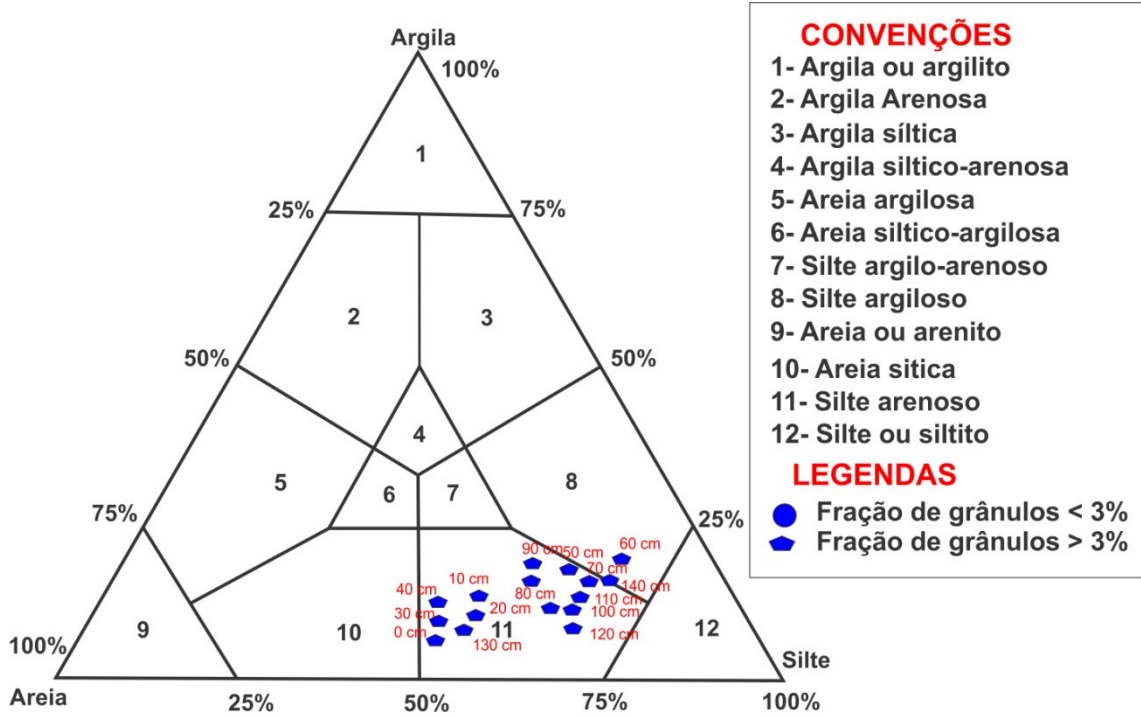
## C) Testemunho sedimentar LA-C



## D) Testemunho sedimentar LA-D



E) Testemunho sedimentar M1



**ANEXOS F a J: Análise isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ), elementar (COT e NT) e razão molar (C/Nmolar) dos testemunhos sedimentares lacustres e de manguezal**

Anexo F. Variação de COT (%),  $\delta^{13}\text{C}$  (‰), NT (%),  $\delta^{15}\text{N}$  (‰) e  $\text{C/N}_{\text{molar}}$  nos sedimentos coletados no Lago Arari (LA-A) em relação à profundidade.

Profundidade (cm)	LA-A				
	COT (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	NT (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	$\text{C/N}_{\text{molar}}$
0	0,50	-22,6	0,075	6,14	7,8
5	0,49	-22,23	0,070	6,06	8,1
10	0,42	-21,79	0,064	6,14	7,8
15	0,39	-22,11	0,058	5,94	7,8
20	0,35	-22,29	0,052	4,78	8,0
25	0,35	-22,07	0,054	5,84	7,5
30	0,33	-22,12	0,052	5,23	7,4
35	0,31	-22,42	0,052	5,53	7,1
40	0,26	-22,49	0,040	5,33	7,8
45	0,31	-22,77	0,046	4,45	7,9
50	0,28	-23,23	0,046	4,49	7,1
55	0,26	-23,32	0,049	5,12	6,2
60	0,25	-23,54	0,049	4,83	6,0

Anexo G. Variação de COT (%),  $\delta^{13}\text{C}$  (‰), NT (%),  $\delta^{15}\text{N}$  (‰) e  $\text{C/N}_{\text{molar}}$  nos sedimentos coletados no Lago Arari (LA-B) em relação à profundidade.

Profundidade (cm)	LA-B				
	COT (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	NT (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	$\text{C/N}_{\text{molar}}$
0	1,16	-25,15	0,209	14,64	6,5
5	0,51	-23,62	0,086	7,26	7,0
10	0,41	-22,04	0,068	5,84	7,0
15	0,41	-23,21	0,064	5,51	7,5
20	0,25	-22,43	0,052	4,89	5,6
25	0,22	-23,08	0,048	4,79	5,4
30	0,24	-23,28	0,050	4,33	5,7
35	0,22	-23,1	0,049	4,52	5,3
40	0,23	-23,27	0,047	4,60	5,8
45	0,22	-23,4	0,049	4,72	5,3
50	0,20	-23,57	0,048	4,57	4,9
55	0,19	-23,13	0,046	3,85	4,7
60	0,20	-23,33	0,046	4,67	5,0
65	0,17	-24,37	0,044	4,57	4,5
70	0,16	-23,24	0,040	3,81	4,6
75	0,16	-24,35	0,041	4,05	4,7
80	0,21	-24,59	0,043	4,61	5,8

Anexo H. Variação de COT (%),  $\delta^{13}\text{C}$  (‰), NT (%),  $\delta^{15}\text{N}$  (‰) e  $\text{C/N}_{\text{molar}}$  nos sedimentos coletados no Lago Arari (LA-C) em relação à profundidade.

Profundidade (cm)	LA-C				
	COT (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	NT (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	$\text{C/N}_{\text{molar}}$
5	0,32	-19,54	0,056	5,37	6,7
10	0,45	-18,83	0,081	5,06	6,5
15	0,35	-19,35	0,063	5,47	6,6
20	0,24	-19,89	0,047	5,66	6,1
25	0,20	-21,51	0,044	4,85	5,3
30	0,15	-21,13	0,042	4,61	4,3
35	0,14	-21,65	0,043	5,52	3,9
40	0,16	-20,78	0,046	4,65	4,1
45	0,16	-21,12	0,046	4,88	4,2



Anexo I. Variação de COT (%),  $\delta^{13}\text{C}$  (‰), NT (%),  $\delta^{15}\text{N}$  (‰) e  $\text{C/N}_{\text{molar}}$  nos sedimentos coletados no Lago Arari (LA-D) em relação à profundidade.

Profundidade (cm)	LA-D				
	COT (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	NT (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	$\text{C/N}_{\text{molar}}$
5	0,64	-24,2	0,078	5,77	9,6
10	0,62	-23,9	0,082	6,44	8,8
15	0,42	-24,89	0,056	6,08	8,7
20	0,28	-23,73	0,051	5,79	6,5
25	0,30	-24,8	0,051	6,71	6,9
30	0,29	-24,17	0,049	5,9	6,9
35	0,30	-24,32	0,048	5,81	7,5
40	0,28	-25,03	0,048	5,59	6,8
45	0,34	-24,98	0,050	6,28	8,0
50	0,27	-23,93	0,050	6,54	6,4
55	0,24	-24,67	0,043	5,75	6,6
60	0,28	-25,35	0,047	5,88	6,9
65	0,34	-25,57	0,050	7,12	8,0
70	0,35	-25,66	0,051	7,58	8,0
75	0,29	-24,87	0,046	6,2	7,3

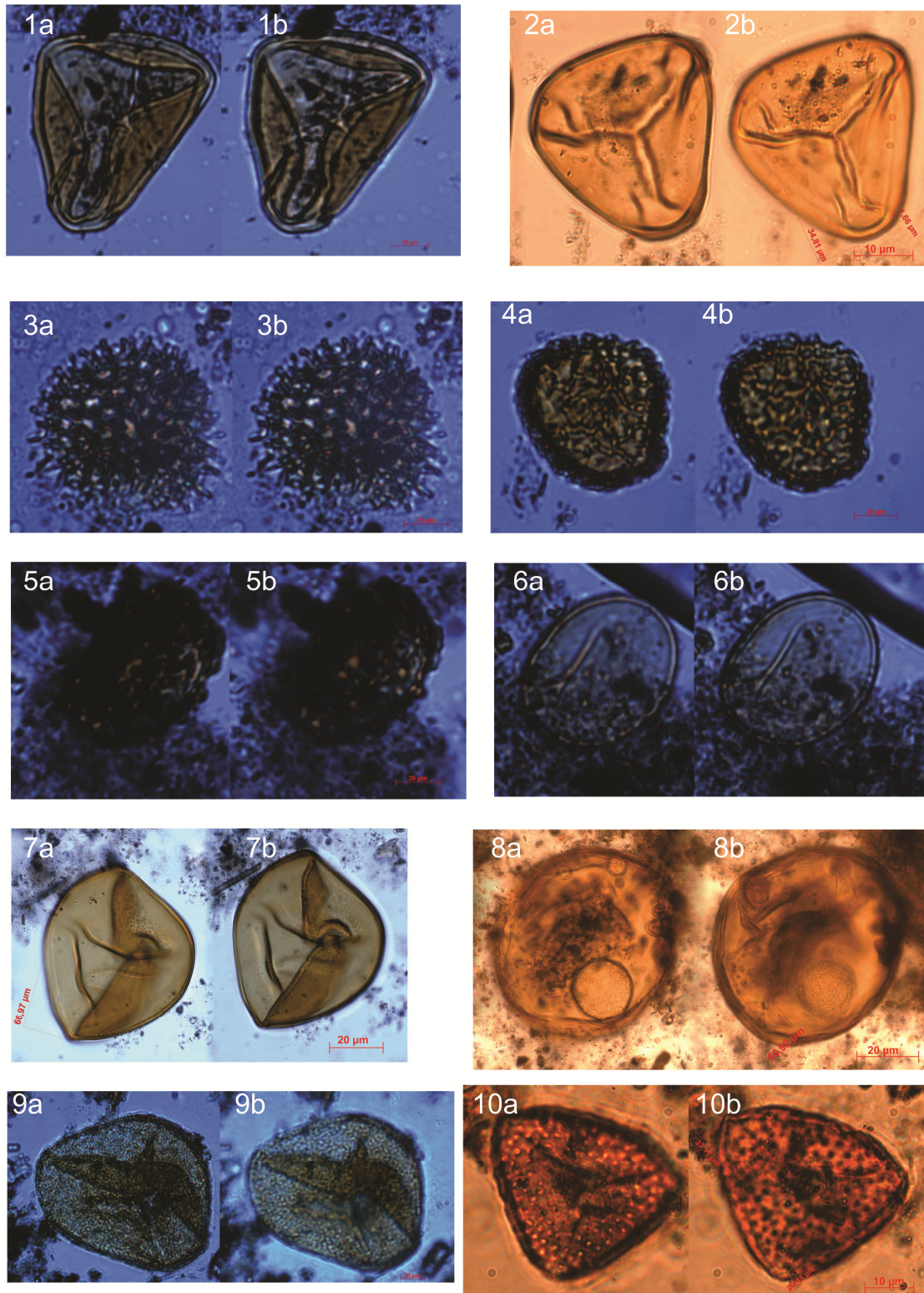
Anexo J. Variação de COT (%),  $\delta^{13}\text{C}$  (‰), NT (%),  $\delta^{15}\text{N}$  (‰) e  $\text{C/N}_{\text{molar}}$  nos sedimentos coletados do manguezal (M1) em relação à profundidade.

Profundidade (cm)	M1				$\text{C/N}_{\text{molar}}$
	COT (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	NT (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	
0	0,5	-28,9	0,032	1,0	18,22
3	0,6	-28,5	0,034	0,3	20,59
6	1,3	-28,5	0,062	0,3	24,45
9	2,4	-28,7	0,103	0,0	28
12	0,7	-29,0	0,032	0,9	27,2
15	1,9	-28,7	0,091	0,6	24,62
18	2,8	-28,6	0,126	0,9	27,2
21	1,7	-28,1	0,088	1,5	24,78
24	0,8	-27,8	0,037	1,7	25,21
27	1,6	-28,3	0,070	0,6	26,65
30	2,6	-28,2	0,143	0,0	21,65
33	3,0	-28,4	0,136	0,6	26,9
36	3,9	-28,7	0,164	0,3	28,42
39	3,7	-28,8	0,164	0,4	26,97
42	2,7	-28,6	0,113	1,5	28,6
45	2,8	-28,5	0,126	0,8	27,2
48	2,1	-28,7	0,089	1,0	30,6
51	1,9	-28,2	0,063	1,2	36,92
54	1,8	-27,8	0,070	1,0	29,99
57	2,9	-28,2	0,114	0,6	30,74
60	5,5	-28,2	0,201	-0,6	32,07
63	5,9	-28,1	0,248	-0,5	28,67
66	1,7	-28,2	0,067	1,5	33,04
69	1,1	-27,7	0,046	1,6	32,07
72	2,8	-27,9	0,121	1,4	27,21
75	3,8	-27,6	0,158	1,3	29,54
78	7,8	-27,8	0,290	0,9	31,36
81	7,9	-28,0	0,267	0,9	35,43
84	6,5	-27,7	0,271	1,2	28,07
87	6,2	-27,7	0,256	1,2	28,92

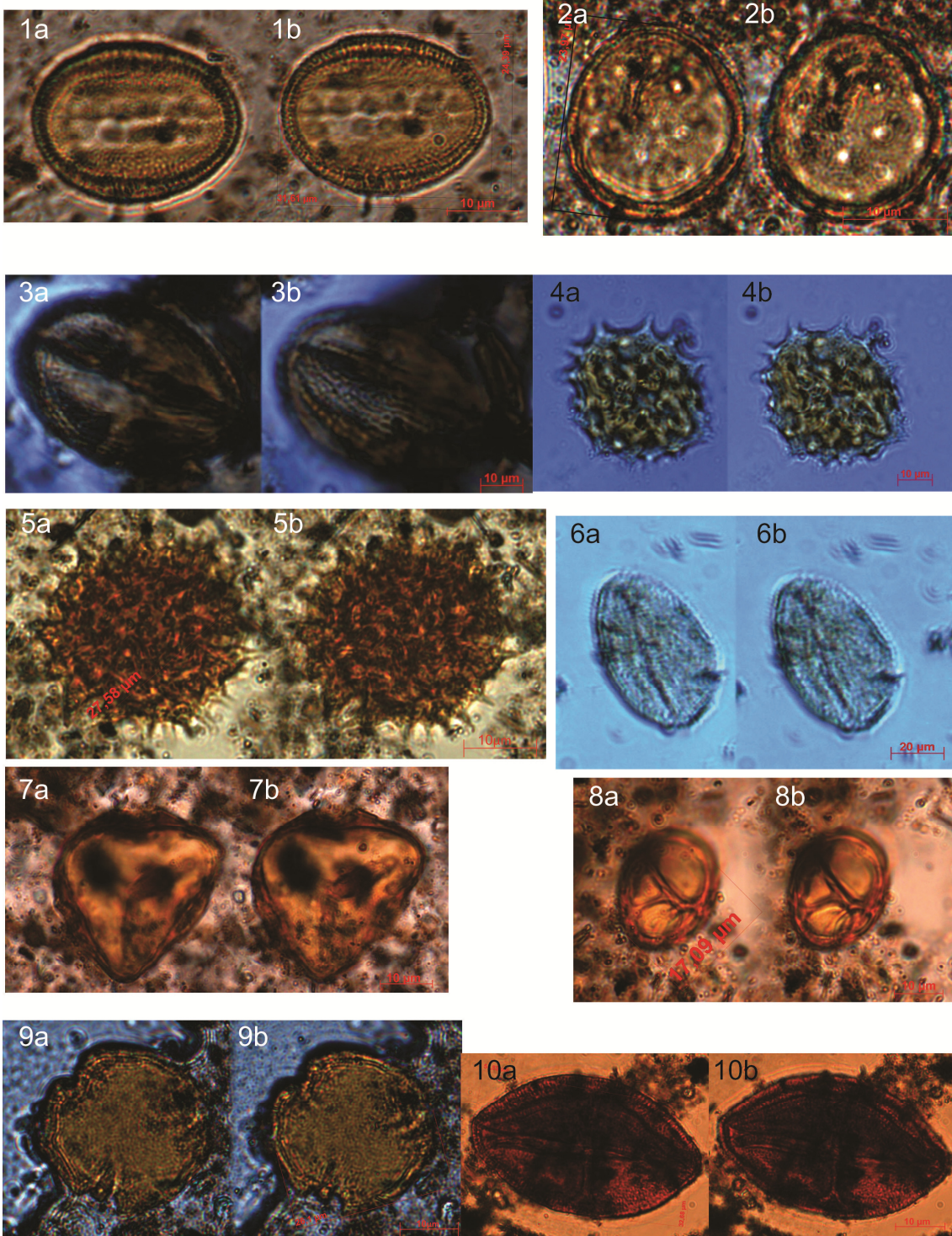
Anexo J (continuação). Variação de COT (%),  $\delta^{13}\text{C}$  (‰), NT (%),  $\delta^{15}\text{N}$  (‰) e C/N<sub>molar</sub> nos sedimentos coletados do manguezal (M1) em relação à profundidade.

Profundidade (cm)	M1				C/N <sub>molar</sub>
	COT (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	NT (%)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	
90	2,8	-27,9	0,125	2,2	27,21
93	5,5	-27,3	0,204	1,4	32,07
96	6,3	-27,5	0,235	1,2	31,94
99	3,2	-27,7	0,107	0,8	37,32
102	6,8	-27,8	0,204	0,0	39,65
105	4,2	-27,7	0,244	1,1	20,4
108	2,3	-27,8	0,105	2,1	26,8
111	2,1	-27,9	0,083	2,0	30,6
114	1,1	-27,3	0,054	2,6	25,65
117	1,9	-27,6	0,084	2,3	27,7
120	2,5	-27,5	0,098	2,3	32,4
123	2,4	-27,5	0,102	2,3	28
126	3,3	-27,7	0,095	1,8	42,76
129	2,8	-27,6	0,128	2,2	27,21
132	1,7	-27,8	0,064	2,3	33,04
135	1,5	-27,7	0,055	2,3	34,98
138	1,7	-27,3	0,065	2,5	33,04
141	2,4	-27,7	0,066	2,5	46,64
144	1,9	-26,9	0,114	3,6	20,14
147	1,2	-26,4	0,067	3,9	23,32
150	1,2	-26,5	0,067	3,4	23,32

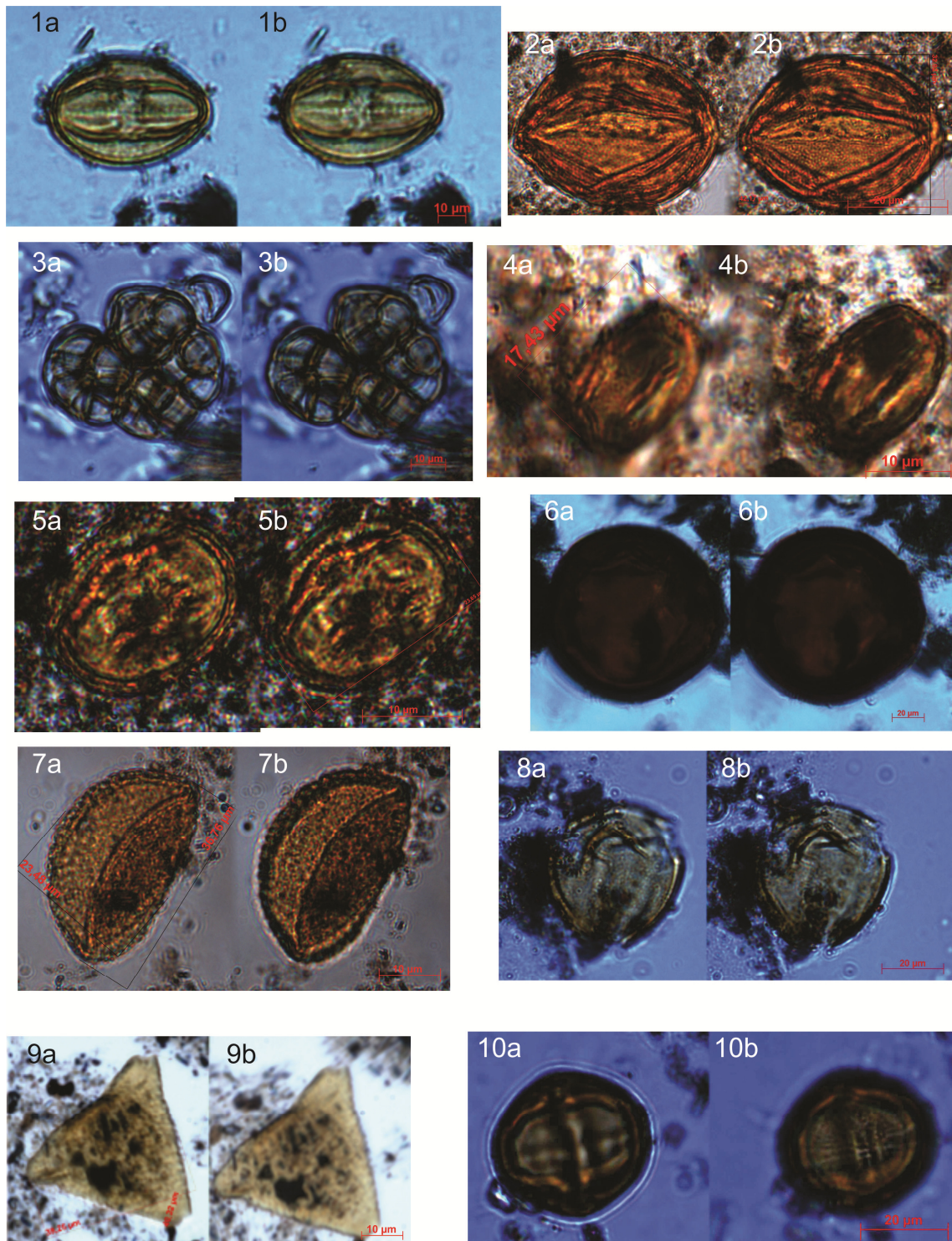
**ANEXO L: PRANCHAS VI, VII, VIII e IX. Esporos e grãos de pólen fósseis extraídos dos testemunhos sedimentares (LA-A, LA-B, LA-D e M1) e de solo (S1, S2, HP-A)**



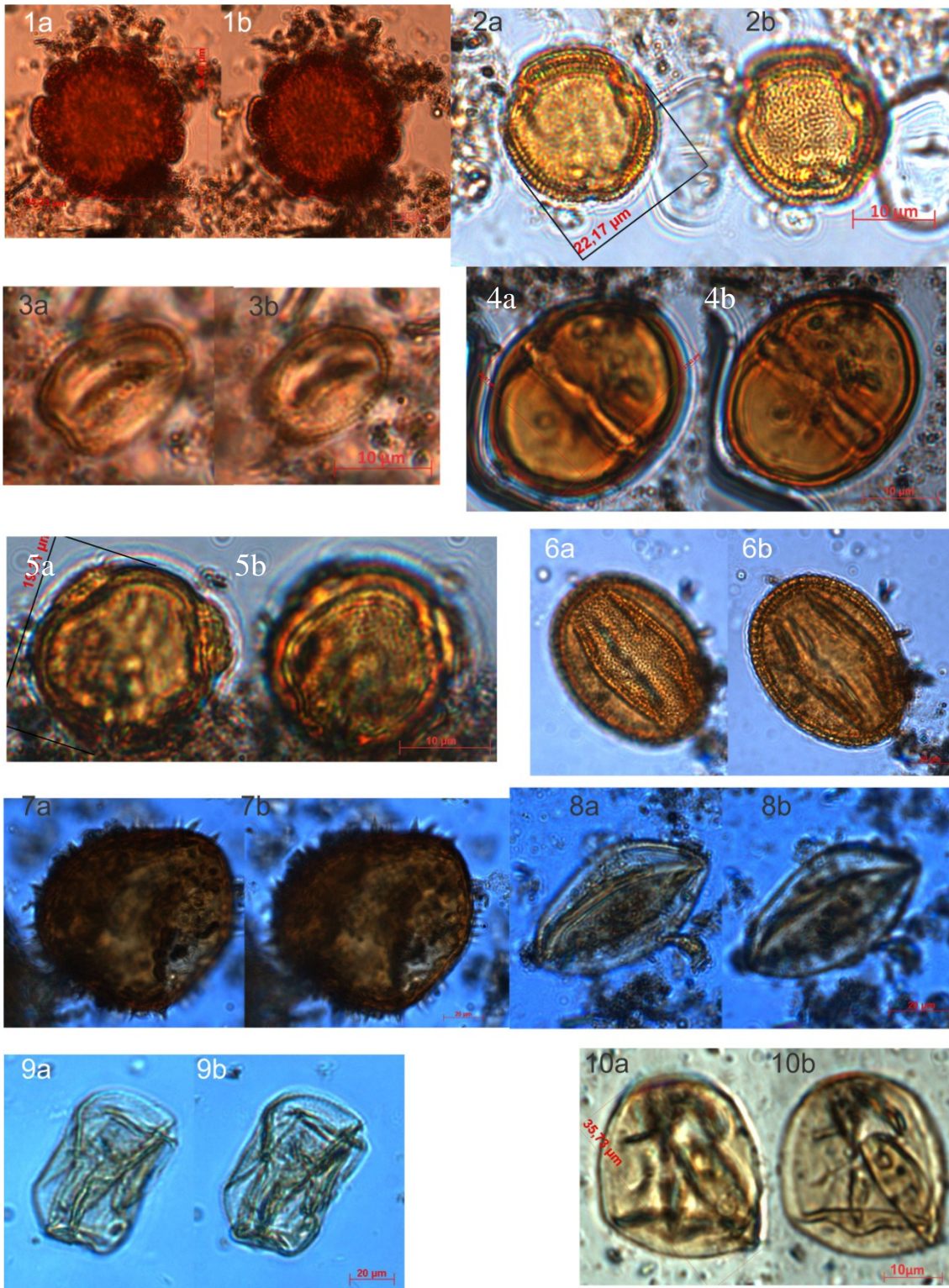
PRANCHA VI - (Pteridophyta): Trilete psilado tipo 1 (1a,b); Trilete psilado tipo 2 (2a,b); **Lycopodiaceae**: *Lycopodium clavatum*. (3a,b); *Lycopodium* sp. (4a,b); **Polyodiaceae**: *Polypodium* sp1. (5a,b); *Polypodium* sp2. (6a,b); Monoete psilado tipo 1 (7a,b); Monoete psilado tipo 2 (8a,b); **Hymenophyllaceae**: *Hymenophyllum* sp. (9a,b); Trilete verrucado (10a,b).



PRANCHA VII - (Magnoliopsida): **Acanthaceae** (1a,b); **Amaranthaceae** (2a,b); **Anacardiaceae** (3a,b); **Asteraceae**: Tipo 1 (4a,b); Tipo 2 (5a,b); **Bignoniaceae** (6a,b); **Bombacaceae**: *Bombax* sp. (7a,b); **Ericaceae** (8a,b); **Euphorbiaceae**: *Alchornea* sp. (9a,b); *Sapium* sp. (10a,b).



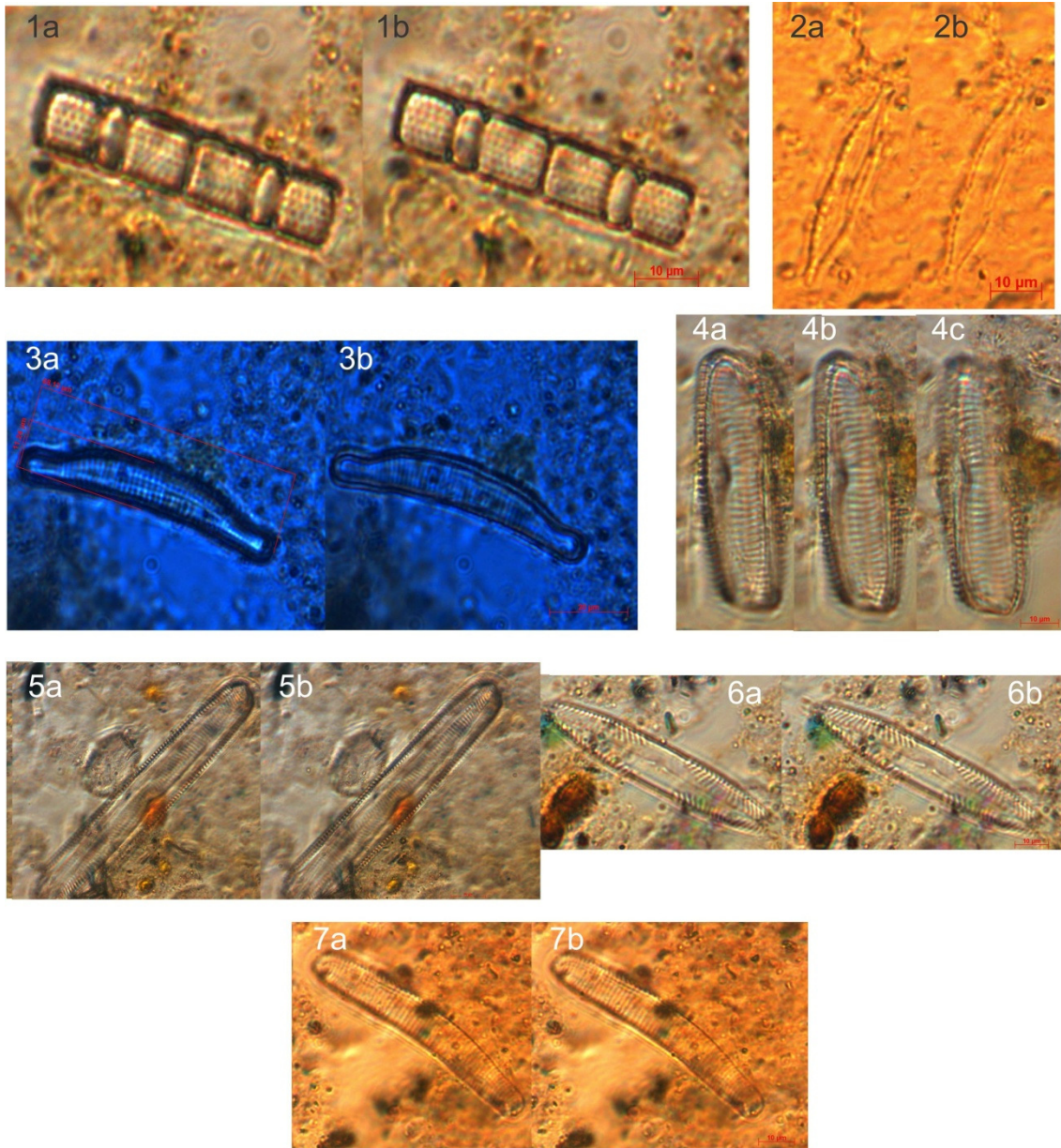
PRANCHA VIII - (Magnoliopsida): **Euphorbiaceae**: Tipo 1 (1a,b); **Leguminosae**: *Macrolobium* sp. (2a,b); *Mimosa* sp.(3a,b); Papilinoidea tipo 1 (4a,b); Papilinoidea tipo 2 (5a,b); **Malpighiaceae** (6a,b); **Myristicaceae**: *Virola* sp. (7a,b); **Myrtaceae** (8a,b); **Proteaceae** (9a,b); **Rhizophoraceae**: *Rhizophora mangle* (10a,b).



PRANCHA IX - (Magnoliopsida): **Rubiaceae**: *Borreria* sp. (1a,b); Tipo 1 (2a,b); **Salicaceae**: *Banara* sp. (3a,b); **Sapotaceae** (4a,b) **Sterculiaceae** (5a,b); **Verbenaceae**: *Avicennia germinans* (6a,b). (Liliopsida): **Arecaceae**: *Mauritia* sp. (7a,b); Tipo 1 (8a,b); **Cyperaceae** (9a,b); **Poaceae** (10a,b).



## **ANEXO M: PRANCHA X. Fitoplâncton fóssil do Lago Arari**



PRANCHA X - (Bacillariophyta): **Aulacoseiraceae**: *Aulacoseira* sp. (1a,b); **Bacillariaceae**: *Nitzschia* sp. (2a,b); **Eunotiaceae**: *Eunotia* sp. (3a,b); **Naviculaceae**: *Navicula* sp 1. (4a,b,c); *Navicula* sp 2. (5a,b); **Pinnulariaceae**: *Pinnularia* sp.1 (6a,b); *Pinnularia* sp.2 (7a,b).