



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MUDANÇAS NA VEGETAÇÃO DO LITORAL LESTE DA ILHA DE MARAJÓ
DURANTE O HOLOCENO SUPERIOR**

Dissertação apresentada por:

MARLON CARLOS FRANÇA

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

**BELÉM-PA
2010**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

F814m França, Marlon Carlos

Mudanças na vegetação do litoral Leste da ilha de Marajó durante o Holoceno Superior / Marlon Carlos França; Orientador: Marcelo Cancela Lisboa Cohen – 2010

xvii, 111f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

1. Geologia estratigráfica - Holocênico. 2. Vegetação e clima. 3. Nível do mar. 4. Ilha do Marajó (PA). I. Universidade Federal do Pará. II. Cohen, Marcelo Cancela Lisboa, *orient.* III. Título.

CDD 20. ed.: 551.7



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

**MUDANÇAS NA VEGETAÇÃO DO LITORAL LESTE DA
ILHA DE MARAJÓ DURANTE O HOLOCENO SUPERIOR**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

MARLON CARLOS FRANÇA

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

Data de Aprovação: **13 / 07 / 2010**

Banca Examinadora:

Prof. MARCELO CANCELA LISBOA COHEN
(Orientador-UFGPA)

Profª MARIA INÊS FEIJÓ RAMOS (MPEG)
(Membro)

Prof. LUIZ CARLOS RUIZ PESSENDA (USP)
(Membro)

À minha Família com muito amor,
Francolino C. França, Valdilene N. França, Fabrycio N. França, Brandon T. França
e Glayson L. N. França (*in memoriam*)

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui meu total agradecimento a Deus por toda força e proteção que tem me dado durante todos os dias da minha vida e à minha família, por todo o apoio e honestidade.

À Universidade Federal do Pará (Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica).

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Pará (FAPESPA) e ao CNPq pelo apoio financeiro e concessão da bolsa de estudos, nesta pesquisa.

Aproveito para agradecer ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen pelos ensinamentos científicos, acadêmicos, sociais e incentivos diários para composição deste e dos futuros trabalhos.

Ao Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda pelas valiosas discussões e sugestões neste trabalho.

Aos amigos do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC): Tasso, Clarisse, César e Yuri.

Aos amigos da Oceanografia-UFPA: Igor Charles, Renan Peixoto, Diego Xavier e César França Braga.

Aos amigos do Laboratório 14-C (USP): Aline, Álvaro, Jaime, Marcos, Mariah, Susy e Victor.

Aos amigos do Laboratório de Ciências Ambientais (UENF): Cristiano, Elaine, Fred, Marcelo e o Prof. Dr. Carlos Rezende.

Aos amigos do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará: Maurício Zorro, Osvaldo Teixeira, Carlos Rocha, Priscila, Jacqueline, Roberto V. do Espírito Santo, Marcos Brabo, Pedro Moutinho e Gerson Moutinho.

À Letícia Pacheco Estumano da Silva por todo carinho, amor e atenção.

E a todos aqueles que contribuíram direta e indiretamente neste trabalho.

Muito obrigado!

“Tudo posso, Naquele que me fortalece”
(Filipenses 4:13)

RESUMO

A integração de dados polínicos, químicos, isotópicos e estratigráficos com datação ^{14}C , a partir de dois testemunhos coletados na planície costeira de Soure, Ilha de Marajó (PA), permitiu a identificação de dois períodos distintos durante o último milênio. O primeiro revelou um período de expansão da vegetação herbácea, caracterizada pela presença das famílias Cyperaceae, Poaceae e Fabaceae, que se desenvolveram pelo menos desde 1275-1165 cal anos AP até 760-480 cal anos AP. Neste período foi possível observar uma forte influência continental por meio da relação $\delta^{13}\text{C}$ (-30 e -25 ‰) e a razão C/N (20-40). A partir de aproximadamente 500 anos ocorreu uma fase mais intensa na expansão dos Manguezais, com predomínio de *Rhizophora* e *Avicennia*, sendo possível observar também uma diminuição nos valores da razão C/N (< 20), que indica um aumento na contribuição de matéria orgânica de origem aquática (fitoplanctônica). O aumento da influência aquática neste período pode ser observado também por meio da coluna estratigráfica que apresenta um predomínio de sedimentos silto-arenosos com estratificação plano-parelela e algumas lentes milimétricas de argila. A origem dessas estruturas pode ser atribuída aos processos ocorrentes nas planícies de intermaré. O aumento da influência aquática durante as últimas centenas de anos no litoral marajoara pode estar relacionado com uma tendência de aumento do nível do mar eustático no oceano Atlântico, oscilações na descarga dos rios amazônicos decorrentes das flutuações climáticas ou subsidência da região de estudo.

Palavras-chave: **Geologia estratigráfica – Holocênica. Vegetação e clima. Nível do mar. Ilha do Marajó (PA).**

ABSTRACT

The integration of palynological, chemical, isotopic and stratigraphic data with radiocarbon dating, obtained from two cores, allowed the identification of two periods during the last millennium in the coastal plain of the Soure in Marajó Island. The first period, from 1275-1165 cal yr BP to 760-480 cal years BP, indicates the expansion of herbaceous vegetation, characterized by the presence of the Cyperaceae, Poaceae and Fabaceae. During this period it was recorded the largest continental influence through the relationship $\delta^{13}\text{C}$ (-30 and -25 ‰) and C/N ratio (20-40). During the last 500 years the mangrove vegetation has expanded, being represented by the *Rhizophora* and *Avicennia* pollens. The C/N ratio decreased to values <20, indicating an increase in the contribution of aquatic organic matter (phytoplankton). This aquatic influence was observed on the lithology and sediment structure, indicated by the predominance of silt-clay sediments with parallel-laminated and some millimetric lens of clay, which may have their origin associated to tidal flat. This trend during the last centuries on the Marajó Island may be associated to the eustatic sea-level rise, changes in the Amazon rivers discharge due to climatic changes or tectonic effects.

Keywords: Geology Stratigraphic – Holocene. Vegetation and Climate. Sea-level. Marajó Island (PA)

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C ₃ , C ₄ e CAM) e porcentagem de distribuição natural. _____	5
Figura 2	Valores de δ ¹³ C e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha. COP (Carbono Orgânico Particulado), COD (Carbono Orgânico Dissolvido). _____	7
Figura 3	Formação natural do ¹⁴ C na alta atmosfera, em seguida a incorporação nos seres vivos (vegetais e animais) e o decaimento radioativo após a morte destes. _____	9
Figura 4	Registro polínico em São Caetano de Odivelas, com descrição da textura do sedimento, porcentagem de polens encontrados dos grupos de vegetação. _____	13
Figura 5	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). _____	14
Figura 6	Estratigrafia e descrição polínica de um testemunho retirado do Lago Ararí – Ilha de Marajó. _____	15
Figura 7	Mapa de localização da área de estudo, apresentando: a) Ilha de Marajó; b) planície costeira de Soure; c) digitalização das unidades de vegetação; d) localização dos pontos de coleta (R-1 e R-2); e) zona de Manguezal e planície arenosa; f) zona de Manguezal e Manguezal degradado. _____	19
Figura 8	Mapa hidrográfico da Ilha de Marajó, destacando os principais rios da região. _____	23
Figura 9	Coluna estratigráfica da Bacia do Marajó. _____	24
Figura 10	Configuração tectônica simplificada do norte do Brasil com a localização do Rift Marajó. _____	25
Figura 11	Diagrama da evolução geológica da Ilha de Marajó durante o Plio-Pleistoceno até o presente, mostrando a captura do rio Tocantins por falhas na direção NE, a instalação do rio Pará e a formação da Ilha de Marajó. _____	27
Figura 12	Contraste entre os setores leste e oeste da Ilha de Marajó, representados por depósitos Pós-Barreiras e holocênicos, respectivamente. _____	29
Figura 13	Procedimentos de campo para coleta de material e imagem dos pontos de amostragem. _____	31
Figura 14	Processamento do testemunho R-1 para a análise de Raio-x, a) testemunho; b) equipamento de Raio-x; c) imagem de Raio-x; d) modelo litoestratigráfico do testemunho R-1. _____	32
Figura 15	Elementos funcionais do espectrofotômetro para sólidos. _____	35
Figura 16	Curva de calibração de tanino. _____	40

Figura 17	Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho R-1 (%) ao longo das profundidades (cm), seguindo o método da pipeta (Embrapa). _____	45
Figura 18	Composição granulométrica das amostras de sedimento do testemunho R-1, no diagrama argila, silte e areia, seguindo o método da pipeta (Embrapa). ____	46
Figura 19	Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho R-2 (%) ao longo das profundidades (cm), seguindo o método da pipeta (Embrapa). _____	47
Figura 20	Composição granulométrica das amostras de sedimento do testemunho R-2, no diagrama argila, silte e areia, seguindo método da pipeta (Embrapa). ____	48
Figura 21	Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho R-1 (%) ao longo das profundidades (cm), seguindo o método a Laser (LQO). _____	49
Figura 22	Composição granulométrica das amostras de sedimento do testemunho R-1, no diagrama argila, silte e areia, seguindo método a Laser (LOQ). _____	50
Figura 23	Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho R-2 (%) ao longo das profundidades (cm), seguindo o método a Laser (LQO). _____	51
Figura 24	Composição granulométrica das amostras de sedimento do testemunho R-2, no diagrama argila, silte e areia, seguindo método a Laser (LQO)._____	52
Figura 25	Diagrama contendo a fotografia e a variação dos valores CIELab do testemunho R-1 ao longo da profundidade (cm): (L*) escuro ou claro; (a*) vermelho ou verde; (b*) azul ou amarelo. _____	54
Figura 26	Diagrama contendo a fotografia e a variação dos valores CIELab do testemunho R-2 ao longo da profundidade (cm): (L*) escuro ou claro; (a*) vermelho ou verde; (b*) azul ou amarelo._____	55
Figura 27	Perfil litoestratigráfico do testemunho R-1 de acordo com a profundidade (cm), contendo a variação de cores e a fotografia de Raio-X, destacando suas estruturas. _____	57
Figura 28	Perfil litoestratigráfico do testemunho R-2 de acordo com a profundidade (cm), contendo a variação de cores e a fotografia de Raio-X, destacando suas estruturas. _____	60
Figura 29	Registro polínico do testemunho R-1: a- somatório polínico; b- taxa dos grãos de pólen. _____	64
Figura 30	Registro polínico do testemunho R-2: a- somatório polínico; b- taxa dos grãos de pólen. _____	67
Figura 31	Integração da descrição litoestratigráfica, perfil polínico e concentrações de tanino (mM) ao longo do testemunho R-1. _____	69
Figura 32	Integração da descrição litoestratigráfica, perfil polínico e concentrações de tanino (mM) ao longo do testemunho R-2. _____	71
Figura 33	Diagrama contendo o perfil litoestratigráfico seguido dos valores isotópicos de carbono e nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$), carbono total (CT) e razão C/N no sedimentar, do testemunho R-1. _____	80

Figura 34	Diagrama contendo o perfil litoestratigráfico seguido dos valores isotópicos de carbono e nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$), carbono total (CT) e razão C/N no sedimentar, do testemunho R-2. _____	81
Figura 35	Comparação dos diagramas triangulares de Shepard entre as análises de pipetagem e Laser, apresentando as características granulométricas dos sedimentos dos testemunhos R-1 e R-2. _____	83
Figura 36	Imagem contendo informações sobre o Manguezal atual (a) e o antigo depósito de Manguezal (b), coberto por depósitos arenosos. _____	91
Figura 37	Modelo correspondente à fonte da matéria orgânica de sedimentos envolvendo a relação entre C/N e $\delta^{13}\text{C}$ do testemunho R-1. _____	92
Figura 38	Modelo correspondente à fonte da matéria orgânica de sedimentos envolvendo a relação entre C/N e $\delta^{13}\text{C}$ do testemunho R-2. _____	92

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Registros transgressivos e regressivos no NRM na costa norte. _____	17
Tabela 2	Localização dos testemunhos de sedimento, profundidade e composição da vegetação. _____	30
Tabela 3	Variação temporal de sedimentação da fração argila em relação à temperatura (°C), considerando a Lei de Stokes (densidade de partícula igual a 2,65). _____	34
Tabela 4	Amostras de sedimento selecionadas para datação ¹⁴ C. _____	39
Tabela 5	Vegetação moderna das unidades de coleta dos testemunhos RESEX-1 (R-1) e RESEX-2 (R-2) com os seus respectivos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (‰). _____	44
Tabela 6	Porcentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho R-1, seguindo o método da pipeta (Embrapa). _____	46
Tabela 7	Porcentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho R-2, seguindo método da pipeta (Embrapa). _____	48
Tabela 8	Porcentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho R-1, seguindo método a Laser (LOQ). _____	50
Tabela 9	Porcentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho R-2, seguindo o método a Laser (LOQ). _____	52
Tabela 10	Descrição das estruturas encontradas nos testemunhos R-1 e R-2 e seus processos sedimentares. _____	58
Tabela 11	Amostras de sedimento selecionadas para datação ¹⁴ C e seus respectivos resultados dos testemunhos RESEX-1 (R-1) e RESEX-2 (R-2). _____	61
Tabela 12	Variação do teor de Carbono Total (%) das amostras do testemunho R-1 em relação à profundidade (cm). _____	72
Tabela 13	Variação do teor de Carbono Total (%) das amostras do testemunho R-2 em relação à profundidade (cm). _____	73
Tabela 14	Sinal isotópico $\delta^{13}\text{C}$ (‰) de acordo com a profundidade (cm) do testemunho R-1. _____	74
Tabela 15	Sinal isotópico $\delta^{13}\text{C}$ (‰) de acordo com a profundidade (cm) do testemunho R-2. _____	75
Tabela 16	Sinal isotópico $\delta^{15}\text{N}$ de acordo com a profundidade (cm) do testemunho R-1. _____	76
Tabela 17	Sinal isotópico $\delta^{15}\text{N}$ de acordo com a profundidade (cm) do testemunho R-2. _____	77
Tabela 18	Resultado da relação C/N de acordo com a profundidade (cm) do testemunho R-1. _____	78

Tabela 19	Resultado da relação C/N de acordo com a profundidade (cm) do testemunho R-2.	
-----------	---	--

79

LISTA DE ABREVIACÕES

AD	Anno Domini
AMS	Accelerator Mass Spectrometer – Espectrômetro de Massa Acoplado ao Acelerador
AP	Antes do Presente
Cal AP	Idade calibrada em anos Antes do Presente
CAM	Crassulacean acid metabolism
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
COP	Carbono Orgânico Particulado
Ctotal	Carbono Total
FCA	Floresta Costeira Amazônica
LADIC	Laboratório de Dinâmica Costeira
LOQ	Laboratório de Oceanografia Química
NRM	Nivel Relativo do Mar
Ntotal	Nitrogênio Total
PDB	Molusco fssil <i>Belemnitella americana</i> da Formao Peedee da Carolina do Sul, USA
RESEX	Reserva Extrativista
RPM	Rotaes por minuto
R-1	Testemunho Resex 1
R-2	Testemunho Resex 2
VIS	Espectro visível (380 a 720 nm)

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPIÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS	3
1.1.1 GERAL	3
1.1.2 ESPECÍFICOS	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1 $\delta^{13}\text{C}$ DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR E DA VEGETAÇÃO	4
2.2 $\delta^{15}\text{N}$ DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR	5
2.3 RELAÇÃO C/N	6
2.4 DATAÇÃO ^{14}C	8
2.5 ESTUDOS POLÍNICOS APLICADOS À RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL NA REGIÃO NORTE DO BRASIL	9
2.6 MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA AMAZÔNIA BRASILEIRA DURANTE O PLEISTOCENO TARDIO E HOLOCENO	10
2.7 OSCILAÇÕES DO NÍVEL DO MAR	15
3 ÁREA DE ESTUDO	18
3.1 CLIMA	20
3.2 VEGETAÇÃO	20
3.2.1 Manguezal	20
3.2.2 Restinga	21
3.2.3 Floresta de Várzea	22
3.2.4 Campos Naturais	22
3.3 HIDROGRAFIA	22
3.4 GEOLOGIA	23
3.5 UNIDADES MORFOLÓGICAS	28
3.5.1 Planície de Maré	28
3.6 RELEVO	29
4 MATERIAIS E MÉTODOS	30
4.1 AMOSTRAGEM	30
4.1.1 Atividades de campo	30
4.1.2 Armazenamento das amostras	31
4.2 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO	32
4.2.1 Raio-X	32
4.2.2 Análise Granulométrica	33
4.2.2.1 Método da pipeta (de Paula; Duarte, 1997)	33
4.2.2.2 Difração a Laser (PIERI et al., 2006)	34

4.2.3	Descrição dos testemunhos e espectrofotometria	35
4.2.4	Tratamento químico para extração de pólen e esporos	36
4.2.5	Montagem das lâminas e análise microscópica	38
4.2.6	Pré-tratamento das amostras para datação ^{14}C	39
4.2.7	Quantificação de tanino	40
4.2.8	Pré-tratamento das amostras de plantas para análise do $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	41
4.2.9	Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise do $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e C_{total} ..	41
4.2.10	Pré-tratamento das amostras de sedimentos para análises do $\delta^{15}\text{N}$ e N_{total}	42
5	RESULTADOS	43
5.1	CARACTERIZAÇÃO BOTÂNICA E ISOTÓPICA ($\delta^{13}\text{C}$) DA VEGETAÇÃO	43
5.2	SEDIMENTOS	45
5.2.1	Granulometria (peneiramento a seco e método da pipeta)	45
5.2.1.1	Resex-1.....	45
5.2.1.2	Resex-2.....	47
5.2.2	Granulometria (análise granulométrica a Laser)	49
5.2.2.1	Resex-1.....	49
5.2.2.2	Resex-2.....	51
5.2.3	Cor	53
5.2.3.1	Resex-1.....	53
5.2.3.2	Resex-2.....	53
5.2.4	Estruturas sedimentares	56
5.2.4.1	Resex-1.....	56
5.2.4.2	Resex-2.....	58
5.2.5	Datação	61
5.2.6	Análise palinológica	61
5.2.6.1	Resex-1.....	61
5.2.6.2	Resex-2.....	65
5.2.7	Quantificação de tanino	68
5.2.7.1	Resex-1.....	68
5.2.7.2	Resex-2.....	70
5.2.8	Carbono total	72
5.2.8.1	Resex-1.....	72
5.2.8.2	Resex-2.....	73
5.2.9	$\delta^{13}\text{C}$ PDB (‰)	74
5.2.9.1	Resex-1.....	74
5.2.9.2	Resex-2.....	75
5.2.10	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	76
5.2.10.1	Resex-1.....	76
5.2.10.2	Resex-2.....	77
5.2.11	Relação C/N	78
5.2.11.1	Resex-1.....	78
5.2.11.2	Resex-2.....	79
6	DISCUSSÕES	82
6.1	GRANULOMETRIA	82
6.2	RELAÇÃO ENTRE AS CONCENTRAÇÕES DE TANINO E OS DADOS POLÍNICOS	84
6.3	INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS	87

6.4	VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR.....	89
6.5	TECTÔNICA.....	93
6.6	NÍVEL DO MAR E MUDANÇAS CLIMÁTICAS.....	93
7	CONCLUSÕES.....	96
	REFERÊNCIAS	97

Estudos paleoambientais na região costeira amazônica utilizando dados palinológicos, estratigráficos e datação ^{14}C têm revelado alterações na distribuição da vegetação litorânea durante o Holoceno Médio e Superior (Behling et al., 2004; Cohen et al., 2005a, 2008, 2009a; Guimarães, 2008; Lara & Cohen, 2009). Por exemplo: o deslocamento do ecossistema de manguezal (Chappell, 1990; Crooks & Turner, 1999) tem sido atribuído às oscilações climáticas, alteração no regime hidrológico e variações do Nível Relativo do Mar-NRM (Behling, 2002; Cohen et al., 2005a).

O aumento no NRM durante o Holoceno resultou em alterações na distribuição da vegetação litorânea na planície costeira da Guiana Francesa entre aproximadamente 9.000 e 5.000 anos AP, o que resultou na dominância dos grãos de pólen de *Rhizophora*, que indicou a expansão do ecossistema de Manguezal (Tissot & Marius, 1992). Neste mesmo período (~7.000 anos AP), foi identificada também no litoral venezuelano a substituição de espécies típicas de um ambiente mais seco, por espécies de mangue (Rull et al., 1999). No litoral norte brasileiro o ecossistema de Manguezal iniciou seu desenvolvimento próximo da região de Curuçá entre aproximadamente 7.000 e 5.000 anos AP (Behling, 2001), marcando um período de estabilização no NRM. Após 5.000 anos AP foram registradas mudanças no NRM no litoral paraense (Cohen et al., 2005b; Cohen et al., 2008; Senna, 2002) e Guiana Francesa (Tissot & Marius, 1992).

As variações do NRM acarretaram em alterações na distribuição relativa da vegetação, por exemplo: na relação Manguezal/Campo Salino (Behling et al., 2001; Cohen et al., 2005b), Floresta Pluvial Amazônica Costeira e Restinga/Manguezal (Behling et al., 2004), Campo Inundável/Manguezal e Campo Inundável/Várzea (Guimarães, 2008; Guimarães et al., 2010), além de alterações das espécies dominantes em um mesmo ecossistema: Manguezal dominado por *Avicennia* substituído pela dominância de *Rhizophora* (Vedel et al., 2006), Manguezal colonizado por *Rhizophora* e *Avicennia*, passando a ser dominado por *Rhizophora* ou Campo Salgado com predomínio de Poaceae e Cyperaceae (Behling et al., 2001).

Considerando a região central da Ilha de Marajó, alterações na dinâmica da vegetação, durante o último milênio, indicaram o desenvolvimento do Campo Herbáceo em aproximadamente 800 anos AP. No entanto esta vegetação foi substituída por uma expansão do ecossistema de Manguezal entre 750 e 500 anos AP, seguido do predomínio da Várzea e Campo Herbáceo entre 500 e 200 anos AP. Essa alternância na distribuição da vegetação pode

estar associada às alterações nas características físico-químicas do sedimento durante o intervalo de estudo ou mesmo alterações no regime hidrológico (Cohen et al., 2008).

Neste contexto, buscando compreender e complementar a história paleoambiental da região costeira amazônica em relação às mudanças do clima e a dinâmica da vegetação durante o Holoceno Tardio, este trabalho apresenta a integração de dados físicos (granulometria e estruturas sedimentares), biogeoquímicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$, relação C/N na matéria orgânica e tanino), palinológicos e datação ^{14}C extraídos a partir de dois testemunhos coletados na planície costeira de Soure.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 GERAL

Identificar variações na relação da influência continental/marinha e seus impactos, principalmente na vegetação litorânea durante os últimos 1.000 anos no setor leste da Ilha de Marajó (Planície costeira de Soure).

1.1.2 ESPECÍFICOS

- Determinação das condições físicas do ambiente deposicional, por meio de análises das estruturas sedimentares (Raio-X), granulométrica (difração a laser) e cor (espectrofotometria);
- Identificação da paleovegetação por meio da análise de grãos de pólen;
- Identificar 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 C/N;
- Determinação cronológica dos eventos por meio de datações C-14 (AMS).

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

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

2.1 $\delta^{13}\text{C}$ DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR E DA VEGETAÇÃO

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

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

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

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ vêm sendo calibrados para os diferentes ecossistemas. Aproximadamente 85% das espécies de plantas terrestres possuem os mecanismos de fotossíntese C_3 e são dominantes na maioria dos ecossistemas, desde as florestas boreais até os trópicos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das plantas C_3 variam de -32 a -22‰, com uma média de -

27‰. Para as plantas com mecanismo de fotossíntese C_4 , os valores de $\delta^{13}C$ variam de -9 a -17‰, com uma média de -13‰. As plantas C_4 compreendem cerca de 5% de todas as espécies e ocorrem em 18 famílias, metade das quais são espécies de gramíneas tropicais e subtropicais que cobrem extensas áreas de savanas, campos e pântanos salgados. As espécies CAM, geralmente suculentas, estão distribuídas em 30 famílias, tais como Crassulaceae, Euphorbiaceae, Orchidaceae, Bromeliaceae e Cactaceae. Valores de $\delta^{13}C$ de -10 a -28‰ são encontrados em espécies CAM – obrigatórias, os valores isotópicos foram comparáveis aos de plantas C_4 (Boutton, 1996a), como podemos visualizar na Figura 1.

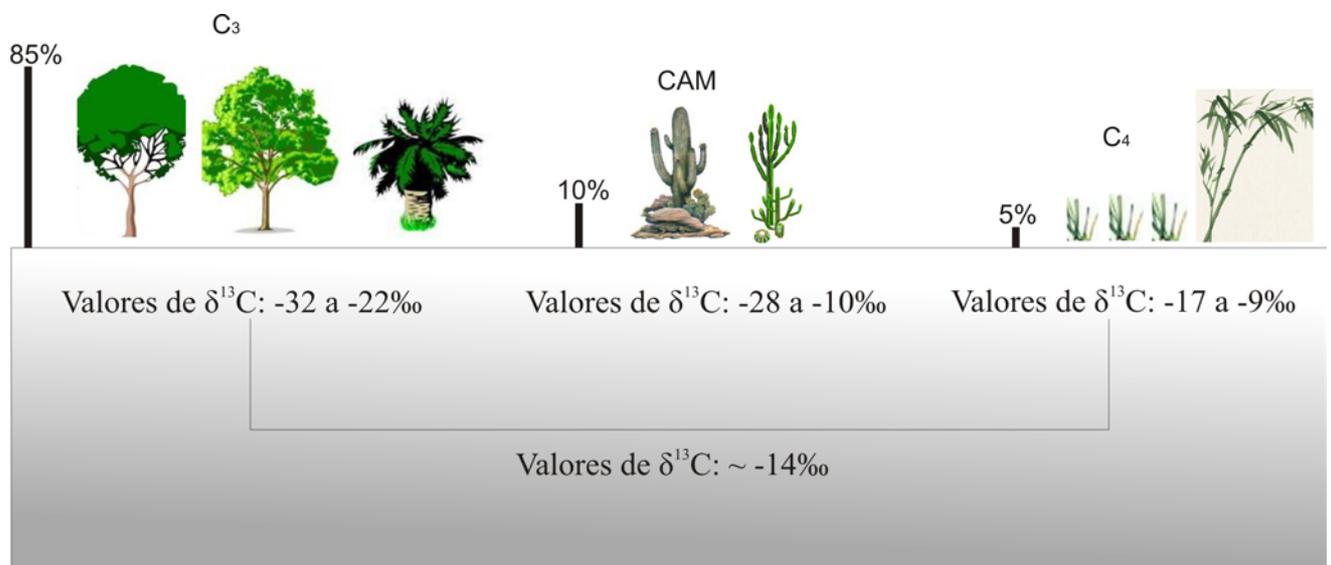


Figura 1 – Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C_3 , C_4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural.
Fonte: De acordo com Boutton (1996a)

2.2 $\delta^{15}N$ DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR

Os isótopos de nitrogênio (^{14}N e ^{15}N) são geralmente menos utilizados em estudos de reconstrução de paleoambientes, quando comparados com a utilização dos isótopos de carbono. De acordo com Boutton (1996b), isto ocorre devido à pequena discriminação isotópica observada na natureza. Ainda assim, os valores de $\delta^{15}N$ (Equação 2) da matéria orgânica sedimentar também podem ajudar em investigações paleoceanográficas e paleolimnológicas na identificação da origem das fontes deste material, em diferentes períodos, além de reconstruir as taxas de produtividade (Meyers, 1994; Herczeg et al., 2001).

Por outro lado, há uma forte aplicação isotópica do nitrogênio como traçador, que permite avaliar transformações individuais do N no solo, mesmo quando múltiplas transformações ocorrem simultaneamente no meio. Este método marca o caminho dos dois isótopos de N simultaneamente, fornecendo informações acerca do sistema e estimando as taxas de transformação deste elemento (Fernandes et al., 2008).

O nitrogênio ocorre abundantemente em proteínas e ácidos nucleicos, os quais são encontrados principalmente em plantas não vasculares, entre estes: fitoplâncton e bactérias. Lignina e celulose são compostos dominantes de plantas vasculares (principalmente terrestres), mas são pobres em nitrogênio (Talbot & Johannessen, 1992).

Para a definição do $\delta^{15}\text{N}$, é utilizada a seguinte equação:

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

Onde $R = {}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N}$ para a razão isotópica do nitrogênio.

Os resultados dessa razão são expressos pela unidade relativa δ , determinada em relação ao padrão atmosférico.

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ da matéria orgânica de sedimentos apresentam diferenças quando sua origem representa plantas aquáticas (algas, com valores de 8,5‰) ou plantas terrestres C_3 (0,5‰) (Peterson & Howarth, 1987).

2.3 RELAÇÃO C/N

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

A matéria orgânica contida nos sedimentos apresenta informações, que nos auxiliam na reconstrução de condições ambientais pretéritas (Meyers, 2003), bem como o impacto das mudanças climáticas sobre os ecossistemas costeiros. Deste modo, a relação C/N da matéria orgânica dos sedimentos é utilizada para distinguir suas duas principais origens, sendo fitoplanctônica, com razões entre 4 e 10, e/ou terrestre, com razões maiores ou igual a 20

(Meyers, 1994). Além disso, esses dados também podem ser comparados com os dados isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) para distinguir a origem do material sedimentar (Lamb et al., 2006; Meyers, 2003; Wilson et al., 2005) (Figura 2).

Meyers (1994) apresentou que a influência de origem marinha ou continental sobre o ambiente costeiro é revelada devido o material biológico de origem marinha ser mais enriquecido em nitrogênio quando comparado com material terrestre. Sendo assim, a interação continente-oceano na zona costeira também pode ser traçada pela relação C/N da matéria orgânica acumulada nos sedimentos superficiais, e com isso, determinar a evolução da influência relativa da matéria orgânica marinha ou terrestre.

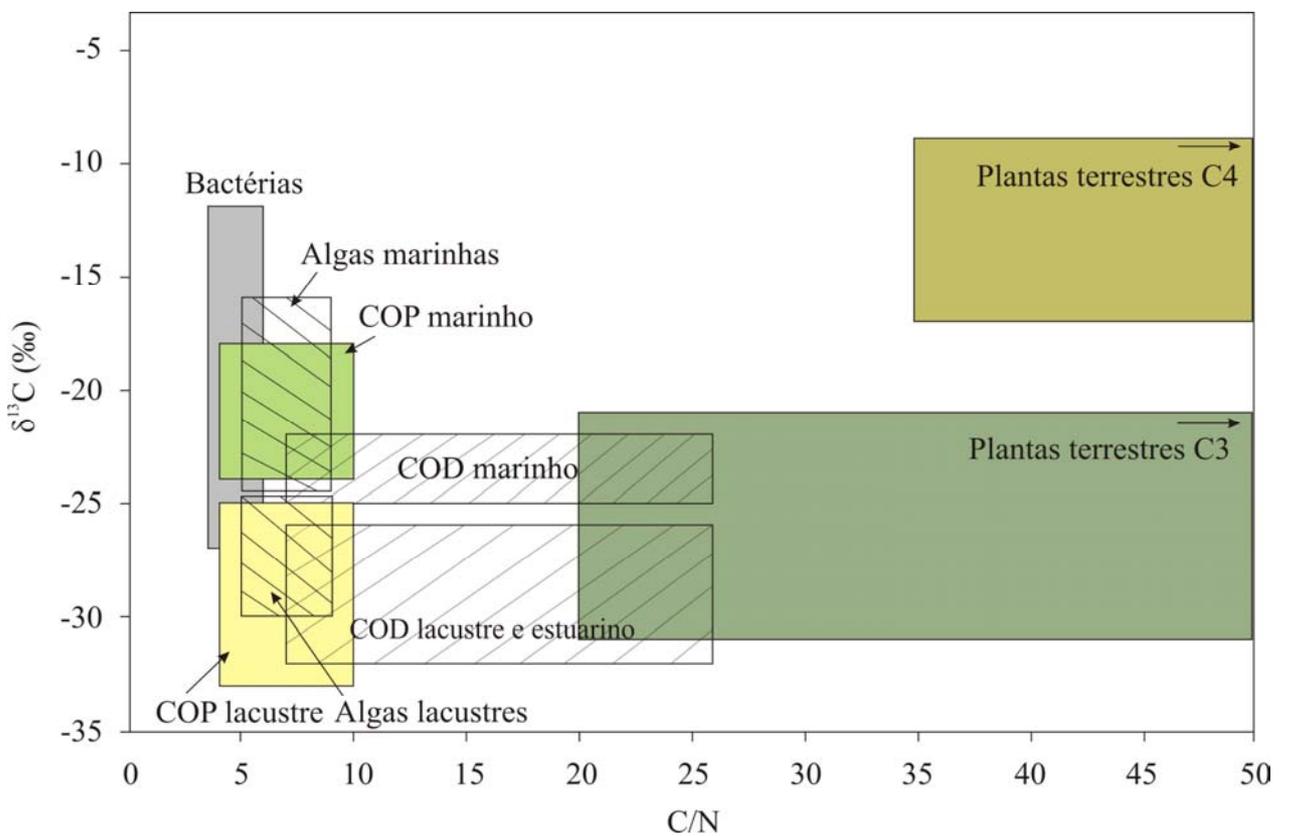


Figura 2 – Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha. COP (Carbono Orgânico Particulado), COD (Carbono Orgânico Dissolvido).

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

2.4 DATAÇÃO ^{14}C

Este método de datação foi colocado em prática desde 1950, iniciado por W.F. Libby (1908-1980), o qual relata que o ^{14}C é formado constantemente na alta atmosfera, através da interação de nêutrons (provenientes de colisões de raios cósmicos, principalmente partículas α , de alta energia) com isótopo estável de ^{14}N (Libby, 1955). Após a formação do ^{14}C , este é oxidado a $^{14}\text{CO}_2$ e entra no ciclo global do carbono (Figura 3). O $^{14}\text{CO}_2$ também é dissolvido na água e está disponível para peixes, plâncton, corais, etc. Assim, todos os animais e vegetais apresentam ^{14}C incorporado em uma matéria orgânica/inorgânica. Com a morte dos organismos, a assimilação do ^{14}C é cessada, então, este começa a desintegrar-se com meia vida de $5.730 \text{ anos} \pm 30 \text{ anos}$, emitindo uma partícula β^- e transformando-se novamente em ^{14}N . Sendo assim, a idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual desta, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar ^{14}C , como mostra a Equação 3:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (3)$$

A = atividade da amostra

A_0 = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

λ = constante de desintegração

t = tempo (idade da amostra)

A atividade do material a ser analisado pode ser determinada através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo, 1991), determinando sua idade (Equação 4):

$$t = -8,033 \ln A/A_0 \quad (4)$$

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

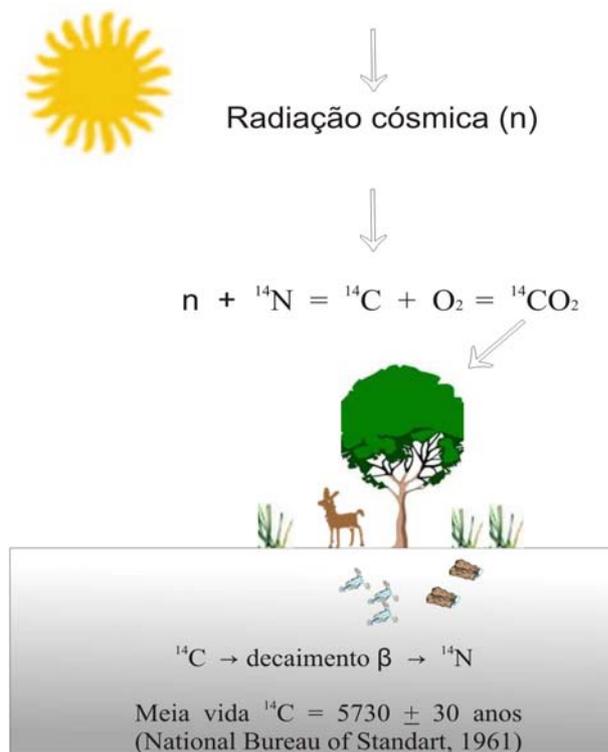


Figura 3 – Formação natural do ${}^{14}\text{C}$ na alta atmosfera, em seguida a incorporação nos seres vivos (vegetais e animais) e o decaimento radioativo após a morte destes

2.5 ESTUDOS POLÍNICOS APLICADOS À RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL NA REGIÃO NORTE DO BRASIL

Os registros palinológicos da rica flora neotropical podem fornecer a história, não somente das mudanças de vegetação através do tempo e, portanto, de clima, mas também da dinâmica de comunidades (Colinvaux et al., 1999). Entre os vários métodos aplicáveis aos estudos paleoclimáticos do Pleistoceno tardio e Holoceno, as análises palinológicas acompanhadas da datação por ${}^{14}\text{C}$ constituem uma ferramenta bastante eficaz.

A análise palinológica tornou-se uma ferramenta importante dentro dos estudos paleoclimáticos do Quaternário em regiões continentais, complementando os dados provenientes de testemunhos marinhos e de gelo (Bradley, 1999).

Estudos palinológicos desenvolvidos na costa norte brasileira (Behling, 2001; Behling et al., 2001; Behling & Costa, 2001; Behling et al., 2004; Behling & Costa, 1997; Cohen et al., 2005a; Cohen et al., 2005b; Guimarães, 2008; Senna, 2002; Vedel et al., 2006) indicam significativas mudanças na vegetação durante o Holoceno. Substituições da floresta de Terra Firme e Restinga por Campo Salino (Behling & Costa, 2001), Manguezal por Campo

Salino (Behling et al., 2001; Cohen et al., 2005b), Floresta Pluvial Amazônica Costeira e Restinga por Manguezal (Behling et al., 2004), Campo Inundável por Manguezal e Campo Inundável para Várzea (Guimarães, 2008; Guimarães et al., 2010), bem como à substituição das espécies dominantes em um mesmo ecossistema: Manguezal dominado por *Avicennia* substituído pela dominância de *Rhizophora* (Vedel et al., 2006), Manguezal *Rhizophora* dominante passando a *Avicennia* dominante (Senna, 2002), Manguezal misto de *Rhizophora* e *Avicennia* para dominado por *Rhizophora* e posteriormente por *Avicennia* e Campo Salgado com predomínio de Poaceae substituído pela dominância de Cyperaceae (Behling et al., 2001), têm sido interpretadas como respostas às alterações na salinidade da água intersticial que podem ser resultado das flutuações no NRM e/ou mudanças nas taxas de precipitação.

Os dados polínicos da costa paraense indicam uma evolução controlada pelas flutuações do nível do mar, distinguindo-se três importantes episódios durante o Holoceno: i) a transgressão marinha, do Holoceno Inferior, que resultou no desenvolvimento de bosques de Manguezal, com predomínio do gênero *Rhizophora* (Behling, 2001; Behling & Costa, 2001; Senna, 2002); ii) a regressão marinha que marcou o Holoceno Médio reduziu a área de dominância dos Manguezais (Behling, 2001; Behling & Costa, 2001), permitindo a expansão de pântanos de água doce ou igapós, dominando gêneros como *Symphonia*, *Ilex* e *Mauritia* (Senna, 2002); iii) no Holoceno Superior, outra fase transgressiva propiciou a substituição das espécies características de água doce por Manguezais, com predomínio de *Rhizophora* (Behling, 2001; Behling & Costa, 2001; Behling et al., 2004; Senna, 2002).

2.6 MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA AMAZÔNIA BRASILEIRA DURANTE O PLEISTOCENO TARDIO E HOLOCENO

Atualmente o bioma amazônico é caracterizado por um clima quente e úmido. Esta região ocupa uma área de aproximadamente seis milhões de Km², com domínios de floresta e pequenas áreas ocupadas por campos com vegetação adaptada a ambientes secos. Devido à sua extensa área, este sistema representa um papel muito importante na modulação do clima e dos ciclos biogeoquímicos regionais e globais (Mayorga & Aufdenkampe, 2002). Porém, nos últimos 20 mil anos, o clima na Amazônia tem variado significativamente com oscilações na temperatura e precipitação. Essas flutuações climáticas têm resultado em alterações na relação área da Floresta Amazônica/Campos Naturais no interior do continente (Hammen & Absy,

1994), assim como na migração de Manguezais e vegetações associadas no litoral (Cohen & Lara 2003; Cohen et al. 2005a).

Muitos estudos têm destacado a importância do clima na distribuição das espécies vegetais (Pearson & Dawson, 2003; Huntley et al., 2004). Assim a existência de uma vegetação típica de cerrado em pleno a Amazônia, tem sido interpretado como consequência de climas mais secos (ou menor umidade), ocorrentes no Pleistoceno Tardio (Ledru et al., 2006) e Holoceno Inferior e Médio (Pessenda et al., 1998; Freitas et al., 2001).

Colinvaux et al. (1999) comenta que as regiões mais baixas da Amazônia foram colonizadas por espécies vegetais típicas do ecossistema de Savana na época glacial, a qual foi demonstrada pela análise de testemunhos de sedimentos lacustres, como por exemplo o Lago da Pata, onde foi registrada uma redução nos índices de precipitação, passando a região por momentos mais secos.

Estudos recentes envolvendo a dinâmica da vegetação através dos isótopos de carbono da matéria orgânica de sedimentos do sul do estado do Amazonas (Humaitá) e Rondônia, em uma zona de contato entre a floresta e os campos naturais, indicam condições climáticas mais secas no período de aproximadamente 9.000-3.000 anos AP, o que pode ter favorecido a regressão da floresta e expansão da vegetação de campos (Gouveia et al., 1997; Freitas et al., 2001; Pessenda et al., 2001; Vidotto, 2003).

Em Boa Vista (RR), norte da Amazônia, foram feitas três transecções no ecótono floresta-savana e determinou-se o $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica presente no sedimento de dezoito perfis. Esses valores a partir da superfície, atualmente com uma floresta presente, caracterizaram o ambiente no presente, porém foi observado um enriquecimento desde 300 até 60 cm de profundidade, sugerindo um predomínio de savana no passado (Desjardins et al., 1996).

A presença de savana também foi observada ao norte do estado do Mato Grosso, em um local atualmente sob influência da floresta amazônica. Na parte superior do perfil, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (entre -28 e -26‰) foram característicos da vegetação de cobertura, mas a partir de 30 cm de profundidade o aumento do valor de $\delta^{13}\text{C}$ foi acentuado, atingindo -19,9‰ a 120 cm, resultado similar aos observados nas camadas superficiais de campos e cerrados. Sendo assim, a hipótese mais provável de uma matéria orgânica antiga estável, proveniente de uma vegetação anterior mais enriquecida em ^{13}C que a atual (Lucas et al., 1993).

Valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -26‰ obtidos nas camadas superficiais em uma região próxima de Altamira (PA) caracterizaram a vegetação de cobertura (floresta). Esses valores permanecem constantes em todo o perfil, caracterizando o predomínio de plantas C_3 desde 9.810 anos AP (Pessenda et al., 1996).

Em Carajás (Absy et al., 1991), uma abertura da floresta no médio Holoceno é sugerida como consequência de um clima mais seco, que favoreceu uma maior frequência de paleofogos. Essas ocorrências de incêndios em Carajás foram estudadas por Sifeddine et al. (1994) e Cordeiro (2008), que concluem a existência de um clima mais seco entre 7.000 e 4.000 anos AP.

O Holoceno na Amazônia também é marcado por mudanças na temperatura média anual. O aquecimento ambiental gradual, a partir de 10.000 anos AP, é ilustrado pela redução de árvores de *Podocarpus* e de outras espécies subtropicais observadas nos registros da Lagoa da Pata, Maicuru e no leque aluvial do Amazonas. O declínio de *Podocarpus* no Holoceno da Amazônia foi observado por Behling (2001) na foz do Rio Amazonas.

Cohen et al. (2009a) revela que a dinâmica das terras úmidas no norte do Brasil durante o Holoceno (São Caetano de Odivelas – PA), baseada em análises polínicas e datações (^{14}C), indicaram uma dominância dos Manguezais entre 4.800 e 1.100 anos AP. Porém foi registrada uma contração desta vegetação ocorrida entre 1.100 e 750 anos AP. O período entre 750 e 200 anos AP é caracterizado por uma nova expansão dos Manguezais e diminuição da vegetação herbácea (Figura 4). Na Ilha Atalaia, município de Salinópolis (PA), dados polínicos indicaram um período de baixa preservação de pólen entre 830 e 630 anos AP. Porém logo em seguida, entre 630 e 330 anos AP, foi detectada uma expansão dos Manguezais. Essas alterações são provavelmente produzidas devido a fatores climáticos e mudanças no regime hidrológico, ocorridas no litoral Amazônico.

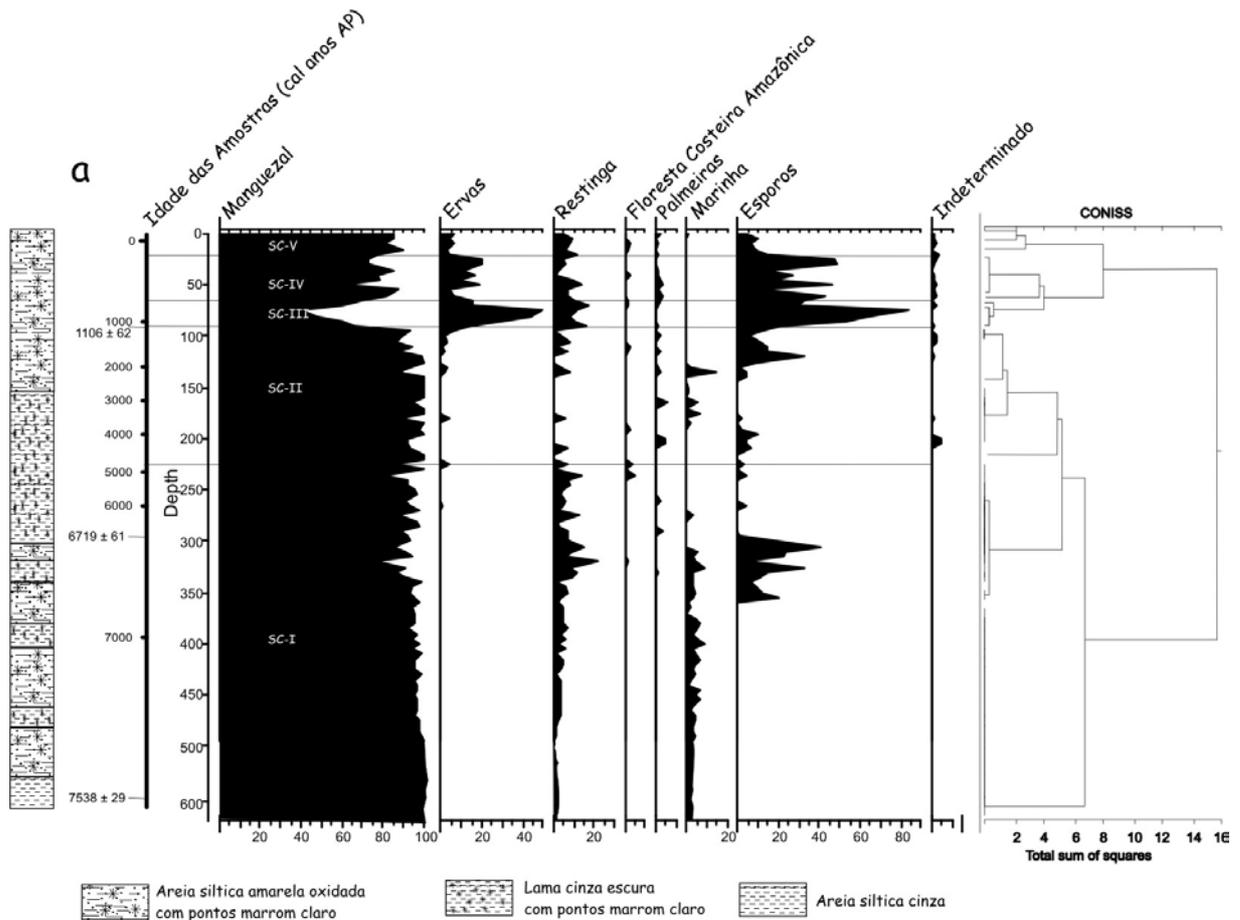


Figura 4 – Registro polínico em São Caetano de Odivelas, com descrição da textura do sedimento, percentagem de polens encontrados dos grupos de vegetação
 Fonte: Cohen et al. (2009a)

Na Ilha de Marajó (PA) há registros polínicos que mostram uma diminuição abrupta em aproximadamente 6.300 anos AP da vegetação arbórea para uma constituída por gramíneas e outras ervas. Como os grupos arqueológicos ceramistas ocuparam a região da ilha somente em aproximadamente 5.000 anos AP, a intervenção antrópica como explicação foi descartada e esta variação foi interpretada pelos autores como sendo o resultado da implantação de um clima seco na região neste período (Meggers & Danon, 1988).

Cohen et al. (2008) revelam a dinâmica da vegetação na Ilha de Marajó através de estudos polínicos, datação por ^{14}C e a relação C/N. Estes registros revelam expansão dos Manguezais entre 750 e 500 anos AP, ocorrendo em seguida, entre 500 e 200 anos AP, uma predominância da vegetação típica de campos herbáceos e várzea, com um aumento da várzea durante os últimos 200 anos. Essas alterações sugerem mudanças ocorridas no regime

hidrológico, como mudanças nos valores de salinidade dessas águas, além de mudanças das características físico-químicas do sedimento nos últimos anos.

Lara & Cohen (2009) registraram flutuações climáticas no Holoceno tardio através da análise de imagens de satélite, cartografia histórica, pólen e datação ^{14}C (Figura 5). Os dados indicam quatro fases de oscilações significativas na descarga do rio Amazonas: i) entre 800 e 1.200 AD houve um aumento gradual da vazão, promovendo oscilações de energia na velocidade das correntes; ii) entre 1.200 e 1.350 AD, os autores comentam a presença de um período seco nesta área, o que resultou na diminuição da descarga dos rios, diminuição da energia, aumentando a entrada de águas mais salgadas, o que promoveu o avanço das florestas de mangue; iii) entre 1.350 e 1.540 AD houve um aumento do nível das águas do Amazonas que resultou no domínio da vegetação típica de água doce; iv) entre 1.540 e 1.750 anos AP houve provavelmente uma diminuição no Nível Relativo do Mar (Figura 6).

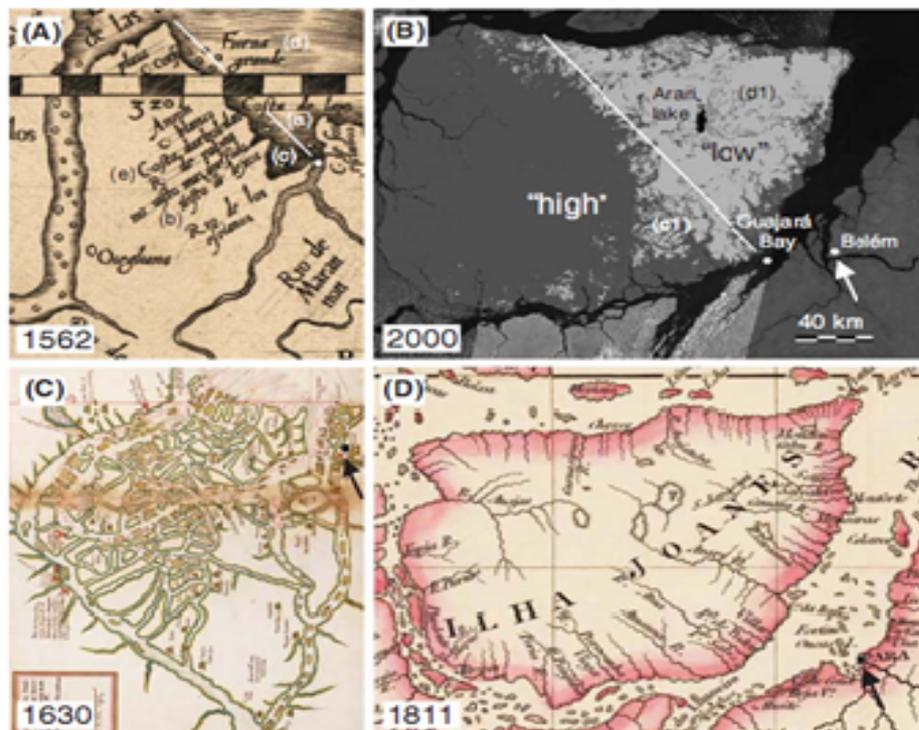


Figura 5 – Evolução da Ilha de Marajó nos últimos 500 anos através dos mapas de Gutiérrez (1.562) (A), Teixeira (1.630) (C), Arrowsmith (1.811) (D) e a imagem de LANDSAT (B)
Fonte: Lara & Cohen (2009)

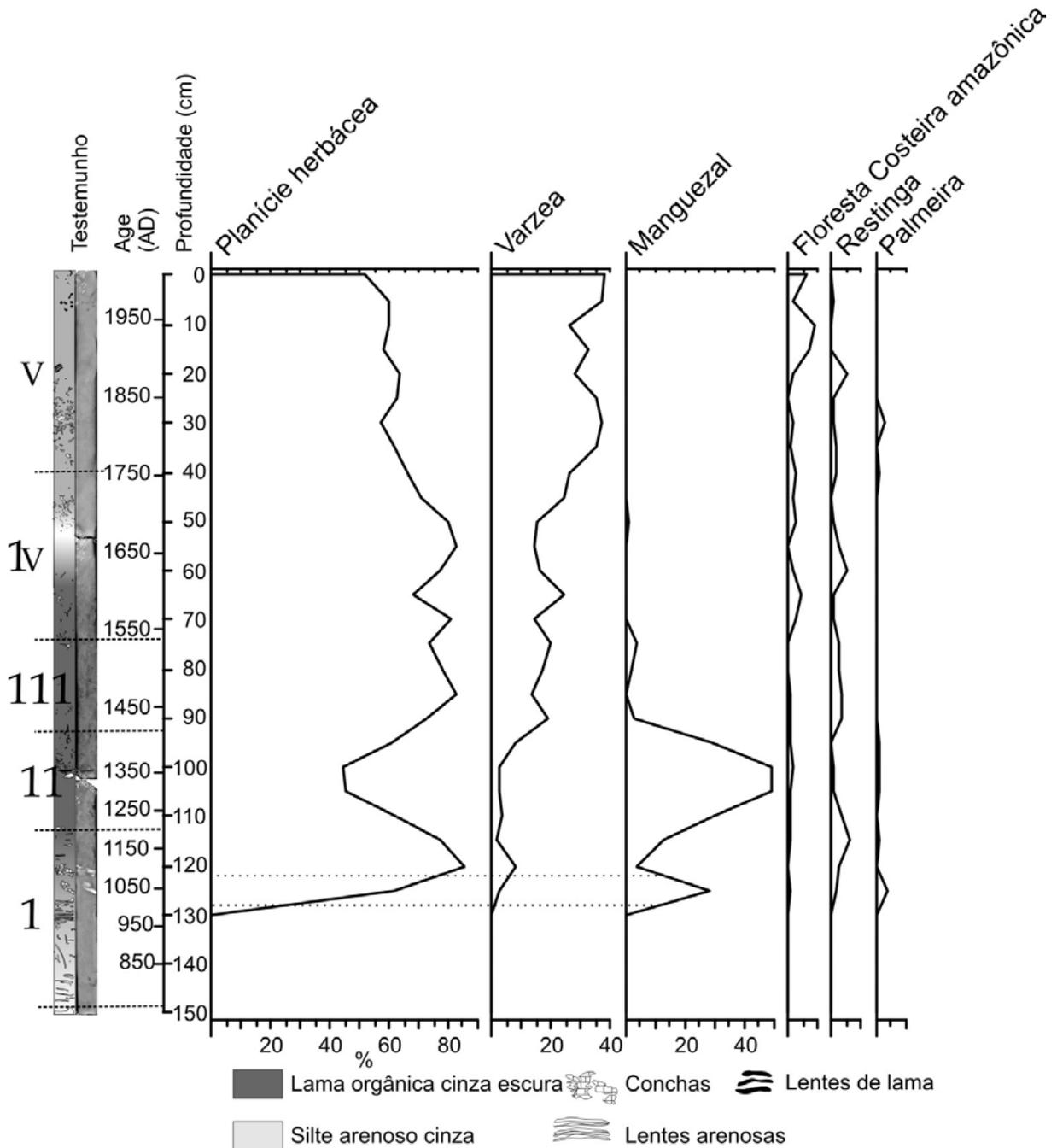


Figura 6 – Estratigrafia e descrição polínica de um testemunho retirado do Lago Arari – Ilha de Marajó
 Fonte: Lara & Cohen (2009)

2.7 OSCILAÇÕES DO NÍVEL DO MAR

As flutuações do Nível Relativo do Mar (NRM) representam uma consequência das variações reais dos paleoníveis dos oceanos, conhecidas por eustasia, e das mudanças dos níveis dos terrenos emersos adjacentes em função da tectônica e/ou isostasia (Martin et al.,

1986), bem como alterações na vazão dos rios (Mörner, 1996), alterando o NRM. As flutuações no NRM do Atlântico foram provavelmente os principais fatores de mudanças paleoambientais na Bacia Amazônica durante o Holoceno. Os altos níveis nesta região devem ser parcialmente relacionados com mudanças climáticas, que resultaram em altos regimes pluviométricos anuais (Behling, 2002).

O clima e a vegetação de habitats terrestres têm um papel preponderante na composição florística dos bosques de mangue. As espécies são especializadas e zonadas em função da amplitude de maré, salinidades da água, aeração e mudanças de salinidade do solo, associados às regiões costeiras de baixa energia, ou aos ambientes estuarinos, lagunares, baías e enseadas (Tomlinson, 1986).

As contribuições bibliográficas para esta linha de pesquisa são derivadas em parte de estudos palinológicos, tais como os realizados na planície costeira holocênica da Guiana Francesa por Tissot & Marius (1992), em que foi observado em seu diagrama um evento de transgressão marinha entre 9.000 e 5.000 anos AP, havendo a dominância de grãos de pólen de *Rhizophora*, indicando a presença de uma extensa floresta de mangue. Após este período, por volta de 5.000 anos AP, o diagrama mostra drástica redução de elementos de mangue, com substituição de pólen de *Rhizophora* por Gramineae, Cyperaceae e *Typha*, indicadores de uma savana inundável.

Na Venezuela foram estudados os sedimentos costeiros de Playa Medina (Rull et al., 1999), onde foi registrado em aproximadamente 7.000 anos AP um evento transgressivo do NRM, havendo uma substituição de espécies das famílias Sapotaceae, Myrtaceae e Anacardiaceae, típicas de ambientes relativamente mais secos, por espécies de mangue, com o predomínio de *Rhizophora*.

Os Manguezais da costa norte do Brasil desenvolveram-se próximo ao Lago do Aquiri por volta de 7.330 anos AP (Behling & Costa, 1997), próximo à lagoa e Curuçá entre 7.250 e 5.600 anos AP (Behling, 2001), e no lago Crispim entre 7.640 e 6.620 anos AP (Behling & Costa, 2001), devido a um contínuo aumento no nível do oceano Atlântico durante o Holoceno, o que levou à formação de depósitos orgânicos, provavelmente em espaços interdunares, graças à elevação no nível de base local. As mudanças na vegetação do Taperebal, próximo a Bragança, refletem um NRM alto desde 6.500 anos AP (Vedel et al., 2006) e os registros do Lago Aranha (município de Magalhães Barata) mostram tendência semelhante em torno de 6.850 anos AP (Senna, 2002). Provavelmente, o NRM na costa

paraense estabilizou-se próximo ao atual nível por volta de 5.100 anos AP (Cohen, et al, 2005a).

Na Ilha de Marajó, a evidencia de micro-foraminíferos, assim como o registro polínico indica inundações de águas mais salgadas na praia da Barra Velha em aproximadamente 2.880 anos AP e na praia do Pesqueiro em aproximadamente 670 anos AP (Behling et al., 2004). Atualmente esta linha de costa vem sofrendo o processo de retrogradação, com migração de praias e dunas sobre os depósitos lamosos de Manguezal e planície de maré (França et al., 2007).

Os estudos palinológicos na costa amazônica registram três variações do nível do mar durante o Holoceno (Tabela 1). O evento transgressivo culminou em aproximadamente 5.000 anos AP. O processo regressivo ocorreu entre 5.000 e 2170 anos AP, seguido do último episódio de transgressão, a partir de 2.170 anos AP, caracterizado pela retomada de antigos espaços de água doce por bosques de mangue (Rodrigues & Senna, 2005).

Tabela 1 – Registros transgressivos e regressivos no NRM na costa norte

Local	Transgressão (anos AP)	Regressão (anos AP)	Autor/ano
Lago do Crispim	Entre 7.640 e 6.620; 3.630	Entre 6.620 e 5.600	Behling & Costa, 2001
Lagoa de Curuçá	Entre 7.250 e 5.600; 3.130	Entre 6.600 e 5.600	Behling, 2001
Península de Bragança e Campo Salgado	Em torno de 5.120	Entre 750 e 420	Behling et al., 2001
Lago Aranha	Entre 6.850 e 2.350	Em torno de 4.943	Senna, 2002
Taperebal	Em torno de 6.500	Em torno de 5.950	Vedel et al., 2006
Guiana Francesa	Entre 9.000 e 5.000	Em torno de 5.000	Tissot & Marius 1992

3 ÁREA DE ESTUDO

A Ilha de Marajó está localizada no extremo norte do Estado do Pará, fazendo limites com o Amapá, oceano Atlântico, rio Pará e rio Amazonas, com aproximadamente 39.000 Km² (Cohen et al., 2008), o que corresponde à cerca de 5% do Estado (Lima et al., 2005). Apresenta uma distância de aproximadamente 80 Km a norte de Belém. Os pontos de coleta dos testemunhos localizam-se na zona costeira do município de Soure (planície costeira), na margem leste da Ilha, onde são encontradas coberturas vegetais como Manguezais, várzeas e campo (Figura 7).

A planície costeira ocupa a porção centro-oriental da área de estudo, abrangendo aproximadamente 380 Km², apresenta cotas topográficas inferiores a 5 m e se estende para o interior até o alcance máximo da zona de influência das marés, onde se limita o planalto costeiro (França & Sousa Filho, 2006).

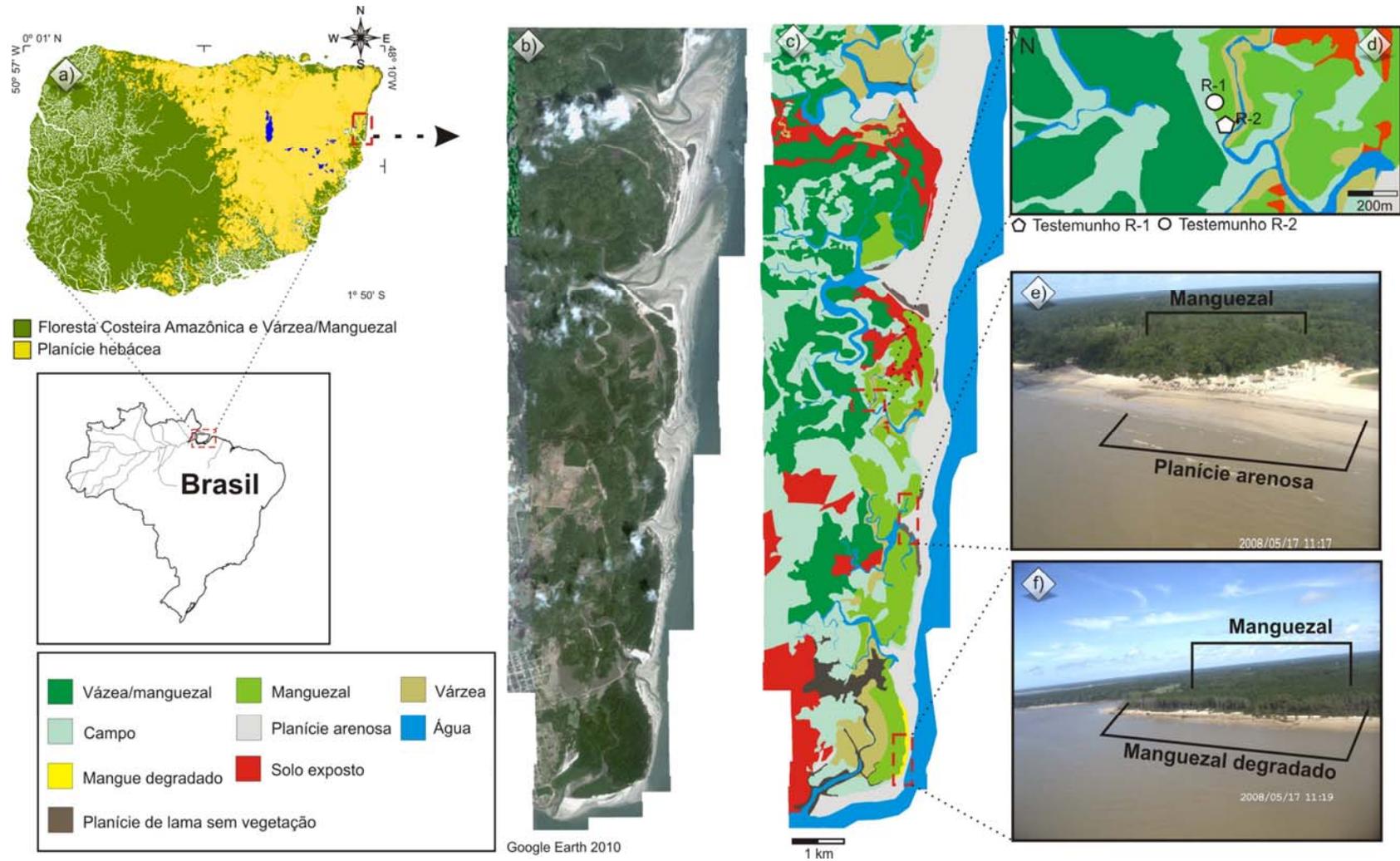


Figura 7 – Mapa de localização da área de estudo, apresentando: a) Ilha de Marajó; b) planície costeira de Soure; c) digitalização das unidades de vegetação; d) localização dos pontos de coleta (R-1 e R-2); e) zona de Manguezal e planície arenosa; f) zona de Manguezal e Manguezal degradado

3.1 CLIMA

Esta região é caracterizada por apresentar um clima tropical quente e úmido, com período chuvoso entre os meses de dezembro a maio e período mais seco entre os meses de junho e novembro. Apresenta temperaturas médias que variam entre 25° e 29° C. Com os menores valores em torno de 18° C e maiores de 31,7° C. A precipitação anual é de aproximadamente 2.277 mm (Lima et al., 2005). A região é dominada por um regime de meso e macromarés, cuja variação das marés de sizígia pode alcançar valores entre 3,6 e 4,7 m (DHN, 2003).

3.2 VEGETAÇÃO

3.2.1 Manguezal

As florestas de mangue formam um ecossistema costeiro intertropical, conhecido pelo seu importante papel ecológico e sua alta produtividade primária, sendo caracterizado pela ocorrência de espécies vegetais lenhosas e adaptadas aos ambientes salinos, periodicamente inundados pela maré (Tomlinson, 1986; Schaeffer-Novelli, 1995).

Além da importância ecológica, este ecossistema atua como agente de proteção e estabilização das formações costeiras contra erosão (Chapman, 1976; Macedo & Rocha, 1985). Estas características são evidenciadas na costa norte do Brasil, na qual a morfologia está relacionada com a sedimentação pelítica atuante, determinada pela hidrodinâmica costeira com a presença de amplos terrenos baixos adjacentes aos terraços marinhos (Mendes, 1994).

Na planície costeira da zona leste da Ilha de Marajó, os bosques de mangue são compostos por cinco espécies (*Rhizophora racemosa* G.F.W. Meyer, *Rhizophora mangle* L., *Avicennia germinans* L. Stearn e *Laguncularia racemosa* Gaertn (Lisboa et al., 1993; Menezes et al., 2008), distribuídas em três famílias (Acanthaceae, Combretaceae e Rhizophoraceae).

O ambiente de Manguezal é altamente dinâmico, podendo expandir rapidamente ou encolher em resposta à topografia da região ou às oscilações no NRM, que pode ser consequência das mudanças climáticas (Blasco et al., 1996; Behling et al., 2001), sendo assim, bastante sensível às variações do regime de inundação (Gornitz, 1991).

O desenvolvimento deste ecossistema está condicionado a diferentes fatores ambientais que variam em intensidade e periodicidade (Schaeffer-Novelli et al., 1990). Além da energia solar, as variáveis que definem o grau de desenvolvimento de um Manguezal são: amplitude de

maré, aporte sedimentar, temperatura, nutrientes e salinidade (Cohen & Lara, 2003; Lara & Cohen, 2006).

Um aumento na frequência de inundação da maré pode provocar um recuo do Manguezal, migrando para zonas topograficamente mais elevadas (Hanson & Maul, 1989). Isso resultaria na mudança da distribuição espacial desta vegetação (Figura 7).

Logo, devido à sensibilidade deste ecossistema e a alta concentração de carbono orgânico, que é utilizado para datação por ^{14}C , ele pode ser bastante útil para análise de paleoambientes, pois os sedimentos depositados nesta zona (planície de maré) podem indicar antigos níveis de mar (Scholl, 1964; Woodroffe, 1981; Behling & Costa, 2001; Cohen et al., 2005b).

3.2.2 Restinga

A vegetação de Restinga está associada às planícies costeiras ou litorâneas (Suguio & Tessler, 1984; Suguio & Martin, 1990), que cobrem sedimentos holocênicos colonizados principalmente por uma vegetação arbustiva-arbórea (Rizzini, 1997). Essa vegetação é classificada como de primeira ocupação de caráter edáfico com influência marinha, ocupando superfícies baixas levemente onduladas, com suaves declives rumo ao mar. Este ambiente é caracterizado por apresentar condições geomorfológicas bastante variáveis, que sofrem influência de ações marinhas e ventos constantes marcado por uma vegetação diversificada (Assis, 1999).

Basicamente, os solos sob vegetação de Restinga são bastante lixiviados, ácidos e pobres em nutrientes. A maior fonte de nutrientes na planície costeira é a atmosfera (Scheer, 2009), bem como o *spray* marinho (Gomes, 2005), havendo uma camada orgânica pouco profunda e um sistema subterrâneo que reabsorve rapidamente os minerais provenientes da decomposição orgânica (Mantovani, 1992).

No litoral leste da Ilha de Marajó são comuns espécies como: *Chrysobalanus icaco* L., *Anacardium occidentale* L., *Byrsonima crassiflora* (L.) Kunth. e *Byrsonima verbacifolia* (L.) DC. (Lisboa et al., 1993; Amaral et al., 2007).

3.2.3 Floresta de Várzea

As florestas de várzea se constituem no tipo de vegetação mais representativa de ambientes inundáveis da Amazônia. Esses ecossistemas ripários (mata de galeria) são recentes do ponto de vista geológico, formadas durante o Holoceno Tardio (Figura 7). Essa vegetação apresenta solo do tipo gley hidromórfico, ou seja, sem estrutura vertical e pouco consolidado (Amaral et al., 2007).

As florestas de várzea são relativamente baixas e abertas, atingindo altura em torno de 20 a 25 m. Neste ambiente podemos registrar cerca de 55 espécies em 27 famílias, entre essas estão algumas como: *Astrocaryum murumuru* Mart., *Euterpe oleracea* Mart., *Virola surinamensis* (Roll.) Warb, *Carapa guianensis* Aublet (França, 2003)

3.2.4 Campos Naturais

Os campos naturais, caracterizados pela consorciação entre espécies arbóreas e herbáceas, formam manchas que se destacam entre as áreas de capoeiras ou matas secundárias. Esses ambientes podem ser do tipo limpo ou com aglomerados de palmeiras, também chamados de veredas. A origem e manutenção desta paisagem estão relacionadas ao controle edáfico e hidrológico, especialmente o regime de enchentes a que estão submetidos anualmente (Amaral et al., 2007).

Dentre as espécies arbóreas, são exemplos: *Hancornia speciosa* Gom, *Curatella americana* L., *Hyrtella ciliata* (Mart ex Zucc) *Salvertia convallariaeodora* A. St. Hill.. Como espécies herbáceas, encontram-se: *Trachypogon plumosus* (Ness) Kunth, *Cassia hispidula* Vahl, *Borreria verticillata* G.F.W. Mey e *Bulbotylis junciformis* C.B. Clarke (Bastos, 1984).

3.3 HIDROGRAFIA

A Ilha de Marajó apresenta um sistema hidrográfico composto por inúmeros rios de pequeno porte com cursos retilíneos e meandantes sob influência da pluviosidade e das marés, constituindo bacias hidrográficas interligadas, formando cursos de caráter permanente, temporário e lagos (Bemerguy, 1981). Próximo da área de coleta dos testemunhos destaca-se o rio Paracauari, que separa as cidades de Soure e Salvaterra (Figura 8), além dos canais de maré,

que tem orientação preferencial W-E e S-N, e deltas de maré vazante com orientação S-N (França, 2003).

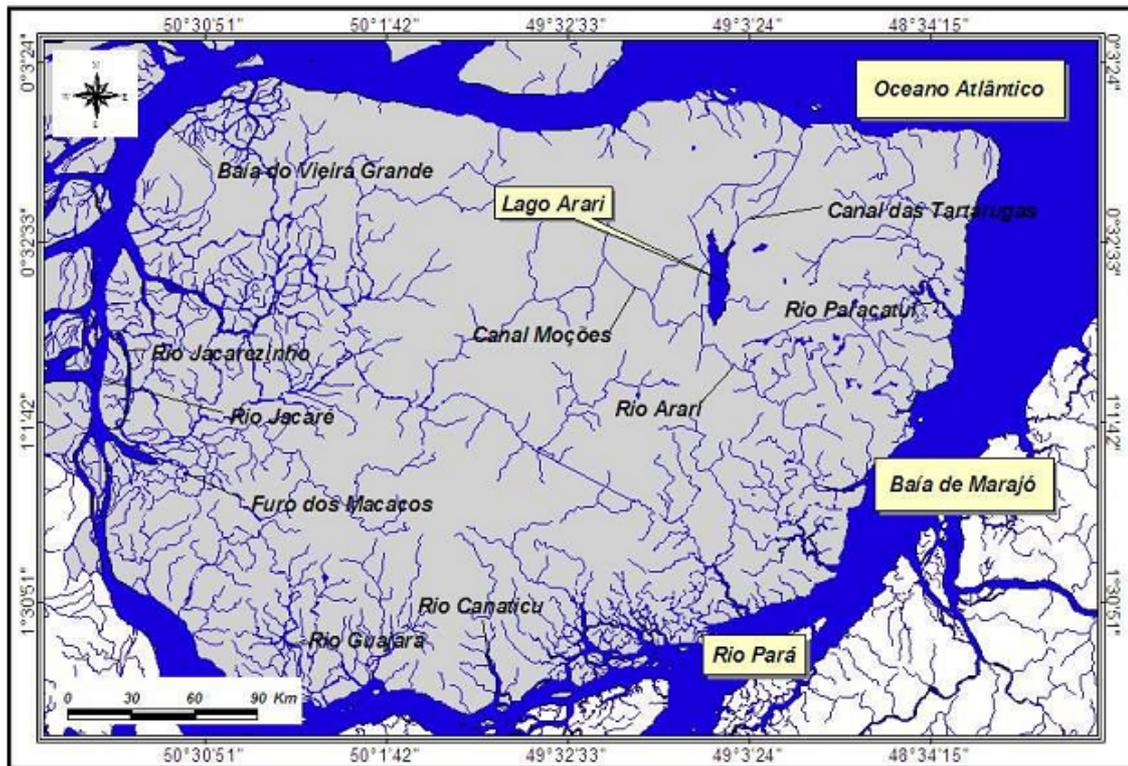


Figura 8 – Mapa hidrográfico da Ilha de Marajó, destacando os principais rios da região

3.4 GEOLOGIA

A Ilha de Marajó está inserida na bacia sedimentar da foz do Rio Amazonas, compreendendo a parte emersa, denominada de Bacia do Marajó, que é constituída por quatro sub-bacias (Mexiana, Limoeiro, Cametá e Mocajuba), com falhas normais NW e NNW e transcorrentes NE e ENE (Villegas, 1994). A espessura total dessa bacia atinge mais de 11.000 m (Costa et al., 2002), com idade do Cretáceo até o recente (Figura 9), sendo constituída pelas sequências pré-rifte, sinrife e pós-rifte.

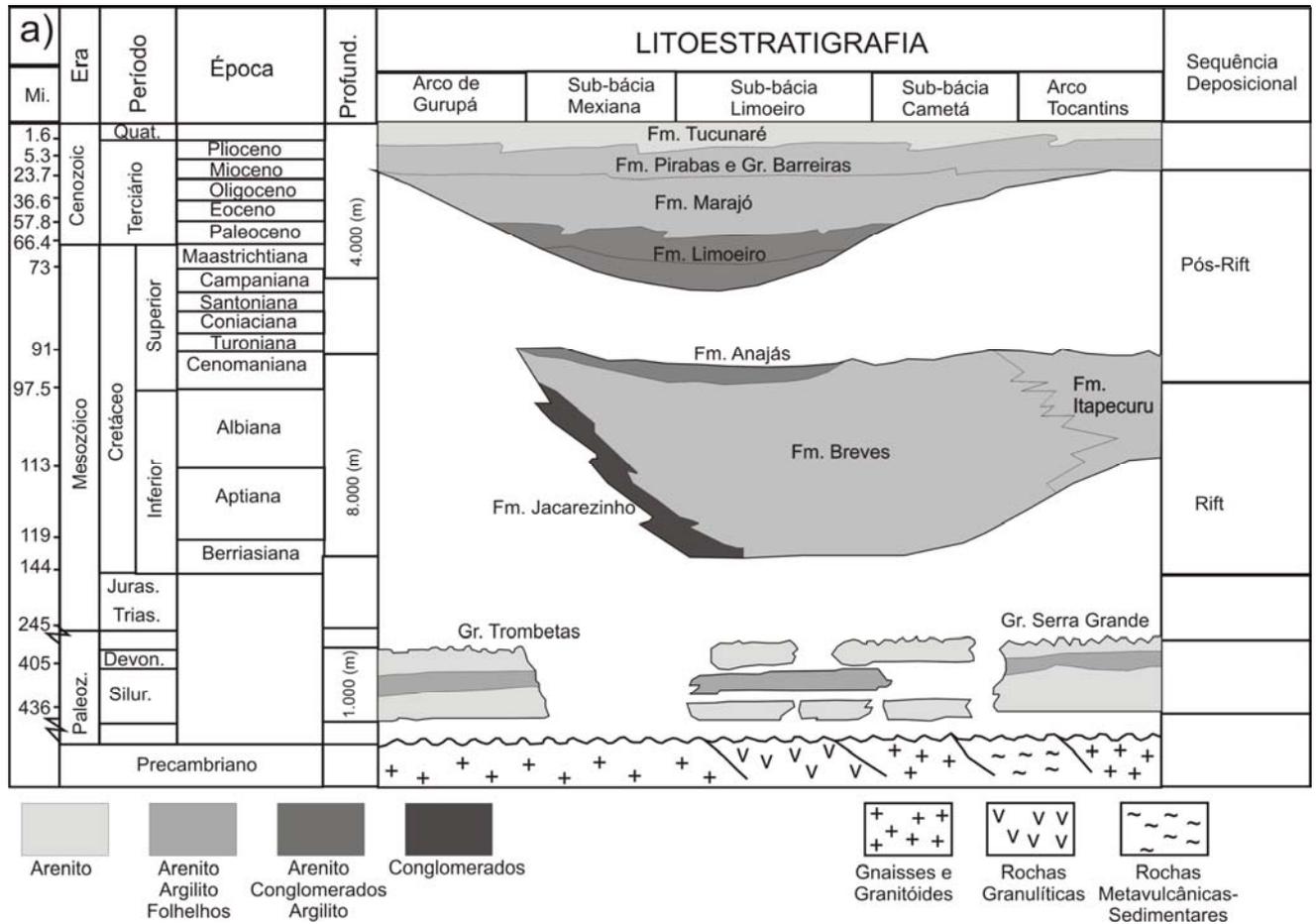


Figura 9 – Coluna estratigráfica da Bacia do Marajó
 Fonte: Modificado de Lima (1987); Costa et al. (2002)

A Bacia do Marajó é limitada a noroeste pelo Escudo das Guianas e a sudeste pelo Escudo Central Brasileiro (Schaller et al., 1971). O Arco de Gurupá separa a Bacia do Marajó da Bacia Paleozóica do Baixo Amazonas, enquanto o Arco Tocantins a separa da Bacia do Maranhão (Figura 10). Sua estrutura tectônica é caracterizada por um sistema de grabens com falhas marginais escalonadas. Segundo Ludwig (1968), as falhas geológicas estiveram ativas desde o Cretáceo Superior até o início do Holoceno (Barbosa et al., 1974).

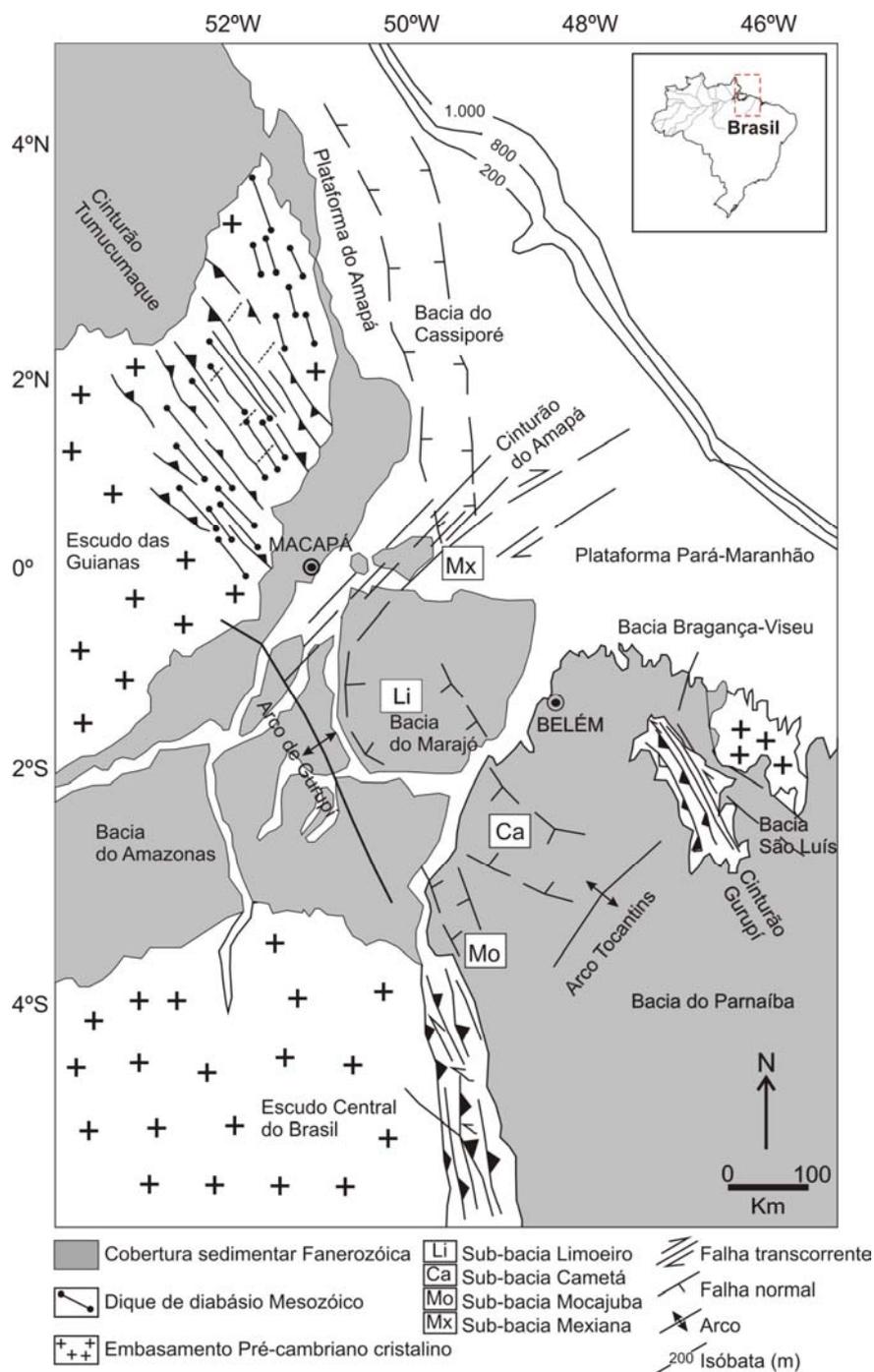


Figura 10 – Configuração tectônica simplificada do norte do Brasil com a localização do Rift Marajó
 Fonte: Adaptado de Costa et al. (2002)

O mapeamento e a caracterização da rede de paleocanais por imagem de satélite, através de dados sedimentológicos e datação ^{14}C , geraram importantes informações sobre os mecanismos tectônicos de sedimentação quaternária na região, tornando possível também a reconstrução paleogeográfica (Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti et al., 2007b).

O domínio nordeste da Ilha de Marajó é constituído por depósitos quaternários relacionados a última fase de deposição da sucessão Tucunaré-Pirarucu (Vital, 1988). Os paleocanais são constituídos por areia fina a média, contendo reservatórios de água doce (Bemerguy, 1981; Porsani, 1981). Essa composição difere dos terrenos adjacentes formados por argila e silte, saturados em água salobra (Cavalcanti, 1979).

A sedimentação holocênica está restrita em uma bacia de origem tectônica, portanto delimitada por falhamentos normais, em contato com sedimentos do lado oeste e no extremo leste, de idade plio-pleistocênicos da Formação Pós-Barreiras.

Rossetti & Valeriano (2007) atribuem uma conexão da região da Ilha de Marajó com o continente durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno, considerando a ocorrência deposicional dos sedimentos no sistema estuarino neste período, e que provavelmente os rios Guamá e Tocantins atravessavam a região.

O abandono do sistema de canais da Ilha de Marajó é marcado sedimentologicamente por uma granodecrescência ascendente nos paleocanais (Rossetti et al., 2007b). O processo de abandono foi atribuído a eventos tectônicos na região, que capturaram o sistema de drenagem (Figura 11), com a 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, durante o Holoceno Médio e Tardio (Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti et al., 2007a), gerando como consequência a formação da Ilha de Marajó.

Ainda Rossetti & Valeriano (2007) a região leste da Ilha de Marajó é caracterizada por amplos depósitos sedimentares holocênicos derivados de ambientes fluvio-estuarinos, constituídos em sua maioria por material lamoso (argila e silte) de coloração cinza médio da planície de inundação. Nesta área também foram reconhecidos inúmeros paleocanais que se destacam dos materiais argilosos tanto no aspecto sedimentar, como no aspecto da vegetação de cobertura e topografia.

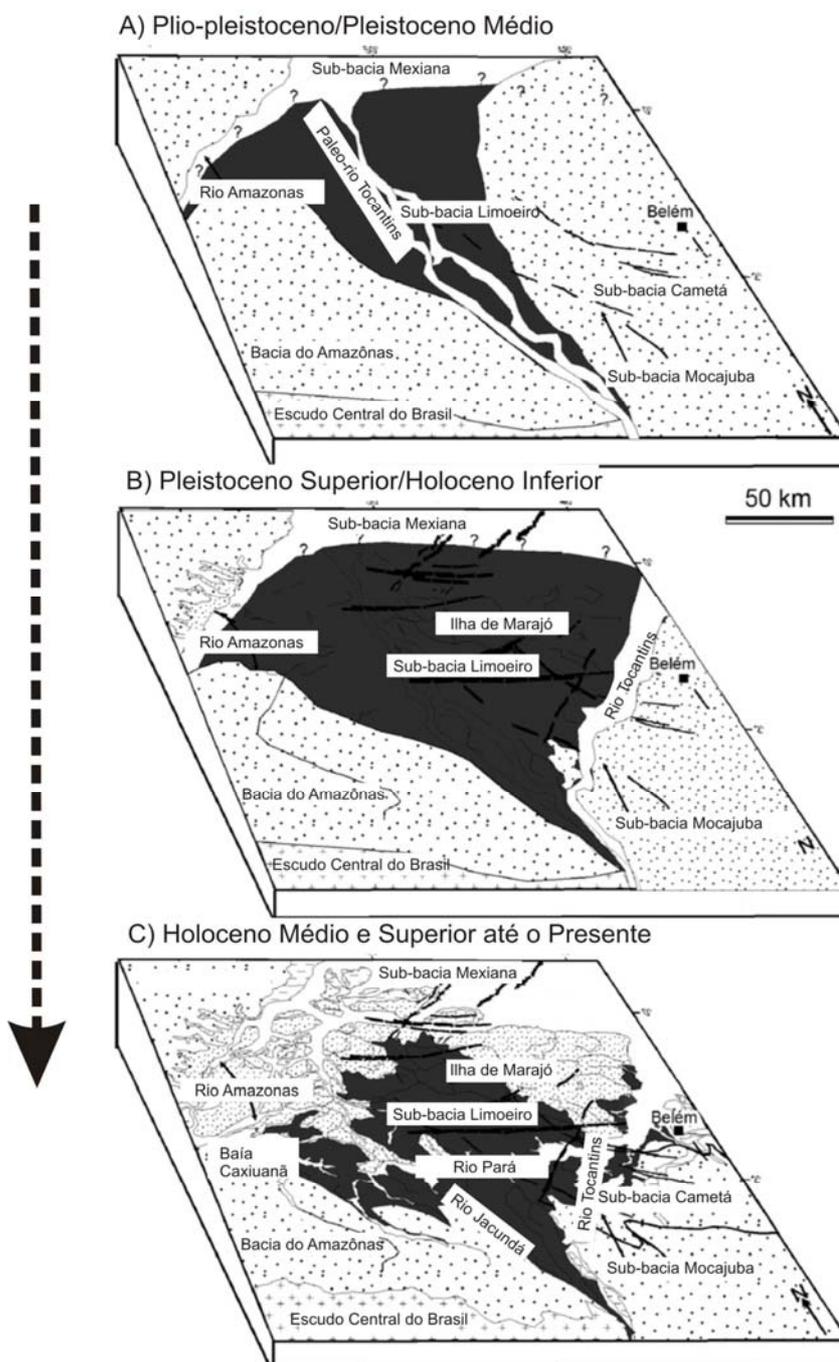


Figura 11 – Diagrama da evolução geológica da Ilha de Marajó durante o Plio-Pleistoceno até o presente, mostrando a captura do rio Tocantins por falhas na direção NE, a instalação do rio Pará e a formação da Ilha de Marajó

Fonte: Adaptado de Rossetti & Valeriano (2007)

3.5 UNIDADES MORFOLÓGICAS

A área de estudo é constituída por um planalto costeiro, formado por arenitos e argilitos terciários e quaternários do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras. A planície costeira, formada por sedimentos argilosos e arenosos holocênicos de origem fluvio-estuarina, apresenta cotas abaixo de 5 m. Estas superfícies são alcançadas pelas ondas e marés da Baía de Marajó, isso favorece o desenvolvimento de Manguezais e cordões de praias (França, 2003).

3.5.1 Planície de Maré

Planícies de maré ocorrem em costas planas a suavemente inclinadas, onde a energia da maré prevalece sobre as ondas. Geralmente, elas ocorrem em áreas com regime de macromaré (Rossetti, 2008), como podemos visualizar na costa norte do Brasil. A formação deste sistema deposicional deve-se à diminuição da energia de fluxo do mar para o continente, assim, funcionando como uma bacia para acumulação de grãos mais finos (argila e/ou silte) que aumentam em volume nesse sentido. Deste modo, este ambiente se desenvolve nas margens de estuários, lagunas, baías ou atrás de ilhas-barreiras (Hayes, 1975), podendo variar em até 10 km de largura e centenas de quilômetros em comprimento ao longo da linha de costa (Suguio, 2003).

Em Soure, as planícies lamosas de intermaré estendem-se longitudinalmente, alargando-se para norte. Ocupam aproximadamente 155 km² e apresentam larguras que variam de 1 a 3,8 km, limitam-se a oeste com o planalto costeiro e com a planície lamosa de supramaré, a leste com os cordões de dunas e praias, e ao sul com o rio Paracauari. As principais drenagens são representadas pelos canais Uruci, Araruna, Glória, Barco, Pesqueiro e Cajuúna (França & Sousa Filho, 2006).

A cobertura vegetal é representada pelos Manguezais e Restinga. Na extremidade leste da planície costeira de Soure, os Manguezais apresentam feições erosivas com a formação de terraços lamosos, assim como o tombamento de árvores adultas, enquanto que as Restingas ocorrem sobre os cordões arenosos de praias e dunas atuais (França & Sousa Filho, 2006; França et al., 2007).

3.6 RELEVO

A Ilha é dividida em dois compartimentos, onde a porção oriental (zona leste) apresenta uma topografia plana, com cota média em torno de 5 m, sendo constituída por sedimentação holocênica de origem fluvio-estuarina e lacustre (Figura 12). Por outro lado, a porção ocidental (zona oeste) apresenta uma cota média de aproximadamente 20 m, podendo atingir até 42 m, sendo representada por sedimentos Pós-Barreiras plio-pleistocênicos, que podem ser observados também no extremo leste da Ilha, formando uma estreita faixa (Behling et. al., 2004; França & Sousa Filho, 2006; Rossetti & Valeriano, 2007).

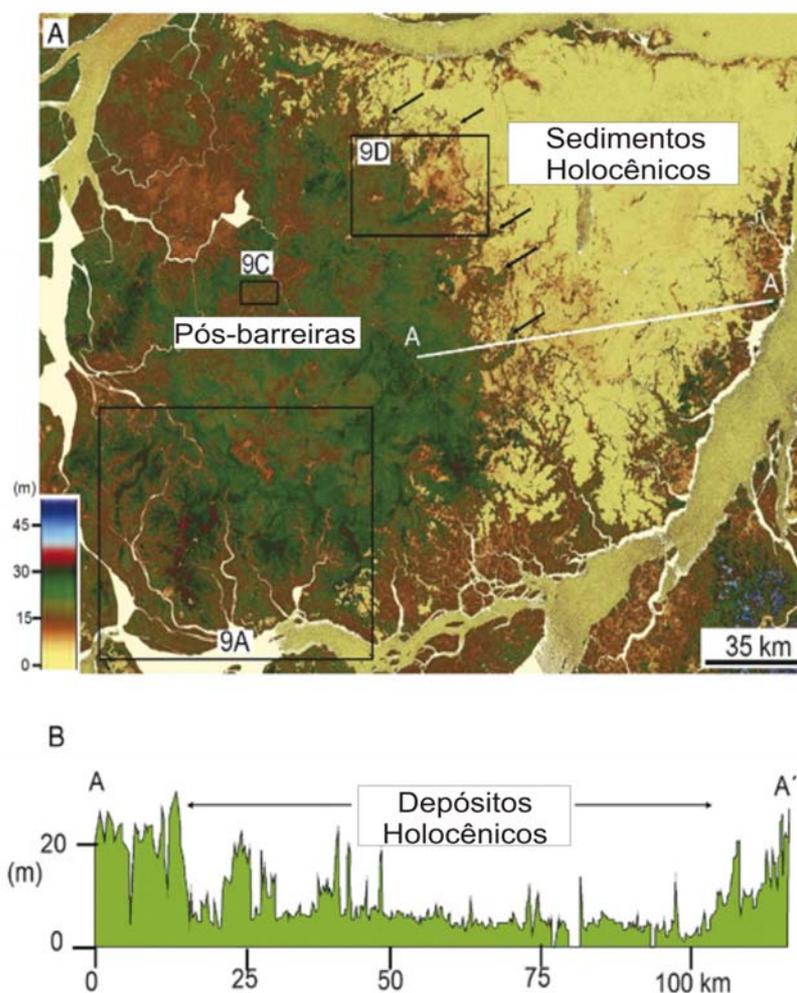


Figura 12 – Contraste entre os setores leste e oeste da Ilha de Marajó, representados por depósitos Pós-Barreiras e holocênicos, respectivamente
 Fonte: Adaptada de Rossetti & Valeriano (2007)

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 AMOSTRAGEM

4.1.1 Atividades de campo

Dois testemunhos de sedimento foram coletados com o auxílio de um *amostrador russo* (Cohen, 2003) durante o mês de novembro de 2008. Amostras da vegetação recente foram coletadas na planície costeira da região leste da Ilha de Marajó (Figuras 7 e 13) para análise botânica (catálogos da vegetação da região) e da composição isotópica. Os locais de coleta foram denominados como RESEX 1 (R-1) e RESEX 2 (R-2). O R-1 é caracterizado como uma área de transição entre o Manguezal e a Restinga. Ele apresenta um predomínio do gênero *Rhizophora* com árvores de aproximadamente 30 m de altura, além da presença de famílias como Araceae, Arecaceae, Convolvulaceae, Cyperaceae e Poaceae (Figura 07). O R-2 é um bosque composto predominantemente por *Rhizophora mangle*, com árvores medindo cerca de 20 m de altura (Tabela 2).

Tabela 2 – Localização dos testemunhos de sedimento, profundidade e composição da vegetação

Local	Profundidade	Vegetação atual principal	Localização
R-1	150 cm	Araceae, Arecaceae, Cyperaceae, Poaceae,	S 00°40'26.3
		Malpighiaceae e <i>Rhizophora</i>	W 048°29'37.2"
R-2	150 cm	<i>Rhizophora</i>	S 00°40'23.1 W 048°29'38.8"

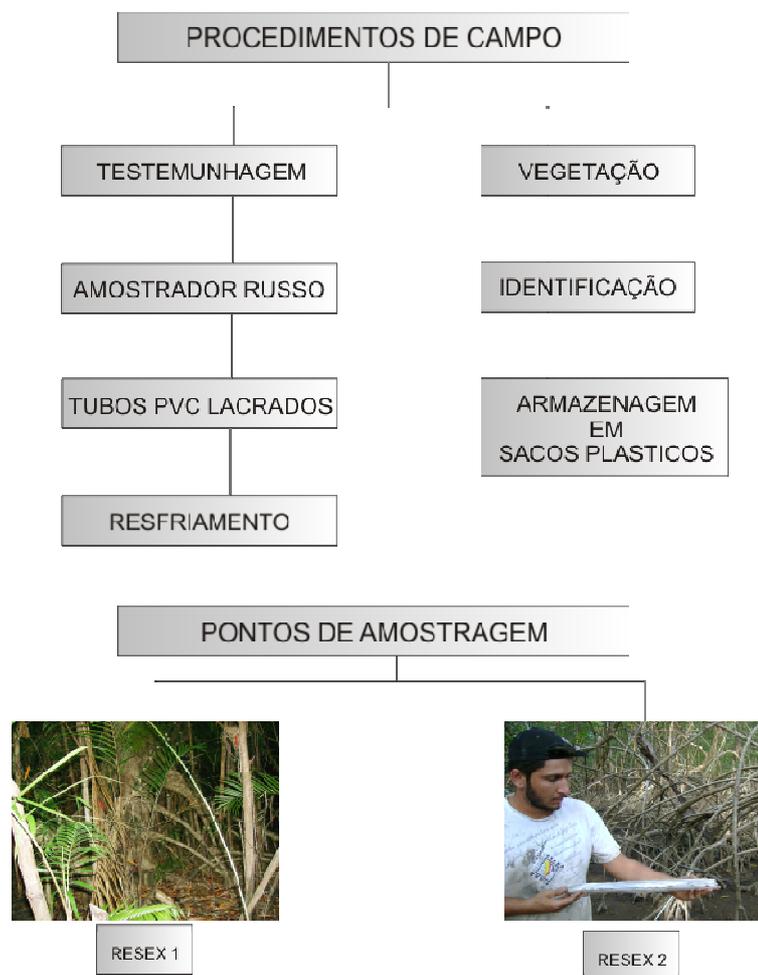


Figura 13 – Procedimentos de campo para coleta de material e imagem dos pontos de amostragem

4.1.2 Armazenamento das amostras

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

4.2 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

4.2.1 Raio-X

Esta análise foi realizada antes da abertura dos testemunhos. Esta técnica, além de fornecer uma visão geral dos sedimentos, produz um registro permanente de algumas características estratigráficas (estruturas sedimentares) (Reineck & Singh, 1973). Os testemunhos foram transportados até uma clínica particular. O resultado foi 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. Com isso pode-se visualizar estruturas delicadas que não são aparentes durante a inspeção visual dos sedimentos (Figura 14)

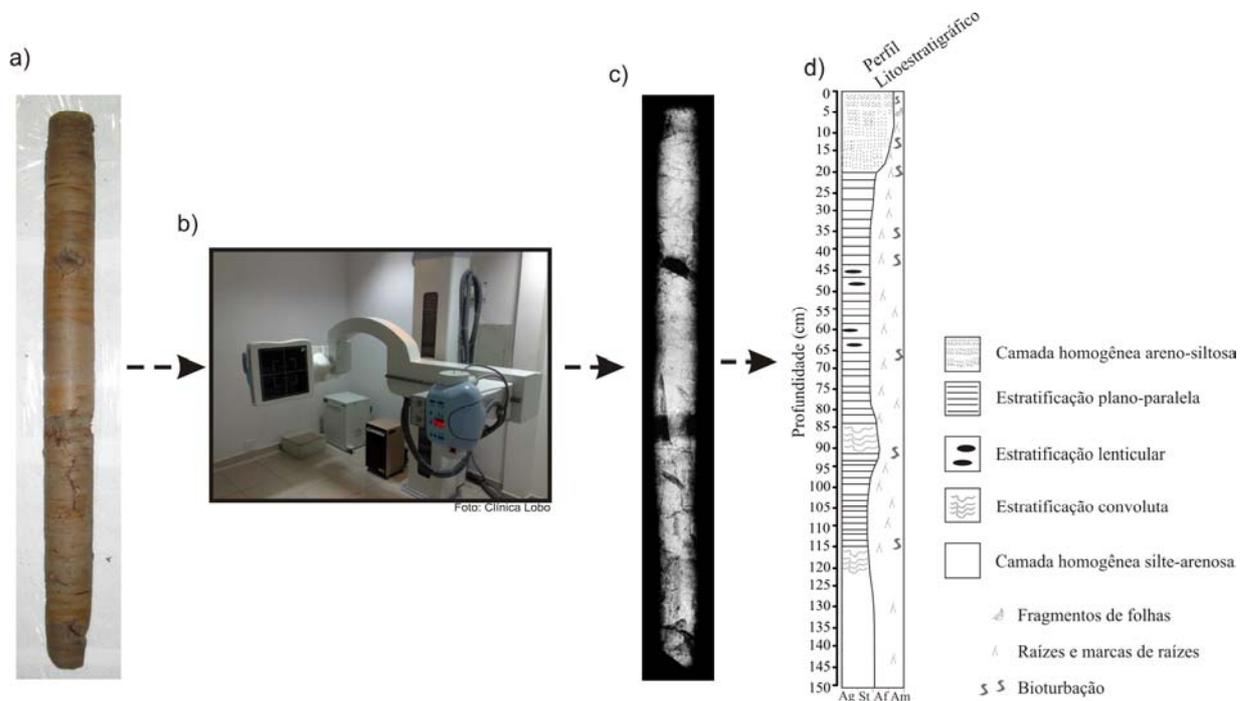


Figura 14 – Processamento do testemunho R-1 para a análise de Raio-x; a) testemunho; b) equipamento de Raio-x; c) imagem de Raio-x; d) modelo litoestratigráfico do testemunho R-1

4.2.2 Análise Granulométrica

4.2.2.1 Método da pipeta (de Paula & Duarte, 1997)

Foram coletados sedimentos em intervalos de 10 cm de profundidade (20 g), em seguida colocados em um Becker, onde foram adicionados 100 ml de água destilada e 10 ml de solução de hidróxido de sódio (dispersante). Cada amostra permaneceu 12 horas em repouso, para posteriormente ser agitada em um agitador elétrico por 15 minutos e transferida para uma proveta, passando por uma peneira de 0,053 mm de abertura de malha, com 20 cm de diâmetro, onde foi necessário aguardar o tempo de sedimentação da fração argila para 5 cm (Tabela 3). O material retido na peneira foi transferido para um Becker de 100 ml e colocado em uma estufa (105-110 °C). Após secagem da amostra, foi passada novamente em uma peneira (0,210 mm), para obtenção da areia grossa e fina. Para o cálculo das frações foram seguidas as equações abaixo:

$$\text{Teor de argila} = [\text{argila (g)} + \text{dispersante (g)}] - \text{dispersante (g)} \times 1.000 \quad (5)$$

$$\text{Teor de areia fina} = \text{areia fina (g)} \times 50 \quad (6)$$

$$\text{Teor de areia grossa} = [\text{areia fina (g)} + \text{areia grossa (g)}] - \text{areia fina} \times 50 \quad (7)$$

$$\text{Teor de silte} = 1.000 - [\text{argila (g)} + \text{areia fina (g)} + \text{areia grossa (g)}] \quad (8)$$

Tabela 3 – Variação temporal de sedimentação da fração argila em relação à temperatura (°C), considerando a Lei de Stokes (densidade de partícula igual a 2,65)

Temperatura (°C)	Tempo	Temperatura (°C)	Tempo
10	5h 11'	23	3h 43'
11	5h 03'	24	3h 38'
12	4h 55'	25	3h 33'
13	4h 47'	26	3h 28'
14	4h 39'	27	3h 24'
15	4h 33'	28	3h 19'
16	4h 26'	29	3h 15'
17	4h 20'	30	3h 10'
18	4h 12'	31	3h 07'
19	4h 06'	32	3h 03'
20	4h 00'	33	2h 58'
21	3h 54'	34	2h 55'
22	3h 48'	35	2h 52'

4.2.2.2 Difração a Laser (Pieri et al., 2006)

Os sedimentos foram coletados em intervalos de 10 cm (triplicata) e lavados com H₂O₂ e água 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 a Laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu). As classificações seguiram diagrama o triangular de Sheppard (Sugiuo, 1973) baseado nos percentuais de areia, silte e argila, seguindo a classificação de Wentworth (Wentworth, 1922), com a utilização do software SYSGRAN 3.0 (Camargo, 1999).

4.2.3 Descrição dos testemunhos e espectrofotometria

Após os procedimentos realizados em laboratório para o Raio-X, os testemunhos foram transportados para o Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC/UFPa), onde foi iniciado o processo de registro, através de uma câmera fotográfica, da textura e eventuais estruturas preservadas no sedimento. Com o auxílio da Soil Color Chart (Munsell-Color, 2000) e um espectrofotômetro foram determinadas as características espectrais do sedimento (Figura 15).



Figura 15 – Elementos funcionais do espectrofotômetro para sólidos
Fonte: Gretagmacbeth (1999)

Portanto, foram obtidos valores de reflectância em intervalos de 1 cm entre as faixas do espectro eletromagnético correspondente ao visível (VIS), que compreende a faixa espectral entre 370 e 730 nm.

Este aparelho possui medição espectral com rede de difração holográfica, três modos de medida (reflexão, emissão e transmissão), resolução física de 10 nm, e três filtros, P (polarizado), D65 (aproximado à luz do dia), e U (neutro, lâmpada incandescente tipo A). Uma placa branca (100% de reflectância) foi utilizada para calibração absoluta do aparelho.

Em seguida os valores obtidos da reflectância (380 a 730 nm) foram transferidos para uma planilha Excel. A medição visual da cor do sedimento dos perfis foi determinada em laboratório sob condições de luz natural difusa utilizando gráficos de cor do solo Munsell

(Munsell-Color, 2000) e o sistema CIELab, onde os estímulos da cor são traduzidos em distinções entre Claro e Escuro (L^*), Vermelho e Verde (a^*) e Azul e Amarelo (b^*) (Cie, 1995).

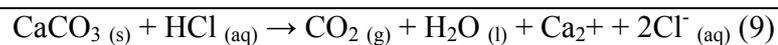
No sistema Munsell o espaço de cores é conceituado como um cilindro onde os atributos de percepção de luminosidade da cor (Value) e saturação (Chroma) são representados como coordenadas lineares (Hunt, 1991).

4.2.4 Tratamento químico para extração de pólen e esporos

O tratamento das amostras para análise palinológica foi realizado no Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará, seguindo o protocolo descrito por Colinvaux et al. (1999). A amostragem para este procedimento ocorreu em um intervalo de 2,5 cm ao longo dos testemunhos de sedimento (R-1 e R-2). Para isto, foi retirado 0,5 ou 1 cm³ de sedimento com a utilização de um medido de volume feito de aço inoxidável, onde o sedimento é colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por embolo produzindo assim uma pastilha de sedimento.

Posteriormente as pastilhas foram postas em tubos de polipropileno de 12 ml, que foram devidamente marcados com a estação e a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Em seguida foi adicionado em cada um dos tubos um tablete de marcador exótico, esporo de *Lycopodium* (Stockmarr, 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano). Para contagem final a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen permite o cálculo da concentração polínica original. Pois cada tablete é constituído por 10.637 esporos de *Lycopodium*. Em cada etapa do processo, foi realizada a centrifugação a 3500 rotações por minuto (rpm) durante 5 minutos. O tratamento envolveu as seguintes etapas:

a) *Tratamento com ácido Clorídrico (HCl)*. Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO₃) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%, ocorrendo a seguinte reação (9):



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

b) Tratamento com ácido fluorídrico (HF). Às amostras foram adicionados HF em quantidade suficiente para cobri-las, permanecendo em repouso por 24 horas, com a capela de exaustão de gases ligada devido a alta toxicidade dos gases liberados por este ácido. Este procedimento é adotado devido às concentrações de sílica que são encontradas no sedimento, ocorrendo a seguinte reação (10):



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

c) Tratamento com ácido acético glacial (C₂H₄O₂). Esta etapa possui grande importância, pois na próxima etapa será adicionado o ácido sulfúrico (H₂SO₄). O C₂H₄O₂ reage com a amostra retirando a água presente. Esta reação é importante para que não ocorra desperdício de H₂SO₄ através da reação com água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido. Por isso foi adicionado C₂H₄O₂ às amostras, seguindo de mistura, centrifugação e retirada do líquido residual, não sendo necessária a permanência do ácido por um período de tempo maior que 15 minutos nos tubos de ensaio.

d) Tratamento com acetólise (H₂SO₄ e C₄H₆O₃). Esta etapa do procedimento químico tem por objetivo remover a celulose e polissacarídeos presentes nas amostras através da oxidação. Segundo Erdtman (1960), a acetólise é obtida através da mistura de nove partes de C₄H₆O₃,

primeiramente, por volume para uma parte de H_2SO_4 concentrado. Em seguida foi adicionado cerca de 10 ml da solução às amostras. Os tubos de ensaio foram submetidos ao aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos ficasse completamente escuro.

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

4.2.5 Montagem das lâminas e análise microscópica

Para análise microscópica foram utilizadas lâminas Bioslide 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon e esmalte base de unha. Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material armazenado nos frascos plásticos foram retiradas e colocadas nas lâminas, devidamente marcadas de acordo com a profundidade e o testemunho no qual foi feita a retirada das pastilhas de sedimento. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada à lâmina. Esta lâmina foi aquecida para o completo derretimento da glicerina, a qual servirá como fixadora do material contido na lâmina. Os bastões de teflon serviram para misturar o material coletado, com a glicerina. Colocando em seguida uma lamínula sobre a lâmina e selando as margens com esmalte base de unha, para preservar o material da umidade do ar e das concentrações de oxigênio, o que provocaria o ressecamento e oxidação da amostra.

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

Foram utilizados manuais para descrição morfológica e identificação do material polínico, além dos esporos, como: Roubik & Moreno 1991, Behling 1993, Herrera & Urrego 1996 e Colinvaux et al. 1999. Foi realizada contagem de no mínimo 300 grãos de pólen em cada amostra. A soma total exclui esporos marcadores, esporos de fungos, algas e microforaminíferos. Os dados da contagem polínica foram introduzidos no programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm, 1987).

4.2.6 Pré-tratamento das amostras para datação ^{14}C

Foram selecionadas duas amostras para datação (Tabela 4), sendo estas submetidas a um tratamento ácido-alcalino-ácido (Pessenda et al. 1996). O tratamento foi iniciado com 4 litros de HCl 0,5M, a 80°C, por 4 horas, onde foram eliminados materiais leves em via de humificação. Em seguida, procedeu-se a lavagem do sedimento com água destilada para eliminar o HCl residual e compostos não humificados até atingir o pH em torno de 4. Posteriormente as amostras foram tratadas com uma solução de pirofosfato e hidróxido de sódio 0,1N, pH 13 para solubilização dos ácidos fúlvicos e húmicos. As extrações foram feitas até a obtenção do sobrenadante de cor clara, que foram descartadas por sifonação.

O resíduo foi submetido a repetidas lavagens com água destilada até atingir o pH 4. Em seguida foi realizada a hidrólise ácida com HCl 3M por um período de 12 horas a 100°C com o objetivo de eliminar resíduos orgânicos (açúcares, proteínas, gorduras e contaminação com CO_2 atmosférico). Posteriormente, as amostras foram lavadas com água destilada até atingir o pH 4 e recolhidas em bandejas de alumínio para secagem a 40°C. O resíduo de cada amostra foi desagregado em almofariz de porcelana e acondicionado em saco plástico para posterior combustão e obtenção do CO_2 . As amostras gasosas foram enviadas ao laboratório da Geórgia-EUA para análise do ^{14}C por AMS (Accelerator Mass Spectrometry). As datações ^{14}C são apresentadas como anos AP (antes do presente, sendo presente o ano de 1950).

Tabela 4 – Amostras de sedimento selecionadas para datação ^{14}C

Testemunho	Profundidade
RESEX 1 (R-1)	147-150 cm
RESEX 2 (R-2)	147-150 cm

4.2.7 Quantificação de tanino

Este método segue as considerações reproduzidas por Price & Butler (1977) para análise quantitativa de tanino por meio da espectrofotometria de absorção. A quantificação deste fenol é baseada nas reações de redução, seguidas da formação de um complexo íon ferrocianeto-ferroso.

Foram obtidas soluções de tanino com concentrações conhecidas, para obtenção de uma curva de calibração. Sendo assim, foi necessário pesar 0,17 g de tanino, adicionar 1 mL de HCl (1 mM) e diluir até 100 mL com água deionizada, para preparação das concentrações de tanino a 0,001 mM; 0,004 mM; 0,008 mM; 0,012 mM e 0,016 mM (Figura 16).

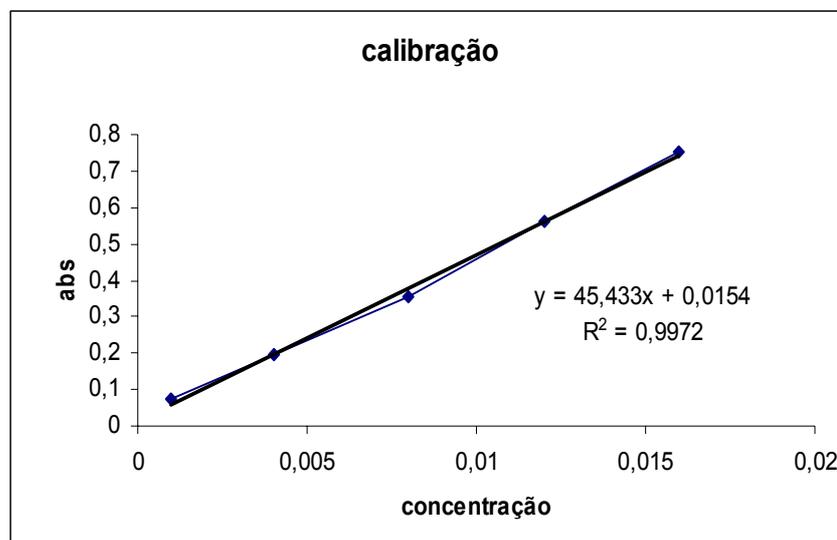


Figura 16 – Curva de calibração de tanino

Para a abertura das amostras, foram pesados em uma balança analítica 1,5 g de sedimento da amostra e diluídos em 50 mL de água deionizada, permanecendo durante 24h em agitação. Após este procedimento as amostras foram centrifugadas por um intervalo de 5 minutos a uma velocidade de 3.500 RPM. Posteriormente, foi retirado 1 mL do líquido sobrenadante para adição de 2 mL do reagente FeCl_3 (0,008 M) e 10 mL do complexante $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ (0,0015 M).

Os dados espectrais foram obtidos após o intervalo de 10 minutos, por meio de um espectrofotômetro da marca BIOSPECTRO (SP-220, faixa de 200 a 1.000 nm), utilizando o comprimento de onda de 720 nm. Foram realizadas cinco determinações em intervalos de 5 cm de profundidade, obtendo o desvio padrão de aproximadamente 0,007.

As reações que ocorrem no uso desta técnica variam de acordo com o tempo, e são completadas em um intervalo de 10 minutos, deste modo a cor amarela muda para a tonalidade verde ou azul com o aumento da concentração de tanino (Price & Butler, 1977). O “azul de prussian” é somente obtido uma vez que a concentração de tanino seja elevada o suficiente para total complexação dos reagentes com a molécula deste fenol.

4.2.8 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 por 24 horas. Após este procedimento, as amostras foram moídas em moinho e acondicionadas em frascos plásticos de acordo com sua identificação (Pessenda et al. 1996, Vidotto, 2003).

Na sequência, as amostras foram acondicionadas em cápsulas de estanho (8mm x 5mm) e pesadas em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,00001), para que fossem encaminhadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP, e efetuadas as leituras no Espectrômetro de Massas.

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

Os dois testemunhos foram transportados até o Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), onde foi iniciado o procedimento de coleta das amostras (Pessenda et al., 1996) em um intervalo de 3 cm de profundidade (aproximadamente 10 g).

No Laboratório as amostras foram adicionadas em um becker contendo HCl a 0,01M, para facilitar a retirada de alguns contaminantes, como raízes e folhas, através da flutuação e peneiramento.

Após o peneiramento, aguardou-se que o material em suspensão fosse decantado, para em seguida descartar a solução de ácido clorídrico sobrenadante e levar as amostras para secar em uma estufa a 50°C por aproximadamente 24 horas. Em seguida as amostras foram destorradas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos.

Foram pesados em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,0001) cerca de 70 mg para os sedimentos arenosos e entre 20 e 30 mg para os sedimentos mais argilosos de cada amostra para análise de $\delta^{13}\text{C}$ e C_{total} , em seguida acondicionados em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm).

Posteriormente o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP), onde foi analisado em um Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.

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

As amostras de sedimentos dos testemunhos coletados (R-1 e R-2) para análise do $\delta^{15}\text{N}$ e N_{total} seguiram o mesmo protocolo de pré-tratamento relatado para análise de carbono, porém a massa encaminhada ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP foi de aproximadamente 60 mg (Saia, 2006).

5 RESULTADOS

5.1 CARACTERIZAÇÃO BOTÂNICA E ISOTÓPICA ($\delta^{13}\text{C}$) DA VEGETAÇÃO

A área de estudo é composta por cinco unidades de vegetação: (1) Floresta Amazônica de Terra Firme, localizada em áreas não inundadas; (2) vegetação de Savana Costeira em áreas não inundadas; (3) Restinga, sobre dunas e cordões litorâneos; (4) vegetação de Várzea, posicionada no litoral e em zonas internas sobre superfícies afetadas pela maré de água doce; e (5) Manguezais, no litoral leste da Ilha (Cohen et al., 2008). De acordo com os critérios de Lugo & Snedaker (1974) e Woodroffe (1992), os Manguezais do Marajó podem ser classificados como um sistema de franja ribeirinho, com árvores que alcançam uma altura média de 20 m, dominados por maré com fortes oscilações nas correntes.

Os resultados da caracterização isotópica das plantas coletadas da vegetação atual dos pontos RESEX-1 (R-1) e RESEX-2 (R-2) estão dispostos na Tabela 5. A vegetação atual dos pontos foi caracterizada como plantas C_3 , sendo encontrado na área R-1 o valor médio de $-28,3\text{‰}$ e na área R-2 o valor médio de $-30,9\text{‰}$. Foram registradas apenas duas famílias (Aizoaceae e Poaceae) que apresentaram enriquecimento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ ($-13,9\text{‰}$ e $-11,9\text{‰}$) na área de estudo.

Tabela 5 – Vegetação moderna das unidades de coleta dos testemunhos RESEX-1 (R-1) e RESEX-2 (R-2) com os seus respectivos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (‰)

Local	Família	Espécie	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
RESEX-1	Aizoaceae	<i>Sesuvium</i>	-13,9
	Araceae	<i>Montrichardia arborescens</i>	-27,5
	Acanthaceae	<i>Avicennia germinans</i>	-30,8
	Cyperaceae	Indeterminado	-29,8
	Heliconiaceae	Indeterminado	-29,3
	Musaceae	Indeterminado	-34,3
	Myrtaceae	<i>Psidium guajava</i>	-32,7
	Palmaceae	<i>Astrocaryum aculeatum</i>	-34,2
	Poaceae	Olyra	-32,0
	Poaceae	Indeterminado	-11,9
	Pteridaceae	<i>Acrostichum auereum</i>	-29,3
Rhizophoraceae	<i>Rhizophora mangle</i>	-33,6	
RESEX-2	Acanthaceae	<i>Avicennia germinans</i>	-30,8
	Araceae	<i>Montrichardia arborescens</i>	-27,4
	Pteridaceae	<i>Acrostichum auereum</i>	-31,8
	Rhizophoraceae	<i>Rhizophora mangle</i>	-33,5

O R-1 é caracterizado por uma área de transição entre o Manguezal e a vegetação de Restinga. Esse local apresenta um predomínio do gênero *Rhizophora* com árvores de aproximadamente 30 m de altura. Neste setor ocorrem também Araceae, Arecaceae, Convolvulaceae, Cyperaceae, Myrtaceae e Poaceae. O R-2 é um bosque composto por *Rhizophora mangle* e *Avicennia germinans* com árvores medindo cerca de 20 m de altura, onde podemos encontrar também outras espécies como *Montrichardia arborescens* e *Acrostichum auereum*.

5.2 SEDIMENTOS

5.2.1 Granulometria (peneiramento a seco e método da pipeta)

5.2.1.1 Resex-1

Os resultados da análise granulométrica do testemunho R-1 estão dispostos nas Figuras 17, 18 e Tabela 6, que apresentam sedimentos predominantemente silte-argilosos ao longo deste perfil. Na base deste testemunho (150-130 cm) foi registrada a maior percentagem de sedimentos siltosos, com a média de aproximadamente 90%, enquanto que a argila e areia estiveram em média ~6% e ~5%, respectivamente. A partir de 130 até 40 cm de profundidade foi possível observar uma diminuição na percentagem de silte (~70%), e um aumento dos sedimentos argilosos (~21%). No topo (10-0 cm) deste perfil ocorreu uma inversão dos valores, registrando um aumento novamente na percentagem de silte (~85%) e diminuição de argila (~9 %).

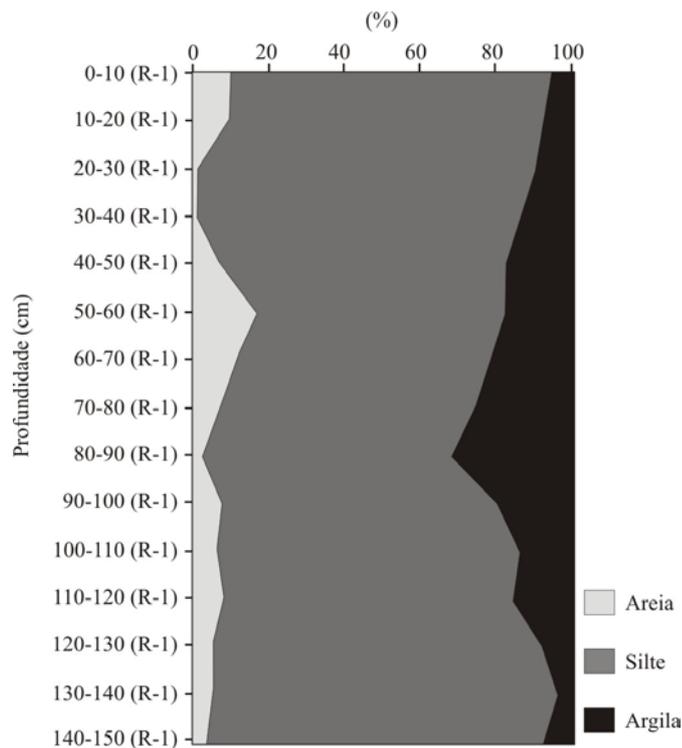


Figura 17 – Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho R-1 (%) ao longo das profundidades (cm), seguindo o método da pipeta (Embrapa)

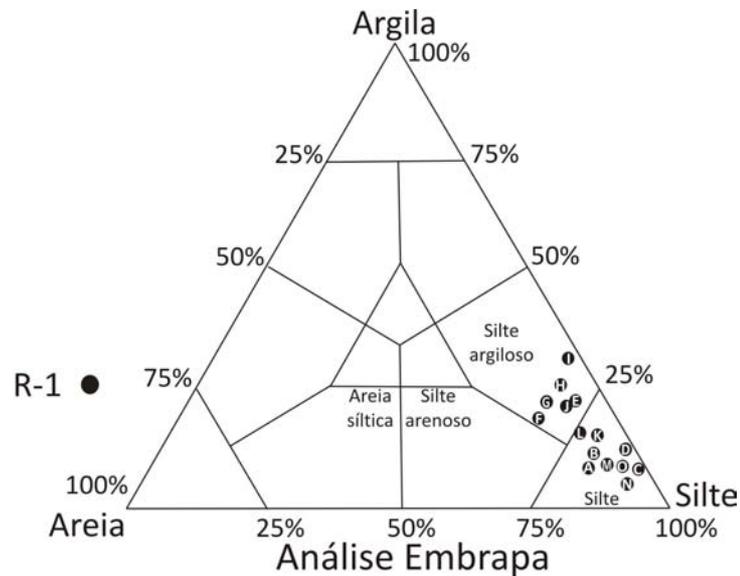


Figura 18 – Composição granulométrica das amostras de sedimento do testemunho R-1, no diagrama argila, silte e areia, seguindo o método da pipeta (Embrapa)

Tabela 6 – Percentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho R-1, seguindo o método da pipeta (Embrapa)

Profundidade (cm)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
0-10 (R-1)	10,09	83,92	5,99
10-20 (R-1)	9,59	82,42	7,99
20-30 (R-1)	1,30	88,70	10,00
30-40 (R-1)	0,99	85,01	13,99
40-50 (R-1)	7,39	74,63	17,98
50-60 (R-1)	17,00	65,00	18,00
60-70 (R-1)	11,30	66,70	22,00
70-80 (R-1)	7,30	66,70	26,00
80-90 (R-1)	2,59	65,43	31,97
90-100 (R-1)	7,79	72,23	19,98
100-110 (R-1)	6,49	79,52	13,99
110-120 (R-1)	8,40	75,60	16,00
120-130 (R-1)	5,40	86,60	8,00
130-140 (R-1)	5,70	90,30	4,00
140-150 (R-1)	3,89	88,11	7,99

5.2.1.2 Resex-2

Os resultados da análise granulométrica do testemunho R-2 estão dispostos na Figura 19, 20 e Tabela 7, que registram a presença de sedimentos silte-arenosos, silte-argilosos e silte. Na base deste testemunho (150-110 cm) foi registrado o maior percentual de sedimentos siltosos, com a média de aproximadamente 60%, enquanto que a argila e areia estiveram em média 25% e 14 %, respectivamente. A partir de 110 até 30 cm de profundidade foi possível observar uma diminuição na percentagem de sedimentos argilosos (média de 15%), seguido de um aumento na percentagem de sedimentos siltosos (média de 70%) e arenosos (média de 15%).

Nos últimos 30 cm em direção à superfície deste perfil ocorre um relativo aumento de sedimentos arenosos, atingido o valor de aproximadamente 54% (10-20 cm), enquanto que a percentagem de silte e argila diminuem, registrando valores médios de ~49% e ~10%, respectivamente.

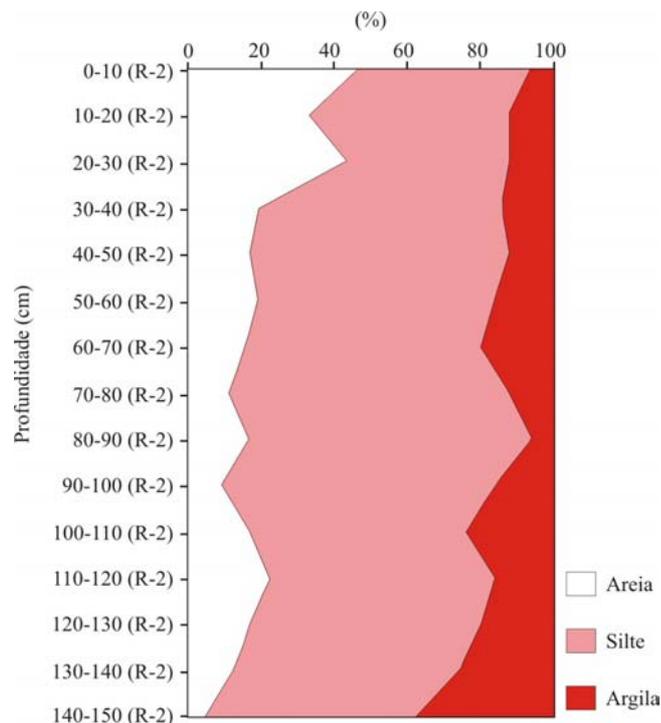


Figura 19 – Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho R-2 (%) ao longo das profundidades (cm), seguindo o método da pipeta (Embrapa)

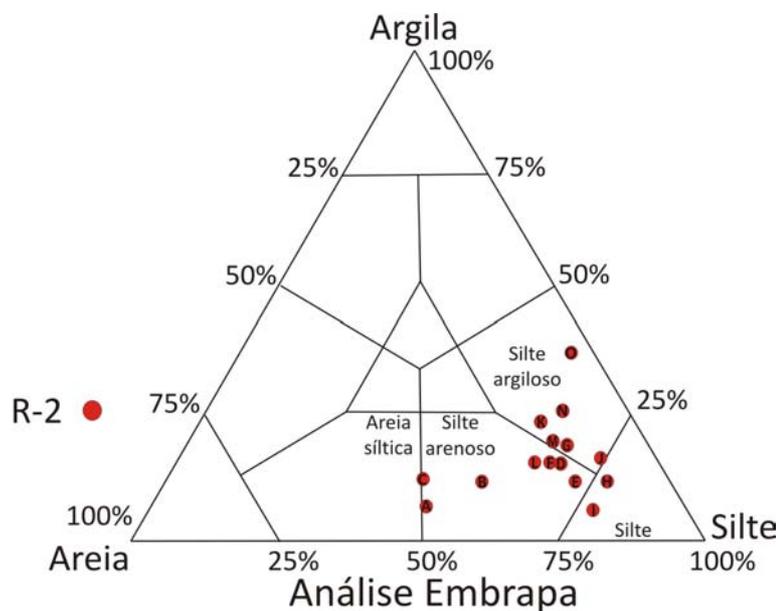


Figura 20 – Composição granulométrica das amostras de sedimento do testemunho R-2, no diagrama argila, silte e areia, seguindo método da pipeta (Embrapa)

Tabela 7 – Percentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho R-2, seguindo método da pipeta (Embrapa)

Profundidade (cm)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
0-10 (R-2)	46,30	47,70	6,00
10-20 (R-2)	33,10	54,90	12,00
20-30 (R-2)	43,40	44,60	12,00
30-40 (R-2)	19,5	66,50	14,00
40-50 (R-2)	16,90	71,10	12,00
50-60 (R-2)	19,20	64,80	16,00
60-70 (R-2)	15,78	64,24	19,98
70-80 (R-2)	10,99	77,02	11,99
80-90 (R-2)	16,58	77,42	5,99
90-100 (R-2)	9,30	74,70	16,00
100-110 (R-2)	16,88	59,14	23,98
110-120 (R-2)	22,10	61,90	16,00
120-130 (R-2)	16,58	63,44	19,98
130-140 (R-2)	11,90	62,10	26,00
140-150 (R-2)	4,30	57,70	38,00

5.2.2 Granulometria (análise granulométrica a Laser)

5.2.2.1 Resex-1

Os resultados da análise granulométrica a Laser do testemunho R-1 estão apresentados nas Figuras 21, 22 e Tabela 8, que indicam a predominância de sedimentos silte-arenosos ao longo deste perfil. A base deste testemunho é marcada por apresentar maior percentagem de silte (~60%), seguido de areia (~25%). A percentagem de sedimentos argilosos nesta zona foi relativamente baixa (~9%). Na zona entre 80-90 cm de profundidade houve um aumento na percentagem de sedimentos arenosos (~40%), enquanto que o silte e argila estiveram próximos de 50% e 4%, respectivamente. Nas amostras mais próximas do topo deste perfil foi possível observar o aumento da percentagem de sedimentos arenosos, chegando a ~45%, enquanto que o silte permaneceu estável em 50% e argila apresentou uma diminuição para valores inferiores a 1%.

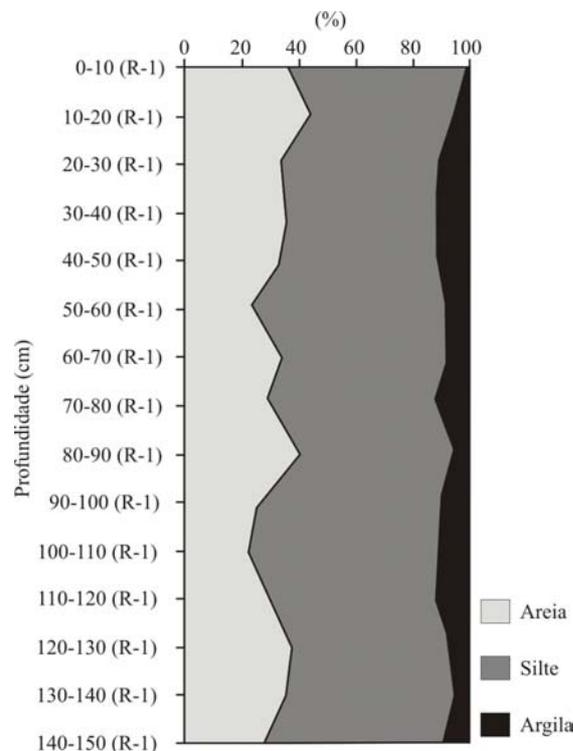


Figura 21 – Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho R-1 (%) ao longo das profundidades (cm), seguindo o método da análise granulométrica a Laser

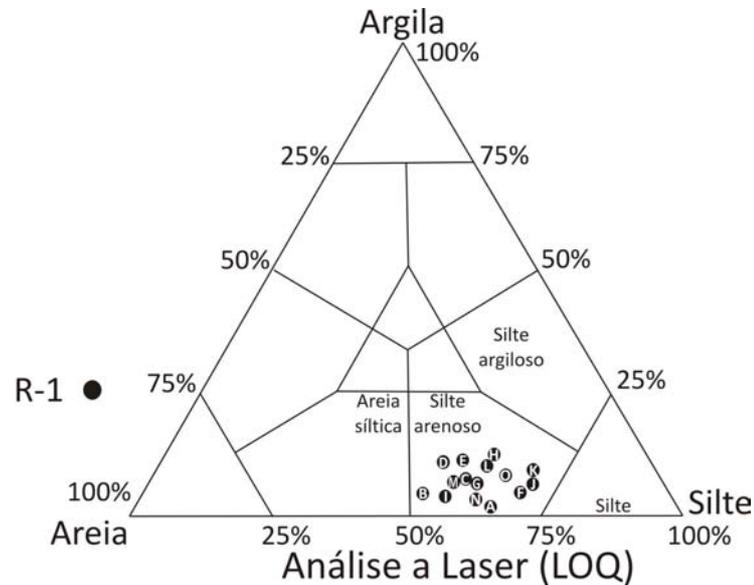


Figura 22 – Composição granulométrica das amostras de sedimento do testemunho R-1, no diagrama argila, silte e areia, seguindo o método da análise granulométrica a Laser

Tabela 8 – Percentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho R-1, seguindo o método da análise granulométrica a Laser

Profundidade	%Areia	D. Padrão	%Silte	D. Padrão	%Argila	D. Padrão
0-10 (R-1)	35,76	±2,025	63,60	±1,847	0,647	±0,183
10-20 (R-1)	44,25	±1,102	50,42	±0,905	5,322	±1,371
20-30 (R-1)	33,71	±0,772	56,00	±0,279	10,29	±0,494
30-40 (R-1)	36,24	±1,592	52,61	±2,342	11,15	±1,108
40-50 (R-1)	33,42	±1,616	55,48	±1,237	11,09	±0,620
50-60 (R-1)	24,00	±0,582	68,13	±0,184	7,865	±0,430
60-70 (R-1)	33,86	±2,643	58,83	±1,585	7,306	±1,086
70-80 (R-1)	29,15	±0,263	59,77	±1,094	11,09	±1,128
80-90 (R-1)	40,68	±3,991	54,67	±4,136	4,654	±0,307
90-100 (R-1)	25,96	±2,751	64,82	±2,890	9,222	±0,684
100-110 (R-1)	22,68	±3,943	66,89	±3,028	10,43	±0,917
110-120 (R-1)	29,40	±3,688	59,46	±3,031	11,14	±1,198
120-130 (R-1)	37,59	±4,296	55,74	±4,789	6,674	±1,276
130-140 (R-1)	35,64	±2,761	59,93	±1,618	4,437	±1,347
140-150 (R-1)	26,92	±3,422	63,98	±2,702	9,101	±0,729

5.2.2.2 Resex-2

Os resultados da análise granulométrica a Laser do testemunho R-2 estão dispostos na Figura 23, 24 e Tabela 9, que apresentam a predominância de sedimentos silte-arenosos. Próximo da base deste testemunho foi registrado o maior percentual de silte, chegando a atingir ~70%, enquanto que a percentagem de argila esteve próxima de 14% e areia em aproximadamente 1%. A partir de 140 até 60 cm de profundidade foi possível observar a predominância de silte, enquanto que os sedimentos argilosos e arenosos apresentaram menor percentagem, classificando esta zona como sedimentos silte-arenosos. No entanto a partir de 60 cm de profundidade até o topo, foi possível observar um aumento da percentagem de sedimentos arenosos, seguido de uma diminuição de sedimentos siltosos e argilosos, ficando assim mais próximos da classificação de areia-siltica.

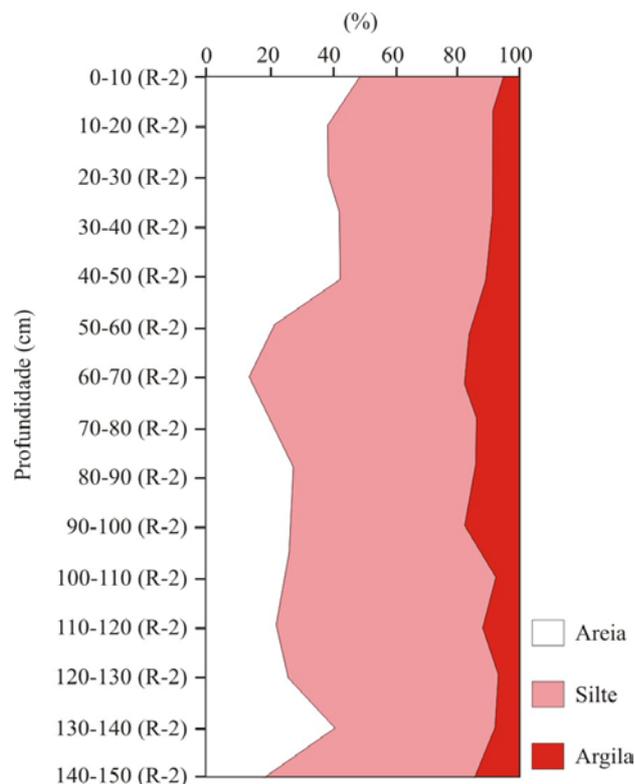


Figura 23 – Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho R-2 (%) ao longo das profundidades (cm), seguindo o método da análise granulométrica a Laser

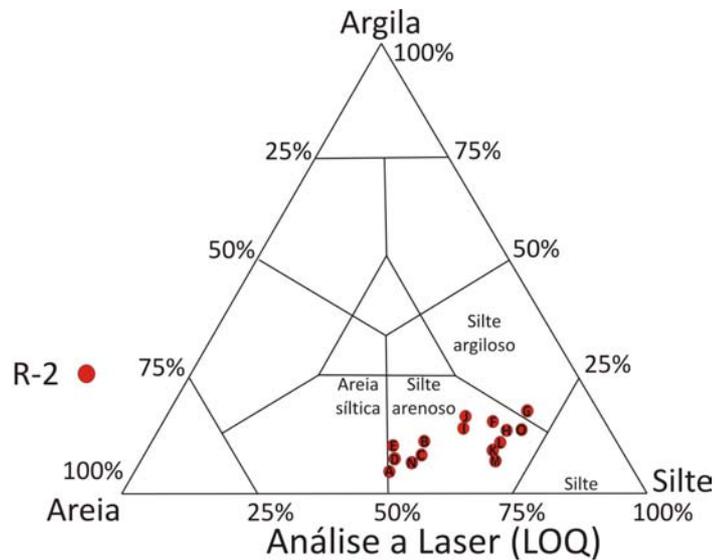


Figura 24 – Composição granulométrica das amostras de sedimento do testemunho R-2, no diagrama argila, silte e areia, seguindo o método da análise granulométrica a Laser

Tabela 9 – Percentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho R-2, seguindo o método da análise granulométrica a Laser

Profundidade	%Areia	D. Padrão	%Silte	D. Padrão	%Argila	D. Padrão
0-10 (R-2)	47,15	±4,281	48,17	±1,937	4,68	±2,597
10-20 (R-2)	37,91	±6,305	52,27	±5,949	9,82	±1,881
20-30 (R-2)	38,89	±0,445	52,79	±0,357	8,32	±0,241
30-40 (R-2)	42,98	±4,308	47,95	±4,320	9,07	±0,378
40-50 (R-2)	42,67	±2,351	46,88	±1,800	10,45	±0,574
50-60 (R-2)	20,27	±2,885	64,33	±4,067	15,40	±1,224
60-70 (R-2)	13,57	±0,296	68,56	±0,972	17,87	±0,912
70-80 (R-2)	19,77	±0,612	66,80	±2,073	13,43	±1,474
80-90 (R-2)	27,63	±1,934	58,00	±1,970	14,37	±0,204
90-100 (R-2)	26,13	±5,223	57,07	±5,082	16,81	±0,570
100-110 (R-2)	25,29	±5,769	67,67	±3,803	7,04	±2,155
110-120 (R-2)	22,03	±2,201	66,68	±0,681	11,29	±2,093
120-130 (R-2)	25,91	±0,835	68,49	±0,894	5,60	±0,067
130-140 (R-2)	41,03	±2,756	51,86	±3,533	7,11	±1,224
140-150 (R-2)	16,67	±5,901	69,32	±5,920	14,02	±0,081

5.2.3 Cor

5.2.3.1 Resex-1

Os resultados da cor do testemunho R-1 estão expressos na Figura 25, que contem os valores CIELab, baseados nos estímulos da cor traduzidos em distinções entre escuro ou claro (L^*), vermelho ou verde (a^*), e azul ou amarelo (b^*), como foi citado no item 4.2.3. Em seguida os valores numéricos de reflectância e Lab de cada profundidade (1 cm) foram comparados com os valores obtidos da Soil Color Chart (Munsell-Color, 2000) para obtenção da cor do sedimento.

Baseado nesses dados, este testemunho apresenta um gradiente de cor entre o marrom e cinza escuro (Figura 25). A base (150-100 cm) do testemunho apresenta um cinza escuro ($L=5-24$; $a=1-2,5$; $b=2,5-12$) que grada para um marrom claro ($L=19-38$; $a=2-12$; $b=6-24$) nos últimos 100 cm.

5.2.3.2 Resex-2

Os resultados da cor do testemunho R-2 estão expressos na Figura 26. Da mesma forma que o R-1, este perfil apresenta também um gradiente de cor entre o marrom e o cinza escuro. A base (150-135 cm) apresenta uma coloração cinza ($L=13-25$; $a=0,2-0,7$; $b=3-8$) que grada para um cinza escuro ($L=5-21$; $a=0,1-2,5$; $b=2-8$) entre 135 e 45 cm. A partir de 45 cm até o topo este perfil apresenta a cor marrom ($L=12-27$; $a=1,5-6$; $b=5-15$).

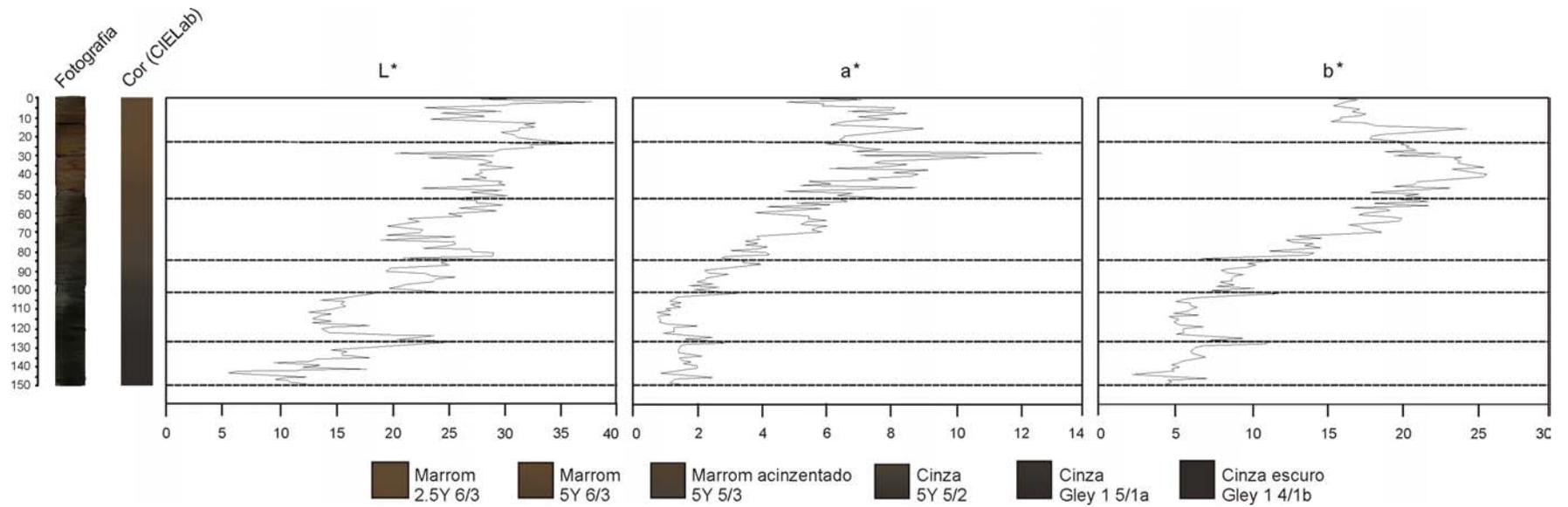


Figura 25 – Diagrama contendo a fotografia e a variação dos valores CIELab do testemunho R-1 ao longo da profundidade (cm): (L*) escuro ou claro; (a*) vermelho ou verde; (b*) azul ou amarelo

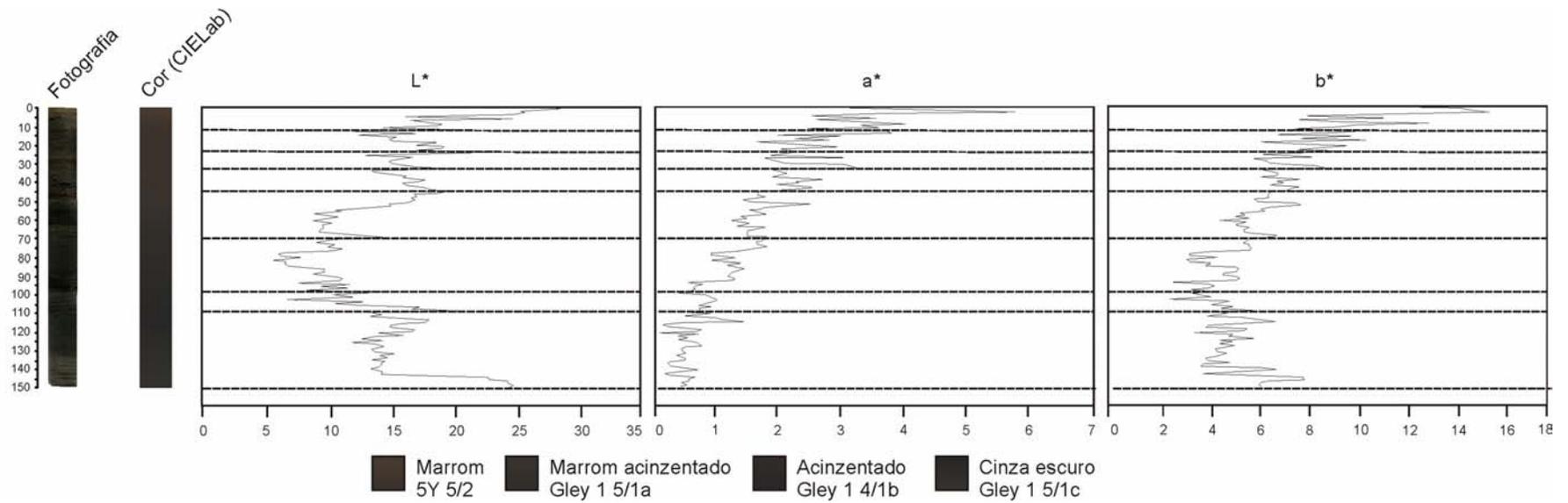


Figura 26 – Diagrama contendo a fotografia e a variação dos valores CIELab do testemunho R-2 ao longo da profundidade (cm): (L*) escuro ou claro; (a*) vermelho ou verde; (b*) azul ou amarelo

5.2.4 Estruturas sedimentares

5.2.4.1 Resex-1

As estruturas identificadas no testemunho R-1 encontram-se na Figura 27 e descritas na Tabela 10.

A base deste perfil (150-120 cm) é marcada por uma camada homogênea de sedimentos silte-arenosos, compostos por uma grande quantidade de fragmentos vegetais. Na seqüência, entre 120 e 115 cm de profundidade, encontram-se estratificações convolutas, formadas por areias finas e siltes laminados com predomínio de lama.

A partir de 115 cm até 10 cm foi possível observar o predomínio de estratificações plano-paralelas e mudanças no tamanho dos grãos dos sedimentos, passando a ser evidenciado o aumento da percentagem de sedimentos com textura silte e areia, além de fragmentos vegetais e bioturbação. Em alguns setores ocorre a presença de estratificação convoluta (90-80 cm) e lentes de argila (65-60 cm; 50-45 cm), com marcas onduladas de areia sobre um substrato lamoso.

Nos últimos 10 cm até a superfície deste perfil foi registrada a presença de sedimentos arenosos, caracterizando uma camada homogênea areno-siltosa, contendo alguns fragmentos vegetais e bioturbação.

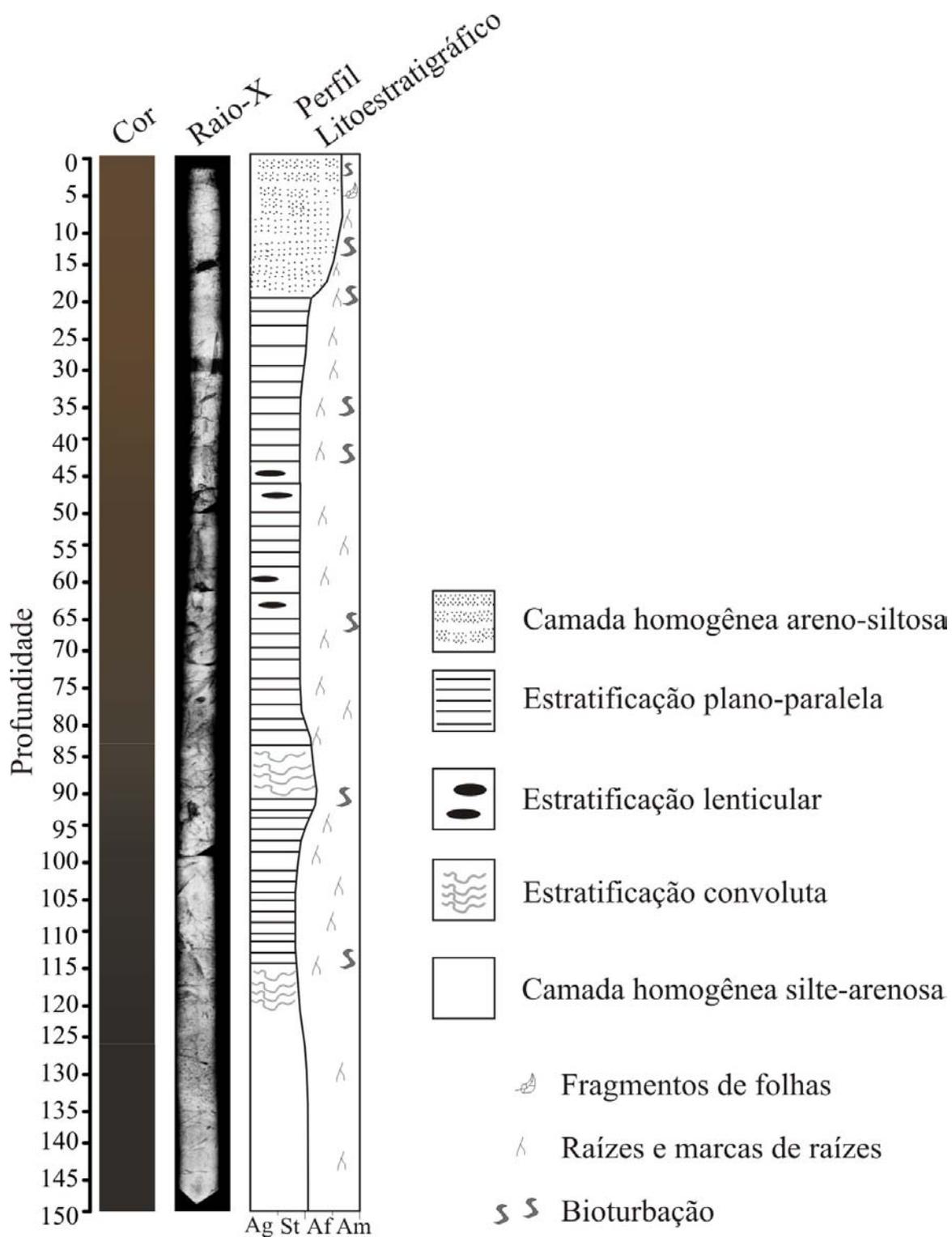


Figura 27 – Perfil litoestratigráfico do testemunho R-1 de acordo com a profundidade (cm), contendo a variação de cores e a fotografia de Raio-X, destacando suas estruturas

Tabela 10 – Descrição das estruturas encontradas nos testemunhos R-1 e R-2 e seus processos sedimentares

ESTRUTURAS	DESCRIÇÃO	PROCESSOS SEDIMENTARES
Estratificação plano-paralela	Laminações ou estratificações arenosas variando entre grãos finos e médios, com a presença de depósitos de lama e fragmentos vegetais	Fluxo de energia baixo a médio, que formam intercalações entre sedimentos arenosos e argilosos, anteriores aos estágios de desenvolvimento de <i>Ripple Marks</i>
Estratificação lenticular	Laminações ou estratificações que apresentam ondulações arenosas isoladas sobre o substrato lamoso	São produzidas a partir do fluxo de energia médio, onde as condições hidrodinâmicas devem ser mais favoráveis à sedimentação e preservação da lama e de areia
Estratificação convoluta	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

5.2.4.2 Resex-2

As estruturas sedimentares do testemunho R-2 estão dispostas na Figura 28 e descritas na Tabela 10. A base deste perfil (150-140 cm) é marcada por uma camada homogênea de sedimentos silte-arenosos, contendo fragmentos e marcas vegetais. Após esta camada (140-125 cm) é possível observar estruturas lenticulares de lama junto com ondulações arenosas, seguida de uma camada com maior presença de sedimentos siltosos (125-117 cm).

A partir de 117 cm até 80 cm de profundidade foi possível observar o predomínio de estratificações plano-paralelas e uma mudança no tamanho dos grãos de sedimento, passando a ser evidenciada a maior presença de silte e areia, além de fragmentos vegetais e bioturbação. Na profundidade de aproximadamente 100 cm foi registrada a presença de lentes de argila. Em seguida (80-70 cm) ocorre novamente uma camada com maior percentagem de silte e algumas

estratificações plano-paralelas. O intervalo entre 70 e 30 cm de profundidade apresenta estratificação plano-paralela com a presença de estratificação convoluta (~55; ~45 e 30 cm) e lenticular (70-60 cm) composta por sedimentos silte-arenosos.

A partir de aproximadamente 20 cm até a superfície foi registrado um aumento na percentagem de sedimentos arenosos, caracterizando uma camada homogênea areno-siltosa, contendo alguns fragmentos vegetais e bioturbação.

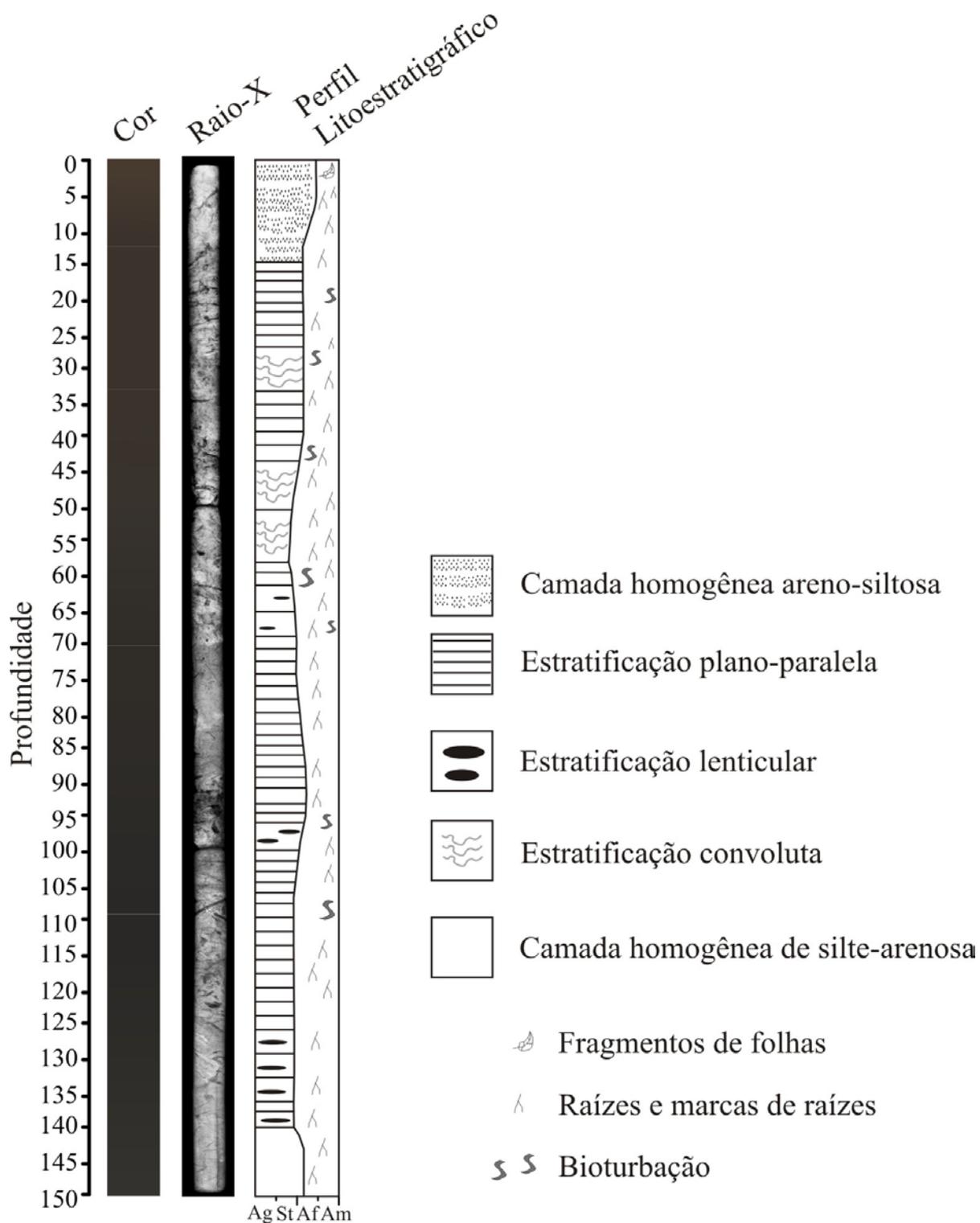


Figura 28 – Perfil litoestratigráfico do testemunho R-2 de acordo com a profundidade (cm), contendo a variação de cores e a fotografia de Raio-X, destacando suas estruturas

5.2.5 Datação

As amostras para realização deste procedimento foram retiradas da base dos testemunhos R-1 e R-2 (147-150 cm). Os resultados das datações ^{14}C da fração húmica da matéria orgânica dos sedimentos de cada testemunho estão apresentados na Tabela 11. Para este estudo foi considerada a deposição constante de sedimentos.

Tabela 11 – Amostras de sedimento seleccionadas para datação ^{14}C e seus respectivos resultados dos testemunhos RESEX-1 (R-1) e RESEX-2 (R-2)

Local	Código do Laboratório	Profundidade (cm)	Datação (anos A.P)	Idade Cal. anos A.P (2 σ)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
R-1	UGAMS4924	147-150	540 \pm 25	560-520	-27,8
R-2	UGAMS4925	147-150	1260 \pm 30	1275-1165	-28,2

5.2.6 Análise palinológica

5.2.6.1 Resex-1

O diagrama polínico do testemunho R-1 que iniciou em 150 cm de profundidade, apresenta a abundância polínica de cada táxon e dos esporos, além do somatório polínico dos diferentes grupos (Figura 29).

A concentração e a taxa de acumulação variaram entre 5.000 a 100.000 grãos/cm³, e 100 a 2.500 grãos/cm²/ano, respectivamente.

Neste perfil foi possível identificar a presença de três zonas, que registraram alterações nas assembléias polínicas, ilustradas na análise de Cluster (CONISS). A primeira (R1#1) inclui as amostras entre as profundidades 150 e 136 cm, equivalente ao período de aproximadamente 540 a 480 anos AP (6 amostras). A segunda zona polínica (R1#2) corresponde à profundidade entre 135 e 90 cm, de aproximadamente 480 a 300 anos AP (19 amostras), e a terceira zona (R1#3) a partir de 90 cm até a superfície, que corresponde ao período entre ~300 anos AP até o presente (36 amostras).

a) *Zona RI#1: 150-136 cm (~540 a 480 anos AP; 6 amostras)*

Nesta primeira zona a concentração de grãos de pólen esteve em aproximadamente 5.000 grãos/cm³ de material, com uma taxa de acumulação variando entre aproximadamente 100 a 200 grãos/cm²/ano.

Este intervalo é caracterizado pela maior percentagem de grãos de pólen da Planície Herbácea, que variaram entre 20 e 75 %, representada em maior porcentagem pelas famílias Cyperaceae (5 a 40 %) e Poaceae (5 a 30 %), seguido de Fabaceae (5 a 20 %), Rubiaceae (5 a 15 %) e Amaranthaceae (5 a 10 %) e do gênero *Mimosa* (3 a 10 %).

Entre os grãos de pólen que representam o Manguezal (15 a 70 %) estão o gênero *Rhizophora* que ocorre com percentagens entre 12 e 68 % e *Avicennia* (~2 %). Grãos de pólen característicos da vegetação de Restinga (2 a 35 %) também ocorrem nessa profundidade, representados principalmente por Malpighiaceae (2 a 33 %) e Anacardiaceae (2 a 13 %), além da presença de elementos da Floresta Costeira Amazônica (FCA) (2 a 22 %) representada pela presença de Apocynaceae (7 a 15 %), Meliaceae (5 a 9 %), Polygonaceae (~5 %) e Sapindaceae (~2 %). Nesta zona ocorre também a presença de grãos de pólen de Palmeiras (4 a 8 %), registrados pela presença do gênero *Mauritia* (~8 %) e da família Arecaceae (~4 %).

Os esporos de pteridófitas (6 a 30 %) também aparecem em condições elevadas, representados por Monolete Verrugado (6 a 30 %), Trilete Verrugado (3 a 10 %), Trilete Psilado (2 a 5 %) e Monolete Psilado (2 a 5 %), além dos fungos (2 a 9 %) e algas (~1 %).

b) *Zona RI#2: 135-90 cm (~480 a 300 anos AP; 19 amostras)*

A concentração de grãos de pólen variou entre aproximadamente 5.000 a 50.000 grãos/cm³, e a taxa de acumulação esteve em torno de 100 a 1.000 grãos/cm²/ano.

Esta zona é marcada por um aumento na percentagem de grãos de pólen do Manguezal (55 a 98 %), representado pelos gêneros *Rhizophora* (55 a 95 %) e *Avicennia* (~3 %).

Neste intervalo é possível identificar a diminuição da percentagem dos grãos de pólen da Planície Herbácea (3 a 35 %), registrando a presença das famílias Cyperaceae (3 a 20 %), Poaceae (2 a 10 %), Fabaceae (3 a 8 %), Amaranthaceae (3 a 5 %), Asteraceae (~3 %), Rubiaceae (~2 %) e do gênero *Mimosa* (3 a 7 %). Foram registrados também grãos de pólen característicos do ambiente de Restinga (3 a 12 %), representados pelas famílias Malpighiaceae (3 a 7 %) e

Anacardiaceae (2 a 4 %). Os elementos que caracterizam a FCA (3 a 9 %) estão registrados as famílias Euphorbiaceae (3 a 8%) e Sapindaceae (2 a 3 %). Ocorreu nesta zona também a presença de Palmeiras (~3 %), representada por Arecaceae (2 a 3 %).

Os esporos de pteridófitas (3 a 15 %), registrando a presença de Monolete Psilado (2 a 8 %), Monolete Verrugado (2 a 5 %), Trilete Psilado (2 a 4 %) e Trilete Verrugado (~2 %). Houve também o registro de fungos (2 a 5 %).

c) *Zona R1#3: 90-0cm (~300 AP até o presente; 36 amostras)*

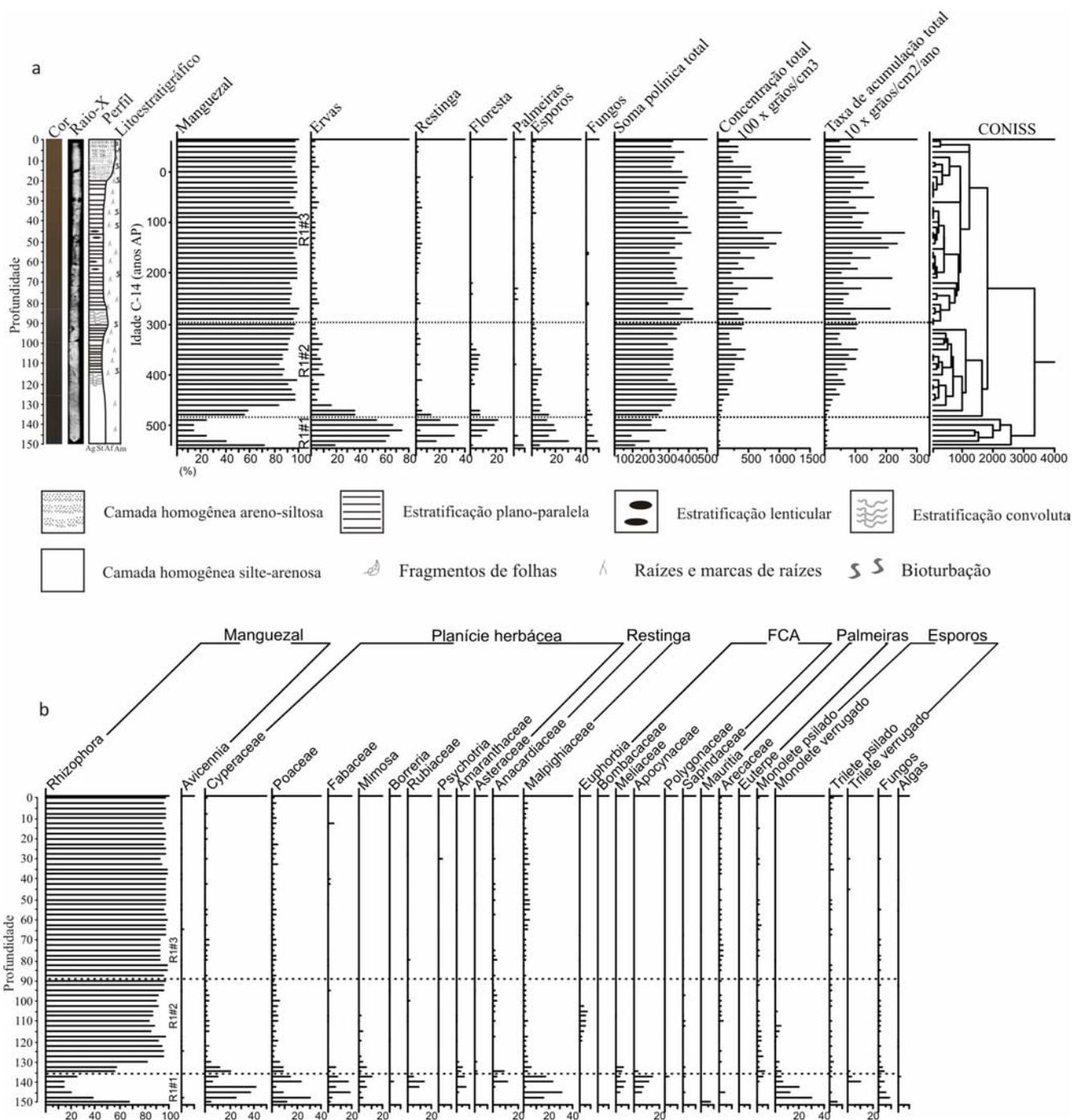
Nessa zona a concentração polínica variou entre aproximadamente 25.000 e 100.000 grãos/cm³, e a taxa de acumulação esteve entre 500 e 2.500 grãos/cm²/ano.

Esse intervalo é marcado pela expressiva frequência de grãos de pólen do Manguezal (90 a 98 %) evidenciada através do elevado conteúdo polínico do gênero *Rhizophora* (92 a 98 %), seguido dos grãos de pólen de *Avicennia* (~3 %).

Ocorreu nesta zona uma expressiva diminuição dos grãos de pólen da Planície Herbácea (3 a 7 %), representados principalmente pela família Poaceae (2 a 6 %), seguido de Cyperaceae (2 a 5 %), Fabaceae (1 a 6 %), Rubiaceae (~3 %) e do gênero *Psychotria* (~4 %). Os elementos da Restinga (4 a 7 %) são representados em maior percentagem pela família Malpighiaceae (2 a 5 %), seguido da Anacardiaceae (2 a 3 %).

Os grãos de pólen da FCA (2 a 5 %) apresentam também uma diminuição, sendo representados pela presença da família Sapindaceae (~5 %), seguido de Euphorbiaceae (~2 %). Ocorreu nesta zona também a presença da família Arecaceae (2 a 4 %), que representa o grupo das Palmeiras.

Os registros de esporos de pteridófitas (2 a 5 %) são representados por Monolete Psilado (2 a 5 %), seguido de Trilete Psilado (2 a 4 %) e Trilete Verrugado (~2 %). Ocorrendo nesta zona também a presença de fungos (~2 %) e algas (~2 %).



5.2.6.2 Resex-2

O diagrama polínico do testemunho R-2 de 150 cm de profundidade, apresenta a abundância dos grãos de pólen de cada táxon e esporos (22 e 4, respectivamente), além do somatório polínico dos diferentes grupos (Figura 30).

A concentração e a taxa de acumulação variaram entre 6.000 a 50.000 grãos/cm³, e 500 a 6.000 grãos/cm²/ano, respectivamente. Neste perfil foi possível identificar a presença de duas zonas, que registraram alterações nas assembléias polínicas, ilustradas na análise de Cluster (CONISS).

A primeira (R2#1) inclui as amostras entre as profundidades 150 e 95 cm, equivalente ao período de aproximadamente 1.220 a 760 anos AP (23 amostras). A segunda zona polínica (R2#2) corresponde à profundidade entre 95 cm até a superfície, de aproximadamente 760 anos AP até o presente (38 amostras).

a) Zona R2#1: 150-95 cm (~1.220 a 760 anos AP; 23 amostras)

A concentração e a taxa de acumulação, nesta zona, variaram entre 6.000 a 25.000 grãos/cm³, e 500 a 3.000 grãos/cm²/ano.

Neste intervalo é possível observar a dominância da Planície Herbácea (30 a 90 %), representada pela maior percentagem da família Cyperaceae, atingindo valores entre 8 e 65 %, seguido da família Poaceae, que registrou percentagens de 5 a 20 %. A menor frequência ocorreu entre os grãos de pólen das famílias Fabaceae (4 a 12 %), Rubiaceae (2 a 5 %), Amaranthaceae (~2 %), seguida dos gêneros *Mimosa* (2 a 4 %) e *Borreria* (~2 %). Ainda nesta zona, é possível identificar a presença do Manguezal, representado pela ocorrência do gênero *Rhizophora* (12 a 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%) foi representado pela maior frequência da família Euphorbiaceae, que registrou percentagens de 5 a 20 %. Além da presença da família Ericaceae, com percentagens de 2 a 4 %, seguido da Sapindaceae, com aproximadamente 2 %.

Ocorreu nesta zona grãos de pólen característicos da vegetação de Restinga, representados pela família Anacardiaceae, com a percentagem <5 %. Além do registro de Palmeiras, representadas pela ocorrência da família Arecaceae, com percentagens que variaram de 3 a 6 %.

Com relação aos esporos, foi possível observar uma frequência que variou de 3 a 26 %, representados em maior percentagem pela presença de Monoletes Verrugados (3 a 15 %), seguido dos Monoletes Pscilados (3 a 5 %), Triletes Pscilados (~2 %) e Triletes Verrugados, com aproximadamente 2 %. Ocorreu nesta zona também a presença de fungos, com a frequência variando de 2 a 5 %.

b) Zona R2#2: 90-0cm (~760 AP até o presente; 38 amostras)

Esta zona é caracterizada por apresentar a concentração e a taxa de acumulação variando de 7.000 a 50.000 grãos/cm³, e 1.000 a 6.000 grãos/cm²/ano, respectivamente.

Foi possível observar o aumento da dominância do Manguezal (90 a 95 %), representado em maior quantidade pela presença 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 %), Fabaceae (3 a 6 %), Amaranthaceae (2 a 4 %), Rubiaceae (~ 2 %) e do gênero *Mimosa* (2 a 4 %).

Ao longo desta zona é possível encontrarmos também a presença de grãos de pólen característicos da FCA, com percentagens de 2 a 8 %, representados em grande parte pela maior concentração da família 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 da família Anacardiaceae (2 a 6 %). Ocorreu nesta zona também a presença de Palmeiras, representadas pela família Arecaceae, com uma frequência que variou de 2 a 5 %.

Com relação aos esporos, observa-se uma frequência que variou de 2 a 23 %, representados pela maior ocorrência de Monoletes Pscilados (2 a 10 %), seguidos dos Monoletes Verrugados (2 a 6 %), Triletes Pscilados (3 a 5 %) e Triletes Verrugados (3 a 5 %). Nesta zona foi registrado também a presença de algas (2 a 4 %) e fungos (2 a 3 %).

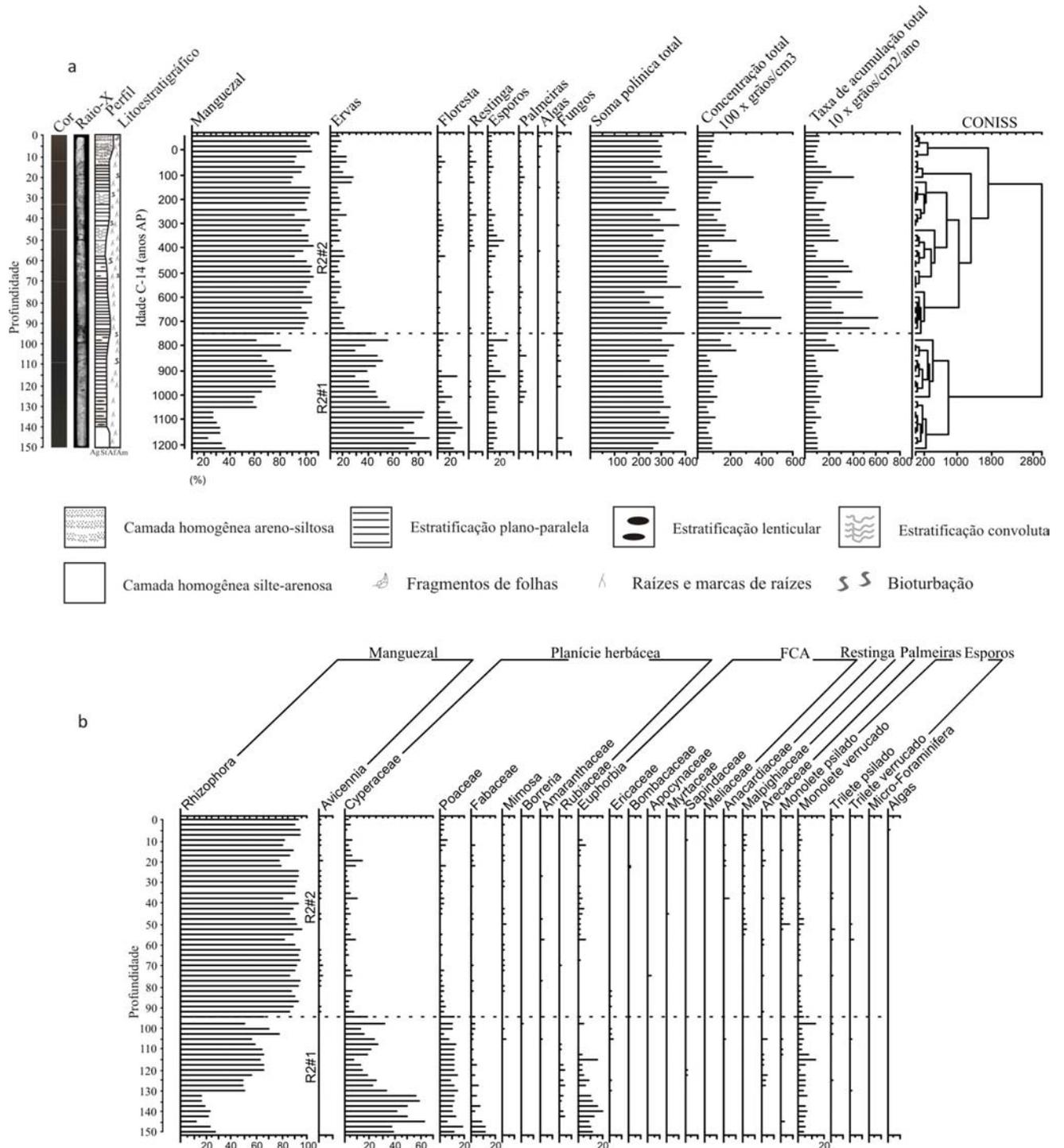


Figura 30 – Registro polínico do testemunho R-2: a- somatório polínico; b- taxa dos grãos de pólen

5.2.7 Quantificação de tanino

5.2.7.1 Resex-1

Os valores da concentração de tanino ao longo do testemunho R-1 estão dispostos na Figura 31. A base (150 cm) deste testemunho apresenta valores elevados de tanino (~22 mM), seguido por uma diminuição até aproximadamente 135 cm de profundidade, onde atingiu o valor de ~7 mM. A partir desta profundidade houve um aumento nas concentrações deste fenol até aproximadamente 115 cm, sendo registrado o valor de ~15 mM. Entre 115 e 100 cm de profundidade ocorre uma diminuição desses valores, chegando a atingir a concentração de ~1 mM. Em seguida, até a profundidade de 85 cm, ocorre um pequeno aumento até a concentração de ~2 mM. Entre 85 e 40 cm as concentrações deste fenol diminuem, chegando a valores próximos de 0 mM. A partir de 35 cm até a superfície não foi detectada a presença de tanino.

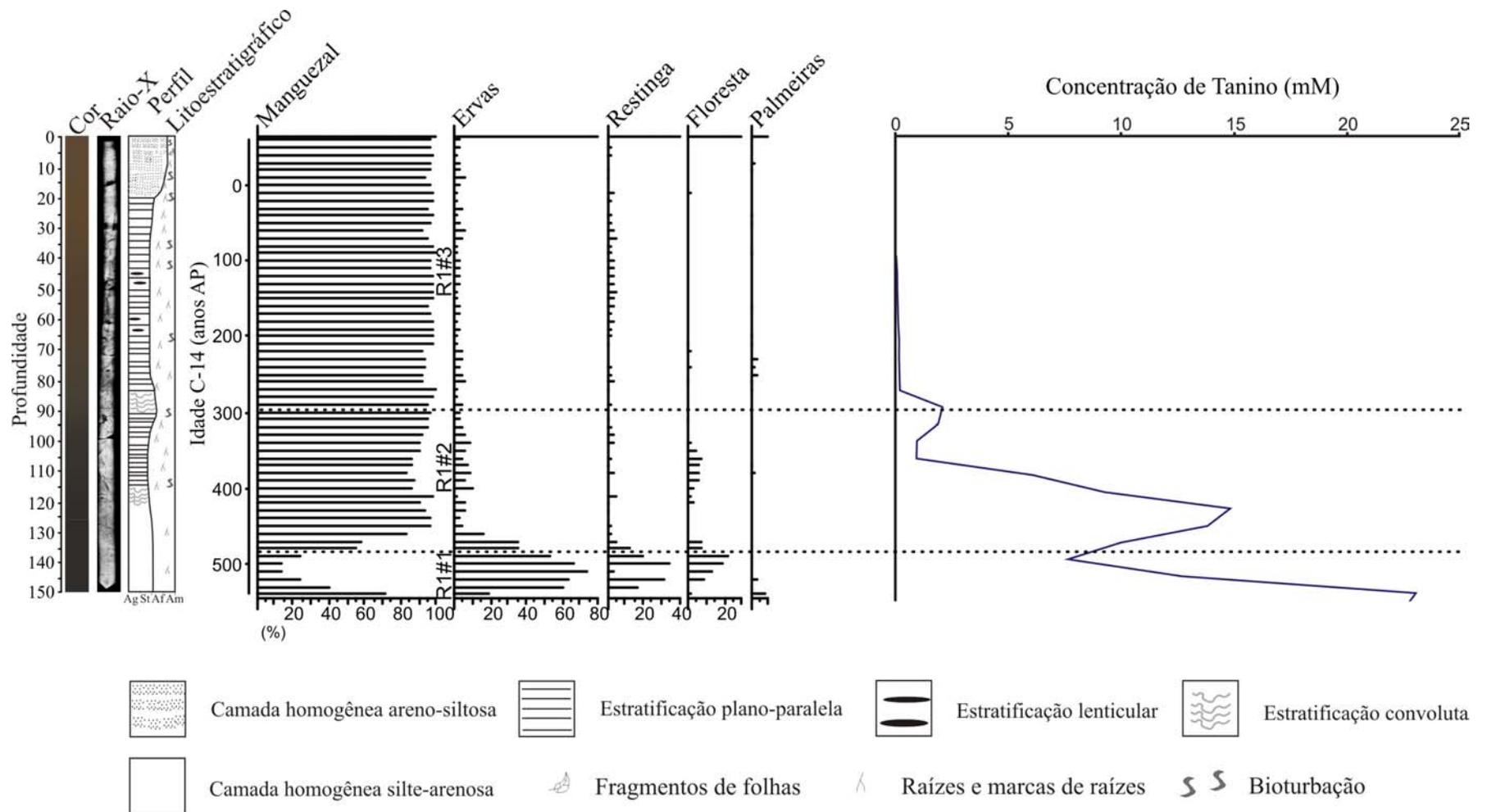


Figura 31 – Integração da descrição litoestratigráfica, perfil polínico e concentrações de tanino (mM) ao longo do testemunho R-1

5.2.7.2 Resex-2

Os valores das concentrações de tanino do testemunho R-2 estão dispostos na Figura 32. Na base (150-140 cm) deste perfil foi possível observar concentrações relativamente baixas de tanino que estiveram entre 0 e 1 mM. A partir de 140 cm de profundidade ocorreu um aumento até a concentração de ~2 mM (130 cm). Entre 130 e 105 cm de profundidade os valores diminuem até aproximadamente 1 mM. Nas profundidades entre 105 e 90 cm ocorre um aumento brusco na concentração de tanino até o valor de ~5 mM, seguido de uma tendência de diminuição entre 90 e 75 cm, com a concentração abaixo de 1 mM. Entre 75 e 50 cm ocorre uma tendência de aumento até 4 mM. A partir de 50 cm os valores da concentração de tanino diminuem até a superfície, onde foram registrados valores entre 0,05 e 0,68 mM.

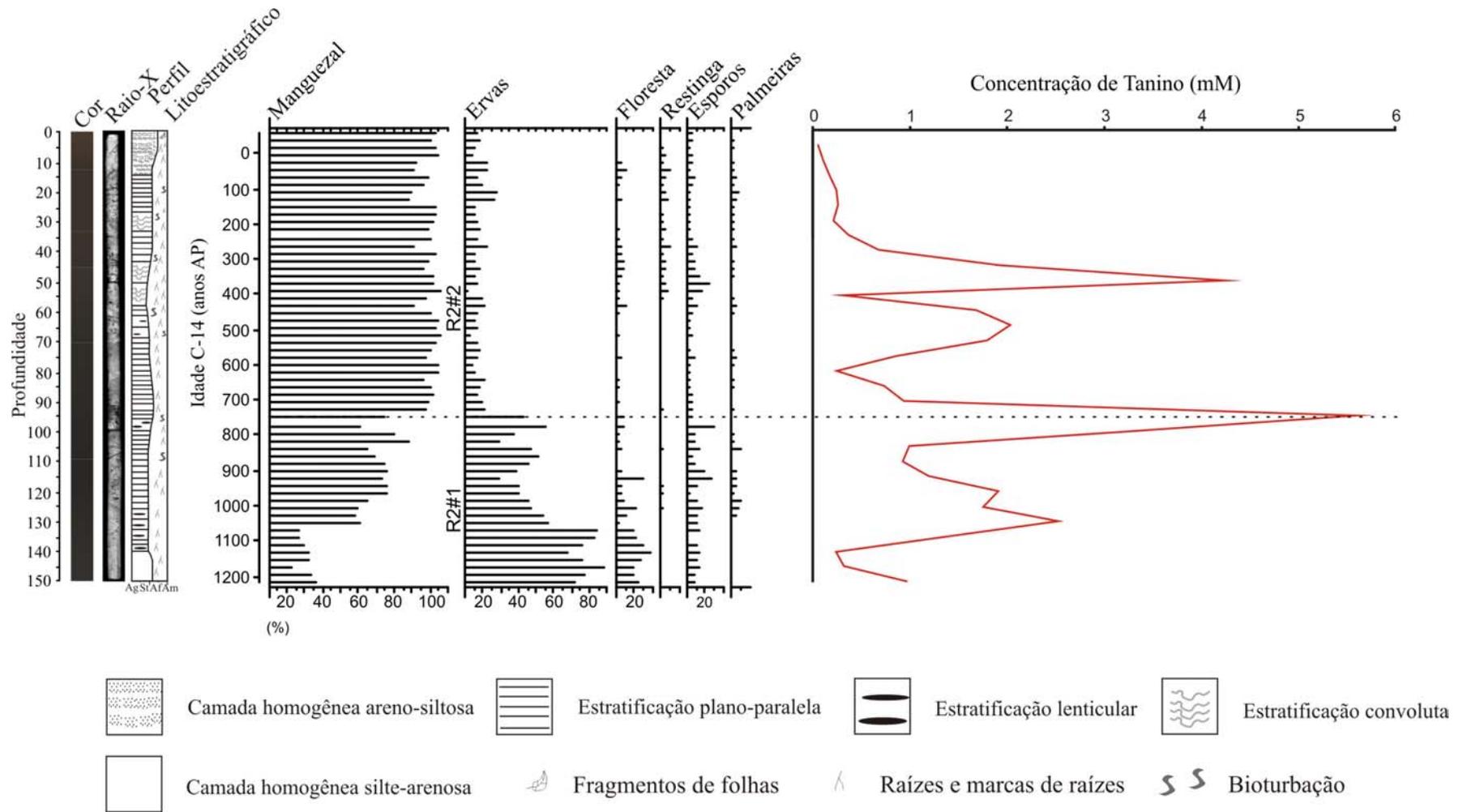


Figura 32 – Integração da descrição litoestratigráfica, perfil polínico e concentrações de tanino (mM) ao longo do testemunho R-2

5.2.8 Carbono total

5.2.8.1 Resex-1

Os resultados de carbono total do testemunho R-1 são apresentados na Figura 33b e na Tabela 12. Os maiores valores registrados neste perfil estão entre 150 e 129 cm de profundidade, onde atingiu a média de aproximadamente 8%, com o maior valor em 144 cm (~12%). No intervalo entre 129 e 87 cm foi registrada uma diminuição nesses valores com média de ~3%, ocorrendo apenas dois picos, em 114 cm (4,3%) e 87 cm (3,3%). Nos últimos 84 cm os valores oscilaram entre 0,7 e 2,1%, com tendência de diminuição em direção ao topo.

Tabela 12 – Variação do teor de Carbono Total (%) das amostras do testemunho R-1 em relação à profundidade (cm)

Profundidade (cm)	C (%)	Profundidade (cm)	C (%)	Profundidade (cm)	C (%)
0	1,0	51	1,1	102	2,2
3	0,9	54	1,3	105	2,0
6	1,4	57	1,8	108	2,6
9	1,6	60	1,3	111	3,6
12	1,0	63	1,3	114	4,3
15	1,1	66	1,6	117	3,2
18	0,8	69	1,3	120	3,4
21	1,2	72	1,6	123	3,0
24	0,8	75	1,2	126	3,2
27	0,7	78	1,6	129	3,7
30	0,9	81	1,6	132	7,1
33	1,3	84	2,1	135	6,9
36	1,3	87	3,2	138	8,7
39	0,9	90	2,5	141	9,0
42	0,9	93	1,9	144	12,0
45	0,8	96	2,0	147	6,7
48	1,1	99	2,2	150	7,5

5.2.8.2 Resex-2

Os resultados de carbono total do testemunho R-2 são apresentados na Figura 34b e na Tabela 13. A zona próxima da base deste perfil (150-120 cm) é marcada por uma tendência de aumento nos valores de carbono total, oscilando entre 1,2 e 3,3%. No entanto entre 117 e 108 cm de profundidade ocorre uma diminuição desses valores (1,9 a 2,3%), seguido de uma tendência de aumento entre 105 e 78 cm de profundidade, registrando o valor máximo (7,9%) em 81 cm. A partir deste setor ocorre uma inversão dos valores, sendo observada uma tendência de diminuição até o topo, atingindo o valor mínimo de 0,5 % na superfície. Neste setor foi identificada apenas uma faixa entre 63 e 60 cm onde ocorreu um registro com valores mais elevados (5,9 e 5,5%).

Tabela 13 – Variação do teor de Carbono Total (%) das amostras do testemunho R-2 em relação à profundidade (cm)

Profundidade (cm)	C (%)	Profundidade (cm)	C (%)	Profundidade (cm)	C (%)
0	0,5	51	1,9	102	6,8
3	0,6	54	1,8	105	4,2
6	1,3	57	2,9	108	2,3
9	2,4	60	5,5	111	2,1
12	0,7	63	5,9	114	1,1
15	1,9	66	1,7	117	1,9
18	2,8	69	1,1	120	2,5
21	1,7	72	2,8	123	2,4
24	0,8	75	3,8	126	3,3
27	1,6	78	7,8	129	2,8
30	2,6	81	7,9	132	1,7
33	3,0	84	6,5	135	1,5
36	3,9	87	6,2	138	1,7
39	3,7	90	2,8	141	2,4
42	2,7	93	5,5	144	1,9
45	2,8	96	6,3	147	1,2
48	2,1	99	3,2	150	1,2

5.2.9 $\delta^{13}\text{C}$ PDB (‰)

5.2.9.1 Resex-1

Os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ são apresentados na Figura 33a e Tabela 14. Esses resultados variaram entre -27,2‰ e -29,0‰. Neste testemunho ocorreu uma tendência de empobrecimento dos valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$) em direção ao topo. Os valores mais enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ estão entre 150 e 141 cm de profundidade. Neste setor foi possível registrar a média de -27,3‰, enquanto que o menor resultado do $\delta^{13}\text{C}$ está mais próximo do topo (9 cm), registrando o valor de -29,0 ‰.

Tabela 14 – Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) do testemunho sedimentar R-1 em relação à profundidade

Profundidade (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Profundidade (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Profundidade (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
0	-28,6	51	-28,4	102	-28,4
3	-28,6	54	-28,7	105	-28,6
6	-28,9	57	-28,5	108	-28,3
9	-29,0	60	-28,7	111	-28,3
12	-28,2	63	-28,6	114	-28,1
15	-28,3	66	-27,9	117	-28,1
18	-28,1	69	-28,0	120	-29,0
21	-28,5	72	-28,5	123	-28,9
24	-28,4	75	-28,5	126	-28,5
27	-28,5	78	-28,4	129	-28,5
30	-28,5	81	-28,9	132	-27,8
33	-28,3	84	-28,7	135	-27,8
36	-28,0	87	-28,5	138	-27,5
39	-27,8	90	-28,5	141	-27,2
42	-28,0	93	-28,3	144	-27,2
45	-28,0	96	-28,4	147	-27,5
48	-28,1	99	-28,6	150	-27,5

5.2.9.2 Resex-2

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ estão apresentados na Figura 34a e na Tabela 15. Os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ indicam uma variação entre -26,4‰ e -29,0‰.

O setor próximo da base deste testemunho (150-114 cm) é marcado por um valor médio de -27,38‰. Em direção ao topo é observada uma tendência de empobrecimento do ^{13}C , sendo registrado em 12 cm de profundidade o valor de -29,02‰.

Tabela 15 – Resultado de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) testemunho sedimentar R-2 em relação à profundidade (cm)

Profundidade (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Profundidade (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Profundidade (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
0	-28,9	51	-28,2	102	-27,8
3	-28,5	54	-27,8	105	-27,7
6	-28,5	57	-28,2	108	-27,8
9	-28,7	60	-28,2	111	-27,9
12	-29,0	63	-28,1	114	-27,3
15	-28,7	66	-28,2	117	-27,6
18	-28,6	69	-27,7	120	-27,5
21	-28,1	72	-27,9	123	-27,5
24	-27,8	75	-27,6	126	-27,7
27	-28,3	78	-27,8	129	-27,6
30	-28,2	81	-28,0	132	-27,8
33	-28,4	84	-27,7	135	-27,7
36	-28,7	87	-27,7	138	-27,3
39	-28,8	90	-27,9	141	-27,7
42	-28,6	93	-27,3	144	-26,9
45	-28,5	96	-27,5	147	-26,4
48	-28,7	99	-27,7	150	-26,5

5.2.10 $\delta^{15}\text{N}$ (‰)

5.2.10.1 Resex-1

Os resultados de $\delta^{15}\text{N}$ estão apresentados na Figura 33c e Tabela 16. Na base do testemunho, os valores de $\delta^{15}\text{N}$ apresentam uma tendência de empobrecimento, partindo de 1,4‰ (150 cm) até ~0‰ (132 cm). Na profundidade de 129 até 105 cm ocorre uma inversão dos valores de $\delta^{15}\text{N}$, que alcançam valores de até 3,3‰. O intervalo 102-81 cm apresenta uma tendência para o empobrecimento do ^{15}N , pois o $\delta^{15}\text{N}$ na matéria orgânica analisada registrou valores de até ~0,1‰. A partir de 78 cm até a superfície os valores de $\delta^{15}\text{N}$ apresentam-se mais enriquecidos até ~3,2‰.

Tabela 16 – Resultados de $\delta^{15}\text{N}$ do testemunho sedimentar R-1 em relação à profundidade

Profundidade (cm)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	Profundidade (cm)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	Profundidade (cm)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
0	3,1	51	1,5	102	2,5
3	2,3	54	1,7	105	3,3
6	1,8	57	1,4	108	3,2
9	1,7	60	2,4	111	3,0
12	2,6	63	1,5	114	2,6
15	2,5	66	1,8	117	2,3
18	2,6	69	2,0	120	1,4
21	2,0	72	1,2	123	1,3
24	2,4	75	1,7	126	1,1
27	2,0	78	0,7	129	1,2
30	2,0	81	0,0	132	0,0
33	2,1	84	1,0	135	0,0
36	2,2	87	0,9	138	0,2
39	2,1	90	1,7	141	0,8
42	2,0	93	2,5	144	0,3
45	1,7	96	2,2	147	1,4
48	2,3	99	1,8	150	1,4

5.2.10.2 Resex-2

Os resultados de $\delta^{15}\text{N}$ estão apresentados na Figura 34c e Tabela 17. Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ variaram entre -0,6 e 3,9‰. Na base do testemunho, esses valores apresentam uma tendência de empobrecimento, iniciando em aproximadamente 3‰ (150 cm) até ~0 ‰ (102 cm). No intervalo 99-90 cm ocorre um enriquecimento isotópico de 0,8 até 2,2‰. A partir de 87 até 60 cm de profundidade se observa um empobrecimento isotópico até -0,6‰. A partir de 57 cm até a superfície os valores variaram entre ~0 e 1,8‰.

Tabela 17 – ($\delta^{15}\text{N}$) de acordo com a profundidade (cm) do testemunho R-2

Profundidade (cm)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	Profundidade (cm)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	Profundidade (cm)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
0	1,0	51	1,2	102	0,0
3	0,3	54	1,0	105	1,1
6	0,3	57	0,6	108	2,1
9	0,0	60	-0,6	111	2,0
12	0,9	63	-0,5	114	2,6
15	0,6	66	1,5	117	2,3
18	0,9	69	1,6	120	2,3
21	1,5	72	1,4	123	2,3
24	1,7	75	1,3	126	1,8
27	0,6	78	0,9	129	2,2
30	0,0	81	0,9	132	2,3
33	0,6	84	1,2	135	2,3
36	0,3	87	1,2	138	2,5
39	0,4	90	2,2	141	2,5
42	1,5	93	1,4	144	3,6
45	0,8	96	1,2	147	3,9
48	1,0	99	0,8	150	3,4

5.2.11 Relação C/N

5.2.11.1 Resex-1

Os resultados da relação C/N (carbono e nitrogênio total) são apresentados na Figura 33d e Tabela 18. Os valores obtidos para esta razão variaram entre 13,3 (33 cm) e 36,3 (144 cm) neste testemunho.

Na base deste perfil foram registrados os valores mais altos, atingindo 36,3 na profundidade de 144 cm. Desta profundidade até o topo os valores apresentam uma gradual diminuição com estabilização em torno de 16 na profundidade de 60 cm. Entretanto, nos últimos 15 cm ocorre um aumento, com os valores alcançando 20.

Tabela 18 – Resultado da relação C/N de acordo com a profundidade (cm) do testemunho R-1

Profundidade (cm)	C/N	Profundidade (cm)	C/N	Profundidade (cm)	C/N
0	18,4	51	15,1	102	19,4
3	16,7	54	15,8	105	19,7
6	17,0	57	15,9	108	19,5
9	16,8	60	16,3	111	20,4
12	15,5	63	15,4	114	21,9
15	14,5	66	19,9	117	22,0
18	14,4	69	16,6	120	20,0
21	14,5	72	17,7	123	21,0
24	14,7	75	18,0	126	21,4
27	15,2	78	16,0	129	22,4
30	14,5	81	16,5	132	28,5
33	13,7	84	15,0	135	23,6
36	14,4	87	18,6	138	25,9
39	14,3	90	17,9	141	29,7
42	15,1	93	22,8	144	36,3
45	15,9	96	18,3	147	29,1
48	15,0	99	18,4	150	30,2

5.2.11.2 Resex-2

Os resultados da relação C/N são apresentados na Figura 34d e Tabela 19. Os valores obtidos dessa relação oscilaram entre aproximadamente 15 e 36. Nas profundidades próximas da base deste perfil (150-144 cm) foi possível identificar uma zona com valores mais baixos, que estiveram entre 16 e 18. A partir desta zona, ocorreu uma inversão desses valores, observando uma tendência de aumento, sendo registrado o valor de 36,5 em 141 cm. Entre 138 e 126 cm, ainda são registrados valores relativamente elevados, oscilando entre 21 e 35. Nas profundidades entre 123 e 105 cm foi observada uma tendência de diminuição, que estiveram entre 17 e 26. Entre 102 e 42 cm ocorreu uma tendência de aumento da relação C/N, sendo possível identificar algumas profundidades que apresentaram valores relativamente mais elevados, chegando a registrar valores próximos de 30 (~51 cm). A partir de 39 cm foi identificada uma inversão desses valores, havendo uma tendência de diminuição até os sedimentos próximos da superfície, que registraram valores próximos de ~15.

Tabela 19 - Resultado da relação C/N de acordo com a profundidade (cm) do testemunho R-2

Profundidade (cm)	C/N	Profundidade (cm)	C/N	Profundidade (cm)	C/N
0	15,7	51	30,1	102	33,4
3	17,5	54	25,6	105	17,2
6	21,0	57	25,5	108	21,9
9	23,4	60	27,4	111	25,4
12	21,8	63	23,8	114	20,4
15	20,9	66	25,2	117	22,5
18	22,2	69	23,7	120	25,4
21	19,3	72	23,2	123	23,5
24	21,6	75	24,0	126	34,8
27	22,9	78	26,9	129	21,9
30	18,2	81	29,6	132	26,4
33	22,1	84	24,0	135	27,3
36	23,8	87	24,2	138	26,2
39	22,6	90	22,4	141	36,5
42	24,0	93	26,9	144	16,7
45	22,2	96	26,8	147	17,8
48	23,7	99	29,9	150	17,9

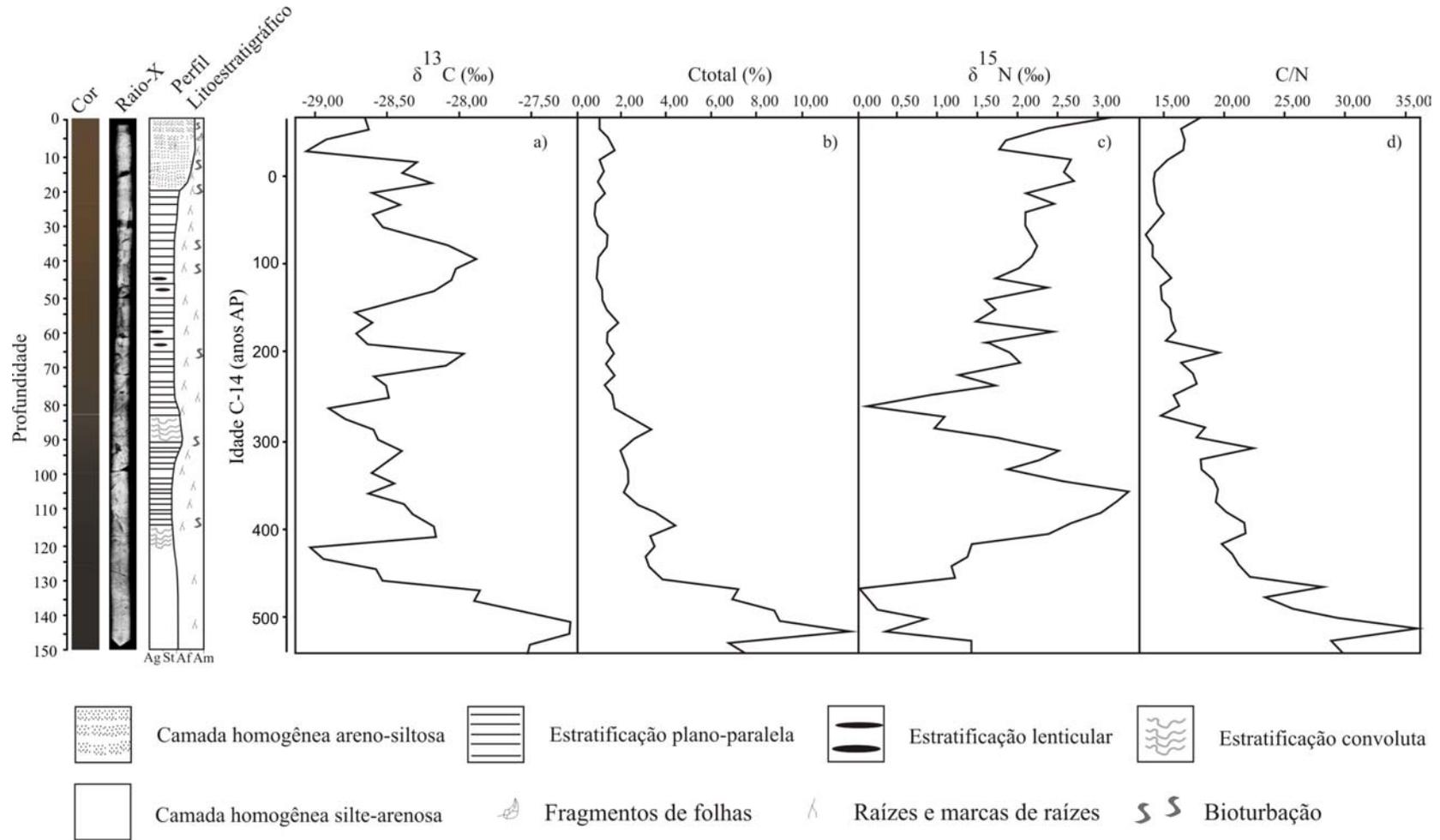


Figura 33 – Diagrama contendo o perfil litostратográfico seguido dos valores isotópicos de carbono e nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$), carbono total (CT) e razão C/N do testemunho sedimentar R-1

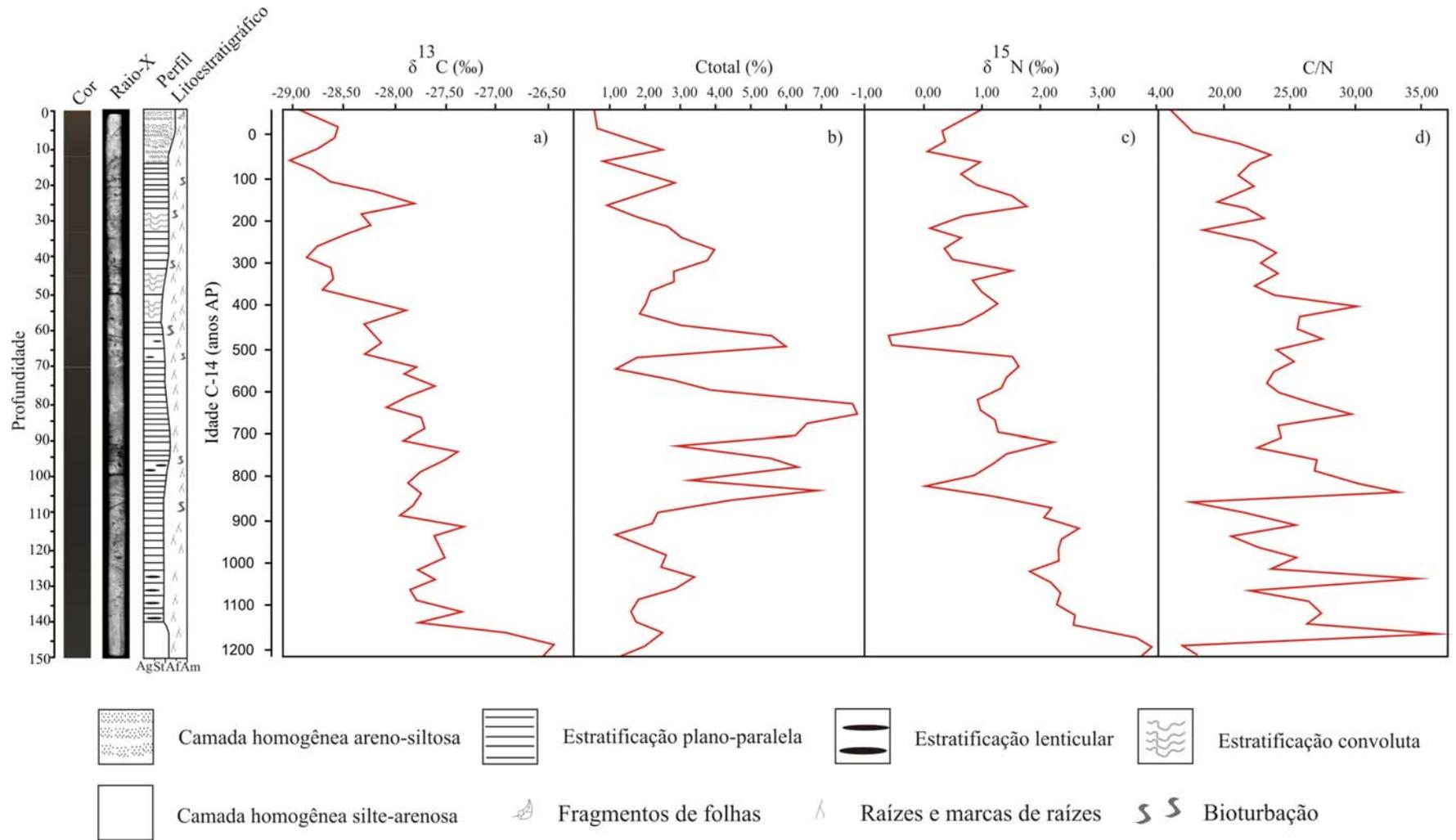


Figura 34 – Diagrama contendo o perfil litoestratigráfico seguido dos valores isotópicos de carbono e nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$), carbono total (CT) e razão C/N, do testemunho sedimentar R-2

6 DISCUSSÕES

6.1 GRANULOMETRIA

Os ecossistemas costeiros são ambientes deposicionais que apresentam em seus sedimentos registros das mudanças ambientais (Cohen et al., 2005a; Cohen et al., 2008; Cohen et al., 2009; Guimarães et al., 2010). O tamanho dos grãos de sedimento é uma propriedade fundamental dessas partículas, devido à relação direta com os processos de transporte e deposição. A análise do tamanho dos grãos de sedimento pode fornecer resultados importantes sobre a origem deste material, assim como as condições de transporte e deposição (Folk & Ward, 1957; Friedman, 1979; Bui et al., 1990).

A comparação dos resultados entre as análises granulométricas considerando o método da pipeta e da difração a Laser dos sedimentos dos testemunhos R-1 e R-2 (Figura 35) apresentaram algumas diferenças.

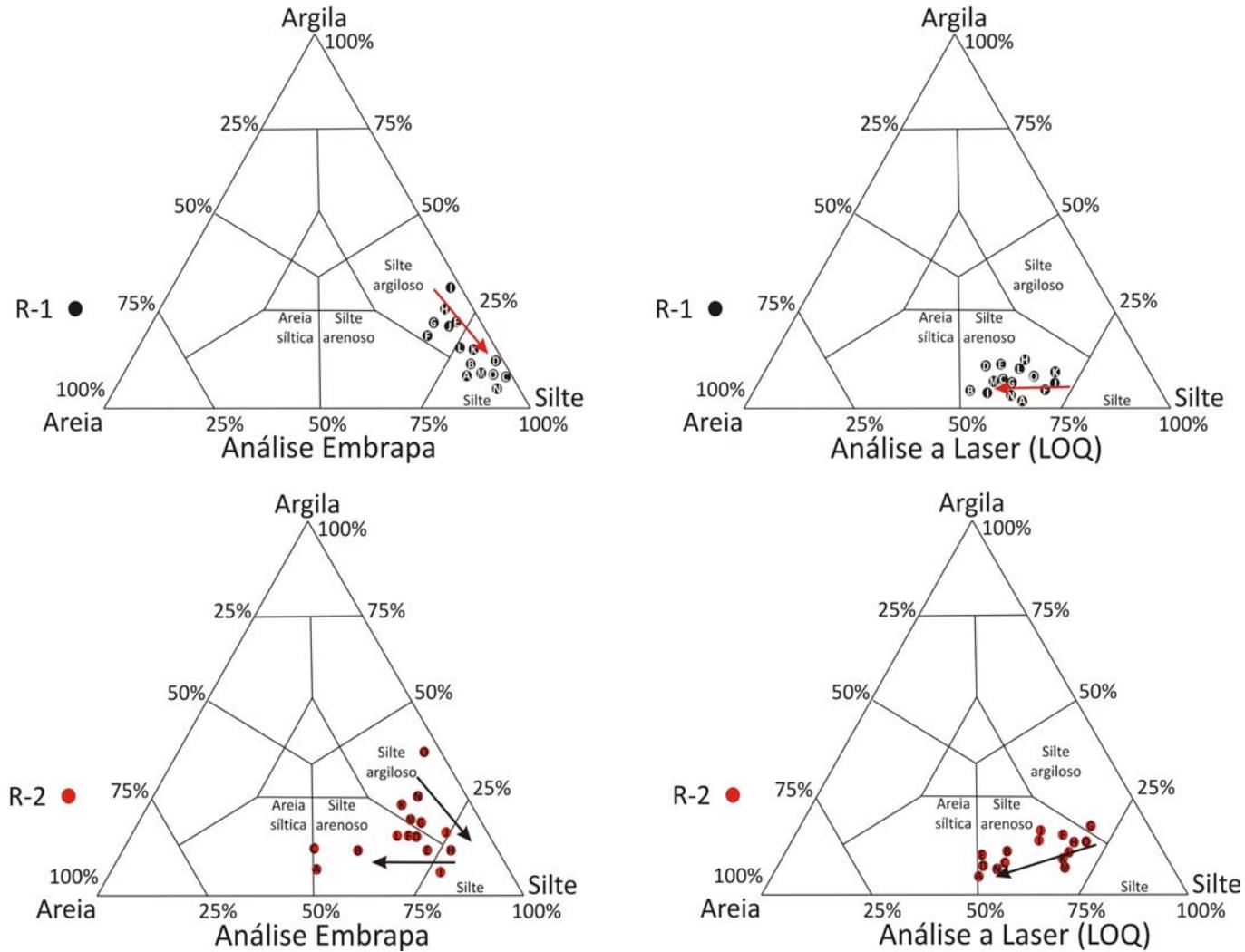


Figura 35 – Comparação dos diagramas triangulares de Shepard entre as análises de pipetagem e Laser, apresentando as características granulométricas dos sedimentos dos testemunhos R-1 e R-2

Por meio do método da pipeta foi possível observar que os sedimentos do testemunho R-1 apresentaram na zona próxima da base características silto-argilosas, havendo uma tendência para aumento de silte em direção ao topo. Neste mesmo perfil, por meio da análise granulométrica a Laser, foi possível observar ainda maior porcentagem de silte e areia. Na zona mais próxima da superfície ocorreu um aumento na porcentagem de areia.

Aplicando o método da pipeta para o testemunho R-2, foi possível observar na zona próxima da base a presença de sedimentos silto-argilosos, alterando para silte nas profundidades entre 70 e 90 cm, e silto-arenoso nas zonas mais próximas da superfície, assim, correspondendo aos resultados da análise granulométrica a Laser, que indicou a presença de sedimentos silto-argilosos a silto-arenosos na base, alterando para uma maior porcentagem de areia para o topo (Figura 23 e 35).

A diferença dos valores de granulometria entre os dois métodos empregados para a análise dos testemunhos tem sido investigada. Como pode ser observado na metodologia, no caso do método da pipeta é empregado o dispersante hidróxido de sódio, enquanto que no método por difração a Laser foram utilizados agitadores mecânicos e ultra-som para dispersar os grãos. Visando uma verificação da atuação deste dispersante nos resultados obtidos a partir da análise granulométrica, foi introduzido o dispersante químico na rotina de análise por difração a Laser. Entretanto, nenhuma diferença nos valores de granulometria foi registrada com e sem o uso de tal dispersante.

Segundo Buurman et al. (2001) e Freeman (2006) as diferenças entre os dois métodos são atribuídas às dimensões e à densidade das partículas analisadas, pois o método da pipeta é baseado nas taxas de queda das partículas esféricas através da água seguindo a Lei de Stokes, enquanto que a análise por difração à Laser é calculada baseando-se em três dimensões, desconsiderando a gravidade específica da partícula.

6.2 RELAÇÃO ENTRE AS CONCENTRAÇÕES DE TANINO E OS DADOS POLÍNICOS

Os compostos fenólicos, incluindo os taninos, são componentes significativos para o metabolismo secundário das plantas. Este fenol pode ser encontrado em diversas partes da planta, como: raízes, casca, frutas, folhas e brotos (Kraus et al., 2003), e estima-se que este é o quarto composto mais abundante no tecido vascular das plantas, além da celulose, hemicelulose e

lignina (Hernes & Hedges, 2000). Este composto é encontrado em aproximadamente 20 % em relação ao peso seco das árvores de *Rhizophora* (Benner et al., 1990), que é um gênero típico da vegetação de Manguezal. Este fenol atua principalmente no sistema de defesa destas plantas (Hernes et al. 2001; Coley & Barone 1996; Zucker, 1993). Portanto, a quantificação de tanino ao longo dos testemunhos R-1 e R-2, por meio da espectrofotometria de absorção (720 nm) permite a comparação com os resultados polínicos, que indicam a dinâmica da vegetação ao longo do último milênio na região leste da Ilha de Marajó.

Os resultados da concentração de tanino ao longo dos dois testemunhos (R-1 e R-2) demonstraram uma tendência de diminuição em direção à superfície (Figuras 31 e 32). O intervalo temporal entre 1.200 a 800 anos cal AP do testemunho R-2 é caracterizado pela colonização de ervas, e os valores de tanino estão relativamente baixos entre 0,2 e 2 mM (Figura 32).

Após 800 anos cal AP ocorre um significativo aumento na percentagem de grãos de pólen de *Rhizophora* e diminuição dos de erva. Conseqüentemente, seguindo essa tendência, os valores de tanino aumentam até 6 mM em aproximadamente 750 anos cal AP, em seguida ocorrem oscilações dos valores de tanino entre 0,2 e 4 mM até 300 anos cal AP. Entretanto, entre 300 anos cal AP até o presente, os valores de tanino diminuem até ~0,1 mM, apesar da percentagem dos grãos de pólen de *Rhizophora* permanecerem elevados. Estes resultados podem estar relacionados com as características físicas do sedimento na região mais próxima da superfície do testemunho, a qual apresenta maior concentração de grãos de areia e silte, que podem estar favorecendo o processo de lixiviação deste fenol.

No testemunho R-1 foi observado também uma tendência de diminuição da concentração de tanino na zona mais próxima da base até aproximadamente 130 cm de profundidade (~500 anos cal AP) (Figura 31), onde temos uma expressiva diminuição da percentagem de grãos de pólen de *Rhizophora* e aumento dos de erva.

Até a profundidade de 115 cm (400 anos cal AP) ocorre um significativo aumento na concentração de tanino (~15 mM) acompanhado de um aumento na percentagem de grãos de pólen de *Rhizophora*. Em seguida, até a profundidade de 80 cm (280 anos cal AP) os valores de tanino diminuem, mas as percentagens de grãos de pólen de *Rhizophora* permanecem elevadas

em relação às ervas. Após essa fase até a superfície os valores de tanino mantiveram-se próximos de 0 mM.

Esses resultados, possivelmente estão ligados à retração ou expansão do Manguezal nesta região, em grande parte colonizada por *Rhizophora*, porém a elevada percentagem de grãos de pólen de *Rhizophora* acompanhada da diminuição na concentração de tanino na superfície dos testemunhos pode ser atribuída ao aumento do tamanho dos grãos de sedimento que facilita o processo de lixiviação dos compostos orgânicos, e assim produzindo uma diminuição na concentração deste fenol.

Outra justificativa para a falta de correlação entre os grãos de pólen de *Rhizophora* e concentração de tanino nos sedimentos mais próximos da superfície dos testemunhos, pode estar ocorrendo devido à entrada de novas espécies na área de estudo, em função das alterações nas características físico-químicas do sedimento, que podem ser geradas por meio das oscilações no fluxo de inundação das marés (acúmulo de sais, granulometria e intensidade das ondas), resultando em condições que podem prejudicar o desenvolvimento dessas plantas (Bernini & Rezende, 2004). Portanto, a estrutura e maturação das árvores do gênero *Rhizophora* que formam este ecossistema de Manguezal, também devem ser fatores considerados, pois refletem o grau de desenvolvimento e produção deste fenol (Monteiro et al., 2005).

Além disso, a preservação deste fenol nos sedimentos analisados depende diretamente da presença de árvores enriquecidas em tanino rigorosamente próximo do local de amostragem, pois o acúmulo de tanino depende da natureza da matéria orgânica acumulada no sedimento, e o raio de alcance dos resíduos orgânicos de uma árvore de *Rhizophora* no interior de um Manguezal é relativamente limitado quando comparado com a dispersão polínica, ou seja, o sinal polínico no sedimento analisado apresenta uma representatividade espacial da vegetação maior do que o sinal biogeoquímico do tanino (Cohen et al., 2008; 2009). Portanto, a presença de tanino nos sedimentos indica a existência de árvores de *Rhizophora* praticamente imediatamente acima da superfície do sedimento analisado, enquanto que a ocorrência de grãos de pólen de *Rhizophora* pode indicar a presença de um bosque de Manguezal nas proximidades do sedimento analisado.

6.3 INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

A integração dos dados físicos (granulometria, estruturas sedimentares e cor), isotópicos e químicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$, relação C/N, tanino e datação ^{14}C) e biológicos (pólen) dos testemunhos R-1 e R-2, amostrados da planície costeira de Soure, forneceram informações sobre alterações na distribuição da vegetação e mudanças na contribuição relativa do aporte de matéria orgânica para a área em estudo.

Com base nesses dados, duas fases podem ser claramente delimitadas: > 1200 anos cal AP até 760-480 anos cal AP e 760-480 anos cal AP até o presente. A primeira fase é caracterizada pelo predomínio de vegetação herbácea, enquanto que a segunda pela expansão das florestas de Manguezais.

a) Fase 1 (>1.200 a 760-480 anos cal AP)

Esta fase foi registrada na base dos testemunhos R-1 e R-2 sugerindo o desenvolvimento de uma planície herbácea colonizada em grande parte por Cyperaceae, Poaceae e Fabaceae. A relação C/N revela uma origem principalmente continental para a matéria orgânica preservada nos sedimentos desse intervalo temporal. A variação isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) e a relação C/N (Figuras 33 e 34) indicam a presença de plantas terrestres de metabolismo C_3 . A aparente inconsistência entre os dados de pólen que apresentam um predomínio de vegetação de ervas (Cyperaceae e Poaceae) e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ que indicam vegetação de ciclos fotossintéticos C_3 podem ser explicados através dos valores isotópicos das ervas que colonizam atualmente esse setor da Ilha do Marajó serem predominantemente do tipo C_3 (Tabela 5). Além disso, a presença constante da vegetação de *Rhizophora* (20-80% do conteúdo polínico) durante esse período contribui significativamente para que o sinal isotópico seja mais empobrecido.

Considerando novamente a origem aquática ou terrestre para a matéria orgânica, os valores empobrecidos do $\delta^{15}\text{N}$ (0-1,5‰) no testemunho R-1 também indicam uma origem continental na região mais próxima da base (540-480 anos cal AP). Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ no testemunho R-2 sugerem uma diminuição do aporte aquático entre 1.200-480 anos cal AP.

A base do testemunho R-2 formada principalmente por uma camada homogênea silto-arenosa e algumas lentes milimétricas de argila com relativamente pouca matéria orgânica (1-2%) podem indicar um ambiente mais exposto ao ar atmosférico, com eventualmente alguma

entrada de fluxos de água que resultaram nos pacotes de silte lamoso com lentes milimétricas de argila. Entretanto, as condições redox (Jickells & Rae, 2005) não foram suficientes para preservar valores mais elevados de matéria orgânica. Os baixos valores de matéria orgânica no testemunho R-2 (1.200-850 anos cal AP) podem ser também fruto da vegetação predominantemente formada por ervas nesse período. Ao final da Fase 1 ocorreu um aumento na concentração relativa (4-12%) de carbono orgânico total tanto no testemunho R-1, quanto no R-2, que pode estar refletindo um aumento na quantidade de matéria orgânica vegetal produzida com o início da expansão dos Manguezais.

b) *Fase 2 (760-480 anos cal AP – moderno)*

Esta fase é caracterizada pela expansão dos Manguezais com predominância de *Rhizophora* e algumas árvores do gênero *Avicennia*. Apesar da relação C/N da matéria orgânica dos sedimentos desse intervalo temporal apresentar alguns valores acima de 20 (R-2), que significam matéria orgânica de origem continental, a clara tendência de diminuição deste valor indica um aumento na contribuição de matéria orgânica de origem aquática. A relação $\delta^{13}\text{C}$ e C/N (Figura 37 e 38) apresentam a mesma tendência com um aumento na contribuição da matéria orgânica de origem de algas lacustres. Entretanto, a contribuição relativa de matéria orgânica de origem continental nesse setor da costa do Marajó ainda é elevada durante esse intervalo de tempo, como pode ser evidenciado através dos valores do $\delta^{15}\text{N}$ (0-3‰) (com um forte pulso aquático marcado no testemunho R-1 por volta de 350 anos cal AP). Na região mais próxima da superfície (~10 cm) é possível observar que os valores da relação C/N estão entre 15 e 20, assim como os resultados de $\delta^{15}\text{N}$ apresentam uma tendência de enriquecimento, o que demonstra 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 estratificação plano-paralela e algumas lentes milimétricas de argila que podem ter sua origem associada às planícies de maré.

6.4 VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR

Entre as diversas causas que são apresentadas nesse trabalho para as mudanças na vegetação e na contribuição relativa da matéria orgânica preservada nos testemunhos estudados, podemos recorrer às mudanças no NRM. Existem evidências de flutuações no NRM ao longo do último milênio (Cohen et al., 2005a; Cohen et al., 2008) que têm produzido alterações na distribuição dos ecossistemas costeiros (Chappell, 1990; Crooks & Turner, 1999). Um aumento no NRM pode resultar na diminuição da área dos Manguezais (Blasco et al., 1996), ou mesmo na migração destes ambientes para cotas topograficamente mais elevadas (Cohen & Lara, 2003; Cohen et al., 2005a). Geralmente essas variações estão relacionadas com as oscilações climáticas (Molodkov & Bolikhovskaya, 2002), que influenciam nos índices pluviométricos, gerando alterações na vazão dos rios, tendo como resultado modificações no NRM (Mörner, 1996).

Na região norte do Brasil, durante o Holoceno foi possível observar oscilações no NRM por meio de estudos palinológicos e datação ^{14}C (Behling 2001, Behling & Costa 1997, 2001, Behling et al., 2001, 2004, Cohen 2003). O início do Holoceno é marcado por um aumento no NRM. Essa tendência está registrada na região do Lago Aquiri (Behling & Costa 1997), Lago Crispim (Behling & Costa 2001) e na região de Caxiuanã (PA) (Behling & Costa 2000). Durante o Holoceno Médio, ocorreu uma retração da vegetação de Manguezal na costa norte do país, sugerindo uma diminuição no NRM (VEDEL et al., 2006). A partir de aproximadamente 4.000 anos AP, ocorreu uma segunda fase de expansão dos Manguezais no Holoceno, indicando um aumento no NRM nesta região (Cohen et al., 2005a,b; Vedel et al., 2006).

Na península de Bragança (norte do Brasil), durante os últimos 1.000 anos, análises palinológicas sugerem flutuações no NRM, que podem ter provocado a migração dos Manguezais em direção à planície herbácea. Essa vegetação, localizada em zonas topograficamente mais elevadas, tem sofrido diminuição na sua área durante as últimas décadas (Cohen & Lara, 2003) e séculos (Cohen et al., 2005a). Isso sugere um aumento no NRM. Essa tendência também foi registrada na região do Taperebal (12 Km ao norte de Bragança) (Vedel et al., 2006).

Os efeitos do aumento do NRM no litoral paraense foram observados também em testemunhos retirados próximo das cidades de São Caetano de Odivelas e Salinópolis,

apresentando registros de expansão e migração deste ecossistema durante o século XIX (Cohen et al., 2008).

A Ilha de Marajó, localizada na foz do estuário amazônico, influenciada pela descarga dos rios Pará, Tocantins e Amazonas, foi menos exposta às flutuações do nível de mar do Atlântico, em relação às outras áreas do litoral leste paraense (Behling et al., 2004). Mudanças no regime de chuvas na Amazônia, durante o Holoceno Superior (Absy et al., 1991; Behling & Costa, 2000; Maslin & Bruns, 2001), podem ter alterado a vazão do Amazonas, e, conseqüentemente controlando as oscilações no fluxo de inundação no setor leste da ilha, que provavelmente influenciou na distribuição da vegetação.

Na zona leste da Ilha de Marajó, o contato entre as planícies de maré lamosas colonizadas por Manguezais e as planícies arenosas apresenta migração dos depósitos arenosos sobre os depósitos lamosos de Manguezais. Atualmente, essa região está exposta à ação das ondas e correntes de maré da Baía de Marajó (Figura 36) que aparentemente tem gerado recuo da linha de costa, e conseqüentemente, diminuição da vegetação de Manguezal, caracterizando uma retrogradação da linha de costa de aproximadamente 0,118 Km²/ano (França & Souza Filho, 2006).

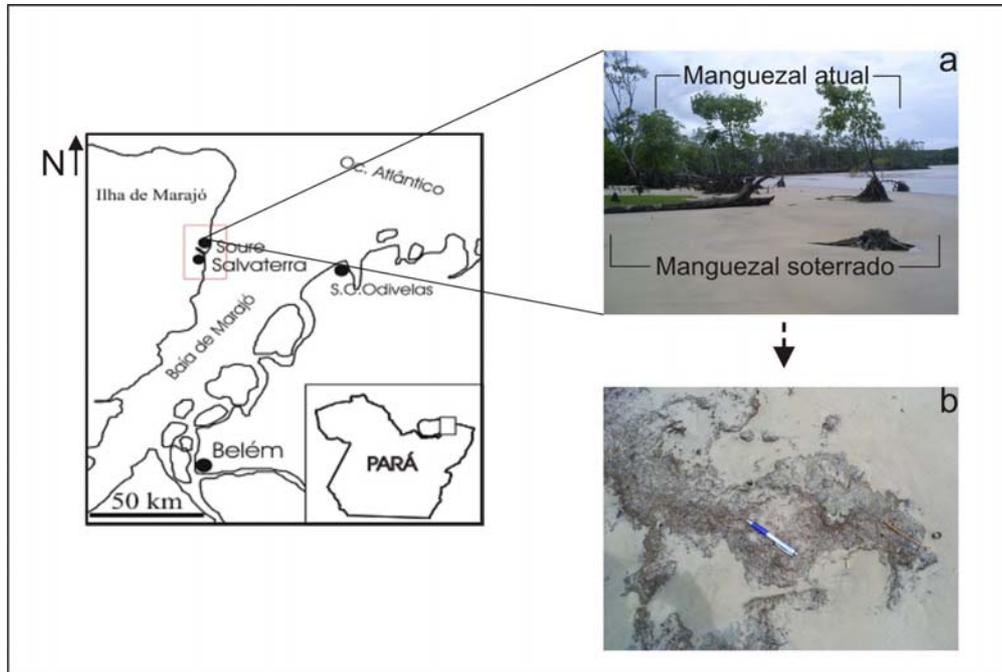


Figura 36 – Imagem contendo informações sobre o Manguezal atual (a) e o antigo depósito de Manguezal (b), coberto por depósitos arenosos
 Fonte: Adaptada de França & Souza Filho (2006)

Os resultados das análises granulométricas dos testemunhos R-1 e R-2 demonstram também um aumento na quantidade de sedimentos siltsos (~50%) e arenosos (~40%) próximo da superfície (10-0 cm), que provavelmente demonstra um aumento no fluxo de inundação nessa região, ocorrendo uma migração de depósitos arenosos sobre o Manguezal.

O aumento da influência aquática neste setor da Ilha de Marajó é observado de forma clara nos resultados da relação C/N e $\delta^{13}\text{C}$ (Figuras 37 e 38), que mostram a tendência de aumento na influência de matéria orgânica de algas lacustres.

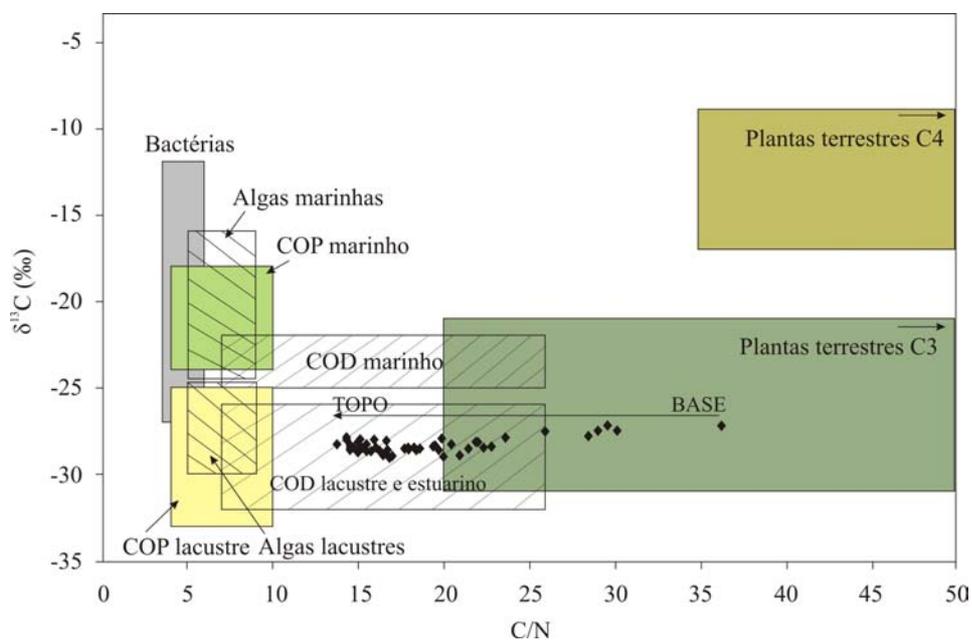


Figura 37 – Modelo correspondente à fonte da matéria orgânica de sedimentos envolvendo a relação entre C/N e $\delta^{13}\text{C}$ do testemunho R-1

Fonte: Meyers (2003); Wilson et al. (2005); Lamb et al. (2006)

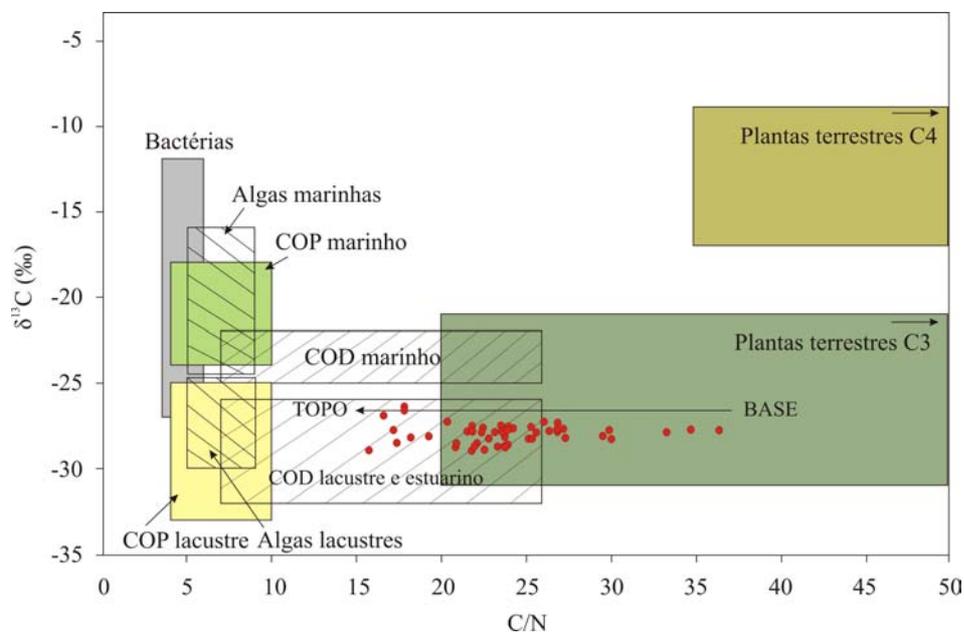


Figura 38 – Modelo correspondente à fonte da matéria orgânica de sedimentos envolvendo a relação entre C/N e $\delta^{13}\text{C}$ do testemunho R-2

Fonte: Meyers (2003); Wilson et al. (2005); Lamb et al. (2006)

6.5 TECTÔNICA

As variações no NRM também podem ser produzidas por eventos tectônicos, pois estes geram movimentos de subsidência ou soerguimento da zona costeira em escala local ou regional (Emery & Aubrey, 1991; Mörner, 1999). A atividade tectônica na zona costeira paraense pode ter influenciado no desenvolvimento de numerosas baías e estuários (Souza FILHO, 2000).

Pesquisas recentes (Rossetti et al., 2007a, 2008) revelam que o paleoestuário Marajoara esteve ativo até o limite Pleistoceno-Holoceno, quando a Ilha foi separada do continente através da reativação de falhas tectônicas. Estudos têm demonstrado que esta área tem sido afetada por episódios de reativação de falhas mesmo durante o Holoceno (Costa & Hasui, 1997; Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti et al., 2007b).

Apesar da influência das flutuações eustáticas, a tectônica regional na Ilha de Marajó pode ter desempenhado um papel importante nos sedimentos acumulados durante o Holoceno (Miranda et al., 2009). A análise de facies, datação ^{14}C e dados isotópicos do Lago Arari indicam aumento progressivo da contribuição marinha por volta de 10.479 cal AP, sugerindo um máximo transgressivo. Esta interpretação é coerente com o aumento global do nível do mar durante período interglacial, quando um sistema laguna-barreira estava ativo na região, permanecendo durante o Holoceno, no entanto a progradação da linha de costa cerca de 45 km para norte gerou a formação do Lago Arari durante o período mais recente (Miranda et al., 2009). Portanto, localmente, o efeito tectônico através da subsidência do terreno pode estar contribuindo para o aumento da influência aquática na área de estudo.

6.6 NÍVEL DO MAR E MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Geralmente, um nível de mar elevado está relacionado a um clima quente (Molodkov & Bolikhovskaya, 2002). Assim, desconsiderando a atividade tectônica, os eventos regressivos e transgressivos corresponderiam às fases frias e quentes, respectivamente, promovido pelo efeito da glacioeustasia (Fairbridge, 1961; Oerlemans, 2001).

No entanto, durante o Holoceno Tardio, o nível do mar foi afetado por outras forças, como a precipitação, que influencia fortemente no escoamento e vazão dos rios, podendo resultar em importantes variações do nível de mar local (Mörner, 1996). Portanto, a nível regional, um evento regressivo (em curto prazo) pode ser causado devido à diminuição dos índices

pluviométricos, em função de um clima mais seco (Mörner, 1999). Além disso, algumas variabilidades sazonais, tais como pressão do ar (Loon et al., 1993) ou temperatura do ar (Thompson, 1995) podem resultar em oscilações do NRM (Plang & Tsimplis, 1999).

Alternâncias entre climas secos e úmidos ocorridos no centro da bacia amazônica, durante o Holoceno, têm gerado mudanças na distribuição da vegetação (Colinvaux et al., 1999; Freitas et al., 2001; Gouveia et al., 1997; Pessenda et al., 2001; Vidotto, 2003, 2008; Cordeiro et al., 2008; Turcq et al., 1993). Segundo Absy (1979) a porção central amazônica apresentou um clima seco entre 2.100 e 700 anos AP. No litoral paraense, entre São Caetano de Odivelas e Salinópolis, ocorreu a contração dos Manguezais e expansão da vegetação herbácea entre 1.100 até 750 anos cal AP (Cohen et al., 2008; Lara & Cohen, 2006).

No caso do litoral Marajoara, um aumento na descarga fluvial devido a um clima mais úmido poderia produzir um significativo aumento no NRM. Por outro lado, um clima mais seco resultaria na diminuição dos índices pluviométricos, conseqüentemente a diminuição da vazão dos rios e do NRM local, gerando modificações na distribuição da vegetação costeira.

Neste contexto, os dados da zona leste da Ilha de Marajó sugerem a existência de períodos com alterações na freqüência de inundações da maré, que promoveram mudanças na distribuição da vegetação e podem estar relacionados com as oscilações climáticas, resultado de variações dos índices de precipitação (Behling, 2002).

A integração dos resultados isotópicos e diagramas polínicos dos testemunhos R-1 e R-2 mostram mudanças no tipo de vegetação, que podem estar relacionados às alterações no regime de inundações da maré. Enquanto os dados estratigráficos e granulométricos do sedimento refletem alterações no fluxo de energia presente neste ecossistema (Furukawa & Wolanski, 1996). Assim, a base dos testemunhos (>1.200 anos cal AP até 760-480 anos cal AP), reflete o predomínio de uma vegetação herbácea e uma diminuição da influência aquática, possivelmente resultado de um clima mais seco (ou menos úmido) que resultou na diminuição da freqüência de inundações da maré. Na península de Bragança, dados palinológicos indicam a presença de um período seco com tendência de nível de mar mais baixo que o atual entre 820 e 440 cal anos AP (Cohen et al., 2005a).

A partir de aproximadamente 760-480 anos cal AP até o presente, ocorreu uma fase de expansão dos Manguezais, devido a um aumento na freqüência de inundações da maré que

permitiu o aumento na contribuição de matéria orgânica de origem aquática no local de estudo. Essa tendência de aumento da influência aquática no local de estudo deve ser consequência de um aumento do NRM.

Como já discutido, um aumento no NRM pode ter diversas causas, porém considerando a área de estudo, podemos levantar a hipótese de subsidência do terreno que resultaria em uma transgressão marinha. Podemos considerar também um aumento na descarga dos rios da região. Entretanto, um aumento na descarga de água doce produziria uma diminuição da salinidade das águas da maré que produziria um efeito desfavorável para a expansão dos Manguezais em um setor da costa paraense que apresenta salinidades da maré (< 5) muito próximo da faixa de transição Manguezal/várzea (Cohen et al., 2008). Assim, supondo o aumento na descarga fluvial como componente principal para uma subida no NRM, isso promoveria principalmente a expansão da vegetação de várzea e não de Manguezal no setor estudado.

Diante desse quadro, deve-se considerar também um aumento no nível estático do mar que resultaria não somente em um aumento no NRM, mas também na entrada de água salgada no local de estudo e consequentemente favorecendo a expansão de Manguezal.

A integração dos resultados palinológicos, químicos, isotópicos, estratigráficos e datação ^{14}C , que foram utilizados para identificar a dinâmica da vegetação e as características do regime de inundação na zona costeira de Soure, demonstraram grande utilidade e bons resultados, que servirão de apoio ao avanço desta temática na região.

Esses dados indicam uma forte influência continental, com desenvolvimento de uma planície herbácea pelo menos desde 1.200 anos cal AP até 760-480 anos cal AP. Durante este período ocorreu um forte acúmulo de matéria orgânica de origem continental.

Nos últimos 500 anos houve um significativo aumento na contribuição de matéria orgânica de origem de algas lacustre no local de estudo com a concomitante expansão dos Manguezais sobre uma planície de inundação predominantemente siltico-arenosa.

Durante as últimas décadas ocorreram alterações nas características hidrodinâmicas desta área, resultando na deposição de sedimentos mais arenosos sobre uma planície predominantemente formada por sedimentos sílticos, que podem provocar a retração dos Manguezais através da sua asfixia. Provavelmente, essas mudanças estão relacionadas com um aumento no NRM, que pode ser atribuído a uma subsidência do local de estudo, um aumento no nível eustático do mar ou uma elevação na descarga de água doce dos rios que inundam a Ilha de Marajó.

REFERÊNCIAS

- Absy, M.L. 1979. Palynological study of Holocene sediments in the Amazon Basin. Thesis, University of Amsterdam, 102p.
- Absy, M.L.; Cleef, A.; Fournier, M.; Martin, L.; Servant, M.; Sifeddine, A.; Ferreira da Silva, M.; Soubies, F.; Suguio, K.; Turcq, B.; Van Der Hammen, T.H. 1991. Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences**. Paris t.312, 673–678 (Serie II).
- 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 Atujá e Anajás, Ilha do Marajó, Pará** – Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 110 p.
- Assis, M.A. 1999. **Florística e caracterização das comunidades vegetais da planície costeira de Picinguaba, Ubatuba, SP**. 1999. 255 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Biociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- Barbosa, G.V.; Rennó, C.V.; Franco, E.M.S. 1974. Geomorfologia. In: Brasil, Projeto Radam, Folha AS, 22-Belém. DNPM (Rio de Janeiro), Levantamento de Recursos Naturais, 5, 1-36.
- Bastos, M.N.C. 1984. Levantamento florístico dos campos do Estado do Pará. I – Campo de Joanes (Ilha de Marajó). **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, 1 (1/2): 67-86 (Botânica).
- Behling, H. 1993. Untersuchungen zur spätpleistozänen und holozänen vegetation und klimageschichte der tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder in Santa Catarina (Südbrasilien). *Disertationes Botanicae* 206, J. Cramer, Berlin Stuttgart. 149 pp.193.
- Behling, H. 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuçã region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of Podocarpus in the Amazon lowland. **Vegetation History and Archaeobotany** 10, 175–183.
- Behling, H. 2002. Impact of the Holocene sea-level changes in coastal, eastern and central Amazonia. **Amazoniana**, v.17, p.41-52.
- Behling, H.; Cohen, M.C.L.; Lara, R.J. 2001. Studies on Holocene mangroves ecosystem of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.167, p.225-242.

- 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** v.13, p.73–80.
- 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**, Rotterdam, v. 10 ,n.7, p.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.
- Bender, M. 1971. Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plant in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. **Phytochemistry**, v.10, p. 1239-1244.
- Benner, R.; Weliky, K.; Hedges J.I. 1990. Early diagenesis of mangrove leaves in a tropical estuary: Molecular-level analyses of neutral sugars and lignin-derived phenols. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v.54, p. 1991–2001.
- Bemerguy, R.L. 1981. **Estudo sedimentológico dos paleocanais da região do Rio Paracauari, Ilha do Marajó – Estado do Pará**. 1981. 95p. Dissertação de Mestrado – NCGG-UFPA. Belém (PA).
- Bernini, E.; Rezende, C.E. 2004. Estrutura da vegetação em florestas de mangue do estuário do rio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Acta Botânica Brasilica**, 18 (3), p. 491-502.
- Blasco, F.; Saenger, P.; Janodet, E. 1996. Mangrove as indicators of coastal change. **CATENA**, v.27, p. 167-178.
- Boutton, T.W. 1996a. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: Boutton, T.W.; Yamasaki, S.I. (Ed.). **Mass spectrometry of soils**. New York: Marcel Dekker. p.47-82.
- Boutton, T.W. 1996b. Characterization of natural ^{15}N abundance of soils. In: Boutton, T.W.; YAMASAKI, S.I. (Ed.). **Mass spectrometry of soils**. New York: Marcel Dekker. p. 205-208.

- Bradley, R.S. 1999. **Paleoclimatology reconstruction climates of the Quaternary**. San Diego: Academic Press, 613p.
- Bui, E.N.; Mazullo, J.; Wilding, L.P. 1990. Using quartz grain size and shape analysis to distinguish between aeolian and fluvial deposits in the Dallol Bosso of Niger (West Africa). **Earth Surface Processes and Landforms** 14: 157–166.
- Buurman, P.; Pape, T.; Reijneveld, J.A.; Jong, F.; Van Gelder, E. 2001. Laser-diffraction and pipette-method grain sizing of Dutch sediments: correlations for fine fractions of marine, fluvial, and loess sample. **Netherlands Journal of Geosciences**, 80 (2): 49-57.
- Camargo, M.G. 1999. Software para análise granulométrica SysGran, versão 3.0, Curitiba, UFPR.
- Cavalcanti, G.M.L. 1979. Geofísica aplicada à prospecção de água subterrânea na área do Rio Paracaurí – Ilha do Marajó – Pará. Dissertação de Mestrado, CG, Universidade Federal do Pará, Belém, 88f.
- Chapman, V.J. 1976. **Mangrove Vegetation**. J. Cramer, Vaduz, West Germany.
- Chappell, J. 1990. Some effects of sea-level rise on riverine and coastal lowlands. In: Bishop, P. (Ed.), *Lessons for Human Survival: Nature's Record from the Quaternary*, Geology Society Australiam Symposium, vol. 1, pp. 37-49.
- CIE (International Commission on Illumination). 1995. Industrial color-difference evaluation. Technical report 116/1995 Ed. CIE Central Bureau, Vienna, Austria.
- Cohen, M.C.L. 2003. Past and current mangrove dynamics on the Bragança península, northern Brasil. Bremen: Universität Bremen. Zentrum für Marine Tropenökologie. 2003. 110f. Dissertation (Doktorgrades) Universität Bremen.
- Cohen, M.C.L., Behling, H., Lara, R.J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. **Review of Palaeobotany & Palynology**. v.136, p. 93–108.
- Cohen, M.C.L.; Behling, H.; Lara, R.J.; Smith, C.B.; Matos, H.R.S.; Vedel, V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. **Vegetation History and Archaeobotany**. p.10-20.

- Cohen, M.C.L.; Lara, R.J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and remote sensing techniques. **Wetlands Ecology and Management**, v.11,p. 223-231.
- Cohen, M.C.L.; Lara, R.J.; Smith, C.B.; Angélica, R.S.; Dias, B.S.; Pequeno, T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. **CATENA**, v.76, p.70-77.
- Cohen, M.C.L., Souza Filho, P.W.M., Lara, R.J., Behling, H., Angulo, R.J. 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management** 13, 433–443.
- Coley P.D.; Barone J.A. 1996. Herbivory and plant defenses in tropical forests. **Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics** 27:305–335.
- 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. 332p.
- Cordeiro, R.C.; Turcq, B.; Suguio, K.; Oliveira da Silva, A.; Sifeddine, A.; Volkmer-Ribeiro, C. 2008. Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. **Global and Planetary Change**, v.61, p. 49-62.
- Costa, J.B.S.; Hasui, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa M.L. & Angélica R.S (Eds.), **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG/FINEP, p. 15-90.
- Costa, J.B.S.; Hasui, Y.; Bemerguy, R.L.; Soares-Junior, A.V.; Villegas, J.M.C. 2002. Tectonic and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 75(3), 519-531.
- Crooks, S.; Turner, R.K. 1999. Integrated coastal management: sustaining estuarine natural resources. **Ecology Research** 29, 241-289.
- Dean, W.E. 1999. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. **Journal of Paleolimnology**, v.21, 375–393.
- Departamento de Hidrografia e Navegação (DHN). 2003. Rio de Janeiro.
- 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**, v.108, p.749-756.

- De Paula, J.L.; Duarte, M.N. 1997. Manual de Métodos de Análise de Solos, 2º Edição, Embrapa.
- Emery, K.O.; Aubrey, D.G. 1991. **Sea levels, land levels, and tide gauges**. Springer-Verlag, p. 231.
- Erdtman, G. 1960. The acetolysis method: in a revised description. **Sv. Bot. Tidskr. Lund**, v.54, n.4, p.561-564.
- Fairbridge, R.W. 1961. Eustatic changes in sea level. **Physics and Chemistry of the Earth** 4, 99–185.
- Fernandes, F.C.S.; Libardi, P.L.; Trivelin, P.C.O. 2008. Parcelamento da adubação nitrogenada na cultura do milho e utilização do N residual pela sucessão aveia preta-milho. **Ciência Rural**, vol. 38(4), p:1138-1141.
- 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.
- França, C.F. 2003. Morfologia e mudanças costeiras da margem leste da Ilha de Marajó (PA). Tese de doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 144p.
- 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**, ano 07, n.1, p: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 tracho compreendido entre o canal do Cajuúna e o estuário Paracauari. **Acta Amazônica**, vol. 32(2), p:261-268.
- Freeman, L. 2006. A method for comparing the LISST 100 to the USGS pipette method for suspended sediment particle size analysis in the Marina Sediment Lab, U.S. Geological Survey California Water Science Center. **JFIC**, p.555-559.
- Freitas, H.A.; Pessenda, L.C.R.; Aravena, R.; Gouveia, S.E.M.; Ribeiro, A.S.; Boulet, R. 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the Southern Amazon Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, v.55, p.39-56.
- Friedman, G.M. 1979. Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. **Sedimentology** 26: 3–32.

- Furukawa, K.; Wolanski, E. 1996. Sedimentation in mangrove forest. **Mangroves and Salt Marshes** 1, 3 –10.
- Gomes, F.H. 2005. **Gênese e classificação de solos sob vegetação de Restinga na Ilha do Cardoso – SP.** 2005. 107 f. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba.
- Gornitz, V. 1991. Global coastal hazards from future sea level Rise. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.89, p.379-398.
- Gouveia, S.E.M.; Pessenda, L.C.R.; Aravena, R.; Boulet, R.; Roveratti, R.; Gomes, B.M. 1997. Dinâmica das vegetações durante o Quaternário recente no sul do Amazonas indicada pelos isótopos do carbono (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C) do solo. **Geochimica Brasilensis**, v.11, n.3, p.355-367.
- Gretagmacbeth. 1999. **Operating Manual.** CH-8105. Regensdorf 06. 49p.
- Grimm, E.C. 1987. Coniss: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of square. **Computer and Geosciences**, v.13, p.13-35.
- Guimarães, J.T.F. 2008. A dinâmica das florestas alagadas durante o Holoceno no litoral de Calçoene, Amapá. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém, Brasil. 83p.
- Guimarães, J.T.F.; Cohen, M.C.L.; França, M.; Lara, R.J.; Behling, H. 2010. Model of wetland development of the Amapá littoral during the Late Holocene. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.82 p.1-15.
- Hammen, T.; Absy, M.L. 1994. Amazonia during the last glacial. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, 109:247– 261.
- Hanson, K.; Maul, G. 1989. Analysis of the historical meteorological record at Key West, Florida (1851-1986) for evidence of trace gas induced climate change. In: Maul, G. (Ed.) Implication of climatic change in the wunder Caribbean region. **UNEP/IOC Regional Task Team Report**, p. 63-71.
- Hayes, M.O. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries: an introduction to the symposium. In: Cronin, L.E. (Ed.). **Estuarine research**. New York: Academic Press, v.2, p.3-22.

- Herczeg, A.L.; Smith, A.K.; Dighton, J.C. 2001. A 120 years record of changes in nitrogen and carbon cycling in lake Alexandrina, South Australian: C:N, $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in sediments. **Applied Geochemistry**, Oxford, v.16, n.1, p.73-84.
- Hernes P.J.; Hedges, J.I. 2000. Determination of condensed tannin monomers in environmental samples by capillary gas chromatography of acid depolymerization extracts. **Analytical Chemistry** 72:5115–5124.
- Hernes P.J.; Benner R.; Cowie G.L.; Goni M.A.; Bergamaschi B.A.; Hedges J.I. 2001. Tannin diagenesis in mangrove leaves from a tropical estuary: a novel molecular approach. **Geochimica Cosmochimica Acta** 65:3109–3122.
- Herrera, L.F.; Urrego, L.E. 1996. **Atlas de polen de las plantas útiles y cultivadas de la Amazonia colombiana**. Tropenbos Colombia, Bogotá. 462p.
- Hunt, R.W.G. 1991. **Measuring Colour**. 2nd edition. New York, NY: Ellis Horwood, 313p.
- Huntley, B.; Green, R.E.; Collingham, Y.C.; Hill, J.K.; Willis, S.G.; Bartlein, P.J.; Cramer, W.; Hagemeyer, W.J.M.; Thomas, C.J. 2004. The performance of models relating species geographical distributions to climate is independent of trophic level. **Ecology Letters** 7: 417–426.
- Jickells, T.D.; Era, J.E. 2005. **Biogeochemistry of intertidal sediments**. Cambridge Environmental Chemistry Series.
- Kraus, T.E.C.; Yu Z.; Preston C.M.; Dahlgren R.A.; Zasoski R.J. 2003. Linking chemical reactivity and protein precipitation to structural characteristics of foliar tannins. **Journal of Chemical Ecology** 29(3):703–730.
- Lamb, A.L.; Wilson, G.; 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**, v.75, p. 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**, v.14, p. 349-358.
- Lara, R.J.; Cohen, M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. **Climatic Change**, v.94, p. 399-408.

- Ledru, M.-P.; Ceccantini, G.; Gouveia, S.E.M.; López-Sáez, J.A.; Pessenda, L.C.R.; Riberito, A.S. 2006. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the last glacial maximum. **Quaternary Science Reviews** 25: 1110–1126.
- Libby, W.F. 1955. Radiocarbon dating. 2.ed. Chicago: University of Chicago Press. 175p.
- Lima, A.M.M.; Oliveira, L.L.; Fontinhas, R.L.; Lima, R.J.S. 2005. Ilha de Marajó: revisão histórica, hidroclimatológica, bacias hidrográficas e propostas de gestão. **Holos Environment**, v.5, n.1.
- Lima, H.P. 1987. Notas sobre a análise estratigráfica da Bacia do Marajó. Belém, Petrobras/Departamento de Exploração do Norte/Divisão de Interpretação. Relatório Interno, 15p.
- 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**, (Botânica) 9 (2): 223-248.
- Loon, H.; Kidson, J.W.; Mullan, A.B. 1993. Decadal variation of the annual cycle in the Australian dataset. **Journal of Climate** 6, 1227– 1231.
- Lucas, Y.; Soubiès, F.; Chauvel, A.; Desjandins, T. 1993. Estudos do solo revelam alterações climáticas da Amazônia. **Ciência Hoje**, v.16, n.93, p.36-39.
- Ludwig, G. 1968. Die geologische entwicklung des Marajó-Bechens in nordbrasilien, Geol. Jb. 86.
- Lugo, A.E.; Snedaker, S.C. 1974. The ecology of mangroves. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 5, 39–64.
- Macedo, L.A.A, de; Rocha, A.A. 1985. Lançamento de esgotos em Manguezais. Considerações sobre aspectos ecológicos-sanitários na Ilha de São Luis, MA. **Revista DAE**, v.45, n.140, p67-72.
- Mantovani, W.A. 1992. A vegetação sobre a Restinga em Caraguatatuba, SP. In: CONGRESSO NACIONAL SOBRE ESSENCIAS NATIVAS, 2, São Paulo. **Anais**. São Paulo: Instituto Florestal, v. 4, p. 139-144.

- Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L. 1986. Neotectonic movements on a passive continental margin: Salvador region, Brazil. *Neotectonics – An International Journal of Crustal Dynamics*, v.1, p.87-103.
- Martinelli, L.A.; Ometto, J.P.H.B.; Ferraz, E.S..B.; Moreira, M.Z.; Camargo, P.B.; Victoria, R.L. 2009. **Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis**. Oficina de Textos, São Paulo. 144p.
- Maslin, A.M.; Bruns, S.J. 2001. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14.000 years. *Science*, 290. 2285-2291.
- Mayorga, E.; Aufdenkampe, A.K. 2002. Processing of bioactive elements in the Amazon river system. **The Ecohydrology of South American Rivers and Wetlands**, 6: 1-24.
- Meggers, B.; Danon, J. 1988. Identifications and implications of a hiatus in the archeological sequence on Marajó Island, Brazil. *Journal of the Washington Academy of Sciences*, Washington, v.78, p.245-253.
- Mendes, A.C. 1994. **Estudo sedimentológico e estratigráfico de sedimentos holocênicos na costa do Amapá**. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 1994. 274f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Pará, Belém.
- Menezes, M.P.M.; Berger, U.; Mehlig, U. 2008. Mangrove vegetation in Amazonia: a review of studies from the coast of Pará and Maranhão States, north Brazil. *Acta Amazonica*, v.38(3), p.403-420.
- Meyers, P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, v.114, p:289-302.
- Meyers, P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleocenographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, v.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*, v.34, p.261–289.
- Meyers, P.A.; Ishiwatari, R. 1993. Lacustrine organic geo-chemistry – an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, v.20, p.867–900.

- Meyers, P.A.; Teranes, J.L. 2001. Sediment organic matter. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), **Tracking Environmental Changes Using Lake Sediments—Volume II: Physical and Chemical Techniques**. Kluwer, Dordrecht, pp. 239–269.
- 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.
- Molodkov, A.N.; Bolikhovskaya, N.S. 2002. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from molluskbased ERS-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia. **Sedimentary Geology**, 150, 185–201.
- Monteiro, J.M.; Albuquerque, U.P.; Araújo, E.L. 2005. Taninos: uma abordagem da química à ecologia. **Química Nova**, 28, 892-896.
- Mörner, N.A. 1996. Global change and interaction of earth rotation, ocean circulation and paleoclimate. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, p.77-94.
- Mörner, N.A. 1999. Sea level and climate: rapid regressions at local warm phases. **Quaternary International** 60, 75–82.
- Munsell Color. 2000. Munsell Soil Color Charts. Revised Edition. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments, New Windsor, NY.
- Oerlemans, J. 2001. Glaciers and Climate Change. **Library of Congress Cataloging-in-Publication Data**, p. 123.
- Pearson, R.G.; Dawson, T.P. 2003. Predicting the impacts of climate change on the distribution of species: are bioclimate envelope models useful? **Global Ecology and Biogeography** 12: 361–371.
- 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**, v.38, n.2, p.191-201.
- Pessenda, L.C.R.; Boulet, R.; Aravena, R.; Rosolen, V.; Gouveia, S.E.M.; Ribeiro, A.S.; Lamotte, M. 2001. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a Forest savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **Holocene**, v.11, n.2, p.250-254.

- Pessenda, L.C.R.; Camargo, P.B. 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo. **Química Nova**, v.14(2), p.98-103.
- Pessenda, L.C.R.; Gouveia, S.E.M.; Freitas, H.A.; Ribeiro, A.S.; Aravena, R.; Bendassoli, J.A.; Ledru, M.P.; Sifeddine, A.F.; Schell-Ybert, R. 2005. Isótopos do carbono e duas aplicações em estudos paleoambientais. In: Souza, C.R.G.; Suguio, K.; Oliveira, A.M.S.; Oliveira, P.E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, Editora, 382p.
- Pessenda, L.C.R.; Gomes, B.M.; Aravena, R.; Ribeiro, A.S.; Boulet, R.; Gouveia, S.E.M. 1998. The carbon isotope record in soils along a forest–cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwester Brazilian Amazon region. **The Holocene** 8: 599–603.
- Peterson, B.J.; Howarth, R.W. 1987. Sulfur, carbon and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. **Limnology and Oceanography**, Grafton, v.32, p.1195-1213.
- Pieri, L.; Bittelli, M.; Pisa, P.R. 2006. Laser diffraction, transmission electron microscopy and image analysis to evaluate a bimodal Gaussian model for particle size distribution in soils. **Geoderma** 135, 118-132.
- Plang, H.P.; Tsimplis, M.N. 1999. Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability. **Global and Planetary Change** 20, 173– 203.
- Porsani, M.J. 1981. Paleocanais, uma opção para prospecção de água subterrânea na Ilha de Marajó. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 108pp.
- Price, M.L.; Butler, L.G. 1977. Rapid visual estimation and spectrophotometric determination of tannin content of sorghum grain. **Journal of Agricultural and Food Chemistry**, 25, 1268-1273.
- Reineck, H.-E.; Singh, I.B. 1973. **Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics**. Spring-Verlag. p551.
- Rizzini, C.T. 1997. **Tratado de fitogeografia do Brasil: aspectos ecológicos, sociológicos e florísticos**. Âmbito Cultural Edições Ltda. p752.

- Rodrigues, L.C.S.; Senna, C.S.F. 2005. Pólen como bioindicador de mudanças ambientais da costa amazônica. In: CONGRESSO INTERNACIONAL PIATAM: ambiente, homem, gás e petróleo, Manaus, 1.
- Rossetti, D.F. 2008. Ambientes costeiros. In: FLORENZANO, T.G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 247-281.
- 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, p. 253-265.
- Rossetti, D.F.; Goes, A.M.; Valeriano, M.M.; Miranda, M.C.C. 2007a. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajo Island, northern Brazil. **Journal of Quaternary Science** 22, 1–15.
- Rossetti, D.F.; Valeriano, M.M.; Thales, M. 2007b. 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., Goes, A.M., Thales, M. 2008. Palaeodrainage on Marajó Island, northern Brasil, in relation to Holocene relative sea-level dynamics. *The Holocene* 18, 01–12.
- Roubik, D.W.; Moreno, J.E. 1991. **Pollen and Spores of Barro Colorado Island**. Missouri Botanical Garden. 268p.
- Rull, V.; Vegas-Vilarrùbia, T.; Espinoza, N.P. 1999. Palinological Record na early-mid Holocene mangrove in eastern Venezuela: Implications for sea-level rise and disturbance history. **Journal of Coastal Research**, Tallahassee, v. 15, n.2, p. 496-504.
- Saia, S.E.M.G. 2006. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do Estado de São Paulo). Tese de doutorado, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba.
- Schaeffer-Novelli, Y. 1995. Manguezal: Ecosistema entre a terra e o mar. (S.I): **Caribe Ecological Research**. 64 p.
- Schaeffer-Novelli, Y.; Cintrón-Molero, G.; Adaime, R.R. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the brazilian coast. **Estuaries**, 13(2): 201-218.

- Schaller, H.; Vasconcelo, D.N.; Castro, J.C. 1971. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971. São Paulo, anais. SBG, p.3: 189-202.
- Scheer, M.B. 2009. Fluxo de nutrientes pela precipitação pluviométrica em dois trechos de floresta ombrófila densa em Guaraqueçaba, Paraná. **Floresta**, v. 39, n. 1, p.117-130.
- 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**, v.1, p. 344-454.
- 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 (INPA), Manaus, Brasil. 115p.
- Sifeddine, A.; Fröhlich, F.; Fournier, M.; Martin, L.; Servant, M.; Soubiès, F.; Turcq, B.; Suguio, K.; Volkmer-Ribeiro, C. 1994. La sedimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30.000 dernières années (Carajás, Amazonie, Brésil). **Géosciences de surface**, p.1645-1652.
- Smith, B.N.; Epstein, S. 1971. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants. **Plant Physiology**, v.47, p.380-384.
- Souza Filho, P.W.M. 2000. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of the northeastern Pará State. **Revista Brasileira de Geociências**. 30, 523– 526.
- Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. **Pollen et Spores**, v.8, p.615-621.
- Suguio, K. 1973. **Introdução à Sedimentologia**. São Paulo, Edgar Blucher, EDUSP.
- Suguio, K. 2003. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgard Blücher, 400p.
- Suguio, K.; Martin, L. 1990. Geomorfologia das Restingas. **ACIESP**, v. 71, n. 2, p. 185-205, 1990. Apresentado ao 2º Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira: Estrutura, Função e Manejo. Águas de Lindóia.
- Suguio, K.; Tessler, M.G. 1984. Planícies de cordões litorâneos quaternários do Brasil: origem e nomenclatura. In: Lacerda, L.D.; Araujo, D.D.D.; Cerqueira, R. **Restingas**: origens, estruturas e processos. Niterói: CEUF, p. 15-26.

- Talbot, M.R.; Johannessen, T.A. 1992. High resolution paleoclimatic record for the last 27.500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. **Earth and Planetary Science Letters**, Oxford, v.100, p.23-37.
- Tissot, C.; Marius, C. 1992. Holocene evolution of the mangrove ecosystem in French Guiana: A palinological study. New Delhi: Wiley Eastern Limited. p.333-347.
- Tomlinson, P.B. 1986. **The botany of mangroves**. New York: Cambridge University Press, 170p.
- Thompson, D.J. 1995. The seasons, global temperature, and precession. **Science** 268, 59– 68.
- Turcq, B., Suguio, K.; Martin, L.; Flexor, J.M. 1993. Registros milenares nos sedimentos dos lagos da serra Carajás. **Ciência Hoje**, 16(93): 31 – 35.
- 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.
- Vidotto, E. 2003. Estudo da dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Quaternário tardio, empregando os isótopos do carbono no solo e das plantas. 2003. 101f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba.
- Vidotto, E. 2008. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no parque Estadual da Ilha do Carbozo – SP durante o Quaternário Tardio. Tese de Doutorado – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 210p.
- Villegas, J.M. 1994. Geologia estrutural da Bacia de Marajó. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 119p.
- Vital, H. 1988. Estudo do geossistema do Lago Ararí, Ilha do Marajó, Pará. Tese de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Belém, 106pp.
- 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. 2005. Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v.64, 685–698.

- Woodroffe, C.D. 1981. Mangrove swamp stratigraphy and Holocene transgression, grand Cayman Island, west indies. **Marine Geology** ,v.41, p.271-294.
- Woodroffe, C.D. 1992. Mangrove sediments and geomorphology In: Robertson, AI, Alongi, DM (eds) Tropical mangrove ecosystems, coastal and estuarine studies. American Geophysical Union, Washington DC, 41, 7–43.
- Zucker W.V. 1993. Tannins: does structure determine function? An ecological perspective. **The American Naturalist** 121:335–365.