UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SEDIMENTOLOGIA, ISÓTOPOS ESTÁVEIS E PALINOLOGIA DE DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS NO LESTE DA ILHA DO MARAJÓ, ESTADO DO PARÁ

MARIA CAROLINA DA CRUZ MIRANDA

Orientadora: Prof. Dr. Dilce de Fátima Rossetti

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2010

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SEDIMENTOLOGIA, ISÓTOPOS ESTÁVEIS E PALINOLOGIA DE DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS NO LESTE DA ILHA DO MARAJÓ, ESTADO DO PARÁ

MARIA CAROLINA DA CRUZ MIRANDA

Orientadora: Prof. Dr. Dilce de Fátima Rossetti

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2010

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Miranda, Maria Carolina da Cruz
Sedimentologia, Isótopos estáveis e Palinologia de depósitos Quaternários no Leste da Ilha do Marajó, Estado do Pará / Maria Carolina da Cruz Miranda – São Paulo, 2010.
214 p.: il.

Tese (Doutorado): IGc/USP
Orient.: Rossetti, Dilce de Fátima

1.Ilha de Marajó : Geologia : Quaternário 2. Ilha de Marajó : Sedimentologia 3. Ilha de Marajó : Isótopos estáveis I. Título

DEDICATÓRIA

Aos meus pais e minha irmã,

Maria Nilda, José de Oliveira Miranda e Ana Cláudia

AGRADECIMENTOS

À Universidade de São Paulo (Instituto de Geociências) e ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela infraestrutura disponibilizada

À Fundação de Amparo à pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela concessão da bolsa de doutorado (Projeto 2005/01816-8)

À Dilce Rossetti, muito além de uma orientadora

Ao Prof. Hermann Behling, pela orientação durante o período de Doutorado Sanduíche e pela acolhida e excelente convivência durante a minha estadia na Universidade de Goettingen.

Ao Prof. Paulo Eduardo de Oliveira pela orientação valiosa e precisa em palinologia e, sobretudo por sua generosidade

A Prof. Judite Garcia pelas discussões e pela receptividade no Laboratório de Geociências da Universidade de Guarulhos.

Ao Prof. Luiz Pessenda pela colaboração na parte isotópica e pelo acesso irrestrito ao Laboratório 14C do Centro de Energia Nuclear e Agricultura (CENA), durante a fase de tratamento de amostras

Aos palino-amigos Alvaro, Cláudia, Jaime, Mariah (CENA), Rosangela (UNG) e Darciléa (USP) pela ajuda no laboratório, pelo companheirismo, pelo carinho e pela amizade

Aos geo-amigos Ana Góes, Milene, Daniel (Peg) e Priscila (Xiwawa) pelas discussões científicas, pelos momentos de descontração e adrenalina no trecho Piracicaba-São Paulo

Aos colegas do Departamento de Palinologia da Universidade de Goettingen Vivian, Barbara, Corina, Lisa, Jan e Jorg, pela recepção e convivência calorosa, fundamentais para sobrevivência no inverno alemão

Às pessoas especiais e inesquecíveis que encontrei em São José dos Campos, e que tornaram leve esta caminhada: Polyana, Rosiane, Marjorie, Pedro, Claus, Helaine, Thais, Dani, Laurita, Bel, Priscila

Aos velhos amigos Gisele, Cleyton, Poliana e Elem, que embora longe fisicamente, estiveram sempre comigo em todos os momentos.

Ao meu pai, à minha mãe e à minha irmã, por todo o amor que recebo.

RESUMO

MIRANDA, M. C. C. *Sedimentologia, isótopos estáveis e palinologia de depósitos Quaternários no leste da Ilha do Marajó, Estado do Pará.* 2010. 233 f. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Análise de depósitos sedimentares quaternários da Região Amazônica é de grande interesse para a reconstituição da dinâmica de evolução de sua bacia de drenagem, bem como para subsidiar discussões relacionadas com paleoclima, nível do mar e tectônica Existem, ainda, poucos estudos dedicados a este tipo de abordagem, o que se deve, principalmente, à ausência de exposições naturais devido à baixa topografia da área. Este trabalho integra análise de fácies, datação radiogênica, e análise de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N de um testemunho de 124 m de espessura, obtido próximo ao Lago Arari, nordeste da Ilha do Marajó, Estado do Pará. Os sedimentos estudados foram depositados nos últimos 50 ka, e registram os seguintes ambientes deposicionais: canal fluvial, representado por areia maciça fina a grossa, localmente conglomerática, moderadamente selecionada e, subordinadamente, argilas laminadas plano-paralelas, arranjados em ~~vários~~ ciclos granodecrescente ascendentes com espessuras de até 8 m; bacia estuarina externa a marinho raso, consiste principalmente em argila com laminação paralela a *streaky*, intercalada com camadas heterolíticas lenticular e *wavy/flaser,* formando sucessões granocrescente ascendentes; bacia estuarina proximal, litofaciologicamente similar aos depósitos de bacia estuarina externa, tendo espessura menor (até 10 m), com estratos arranjados em ciclos granocrescente e granodecrescente ascendentes; planície de maré, formada por camadas heterolíticas dos tipos lenticular e

wavy/flaser, ~~o~~ localmente interacamadadas com pacotes de areia maciça de até 1 m de espessura, formando ciclos granodecrescentes ascendentes de até 4 m de espessura; canal estuarino, formado por sucessão com cerca de 15 m de espessura, constituída de areias finas a grossas e, secundariamente, depósitos heterolíticos, arranjados em ciclos com adelgaçamento e granodecrescência ascendentes; e laguna, representada dominantemente por argila com laminação paralela a *streaky*, intercalada a pacotes heterolíticos de até 3 m de espessura, formando ciclos granodecrescente e granocrescente ascendentes. A interpretação faciológica foi complementada por análises de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N, obtidas a partir da matéria orgânica dos sedimentos. Os valores confirmam ambiente com contribuição de diferentes fontes de matéria orgânica, como esperado em ambientes costeiros estuarinos e deltaicos sujeitos a fontes de matéria orgânica alóctones (fitoplâncton marinho, mais comumente trazidos por correntes de maré) e autóctones (fitoplâncton de água doce e matéria orgânica terrígena). Análises palinológicas foram realizadas em 108 amostras síltico-argilosas, que foram selecionadas com base em variações faciológicas. Os dados obtidos revelaram baixas concentrações de palinomorfos e frequência descontínua ao longo do testemunho estudado. Dois intervalos estratigráficos foram mais ricos em material palinológico. O primeiro compreende os 18 m superficiais do testemunho, sendo correspondente a depósitos lagunares, os quais registraram idade de até 10.000 AP. Neste intervalo, a taxa de concentração de polens ~~calculada~~ variou de 3.539,6 a 13.124,2 grãos/cm^3. O tipo polínico dominante é a *Rhizophora* (20,8%-45,0%), elemento índice de manguezais. Outros arbóreos identificados incluem *Alchornea* (1-7,8%), *Anacardiaceae* (0- 6%), *Euphorbiaciae* (0-4,9%), *Fabaceae* (1-8,2%), *Mauritia* (0-4%), *Melastomataceae* (0,8-9,8%), *Moraceae/Urticaceae* (0-5%), *Rubiaceae* (0-6%). Vegetação herbácea inclui espécies de *Amaranthaceae/Chenopodiaceae* (0-4%), *Cyperaceae* (1-20%) e *Poaceae*

(1,3-11%). O segundo intervalo localiza-se entre 77 e 93 m de profundidade e corresponde a sedimentos de ambiente de bacia estuarina proximal, de idade basal calculada em 50.795± 5.090 AP. A concentração varia de 9.095,5 a 22.688,5 grãos/ cm^3. Polens herbáceos apresentam maiores concentrações (1.330,0-7.911,6 grãos/ cm^3) do que no primeiro intervalo e, dentre este grupo, predominam os elementos de *Poaceae* (9- 26,5%). Entre os tipos arbóreos, as maiores frequências foram de *Alchornea* (0-6%), *Celtis* (0-7,1%), *Euphorbiaceae* (0-8%), Fabaceae I (tipo psilado) (1-14%), *Ilex* (0-4,1%), *Mauritia* (1-10,7%), *Malpigiaceae* (0– 7,1%), *Melastomataceae/Combretaceae* (1-10%) e *Rubiaceae* (0-7%). A análise da arquitetura estratal dos depósitos pleistocênicos tardios e holocênicos da região do Lago Arari revela que a sedimentação aconteceu dominantemente sob condições estuarinas, desenvolvolvidas ao longo de episódios de transgressão e regressão, como indicado pela natureza cíclica dos depósitos. Deposição fluvial ocorreu entre 40.950 (±590) e 50.795 ^{14}C AP, seguido de episódio de elevação do nível relativo do mar (NRM) iniciado entre 35.567 (±649) e 39.079 (±1.114) ^{14}C AP. Ampla transgressão ocorreu até 29.340 (±340) ^{14}C AP, indicado pelos depósitos de bacia estuarina externa a marinho raso, seguido de fase de declínio do NRM, que favoreceu rejuvenescimento e incisão do vale. Nova fase de elevação do NRM ocorreu por volta de 10.479 (±34) ^{14}C AP, a qual culminou com o preenchimento do vale por depósitos estuarinos. O influxo fluvial foi interrompido em torno de 10.479 (±34) ^{14}C AP, como resultado da evolução do estuário, provavelmente para uma laguna. O declínio do NRM aconteceu no final do Holoceno, que resultou em progradação costeira em direção a norte, processo este que teria culminado com a evolução da laguna para o sistema lacustre do Lago Arari atual. Apesar da influência de flutuações eustáticas, o contexto geológico permite sugerir que a tectônica regional

desempenhou papel importante na criação de espaço acomodacional para a deposição dos sedimentos pleistocênicos-holocênicos da área do entorno do Lago Arari.

Palavras-chave: Geologia do Quaternário, Lago Arari, Ilha do Marajó, Paleoambientes, Isótopos Estáveis, Palinologia, Nível Relativo do Mar

ABSTRACT

MIRANDA, M. C. C. *Sedimentologia, isótopos estáveis e palinologia de depósitos Quaternários no leste da Ilha do Marajó, Estado do Pará.* 2010. 233 f. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Analysis of Quaternary sediments in Amazonia is of great interest for reconstructing the dynamic evolution of its drainage basin, and to support discussions related to paleoclimate, sea level and tectonics. Few studies emphasize this type of approach, which is mainly due to lack of natural exposures due to the low topography of the area. This work integrates facies analysis, radiogenic dating, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ and C/N analyses of an 124 m-thick obtained in the area located near Lake Arari, northeastern Marajó Island, State of Pará. The studied sediments were deposited in the last 50 ka, and record the following depositional environments: fluvial channel, represented by massive, moderately sorted, fine- to coarse-grained, locally conglomeratic, sand, and subordinate mud with parallel lamination, which are arranged in several fining upward cycles up to 8 m thick; outer estuarine basin to shallow marine, mainly consisting of mud with parallel to streaky lamination, interbedded with lenticular and wavy/flaser heterolithic layers, forming a coarsening upward succession; inner estuarine basin, lithologically similar to the outer estuarine basin to shallow marine deposits, with smaller thickness (up to 10 m), and with layers arranged in coarsening and fining upward cycles; tidal flat, formed by lenticular and wavy/flaser heterolithic layers, which are locally interbedded with massive sand packages up to 1 m thick, forming finning upward cycles up to 4 m thick; estuarine channel, formed by a succession about 15 m thick, consisting of fine to coarse-grained sand and, secondarily, heterolithic deposits, which are arranged in both

thinning and finning upward cycles; and lagoon, represented mainly by mud with streaky to parallel laminations, which occurs interbedded with heterolithic packages up to 3 m thick, forming finning upward and coarsening upward cycles. Facies interpretation was complemented by $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ and C/N analyses obtained from sedimentary organic matter. The values confirm environments with contribution of different sources of organic matter, as expected in coastal environments such as deltas and estuaries, which are subjected to allochthonous (marine phytoplankton, most commonly carried by tidal currents) and autochthnous (phytoplankton in freshwater and terrigenous organic matter) organic matter sources. Pollen analysis was performed on 108 siltic/muddy samples, which were selected based on facies variations. The data revealed low concentrations of palynomorphs and discontinuous record along the studied sediments. Two stratigraphic intervals were richer in pollen material. The first one comprises the uppermost 18 m of the core, which corresponds to lagoon deposits, displaying ages up to 10,000 ^{14}C yr BP. In this interval, pollen concentration rates range from 3,539.6 to 13,124.2 grains/ $cm^{3.}$ The dominant pollen type is *Rhizophora* (20.8 % and 45.0%), which is a mangrove index element. Other identified pollen trees include *Alchornea* (1-7.8%), *Anacardiaceae* (0–6%), *Euphorbiaceae* (0–4.9%), *Fabaceae* (1–8.2 %), *Mauritia* (0–4%), *Melastomataceae* (0.8–9.8%), *Moraceae/Urticaceae* (0–5%), and *Rubiaceae* (0–6%). Herbaceous vegetation includes *Amaranthaceae/Chenopodiaceae* (0–4%), *Cyperaceae* (1–20%) and *Poaceae* (1.3–11%) species. The second interval is located between 77 and 93 m depth and corresponds to inner estuarine basin sediments, with basal age estimated at 50,795 ± 5090 ^{14}C yr B.P. Pollen concentration varies from 9,095.5 to 22,688.5 grains/ $cm^{3.}$ Herbaceous pollen have higher concentrations (1,330.0 to 7,911.6 grains/ cm^3) than in the first interval and, among this group, *Poaceae* (9 – 26.5%) is the dominant type.

Among tree types, the highest frequencies were *Alchornea* (0 – 16%), *Celtis* (0 – 7.1%), *Euphorbiaceae* (0 – 8%), *Fabaceae* I (psilate type) (1- 14%), Ilex (0 – 4.1%), *Mauritia* (1 – 10.7%), *Malpigiaceae* (0 – 7.1%), *Melastomataceae/Combretaceae* (1 – 10%) and *Rubiaceae* (0 – 7%). Analysis of the stratal architecture of the Late Pleistocene and Holocene deposits in Lake Arari area reveals that sedimentation took place mostly under estuarine conditions, which evolved over several episodes of transgression and regression, as indicated by the cyclical nature of the deposits. Fluvial deposition occurred between 40,950 (±590) and 50,795 ± 5090 ^{14}C yr B.P., followed by an episode of rising relative sea level started between 35,567 (±649) and 39,079 (±1,114) ^{14}C yr B.P. An overall transgression occurred from 29,340 (± 340) ^{14}C yr B.P., indicated by outer central basin to shallow marine deposits, followed by a sea level fall, which has favored rejuvenation and valley incision. New phase of elevation of RSL took place around 10,479 (±34) ^{14}C yr B.P., which culminated with estuarine valley fill. The fluvial inflow was stopped around 10,479 (±34) ^{14}C yr B.P, as a result of evolution of the estuary into a lagoon setting. A drop in RSL occurred in the late Holocene, resulting in a northward coastal progradation, a process that would have culminated with the development of the modern Lake Arari from a lagoon. Despite the influence of eustatic fluctuations, the geological context allows suggest that regional tectonics played an important role in creating sapce to accommodate Late Pleistocene-Holocene sediments of the area surrounding Lake Arari.

Key-words: Quaternary Geology, Lake Arari, Marajó Island, Paleoenvironments, Stable Isotopes, Palinology, Relative Sea Level.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de Localização da Ilha do Marajó, extremo norte do Estado do Pará, e a área de estudo nos arredores do Lago Arari. (Base cartográfica extraída de RADAMBRASIL, 1974).

Figura 2: Mapa climatológico da Ilha do Marajó, segundo classificação de Köppen (Modificado de Lima et al., 2005).

Figura 3: Mapa climatológico da Ilha do Marajó, segundo classificação de Thornthwaite (Modificado de Lima et al., 2005).

Figura 4: Mapa de precipitação pluviométrica anual (mm) da Ilha do Marajó, Estado do Pará (Compilado de Lima et al., 2005).

Figura 5: Modelo de elevação digital-SRTM da Ilha do Marajó, com localização de transecto com diferença de cotas entre o setor leste e oeste (Rossetti & Valeriano, 2007).

Figura 6: Fitofisiografias típicas da área de estudo localizada no leste da Ilha do Marajó: A e B) Cordões de mata. C) Campo limpo.

Figura 7: A) Contexto tecno-sedimentar da área, com indicação das principais bacias e lineamentos. B) Mapa geológico da Ilha do Marajó, com indicação das unidades sedimentares.

Figura 8: Síntese da litoestratigrafia do Sistema de Graben Marajó (Modificado a partir de Rossetti & Góes, 2008).

Figura 9: Intervalos de valores isotópicos característicos para os diferentes ciclos fotossintéticos presentes na natureza (Extraído de Boutton, 1996).

Figura 10: Padrão morfológico esquematizado de grão de polen (Modificado de Salgado-Laboriau, 2007).

Figura 11: Diferentes esquemas de descrição da estratificação da exina, segundo Faegri & Iversen (1950) e Erdtman (1952) (Modificado de Punt et al., 2007).

Figura 12: Aberturas utilizadas para a classificação de tipos polínicos: I- poro; II- colpo; III e IV – cólporo (Erdtman , 1952).

Figura 13: Principais classes de grãos em relação ao tipo e número de aberturas, em vistas polar e equatorial. A) Grãos bicolpados, bicolporados e biporados. B) Grãos tricolpados, tricolporados e triporados (Baseado em Erdtman, 1952).

Figura 14: Principais classes de ornamentação de polens (Baseado em. Erdtman , 1952).

Figura 15: Perfil litoestratigráfico resultante da descrição sedimentológica do testemunho de sondagem obtido na margem leste do Lago Arari.

Figura 16: Fácies Am - areia com acamaento maciço produzido por processo de homogeneização do sedimento.

Figura 17: Fácies Alp - detalhe de intervalo de areia exibindo laminação paralela.

Figura 18: Fácies Alc - areia contendo laminação cruzada de corrente.

Figura 19: Exemplos de fácies pelítico/argilosa descrita ao longo do testemunho FSM-1. A) Pelito maciço (Pm). B) Argila com laminação paralela a *streaky* (Aglp/s). C, D) Depósitos com acamamento heterolítico do tipo *wavy* /*flaser* (Hwf). E, F) Depósitos com acamamento heterolítico lenticular (Hl).

Figura 20: A-B) Perfis litoestratigráficos do furo FSM-1 nos intervalos atribuídos a ambiente de canal fluvial, com distribuição dos valores isotópicos e elementares correspondentes. C) Diagrama binário com relação entre valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Figura 21: A) Perfil litoestratigráfico do furo FSM-1 no intervalo atribuído a ambiente de bacia estuarina externa, com distribuição dos valores isotópicos e elementares correspondente. B) Diagrama binário com relação entre valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Figura 22: A, B) Intervalos estratigráficos atribuídos a ambiente de bacia estuarina interna, com distribuição dos valores isotópicos e elementares correspondentes. C) Diagrama binário com relação entre valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Figura 23: A) Intervalo litoestratigráfico da associação de fácies atribuída a ambiente de planície de maré, com distribuição dos valores isotópicos e elementares

correspondentes. B) Diagrama binário apresentando relação entre valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Figura 24: A) Perfil litoestratigráfico do furo FSM-1 atribuído a ambiente de canal estuarino e valores isotópicos e elementares correspondentes. B) Diagrama binário com relação entre valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Figura 25: A) Perfil litoestratigráfico do furo FSM-1 do intervalo atribuído a ambiente de lagunar, com distribuição dos valores isotópicos e elementares correspondentes. B) Diagrama binário com relação entre valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Figura 26: Diagrama de porcentagem contendo os *taxa* mais freqüentes no registro do intervalo atribuído a ambiente de bacia estuarina proximal.

Figura 27: Diagrama polínico por agrupamento ecológico. Dados de frequência de cada grupo são em porcentagem (barras) e os de concentração em grãos por grama de sedimento.

Figura 28: Diagrama de porcentagem contendo os *taxa* mais freqüentes no intervalo atribuído a ambiente lagunar do furo FSM-1.

Figura 29: Diagrama polínico por agrupamento ecológico. Freqüência de ocorrência de cada grupo dada em porcentagem (barras) e ~~os~~ dados de concentração expressos em grãos por grama de sedimento.

Figura 30: Exemplos de litotipos descritos ao longo do testemunho FSM-1. A) Intervalo entre 29,60-35,00 m, onde areias depositadas em canal estuarino sobrepõem argilas e depósitos heterolíticos depositados em planície de maré. Notar passagem brusca entre os ambientes deposicionais, relacionada a limite de sequência (LS) e superfície trangressiva (ST). B) Intervalo entre 57,60-65.00 m, onde depósitos de bacia estuarina interna são sobrepostos por sedimentos arenosos, argilosos e heterolíticos de bacia estuarina externa, com superfície transgressiva (ST) indicada na profundidade de 61,80 m.

Figura 31: A-F) Diagramas binários $\delta^{13}C$ e C/N representativos dos ambientes deposicionais reconhecidos na área de estudo, com interpretação de fontes de matéria orgânica baseada em intervalos típicos de diversos ambientes costeiros (Modificado de Bordovskiy, 1965a; Haines, 1976; Deines, 1980; Sherr, 1982; Schidlowski *et al*., 1983; Meyers, 1994; Peterson et al., 1994; Schleser, 1995; Tyson, 1995; Middelburg & Nieuwenhuize, 1998; Chivas et al., 2001; Raymond & Bauer, 2001; Cloern et al., 2002; Goñi et al., 2003).

Figura 32: A-H) Diagrama com representação esquemática da história da deposição quaternária na área de estudo no contexto de flutuações do NRM.

Figura 33: Perfil litoestratigráfico do intervalo correspondente aos 18 m iniciais do testemunho a partir do topo, com indicação dos padrões isotópicos registrados (COT, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, NT, C/N), porcentagens de polens arbóreos, herbáceos e esporos, e posicionamento das amostras que foram analisadas.

Figura 34: Perfil litoestratigráfico do intervalo 77–93 m do testemunho FSM-1, com indicação dos padrões isotópicos registrados (COT, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, NT, C/N), porcentagens de polens arbóreos, herbáceos e esporos, e posicionamento das amostras analisadas.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Idades radiogênicas ^{14}C do testemunho FSM-1.

Tabela 2: Litofácies sedimentares representativas dos depósitos estudados a oeste do entorno do Lago Arari.

Tabela 3: Síntese das características sedimentológicas e das fontes de matéria orgânica, com base em dados isotópicos, para cada associação de fácies, com indicação dos paleoambientais de deposição sugeridos.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMS – Accelerator Mass Spectrometer – Espectrômetro de Massa Acoplado ao celerador.

AP – Antes do Presente

CF-IRMS (*Continuos Flow Isotopic Ratio Mass Spectrometer*)

COP – Carbono orgânico particulado

COD – Carbono orgânico dissolvido

COT – Carbono orgânico total

NRM – Nível Relativo do Mar

NT – Nitrogênio total

SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*

UMG – Último Máximo Glacial

VPDB – Belemnitella Americana da Formação Pee Dee de Vienna

SUMÁRIO

RESUMO 6
ABSTRACT 10
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS 19
SUMÁRIO 20
CAPÍTULO I – *ASPECTOS INTRODUTÓRIOS* 22
1.1. APRESENTAÇÃO DA PROBLEMÁTICA 23
1.2. OBJETIVOS 26
1.3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 26
1.3.1. Localização 26
1.3.2. Clima 28
1.3.3. Geomorfologia e Topografia 31
1.3.4. Hidrografia 33
1.3.5.Vegetação 34
1.4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL 39
1.4.1. Geologia local 43
CAPÍTULO II – *FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA* 44
2.1. ISÓTOPOS ESTAVÉIS E SUA APLICAÇÃO EM ESTUDOS AMBIENTAIS .. 45
2.1.1. Ciclos fotossintéticos e fracionamento de isótopos de carbono pelas plantas.. 46
2.1.2. Isótopos de nitrogênio 49
2.1.3. Relação entre carbono e nitrogênio (C/N) 50
2.2. CONCEITOS DE PALINOLOGIA 51
2.2.1 Definição de polen e esporo 51
2.2.2 Morfologia polínica 52
2.2.3 Uso de pólen marcador exótico 57
2.3. INDICADORES CLIMÁTICOS NO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA 58
2.3.1. Indicadores Geológicos 60
2.3.2. Indicadores Paleontológicos 62
2.3.3. Indicadores Palinológicos 63
2.3.4. Outros indicadores 67
2.4. VARIAÇÕES DO NRM NA COSTA BRASILEIRA DURANTE O QUATERNÁRIO 69
CAPÍTULO III – *MATERIAIS E MÉTODOS* 74
3.1. ATIVIDADE DE CAMPO 75
3.1.1. Obtenção de testemunho de sondagem 75
3.1.1.1. Descrição preliminar 76
3.2. ATIVIDADE DE LABORATÓRIO 76
3.2.1. Abertura do testemunho e descrição faciológica 76
3.2.2. Coleta de amostras 77
3.2.3. Análise Palinológica 77
3.2.3.1. Preparação de amostras palinológicas 77
3.2.3.2. Identificação e contagem 80
3.2.3.3. Elaboração de diagramas polínicos 81
3.2.4. Análise Isotópica 82
3.2.4.1. Pré-tratamento de amostras de sedimentos para análises isotópicas e elementares 83
3.2.4.2. Isótopos estáveis 84
3.2.4.2. Datação ^{14}C via AMS 85
CAPÍTULO IV – *RESULTADOS* 87

4.1. CRONOLOGIA 88
4.2. CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA 91
4.2.1. Litofácies 94
4.2.2. Associações faciológicas e isótopos 102
Associação de fácies A: canal fluvial 102
Associação de fácies B: bacia estuarina externa 104
Associação de fácies C: bacia estuarina interna 106
Associação de fácies D: planície de maré 108
Associação de fácies E: canal estuarino 109
Associação de fácies F: laguna 111
4.3. DESCRIÇÃO PALINOLÓGICA 114
Intervalo 0 – 18 m (associação de fácies F) 114
Intervalo 33- 44 m (associação de fácies D) 118
Intervalo 44 – 60,58 m (associação de fácies B) 118
Intervalo 62,63 – 69,95 m (associação de fácies C) 119
Intervalo 77- 93 m (associação de fácies C) 119
CAPÍTULO V – *DISCUSSÕES E CONCLUSÕES* 123
5.1. PALEOAMBIENTES DE DEPOSIÇÃO 124
5.2. DINÂMICA DE VARIAÇÃO DO NRM 134
5.3. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR 138
5.4. PALEODINÂMICA DA VEGETAÇÃO 141
5.5. CONCLUSÕES 152
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 155
ANEXO I: DESCRIÇÃO DOS POLENS E ESPOROS DA ÁREA DE ESTUDO 174
ANEXO II: ESTAMPAS 188
ANEXO III: DADOS DE CONTAGEM DE POLENS 209
ANEXO IV: LEVANTAMENTO FLORISTICO 221
ANEXO V: DADOS ISOTÓPICOS 228

CAPÍTULO I – *ASPECTOS INTRODUTÓRIOS*

Este capítulo introduz aspectos conceituais que envolvem estudos de caracterização paleoambiental suportados por diferentes ferramentas, em particular, análises faciológica, isotópica e palinológica, aplicados à região Amazônica. A apresentação da problemática direciona e justifica o tipo de abordagem adotada, delimitada pelos objetivos apresentados no subitem subsequente. O item caracterização da área de estudo localiza e descreve aspectos como clima, geomorfologia e topografia, hidrografia e vegetação. A última parte deste capítulo trata da contextualização da área de estudo em relação ao arcabouço geológico local e regional.

1.1. APRESENTAÇÃO DA PROBLEMÁTICA

Os sedimentos quaternários da Amazônia brasileira necessitam, ainda, ser melhor documentados, uma vez que despertam grande interesse para a reconstrução de mudanças no ambiente físico que antecederam ao desenvolvimento da paisagem moderna. Depósitos desta idade ocorrem em subsuperfície rasa na parte oriental da Ilha do Marajó, localizada na foz do rio Amazonas.

Estudos geomorfológicos baseados em sensoriamento remoto, combinados com dados sedimentológicos de campo, revelaram que a porção leste da Ilha do Marajó esteve sob influência de um amplo sistema estuarino durante o Quaternário tardio (Rossetti et al., 2008 a,b). O entendimento da origem e evolução deste sistema paleoestuarino tem implicações na reconstrução da paleogeografia e da história de mudanças no NRM no norte do Brasil. Estudos recentes (p.e., Rossetti et al., 2007, 2008a, b) propuseram que o paleoestuário do Marajó esteve ativo até o limite Pleistoceno-Holoceno, quando houve a separação da Ilha em relação ao continente, provavelmente devido à reativação de falhas.

Além dos estudos geomorfológicos, a caracterização do paleoestuário do Marajó tem sido restrita à analise de fácies em testemunhos de sondagem, dada a escassez de afloramentos naturais na região. A utilização desse tipo de informação em reconstruções paleoambientais tem limitações devido à indisponibilidade de parâmetros como geometria e variações laterais, relevantes à análise paleoambiental.

Juntamente com modelos paleoambientais, inferência paleoclimática constitue-se em tarefa importante na análise de sedimentos quaternários de áreas amazônicas, particularmente dada a carência e natureza pontual dos dados disponíveis. Estudos isotópicos e palinológicos podem ser combinados à análise sedimentológica, a fim de alcançar este objetivo.

Diversos estudos têm demonstrado a aplicabilidade da caracterização isotópica e elementar em estudos de reconstrução paleoambiental (p.e., Thornton & Mcmanus, 1994; Ruttenberg & Göni, 1997; Andrews et al., 1998; Müller 2001; Sifeddine et al., 2001; St-Onge & Hillaire-Marcel, 2001; Westman & Hedenström, 2002; Street-Perrot et al., 2004; Wilson et al., 2005). Em especial, a identificação de fontes de matéria orgânica contida em sedimentos constitui ferramenta de grande auxílio na interpretação paleoambiental de sistemas deposicionais costeiros, onde existe mistura de fluxos continentais e marinhos (p.e., Hunt, 1970; Newman et al., 1973; Prahl et al., 1994). Adicionalmente, valores de C/N têm sido amplamente usados para distinguir tipos de matéria orgânica de origem marinha e terrestre (p.e., Prahl et al., 1980; Premuzic et al., 1982; Ishiwatari & Usaki 1987; Jasper & Gagosian 1990; Prahl et al., 1994; Silliman et al., 1996). Estudos desta natureza têm potencial de gerar dados importantes para o entendimento do padrão de oscilação do NRM no setor norte da costa brasileira e do seu relacionamento com flutuações eustáticas ou tectônicas.

Além da ferramenta isotópica, a análise palinológica auxilia em reconstituições paleoclimáticas do Quaternário em áreas continentais por meio do reconhecimento de assembléias florísticas. Estudos palinológicos de sedimentos quaternários da região norte do Brasil têm se concentrado em sucessões lacustres e costeiras (p.e., Behling et al., 2001; Behling & Costa 2001; Behling et al., 2004; Bush et al., 2004; Moreira-Turck et al., 2004; Cohen et al., 2005). Diversos dados enfocando a composição florística deste período são disponíveis (Absy et al., 1991; Hoorn, 1997; Behling & Hooghiemstra 1999; Behling & Costa, 2000; Mayle et al., 2000; Baker et al., 2001; Freitas et al., 2001; Pessenda et al., 2004), porém estes são, ainda, de caráter pontual, dificultando inferências paleoclimáticas deste período geológico. Depósitos sedimentares da Ilha do Marajó, em específico da região do Lago Arari, a exemplo de diversos outros depósitos quaternários brasileiros, podem registrar ecossistemas estabelecidos ao longo deste período. A caracterização desses sedimentos por meio da palinologia poderá contribuir para melhor compreender a origem e evolução da biodiversidade amazônica. Combinado aos estudos sedimentológicos, este tipo de enfoque representa fonte promissora de informações para o entendimento da história geológica do Quaternário da Amazônia.

A base de dados aqui apresentada se constitui no primeiro e mais completo registro de depósitos do Quaternário tardio da Amazônia brasileira já obtido. A natureza contínua do testemunho analisado fornece excelente oportunidade para o reconhecimento de ambientes sedimentares e o entendimento da evolução do sistema deposicional formado durante este período, incluindo-se discussões sobre os fatores que teriam determinado sua arquitetura estratal.

1.2. OBJETIVOS

Este projeto teve como objetivo principal reconstituir a dinâmica de paisagem no leste da Ilha do Marajó durante o Quaternário tardio, analisando sua evolução no contexto de variações do NRM, oscilações climáticas e história tectônica.

Os objetivos específicos incluiram:

1 – reconstituir paleoambientes deposicionais por meio da análise faciológica;

2 – reconhecer padrões de vegetação dominantes na área durante o período de deposição, empregando caracterização isotópica da matéria orgânica sedimentar;

3 – identificar as associações florísticas com base na análise palinológica;

4 – discutir o modelo deposicional com base na integração de dados faciológicos, isotópicos, e palinológicos.

1.3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

1.3.1. Localização

A Ilha do Marajó localiza-se no extremo norte do Estado do Pará (48º00' - 51º00 W e 0º00' - 2º00 S), onde integra o arquipélago Marajó, na foz do rio Amazonas (Figura 1). Com área de 49.000 km^2, a ilha tem como limites o Oceano Atlântico (norte), o rio Pará (sul), a Baía do Marajó (leste) e o rio Amazonas (oeste).

A área de estudo localiza-se paleoestuário estudado situa-se na região do Lago Arari, que é uma feição de configuração alongada na direção norte-sul, com área aproximada de 200 km de extensão no período chuvoso. O Lago Arari pertence ao município de Santa Cruz do Arari, localizada em sua margem leste Esta região está inserida na folha SA-22-X-8 (Soure), sendo delimitada pelas coordenadas 49º06' - 49º10' W e 0º35'- 0º46' S. O furo de sondagem enfatizado neste estudo foi obtido na

Fazenda Santa Helena, localizada a 15 km a sudoeste de Santa Cruz do Arari. O acesso à área é feito por embarcações através do rio Arari, em trajeto de aproximadamente 36 horas, desde o Porto de Icoaraci, em Belém, até o Porto da Vila Genipapo, a 15 km a sul de Santa Cruz do Arari. Alternativamente, o acesso durante os meses de estação seca é feito por balsa, a partir do Porto de Icoaraci até o Porto de Camará, no município de Salvaterra, seguindo-se deste, por via terrestre, em estradas temporárias.

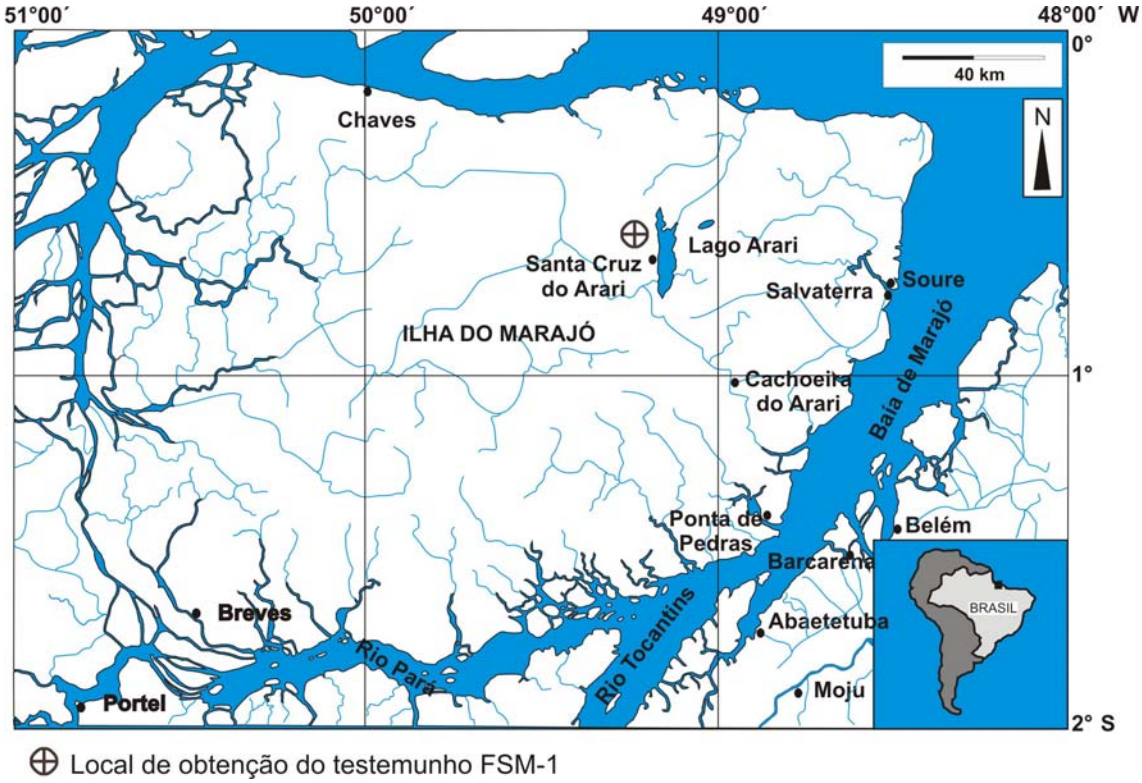


Figura 1: Mapa de Localização da Ilha do Marajó, extremo norte do Estado do Pará, e a área de estudo nos arredores do Lago Arari. (Base cartográfica extraída de RADAMBRASIL, 1974).

1.3.2. Clima

A Ilha do Marajó é caracterizada por clima tropical quente e úmido, sendo a temperatura média anual de 27°C, com valores ligeiramente mais baixos em áreas florestadas. Variações anuais e mensais de temperatura são pequenas (25 a 29°C), sendo estas mais significativas ao longo de um mesmo dia, devido à expressiva queda de temperatura no período da noite. Conforme critérios de classificação de Köppen, a Ilha do Marajó apresenta duas unidades climáticas. A primeira unidade, denominada Af, tem clima tropical úmido, com precipitação média maior ou igual 60 mm no mês mais seco. A segunda unidade, chamada Am, caracteriza-se por clima tropical úmido de monção, com precipitação excessiva durante alguns meses, o que compensa a ocorrência de um ou dois meses de precipitações baixas (Figura 2). Na classificação de Thornthewaite, que considera os índices representativos de umidade, aridez e eficiência térmica, a Ilha do Marajó enquadra-se na classe de clima úmido (B2 rA´a´), com pequena deficiência de água (B3 rA a´) e megatérmico com concentração de verão sempre inferior a 48% (B4 rA´ a´) (Figura 3).

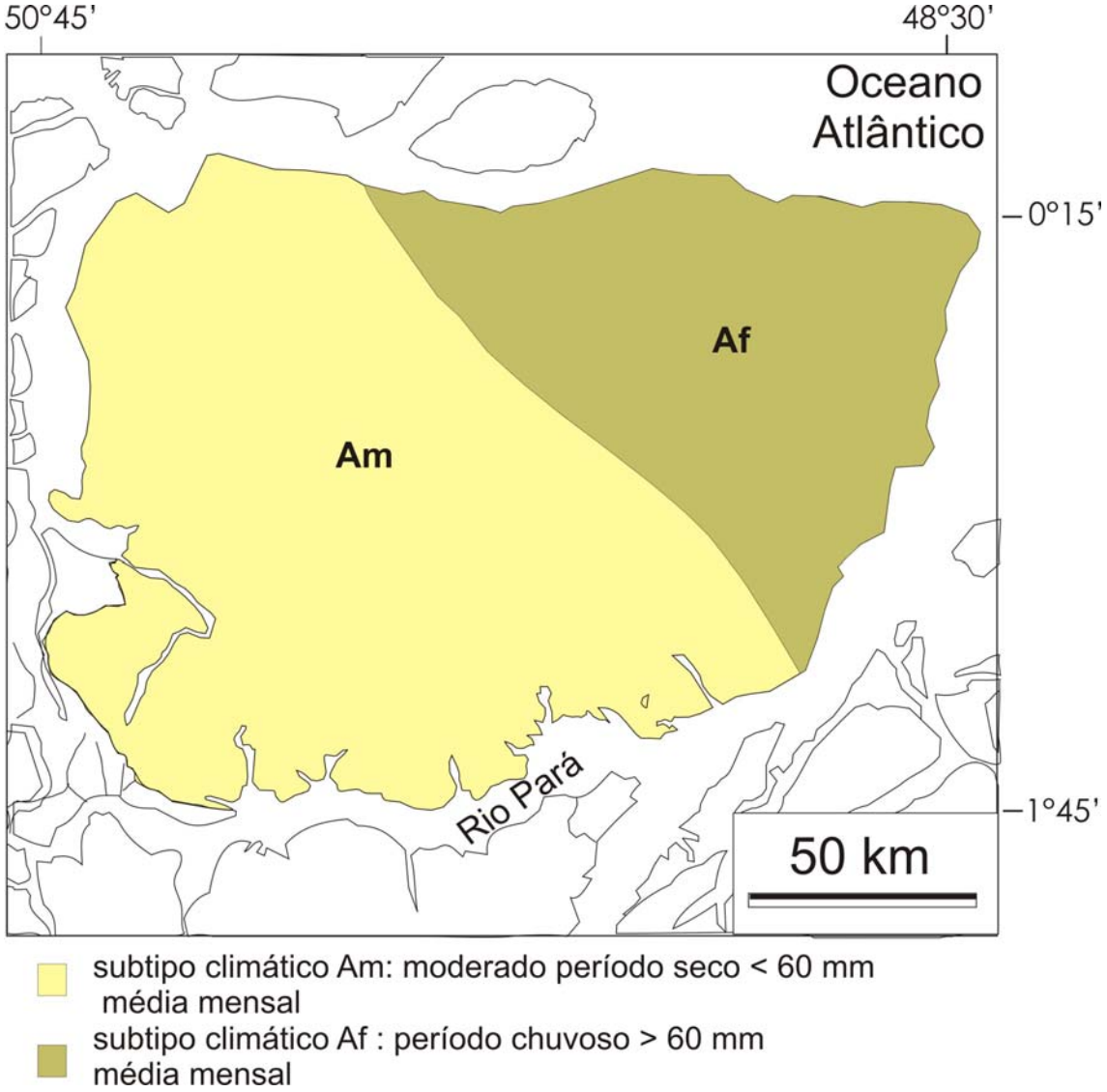


Figura 2: Mapa climatológico da Ilha do Marajó, segundo classificação de Köppen (Modificado de Lima et al., 2005).

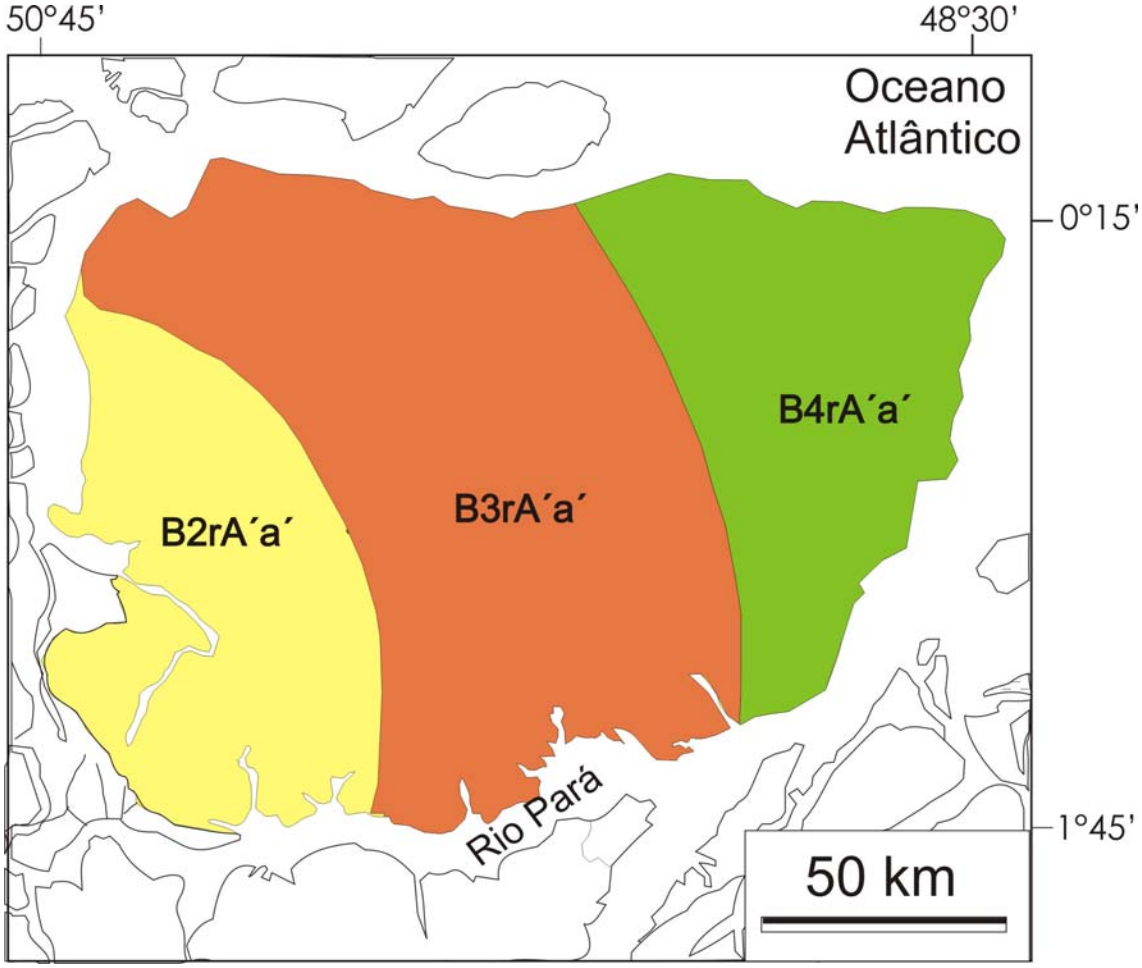


Figura 3: Mapa climatológico da Ilha do Marajó, segundo classificação de Thornthwaite (Modificado de Lima et al., 2005).

A umidade relativa é elevada ao longo de todo ano, variando entre 81% e 92 %, sendo os valores máximos registrados nas áreas de mata durante os meses com maiores precipitações. A precipitação varia de 3.100 mm na estação de Soure (leste da ilha) a 2.500 mm nas estações de Cachoeira do Arari e de Santa Cruz (centro da ilha), e 4.000 mm em áreas de floresta (oeste da ilha) (Lima et al., 2005). Períodos de menor precipitação ocorrem entre julho e novembro, e períodos mais chuvosos entre Dezembro e Junho, sendo a precipitação média anual em torno de 2.680 mm (IDESP, 1974) (Figura 4).

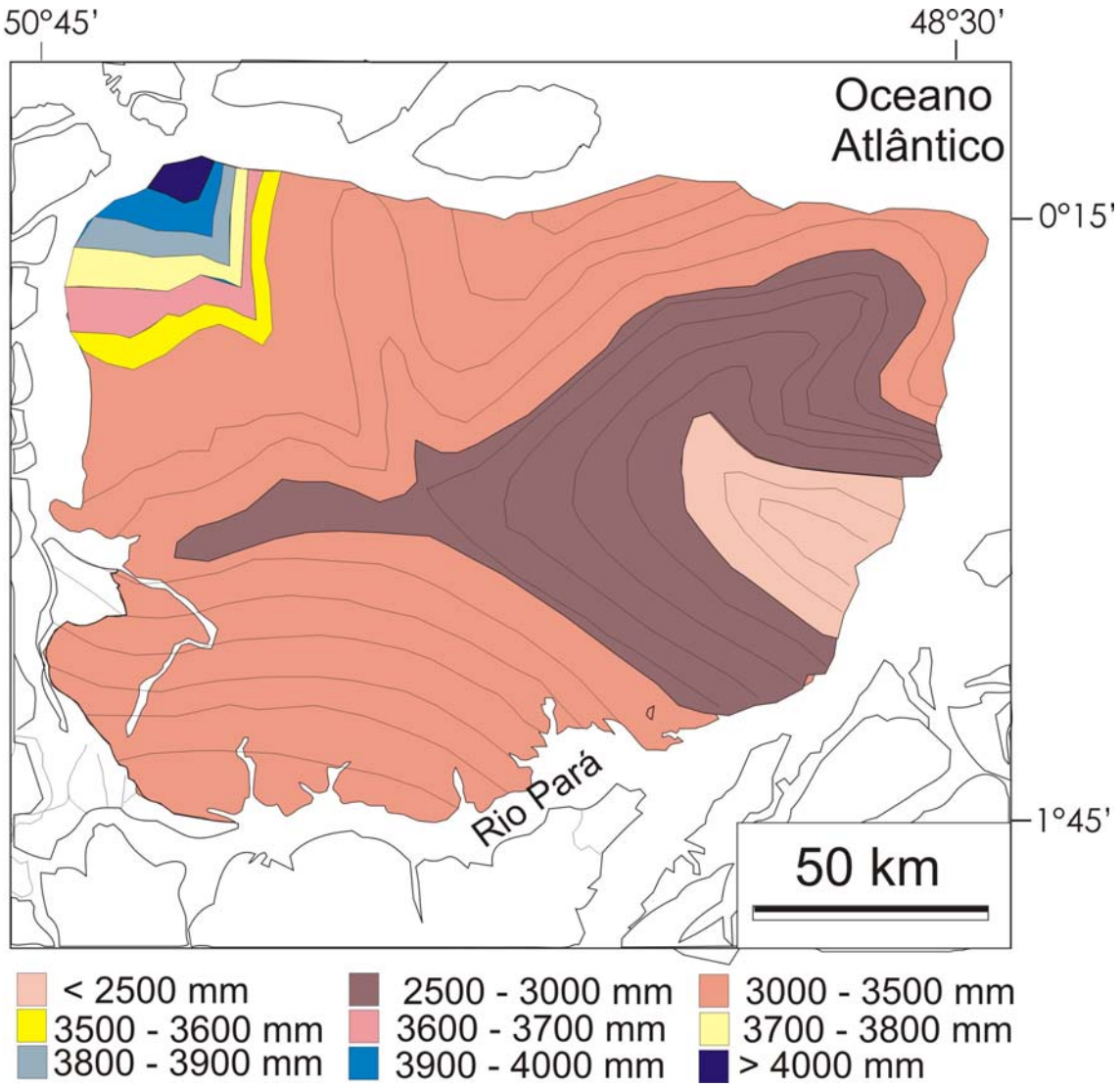


Figura 4: Mapa de precipitação pluviométrica anual (mm) da Ilha do Marajó, Estado do Pará (Compilado de Lima et al., 2005).

1.3.3. Geomorfologia e Topografia

A geomorfologia da Ilha do Marajó, segundo a proposição de Barbosa et al. (1974) é representada por duas unidades morfoestruturais: planalto rebaixado da Amazônia e planície amazônica. O planalto rebaixado da Amazônia abrange o centro sul da Ilha do Marajó, limitando-se, a leste, com a planície colmatada e, a oeste, com os baixos terraços e áreas em colmatagem. Esta unidade pertence ao domínio

morfoclimático dos planaltos amazônicos rebaixados ou dissecados, das áreas colinosas e das planícies revestidas por floresta densa. A planície Amazônica corresponde à área leste da ilha e consiste em planícies colmatadas por sedimentos holocênicos, com inúmeras lagoas sujeitas a inundações pluviais e paleocanais em forma de meandros. Este setor se insere no domínio morfoclimático das planícies inundáveis cobertas por campos.

A topografia da ilha é baixa e notadamente plana. Dados de altitudes obtidos por modelos digitais de elevação coletados pela *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) indicam, para a porção leste, valores entre 2 e 5 m (Figura 5) e, para a porção oeste, cotas médias de 12 m acima do nível do mar atual. Este contraste altitudinal reflete a topografia do terreno, combinada com a altura da cobertura vegetal. Esta é mais alta na porção oeste da ilha, dado o contraste savanas de gramíneas a leste com florestas ombrófilas a oeste (Rossetti & Valeriano, 2007).

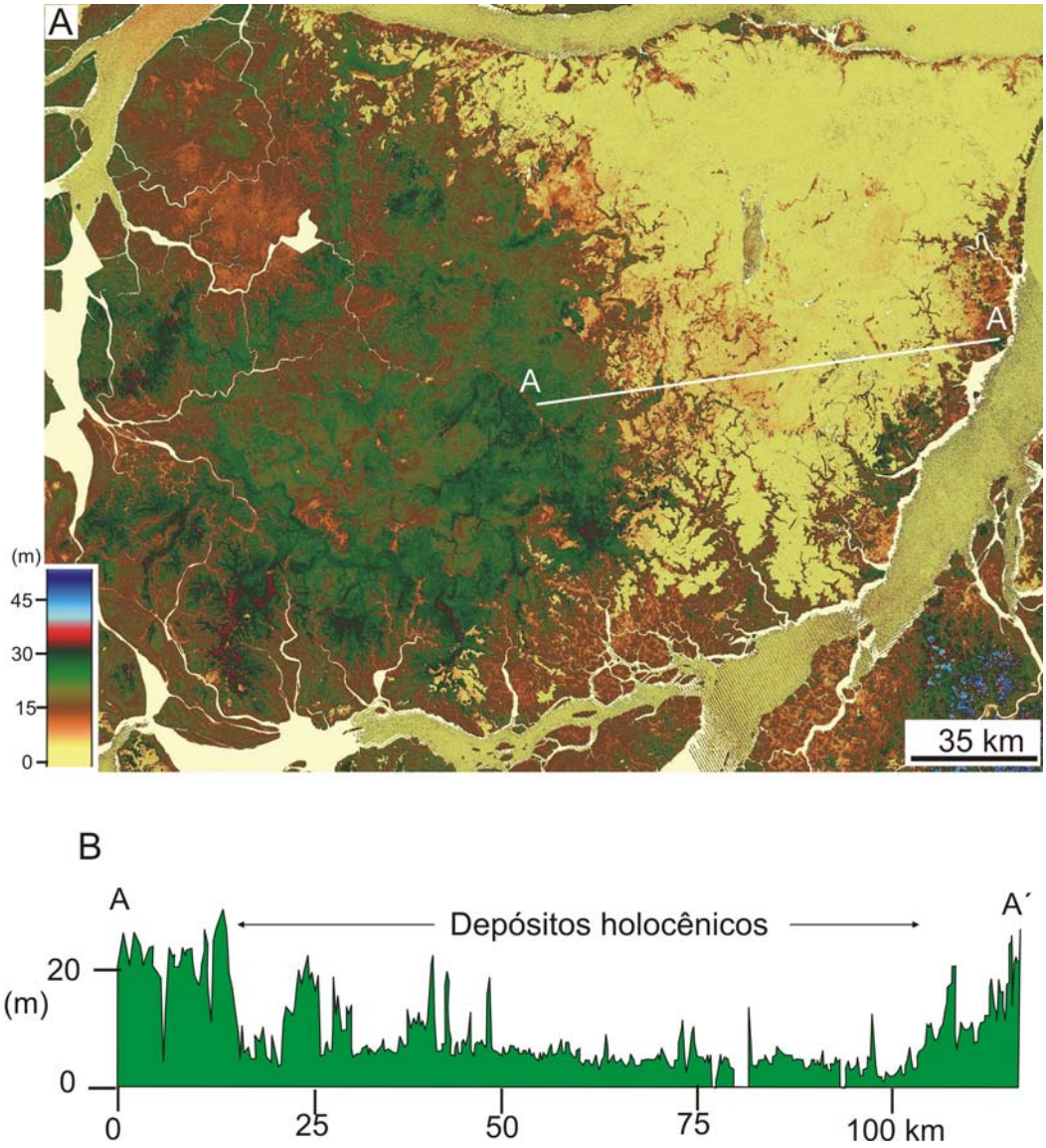


Figura 5: Modelo de elevação digital-SRTM da Ilha do Marajó, com localização de transecto com diferenças de cotas entre o setor leste e oeste (Rossetti & Valeriano, 2007).

1.3.4. Hidrografia

A Ilha do Marajó, situada em pleno estuário do Rio Amazonas, apresenta sistema hidrográfico caracterizado por dois setores. O setor ocidental possui hidrografia composta por "furos" e igarapés, que se interligam durante o período das cheias. Destacam-se, neste setor, três bacias principais: rio Anajás, rio Pracúba e rio Canaticú. O setor oriental é representado pelas bacias dos rios Arari, Paracauari, Camará e Atuá.

A bacia do rio Arari possui segmentos que drenam em direção ao Atlântico e em direção à Foz do Amazonas, sendo interligados a vários cursos d'água, tendo como feição principal, o Lago Arari.

1.3.5. Vegetação

A vegetação da Ilha do Marajó é constituída por província fitogeográfica caracterizada por predomínio de campos naturais e de florestas úmidas susceptíveis às inundações anuais durante período de chuvas (Figura 6). A área de estudo está inserida na classe de fitopaisagem tipo savana. As manchas de savana abrangem uma variedade considerável de ambientes, como campo limpo baixo, campo cerrado, campo de murundu, savana parque e cerrado *sensu stricto*. Savanas tipo campo cerrado e campo de murundu são as tipologias mais significativas, com presença de elementos característicos da flora savânica, como muricis (*Byrsonima* spp.), caimbé (*Curatella americana*), sucuúba (*Himatantus* sp.) e mangaba (*Hancornia speciosa*). A caracterização fornecida abaixo sumariza dados apresentados em Rossetti et al. (2008).

Campo natural inundável: conhecidos regionalmente como campos do Marajó, esta unidade consiste em espécies de gramíneas e ciperáceas. A maioria dos campos é inundável durante o inverno amazônico. As águas de inundação, tanto podem ser originadas do transbordamento do leito dos rios, quanto da acumulação causada pelas águas da chuva. Teso é uma denominação local para as partes mais altas dos campos, livre de inundação, onde cresce vegetação lenhosa, além da herbácea. A diversidade vegetal dos campos do Marajó é considerável, sendo registradas mais de 50 espécies de ervas, macrófitas aquáticas e ~~alguns~~ poucos arbustos. As famílias botânicas que mais contribuem para a riqueza específica e a cobertura dos campos são *Poaceae* (gramíneas), *Cyperaceae* e *Amarantaceae*. Os solos dos campos são hidromórficos, gleizados e húmicos, mal drenados e com elevado teor de argila de coloração bruno-

acinzentada. São solos de formação holocênica recente (últimos 10 mil anos), sem nenhuma estratificação ou estrutura pedológica.

Savana parque ou savana arborizada: é um tipo de savana que apresenta estrato gramíneo-herbáceo denso e verdejante, com árvores de porte razoável espalhadas. Essas árvores são espécies comuns às matas adjacentes, e incluem: jatobá (*Hymenaea parvifolia*), uchi de morcego (*Andira retusa*), tachi (*Sclerolobium paniculatum*), fava (*Vatairea* sp.), sucuúba (Himatantus articulatus), tapiririca (*Tapirira guianensis*), saboeiro (*Abarema jupunba*), sucupira (*Diplotropsis* sp.), palmeiras inajá (*Attalea maripa*), tucumã (*Astrocaryum vulgare*) e mucajá (*Acrocomia aculeata*), dentre outras espécies. A maioria dos solos das savanas-parque é do tipo gley hidromórfico pouco húmico, com pequenas manchas de podzóis. Os terrenos também são quaternários e topograficamente mais altos do que nos campos inundáveis.

Savana tipo campo cerrado: estão presentes em todo o Marajó, e se constituem no tipo característico de savanas da região, com semelhança florística e paisagistica com seus correspondentes do Brasil Central. Algumas modificações paisagísticas são verificadas entre as manchas do sul-sudeste da ilha e aquelas localizadas nas ilhas Mexiana e Caviana (N do Marajó). Nas manchas de Joanes e Camará, há maior efeito da sazonalidade e o tapete graminoso seca durante a estiagem. Nas manchas das ilhas do norte, o tapete graminoso apresenta pouco efeito da sazonalidade, e quase não fenece. As espécies mais comuns do estrato arbustivo-arbóreo destes campos cerrados são *Byrsonomia crassifolia*, *Tibouchina aspera*, *Vismia cayennensis, Curatella americana*, *Mauritia flexuosa* (nas partes mais baixas e nas veredas), mangaba (*Hancornia speciosa*), dentre outras. No estrato gramíneo-herbáceo pode-se encontrar *Andropogon leucostachyus*, *Aristida longifolia*, *Axonopus canescens*, *Bulbostylis junciformis*, *Cipura paludosa*, *Rhynchospora cephalotes*, *Curtia tenuiflora,* etc. Na parte sul, os solos

podem ser hidromórficos ou lateríticos, neste último caso em partes do terciário (Formação Barreiras). Na parte norte os solos são hidromórficos, mal drenados e argilosos.

Campo de murundu ou "mondrongo": são comuns nas áreas úmidas com savanas inundáveis. Além do Marajó, onde são denominados regionalmente de "mondrongos", ocorrem também na Ilha do Bananal (Tocantins), Pantanal (Mato Grosso), Humaitá (Amazonas) e na região do Beni (Bolívia). São campos inundáveis com pequenas irregularidades na topografia, causados por alterações feitas no perfil de solo por ninhos de cupins e formigas. Antigos ninhos formam elevações de 20 a 40 cm de desnível, suficientes para escapar do alagamento e proporcionar a colonização por espécies arbustivas, e até arbóreas. As espécies mais comuns nestas moitas são: *Borreria latifolia* (vassourinha), *Desmodium barbatum*, *Hyptis atrorubens, Tibouchina aspera*, *Clitoria racemosa* (palheteira), *Tocoyena* sp., *Vismia cayennensis* e *V. guianensis* (lacres). Os solos destes campos são fortemente gleizados, hidromórficos, mal drenados e com elevado teor de matéria orgânica, desenvolvidos em terrenos dominantemente holocênicos.

Para o caso particular do local no entorno do furo estudado, revelaram domínio de savana arbórea, com vegetação caracterizada como campo (Rossetti et al., 2009). Espécies de gramíneas associadas a espécies arbustivas dominam os campos. As famílias *Cyperaceae* e *Poaceae* constituem a quase totalidade dos elementos herbáceos característicos deste tipo de paisagem. Associadamente ocorrem espécies como *Malpighiaceae, Bignociaceae e Malvaceae*. A primeira apresenta várias espécies do gênero *Byrsonima*, entre elas *B. crassifolia, B. crassa, B. coccolobifolia* e *B. verbascifolia.*. *Bignoniaceae* apresenta espécies compostas, na maioria, por cipós. As bignoniáceas arbóreas distribuem-se tanto em savanas, quanto em florestas. No entanto

as espécies são diferentes e não co-habitam um mesmo ambiente. *Tabebuia ochracea* e *T. caraiba* são espécies de savanas, inclusive amazônicas, enquanto *T. serratifolia* e *T. impetiginosa* são grandes árvores que ocorrem nas florestas de terra firme. A família *Malvaceae*, também registrada somente nas savanas, é comum em áreas secundárias, embora seja relativamente rara em florestas fechadas, uma vez que as plantas desse grupo dependem da luminosidade.

As famílias *Asteraceae, Caesalpiniaceae, Convolvulaceae, Fabaceae* e *Mimosaceae* possuem espécies que também ocorrem em savanas, apresentando, em geral, muitas espécies com diferentes estratégias de adaptação a condições diversas.

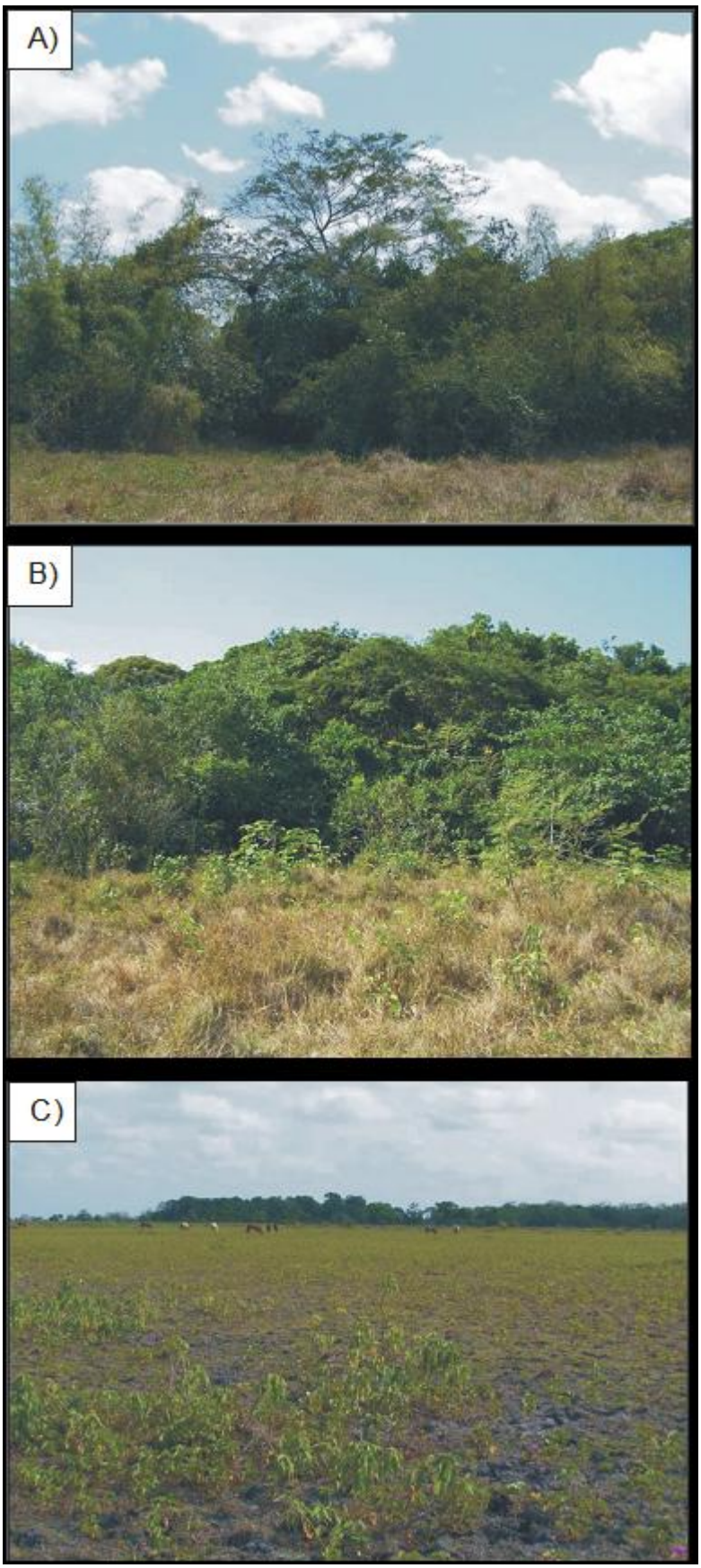
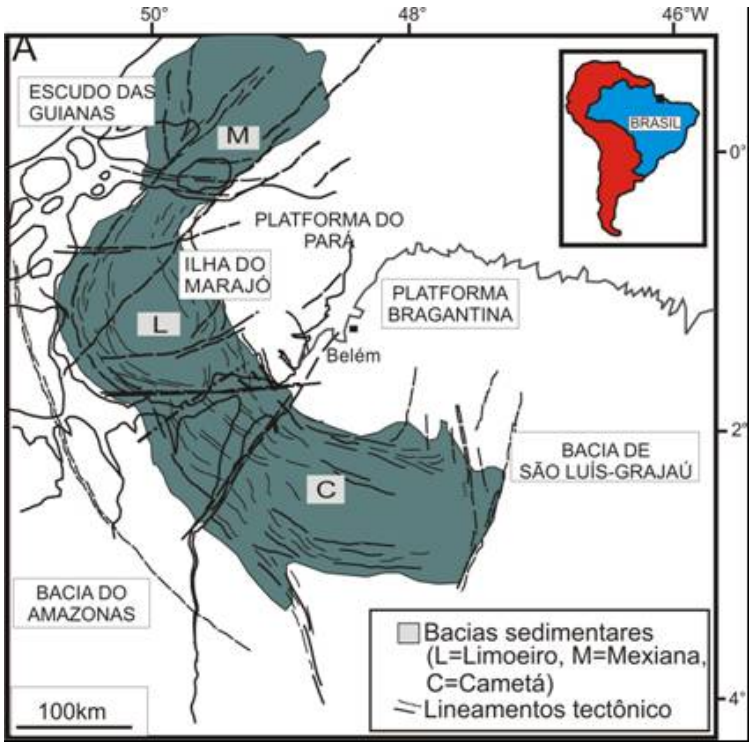


Figura 6: Fitofisiografias típicas da área de estudo, localizada no leste da Ilha do Marajó: A e B) Cordões de mata. C) Campo limpo.

1.4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A porção leste da Ilha do Marajó é, em grande parte, inserida na Plataforma do Pará (Figura 7A, B), que corresponde a uma ampla área do embasamento que permaneceu tectonicamente estável entre as bacias sedimentares. Os seus limites correspondem à Sub-bacia de Mexiana, a noroeste, Graben do Limoeiro, a sudoeste, e Bacia Pará-Maranhão, a sudeste. Esta plataforma apresenta inúmeras fossas, que são pequenas, porém profundas (até 3.500 m de profundidade) (Rezende & Ferradaes, 1971). O Lago Arari ocorre sobre uma destas depressões, que tem direção norte-sul, e se estende para norte, onde se conecta com a Bacia de Mexiana (Rossetti & Valeriano, 2006). Esta bacia faz parte do Sistema de Graben do Marajó, tendo sido formada durante o processo de estiramento crustal vinculado com a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, iniciado no final do Jurássico/início do Cretáceo (Szatmari et al., 1987).



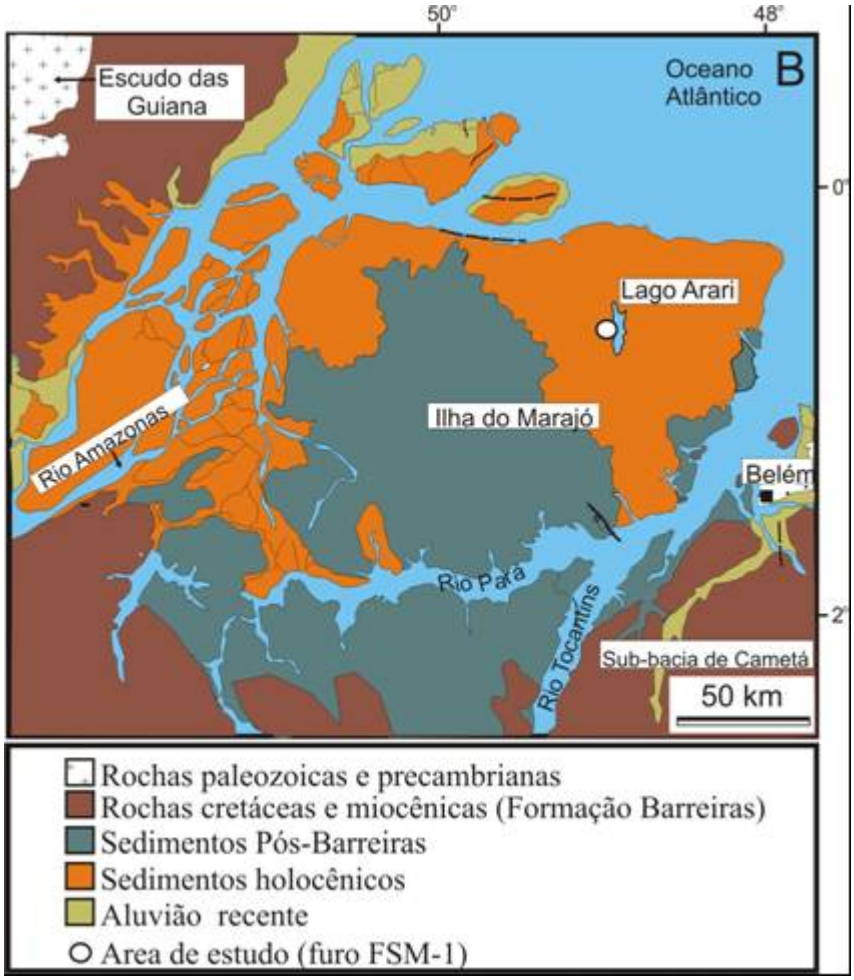


Figura 7: A) Contexto tecno-sedimentar da área, com indicação das principais bacias e lineamentos. B) Mapa geológico da Ilha do Marajó, com indicação das unidades sedimentares presentes.

O preenchimento sedimentar da Sub-Bacia de Mexiana é baseado, principalmente, em dados de subsuperficie (Galvão, 1991; Villegas, 1994), e inclui depósitos fluviais a transicionais e marinho-raso depositados do Cretáceo ao Quaternário (Villegas, 1994). Depósitos arenosos das Formações Breves/Jacarezinho (Aptiano-Cenomaniano), e argilitos siltosos da Formação Anajás (Cenomaniano) são sobrepostos por arenitos, argilitos e conglomerados da Formação Limoeiro (Neocretáceo). O Terciário é representado por mistura de depósitos siliciclásticos e carbonáticos da Formação Marajó (Paleoceno-Eoceno) e do Grupo Pará (Mioceno a Holoceno). Este engloba arenitos da Formação Tucunaré e argilitos da Formação

Pirarucu. Em superfície, esses depósitos correlacionam-se com a Formação Barreiras (Mioceno), além de depósitos denominados de Sedimentos Pós-Barreiras (Plio-Pleistoceno).

O nordeste da Ilha do Marajó é dominado por depósitos quaternários ligados à última fase de deposição da Formação Tucunaré/Pirarucu (Vital, 1988) (Figura 8). Há poucos estudos realizados nesta região, cujos raros exemplos incluem análises para reconstruções hidrodinâmicas do sistema lacustre (Vital, 1988), além de estudos geofísicos de depósitos arenosos relacionados a paleocanais, feitos visando modelos hidrogeológicos (Bemerguy, 1981; Porsani, 1981). Um estudo regional inclui a Ilha do Marajó como parte do Compartimento Estrutural Marajoara (Bemerguy, 1997), o qual compreende um conjunto de falhas normais de direção NW-SE, segmentadas por zonas de falhas dextrais NE-SW e ENE-WSW/E-W.

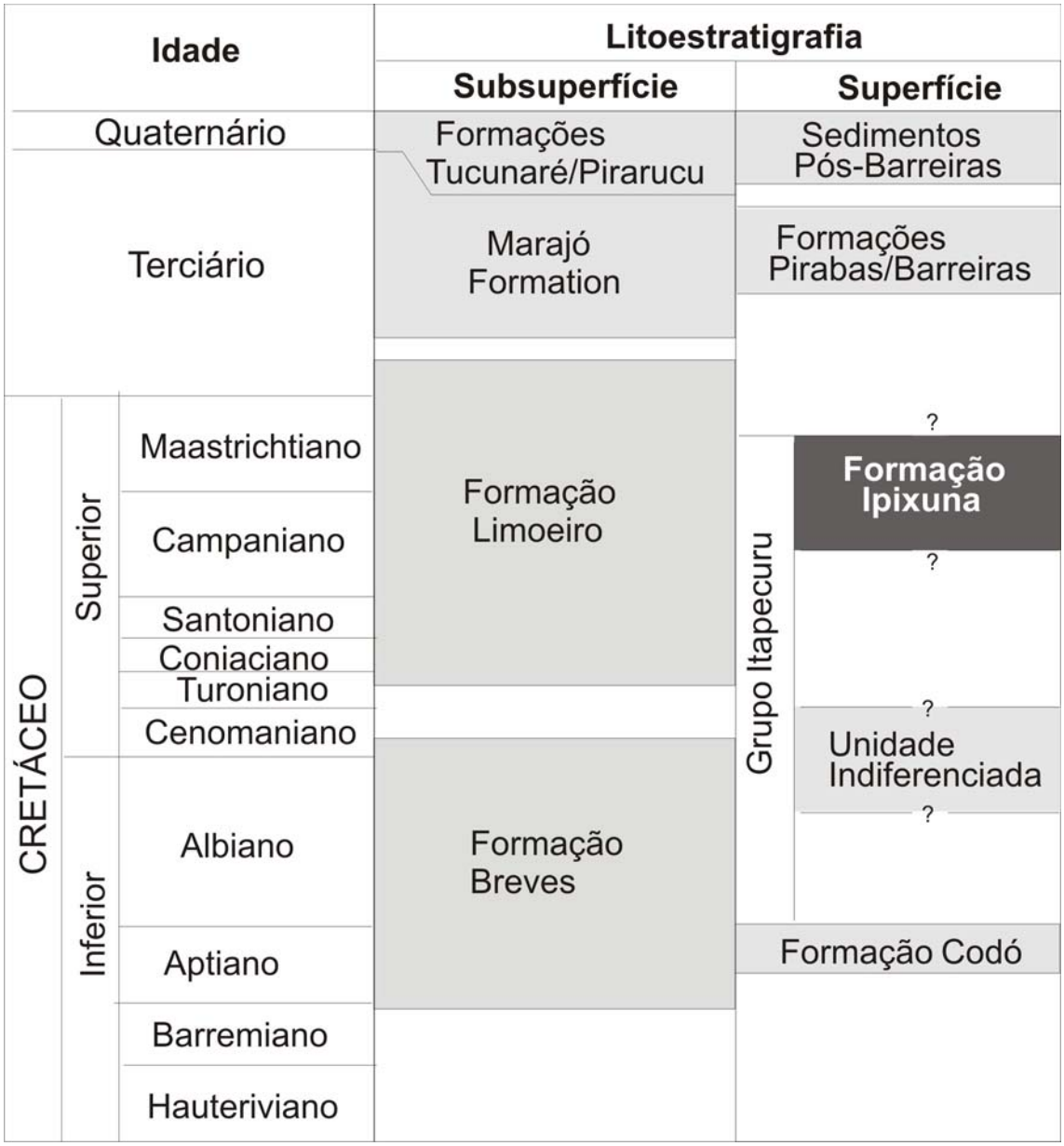


Figura 8: Síntese da litoestratigrafia do Sistema de Graben Marajó (Modificado a partir de Rossetti & Góes, 2008).

1.4.1. Geologia local

A região leste da Ilha do Marajó, onde se localiza a área do Lago Arari, está inserida na Formação Tucunaré (Vital, 1988). Entretanto, como já apresentado, os depósitos em superfície têm designações distintas dos seus equivalentes de sub-superfície, onde esta unidade corresponde temporalmente aos Sedimentos Pós-Barreiras.

Rosseti et al. (2007), por meio de estudos geomorfológicos e de sensoriamento remoto, propuseram modelo evolutivo que registra feição morfológica canalizada afunilada na região do Lago Arari, que foi relacionada a um sistema estuarino, desenvolvido no Pleistoceno Tardio a Holoceno, em decorrência de decréscimo de influxos continentais. Ainda segundo estes autores, uma complexa interação entre fatores tectônicos e mudanças no NRM teria levado à substituição deste paleoestuário por sistema lacustre de orientação norte-sul. Este corresponde ao Lago Arari, principal feição hidrológica do setor leste da Ilha do Marajó, situado paralelo à margem do paleoestuário. Associados a estas feições, são registrados inúmeros paleocanais (Bemerguy 1981; Porsani 1981; Vital, 1988; Rossetti & Valeriano 2007; Rossetti et al., 2007; Rossetti et al., 2008a). Estes últimos autores reconheceram pelo menos duas fases de desenvolvimento de paleocanais na ilha: uma caracterizada por canais largos, orientados preferencialmente para nordeste a sudeste, e a outra caracterizada por canais relativamente mais estreitos sobrepostos aos primeiros. Depósitos sedimentares relacionados aos canais mais amplos foram formados no final do Pleistoceno e início do Holoceno, enquanto que os associados com os canais estreitos foram formados durante o Holoceno tardio.

CAPÍTULO II – *FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA*

Este capítulo descreve os conceitos e fundamentos nos quais se baseiam os estudos isotópicos e palinológicos, discutindo sua aplicabilidade e eventuais limitações quando empregados em estudos de caracterização paleoambiental. Descreve-se o significado ambiental do estudo da matéria orgânica, através do qual são reconhecidos os diferentes padrões de vegetação, isotopicamente distintos entre si devido a diferentes mecanismos de fotossintese. Incluem-se conceitos de palinologia, definição de pólen e esporo e morfologia polínica. A segunda parte do capítulo sintetiza o conhecimento obtido até o presente momento sobre clima quaternário na Amazônia, baseado em dados geológicos, paleontológicos e palinológicos. A última parte corresponde à revisão de dados da literatura, que assinalam as principais variações do NRM durante o Quaternário na costa brasileira.

2.1. ISÓTOPOS ESTAVÉIS E SUA APLICAÇÃO EM ESTUDOS AMBIENTAIS

O estudo da matéria orgânica pela caracterização isotópica de sedimentos tem mostrado crescente aplicabilidade em diversos trabalhos de reconstrução paleoambiental. A matéria orgânica pode refletir condições ambientais às quais os ecossistemas passados estiveram sujeitos, uma vez que se constitui em resíduos da biota passada. O tipo de informação fornecida pela análise da matéria orgânica inclui, por exemplo, o registro da paleoprodutividade biológica, disponibilidade de nutrientes em oceanos e lagos, e paleoconcentrações de dióxido de carbono na atmosfera (Meyers, 1997). Uma vez que esses aspectos podem estar ligados a fatores climáticos, é plausível considerar que o conteúdo orgânico sedimentar tem, conseqüentemente, significado como indicador paleoclimático.

2.1.1. Ciclos fotossintéticos e fracionamento de isótopos de carbono pelas plantas

Existem três tipos de ciclos fotossintéticos entre as plantas terrestres: C_3, C_4 e CAM (ou metabolismo ácido das crassuláceas), cada uma das quais com um modelo único de discriminação dos isótopos de carbono (Figura 9).

O ciclo fotossintético C_3 é realizado por aproximadamente 85% de todas as espécies de plantas da superfície terrestre, incluindo ecossistemas de regiões boreais até tropicais. Plantas com este ciclo fotossintético incluem, dominantemente, vegetação arbórea, além de algumas espécies de gramíneas que se desenvolvem em regiões úmidas. Plantas do ciclo fotossintético C_3 reduzem o CO_2 a 3-PGA (um composto de 3 C) via enzima RuBisCO (ribulose bifosfato carboxilase/oxigenase).

As plantas do ciclo C_4 são representadas, predominantemente, por gramíneas de origem tropical e subtropical, compreendendo somente 5% de todas as espécies de plantas. Cerca de 17% da superfície terrestre é coberta por plantas C_4, que constituem vegetação das savanas, pântanos, mangues (salinos) e pastagens naturais; 20-30% da fotossíntese global é devida às plantas C_4. As plantas C_4 reduzem o CO_2 a ácido aspártico ou málico (compostos de 4 C) através da enzima fosfoenolpiruvato carboxilase (PEP-case). Uma característica anatômica das plantas C_4 é a presença de um anel de células que circundam os feixes vasculares, a bainha vascular. As plantas C_4 discriminam menos o ^{13}C e possuem maiores valores de $\delta^{13}C$ (‰) que as plantas C_3 (valores menos negativos).

Um terceiro modo de fixação é a fotossíntese denominada CAM, ou seja, ocorre a fixação de carbono pelo mecanismo ácido-crassuláceo, que aumenta a eficiência na utilização de água através da abertura de estômatos, para absorção de CO_2 apenas à noite. Nestas plantas, os ácidos málico e isocítrico acumulam-se durante a noite, sendo novamente convertidos em gás carbônico na presença de luz.

Este processo é claramente favorável em condições de alta luminosidade e escassez de água. Estas plantas dependem muito deste processo, pelo fato de seus estômatos estarem fechados durante o dia, a fim de evitar perda de água. As células estomáticas são as únicas epidérmicas que fazem fotossíntese e produzem glicose. As espécies CAM estão distribuídas em 30 famílias e as mais representativas são: *Crassulaceae, Euphorbiaceae, Orchidaceae, Bromeliaceae, Cactaceae.*

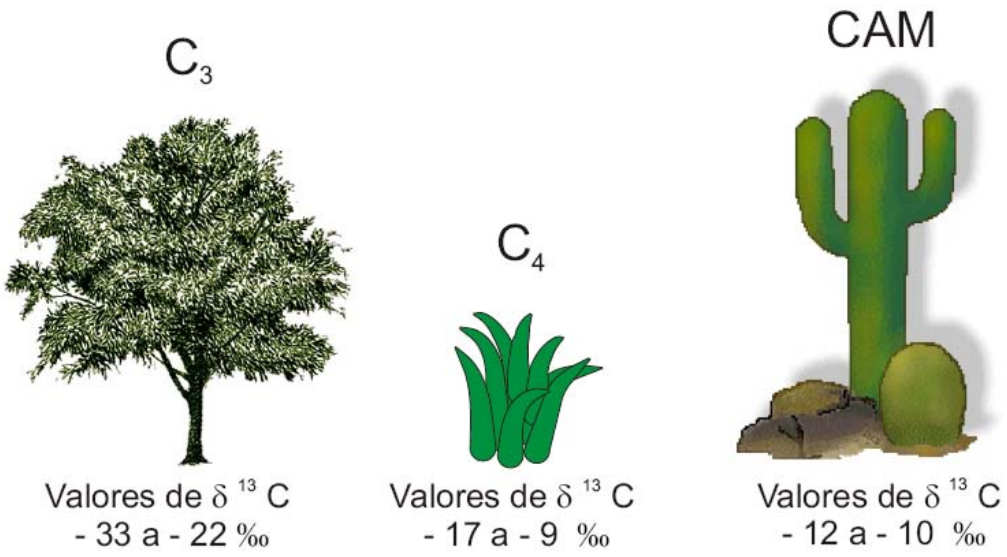


Figura 9: Intervalos de valores isotópicos característicos para os diferentes ciclos fotossintéticos presentes na natureza (Modificado de Boutton, 1996).

Isótopos estáveis de carbono ocorrem naturalmente em proporções distintas. O ^{12}C representa 98,89% de todo o carbono encontrado na natureza, enquanto a abundância do ^{13}C é de apenas 1,11%. A distribuição natural dos isótopos estáveis de carbono (^{13}C e ^{12}C) em diferentes componentes do ambiente revela substancial variação na razão desses dois isótopos. A razão dos isótopos de carbono da maioria dos materiais

naturais de interesse biológico varia aproximadamente entre 0 e 110‰ em relação ao padrão VPDB (*Belemnitella Americana* da Formação Pee Dee de Vienna ($\delta^{13}C$ ‰). Essa variação resulta de reações físico-químicas e/ou biológicas, possibilitando, deste modo, a discriminação de um dos isótopos. Esse processo de discriminação isotópica é chamado de fracionamento isotópico, o qual pode ser resumido como enriquecimento ou empobrecimento do isótopo pesado em relação à sua fonte.

Medidas da composição isotópica do carbono vêm sendo utilizadas na discriminação entre tipos de matéria orgânica presente nos sedimentos, se de origem terrestre ou marinha e, também, para distinguir entre tipos de plantas terrestres (Meyers, 1997). Utiliza-se o princípio do fracionamento isotópico pelas plantas de diferentes ciclos fotossintéticos (C_3 e C_4), sendo os valores de $\delta^{13}C$ representativos do registro da dinâmica de assimilação de carbono durante a fotossíntese (p.e., Hayes, 1993). Assim, vegetação com padrão fotossintético C_3 ($\delta^{13}C$= -33,0‰ a –23,0‰) é isotopicamente diferente daquela com padrão C_4 ($\delta^{13}C$= -15,0 ‰ a –9,0‰) (Deines, 1980) (Figura 9). Os valores do $\delta^{13}C$ de plantas com ciclo fotossintético CAM variam de –10‰ a –28‰.

A assinatura isotópica da matéria orgânica continental é composta por troca entre o carbono incorporado bioquimicamente ($\delta^{13}C$ = -20,0‰, em plantas C_3; $\delta^{13}C$ = -7,0‰, em plantas C_4) e o carbono inorgânico disponível na atmosfera ($\delta^{13}C$= -7,0‰). Isto resulta em valor médio de –27,0‰ e –14,0‰ para plantas terrestres C_3 e C_4, respectivamente (O´Leary, 1988). No caso de ambiente marinho, a fonte de carbono inorgânico para as algas é o bicarbonato dissolvido, o qual tem valor típico de $\delta^{13}C$ de aproximadamente 0‰. Assim, a matéria orgânica de origem marinha terá um valor isotópico entre –20 e –22‰ (Meyers, 1994). Essa diferença entre os valores atribuídos

para plantas C_3 e algas marinhas constitui uma base confiável na determinação da fonte e distribuição da matéria orgânica em sedimentos costeiros (p.e., Hunt 1970; Newman et al., 1973; Prahl et al., 1994).

2.1.2. Isótopos de nitrogênio

Isótopos estáveis de nitrogênio ocorrem naturalmente em proporções semelhantes às de isótopos de carbono. O ^{14}N representa 99,63% do total encontrado na natureza, enquanto ^{15}N corresponde apenas a 0,37%. O nitrogênio está presente na biosfera, em maior parte, na forma de gás N_2 atmosférico. Esse reservatório é bem homogeneizado, com composição isotópica essencialmente constante a 0‰. O nitrogênio orgânico ocorre abundantemente em plantas não vasculares (como por exemplo, fitoplâncton e bactérias) e em baixos níveis em componentes dominantes de plantas terrestres vasculares, como por exemplo, lignina e celulose.

Os isótopos estáveis de nitrogênio são, geralmente, menos utilizados em estudos paleoambientais do que os isótopos do carbono, devido à maior complexidade do ciclo do nitrogênio. O seu sinal isotópico original está sujeito a significativas modificações provocadas por transformação biogênica e reciclagem de nitrogênio particulado e dissolvido. Os principais processos biogeoquímicos modificadores do valor de $\delta^{15}N$ incluem amonificação, nitrificação, dentrificação, redução dissimilatória de nitrato e assimilação de nutrientes (Owens, 1987).

Outro fator limitante é a pequena discriminação isotópica observada na natureza (Boutton, 1996), decorrente do baixo potencial de reação do ponto de vista químico. Apenas certas bactérias e algas azuis possuem a capacidade altamente especializada de assimilar nitrogênio da atmosfera e convertê-lo em forma que pode ser usada pelas células.

Medidas de $\delta^{15}N$ são adicionalmente usadas para diferenciar entre matéria orgânica derivada de plantas terrestres e algas (Meyers 1997) ou, ainda, entre origem autóctone ou alóctonea. A distinção é baseada em diferentes composições isotópicas das fontes de nitrogênio inorgânico em plantas terrestres e aquáticas. Nitrato dissolvido apresenta uma variação isotópica entre +7,00‰ to +10,0‰, enquanto que o N_2 atmosférico tem $\delta^{15}N$ em torno de 0‰. Com isto, podem-se relacionar os primeiros valores com plantas aquáticas, e os últimos com plantas terrestres. No entanto, a assinatura isotópica do nitrogênio está sujeita a modificações significativas provocadas por transformação biogênica e reciclagem de nitrogênio particulado e dissolvido.

2.1.3. Relação entre carbono e nitrogênio (C/N)

Além dos isótopos de C e N, a razão elementar entre estes elementos tem sido amplamente usada para distinguir entre matéria orgânica derivada de algas e plantas terrestres (p.e., Prahl et al., 1980; Premuzic et al., 1982; Ishiwatari & Usaki, 1987; Jasper & Gagosian, 1990; Prahl et al., 1994; Silliman et al., 1996). As classes usualmente adotadas para C/N atribuem intervalo entre 6 e 9 para fonte marinha e valores acima de 12 para plantas terrestres (Bordovskiy 1965; Prahl et al., 1980; Thornton & McManus 1994; Tyson, 1995; Wilson et al., 2005). Esta classificação é baseada nos seguintes aspectos: ausência de celulose em algas e abundância em plantas vasculares, e elevadas concentrações de nitrogênio através da fixação por algas (Meyers, 1997; Wilson et al., 2005).

2.2. CONCEITOS DE PALINOLOGIA

O termo palinologia foi adotado, pela primeira vez, por Hyde & Williams (1945) para nomear a ciência que estuda os palinomorfos (i.e., pólen de Angiospermas e Gimnospermas, esporos de pteridófitas, algas, cistos de algas, dinoflagelados, foraminíferos, acritarcos, além de partículas de carvão) fósseis e atuais (frescos ou de herbário), sua dispersão e aplicações. Pode ser aplicada a vários outros campos do conhecimento, como paleoecologia, bioestratigrafia, sistemática vegetal e arqueologia (Salgado-Laboriau, 1973, 1984, 2001; Faegri & Iversen, 1989).

Grãos de polens e esporos preservados nos sedimentos constituem-se em importante ferramenta em muitos estudos de reconstituição de ambientes quaternários. Este tipo de análise permite relacionar polens e esporos com sua origem vegetacional (Blasco, 1984). O registro palinológico preservado em lagos, manguezais, estuários, entre outros ambientes, reflete mudanças ecológicas locais e/ou regionais da vegetação, que têm sido relacionadas, principalmente, a mudanças climáticas (Bradley, 1999).

2.2.1 Definição de polen e esporo

As fanerógamas, também chamadas de espermatófitas (Spermatophyta), representam o grupo de plantas vasculares que produzem sementes. São plantas de corpo diferenciado em raiz, caule e folhas, com sistema vascular composto por xilema e floema, e com alternância de gerações especiais. Assim, o indivíduo originado a partir do embrião (esporófito diplóide) tem desenvolvimento completo e produz dois tipos de esporos, o micrósporo (masculino) e o megásporo (feminino), os quais originam os gametófitos. Estes consistem em microgametófito (grãos de pólen) e megagametófito (saco embrionário).

As espermatófitas eram tradicionalmente divididas em: gimnospermas (plantas com sementes nuas ou sem flores verdadeiras como, por exemplo, os pinheiros) e angiospermas (plantas que produzem flores, como por exemplo, roseira, palmeira, girassol e cacto). Classificações científicas atuais organizam as espermatófitas em cinco divisões: Gnetophyta (gêneros *Gnetum*, *Welwitschia* e *Ephedra*), Cycadophyta (cicadáceas), Ginkgophyta (o ginkgo), Pinophyta (coníferas como o pinheiro) e Magnoliophyta (angiospermas).

Grãos de pólen (microgametófitos) são estruturas microscópicas das fanerógamas que transportam a célula reprodutora masculina, portanto estão diretamente relacionados com a reprodução e a perpetuação da espécie. Eles são formados por dois processos independentes: a microsporogênese (formação dos micrósporos dentro do microsporângio ou saco polínico da antera), e a microgametogênese (desenvolvimento do microgametófito, o grão de pólen maduro, até o estágio de três células).

Esporos são células haplóides das plantas pteridófitas e briófitas geradas por divisões celulares de plantas mães diplóides. Representam o estágio independente do ciclo de vida dessas plantas, no qual gametas são eventualmente produzidos por mitose A união destes forma o zigoto, que se desenvolve em esporófito diplóide, isto é, a planta adulta das pteridófitas (Colinvaux et al., 1999)

2.2.2 Morfologia polínica

O estudo dos grãos de pólen baseia-se, principalmente, na observação das características morfológicas destes e na comparação destas com as de outros grãos de pólen (Figura 10). Alguns caracteres morfológicos constituem-se em propriedades diagnósticas na sua identificação. Dentre as principais feições a serem observadas destacam-se: forma, quantidade e tipos de abertura, estrutura e escultura da parede, e unidade polínica.

A parede do grão de pólen é constituída, basicamente, por duas camadas, a intina (interna, constituída de celulose) e a exina (externa, constituída por esporopolenina) (Figura 11). Ao microscópio óptico, a exina pode ser subdividida em outras duas camadas: nexina, camada interna e homogênea; e sexina, camada externa com elementos de diferentes formas geométricas, que formam os detalhes da estrutura da parede e determinam o padrão de escultura do pólen (Figura 11).

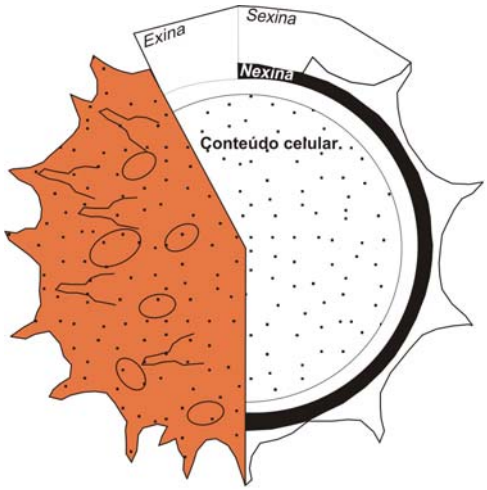


Figura 10: Padrão morfológico esquematizado de grão de polen (Modificado de Salgado-Laboriau, 2007).

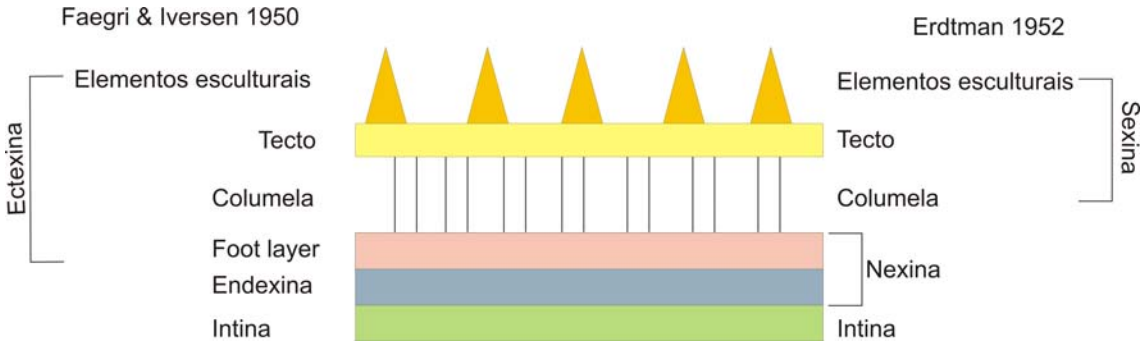


Figura 11: Diferentes esquemas de descrição da estratificação da exina, segundo Faegri & Iversen (1950) e Erdtman (1952) (Modificado de Punt et al., 2007).

A classificação quanto à forma é baseada na relação entre o eixo polar e o diâmetro equatorial do grão (Erdtman, 1952). São denominados grãos de pólen não-fixiformes aqueles que não possuem forma definida (como ocorre em angiospermas marinhas) e fixiforme aqueles que possuem forma polínica definida. O tamanho do grão pode ser pouco significativo como propriedade diagnóstica, pois é um caráter instável, que pode, inclusive, ser modificado durante a preparação das amostras (Melhen & Matos, 1972)

A determinação do número, tipo e posição das aberturas é de grande importância na identificação de tipos polínicos. Os três tipos básicos são denominados poro (abertura arredondada a elíptica), colpo (invaginação germinal) e cólporo (associação dos dois primeiros tipos) (Figura 12).

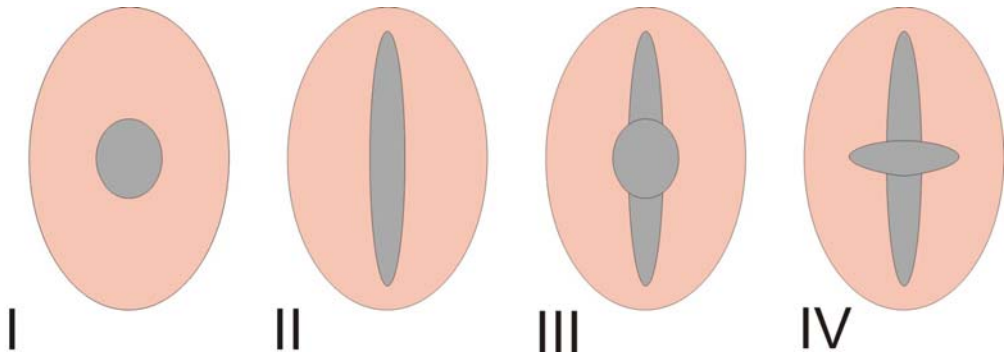


Figura 12: Aberturas utilizadas para a classificação de tipos polínicos: I- poro; II- colpo; III e IV – cólporo (Erdtman, 1952).

A nomenclatura usada para a classificação quanto ao tipo e número de abertura é feita com o uso dos prefixos *mono, di* ou *bi, tri, tetra, penta* e *hexa*, para grãos com, respectivamente, uma a seis aberturas (Figura 13). Para grãos com número de aberturas superior a seis é utilizado o prefixo *poli*.

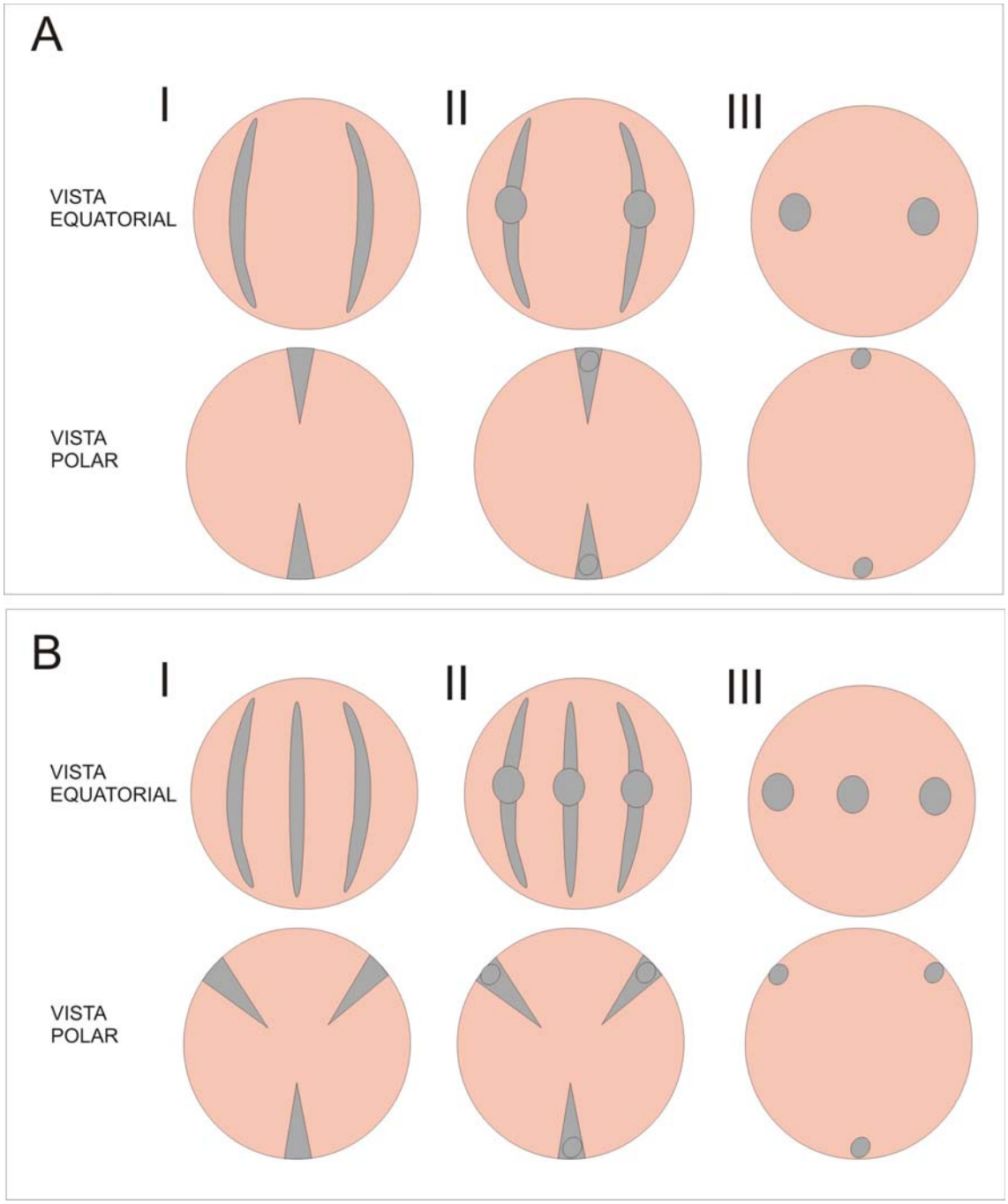


Figura 13: Principais classes de grãos em relação ao tipo e número de aberturas, em vistas polar e equatorial. A) Grãos bicolpados, bicolporados e biporados. B) Grãos tricolpados, tricolporados e triporados (Baseado em Erdtman, 1952).

Com relação às características ornamentais ou esculturais exibidas pelos polens, existem variações (Figura 14). A maior parte das ornamentações pode ser negativa ou positiva. Ornamentação negativa é aquela onde as estruturas ocorrem na parte interior

da exina, em oposição às estruturas positivas, que se localizam sobre a superfície da parede celular (Colinvaux et al., 1999). As categorias negativas incluem três classes: perforada, com teto microperforado contendo pequenas cavidades menores que 1 µm de diâmetro; foveolada, com depressões no teto maiores que 1 µm guardando entre si distância maior que 1 µm; e fossulada, com sulcos alongados e irregulares. Categorias positivas correspondem a: escabrada, ornamentada por grânulos de sexina menores que 1 µm de altura; verrucada, composta por elementos não pontiagudos, semelhantes a verrugas, geralmente com diâmetro maior que 1 µm; baculada, provida de báculos, que são pequenos bastonetes da sexina dispostos radialmente; pilada, com pequenos processos de sexina, constituídos de cabeça mais ou menos espessada e colo semelhante a bastão (pilo); espinhosa, com espinhos com altura igual ou superior a 1 µm; estriada, com depressões estreitas, mais ou menos paralelas, separadas por arestas; rugulada, formada por elementos alongados, gerando padrão escultural intermediário entre a categoria estriada e a reticulada (Iversen & Troels-Smith, 1950); e reticulada, em forma de malha, constituída de cavidades chamadas lumens, que são cercadas de elementos mais estreitos que os lumens (Punt et al., 1994; Kremp, 1965).

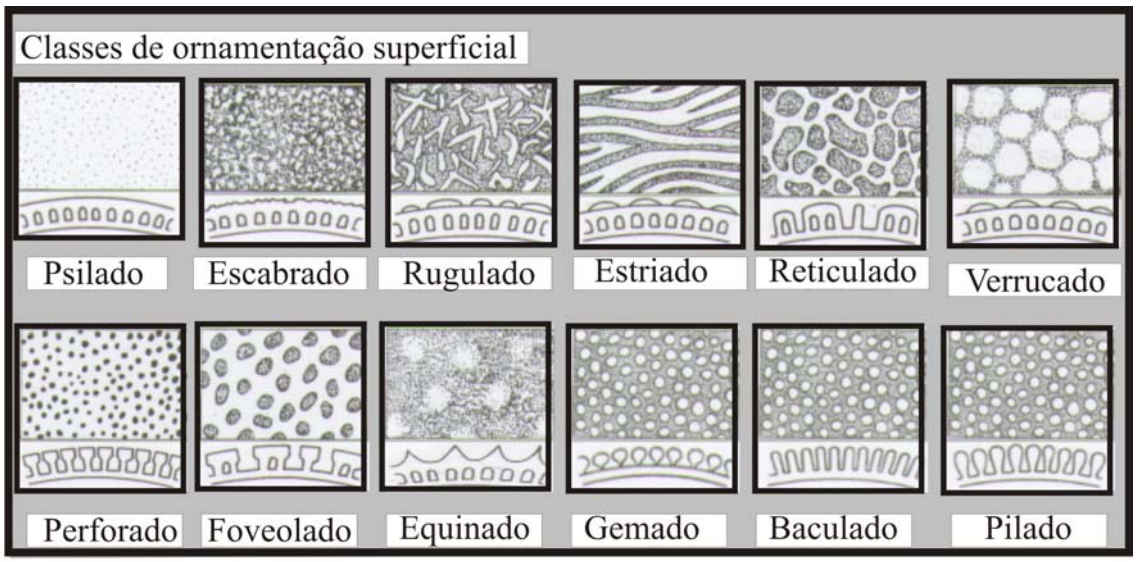


Figura 14: Principais classes de ornamentação de polens (Baseado em Erdtman, 1952).

Além das classificações acima mencionadas, grãos de pólen, quando maduros, podem estar isolados em mônades (sozinhos), ou agrupados em díades (dois grãos de pólen juntos), tétrades (quatro grãos juntos), políades (mais de quatro grãos), mássulas (massa de grãos) ou polínias. Essas unidades polínicas podem identificar famílias, gêneros e até espécies de plantas. Walker & Doyle (1975) acreditam que as tétrades representam um caráter avançado sobre os grãos de pólen isolados; as políades representam um grau mais avançado que tétrades, mas não podemos esquecer que políades podem originar tétrades e mônades.

2.2.3 Uso de pólen marcador exótico

A técnica de adição de um marcador exótico é amplamente utilizada pelos palinólogos para o calculo da concentração total de grãos de pólen presente no volume de amostra processado, a qual é expressa em grãos/cm^3. Marcadores mais comumente utilizados consistem em preparações de pólen de eucalipto ou esporos de *Lycopodium* (Stockmarr, 1971).

Segundo Colinvaux et al. *(*1999), o uso do pólen de eucalipto em sedimentos amazônicos pode ser questionável, em função de sua similaridade morfológica com alguns membros da família *Myrtaceae,* que são táxons importantes na composição florística da Amazônia. Nesse contexto, o uso do esporo de *Lycopodium* seria o mais adequado, pois a ocorrência natural de espécies do grupo dá-se em baixa quantidade. Portanto, o efeito da presença de esporos nativos deste esporo na soma dos elementos exóticos pode ser considerado desprezível.

O *Lycopodium* para esta finalidade é produzido comercialmente na forma de pastilhas, cujas concentrações são previamente determinadas. Estas pastilhas devem ser

adicionadas ao volume inicial da amostra a ser processada. A quantidade a ser adicionada por amostra ainda não é de consenso, sendo que alguns protocolos optam pela adição de até 4 pastilhas por amostra, enquanto outros limitam a utilização a apenas 1 pastilha por amostra. Como será descrito no capítulo subseqüente, neste trabalho optou-se pela adição de 1 pastilha para cada amostra, seguindo rotina adotada pelo laboratório usado, cujo resultado ao final dos processamentos foi satisfatório.

2.3. INDICADORES CLIMÁTICOS NO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA

O conhecimento obtido até o momento acerca da evolução climática na Amazônia durante o Quaternário é fundamentado, dominantemente, por dados relacionados a mudanças de vegetação durante o Pleistoceno e Holoceno. Vários trabalhos conduzidos nas regiões costeiras do Norte do Brasil (p.e., Behling & Costa 2000, 2001; Behling et al., 2001, 2004; Behling, 2002; Costa et al., 2004; Cohen et al., 2005a,b; Vedel et al., 2006) consideram elevações no nível do mar como o principal fator controlador de mudanças de vegetação em áreas costeiras. Mudanças no regime de precipitação anual também são consideradas relevantes para explicar flutuações da vegetação. As variações das taxas anuais de precipitação são diretamente relacionadas a condições mais secas que as atuais, atribuídas ao Holoceno inicial, e de maior umidade durante o Holoceno tardio. Estas proposições têm sido quase que invariavelmente aferidas a partir de estudos palinológicos (p.e., Absy et al., 1991; Hoorn, 1997;Behling & Hooghiemstra 1999; Behling et al., 1999; Mayle et al., 2000; Behling et al, 2000; Behling & Costa 2000; 2001; Baker et al., 2001; Freitas et al., 2001; Pessenda et al., 2004).

Apesar das várias contribuições acima representarem um avanço na caracterização da evolução florística e do clima quaternário da Amazônia, alguns

aspectos relevantes não são comumente considerados nas interpretações, o que pode ser problemático para as interpretações enfocando mudanças na vegetação e, consequentemente, no clima. Estes incluem, principalmente: a natureza pontual das observações, que são geralmente feitas com base em testemunhos isolados e coletados somente a poucos metros da superfície; a falta de integração com estudos paleoambientais, que possam servir para revelar empilhamentos sedimentares de ambientes lateralmente coexistentes com vegetações distintas; e o fato de na ilha do Marajó, bem com em outras áreas da Amazônia, ocorrem mosaicos de vegetação de floresta e savana coexistindo lateralmente sob condições climáticas equatoriais similares, portanto sucessões polínicas sugestivas de alternâncias destas vegetações não são, necessariamente, relacionadas com mudanças climáticas.

Além das evidências levantadas a partir da caracterização de paleovegetações, outras abordagens envolvendo diferentes ferramentas têm sido empregadas. Estudos baseados em elementos faunísticos têm levado a proposições sobre a evolução do habitat de determinados grupos no contexto de mudanças climáticas. Aspectos geomorfológicos e geológicos, isotópicos, análise de gases nobres, registros de carvão vegetal, entre outros, têm sido utilizados para reconstituir as condições de umidade e temperatura na Amazônia durante o UMG.

A análise conjunta dos resultados obtidos a partir de diferentes abordagens demonstra haver certo consenso no que ~~se~~ refere a paleotemperaturas atribuídas para a Amazônia, que teria estado sob condições mais frias durante o Pleistoceno. Entretanto, a magnitude desse resfriamento ainda motive novos debates. Sobre as condições de umidade na bacia amazônica, ainda são escassos dados sólidos que suportem proposições definitivas.

2.3.1. Indicadores Geológicos

Evidências geológicas têm sido indiretamente utilizadas em inferências paleoclimáticas. Segundo Veiga et al. (1988), a região de floresta do Pitinga, a 250 km de Manaus, possui substrato que inclui sedimentos grossos e mal selecionados depositados sob condições climáticas semi-áridas vigentes durante o Pleistoceno Tardio. Interpretação semelhante é atribuída para áreas no sul da Amazônia brasileira (Bettencourt et al., 1988; Veiga et al., 1988;Veiga 1991). Similarmente, na região do médio rio Tapajós e em terras baixas ao redor da Serra do Cachimbo, detritos de granulometria grossa foram acumulados em depressões na superfície durante período de forte erosão, quando o clima (Quaternário tardio) era semi-árido e a vegetação de floresta havia desaparecido (Bibus, 1983).

Soares (2007) realizou estudo na região de confluência entre os rios Negro e Solimões com base em análises sedimentológicas, estratigráficas e estruturais. Clima seco, e conseqüente recuo de vegetação de floresta, associado a períodos de rebaixamento do nível do mar, são apresentados como fatores causadores do desenvolvimento de paleossolos lateríticos sobre terraços fluviais pleistocênicos.

Rossetti et al. (2005) caracterizaram sucessões sedimentares formadas na Amazônia brasileira ao longo do rio Solimões-Amazonas durante o Neógeno-Quaternário. Segundo estes autores, a Amazônia esteve sujeita a freqüentes mudanças ambientais durante o tempo considerado, e a evolução dos sistemas deposicionais esteve fortemente condicionada a fatores climáticos e tectônicos. Este estudo reconheceu o estabelecimento, no Plio-Pleistoceno, de sistema fluvial entrelaçado a anastomosado, representado pela Formação Içá. As características destes depósitos sugerem sistema fluvial diferente do moderno, desenvolvido sob condições provavelmente mais secas

que as atuais. A fase subseqüente incluiu período de erosão, seguida pelo estabelecimento de lobos progradantes e leques de transbordamento, associados a sistema lacustre e/ou áreas de planícies de inundação fluvial.

Na região de Carajás, Sifeddine et al. (2001) registraram, com base em caracterização geoquímica e litológica, deposição iniciada a partir de 30.000 ^{14}C anos AP. Estes autores sugeriram condições gerais de alta umidade no período entre 30.000 e 22.000 ^{14}C anos AP, que foram relacionadas com o desenvolvimento de floresta úmida densa por meio de dados palinológicos (Absy et al., 1991). A partir 28.000 ^{14}C anos AP, houve início de declínio gradual na ocorrência de polens arbóreos, atribuído ao rebaixamento do nível do lago e início de tendência à maior aridez. Entre 22.000 e 13.000 ^{14} C anos AP, houve aumento de aridez relativamente ao período anterior, com completo rebaixamento do nível de base do lago. Ainda segundo Sifeddine et al. (2001), condições de maior umidade são retomadas a partir de 13.000 até 10.000 ^{14} C anos AP. Estas são devidas ao aumento significativo da taxa de precipitação, ocorrendo novamente vegetação de floresta, tendo seu ápice de desenvolvimento entre 10.000 e 8.000 ^{14} C anos AP. A partir de então, teria ocorrido alternância entre fases relativamente mais secas, relacionadas com a presença abundante de carvão, com fases relativamente mais úmidas.

A utilização de critérios litológicos e texturais como suporte a considerações paleoclimáticas na região Amazônica, com proposição de períodos mais secos ou mais úmidos que as atuais, deve ser analisada com cautela. Isto porque estes parâmetros, embora por vezes possam auxiliar em interpretações paleoclimáticas, refletem também outros fatores como, por exemplo, tipo de rocha fonte disponível, topografia e tectônica. Considerando-se a crescente proposição de influência tectônica durante o Quaternário

da Amazônia, proceder com interpretações paleoclimáticas com base em características litológicas e texturais é, no mínimo, problemático.

2.3.2. Indicadores Paleontológicos

Estudos de elementos da paleofauna têm igualmente fornecido bases para inferências paleoclimáticas, uma vez que a evolução e diferenciação de diversos grupos têm sido relacionadas a mudanças na vegetação. De acordo com Rancy (1991, 1993) e Webb & Rancy (1996), fósseis de mamíferos indicam savana arbórea e florestas de galeria em áreas extensas no oeste da Amazônia durante intervalos do Pleistoceno, antes do estabelecimento de florestas densas.

Vivo & Carmignotto (2004) também discutem a possível relação entre mudanças nos padrões de vegetação e a evolução do padrão faunístico da América do Sul a partir do Pleistoceno, comparando-os aos padrões encontrados na África. Segundo estes autores, as condições de baixa umidade no Pleistoceno Superior eram favoráveis ao desenvolvimento de amplas áreas de vegetação aberta, as quais se constituíam no habitat adequado a espécies de mamíferos de grande porte. O aumento de umidade no Holoceno médio favoreceu o desenvolvimento de vegetação densa. Isto teria influenciado diretamente os padrões de distribuição faunística, pois as espécies da megafauna diminuíram proporcionalmente à medida que houve diminuição das áreas com vegetação aberta.

Rossetti et al. (2004) registraram elementos da megafauna (mastodontes e preguiça gigante) na região central da Amazônia, cujos fosseis apresentaram idades entre 15.290±70 ^{14}C anos AP e 11.340±50 ^{14}C anos AP. Estudos de estrutura corporal destes animais indicam adaptações a ambientes de savana arbórea. A ocorrência destes fósseis é tida como forte indicador de mudanças ambientais. Megafauna similar em

outras regiões do Brasil tem sido usada como indicadores de períodos relativamente mais secos que os atuais durante o Pleistoceno.

Embora os dados paleontológicos sejam de grande utilidade para auxiliar em reconstituições paleoclimáticas, a ocorrência de elementos fósseis na Amazônia é pontual. Além disto, o freqüente retrabalhamento e a subseqüente incorporação em outras unidades geológicas mais jovens constituem grandes limitações no uso de dados paleontológicos em reconstituições paleoclimáticas, que possam ser representativas das variações climáticas em escala amazônica.

2.3.3. Indicadores Palinológicos

Os resultados palinológicos disponíveis registram a dinâmica da vegetação amazônica a partir de 60.000 ^{14}C anos AP. Baixas temperaturas no final do Pleistoceno-início do Holoceno são assumidas com base na ocorrência do gênero *Podocarpus,* registrado na Lagoa de Curuçá, região costeira amazônica (Behling, 1996), e no Morro dos Seis Lagos, região central da Amazônia brasileira (Colinvaux et al., 1996). Há, também, evidências na Amazônia colombiana, no Pântano de Mônica I (Behling et al., 1999) e na Amazônia oriental, na região de Carajás (Absy et al., 1991; Van der Hammen, 1992; Van der Hammen & Absy 1994).

Harbele & Maslin (1999), em estudo realizado no leque do Amazonas, registraram aumento de polens andinos, que se expandiram para terrenos mais baixos da Amazônia brasileira, até então dominada por taxa de floresta. O registro polínico apontou domínio de taxa de floresta a partir de 40.200 ^{14}C anos AP, e aumento da concentração de polens de altitude entre 19.000 e 11.000 ^{14}C anos AP. A assembléia holocênica, caracterizada pelo domínio *Cecropia,* que é um taxa arbóreo pioneiro, levou

estes autores à interpretação de que as florestas na bacia amazônica não foram extensivamente substituídas por vegetação de savana durante o período glacial.

Os dados paleoecológicos obtidos por Absy et al. (1991), Van der Hammen (1992) e Van der Hammen & Absy (1994) na área de Carajás, leste da Amazônia, são também significantes. O intervalo corresponde aos últimos 60.000 anos, datados pelo método ^{14}C, e o diagrama polínico apresenta três intervalos dominados por vegetação de savana, que se alternaram com três períodos com domínio de vegetação de floresta, sendo este último correspondente ao Holoceno. O período de savana mais antigo seria anterior a 51.000 ^{14}C anos AP, provavelmente 65.000 ^{14}C anos AP; o segundo episódio teria ocorrido por volta de 40.000 ^{14}C anos AP; e o último entre cerca de 25.000 e 10.000 ^{14}C anos AP. Com base nestes dados, os autores deduziram três períodos secos de savana, sendo o período mais antigo correspondente ao Pleniglacial inferior, o intermediário ao Pleniglacial médio e o mais superior correspondente ao período frio e seco correspondente ao Pleniglacial tardio.

Bush et al. (2004), em estudo realizado nos lagos Pata, Verde e Dragão, propõem que a região amazônica era dominada por vegetação de floresta tropical ininterrupta, iniciada em 35.000 ^{14}C anos AP. Foram registrados vários momentos de oscilação do nível dos lagos, considerados decorrentes de flutuações do regime de precipitação. A partir do Pleistoceno Superior, o registro polínico detectou mudança na composição da floresta, com invasão de elementos de montanha. Estas mudanças na vegetação são atribuídas ao resfriamento ocorrido naquele período, estimado em 4-5ºC.

Na região de Rondônia, há indicação de substituição de savanas por florestas durante diferentes períodos do Pleistoceno Tardio (Absy & Van der Hammen, 1976). Os registros palinológicos da região de Katira indicaram elementos de floresta até 49.000 ^{14}C anos AP, bem como seu desaparecimento e substituição por vegetação de

savana, relacionado a período seco entre 41.000 e 18.500 ^{14}C anos AP (Van der Hammen & Absy, 1994).

O início do Holoceno é associado a aumento de temperatura, inferido pela diminuição de polens de *Podocarpus* e de outros táxons subtropicais identificados na região do Lago Pata no norte do Amazonas (De Oliveira, 1996), no Lago de Maicuru (De Oliveira & Curtis, 2001) e no delta do Rio Amazonas (Haberle & Maslin, 1999). No Holoceno Médio também é frequente a ocorrência de grande concentração de partículas carbonizadas nos sedimentos, consideradas indicativas de paleoincêndios. Em Carajás (PA), Sifeddine et al., (1994) e Cordeiro (1995) estudaram estas ocorrências e sugeriram a existência de clima mais seco que o atual entre 7.000 e 4.000 anos AP. No Lago Pata (AM) há uma significativa concentração de partículas carbonizadas por volta de 5.500 anos AP. Entretanto, vale salientar que interpretações feitas com base neste tipo de evidência devem ser vistas com cautela, uma vez que a origem de partículas carbonizadas pode não estar necessariamente relacionada com paleoincêndios, podendo representar material transportado de horizontes que contenham carvão vegetal, com posterior acúmulo no sítios deposicionais.

Behling & Costa (1999) registraram predomínio de vegetação de floresta de terra firme e restrita ocorrência de mata de várzea na região de Caxiuanã, Estado do Pará, a partir de 7.990 ^{14}C anos AP. A composição florística persiste com desenvolvimento local de pântanos de *Mauritia* entre 7,030 e 5,970 ^{14}C anos AP. Modificação significativa nos tipos de vegetação foi registrada somente em 2.470 ^{14}C anos AP, quando ocorreu expansão de vegetação de mata inundada. Behling et al., (2001) estudaram a região da península Bragantina a partir de três testemunhos rasos obtidos em diferentes localizações. Estes pontos indicaram a dominância de polens de mangue sobre espécies de mata (floresta e/ou restinga), plantas aquáticas, herbáceas e palmeiras.

Datações radiogênicas indicaram que o desenvolvimento de mangues nessa localidade deu-se em diferentes tempos em cada ponto analisado, com idades de 5.120 ^{14}C anos AP, 2.170 ^{14}C anos AP e 1.440 ^{14}C anos AP.

Na área da Lagoa de Curuçá, região costeira do nordeste do Pará, a dinâmica dos manguezais teve fases de avanço, entre 7.250 e 5.600 ^{14}C anos AP e após 3.100 ^{14}C anos AP, e de retração, entre 5.600 e 3.100 ^{14}C anos AP (Behling, 1996, 2001a, b). Na região do Lago Calado, próximo à cidade de Manaus, Behling et al. (2001) descreveram vegetação de floresta tropical de terra firme desde 8.280 ^{14}C anos AP e expansão de floresta de várzea e de plantas aquáticas a partir de 7. 700 ^{14} C anos AP, juntamente com o estabelecimento do lago, sendo o ápice dessa expansão em 4.070 ^{14} C anos AP.

Na Ilha do Marajó, Behling et al. (2004) registraram declínio de vegetação de floresta tropical e estabelecimento de mangue de 2.750 a 740 ^{14}C anos AP, na localidade de Barra Velha, e de 650 a 530 ^{14}C anos AP, na Praia do Pesqueiro. Na Lagoa do Crispim, região costeira do nordeste do Pará, Behling & Costa (2001) sugerem a ocupação inicial da área por vegetação de floresta tropical densa, a qual foi parcialmente substituída por mangues e alguma vegetação de restinga durante o Holoceno inferior.

Os dados palinológicos disponíveis para a região Amazônica se constituem em importantes fontes de informação para o entendimento da evolução da vegetação e do clima dessa região ao longo do tempo geológico. Apesar disto, os curtos intervalos temporais registrados na maioria destes estudos e a correlação espacial pouco precisa entre as áreas estudadas são aspectos que comprometem reconstituições paleoclimáticas mais precisas para essa região, sobretudo considerando sua vastidão territorial. Além disso, a utilização apenas desta ferramenta em inferências paleoclimáticas são incompletas e fornecem, por vezes, resultados dúbios. Isto porque mudanças na vegetação detectáveis pela palinologia, e que têm sido interpretadas como respostas a

mudanças no clima, podem também refletir outros fatores, como por exemplo, o volume de grãos de pólen presente nos sedimentos, a granulometria das amostras, o tipo de ambiente deposicional e a dinâmica sedimentar.

2.3.4. Outros indicadores

Caracterizações geomorfológicas em Rondônia feitas por Emmerich (1988) sugerem clima semi-árido e vegetação aberta durante o Neoterciário e períodos climáticos secos do Pleistoceno. Kronberg et al. (1990, 1991), em estudo feito na Sub-bacia do Acre, relacionou precipitados de gipso e aragonita, oriundos de sedimentos finos, à dissecação de um sistema fluvio-lacustrino devido a condições climáticas secas no Pleistoceno Tardio.

No sul do Estado do Amazonas, proximidades da cidade de Humaitá, Freitas et al. (2001) realizaram estudos de caracterização isotópica da matéria orgânica do solo com o objetivo de identificar a cronologia da dinâmica das vegetações existentes na área. Estes estudos indicaram dominância de floresta durante o término da última glaciação e expansão de savana em resposta a condições mais secas e quentes do Holoceno inicial e médio. Estes autores distinguiram três fases principais, as quais correpondem a floresta, entre 17.000 e 9.000 AP, expansão de savana, entre 9.000 e 3.000 AP, e nova fase de floresta, a partir de 3.000 AP.

Campos de dunas fósseis na região central da Amazônia (Santos et al., 2003; Carneiro-Filho et al., 2003) têm, também, sido utilizados para interpretar o clima quaternário da Amazônia, mais especificamente nas regiões nordeste e centro-sul do Estado de Roraima, Alto Rio Araçá (município de Barcelos) e no Estado do Amazonas,

às margens do rio Negro (entre os municípios de Barcelos e Santa Izabel). Segundo os últimos autores, a formação destas dunas teria ocorrido entre 32.600 e 7.800 anos, quando condições mais secas e mais sazonais do que as atuais estiveram ativas na Amazônia.

Os trabalhos acima mencionados associam a presença de savana, ou ainda, o recuo de floresta, como reflexo direto de mudanças climáticas. Alternativamente, é importante considerar outros fatores como condicionantes no estabelecimento dessas vegetações e dos campos de dunas eólicas registrados na Amazônia. Com relação a estes últimos, datação por termoluminescência levou à conclusão que dunas eólicas registradas na região do Rio Branco–Rupununi, norte da Amazônia, foram formadas após o UMG (Teeuw & Rhodes, 2004). Estes autores concluem que a causa da formação desses depósitos deve estar ligada com variaçãoes climáticas ou geomorfológicas locais. Adicionalmente, na região leste da Ilha do Marajó, Rossetti et al. (2009) apresentaram modelo alternativo baseado na evolução geológica da área, influenciada por efeitos da tectônica, para explicar a coexistência de savana com e floresta. Hayakawa et al. (2009), em estudo preliminar baseado em sensoriamento remoto, relacionou o desenvolvimento de faixas de savanas com paleocanais abandonados em decorrência de mecanismos tectônicos. Este estudo, realizado na região sul do Amazonas, evidenciou a influência da tectônica como fator dominante no estabelecimento tanto de cordões alongados de savana, como de dunas de areia. Estas novas abordagens, suportadas por ferramentas do sensoriamento remoto, justificam uma revisão e retomada de discussões acerca das proposições paleoclimáticas apresentadas para a região amazônica.

2.4. VARIAÇÕES DO NRM NA COSTA BRASILEIRA DURANTE O QUATERNÁRIO

Indicações de flutuações do NRM ao longo da costa brasileira têm sido baseadas em dados geológicos, biológicos e pré-históricos. O evento mais antigo de variação do nível do mar é denominado de *Transgressão Antiga (*Bittencourt et al., 1979a). Este evento foi sucedido por nova fase transgressiva, denominada no Estado de São Paulo, de *Transgressão Cananéia* (Suguio & Martin, 1978), e como Penúltima Transgressão, nos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas (Bittencourt et al., 1979a). Para esta transgressão, foi atribuída idade de 120.000 anos a partir de datações obtidas em corais (Martin et al., 1982).

Para o Holoceno, a maior possibilidade do emprego de dados de diferentes naturezas permitiu a reconstrução precisa das flutuações do NRM durante os últimos 7.000 anos. Entre o litoral do Rio Grande do Norte e Santa Catarina, 14 setores já foram investigados com o objetivo de reconhecer a paleodinâmica do NRM. Os padrões reconhecidos têm, em comum, a indicação de estágio de máxima elevação no Holoceno médio, com subseqüente queda até os níveis atuais. As primeiras referências sobre o nível do mar no Holoceno datam de mais de 100 anos, com os trabalhos de Hartt (1870) e Branner (1902).

Na década de 40, trabalhos relevantes no tema foram publicados por Lamego (1940), Bigarella (1946), Maack (1947, 1949) e Almeida (1955). Van Andel & Laborel (1964) obtiveram as primeiras datações em calcários biogênicos (vermetídeos), que permitiram inferências temporais e espaciais sobre o nível do mar. Bigarella (1965, 1971) compararam, pela primeira vez, dados do Brasil com a curva de Fairbridge (1961), que era aceita, naquele momento, como curva modelo do comportamento eustático global. Entretanto, diferenças entre a dinâmica do Brasil e Hemisfério Norte

foram reconhecidas em Delibrias & Laboreu (1969). Informações arqueológicas serviram como suporte para a elaboração dos primeiros contornos referentes às flutuações do nível do mar na faixa entre a região de Cananéia e a Baía de Paranaguá (Martin & Suguio 1975). Estas representavam a forma geral da curva de variação do NRM comumente aceito para o Brasil. Mais tarde, Martin et al. (1979, 1980) publicaram uma curva que se tornaria referência para a dinâmica do nível do mar no Brasil durante o Holoceno, com duas oscilações de alta freqüência e nível de mar alto até 4.8 m acima do atual.

Suguio et al. (1985) propuseram que a elevação do NRM teria ocorrido em tempos e amplitudes diferentes ao longo da costa brasileira, entre Pernambuco e Paraná. Estas diferenças foram atribuídas a variações na configuração da superfície geoidal durante o Holoceno tardio (Martin et al., 1985; Angulo & Suguio, 1995). Entretanto, Angulo et al. (2006) afirmam que não foi possível suportar tal proposição, já que a margem de erro dos indicadores usados possui maior amplitude do que as diferenças sugeridas. Segundo estes autores, a única diferença regional detectável teria ocorrido no sul do Estado de Santa Catarina, onde a elevação máxima no Holoceno teria chegado a cerca de 2 m, diferindo dos demais setores, para os quais atribuem elevação de cerca de 4 m. Esta proposta estaria em conformidade com o modelo apresentado em Milne et al. (2005) para a costa sul-americana. Neste modelo, é sugerido que o nível de elevação máxima ocorreu em 7.000 cal anos AP, chegando a 4 m em Pernambuco e Rio de Janeiro, e 2,5 m em Santa Catarina. O modelo sugere um período de relativa estabilização entre 7.000 e 5000 cal AP e declínio constante a partir de então.

A hipótese envolvendo mudanças na superfície do geóide é, também, questionada em Angulo et al. (2006). Segundo estes autores, diferenças entre as tendências do nível do mar pretérito ocorreram apenas em áreas sujeitas a subsidência

tectônica, como no caso do Estado do Pará (Behling et al., 2001; Cohen et al., 2005; Souza Filho et al., 2006), Rio Grande do Norte (Bezerra et al., 2003) e adjacências da Baía de Todos os Santos na Bahia (Martin et al., 1984; Carvalho, 2000).

Suguio et al. (1985) e Martin et al. (2003) hipotetizaram a existência de oscilações de alta freqüência durante o Holoceno tardio. Essas flutuações teriam ocorrido entre 4.100-3.800 ^{14}C anos AP e 3.000-2.700 ^{14}C anos AP, atingido amplitudes entre 3 a 4 m. Oscilações secundárias, com amplitude de cerca de 5 m e taxas de queda e elevação entre 16 e 32 mm/ano também foram atribuídas a este período. No entanto, estas proposições, baseadas em evidências paleontológicas e sedimetológicas, têm sido debatidas quanto à sua consistência em Angulo & Lessa (1997) e Lessa & Angulo (1998). Na avaliação destes autores, nenhuns dos critérios usados para sustentar a existência de oscilações de alta freqüência (com amplitudes maiores que 1 m) eram consistentes ou interpretados de forma correta, e as evidências utilizadas se contrapõem por amplas indicações de nível de mar elevado no mesmo período das referidas oscilações. Os episódios secundários também são questionados, uma vez que não há registros dos mesmos em áreas adjacentes. Angulo et al. (2006) também destacam a dificuldade na interpretação do registro sedimentar e geomorfológico dentro do contexto de oscilações secundárias, pois estas deveriam ser capazes de desenvolver planícies de areia ou sistemas de ilha barreira/laguna.

Para o setor norte da costa brasileira, existem poucos trabalhos disponíveis sobre flutuações do NRM. Trabalhos enfocando geomorfologia, sedimentologia, estratigrafia e neotectônica foram desenvolvidos com o objetivo de reconstituir o comportamento do NRM deste setor da costa brasileira, com reconhecimento dos principais fatores controladores (Souza Filho, 1995; Souza Filho & El Robrini, 1995, 1997). Muitos trabalhos baseados em palinologia (p.e., Behling & Costa 2000; Behling, 2001; Behling

et al., 2001a, b; Vedel et al., 2006) têm sugerido NRM baixo no Holoceno médio, seguido de transgressão até o Holoceno tardio para a costa norte brasileira. Para as ultimas décadas, aumento no NRM tem sido registrado na região da Península Bragantina, nordeste do Pará (Souza Filho & Paradella, 2003; Cohen et al., 2004, 2005a, b).

Souza Filho & El Robrini (1997) propuseram, para a região da planície Bragantina, três sucessões estratigráficas correlacionáveis com variações do nível do mar durante o Holoceno, e elaboraram um modelo deposicional em áreas de macromaré. A evolução deste sistema estaria associada a variações do nível do mar (transgressões) iniciadas no Pleistoceno Tardio, há cerca de 17.000 anos A.P., que atingiram o máximo a cerca de 5.200 anos AP, com a transgressão holocênica. Segundo estes autores, a planície costeira Bragantina no nordeste do Pará seria caracterizada por cinco estágios evolutivos: 1) nível do mar baixo no Pleistoceno, momento de exposição da plataforma continental, sujeita a processos erosivos subaéreos; 2) nível do mar alto há 5.200 anos AP, que esculpiu as falésias no planalto costeiro; 3) estabilização ou descida relativa do nível do mar, com progradação lamosa da planície costeira; 4) período erosivo, associado a rápida elevação do nível do mar ou a mudanças climáticas que afetaram a descarga dos rios; e 5) restabelecimento das condições anteriores, com retomada da progradação lamosa, sobre a qual depósitos costeiros atuais migram em direção ao continente.

Na região da foz do Amazonas, Vital & Stattegger (2000) distinguiram três estágios de evolução no Quaternário tardio: 1) queda do NRM, provavelmente relacionada ao UMG, com incisões de canais sobre substratos antigos (formações Barreiras e Alter do Chão); 2) deposição e consolidação de argilas próximas a Afuá durante aumento do NRM entre o Pleistoceno Tardio e Holoceno médio (para esta fase,

o estabelecimento de um lago (Irion et al., 1995) ou acumulação de depósitos de inundação da planície amazônica (Iriondo, 1982) são postulados); e 3) condições de nível do mar estáveis de 6.000 anos AP até o presente, inferidas a partir da margem do Suriname, localizada sobre o Escudo das Guianas, ao longo da Plataforma Amazônica interna. Estas condições teriam resultado, segundo os autores, nos padrões atuais de deposição e erosão, sendo estes controlados por interações complexas entre processos fluviais e oceânicos.

Com base em análise geomorfológica, sedimentológica e de sensoriamento remoto, Rossetti et al. (2008) caracterizaram a dinâmica evolutiva de paleoambientes formados no Holoceno na região nordeste da Ilha do Marajó. De acordo com o referido estudo, a área registra um paleoestuário desenvolvido em fase transgressiva, iniciada ainda no Pleistoceno Tardio. Este sistema foi progressivamente abandonado e evoluiu para sistema lagunar e, posteriormente, para um lago, cercado por rede de amplos canais progressivamente mais restritos ao longo do tempo. Esta dinâmica sugere que a área esteve sob condições gerais de rebaixamento do NRM no final do Holoceno, em contraposição à tendência transgressiva relatada para outros pontos do setor norte da costa brasileira.

CAPÍTULO III – *MATERIAIS E MÉTODOS*

Este capítulo descreve as fases e procedimentos metodológicos adotados no desenvolvimento deste trabalho. A metodologia adotada envolveu etapa de campo, etapas laboratoriais e trabalho em gabinete. As atividades de campo consistiram na obtenção do testemunho de sondagem estudado e descrição litofaciologica dos sedimentos coletados. A fase de laboratório incluiu os procedimentos padrões de preparação de amostras para análise isotópica e análise palinológica. O trabalho em gabinete incluiu o detalhamento das descrições litofaciológicas feitas em campo, interpretação de ambientes deposicionais com base no estudo de fácies, tratamento estatístico e interpretação dos dados isotópicos e palinológicos e por fim, a integração dos dados obtidos.

3.1. ATIVIDADE DE CAMPO

3.1.1. Obtenção de testemunho de sondagem

O trabalho de campo realizado no leste da Ilha do Marajó visou a coleta de testemunhos de sondagem, que serviram de base para esta investigação. Estes foram obtidos de um furo feito na margem oeste do lago Arari, designado de FSM-1 (ver anexo II). O furo foi obtido por meio de sondagem rotativa, executada por sistema de perfuração rotativa LONGYAR 40. O testemunho possui 60 mm de diâmetro e atingiu 124 m de profundidade, a partir da superfície, coletado de forma contínua. O local escolhido para coleta justifica-se pela previsão de que essa área encerra o depocentro da sedimentação quaternária. Isto ficou comprovado com o sucesso da sondagem realizada, que registrou depósitos de idade pleistocênica tardia e holocênica para toda a sucessão sedimentar amostrada, como será apresentado em capítulo subseqüente.

3.1.1.1. Descrição preliminar

A coleta do testemunho de sondagem foi acompanhada de sua descrição preliminar em campo, procedendo-se com seu registro em perfil litoestratigráfico, onde características faciológicas passíveis de serem observadas superficialmente foram devidamente anotadas. Nesta fase, foram feitas, também, coletas de material para datação.

3.2. ATIVIDADE DE LABORATÓRIO

3.2.1. Abertura do testemunho e descrição faciológica

Esta fase consistiu na abertura do testemunho de sondagem, utilizando-se serra comum para serragem de madeira. Este procedimento forneceu vista plana e polida dos sedimentos, possibilitando melhor visualização das feições sedimentares do que a feita em campo e, portanto, favorecendo o estudo faciológico. Com isto, a descrição de fácies sedimentares foi significativamente complementada, levando-se em consideração características como estruturas sedimentares, textura, mineralogia, conteúdo fossilífero, aspectos icnológicos, arranjo arquiteturais de fácies utilizando-se perfis verticais e mapeamento de superfícies chaves formadas por erosão ou quebras maiores na sedimentação. A descrição de fácies sedimentares e a análise do arranjo vertical do conjunto de fácies, aliadas ao mapeamento de superfícies de descontinuidades, possibilitou a interpretação de processos de sedimentação e a reconstituição de paleoambientes de deposição geneticamente relacionados. A criação desta base de dados sólida contendo características sedimentológicas e estratigráficas foi fundamental à condução de estudos palinológicos e geoquímicos visando-se a análise da evolução de paisagens.

3.2.2. Coleta de amostras

O testemunho de sondagem serviu de base para o registro de amostras destinadas aos estudos palinológicos, bem como análises isotópicas ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$), elementares (carbono orgânico total-COT e nitrogênio total-NT) e datações radiogênicas ^{14}C. Dado o grande volume de material a ser analisado, procurou-se orientar esta coleta de forma a registrar, o máximo possível, variações faciológicas e estratigráficas. No total, 118 amostras foram coletadas, as quais foram posteriormente divididas em parcelas destinadas a análises laboratoriais diversas.

3.2.3. Análise Palinológica

3.2.3.1. Preparação de amostras palinológicas

Foram processadas 110 amostras de sedimentos argilosos e pelíticos com o objetivo de analisar a matéria orgânica preservada nos sedimentos, visando–se reconstituir a dinâmica de evolução da vegetação durante o final do Quaternário e, se possível, relacioná-la com mudanças ambientais. Estudo em paralelo realizado por equipe de botânicos do Museu Paraense Emílio Goeldi auxiliou na caracterização botânica do entorno do ponto de coleta.

O processamento de amostras palinológicas foi iniciado no Laboratório de Estudos Geológicos do Pré-Cambriano (LEPGE-IGC/USP), mas foi desenvolvido, em sua maior parte, no Laboratório de Palinologia da Universidade de Goettingen, Alemanha (Palin*ologie Labor von Universität von Göttingen* –DE), sob orientação do palinólogo Hermann Behling.

O processamento das amostras para a extração de palinomorfos incluiu adição de marcador exótico, digestão a frio com ácido fluorídrico (75%) e acetólise. Todos os procedimentos foram feitos em tubos de polipropileno para centrífuga, e as etapas de

centrifugação seguiram calibração definida em 2.500 rotações por minuto (rpm) durante 5 minutos.

O protocolo adotado consistiu nas seguintes etapas:

- *Pesagem*: tradicionalmente, o volume inicial de amostra a ser processada tem sido fixado em 1 cm^3, obtido através de medidor de volume específico. Esse tipo de extração é de fácil utilização em sedimentos argilosos e/ou orgânicos plásticos e não consolidados. Entretanto, para a extração das alíquotas dos sedimentos estudados, este método não se mostrou adequado, dada a natureza endurecida do material. Sendo assim, optou-se pela pesagem em balança de precisão de 1 grama de material por amostra;

- *Desagregação*: devido ao alto grau de coesão dos sedimentos, as amostras foram centrifugadas em 5 ml de água destilada, para facilitar sua desagregação. Na seqüência, adicionou-se, a cada tubo, uma pastilha de marcador exótico – neste caso *Lycopodium*- e 5 ml de HCl, a fim de dissolver a matriz carbonática da pastilha. Em seguida, as amostras foram centrifugadas durante 5 minutos a 3.500 rpm. O sobrenadante foi eliminado, sendo o sedimento centrifugado com água destilada para eliminação completa do ácido;

- *Eliminação de silicatos:* a etapa seguinte consistiu na digestão a frio com HF (ácido fluorídrico). Adicionou-se, às amostras, 8 ml de HF a 75%, com a finalidade de dissolver os silicatos presentes. Para melhor eficácia na dissolução, a amostra foi mantida em solução por um período de 24 horas. Após este período, as amostras foram novamente lavadas e centrifugadas duas vezes com água destilada;

- *Peneiramento*: devido ao considerável volume de granulometrias arenosas das amostras tratadas, optou-se pelo peneiramento do material em malha de 150 μm. O material, totalmente em suspensão para minimizar perdas, foi peneirado e transferido para um segundo tubo;

- *Acidificação*: em preparação para a fase de acetólise, as amostras foram acidificadas por adição de 8 ml de ácido acético glacial. O material foi centrifugado, com posterior eliminação do sobrenadante. Em seguida, as amostras foram lavadas e centrifugadas com água destilada por duas vezes, descartando-se o sobrenadante;

-*Acetólise*: esta etapa consistiu em submeter as amostras a uma solução de anidrido acético e ácido sulfúrico, aquecida em banho-maria durante 5 minutos. Esta solução deve ser preparada obedecendo a relação de 9 partes de anidrido acético por volume para uma parte de ácido sulfúrico. Para esta preparação, utilizou-se proveta graduada, colocando-se, primeiramente, o anidrido acético e, posteriormente, o ácido sulfúrico. A adição do H_2SO_4 foi feita com cautela, a fim de não exceder a quantidade, já que esta é uma solução potencialmente explosiva, sendo recomendável também evitar o seu contato com água. Após preparação, adicionou-se 8 ml de solução por amostra, misturando cuidadosamente com bastão. As amostras foram, então, colocadas em banho-maria por um período de 5 minutos. Na seqüência, as amostras foram centrifugadas e, após descarte da parte sobrenadante, lavadas e centrifugadas duas vezes com água destilada;

- *Armazenamento do resíduo final:* o resíduo final foi submetido a uma base vibratória, para inibir eventual aglutinamento das partículas e, em seguida, transferido para tubos tipo *ependorf* (1,5 ml), devidamente identificados, onde foi adicionada água destilada em pequenas quantidades;

- *Montagem das lâminas*: para a montagem das lâminas, utilizou-se glicerina gelatinada como meio de imersão do resíduo. Inicialmente, observando se o resíduo encontrava-se totalmente decantado no fundo do tubo, retirou-se a água com auxílio de pipeta Pasteur descartável, até que o volume da água representasse um terço (aproximadamente) do conteúdo total do tubo. Em seguida, agitou-se manualmente o tubo, a fim de colocar o

resíduo em suspensão. Com o auxílio da pipeta, adicionou-se uma gota do resíduo no centro da lâmina e, sobre esta, colocou-se uma partícula (tamanho de um grão de arroz) de glicerina gelatinada. A lâmina foi, então, aquecida com ajuda de um isqueiro simples, pelo tempo suficiente apenas para derreter a glicerina. Após essa fase, utilizou-se um palito para misturar a glicerina com o resíduo. Em seguida, o material foi cuidadosamente coberto com uma lamínula. Para a vedação das extremidades da lamínula, foi utilizado esmalte de unha transparente.

3.2.3.2. Identificação e contagem

As lâminas foram observadas em microscópio biológico binocular da marca COLEMAN, modelo N107, sob aumento de 40x e 100x (lente de imersão). A identificação dos grãos foi realizada com base em características morfoanatômicas, como: forma dos grãos determinação de números, tipos e posições das aberturas e características ornamentais (Erdtman, 1952). A maior parte dos grãos foi identificada em nível de família e gênero. Para auxiliar na identificação, foram utilizadas lâminas palinológicas depositadas na palinoteca de referência do Laboratório de Palinologia da Universidade de Goettingen (Alemanha) e do Laboratório de Geociências da Universidade de Guarulhos (São Paulo). Alem disso, foram consultadas diversas literaturas especializadas, dentre as quais: Absy (1991), Colinvaux et al. (1999), Hooghiemstra (1984), Roubik & Patiño (1991), Salgado-Laboriau (1973), Faegri & Iversen (1989) e Erdtman (1952).

Todos os tipos polínicos reconhecidos no material processado foram registrados em fotomicrografias digitais. As fotografias foram feitas em sistema fotográfico acoplado em microscópio biológico do Departamento de Palinologia da Universidade de Goettingen e também do Laboratório de Palinologia do Centro de Energia Nuclear e

Agricultura-USP, em Piracicaba. O registro foi feito sob objetivas com aumento de 100, 63 e 40 vezes. Para cada tipo polínico, procurou-se fotografar grãos em vista polar e equatorial, além de detalhes da ornamentação da sexina e tipos de abertura. Além disso, os grãos fotografados foram medidos quanto à espessura da exina, dimensão do eixo polar e diâmetro equatorial. Após a geração deste material, as fotografias foram organizadas na forma de fichário indexado, no qual se incluiu, além das fotos, a descrição da morfologia polínica referente a cada grão.

Foi contado um mínimo de 100 grãos para cada amostra, incluindo taxa arbóreos e herbáceos. Usualmente, estudos palinológicos adotam padrão de 300 grãos por amostra. Entretanto, o uso desta convenção prolongaria demasiadamente a fase de contagem, devido à baixa freqüência de elementos presentes. As primeiras contagens evidenciaram a necessidade da montagem, em média, de cinco lâminas por amostra para atingir, no máximo, 100 grãos. Dessa forma, a partir do volume inicial de 110 amostras, foi produzido um montante de, aproximadamente, 550 lâminas.

3.2.3.3. Elaboração de diagramas polínicos

Após as fases de contagem e identificação, os dados foram lançados no aplicativo TILIA/TILIAGRAPH (Grimm & Troostheide, 1994) para confecção de diagramas polínicos e cálculos de porcentagem e concentração. Zonas polínicas foram estabelecidas com o subprograma de estatística de similaridade e agrupamento CONISS (Grimm, 1987), incluso no programa TÍLIA.

Dois tipos de diagramas foram utilizados para apresentar os resultados obtidos pela análise palinológica: diagrama de concentração relativa de cada táxon e diagrama de agrupamento ecológico. Nesses diagramas, foram plotados os tipos mais representativos e os taxa de importância ecológica para a determinação de ecossistemas.

Os resultados foram expressos em concentração relativa e, também, porcentagem de cada táxon em relação à soma total de grãos de polens. Nesta somatória, foram incluídos os tipos polínicos de árvores, arbustos, ervas e tipos indeterminados (=grãos não identificáveis + grãos desconhecidos). Grãos de esporos foram excluídos da soma, devido à sua usual alta produtividade, o que poderia levar a uma super-representação no registro e, portanto, indução de interpretações distorcidas.

A ecologia dos elementos identificados baseou-se nos resultados obtidos no levantamento florístico realizado pela equipe da área de botânica do Museu Paraense Emílio Goeldi, vinculado ao Projeto principal ao qual este estudo se integra. Portanto, famílias como *Moraceae* (no segundo intervalo) e *Meliaceae* foram associadas a ervas, visto que na vegetação moderna da área estas famílias estão representadas por tipos herbáceos. As famílias *Asteraceae, Cyperaceae* e *Poaceae* não foram separadas em gêneros, dadas as semelhanças morfológicas entre os gêneros destas famílias. Por esta razão, também se optou por não separar as famílias *Melastomataceae/Combretaceae.* Além disso, não foi possível a classificação dos grãos de *Fabaceae* quanto ao gênero, sendo estes somente separados em tipo I (psilado) e tipo II (reticulado).

3.2.4. Análise Isotópica

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Energia Nuclear e Agricultura da USP (CENA/USP), localizado na cidade de Piracicaba. Foram processadas 118 amostras de sedimentos argilosos e arenosos. A fase de pré-tratamento, tanto para a determinação dos valores de $\delta^{13}C$ e COT, quanto para dos valores de $\delta^{15}N$ e NT, incluíram a pulverização da amostra (1 grama aproximadamente) e pesagem em balança de precisão, considerando-se 80 mg de amostra para cada análise. A seguir, as amostras foram individualmente seladas em

cápsulas de estanho milimétricas, acondicionadas em porta-cápsulas e enviadas ao laboratório para serem submetidas aos sistemas analizadores em uso.

Embora não tenha sido feita análise de amostras botânicas atuais, as interpretações apresentadas neste trabalho levaram em consideração dados da análise de $\delta^{13}C$ deste tipo de material, cujo estudo foi realizado no âmbito da dissertação de Lima (2008).

3.2.4.1. Pré-tratamento de amostras de sedimentos para análises isotópicas e elementares

As amostras selecionadas para estes processamentos foram submetidas à fase de pré-tratamento, necessário à realização de leitura isotópica da matéria orgânica. Foi convencionada uma alíquota com volume inicial padrão de 30 gramas por amostra. Restos de raízes, sementes, insetos, ou qualquer outro elemento capaz de influenciar na leitura isotópica original, foram retirados com auxílio de uma pinça de alumínio. O volume obtido foi desagregado e homogeneizado com auxílio de almofariz de porcelana. Este procedimento foi importante para tornar a amostra mais representativa, uma vez que os agregados apresentavam maiores quantidade de materiais finos (silte e argila). O material macerado foi transferido, com uso de espátula, para tubos de 5 ml, hermeticamente fechados em polipropileno (modelo *Evergreen*).

A etapa seguinte consistiu na pesagem de alíquotas duplicadas, considerando-se volume aproximado de 70 mg por amostra. Essa duplicação foi necessária, já que cada razão isotópica medida correponde a uma amostra. O material, pesado e selado em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm), foi depositado em caixas porta-cápsulas, numeradas seqüencialmente e enviadas posteriormente para o Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP.

3.2.4.2. Isótopos estáveis

As análises isotópicas foram realizadas pelo método CF-IRMS (*Continuos Flow Isotopic Ratio Mass Spectrometer*). A análise foi feita com o sistema ANCA- MS, o qual envolve a utilização de um espectrômetro de massa acoplado com analisador elementar.

As amostras foram admitidas em auto-amostrador ANCA com capacidade para 66 amostras. Em seguida, elas foram purgadas do ar com fluxo de He ultrapuro no auto-amostrador, sendo, em seguida, levadas para o interior de tubo de combustão vertical, onde um pulso de O_2 ultrapuro substituiu temporariamente o fluxo de He. O tubo de combustão foi preenchido com catalisador – Cr_2O_3 (óxido de cromo) e CuO (óxido de cobre) - em fios cortados em pequenos pedaços, que oxida hidrocarbonos, e lã de prata (Ag), que tem a função de reter SO_2 e halogêneos. Quando o pulso de O_2 chega ao forno de combustão, juntamente com a amostra selada na cápsula de Sn, a temperatura no local, inicialmente em 1000° C, aumenta para 1700°C, o que causa completa combustão da amostra. Os produtos da combustão (CO_2, N_2, NO_x e H_2O) foram levados para um tubo de redução que contém cobre metálico (Cu), mantido a 600° C. Neste tubo, os óxidos de nitrogênio foram reduzidos à N_2, sendo também retido o excesso de. A seguir, os gases foram conduzidos, pelo gás carregador, para coluna preenchida com perclorato de magnésio [$Mg(ClO_4)_2$], que retém o vapor de água. Para a análise isotópica de N_2, o CO_2 foi retido em armadilha de Carbosorb e, então, uma coluna cromatográfica separou o N_2 de impurezas. No caso da análise isotópica do C, tanto CO_2 quanto N_2 entraram em coluna cromatográfica, a qual atrasa a passagem do CO_2 para separação do N_2, que é perdido. A seguir, uma pequena fração do efluente (0,1%) do sistema de preparação de amostra entrou no IRMS através de um longo tubo capilar com um constritor para ajuste do fluxo de gás na entrada do IRMS. No caso da

análise do N, o gás que entra na fonte é analisado para NT, enquanto que no caso da $^{15}N/^{14}N$, por meio das intensidades das massas 28 (^{14}N, ^{14}N), 29 (^{15}N, ^{14}N) e 30 (^{15}N, ^{15}N). Quando se analisa o C, o gás é analisado para COT e razão $^{13}C/^{12}C$, por meio das intensidades das massas 44 (^{12}C, ^{16}O, ^{16}O), 45 (^{13}C, ^{16}O, ^{16O} e ^{12}C, ^{16}O, ^{17}O), 46 (^{12}C, ^{16}O, ^{18}O; ^{12}C, ^{17}O, ^{17O} e ^{13}C, ^{16}O, ^{17}O).

O cálculo das razões isotópicas do carbono e do nitrogênio foi feito segundo a equação: R = (Ramostra – Rpadrão/ Rpadrão) x 1000, onde R = $^{13}C/^{12}C$, para carbono e R= $^{15}N/^{14}N$, para nitrogênio.

O valor do $\delta^{13}C$ é expresso em ‰ e representa a proporção da razão de uma amostra em relação ao padrão VPDB (*Belemnitella Americana* da Formação Pee Dee de Vienna). Amostras incorporadas ao ciclo global do carbono devem ser corrigidas a -25‰. O $\delta^{15}N$ é igualmente expresso em ‰ e calculado em relação ao padrão N_2 atmosférico.

3.2.4.2. Datação ^{14}C via AMS

Análises de datação ^{14}C foram obtidas por AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*), realizadas no Laboratório Beta Analitic In (USA). A análise por AMS é apropriada para materiais com baixo teor de carbono final (0.00025 a 0.3 gramas). Fases de pré-tratamento do material foram necessárias para eliminar componentes com carbono secundário, pois do contrário, os resultados se mostrariam distorcidos. O tipo de tratamento depende da natureza da amostra e pode incluir procedimentos físicos e/ou químicos. No caso dos sedimentos orgânicos selecionados, utilizou-se o método de lavagem ácida (*acid washes*), no qual as amostras são pulverizadas e posteriormente submetidas ao ataque ácido via HCL (ácido clorídrico) para assegurar a ausência de carbonatos na amostra.

A leitura via AMS é feita a partir da conversão do carbono da amostra a grafite. A amostra preparada é colocada em uma câmara evacuada, onde é bombardeada com íons de césio (Cs+), ocorrendo a liberação de íons de carbono (C-). O íon N-é instável, desta forma, o ^{14}N não interfere nas medidas do ^{14}C. Porém, os íons moleculares $12CH_2$- e 13CH-são produzidos e acelerados com o ^{14}C. Os íons acelerados encontram uma posição definida na fenda, a qual, devido a uma abertura pequena em sua superfície, faz com que apenas um feixe fino de íons atravesse. O feixe de íons, agora colimado, entra em um campo magnético do espectrômetro (filtro analisador). Os íons mais pesados são menos defletidos que os mais leves, uma vez que eles levam mais momento que os íons mais leves. O feixe encontra outra fenda focalizada, que é calibrada para permitir que íons de certa massa passem livremente.

Os íons entram no acelerador e são atraídos a um eletrodo de alta voltagem (2000 kV). Os íons são acelerados a uma velocidade suficiente para atravessar o canal cheio de argônio e perdem uma média de quatro elétrons. Se o íon for uma molécula, esta é quebrada separadamente, eliminando futura interferência. Se for um átomo, é carregado positivamente e repelido do terminal, acelerando mais adiante ao deixar o acelerador.

O feixe de íons carregados positivamente (+3) atravessa uma fenda definida para obter um feixe finamente concentrado, contendo interferência mínima. O feixe é submetido a um campo magnético, o qual separa os isótopos do carbono do feixe previamente uniforme. Dois copos de Faraday e um detector ^{14}C medem a corrente de cada um dos feixes separados, fornecendo informação sobre a concentração de ^{14}C presente na amostra, e sua razão em comparação ao ^{12}C e ^{13}C.

CAPÍTULO IV – *RESULTADOS*

4.1. CRONOLOGIA

Datações pelo método AMS no testemunho obtido no entorno do Lago Arari forneceram idades que variam de 3.950 (±40) ^{14}C anos AP a 50.795 (±5,090) ^{14}C anos AP (Tab. 1), o que sugere deposição durante o Pleistoceno Tardio ao Holoceno médio/tardio. A idade mais jovem provém de amostra coletada a 1,3 m de profundidade. A idade mais antiga aproxima-se do limite do método de datação, porém forma uma seqüência cronológica coerente com as idades progressivamente mais jovens obtidas nos níveis superiores da seção. Apenas a amostra SM214, obtida na camada mais basal, não pode ser considerada nesta análise, pois revelou idade indeterminada além de 40.200 ^{14}C anos AP. Além disto, problemas com inversão local de idade foram detectados em duas amostras da porção mais superior do testemunho (i.e., SM1 e SM78), que revelaram idades mais antigas do que o esperado considerando suas posições estratigráficas. Idades obtidas acima (SM72) e abaixo (SM10) destas amostras sugerem retrabalhamento de conteúdo orgânico vindo de níveis subjacentes. À exceção destas amostras, as idades revelam consistência e se mostram seqüencialmente mais antigas em direção à base do testemunho.

Assumindo que a deposição do sedimento deu-se de forma constante, a idade de 50.795±5090 ^{14}C anos A.P., obtida na profundidade de 93 m, forneceria uma taxa de sedimentação geral estimada em 1.8 mm/ano. Entretanto, quando intervalos específicos com idades definidas são analisados, as taxas de sedimentação variam de 1.8 mm/ano nos 60 m superiores a 2.8 mm/ano no intervalo abaixo desta profundidade.

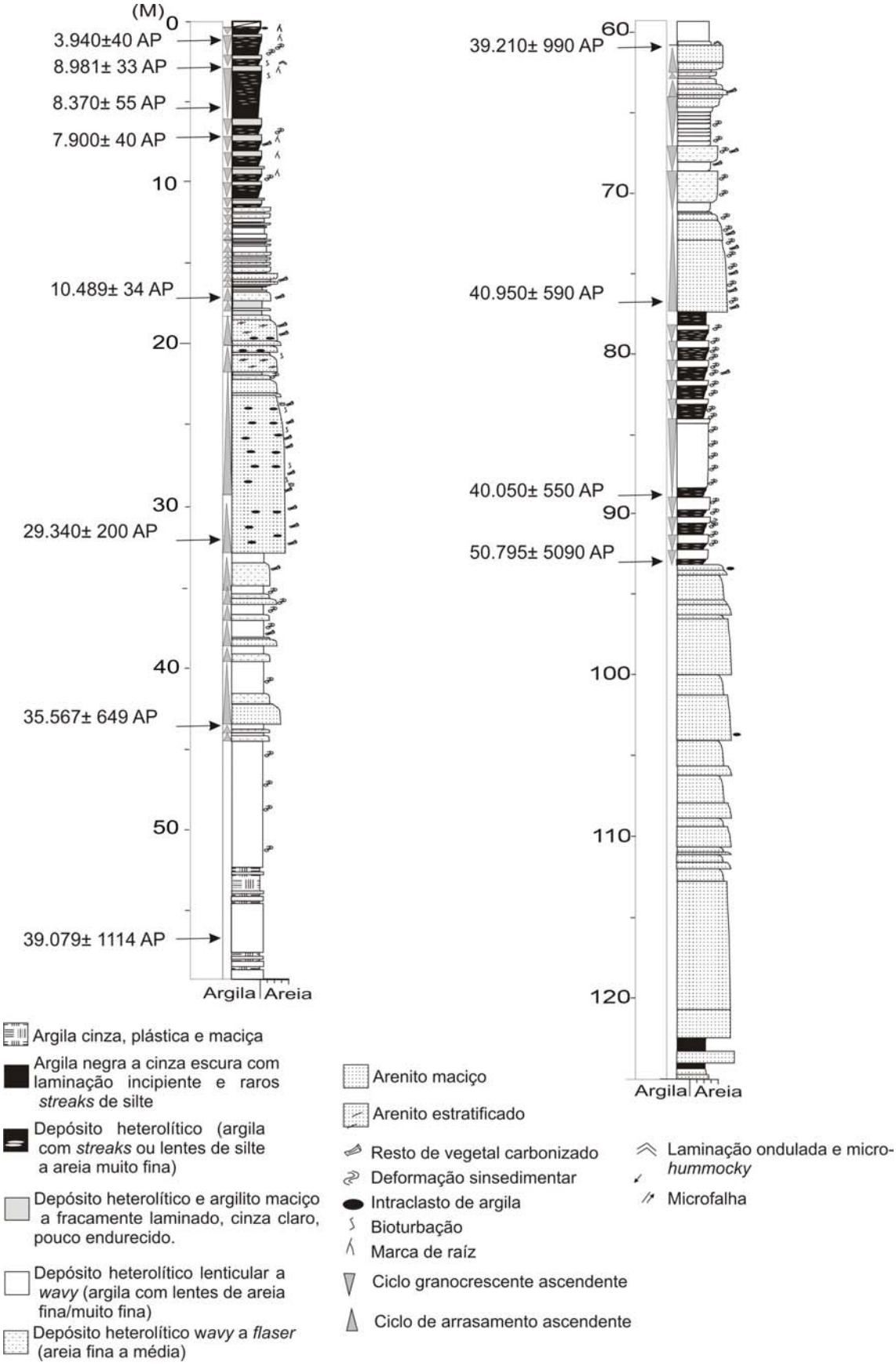


Figura 15: Perfil litoestratigráfico resultante da descrição sedimentológica do testemunho de sondagem obtido na margem leste do Lago Arari.

Amostra	Profundidade (m)	Idade convencional ^{14}C AP	Calibração 2-sigma (Cal AP)
SM-1-72	1,3	3.940±40	4.510-4.470; 4.450-4.250
SM-1	3,0	8.981± 33	10.114 – 10.239
SM-78	5,6	8.370 ±55	9.490-9.280
SM-10	7,5	7.900±40	8.980-8.820; 8.800-8.600
SM-24	17,5	10. 489±34	12.364 – 12.674
SM1-134	33	29.340±200	-
SM-36	45	35.567±649	-
SM-60	57	39.079±1114	-
SM-1-172	61	39.210±990	-
SM-1-189	77	40.950±590	-
SM-1-198	89	40.050±550	-
SM-1-206	93,20	50.795±5090	-
SM-1-214	124	> 40.200	-

Tabela 1: Idades radiogênicas ^{14}C do testemunho FSM-1.

4.2. CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA

Os depósitos estudados registram cerca de 50.000 anos de sedimentação de areias maciças ou levemente estratificados e argilas intercaladas a depósitos heterolíticos (Figura 16). Estes estratos podem ser descritos em sete fácies sedimentares (Tabela 2), que incluem: areia maciça (facies Am), areia com laminação paralela (facies Alp), areia com laminação cruzada (facies Alc), pelito maciço (Pm), argila com laminação paralela e *streaky* (facies Agp/s), acamamento heterolítico lenticular (facies Hl) e acamamento heterolítico *wavy/flaser* (facies Hwf). É importante ressaltar que pelo menos parte da natureza maciça das fácies arenosas pode ser resultante da obliteração de estruturas primárias quando da recuperação do testemunho. Por outro lado, camadas areníticas maciças são intercaladas com depósitos apresentando inúmeras estruturas deformacionais dúcteis (dobras convolutas, estrutura tipo *ball-and-pillow*, dobra ptigmática) e rúpteis (microfalhas e microfaturas), descritas em detalhe em publicação prévia, e relacionadas com eventos de paleosismicidade (Rossetti et al., 2007). As fácies sedimentares organizam-se em seis associações, atribuídas a ambientes deposicionais relacionados a sistema estuarino (Tabela 3), como apresentado abaixo.

FÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS SEDIMENTARES
Areia maciça (Am)	Areia fina, maciça, cor creme-amarelada, seleção moderada. Intraclastos de argila ocorrem dispersos ou formam, localmente, depósitos residuais conglomeráticos de até 0.2 m de espessura.	Em parte, deformação produzida durante a coleta do testemunho, mas também possivelmente produzida por deformação contemporânea à sedimentação.
Areia com laminação paralela (Alp)	Areia fina a média apresentando laminação ou estratificação paralela incipiente. Localmente associada com filmes de argila. Icnofósseis indeterminados são localmente presentes.	Fluxos de alta energia (camadas planas de regime de fluxo superior). Areias com laminação paralela com intercalação de argilas são relacionadas a fluxos de baixa energia, com velocidade inferior à necessária à geração de *ripple*.
Areia com laminação cruzada de corrente/onda (Alc)	Areia fina a média, bem selecionada, cor amarela escura, com laminação cruzada de corrente e onda.	Migração de *ripples* sob condições de baixa energia seja por fluxos unidirecionais ou combinados (unidirecional e oscilatório).
Pelito maciço (Pm)	Pelito maciço, cinza, endurecido. Localmente avermelhado ou amarelo, contendo marcas de raízes.	Perturbação do sedimento por atividade biológica durante pedogênese.
Argila com laminação paralela a *streaky* (Aglp/s)	Camadas de argila cinza a preta, plástica, de até 2,5 m de espessura, com laminação paralela. Contém, ainda, *streaks* de areia cinza esverdeada.	Deposição a partir de suspensão sob condições de fluxos de muito baixa energia. Laminações do tipo s*treaky* formaram quando do influxo episódico de areia em momentos de energia de fluxo ligeiramente mais elevada.
Camada heterolítica lenticular (Hl)	Argila cinza a preta com lentes descontínuas de areia cinza esverdeada fina/muito fina a síltica. Lentes de areia podem apresentar laminação cruzada.	Fluxos de baixa energia, com deposição preferencial de argila a partir de suspensões e influxos episódicos de areia, principalmente a partir de migração de *ripples* famintas.
Camada heterolítica *wavy/flaser* (Hw/f)	Camadas de argila cinza a preta intercaladas com areia fina a média, formando estruturas tipo *wavy* e *flaser*.	Alternância da energia do fluxo, com flutuações de deposição de argila a partir de suspensões e de areia principalmente pela migração de *ripples*.

Tabela 2: Litofácies sedimentares representativas dos depósitos estudados a oeste do entorno do Lago Arari.

Associação de fácies	Interpretação paleoambiental	Descrição	Fontes principais de matéria orgância (com base em $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N)
A	**Canal fluvial**	Areia maciça fina a grossa (fácies Am), moderadamente selecionada, localmente conglomerática, contendo subordinadamente argilas com laminação paralela. Estes litotipos estão tipicamente arranjados em ciclos granodecrescente ascendentes, que variam em espessura de 0.1 m a 8 m. A base dos ciclos é brusca e, comumente, erosiva, sendo localmente marcada por intraclastos de argila. Restos vegetais, assim como grânulos de quartzo e clastos de argila ocorrem dispersos ao longo das camadas de areia.	Origem terrígena, com carbono orgânico derivado principalmente de plantas vasculares C_3.
B	**Bacia estuarina externa a marinho raso**	Dominantemente argilosa, consistindo principalmente em argilas com laminação paralela a *streak*y, que são intercalados com níveis de camadas heterolíticas lenticular e *wavy/flaser,* correspondendo às fácies Hl e Hwf, respectivamente. Os pacotes heterolíticos mais arenosos variam de 0.2 m a 2 m de espessura, e sobrepõem-se às camadas da fácies Agp/s, formando sucessões granocrescente ascendentes. As camadas mais espessas de areia localmente apresentam laminação cruzada de fluxo combinado. Restos vegetais ocorrem dispersos, bem como intraclastos de argila.	Matéria orgânica derivada de plantas terrestres (C_3 e C_4), fitoplâncton (marinho e de água doce), e fontes mistas.
C	**Bacia estuarina interna**	Caracteristicas litofaciológicas similares à associação B, entretanto com espessura menor (até 10 m). Ocorrência de ciclos granocrescente e granodecrescente ascendentes.	Conteúdo derivado de fitoplâncton de água doce, bem como de vegetação vascular C_3 e C_4.
D	**Planície de maré**	Camadas heterolíticas lenticular e wavy/flaser (facies Hl and Hw/f), as quais estão localmente interacamadadas com pacotes de areia maciça (facies Am) de até 1 m de espessura. Estes estratos estão tipicamente intergradados, formando ciclos granodecrescente ascendentes bem delimitados, de até 4 m de espessura. Detritos vegetais estão localmente presentes nesta associação.	Matéria orgânica derivada de fitoplâncton marinho ou de água doce, ou até mesmo mistura de ambos. Contribuições de plantas terrestres C_3 e C_4 também foram registradas.
E	**Canal estuarino**	Sucessão com cerca de 15 m de espessura, consistindo de areias finas a grossas e, secundariamente depósitos heterolíticos arranjados em ciclos de adelgaçamento e de granodecrescência ascendentes. Superfícies de reativação, recobrimentos argilosos e clastos de argilas são abundantes.	Plantas terrestres C_3, mas com contribuição episódica de fitoplâncton marinho e/ou fontes mistas (marinha e plantas terrestres)
F	**Laguna**	Unidade com 18 m de espessura localizada no topo do testemunho estudado. Mais arenosa na base e mais argilosa em direção ao topo, está arranjada em ciclos granodecrescente e granocrescente ascendentes. Ciclos mais argilosos prevalecem em direção ao topo. Restos vegetais ocorrem dispersos.	Forte influência marinha, com exceção de alguns intervalos, onde fontes marinhas e terrígenas são evidentes, particularmente na porção mais superior da sucessão.

Tabela 3: Síntese das características sedimentológicas e das fontes de matéria orgânica, com base em dados isotópicos, para cada associação de fácies, com indicação dos paleoambientais de deposição sugeridos.

4.2.1. Litofácies

Areia maciça (fácies Am) - Consiste em camadas de areia fina, maciça, ocasionalmente friável, moderadamente selecionada e de coloração creme- amarelada (Figura 16). Os pacotes variam em espessura de 0.2 a 0.8 m. Regularmente são encontrados seixos de argilito marrom, que são levemente alongados. Esta fácies possui variação local para areia maciça conglomerática com aproximadamente 0.2 m de espessura, que se sobrepõe a superfícies bruscas e erosivas. Contém, em abundância, seixos sub-angulosos a sub-arredondados de argila marrom, os quais chegam a 5 cm de diâmetro.

Processos sedimentares envolvidos na geração desta fácies podem incluir: sedimentação rápida, sem tempo para estruturação dos depósitos que foram, então, depositados como massa homogênea; intensa deformação contemporânea à sedimentação, com destruição total da estratificação primária; e homogeneização pela ação de organismos. No caso destes depósitos, parte do aspecto maciço pode ter sido produzida pela homogeização do sedimento pela introdução de água durante a recuperação do testemunho. Embora parte da deformação possa ter sido produzida desta forma, ou seja, pós-deposicionalmente, é razoável admitir que esta fácies reflita, também, deformação sin-sedimentar causada por processos de liquefação-fluidificação, visto que feições deformacionais sin-sedimentares foram previamente descritas e relacionadas a esta successão sedimentar em Rossetti et al. (2007).

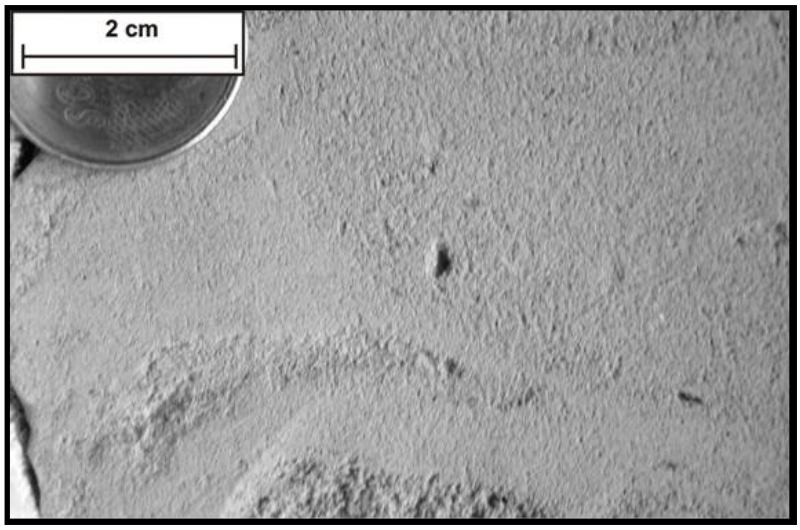


Figura 16: Fácies Am- areia com acamamento maciço.

Areia com laminação plano-paralela (fácies Alp) - Caracteriza-se por camadas de até 1,5 m de espessura de areia fina a média contendo laminação e/ou estratificação plano-paralela (Figura 17). Clastos de argila com diâmetro inferior a 1 cm, distribuídos paralelamente ao acamamento são freqüentes. Filmes de argila recobrem localmente os planos de acamamento, e icnofósseis indeterminados acham-se dispersos nestes estratos. Esta fácies grada, em direção à base, para areias maciças da fácies Am, com a qual configura tendência granodecrescente ascendente e mantém limite superior em contato brusco com sedimentos heterolíticos da fácies Hl.

Laminação plano-paralela pode se formar em uma ampla faixa granulométrica e velocidade de correntes. Em fluxos unidirecionais de alta velocidade, camadas planas formam-se em todas as classes granulométricas, seja a partir de suspensão, seja por tração. Laminações paralelas em camadas arenosas podem ser produzidas em regime de fluxo superior, quando a energia do fluxo é elevada, impedindo a manutenção de formas de leito (Reineck & Singh, 1980; Harms et al., 1982). Laminações plano-paralelas associadas a filmes de argila, como também observadas nos testemunhos estudados, são formadas em regime de fluxo inferior, em leito plano, antes da formação de *ripples*.

Figura 17: Fácies Alp: detalhe de intervalo de areia exibindo laminação plano-paralela.

Areia com laminação cruzada (fácies Alc) – Caracteriza-se por camadas entre 0,20 a 1,5 m de espessura de areia fina a média, bem selecionada, bem arredondada, cor amarelo-escura e contendo laminação cruzada tabular ou acanalada. Menos frequentemente, ocorrem laminações cruzadas cavalgantes. O limite dos *sets* pode ser retilíneo ou ligeiramente ondulante. Localmente, foram encontrados fragmentos de madeira carbonizados.

Laminações cruzadas formam-se a partir da migração de marcas onduladas de corrente, onda ou fluxos combinados, em regime inferior. Em geral, a presença de *ripples* sugere velocidade de fluxo baixa, suficiente para o transporte de sedimento por tração (p. ex. Harms et al., 1982; Nichols, 1999). Laminações cruzadas com limite de

sets retilíneos são registradas em fluxo unidirecional, enquanto que aquelas com limite de *sets* ondulantes são produzidas por movimentos oscilatórios na coluna d'água, com associação de fluxos unidirecionais, havendo vetor resultante principal (Reineck & Singh 1980). Laminações cruzadas tabulares/acanaladas se formam em condições de suprimento sedimentar relativamente descontínuo comparado às condições necessárias à formação de laminações cruzadas cavalgantes (Reineck & Singh, 1980). Por outro lado, a alta disponibilidade de sedimentos em suspensão favorece a migração e acresção vertical do sedimento, levando à formação de laminação cavalgante (*climbing ripples*).

Figura 18: Fácies Alc: areia com laminação cruzada acanalada.

Pelito maciço (fácies Pm) – Inclui camadas de pelito maciço de coloração cinza clara a esverdeada. Possui espessuras que variam de 0,15 a 0,70 m. Apresenta traços de bioturbação indistintos, levemente ferrificados e tubos alongados verticalizados (Figura 19A). Marcas de raízes e fragmentos de madeira são, também, registrados nesta fácies.

Estas camadas mantêm contatos gradacionais com os sedimentos descritos na fácies Agp/s. Estruturas deformacionais dúcteis e rúpteis são freqüentes nestes depósitos.

Esta fácies pode ser interpretada como produto de intensa homogenização do sedimento. Este processo pode ser resultado de forte atividade biológica e/ou processos pedogenéticos. Processos inorgânicos como, por exemplo, escape de fluidos ou percolação de água intraestratal durante compactação, podem levar à destruição do acamamento e conseqüente homogeneização do sedimento (Reineck & Singh, 1980). O aspecto endurecido, a estruturação maciça, bem como as feições ferrificadas, corroboram gênese ligada a processos pedogenéticos neste caso.

Argilito maciço (fácies Agm) - Esta fácies é representada por camada tabular de argila maciça, plástica de coloração creme amarronzada e de ocorrência restrita sob forma de estratos de 0,10 a 1 m de espessura. Esta fácies ocorre intercalada por sedimentos herolíticos da fácies Hl, com a qual mantêm contato brusco. Marcas de raízes são, também, feições comuns.

O aspecto textural desta fácies, aliado à sua associação com depósitos heterolíticos finos (fácies Hl), refletem deposição de argilas a partir de suspensões. Este tipo de acamamento requer correntes de muito baixa velocidade e sedimentos muito finos. Tais condições estão associadas com decréscimo temporal ou espacial de transporte por suspensão em correntes de velocidade muito baixa para movimentar os grãos após sua acumulação sobre o leito de deposição (Harms et al 1982). A prevalência de condições redutoras (anoxia) pode ser sugerida com base na ausência de estruturas de bioturbação.

Argila com laminação paralela a *streaky* (fácies Agp/s) – Esta fácies é constituída por camadas de argila plástica de coloração variando de cinza a preta (Figura 19B). As camadas chegam a atingir espessura de até 2.5 m. Nas porções basais

das camadas, ocorre laminação paralela incipiente e *streaks* de silte cinza esverdeado. Em direção ao topo, a laminação se torna mais pronunciada e a granulometria dos *streaks* passa a variar de síltica a arenosa fina. Nestes depósitos registram-se horizontes contendo diversas estruturas deformacionais sin-sedimentares incluindo feições dúcteis (dobras convolutas, estrutura tipo *ball-and-pillow*, dobra pytigmática) e rúpteis (microfalhas e microfaturas), que se misturam em um mesmo horizonte. Os horizontes deformados são intercalados com níveis não deformados, com os quais mantém contatos abruptos.

Laminação paralela em sedimentos muito finos, como os aqui descritos, é formada por fluxos de baixa energia em regime inferior (p. ex. Harms & Fahnestock, 1965). A deposição ocorre por decantação em águas estagnantes ou submetidas a fluxo lento. Laminações do tipo *streaky* também registram baixa energia de fluxo, mas com influxos episódicos de pequenas quantidades de areia, que são depositadas em filmes durante energia relativamente mais elevada do que a necessária à formação de argilas com laminação paralela.

Acamamento heterolítico lenticular (fácies Hl) – Caracterizada por níveis heterolíticos de argila cinza clara a escura, com lentes descontínuas de areia microlaminada cinza esverdeada fina/muito fina a síltica (Figura 19, E-F). As camadas variam em espessura desde 0,10 até 6 m. Os planos do acamamento frequentemente apresentam-se ondulados e/ou truncados. Este aspecto ondulante na laminação assemelha-se, por vezes, a estruturas do tipo *hummocky* em micro-escala. Ao longo do testemunho estudado verificaram-se intervalos em que esta fácies ocorre com diferentes proporções entre o conteúdo de areia e argila. No acamamento lenticular, as lentes de areia são descontínuas e isoladas, vertical e horizontalmente. A formação deste tipo de acamamento reflete deposição de argila por suspensões, que se alternam com deposição

de areia por suspensão ou tração. Neste último caso, r*ipples* famintas são desenvolidas sobre as camadas de argila durante ligeiras elevações na velocidade de fluxo, o que resulta em corpos lenticulres isolados em meio a camadas de argila, característico desta fácies. Deste modo, o acamamento lenticular é formado quando *ripples* de areia incompletas ocorrem sobre substrato de argila, havendo deposição e preservação preferencial de argila em relação à areia (Reineck & Singh, 1980).

Acamamento heterolítico *wavy/flaser* (fácies Hwf) – Esta fácies é formada por pacotes de argila cinza a preta interacamados com areia fina a média, formando estruturas tipo *wavy* e *flaser* (Figura 19 C-D). Fragmentos de matéria orgânica vegetal dispersos são comuns nesta fácies. Estes pacotes sedimentares variam de 0,10 até 2 m de espessura.

A formação da estrutura tipo *flaser* indica disponibilidade de areia e argila, com deposição de volume de areia maior relativamente ao que leva à formação de acamamento heterolítico do tipo lenticular. A formação desta fácies ocorre sob condições de regime de fluxo inferior, com períodos de migração de formas de leito que são episodicamente interrompidos por períodos de deposição de argila por suspensões. Durante períodos mais energéticos, a areia é transportada e depositada na forma de *ripples*, enquanto a argila mantém-se em suspensão. Quando a atividade das correntes cessa, a argila em suspensão é depositada sob forma de camadas contínuas sobre as *ripples*, ou descontinuamente somente nas calhas destas. Na fase seguinte, as cristas das *ripples* são erodidas e novas *ripples* são depositadas, soterrando e preservando o acamamento. O acamamento *flaser* forma-se onde a deposição e preservação da areia são favorecidas relativamente à argila. Em contraste, a formação de estruturas *wavy* requer condições onde a deposição e preservação de areia e argila sejam possíveis de

forma equivalente. Neste caso, lâminas de areia e argilas alternam-se formando níveis contínuos. A argila recobre quase completamente as *ripples*, formando fina cobertura sobre a crista das mesmas (Reineck & Singh 1980).

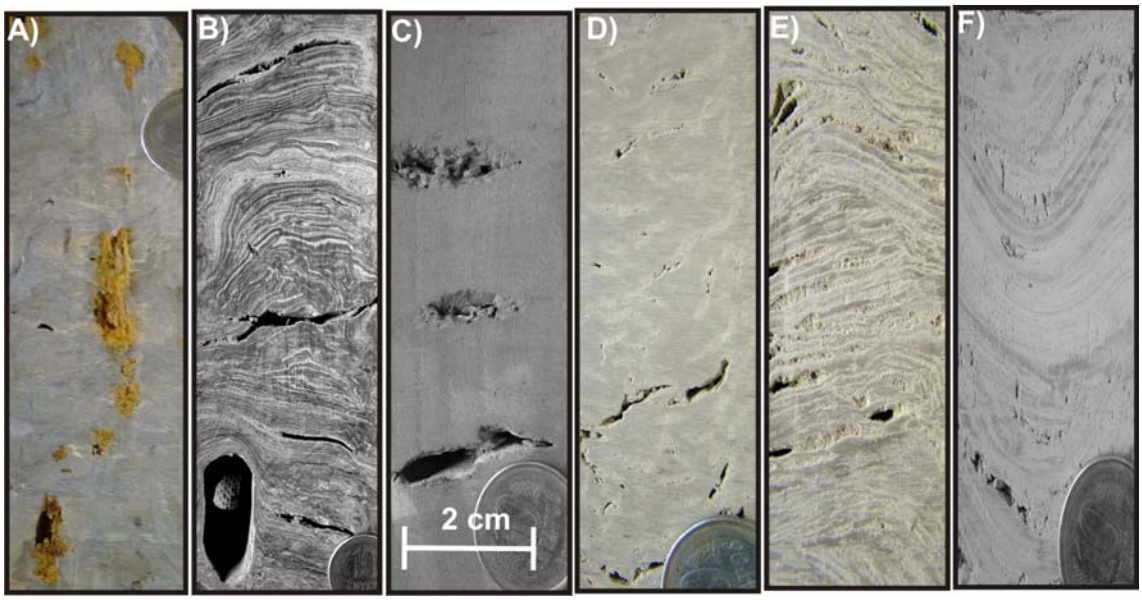


Figura 19: Exemplos de fácies pelítico/argilosas descritas ao longo do testemunho FSM-1. A) Pelito maciço (Pm). B) Argila com laminação paralela a *streaky* (Aglp/s). C, D) Depósitos com acamamento heterolítico do tipo *wavy* /*flaser* (Hwf). E, F) Depósitos com acamamento heterolítico lenticular (Hl).

4.2.2. Associações faciológicas e isótopos

Associação de fácies A: canal fluvial

Esta associação atinge até 47 m de espessura, sendo registrada em dois intervalos, um entre 93 e 124 m e outro entre 68 -77 m de profundidade (Figura 20A, B). Consiste, dominantemente, de areia quartzosa média a grossa, localmente conglomerática, moderadamente a bem selecionada, maciça (facies Sm) e, subordinadamente, argila com laminação paralela (facies Agp/s). Estes litotipos estão tipicamente arranjados em ciclos granodecrescentes ascendentes, os quais variam de 0.1 a 8 m de espessura. A base dos ciclos é brusca, geralmente erosiva e marcada, localmente, por intraclastos de argila. Intraclastos, assim como grânulos de quartzo e fragmentos de plantas, ocorrem dispersos ao longo das camadas de areia.

O comportamento isotópico, revelado com o estudo da matéria orgânica, caracteriza-se por espectro de valores amplos (Figura 20 A,B), verificado principalmente nos valores de $\delta^{13}C$ e C/N. O primeiro varia de -17,37 ‰ a -27,21 ‰ (média de -22,64‰) e a razão C/N varia de 12,45 a 43,26 (média de 24,77). Os valores de $\delta^{15}N$ variam entre +6,85‰ e +11,67‰ (média de +3,66‰). É interessante mencionar que os valores de $\delta^{13}C$ são ligeiramente depletados na metade superior do intervalo correspondente a esta associação de fácies. O conteúdo de carbono orgânico (0,02% a 0,38%) e o nitrogênio total (0,003% a 1,21%) variam de forma aproximadamente linear (Figura 20 C).

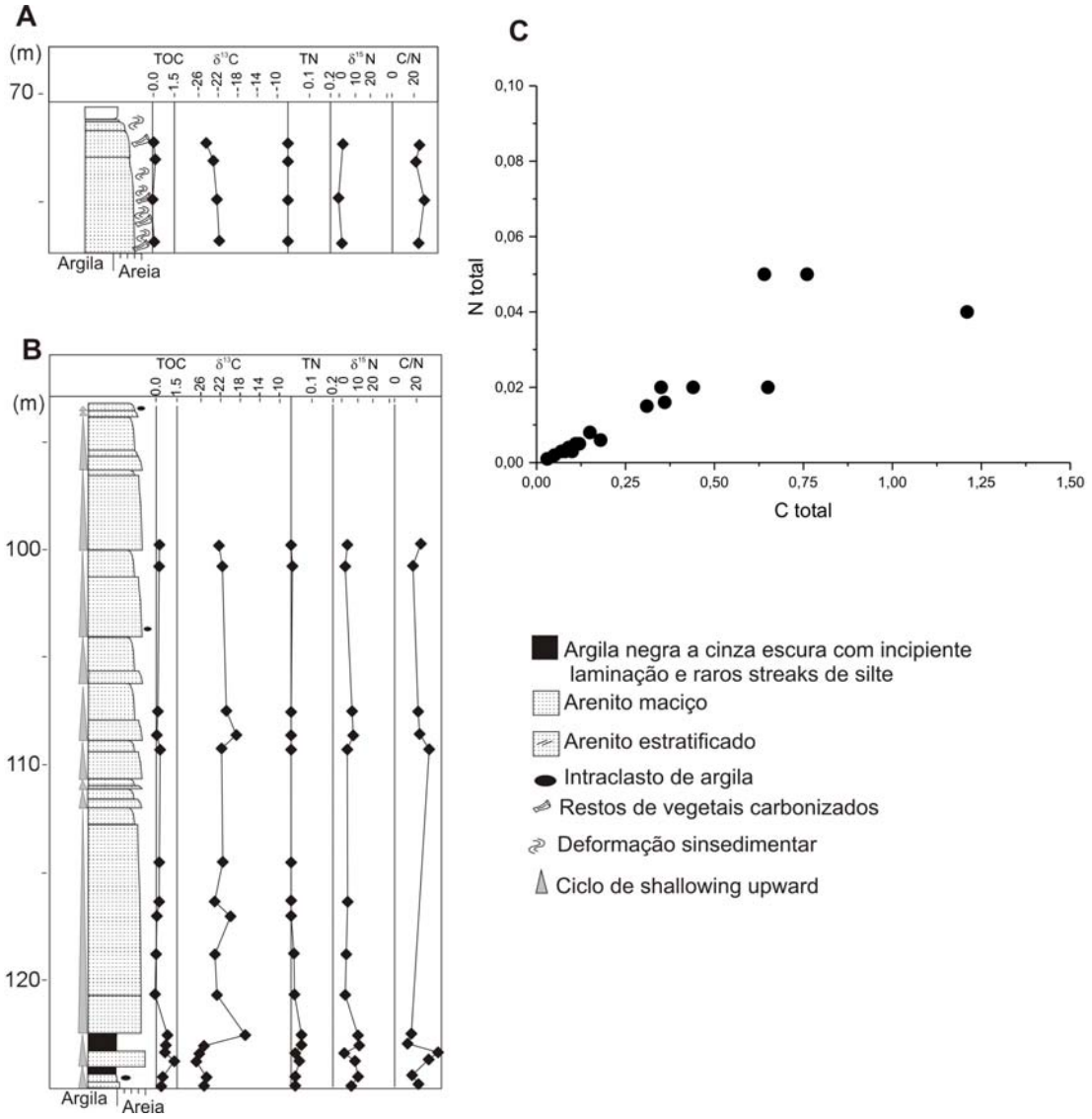


Figura 20: A-B) Perfis litoestratigráficos do furo FSM-1 nos intervalos atribuídos a ambiente de canal fluvial, com distribuição dos valores isotópicos e elementares correspondentes. C) Diagrama binário com a relação entre os valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Associação de fácies B: bacia estuarina externa

Esta associação de fácies ocorre no intervalo estratigráfico entre as profundidades 44-64 m. É constituída por depósitos apresentando limites abruptos com a associação A subjacente. A associação B é dominantemente argilosa, consistindo principalmente em argilas com laminação paralela a *streaky* (facies Agp/s). Estes estratos estão interacamadados com pacotes heterolíticos com acamamento lenticular e *wavy*, correspondendo às facies Hl e Hwf, respectivamente. Os pacotes heterolíticos mais arenosos variam de 0.2 a 2 m de espessura, e gradam em direção à base para a fácies Am, formando sucessões graocrescente ascendentes. Camadas de areia mais espessas apresentam localmente laminação cruzada de fluxo combinado. Fragmentos vegetais ocorrem dispersos, bem como intraclastos de argila (Figura 21A).

Os valores de $\delta^{13}C$ são mais variáveis comparativamente aos da associação de fácies A, variando entre -13,32‰ e -26,78‰, com média de -21,63‰. Por outro lado, as medidas de $\delta^{15}N$ apresentam espectro menor do que o registrado na associação A, variando entre +3,68‰ e +9,59‰, com média mais elevada de +6,75‰. A razão C/N obtida medida para este intervalo varia de 5,3 a 11,54, com média de 7,05 (Figura 21 A). Os valores de nitrogênio total e carbono orgânico total não ultrapassam a margem de 1%, variando de 0,04 % a 0,09 % e de 0,42 a 0,74%, respectivamente (Figura 21 B).

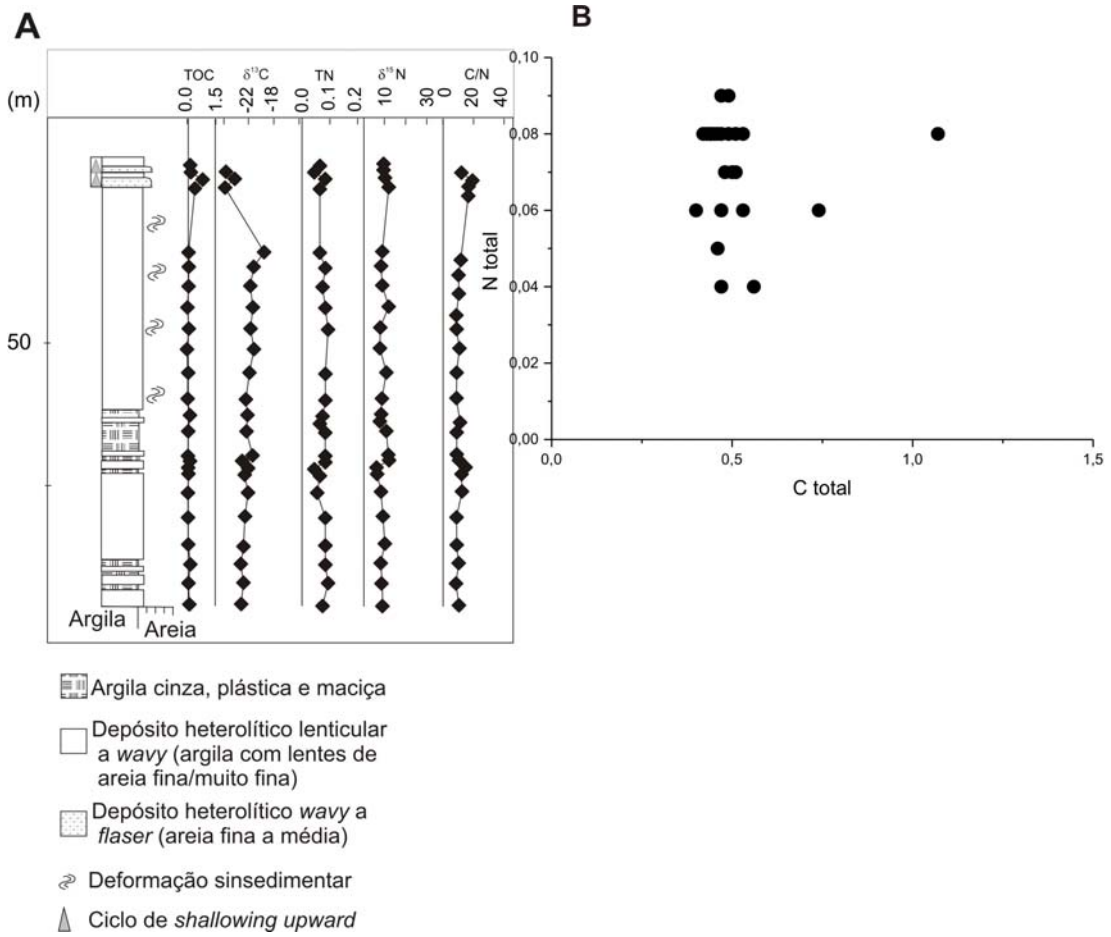


Figura 21: A) Perfil litoestratigráfico do furo FSM-1 no intervalo atribuído a ambiente de bacia estuarina externa, com distribuição dos valores isotópicos e elementares correspondente. B) Diagrama binário com a relação entre os valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Associação de fácies C: bacia estuarina interna

Esta associação de fácies ocorre nos intervalos situados entre as profundidades de 64-68 e 77-93 m (Figura 22A, B). Estes depósitos são litologicamente similares aos da associação B, sendo constituídos por depósitos heterolíticos contendo argila com laminação paralela a *streaky* (facies Aglps). A sucessão está, também, organizada sob forma de inúmeros ciclos granocrescente ascendente, os quais chegam a atingir até 2.0 m de espessura. Estes são formados por depósitos heterolíticos correspondentes às fácies Hl e Hwf. Mais raramente, ocorre sucessão com tendência granodecrescente ascendente.

Apesar da similaridade com a associação B, optou-se pela distinção desta assembléia em função de seu comportamento isotópico diferenciado. Os valores de $\delta^{13}C$ são tipicamente mais leves, variando de -10,35‰ a -26,78 ‰, com media de -18,46‰. Para as medidas de $\delta^{15}N$ os valores medidos situam-se entre +3.68 ‰ e +9,35 ‰ (média de 6,17‰), e para a razão C/N obteve-se um espectro entre 13,51 e 26,81 (média de 18,44) (Figura 22 A). Os valores de nitrogênio total variam 0,03% e 0,09% e o conteúdo de carbono orgânico total de 0,58% a 1,56%, respectivamente (Figura 22 B).

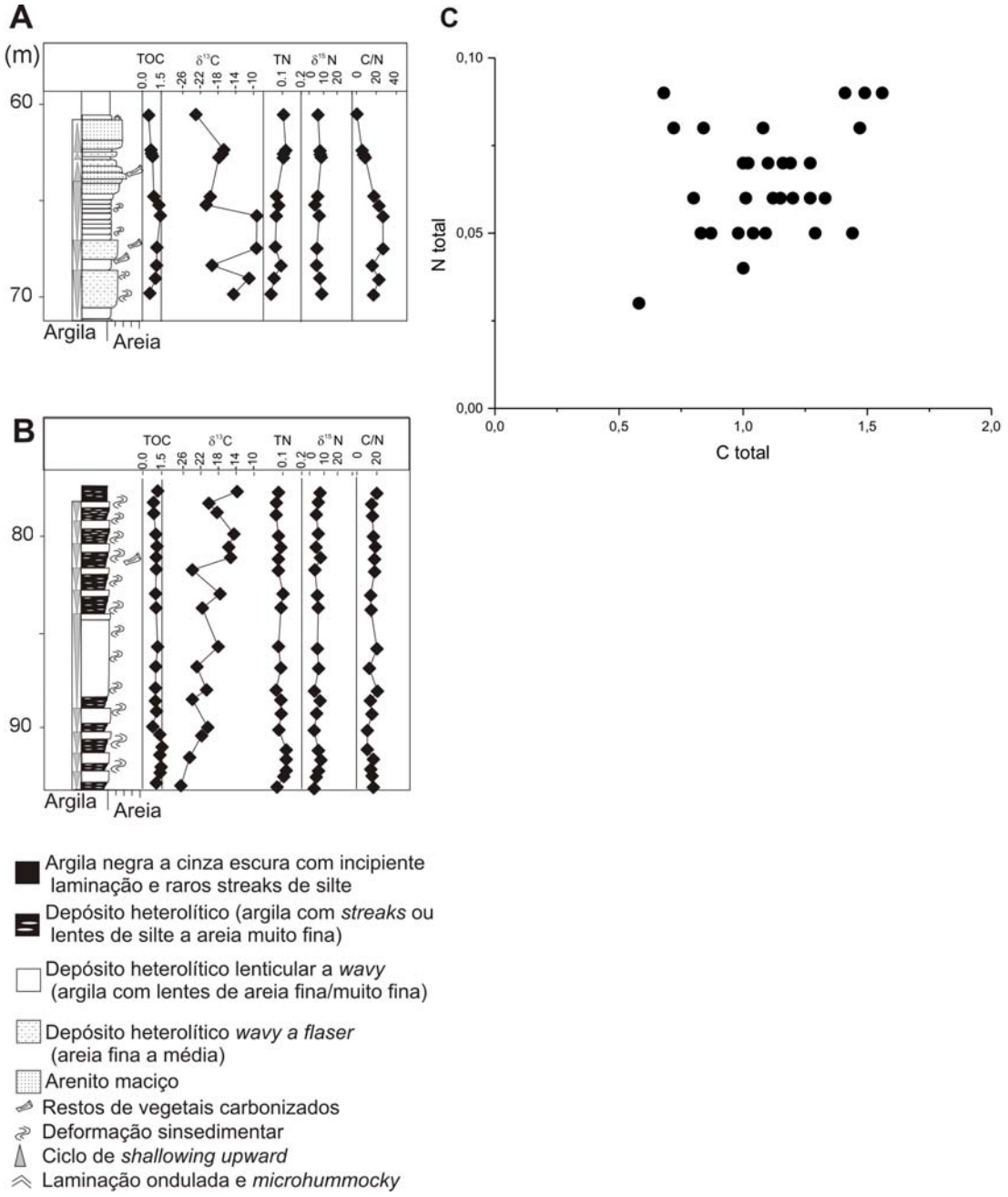


Figura 22: A, B) Intervalos estratigráficos atribuídos a ambiente de bacia estuarina interna, com distribuição dos valores isotópicos e elementares correspondentes. C) Diagrama binário com a relação entre os valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Associação de fácies D: planície de maré

Esta associação corresponde a um intervalo delgado situado entre as profundidades de 33 e 44 m (Figura 23A), onde os depósitos gradam, em direção à base, para a associação C. Os depósitos da associação D consistem em camadas heterolíticas, correspondentes às facies Hl e Hw/f, sendo localmente intercalados com pacotes de areia maciça (facies Sm) de até 1 m de espessura. Estes depósitos mantêm contatos abruptos entre si e arranjam-se em ciclos granodecrescente ascendentes de até 4 m de espessura. Restos vegetais têm ocorrência localizada nesta associação.

Embora a associação D seja também caracterizada pelo aumento no conteúdo arenoso comparativamente à associação C, estes depósitos possuem valores similares de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$, os quais variam de -18,57‰ a -25,85‰ (média= -21,53‰) e +3,81‰ a +12,14‰ (média= +8,17‰), respectivamente. A razão C/N apresenta, em geral, valores mais elevados, situados entre 6,96 e 21,66, com média de 13,54 (Figura 23A). Os valores de nitrogênio total variam de 0,05% a 0,007% enquanto que o carbono orgânico total varia de 0,49% a 0,89% (Figura 23B).

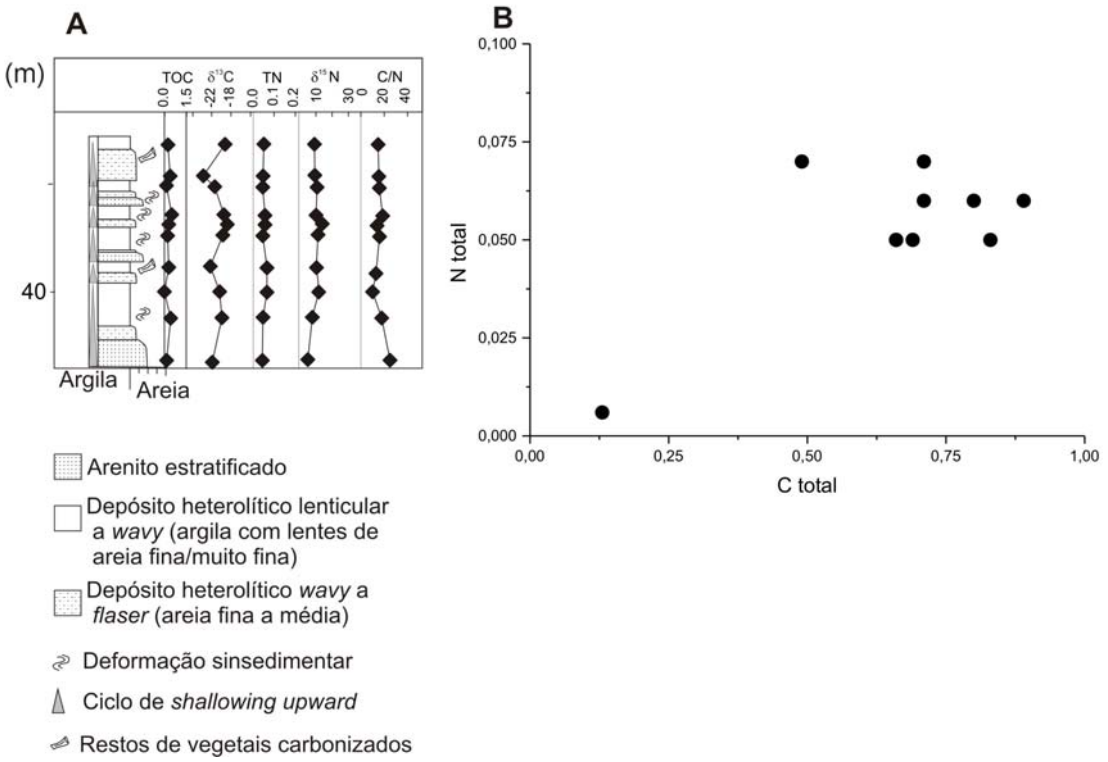


Figura 23: A) Intervalo litoestratigráfico da associação de fácies atribuída a ambiente de planície de maré, com distribuição dos valores isotópicos e elementares correspondentes. B) Diagrama binário apresentando a relação entre os valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Associação de fácies E: canal estuarino

Esta associação consiste em pacotes de areia média a grossa, os quais gradam, em direção ao topo, para a associação F. A sucessão compreende o intervalo situado entre as profundidades 18 e 33 m (Figura 24A), encerrando inúmeros ciclos de granodecrescência e adelgaçamento ascendentes.

Esta associação é constituída pelas fácies areia maciça, areia com laminação cruzada (facies Alc) e, subordinadamente, pelas fácies heterolítica lenticular (facies Hl) e heterolítica *wavy/flaser* (facies Hw/f). Os *sets* na fácies Alc apresentam conunto de *foresets* freqüentemente definidos por filmes de argila. Intraclastos de argila e

fragmentos de madeira ocorrem em abundância, e traços fosseis não determinados estão localmente presentes.

Valores de $\delta^{13}C$ registrados para a associação E situam-se entre -20,78‰ e -25,00‰, com média de -22,24‰. A razão isotópica $\delta^{15}N$ e a razão C/N variam respectivamente, de + 4,73‰ a +13,13‰ (média de +3,35‰), e de 8,80 a 30,00 (média de 22,23), respectivamente. As razões isotópicas são mais variáveis na porção inferior desta associação faciológica, enquanto que, em direção ao topo, os valores são marcadamente mais constantes (Figura 24A). O teor de carbono orgânico total varia de 0,03% a 0,44%, enquanto que o nitrogênio total varia de 0,001% a 0,05%. Esses elementos variam de forma aproximadamente linear entre si, como ilustrado na figura 24B.

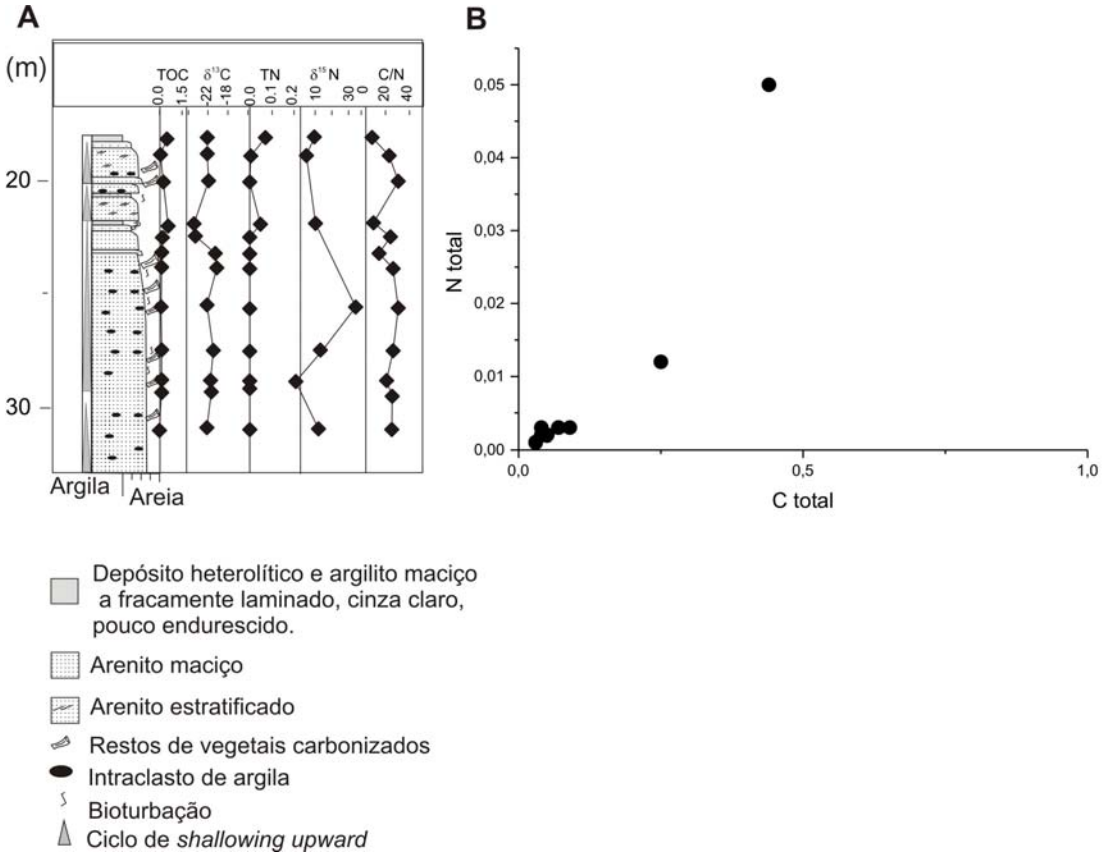


Figura 24: A) Perfil litoestratigráfico do furo FSM-1 atribuído a ambiente de canal estuarino e valores isotópicos e elementares correspondentes. B) Diagrama binário com a relação entre os valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

Associação de fácies F: laguna

Similarmente à associação B, esta associação é dominantemente representada por depósitos argilosos e heterolíticos, sendo registrada nos primeiros 18 m do testemunho a partir da superfície (Figura 25 A). É formada por argilas com laminação paralela a *streaky* (fácies Agp/s). Adicionalmente, estes estratos são intercalados com vários pacotes heterolíticos de até 3 m de espessura, correspondentes às facies Hl e Hw/f. Restos vegetais e marcas de raízes ocorrem associados ao intervalo superior.

Os valores de $\delta^{13}C$ apresentam distribuição mais uniforme ao longo do intervalo em relação às demais associações descritas, variando entre -18,15‰ e -25,76‰, com média de -21,71‰. Medidas de $\delta^{15}N$ e C/N variam, respectivamente, entre +1,06‰ e + 27,34‰ (média de +10,34‰), e 2,45 e 13,31 (média de 8,78), respectivamente. Adicionalmente, cabe ressaltar que ocorre tendência decrescente ascendente dos valores isotópicos e elementares neste intervalo (Figura 25A). O conteúdo de nitogênio total e de carbono orgânico não varia de forma linear ou inversamente proporcional entre si. O conteúdo de carbono varia de 0,11% a 0,87%, enquanto que o conteúdo de nitrogênio varia de 0,04% a 0,1 % (Figura 25B).

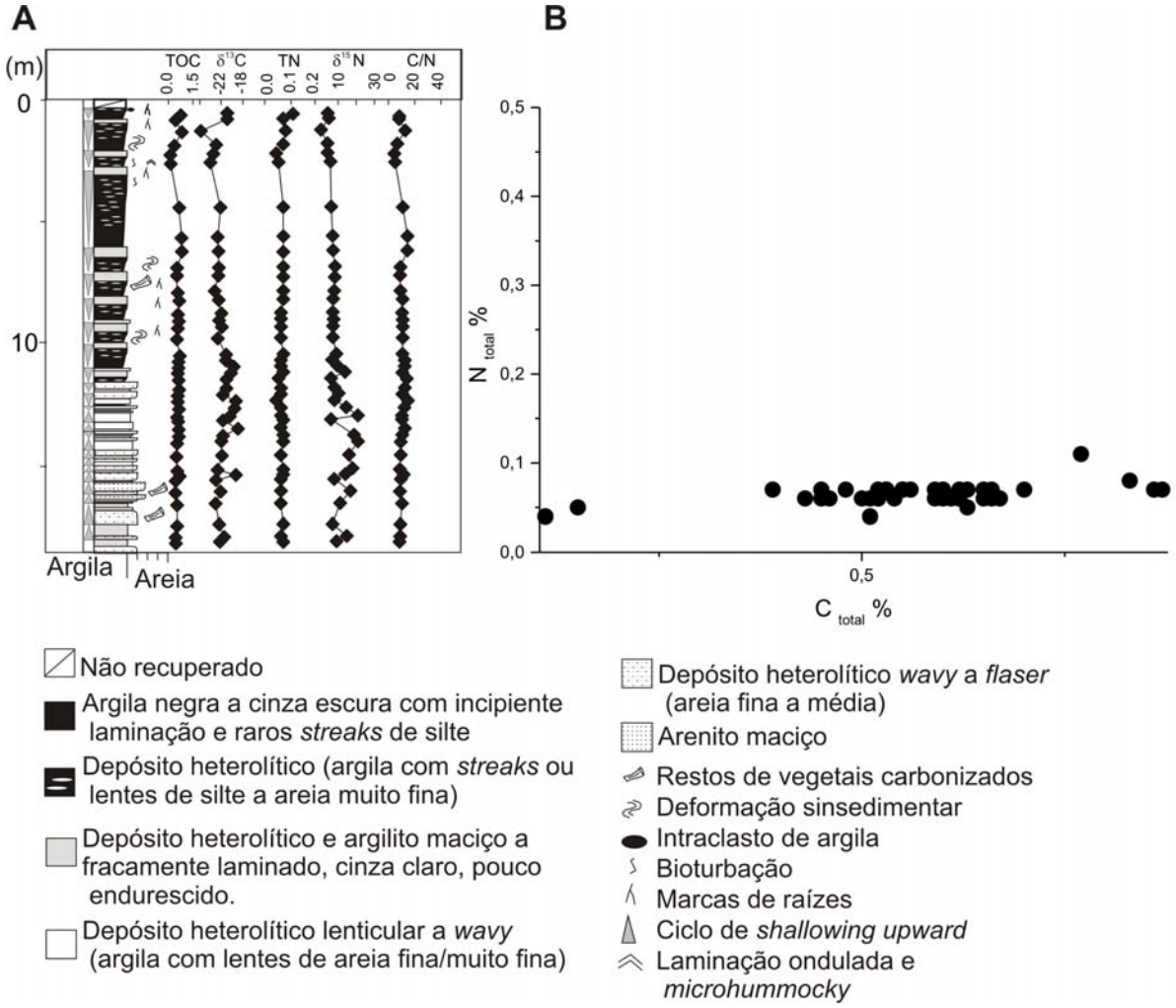


Figura 25: A) Perfil litoestratigráfico do furo FSM-1 do intervalo atribuído a ambiente de lagunar, com distribuição dos valores isotópicos e elementares correspondentes. B) Diagrama binário com a relação entre os valores de carbono orgânico total e nitrogênio total.

4.3. DESCRIÇÃO PALINOLÓGICA

As características litológicas e texturais do testemunho estudado foram determinantes no direcionamento das análises palinológicas. As amostras palinológicas derivam de sedimentos finos (i.e., argilitos e depósitos heterolíticos dos tipos *streaky*, lenticular e *wavy/flaser*) de coloração cinza escura. Este procedimento visou aumentar o potencial de recuperação de polens, que são geralmente melhor preservados em sedimentos formados sob condições de energia e oxigenação baixas.

Apesar dos cuidados na seleção das amostras, a concentração de polens foi, em geral, baixa e sua distribuição descontínua ao longo do testemunho estudado. Dois intervalos estratigráficos, localizados entre 0 e 18 m (associação de fácies F) e entre 77 e 93 m (associação de fácies C), mostraram-se relativamente mais ricos em material palinológico. Os demais intervalos são constituídos integralmente de sedimentos de granulação areia, desfavoráveis à análise palinológica, ou continham amostras dominantemente argilosas e de coloração cinza escura. Estes, embora de aparente potencial polínico alto, mostraram baixas quantidades, ou até mesmo, ausência de polens, sendo insuficientes para os tratamentos estatísticos empregados em palinologia.

Intervalo 0 – 18 m (associação de fácies F)

A taxa de concentração de polens neste intervalo é, em geral, baixa, variando de 3.539,6 a 13.124,2 grãos/cm^3. O registro polínico (Figuras 26, 27) é marcado por dominância de elementos arbóreos e arbustivos, cujas frequências variam de 45% a 64% do total. Dentre estes, o elemento mais abundante são grãos de pólen de *Rhizophora*, que corresponde ao percentual entre 20,8% e 45,0%. Ainda no grupo dos arbóreos, ocorrem, em freqüências significativas, elementos de *Alchornea* (1-7,8%), *Anacardiaceae* (0- 6%), *Euphorbiaciae* (0-4,9%), *Fabaceae* (1-8,2%), *Mauritia* (0-4%),

Melastomataceae (0,8-9,8%), *Moraceae/Urticaceae* (0-5%), *Rubiaceae* (0-6%). O percentual de herbáceos varia de 8% a 33,3%, sendo os tipos Amaranthaceae/Chenopodiaceae (0-4%), Cyperaceae (1-20%) Poaceae (1,3-11%) os mais freqüentes. Esporos foram reconhecidos ao longo de toda a seção e apresentaram frequência regular, com percentuais variando entre 3% a 18,6%. Os tipos observados foram apenas divididos entre classes de monoletes ou triletes, psilados ou verrucados.

A análise da distribuição de polens herbáceos ao longo do intervalo revelou tendência geral de aumento na freqüência e na concentração. A exceção corresponde às três amostras mais basais, as quais apresentam valores aproximadamente constanstes entre si. A tendência de aumento não ocorre de forma uniforme, mas em segmentos, caracterizando três pulsos de acréscimo nos porcentuais de herbáceas, que são progressivamente mais altos para o topo do intervalo (Figura 27). Assim, os topos desses segmentos apresentam porcentagens máximas de polens de herbáceos equivalentes, de baixo para cima, a 15% (amostra SM-1-98), 20, 6% (amostra SM-1-88) e 33,3% (amostra SM-1-77). Os picos de máxima concentração e frequência são sucedidos por bruscos decréscimos desses valores. Em geral, as porcentagens de arbóreos têm correspondência linear com os de herbáceos, ou seja, os intervalos que registram aumento de arbóreos também equivalem a momentos de acréscimo de herbáceos. Exceção ocorre no segmento superior, onde as porcentagens e concentrações de arbóreos diminuem, ao mesmo tempo que ocorre o maior pico de herbáceos. A distribuição dos esporos não revela correspondência, seja inversa ou direta, com as flutuações observadas pelos valores de arbóreos e herbáceos.

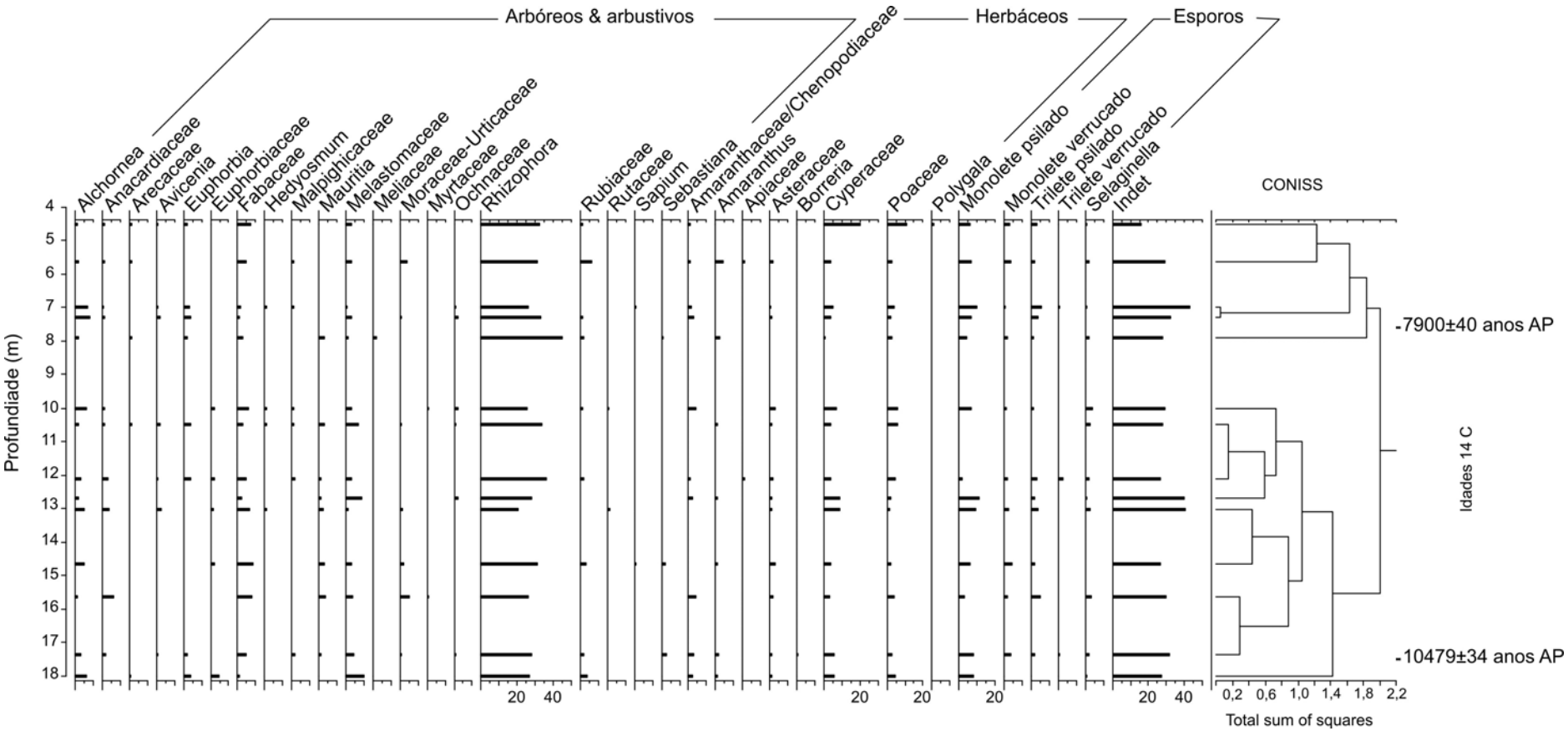


Figura 26: Diagrama de porcentagem contendo os *taxa* mais frequentes do intervalo atribuído a ambiente de bacia estuarina proximal.

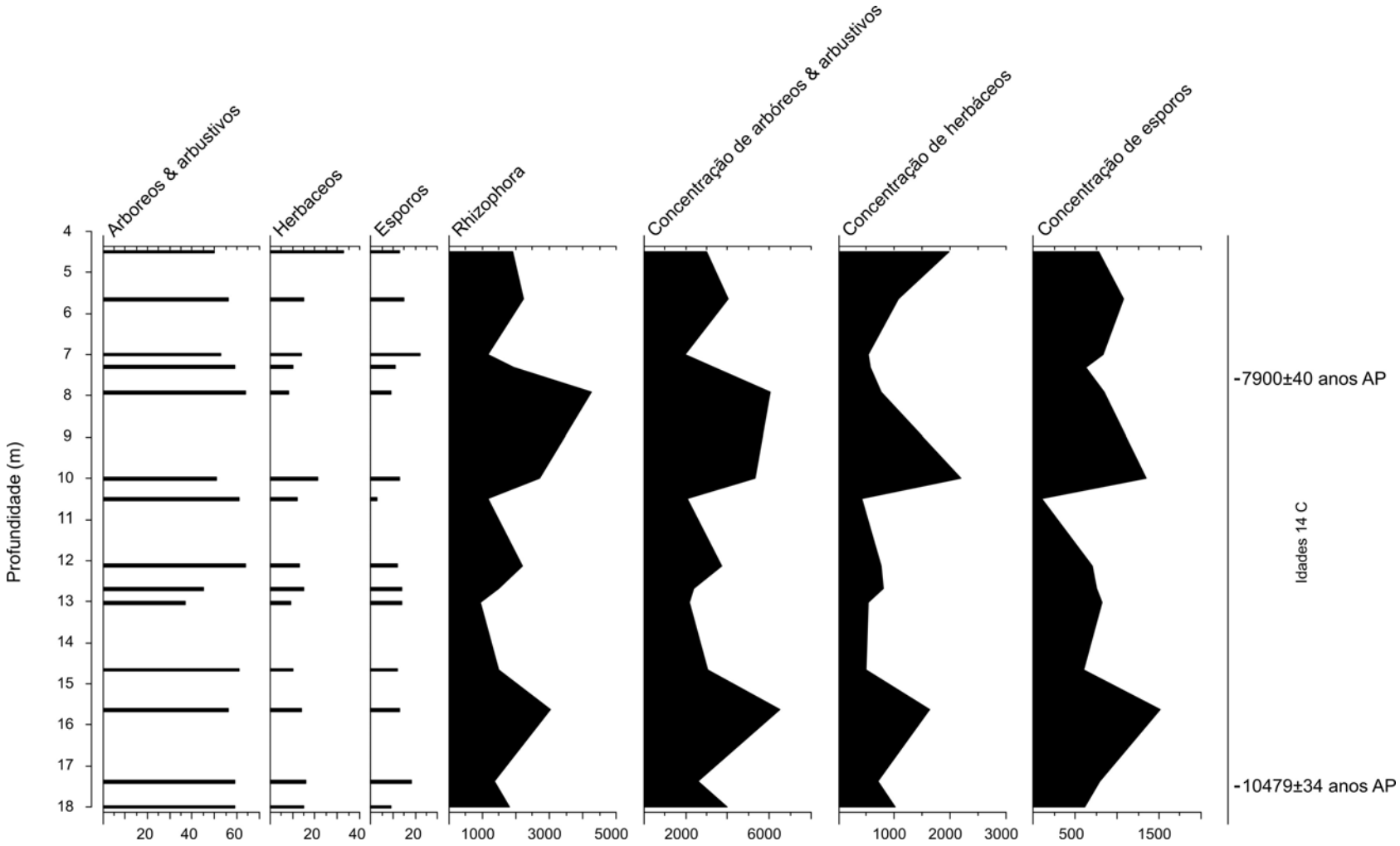


Figura 27: Diagrama polínico por agrupamento ecológico. Dados de frequência de cada grupo são em porcentagem (barras) e os de concentração em grãos por grama de sedimento.

Intervalo 33- 44 m (associação de fácies D)

O volume de palinomorfos registrado neste intervalo foi insuficiente para a utilização dos tratamentos adequados à análise palinológica. Foram analisadas 10 amostras no total, dentre as quais todas registraram palinomorfos, porém em freqüências reduzidas. A amostra SM-1-135, localizada na profundidade de 33,13 m apresentou o maior número de palinomorfos, totalizando 57 grãos, enquanto que a amostra SM-1-146, na profundidade de 39,96, mostrou-se totalmente estéril. As demais amostras não ultrapassaram o volume de 15 grãos. Os grãos identificados correspondem a tipos arbóreos, os quais incluem *Alchornea sp., Anacardiaceae, Arecaceae, Euphorbiaceae, Fabaceae, Maurita, Protium sp., Rhizophora, Sagitária sp., Zanthoxylum sp.,* e os herbáceos *Althernanthera sp e Poaceae.*

Intervalo 44 – 60,58 m (associação de fácies B)

Neste intervalo, foram observadas 25 amostras (2 lâminas por amostras), e igualmente ao intervalo superior, os volumes encontrados são muito baixos. Apenas as amostras SM-1- 150 (43,69 m), SM -1-162 (53,09 m) e SM-1-166 (55,31 m) atingiram um volume total de grãos superior a 10 grãos. As amostras SM-1-151, SM-1-154 e SM-1-156 são estéreis. Os grãos de arbóreos incluem *Alchornea* sp., *Avicenia* sp., *Celtis* sp., *Euphorbiaceae, Fabaceae* tipo I, *Fabaceae* tipo II, *Ilex sp., Malpigiaceae, Melastomataceae, Protium sp., Rhizophora, Sapotaceae,* e os herbáceos *Chenopodiaceae sp e Poaceae,* além de grãos não identificáveis.

Intervalo 62,63 – 69,95 m (associação de fácies C)

O volume de palinomorfos deste intervalo mostrou-se insuficiente para a utilização dos tratamentos adequados à análise palinológica. Foram analisadas 10 amostras no total, dentre as quais apenas as amostras SM-1-175 (62,58 m), SM-1-181 (67,62 m) e SM-1-182 registraram palinomorfos, sendo a última a única a apresentar quantidade de grãos superior a 10 grãos. Nas demais amostras, não foram registradas ocorrências de palinomorfos. Os grãos identificados correspondem aos tipos arbóreos *Rhizophoras*, *Solanaceae, Protium sp, Hedyosmum* sp., e os herbáceos *Althernanthera* sp e *Poaceae*, além de outros grãos não identificáveis.

Intervalo 77- 93 m (associação de fácies C)

A concentração de polens obtida neste intervalo (Figs 28 e 29) é relativamente maior comparado ao anterior, variando de 9.095,5 a 22.688,5 grãos/ cm^3. No geral, as espécies herbáceas apresentam maiores concentrações (1.489,0 a 8463,5 grãos/ cm^3) do que no primeiro intervalo e, dentre este grupo, ocorrem, em maior freqüência, os elementos de *Poaceae* (9- 26,5%). Entre os tipos arbóreos, as maiores frequências foram de *Alchornea* (0-16%), *Celtis* (0–7,1%), *Euphorbiaceae* (0-8%), Fabaceae I (tipo psilado) (1-14%), *Ilex* (0-4,1%), *Mauritia* (1–10,7%), Malpigiaceae (0–7,1%), Melastomataceae/Combretaceae (1-10%) e Rubiaceae (0-7%). Os polens de mangue, dominantes no intervalo de 1 a 18 m, aqui aparecem em porcentagens bem inferiores, que não chegam a ultrapassar 4%. Polens de *Mauritia* também estão presentes na maioria das amostras, embora em baixas frequências.

A análise da distribuição da frequência de polens de herbáceos, arbóreos e esporos ao longo desse intervalo revelou tendência geral de rápido aumento na base, seguido de ampla diminuição para cima, com retorno a incremento no topo somente para o caso dos herbáceos. Sobreposto a esta tendência principal, pode-se destacar que ocorrem breves oscilações ao longo do intervalo, caracterizadas por relações inversamente e diretamente proporcionais entre polens herbáceos e arbóreos na metade inferior e superior do intervalo, respectivamente.

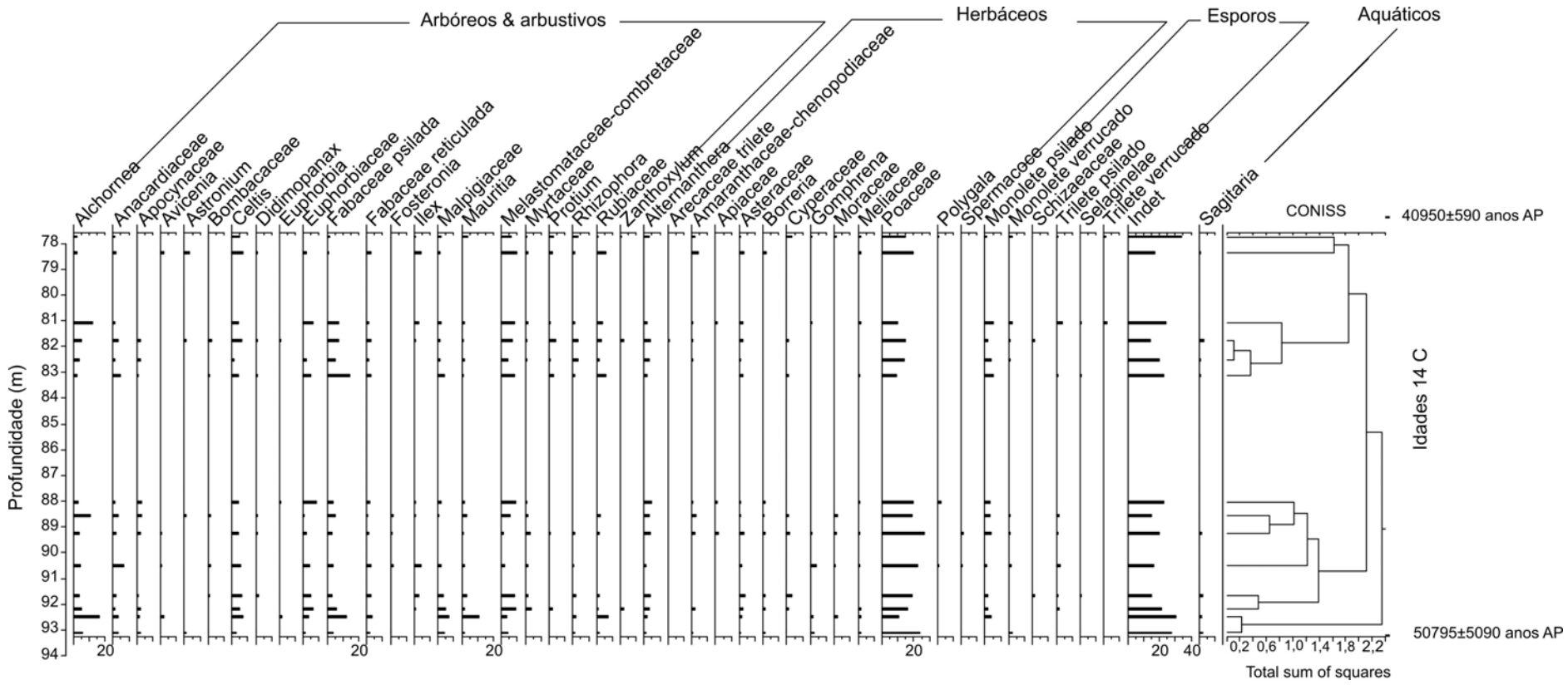


Figura 28: Diagrama de porcentagem contendo os *taxa* mais frequentes no registro do intervalo atribuído a ambiente lagunar do furo FSM-1.

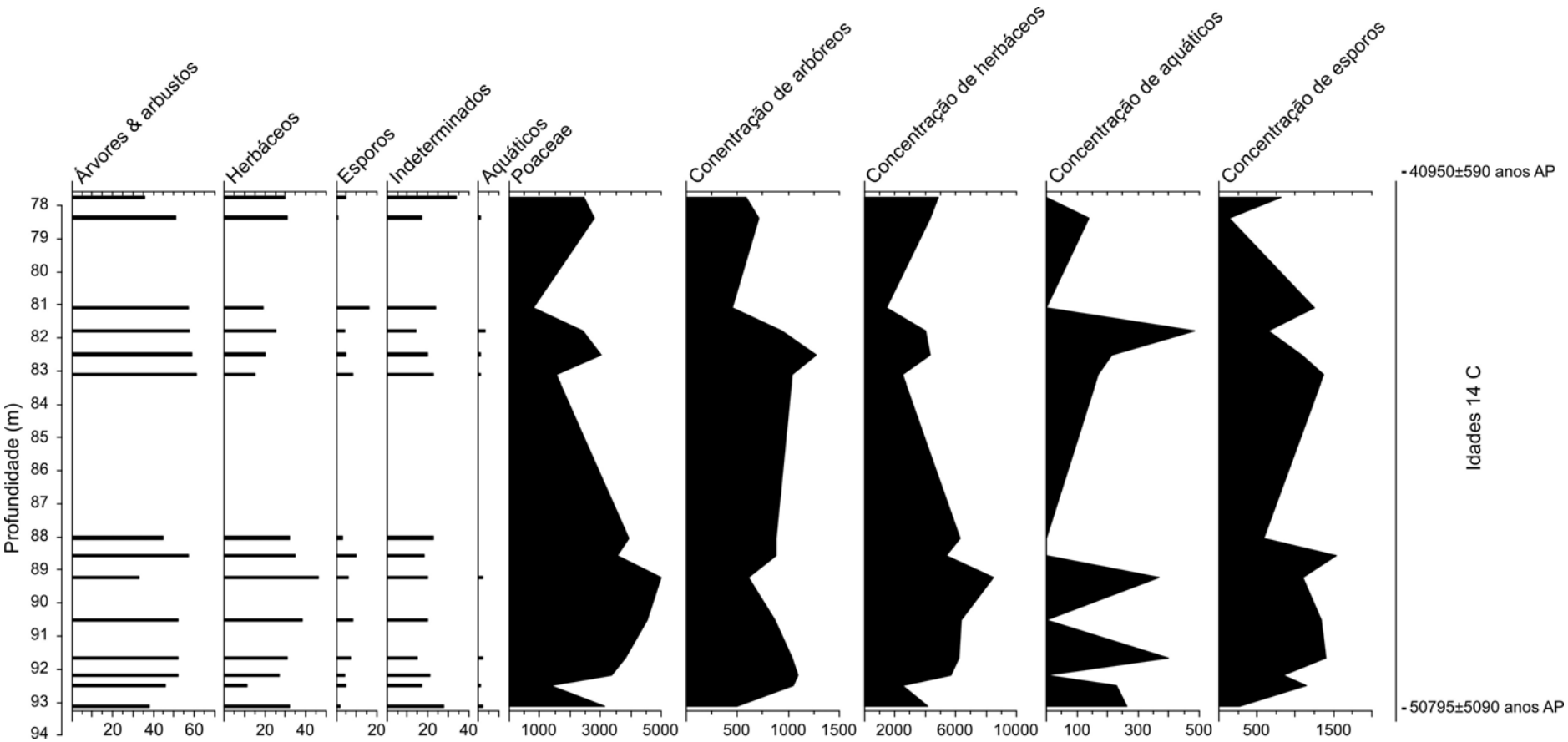


Figura 29: Diagrama polínico por agrupamento ecológico. A freqüência de ocorrência de cada grupo é dado em porcentagem (barras) e os dados de concentração estão expressos em grãos por grama de sedimento.

CAPÍTULO V – *DISCUSSÕES E CONCLUSÕES*

5.1. PALEOAMBIENTES DE DEPOSIÇÃO

Rossetti & Valeriano (2007), baseados principalmente em sensoriamento remoto, revelaram a existência de uma morfologia afunilada palimpsesta bem preservada na área do Lago Arari. Estes autores relacionaram esta morfologia a um paleoestuário quaternário desenvolvido anteriormente ao estabelecimento do Lago Arari, cujo abandono teria ocorrido à medida que houve interrupção de contribuição fluvial decorrente da separação da Ilha do Marajó do continente.

O testemunho estudado, localizado apenas a 13 km a oeste do Lago Arari, registra boa parte dos sedimentos depositados neste sistema paleoestuarino. De fato, a utilização de datações pelo método ^{14}C revelou que os sedimentos amostrados foram depositados a partir do Pleistoceno Tardio. A integração de estudo de caracterização faciológica e isotópica atesta ambientes deposicionais que variam de estuarino a fluvial, lacustrino e lagunar (Figura 30). Dados de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N permitiram a distinção entre sedimentos com maior ou menor influência marinha, levando a um melhor entendimento do sistema deposicional. Entretanto, o uso desses parâmetros como indicadores paleoambientais deve ser discutida somente após discutir possíveis modificações causadas pelo efeito de granulometria, diagênese e variações dos níveis de CO_2 atmosférico através do tempo.

Sedimentos grossos têm maior competência para transporte de partículas de plantas vasculares maiores, que tendem a elevar a razão C/N, considerando que nenhum outro fator influencie na composição original do carbono e do nitrogênio (p. ex., Thompson & Eglinton, 1978; Keil et al., 1994; Prahl et al., 1994). Por outro lado, sedimentos finos têm maior quantidade de minerais de argila, os quais têm facilidade de adsorção da amônia, provocando o decréscimo da razão C/N pela captação do nitrogênio inorgânico (Meyers, 1997).

Na área de estudo, os valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N não mostraram alterações que pudessem ser atribuídas a efeito da granulometria. Por exemplo, sedimentos com granulometrias similares relacionados a associações faciológicas de diferentes ambientes apresentaram assinaturas isotópicas e elementares variáveis (comparar, por exemplo, os intervalos 0-18 m, 44-60 m e 77-93 m, de litologias semelhantes). Dessa forma, as assinaturas isotópicas e elementares obtidas da análise das razões de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N indicam que a matéria orgânica foi afetada por outros fatores que não a granulometria.

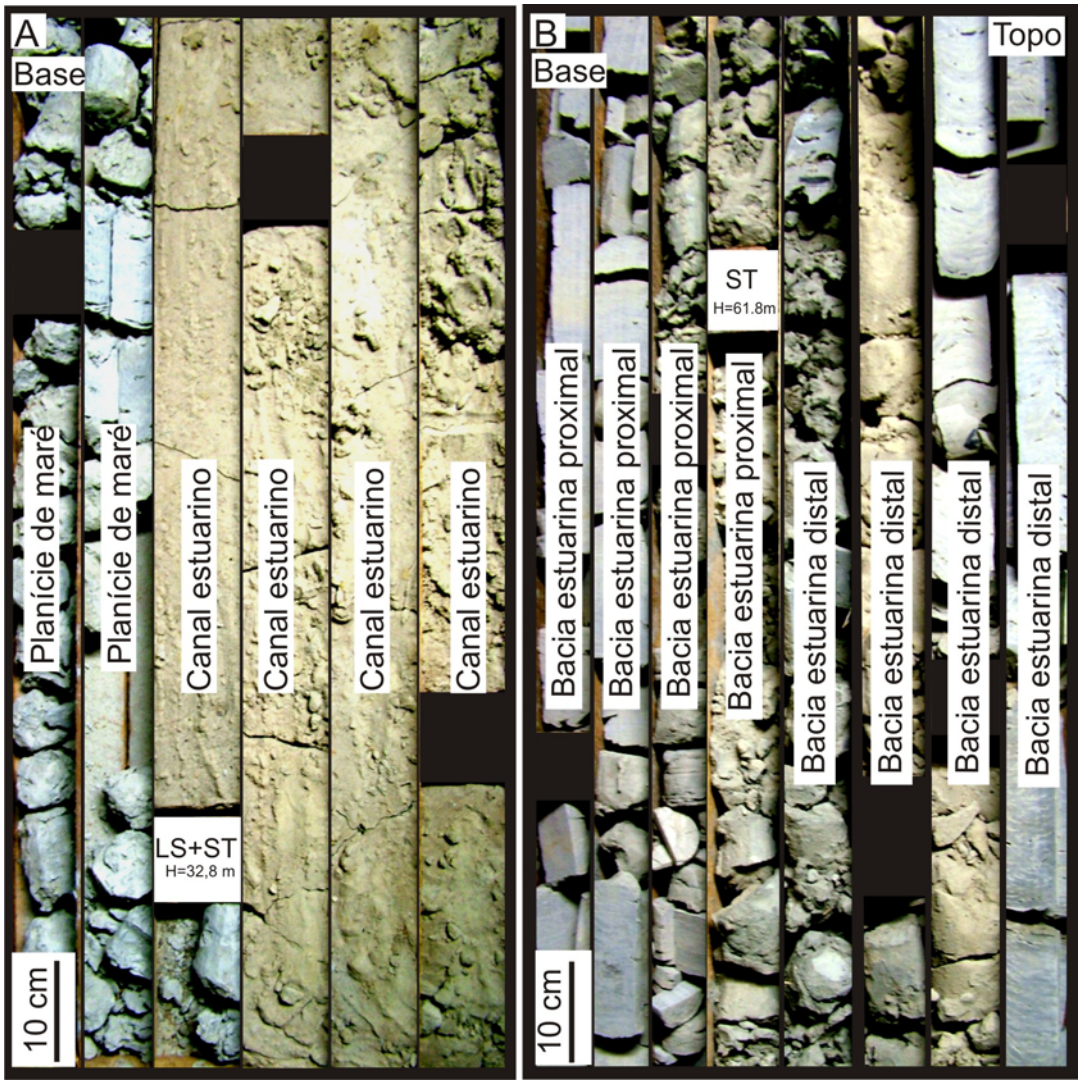


Figura 30: Exemplos de litotipos descritos ao longo do testemunho FSM-1. A) Intervalo entre 29,60-35,00 m, onde areias depositadas em canal estuarino sobrepõem a argilas e depósitos heterolíticos formados em planície de marés. Notar passagem brusca entre os ambientes deposicionais, relacionada a limite de sequência (LS) e superfície trangressiva (ST). B) Intervalo entre 57,60-65.00 m, onde depósitos de bacia estuarina interna são sobrepostos por sedimentos arenosos, argilosos e heterolíticos de bacia estuarina externa, com superfície transgressiva (ST) indicada na profundidade de 61,80 m.

A assinatura isotópica dos sedimentos pode ser influenciada pela biodegradação da material orgânica, processo que começa rapidamente, mesmo na coluna d´água devido à ação de organismos aeróbicos (p.e., Thornton & McManus, 1994; Middelburg & Nieuwenhuize, 1998; Cloern et al., 2002, ver, também, diversas referências em Lamb et al., 2006 e Chen et al., 2008). Estes autores explicam que a decomposição da matéria

orgânica favorece o decréscimo de $\delta^{13}C$, mas, devido à presença de organismos da biomassa ricos em ^{13}C, os valores permanecem relativamente constantes. Da mesma forma, a razão elementar C/N permanece razoavelmente constante, mesmo após o soterramento. Portanto, estes parâmetros podem ser adotados como indicadores confiáveis no estudo de paleoambientes quaternários. Por outro lado, a degradação da matéria orgânica pode induzir depleção ou enriquecimento de $\delta^{15}N$ (p.e. Saino & Hattori, 1980; Fry et al., 1991; Nakatsuka et al., 1997; Sachs & Repeta, 1999; Lehmann et al., 2002) devido a biosíntese do nitrogênio inorgânico (p.ex., Meyers, 1997; Chen et al., 2008). Em função disto, não é recomendável o uso deste indicador isoladamente em estudos de reconstituição paleoambiental, sendo imprescindível sua utilização em conjunto com outros parâmetros para garantir maior segurança nas interpretações resultantes.

Outro fator a ser considerado quando da utilização de isótopos de carbono em interpretações paleoambientais de depósitos quaternários é o acréscimo em cerca de 20% nos níveis de carbono atmosférico a partir do último máximo glacial (Adams et al., 1990, Behling, 2002). Entretanto, estudo incluindo uma ampla faixa de concentrações de dióxido de carbono atmosférico demonstrou que não houve alterações significantes nas composições de $\delta^{13}C$ da matéria orgânica dos sedimentos (Arens et al., 2000). Adicionalmente, desde o UMG foi registrado decréscimo de apenas 0,3‰ no isótopo de carbono da superfície da água e de 0,35‰ no carbono orgânico terrestre transferido para os oceanos (Hofmann et al., 1999). Considerando estes estudos, assume-se que as alterações dos níveis de CO_2 atmosférico ao longo do tempo não afetaram significativamente as composições isotópicas medidas nos sedimentos aqui estudados.

Em geral, existe boa correspondência entre os valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N e as associações faciológicas, o que é interpretado como indício de que as medidas obtidas

traduzem a assinatura isotópica original da matéria orgânica analisada. Além disso, as composições isotópicas e elementares apresentadas são semelhantes àquelas tipicamente registradas em depósitos provenientes de outros sistemas estuarinos quaternários (p.ex., Salomons & Mook, 1981; Peterson & Howarth, 1987; Middelburg & Nieuwenhuize, 1998; Wilson et al., 2005).

A associação de fácies A é atribuída a ambientes de canais fluviais. Apesar da impossibilidade do registro da geometria espacial típica desses ambientes, por este estudo estar concentrado em um único furo de sondagem, essa interpretação é suportada pela presença de inúmeros ciclos granodecrescente ascendentes bem definidos, assim como pelo predomínio de areias com granulometrias médias a grossas e, localmente, conglomeráticas. Essas feições apontam para fluxos de alta energia, com períodos alternados de erosão e deposição, e decréscimo de energia com o tempo, na medida em que o canal foi sendo preenchido (Allen, 1982; Atchley et al., 2004; McLaurin & Steel, 2007).

Os valores de $\delta^{13}C$ negativos, juntamente com altos valores de C/N e baixas medidas de $\delta^{15}N$, sugerem que a matéria orgânica preservada nestes sedimentos é de origem terrígena, com carbono orgânico derivado, principalmente, de plantas vasculares tipo C_3. Material orgânico com esta derivação é o esperado em ambientes de canais com forte influência fluvial. Entretanto, algumas poucas amostras apresentam valores de $\delta^{15}N$ dentro do espectro de valores atribuídos a plantas aquáticas (Thornton & McManus, 1994; Meyers, 1997; Cloern et al., 2002), e os diagramas binários de $\delta^{13}C$ e C/N (Figura 31A) revelaram que o material orgânico analisado é derivado de plantas terrestres C_3 e de fitoplâncton marinho.

Portanto, presume-se que canais fluviais situavam-se próximos a áreas costeiras, sendo eventualmente afetados pela introdução de conteúdo orgânico derivado de fontes

marinhas, principalmente devido ao efeito de correntes de maré. A ausência, em geral, de argilas nos ciclos granodecrescentes ascendentes indica que planícies de inundação provavelmente não estiveram presentes. Altenativamente, estas eram pobremente desenvolvidas, formando depósitos delgados, que teriam sido retrabalhados durante a dinâmica fluvial, processo sugerido pela freqüência de intraclastos de argila. Dessa forma, as características faciológicas sugerem, também, um sistema fluvial do tipo entrelaçado (Van de Graaff, 1972; Nichols & Fisher, 2007), ou ainda, amalgamamento de canais arenosos de alta sinuosidade, onde os registros de planícies de inundação teriam sido destruídos durante a migração dos canais.

A associação de fácies B registra ambientes subaquosos de baixa energia, indicado pela abundância de argilas paralelas derivadas de suspensões. A natureza espessa desta associação (até 27 m) sugere corpo d´água relativamente amplo, parálico, que é relacionado a ambiente de bacia estuarina. Este setor do estuário é caracterizado por zona de forte turbulência, onde grandes volumes de lama permanecem em suspensões devido à interação de influxos marinhos e fluviais (Dalrymple et al., 1992). A proposição de bacia estuarina é também suportada pelas medidas de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, e C/N, as quais indicam predomínio de fitoplâncton marinho (Figura 31B). A natureza argilosa e a regularidade nos valores de $\delta^{13}C$, com média de -21,63‰, associadas a baixos valores de C/N (média de 7,05), suportam forte influência marinha. Estas características isotópicas permitem confirmar deposição em bacia estuarina distal ou ambiente marinho raso fora do sistema estuarino.

Similarmente à associação B, a natureza argilosa da associação C indica contexto deposicional de baixa energia. Os valores de isótopos estáveis e razão elementar sugerem que o material orgânico analisado deriva dominantemente de fitoplâncton de água doce, além de vegetação C_3 e C_4, tendo havido menor contribuição

de fontes marinhas que a associação de fácies B. Considerando o contexto deposicional proposto, estas características são consistentes com sedimentação em bacia estuarina proximal (Figura 31B), onde influxos fluviais foram freqüentes. Os ciclos granocrescentes ascendentes atestam introdução episódica de areias dentro da bacia, sendo atribuídos a lobos de suspensão representativos da progradação de areias sobre lamas da bacaia estuarina. A ocorrência da associação de fácies C sobreposta aos depósitos de canal fluvial (associação A) sugere que estes lobos seriam, mais provavelmente, deltas de cabeceira. Esta interpretação é consistente com a abundância de matéria orgânica derivada de plantas vasculares C_3 e C_4 nos ciclos granocrescentes ascendentes em relação ao restante dos sedimentos desta associação.

A associação de fácies D registra vários episódios de deposição de areia e argila sob condições de energia de fluxo decrescente, como indicado pelos ciclos granodecrescentes ascendentes bem delimitados. Esta associação apresenta carbono orgânico derivado, tanto de fontes marinhas, como de fitoplâncton de água doce ou, ainda, da mistura de ambos (Figura 31C). Contribuição de plantas terrestres C_3 e C_4 também é registrada nesta associação. As características físicas e químicas desta unidade, juntamente com seu posicionamento estratigráfico sobrepondo depósitos de bacia estuarina, são condizentes com provável contexto de planície de maré. Portanto, os ciclos granodecrescentes ascendentes podem registrar deposição de areias e argilas na transição inframaré/intermaré, como registrado em outras regiões afetadas por marés (p.e., Martino, 1996; Fenies & Faugeres, 1998).

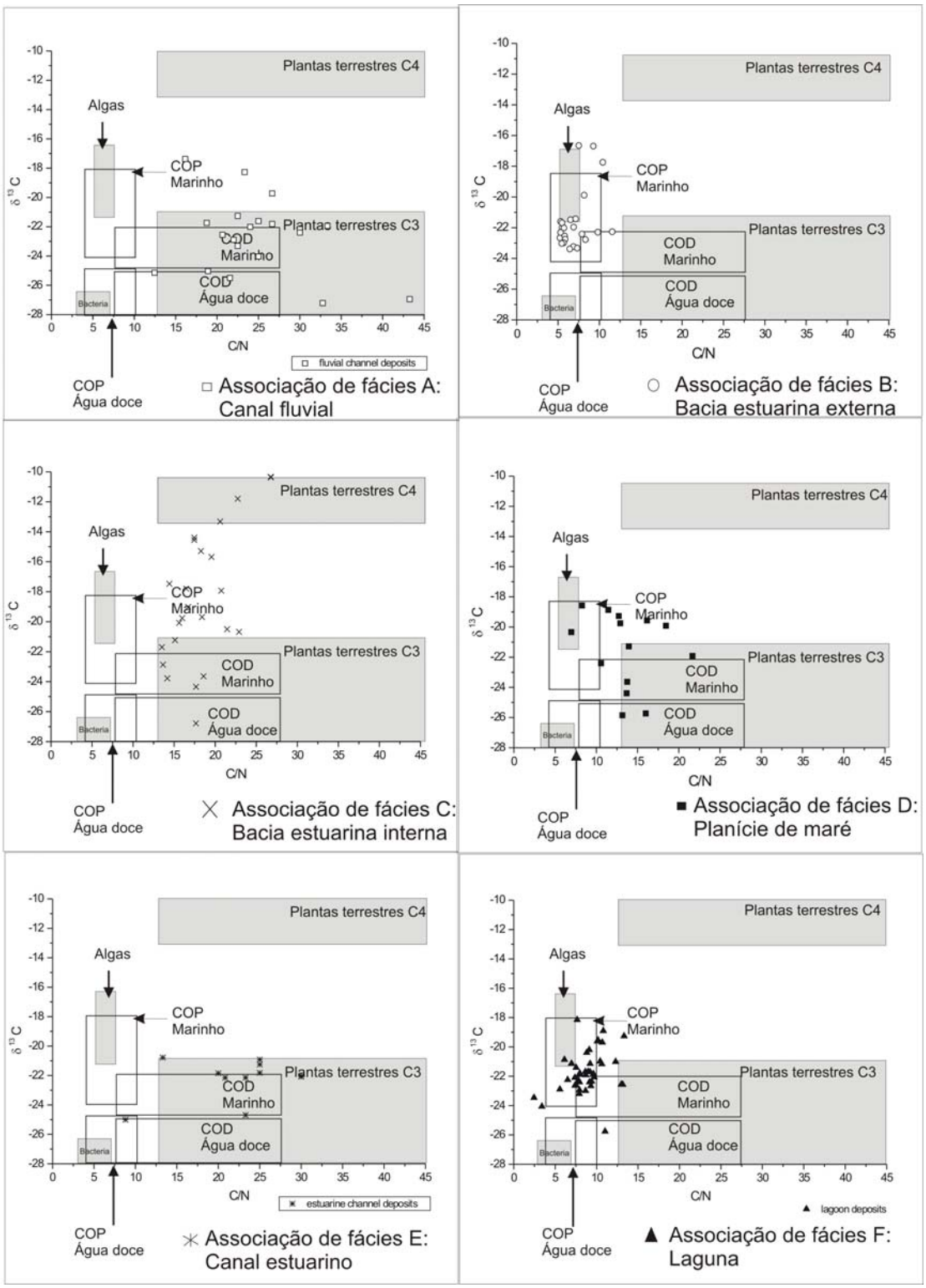


Figura 31: A-F) Diagramas binários $\delta^{13}C$ e C/N representativos dos ambientes deposicionais reconhecidos na área de estudo, com interpretação de fontes de matéria orgânica baseada em intervalos típicos registrados em diversos ambientes costeiros (Modificado de Bordovskiy, 1965a; Haines, 1976; Deines, 1980; Sherr, 1982; Schidlowski et al., 1983; Meyers, 1994; Peterson et al., 1994; Schleser, 1995; Tyson, 1995; Middelburg & Nieuwenhuize,1998; Chivas et al., 2001; Raymond & Bauer, 2001; Cloern et al., 2002; Goñi et al., 2003).

A associação de fácies E é atribuída a ambiente de canal estuarino. A natureza confinada desses depósitos é reconhecida por sua base brusca e erosiva, pela abundância de intraclastos de lama em sua base (os quais sugerem retrabalhamento do sedimento sob fluxos de alta energia), e pelos vários ciclos granodecrescentes ascendentes, que registram sucessivo decréscimo na energia do fluxo ao longo do tempo. Embora bandamentos de marés não tenham sido reconhecidos, deposição por correntes de marés é localmente inferida pela presença comum de lâminas de argila ao longo de *foresets* (Frey & Howard 1986; Martino, 1996). A presença de bioturbação é esperada nestes ambientes deposicionais (Frey & Pemberton, 1984; Martino & Sanderson, 1993), tendo sido registrada em abundância nesta associação faciológica.

A proposição estuarina é adicionalmente suportada pelos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N, os quais indicam material orgânico derivado de fontes marinhas e fluviais. Isso é revelado por sedimentos cujo material orgânico associado deriva de plantas terrestres C_3, mas com episódios de influxos de material marinho fitoplanctônico (Figura 31D). Além disso, estes depósitos registram alternância de influxos marinho e fluvial, com predomínio deste último. Isto é evidenciado através dos altos valores de C/N, o que sugere volume significativo de material orgânico terrígeno, similarmente ao documentado em vários outros ambientes de canais estuarinos (Thornton & Mcmanus, 1994; Ruttenberg & Göni, 1997; Sifeddine et al., 2001; St-Onge & Hillaire-Marcel, 2001; Westman & Hedenström, 2002; Street-Perrot et al., 2004; Wilson et al., 2005). Portanto, esta associação faciológica é interpretada como depósitos de canal estuarino, porém tendo forte influência fluvial. De fato, o posicionamento estratigráfico destes sedimentos, entre depósitos de planície de maré (associação de fácies D) e lagunar

(associação de fácies F, descrita a seguir) é condizente com sua atribuição a canal estuarino.

A associação de fácies F registra deposição de argilas a partir de suspensões em ambiente deposicional de baixa energia. As composições isotópica e elementar do carbono e nitrogênio indicam forte influência marinha, exceto em intervalos onde fontes mista, marinha e terrestre são evidentes, particularmente na porção mais superior do testemunho (Figura 31E). A presença de marcas de raízes indica ambiente com freqüente exposição subárea. A integração destas informações aponta para ambiente de laguna ou bacia estuarina, embora o contexto lagunar seja o mais provável devido à prevalescência de condições uniformes de alta salinidade em grande parte do intervalo. Porém, o discreto aumento dos valores dos isótopos e de C/N em direção ao topo sugere ligeira diminuição da influência marinha nos últimos estágios de sedimentação. É interessante notar que esta tendência foi, também, registrada pela análise palinológica, a qual indicou aumento, nos 7 m mais superiores, da concentração de elementos herbáceos com diminuição simultânea no volume de polens de manguezais (ver itens abaixo para maiores discussões). Intervalos de areia com arranjos granocrescentes ascendentes presentes em associação a esses depósitos de laguna são relacionados com sedimentação foram provavelmente gerados por suspensões arenosas devidas a introduções periódicas de areia oriundas do ambiente marinho adjacente, portanto documentando deltas de maré cheia. Alternativamente, esses pacotes arenosos poderiam refletir sucessivos episódios de raseamento da laguna, com superposição de fácies marginais sobre fácies relativamente mais profundas.

5.2. DINÂMICA DE VARIAÇÃO DO NRM

A análise da arquitetura estratal dos depósitos pleistocênicos tardios e holocênicos da região do Lago Arari revela que a sedimentação aconteceu dominantemente sob condições estuarinas. O estuário não se desenvolveu de forma contínua, mas foi pontuado por episódios de transgressão e regressão, como indicado pela natureza cíclica dos depósitos (Figura 32A-H). De maneira geral, existe predomínio de condições dominantemente fluviais a partir da base do perfil até a profundidade de 61 m, enquanto sedimentos acima deste nível registram maior influência marinha.

Na porção com domínio continental, a deposição iniciou-se em canais fluviais terminais amalgamados, ocasionalmente expostos à ação de processos marinhos (Fig. 32A). Entre 40.950 (±590)-50.795 ^{14}C AP., correspondente ao intervalo de 93 a 77 m, registra-se predomínio de condições continentais em ampla bacia com deposição sub-aquosa. Porém, como discutido acima, ambiente de bacia estuarina proximal associada a deltas de baia de cabeceira foi proposto, já que se pode detectar, ainda, contribuição de matéria orgânica de origem marinha nos sedimentos. Então, a superposição de depósitos de canais com domínio fluvial por depósitos de bacia estuarina proximal sugere aumento no NRM (Figura 32B), o que implica na trasladação de fácies em direção ao continente. A renovada deposição em canal fluvial, registrada no intervalo entre 77 e 71 m, sugere que o pulso transgressivo foi breve, tendo-se retornado rapidamente a condições com domínio fluvial logo após esse evento (Figura 32B). Após essa deposição fluvial, houve nova amplificação de deposição em ambiente de bacia estuarina proximal e deltas de cabeceira de baia (associação de fácies C), o que revela nova breve elevação do nível de base entre 39.079 (±1.114) e 40.950 (±590) ^{14}C AP. (Figura 32C).

Após deposição em ambientes fluviais e estuarinos proximais, a área de estudo foi bruscamente submetida a um período significativo de elevação do NRM (Figura 32D), registrado no intervalo de 64-44 m. Isto é sugerido pelo contato brusco entre depósitos com influência fluvial e depósitos com predomínio de condições marinhas, estes registrados por argilas contendo carbono orgânico derivado principalmente de fitoplâncton marinho relacionado a ambiente de bacia estuarina distal e/ou marinho raso aberto. A superposição de depósitos com características dominantemente marinhas sobre depósitos fluviais e estuarinos proximais é revela transgressão pronunciada entre 35.507 (±645) e 39.079 (±1.114) ^{14}C AP.

A superposição de depósitos de planície de maré (associação de fácies D), situada no intervalo entre 33-44 m, sobre os estratos transgressivos, pode estar relacionada com estabilização ou início de declínio do NRM após a transgressão (Figura 32E). A partir de 29.340 (±340) ^{14}C AP., houve queda do NRM, que resultou em erosão pronunciada e escavamento do vale inciso, registrado pela discordância basal (i.e., limite de seqüência) situada na profundidade de 33 m (Figura 30). O mais provável é que este período tenha proporcionado o rejuvenescimento do sistema fluvial, responsável pelo processo de erosão na base do vale. Entretanto, como depósitos fluviais não são registrados sobre a discordância, interpreta-se que estes não foram depositados ou, possivelmente, foram retrabalhados durante transgressão subseqüente. Evento transgressivo após a incisão do vale é registrado por depósitos de canais estuarinos que revestem a discordância basal. A porção inferior desta sucessão (intervalo entre 18-33 m) representa deposição sob condições estuarinas. Porém, em algum momento depois de 10.479 (±34) ^{14}C AP., condições marinhas uniformes rapidamente passaram a prevalecer. Tal situação permaneceu estável até mais

recentemente, quando o sistema deposicional passou gradativamente para condições continentais, processo este que culminou com o estabelecimento do Lago Arari.

Dada às características da sedimentação, aliadas ao aspecto morfológico da área de estudo que sugere deslocamento da linha de costa 45 km a norte do local de desenvolvimento do paleoestuário Arari (Rossetti et al., 2007; 2008; Rossetti & Valeriano, 2007), o mais provável é que a elevação de salinidade tenha ocorrido, não por aumento do NRM, mas pela brusca interrupção do influxo fluvial na ilha do Marajó. Este processo teria levado ao abandono de canais com influência fluvial nas porções estuarinas proximais, o que é bem registrado em dados de sensoriamento remoto (p.e., Rossetti et al., 2007a, b; Rossetti & Góes, 2008; Valeriano & Rossetti, 2008). A interrupção da contribuição fluvial teria ocasionado a conversão do sistema estuarino em laguna, alimentada por águas salinas derivadas do ambiente marinho. Com o deslocamento da linha de costa para norte, que implica em rebaixamento do NRM, a conexão marinha na laguna foi sendo progressivamente interrompida, culminando com o estabelecimento do Lago Arari (Figura 32H). A presença de sedimentos com matéria orgânica de origem marinha próximo ao topo do testemunho (pelo menos a aproximadamente 3 m a partir da superfície) confirma o estabelecimento recente deste lago, o que é também reforçado pela análise palinológica, como será discutido no item 13.4.

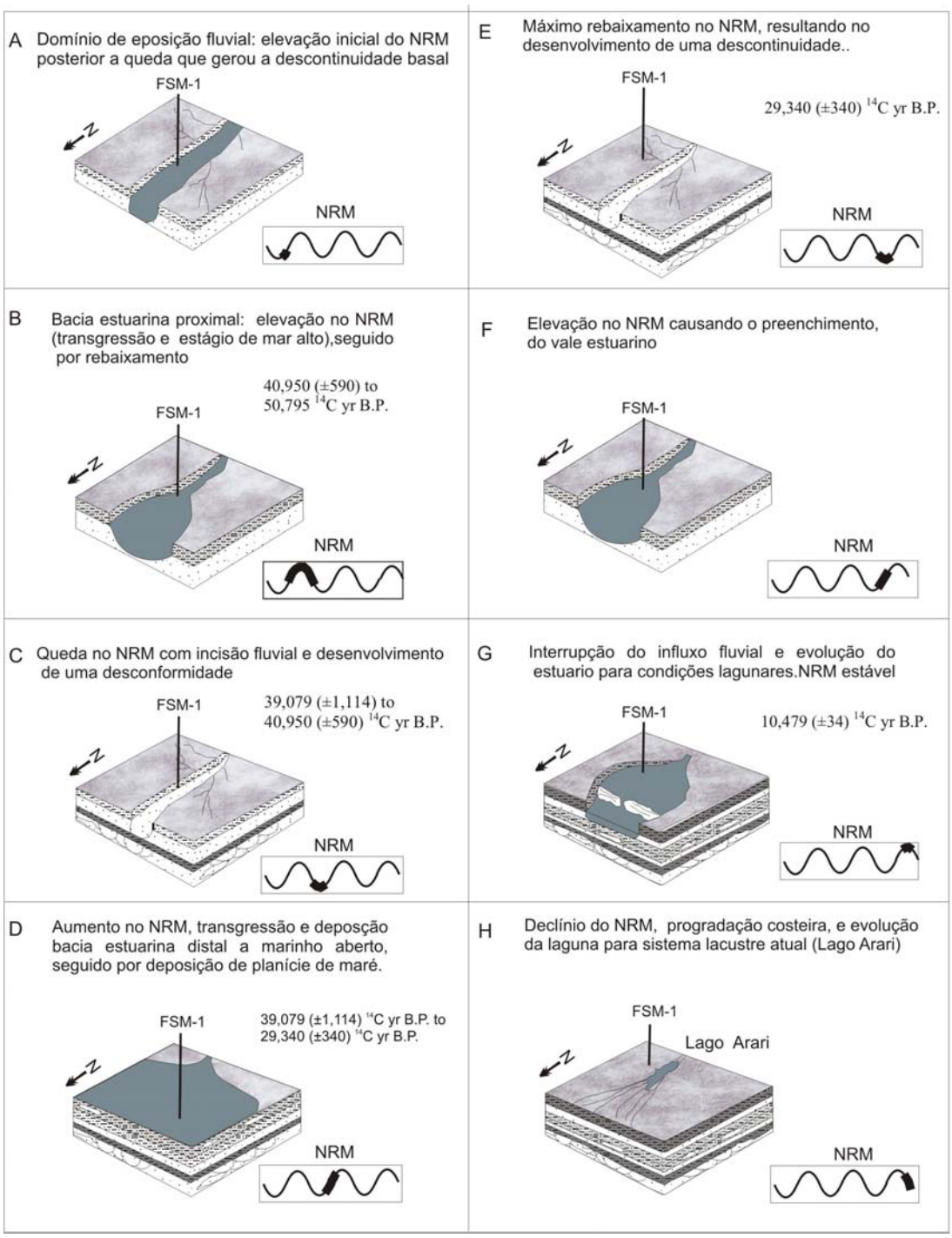


Figura 32: A-H) Diagrama com representação esquemática da história da deposição quaternária na área de estudo no contexto de flutuações do NRM.

5.3. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

Estuários representam importantes componentes de sistemas de vales incisos (Dalrymple et al., 1992; Zaitlin et al., 1994). A análise do empilhamento estratigráfico de depósitos de vales estuarinos incisos permite uma melhor compreensão sobre a dinâmica sedimentar costeira e sobre mudanças no NRM. Muitos estudos têm relacionado a origem e evolução de vales incisos com mudanças eustáticas (ver várias referências em Dalrymple et al., 1994). Mais recentemente, a origem e evolução de vales incisos por flutuações climáticas e influência tectônica têm sido cada vez mais sugeridas (Zaitlin et al., 2002, ver referências em Dalrymple et al., 2006). A diferenciação entre eventos eustáticos, tectônicos e climáticos como fatores influenciadores dos padrões de sedimentação tem sido tema de grande debate na literatura internacional (p.e., Vail et al., 1977; Kendall & Lerche, 1988; Posamentier & Vail, 1988; Posamentier et al., 1988; Rossetti, 2001; Andrade et al., 2003; Bezerra et al., 2003).

A reconstrução da história de flutuação do NRM na Ilha do Marajó, fornecida acima com base na análise do testemunho estudado, pode ser combinada com dados geológicos disponíveis para se discutir os prováveis mecanismos que tiveram maior influência na evolução da costa norte brasileira durante o Quaternário tardio. Rossetti et al. (2008a) apresentaram evidências em suporte a causas tectônicas relacionadas à reativação de falhas como principal fator controlador das flutuações do NRM no norte do Brasil durante este período. Entretanto, esta reconstrução foi limitada aos últimos 8.000 anos da história da Ilha do Marajó. O presente estudo forneceu um registro mais completo das mudanças ambientais durante o Quaternário Tardio dessa área, permitindo uma reconstituição pioneira sobre a história de flutuação do NRM e sobre os seus possíveis mecanismos controladores nos últimos 50.000 AP.

A taxa de sedimentação nos 60 m superiores da seção estudada é relativamente menor (1.8 mm/ano) em comparação com o intervalo abaixo desta profundidade (2.8 mm/ano). A taxa de sedimentação mais elevada estimada para a metade inferior do perfil leva a sugerir que atividade tectônica pode ter gerado espaço acomodacional durante o tempo de deposição desses estratos. Estudos anteriores demonstraram que esta área foi afetada por episódios de reativação de falhas mesmo durante o final do Pleistoceno e Holoceno (Costa & Hasui, 1997, Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti et al., 2007). Adicionalmente, a análise de testemunhos rasos obtidos em setores adjacentes à área de estudo registram variações marcantes na espessura das camadas (Rossetti, 2010). Esse trabalho revelou que depósitos pleistocênicos tardios localizados na base do testemunho aqui estudado (ou seja, à profundidade de aproximadamente 120 m), são temporalmente correlatos a depósitos localizados a poucos metros abaixo da superfície em sua área de entorno. Muito mais do que relevo erosional, este padrão de sedimentação é condizente com influência tectônica na área de estudo. A presença de intervalos estratigráficos contendo feições sedimentares deformacionais contemporâneas à sedimentação relacionados a atividade sísmica contemporânea à sedimentação (Rossetti et al., 2008b) reforça esta proposição. Adicionalmente, é importante lembrar que a Ilha do Marajó está atualmente situada em uma zona sísmica, onde abalos sísmicos com magnitudes de até 4.8 têm sido registrados (Miotto, 1981).

Dada a correlação temporal, é possível relacionar o domínio de depósitos com influência fluvial entre 40.950 (±590) e 50.795 ^{14}C AP. (Figura 32B) com a tendência de rebaixamento do nível global do mar relacionado à progressiva expansão de calotas polares, que culminou com o UMG (p.e., Crowley & North, 1991). Entretanto, o evento transgressivo registrado no intervalo de profundidade de 44-64 m, correspondente ao período entre 35.507 (±645) e 39.079 (±1.114) ^{14}C AP, seria mais facilmente explicável

como decorrente de subsidência tectônica. Durante esta fase, o gelo polar continuou sua expansão, provocando declínio do nível do mar global. Dessa forma, enquanto o nível do mar eustático estava em declínio, a Ilha do Marajó esteve submetida a ampla transgressão, que resultou na substituição e sobreposição das argilas de bacia estuarina proximal (associação de fácies B) por depósitos de bacia estuarina distal a marinho aberto (associação de fácies C; Figura 32D).

O ultimo episódio deposicional ocorrido a partir de 29.340 (±340) ^{14}C AP., registra a natureza estratigráfica do paleoestuário, cuja morfologia ainda se mantém preservada na paisagem do Marajó. Vários elementos que suportam a origem tectônica deste paleoestuário foram devidamente apresentados em publicações anteriores (Rossetti & Valeirano, 2007; Rossetti et al., 2008b). Estes autores também demonstraram que paleocanais contemporâneos ao paleoestuário desapareceram abruptamente na porção leste da Ilha do Marajó. Com base nesta evidência, foi sugerido que o leste da Baía do Marajó esteve sujeita à influência fluvial previamente à separação da Ilha em resposta a falhamentos de direções NE-SW. Inicialmente, o rejuvenescimento fluvial e incisão o paleovale, seguido pela deposição estuarina. O intervalo de tempo desses eventos corresponde a dois eventos glaciais significantes, ou seja, o UMG, entre 23.000 e 18.000 AP. e o *Younger Dryas,* entre 11.800 e 12.600 yr AP. (Crowley & North, 1991). Uma possível interpretação é que a queda no nível do mar relacionada a esses dois episódios originou a desconformidade na base do vale estuarino (34 m de profundidade), com subseqüente preenchimento do vale. Esta situação demandaria uma taxa de sedimentação anomolamente elevada, em torno de 10 mm/ano, pouco provável neste cenário. Portanto, a interpretação mais plausível é que a transgressão ocorreu no Marajó durante o período de expansão do gelo polar, provavelmente sob efeito de subsidência tectônica (Figura 32H).

Um progressivo acréscimo na contribuição de influxo marinho é registrado nos últimos 10. 479 ^{14}C AP, sugerindo transgressão máxima no local de estudo, registrada nos primeiros 18 m superiores do testemunho. Esta interpretação poderia refletir elevação do nível do mar global durante o último interglacial. Em parte, isto pode ter ocorrido principalmente nos estágios iniciais do Holoceno. Entretanto, como discutido anteriormente, para o final do período, ao invés de retração da linha de costa, registra-se seu avanço em direção ao mar. A conversão de sistema estuarino em laguna, e desta, a lago no final da evolução deposicional da área de estudo, permite sugerir NRM com tendência geral de queda nessa região. Considerando-se influxo sedimentar constante, esta natureza progradacional contemporânea ao aumento geral do nível do mar global pode ter sido decorrente de estabilização tectônica da área de estudo.

5.4. PALEODINÂMICA DA VEGETAÇÃO

A evolução dos ambientes aqui investigados envolveu fases recorrentes de erosão e redeposição de material. Este aspecto representou um fator importante na associação florística identificada por meio da análise de polens. Os resultados obtidos indicam que a matéria orgânica presente nos sedimentos deriva, muito provavelmente, da vegetação estabelecida em áreas adjacentes ao sistema deposicional estudado, e não apenas da composição florística local. Por esta razão, foi necessário avaliar a interferência de tipos alóctones que poderiam ter sido trazidos de outras regiões, principalmente ao longo de canais fluviais.

Os dados polínicos da porção superior da seção estudada (até 18 m), que registra cerca de até 10.000 anos AP, derivam de sedimentos cujas análises faciológica e isotópica sugerem ambiente deposicional lagunar. Este tipo de ambiente é amplamente sujeito a interferências advindas, tanto do ambiente marinho, como do ambiente

continental. Ao longo de todo este intervalo, o tipo polínico dominante é de *Rhizophora,* elemento índice de mangue. Entretanto, a estratégia ecológica deste grupo deve ser considerada previamente à associação destes polens como produto de vegetação local. *Rhizophoras* são espécies anemófilas, isto é, sua polinização é mediada pelo vento, sendo os pólens produzidos em grande quantidade (Tomlison, 1986; Menezes, 1997). Este tipo de pólen pode ser abundante em sedimentos próximos a regiões costeiras, mas estes podem, também, ser transportados de locais distantes. Marchant et al. (2002), em trabalho realizado na região norte do Brasil, registrou polens de *Rhizophora* a 70 km de distância de sua fonte. Por esta razão, a presença de outros elementos de manguezal com estratégias de dispersão mais restritas é fundamental em estudos de reconstituições paleoflorísticas.

Para o caso particular da área de estudo, a ocorrência de polens de *Avicenia* na associação polínica permite propor proximidade com manguezais. Isto porque este táxon, de maneira oposta às *Rhizophoras*, tem baixa produção polínica e sua dispersão é feita por insetos (Tomlison, 1986; Menezes, 1997). Em áreas de manguezais da Zona Bragantina, litoral do Estado do Pará, as proporções entre as quantidades de *Rhizophora* e *Avicenia* confirmam a influência das diferentes estratégias ecológicas de cada uma destas famílias (Behling et al., 2001; Cohen et al., 2005). Portanto, a presença de *Avicenia*, aliada à alta concentração de *Rhizophora* nas amostras analisadas, suportam sistema deposicional próximo a áreas de manguezal.

A ocorrência de *Rhizophora* na região do Lago Arari ao longo de todo o intervalo superior analisado permite sugerir manutenção de manguezais durante grande parte dos últimos 10.000 anos. Embora o registro sedimentar dos testemunhos analisados tenha se iniciado na superfície, a recuperação de polens somente a partir de 4,2 m dificultou a análise da reconstituição florística nos últimos estágios de evolução

sedimentar. Entretanto, até onde registrado no perfil estudado, em tempo estimado entre 5.000 a 4.000 anos AP, ainda se constata a ocorrência de *Rhizophora*. Adicionalmente, estudos anteriores documentaram a presença destes polens em sedimentos a poucos centímetros da superfície no Lago Arari datados de 750 e 500 anos, o que levou a sugerir que o desaparecimento de manguezais teria ocorrido somente após este período (Cohen et al., 2008).

De modo geral, a distribuição de polens ao longo do perfil estudado não permitiu sua utilização como elemento de reconstituição de flutuações do NRM, como feito a partir da fácies e padrões isotópicos. Isto porque muitas das variações de freqüência e concentração de polens não parecem refletir mudança na composição florística, mas podem ser decorrentes das condições de preservação dos polens nos sedimentos. Isto é sugerido pela correspondência direta de polens herbáceos, arbóreos e esporos em grande parte das amostras, o que demonstra que as oscilações não representam a substituição de um tipo vegetal por outro.

A proposição acima contrapõe-se a estudos prévios realizados na região do lago Crispim (Behling, 2001), lagoa do Curuçá (Behling et al., 2001) e Zona Bragantina (Cohen et al., 2005), onde o estabelecimento de manguezais em substituição de vegetação de floresta é relacionado diretamente com períodos de elevação do NRM. Isto pode ser devido aos intervalos de amostragem do presente estudo, que não permitem o detalhamento necessário à detecção de flutuações de baixa amplitude.

Existem várias evidências que sustentam aumento de áreas continentais emersas para o Holoceneo médio e tardio. Por exemplo, isto é sugerido pelo aumento de polens herbáceos revelada no diagrama polínico a partir de 7.000 anos. O predomínio de polens de *Cyperaceae* reforça a existência de áreas continentais sujeitas a alagamentos durante este período. Este tipo vegetacional é comum na paisagem atual do setor leste da Ilha do

Marajó, caracterizada por campos inundáveis dominados por gramíneas C_3 e C_4 (Lima, 2008), o que reforça seu relacionamento com áreas continentais alagáveis. O aumento de *Fabaceae* registrado no topo do perfil pode ser interpretado como um momento de adensamento nas áreas de floresta. Esta proposição é, também, reiterada pelos dados isotópicos correspondentes a este período, que confirmam aumento da influência continental em detrimento da influência marinha para o topo do perfil analisado (Figura 33). Estas informações sugerem tendência de declínio do NRM nesta área no final do Holoceno como resultado do processo de progradação da linha de costa 45 km para norte, como discutido no item 5.1.2. Ainda, como também apresentado anteriormente, esta progradação causou mudança no sistema deposicional de estuário para laguna. Os dados polínicos atestam a manutenção de manguezais durante este processo. Somente quando ocorreu o máximo da progradação, com substituição do sistema de laguna pelo Lago Arari, é que os mangues teriam sido extintos desta porção da ilha.

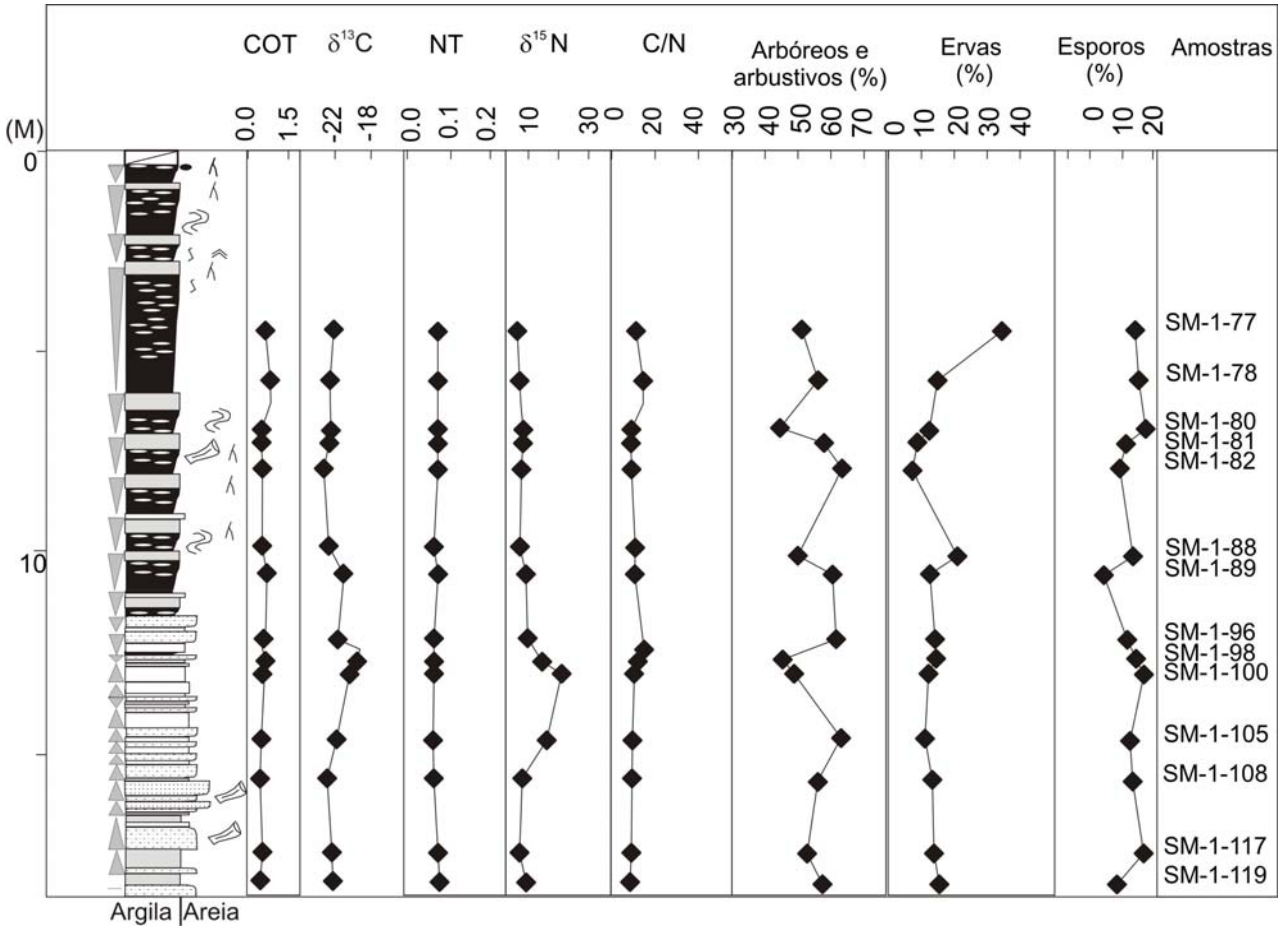


Figura 33: Perfil litoestratigráfico do intervalo correspondente aos 18 m iniciais do testemunho a partir do topo, com indicação dos padrões isotópicos (COT, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, NT, C/N), porcentagens de polens arbóreos, herbáceos e esporos, e posicionamento das amostras.

A manutenção relativamente constante de polens de *Rhizophora* indica que não houve substituição de manguezais por campos herbáceos neste período, mas que estes teriam coexistido, pelo menos até o final do registro polínico obtido. O desaparecimento de mangues na área é sugerido por Lima (2008), cujo estudo incluiu a caracterização isotópica de um intervalo sedimentar de 3 m de profundidade a partir da superfície, equivalente à sedimentação dos últimos 5.702±37 ^{14}C anos AP. Segundo o referido trabalho, a assinatura isotópica desses sedimentos indica enriquecimento condizente com aumento de vegetação C_4 a partir de 4,900 ^{14} C anos AP. Este padrão corresponde com o padrão isotópico da cobertura vegetal atual, que é dominada por gramíneas C_3 e C_4. Portanto, embora os dados da presente pesquisa não incluam a análise de polens para sedimentos do final do Holoceno, aquele estudo mostra que para o final do Holoceno pode ter haviado estabelecimento da vegetação herbácea em substituição à vegetação arbórea, o que foi relacionado a condições climáticas mais secas que as atuais. Padrão similar foi registrado na Zona Bragantina, onde se atribuiu a efeito de declínio do NRM no Holoceno tardio (Cohen et al., 2005).

A amplificação de herbáceas no Holoceneo médio/tardio tem sido registrada em outras áreas da Amazônia, onde há, também, proposta de relacionamento com condições climáticas secas (Sifedine et al., 1994; Cordeiro, 1995). Embora a hipótese climática não possa ser definitivamente excluída, para o caso da Ilha do Marajó, esta variação na dinâmica vegetacional pode ser atribuída à queda no NRM associada com a progradação do final do Holoceno médio a tardio. A manutenção de vegetação herbácea na paisagem atual desta porção da ilha nos dias atuais, mesmo sob condições tropicais equatoriais, e a presença de polens arbóreos representativos da floresta amazônica em todo o intervalo estudado, favorecem esta proposição.

O segundo intervalo com registro palinológico suficiente para os tratamentos estatísticos (i.e., intervalo entre 77 e 93 m) corresponde a sedimentos depositados em ambiente de bacia estuarina proximal, segundo caracterização sedimentar e isotópica. Estes depósitos foram provavelmente formados em menos de 10 ka, como indicado por idade basal de 50.795± 5090 ^{14}C AP, enquanto que depósitos imediatamente acima deste intervalo registraram idade de 40.950± 590 ^{14}C AP. As frequências de polens herbáceos mantêm relação inversamente proporcional à variação da classe de arbóreos ao longo de quase todo o intervalo (Figura 34). Ocorrências de vegetação de savana atribuídas para a Amazônia em intervalos temporais comparáveis são interpretadas como reflexo de períodos secos (Harbele & Maslin, 1999; Bush et al., 2004). Entretanto, apesar da grande frequência de gramíneas, a persistência, ainda que em baixas concentrações, de polens típicos de mangue (*Rhizophora* e *Avicenia*), não reproduzem este contexto tipicamente continental com domínio de áreas abertas de savana como relatado em outras áreas amazônicas.

Embora seja notório o predomínio de polens de *Poaceae*, sua associação direta com áreas abertas, com contribuição apenas local de polens, não é clara. Em geral, aspectos morfológicos de grãos de polen, como tamanho e espessura do anulus, são utilizados para confirmar a existência de sinal polínico local (Behling et al., 2001). No caso das gramíneas aqui identificadas, os grãos possuem tamanho dominantemente médio a grande e *annulus* espessos, características opostas àquelas associadas com polens representativos de vegetação local. Além disso, a ausência de polens de *Cyperaceae* neste intervalo, os quais são comumente associados a polens de *Poaceae,* sugerem que estes podem ter sido resultantes de transporte e/ou retrabalhamento. Isto porque polens de *Cyperaceae* possuem estrutura frágil, o que dificulta sua preservação. Outro aspecto que pode ser utilizado como critério para estimar distância da fonte

polínica é o grau de preservação de elementos esculturais de determinados grãos. Neste caso, um bom exemplo pode ser a qualidade da preservação dos grãos de *Mauritia.* Os grãos aqui identificados sugerem efeitos de transporte e/ou retrabalhamento, pois muitos grãos não mantém preservados grande quantidade dos espinhos.

Considerando-se o contexto paleoambiental sugerido pela sedimentologia e pelos dados isótopos, ou seja, ambiente de bacia estuarina proximal, admite-se cenário que comporte a coexistência destes grupos (i.e., polens de gramínea e de mangue) em áreas próximas ao local de estudo. Esta composição é admitida em Prost et al. (2001) e Menezes et al. (2003b), que confirmam o possível desenvolvimento de mangues seguido de colonização de bancos de argila emergentes por gramíneas do gênero *Spartina sp.,* o qual inclui espécies tolerantes a ambientes salinos. Além disso, a expansão de mangues modernos em direção a áreas elevadas de pântanos salinos com cobertura herbácea na região de Ajuruteua (Pará) foi documentada em Behling et al. (2002). Portanto, seria razoável imaginar o desenvolvimento de espécies de gramíneas tipicamente associadas com pântanos salinos nas regiões proximais do paleoestuário Arari.

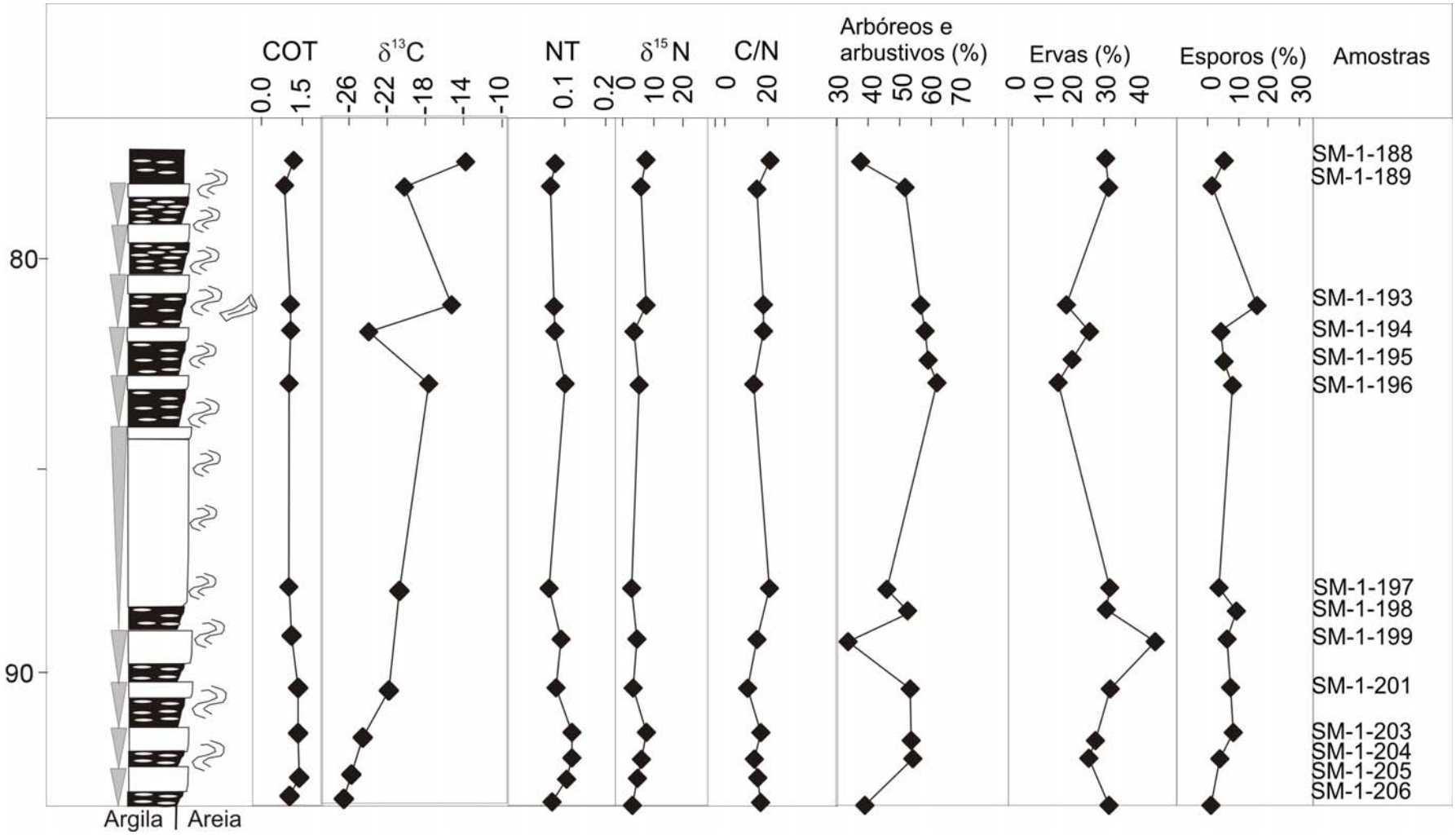


Figura 34: Perfil litoestratigráfico do intervalo 77 – 93 m do testemunho FSM-1 com indicação dos padrões isotópicos registrados (COT, $\delta^{13}C$, δ^{15}, N, NT, C/N), porcentagens de polens arbóreos, herbáceos e esporos, e posicionamento das amostras.

Considerando-se a hipótese acima, as baixas concentrações de *Rhizophora* e *Avicenia* no intervalo de 77 a 93 m de profundidade poderiam ser decorrentes do distanciamento em relação à costa. Entretanto, polens de *Mauritia* sinalizam a presença de influxos de água doce. A influência continental mais acentuada fica evidente pela frequência e regularidade no registro de espécies de vegetação de floresta de terra firme (*Alchornea, Anacardiaceae, Fabaceae, Melastomataceae/Combretaceae, Protium*). O registro contínuo de elementos de floresta é condizente com dados obtidos na região de Rondônia (Van der Hammen & Absy, 1994; Van der Hammen, 2001), Lago Pata (Bush et al., 2004) e Carajás (Absy et al., 1991; Van der Hammen, 1992; Van der Hammen & Absy, 1994), onde é sugerido a existência de floresta a partir de 49.000 anos AP. A presença de elementos potencialmente invasores ou associados à vegetação secundária, como *Celtis, Ilex e Didimopanax,* provavelmente pode refletir estágio sucessional da floresta. A alta diversidade de tipos de floresta e a ausência de espécies pioneiras como *Cecropia* poderiam ser interpretadas como reflexo de estágio de maior estabilidade da floresta, isto é, estágio climácico. Entretanto, essa hipótese é bastante discutível se considerarmos que sobre esses tipos arbóreos predominam, ainda, tipos herbáceos, os quais não são compatíveis com florestas estabilizadas.

Para o intervalo correspondente à associação faciológica D – planície de maré (33 – 44 m), para os quais não foi possível a geração de diagramas, as baixas ocorrências podem ser justificadas pelo baixo potencial dos sedimentos para preservação dos grãos, e o efeito da lavagem pelo por ação de correntes de marés, considerando a elevada dinâmica sedimentar de ambientes de planície de maré. Esta hipótese é sustentada pelos dados isotópicos, que também retratam ambientes sujeitos à influência de influxos continentais e marinhos, o que implica em níveis de energia desfavoráveis ao acúmulo e preservação de grãos frágeis, como é o caso dos

palinomorfos. Além disto, deposição sob condições próximas à zona de intermaré e supramaré são desfavoráveis à preservação de polens, uma vez que estes ambientes podem ser dominantemente oxidantes.

No caso do intervalo correspondente aos depósitos de bacia estuarina distal a marinho raso (i.e., 44–60,58 m), cuja influência marinha é confirmada pelo padrão isotópico, é também provável que o efeito da ação de correntes marinhas não tenha permitido o acúmulo e deposição de polens. O intervalo compreendido entre as profundidades de 62,63 e 69,95 m, interpretado como ambiente de bacia estuarina proximal, difere em relação ao intervalo mais inferior, o qual apresentou bons resultados palinológicos. O menor potencial palinológico observado pode ser decorrente do maior conteúdo arenoso presente neste intervalo em relação aquele localizado entre 77 e 93 m.

5.5. CONCLUSÕES

.

- A análise dos sedimentos de sub-superfície obtidos na região leste da Ilha do Marajó permitiu reconstruir ambientes deposicionais quaternários com base na integração de análise de fácies, caracterização isotópica e palinológica. O estudo de fácies registrou sedimentação iniciada a partir do Pleistoceno Tardio, em ambientes deposicionais que incluem: canal fluvial, bacia estuarina externa, bacia estuarina interna, planície de maré, canal estuarino e laguna.

- A análise das composições isotópicas e elementares revelou comportamento tipicamente registrado em ambientes costeiros antigos e modernos, ratificando os resultados faciológicos. Os valores sugerem ambiente sujeito a diferentes fontes de matéria orgânica, seja tipicamente marinha, seja tipicamente terrestre, ou mistura das duas. Este comportamento é o esperado em ambientes costeiros, como, por exemplo, estuários, onde existem duas fontes principais de material orgânica: uma autóctone, constituída de plâncton de água doce e matéria orgânica terrígena, e uma alóctone, constituída de fitoplâncton marinho, trazido pelas correntes de maré. O carbono orgânico particulado representa a mistura de plâncton marinho e de água doce, detritos de plantas terrestres e solo erodido. Os valores obtidos na área de estudo mostram grande similaridade com dados documentados em diversos outros trabalhos realizados em estuários modernos e holocênicos

- A análise da arquitetura dos estratos permitiu relacionar os eventos de mudanças ambientais à história de variação do NRM. Neste contexto, deposição com

domínio fluvial ocorreu entre 40.950 (±590) e 50.795 ^{14}C AP, seguida de episódio de elevação do NRM, iniciado entre 35.567 (±649) e 39.079 (±1.114) ^{14}C AP. Ampla transgressão ocorreu até 29.340 (±340) ^{14}C AP., indicada por depósitos formados em bacia estuarina externa e ambiente marinho raso. Seguiu-se fase de declínio do NRM, que favoreceu o rejuvenescimento do sistema fluvial, com formação de vale inciso. Nova fase de elevação do NRM ocorreu por volta de 10.479 (±34) ^{14}C AP, que culminou com o preenchimento do vale por depósitos estuarinos. O influxo fluvial foi interrompido em torno de 10.479 (±34) ^{14}C AP, como resultado da evolução do estuário, provavelmente para uma laguna. O declínio do NRM aconteceu no final do Holoceno, o que resultou em progradação costeira em direção a norte, processo este que teria culminado com a evolução da laguna para o sistema lacustre do Lago Arari atual.

- Os dados polínicos para o leste da Ilha do Marajó revelaram comunidades florísticas bastante similares às atuais durante os últimos 50.0000 anos, com componentes típicos da floresta amazônica, misturados a elementos de mangue e de vegetação aberta. A proporção entre polens de floresta e gramíneas manteve-se relativamente constante ao longo do tempo geológico. Porém, registrou-se aumento significativo no volume destes polens a partir do final do Holoceno inferior e início do Holoceno médio, que é o tempo sugerido para o estabelecimento da vegetação de savana dominante na paisagem atual do leste do Marajó. É interessante notar que este momento coincide com a interrupção de influxo fluvial para a ilha, em função da abertura da Baía do Marajó. A pouca variabilidade da composição floristica registrada, a ocorrência associada de elementos representativos de ecossistemas distintos, bem como as peculiaridades

dos ambientes deposicionais, sugerem que a modificação da vegetação registrada para o leste do Marajó pode estar associada muito mais a fatores geológicos do que climáticos, embora dados adicionais devam ser coletados para confirmar esta hipótese.

- A tectônica regional se constitui em fator relevante na criação de espaço acomodacional para a deposição dos sedimentos pleistocênicos-holocênicos da área do entorno do Lago Arari. A influência da tectônica na área provavelmente potencializou o efeito dos eventos transgressivos e regressivos reconhecidos, além de mascarar evidências de flutuações globais do nível do mar e de variações climáticas.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Absy, M.L.; Van der Hammen, T. 1976. Some palaeoecological data from Rondônia, southern part of the Amazon basin. *Acta Amazônica 6*, 293- 299.

Absy, M.L.; Cleef, A.; Fournier, M.; Martin, L.; Servant, M.; Sifeddine, A.; Ferreira da Silva, M.F.; Soubiès, F.; Suguio, K.; Turcq, B.; Van der Hammen, T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d`ouverture de la forêt dense dans lê sud-est de l´Amazonie au cours dês 60.000 denières années. Première comparaison avec d´autres regions tropicales. *Comptes Rendus de l´Académie des Sciences Paris 312*: 673-678.

Adams, J.M.; Faure, H.; Faure-Denard, L.; McGlade, J.M.; Woodward, F.I.; 1990. Increases in terrestrial carbon storage form the Last Glacial Maximum to the present. *Nature 348,* 11– 714.

Allen JRL. 1982. Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. Amsterdam: Elsevier, 663 pp.

Almeida, F.F.M.de, 1955. Geologia e petrologia do arquipélago de Fernando de Noronha. DNPM Divisao Geologia e Mineralogia. Monografia 13 181p.

Andrade, A.C.S.; Dominguez, J.M.L; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P. 2003. Quaternary evolution of the Caravelas strandplain – Southern Bahia State – Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências 75(3)*: 357-382

Andrews, J.E.; Greenway, A.M.; Dennis, P.F.; 1998. Combined carbon isotope and C/N ratios as indicators of source and fate of organic matter in a poorly flushed, tropical estuary: Hunts Bay, Kingston Harbour, Jamaica. *Estuarine, Coastal and Shelf Science 46,* 743–756.

Angulo, R.J.; Suguio, K.; 1995. Re-evaluation of the maxima of the Holocene sea-level curve for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 112,* 385–393.

Angulo, R.J.; Lessa, G. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranagua´ and Cananéia regions. *Marine Geology 140,* 141–166.

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

Arens, N.C.; Jahren, A.H.; Amundson, R. 2000. Can C_3 plants faithfully record the carbon isotopic composition of atmospheric carbon dioxide? *Paleobiology 26,* 137-164.

Atchley, S.C.; Nordt, L.C.; Dworkin, S.I. 2004. Eustatic control on alluvial sequence stratigraphy: a possible example from the Cretaceous–Tertiary transition of the Tornillo Basin, Big Bend National Park, west Texas, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research 74,* 391–404.

Baker, P.A.; Seltzer, G.O.; Fritz, S.C.; Dunbar, R.B.; Grove, M.J.; Tapia, P.M.; Cross, S.L.; Rowe, H.D.; Broda, J.P. 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science, 291*: 640-643.

Barbosa, G. V.; Renno. C. V.; Franco, E. M. S. 1974. Geomorfolofia da folha SB-22 – Belém. *In*: Projeto RADAM. Rio de Janeiro, DNPM, v. 5, part. II/29.

Behling, H. 1996. First report on new evidence for the occurrence of *Podocarpus* and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Late-glacial. *Vegetation History and Archaeobotany (5)* 3: 241-246.

Behling, H. 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curaçá region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of Podocarpus in the Amazon lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, Heidelberg, p. 175-183,

Behling, H.; Hooghiemstra, H. 1999. Environmental history of the Colombian savannas of the Llanos Orientales since the Last Glacial Maximum form lake records El Pinal and Carimagua. *Journal of Paleolimnology, 21*: 461-476.

Behling, H.; Berrio, J.C.; Hooghiemstra, H. 1999. Late Quaternary pollen records from the middle Caquetá river basin in central Colombian Amazon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 145*:193-213.

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.; Arz, H.W.; Pätzold, J.; Wefer, G. 2000. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quaternary Sciences Reviews, 19*: 981-994.

Behling, H.; Costa, M.L. 2001. Holocene vegetacional and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. *Review of Palaeobotany and Palinology, 114*: 145-155.

Behling, H.; Keim, G.; Irion, G.; Junk, W.; Nunes de Mello, J. 2001. Holocene environmental changes inferred from Lago Calado in the Central Amazon Basin (Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 173*, 87-101.

Behling, H., 2002. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in southeastern Amazonia interfered from Lagoa da Confusão in Tocantins State, northern Brazil. *Amazoniana, 17*, 27-39.

Behling, H.; Cohen, M.C.L.; Lara, R.J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of the Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany, 13*, 73-80

Bemerguy RL 1981. Estudo sedimentológico dos paleocanais da região do Rio Paracauari, Soure, Ilha do Marajó, Estado do Pará. 95f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil.

Bemerguy R. 1997. Morfotectônica e Evolução Paleogeográfica da Região da Calha do Rio Amazonas. (Tese) Doutorado, Univ. Fed. Pará, Belém.

Bettencourt, J. S.; Muzzolon, R.; Payolla, B. L.; Dall'igna, L. G.; Pinho, O. G.; 1988. Depósitos estaníferos secundários de região central de Rondônia. In: *Principais depósitos Minerais do Brasil*, v. 3. Brasília.

Bezerra, F.H.R.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K. 2003. Holocene sealevel history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology 196*, 73–89.

Bigarella, J.J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia 1*, 75–111.

Bigarella, J.J., 1965. Subsídios para o estudo das variaçõeses do nível oceânico no Quaterná rio Brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências 37*, 263–278.

Bigarella, J.J., 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. *Paleoclimas 1*, 1–22.

Bittencourt, A.C.S.; Martin, L.; Vilas-Boas, G.S.; Flexor, J.M. 1979. Quaternary marine formations of the state of Bahia (Brazil). *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Proceedings*, São Paulo, pp. 232 – 253.

Bibus, E. 1983. Die Klimamorphologische Bedeutung von stone-lines und Decksedimenten in mehrgliedrigen Bodenprofilen Brasiliens. Zeitschr. Geomorph. N.F., 48: 79-98 Suppl.

Blasco, F. 1984. Mangrove evolution and palinology. In: S. C. Snedaker & J. G. Snedaker (Eds) *The mangrove ecosystem: research methods,* UNESCO, United Kingdom. pp. 36-49.

Bordovskiy, O. K. 1965 Accumulation and transformation of organic substances in marine sediment. *Marine Geology 3***,** 3–114.

Boutton, T.W. 1996. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: Boutton, T.W.; Yamasaki, S.I. (Ed.) *Mass spectrometry of soils.* New York: Marcel Dekker, p.47-82.

Bradley, R. S. 1999. Paleoclimatology reconstruction climates of the Quaternary. Harcourt/ Academic Press, San Diego, USA, 613 pp.

Branner, J.C. 1902. Geology of the northeast coast of Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America 13*, 41–98.

Bush M.B.; De Oliveira P.E.; Colinvaux P.A.; Miller M. C.; Moreno J. E.; 2004. Amazonian Palaeoecological Histories: One Hill, Three Watersheds. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 214*: 359-393.

Carneiro Filho A; Tatumi S.H.; Yee M. 2003. Dunas Fósseis na Amazônia, *Ciência Hoje*-SBPC, 191, 24-29.

Carvalho, J.B. 2000. Caracterizaçãoo morfoestratigráfica do preenchimento sedimentar da Baía de Iguape, Bahia: influência das variações eustáticas do nível do mar e atividades tectônicas recentes. 120f. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Bahia.

Chen, F.; Zhang, L.; Yang, Y.; Zhang, D. 2008. Chemical and isotopic alteration of organic matter during early diagenesis: evidence from the coastal area off-shore the Pearl River estuary, south China. *Journal of Marine Systems 74*, 372–380.

Chivas, A.R.; Garcia, A.; van der Kaars, S.; Couapel, M.J.J.; Holt, S.; Reeves, J.M.; Wheeler, D.J.; Switzer, A.D.; Murray-Wallace, C.V.; Banerjee, D.; Price, D.M.; Wang, S.X.; Pearson, G.; Edger, N.T.; Beaufort, L.; De Deckker, P.; Lawson, E.; Cecil, C.B. 2001. Sea level and environmental changes since the last interglacial in the Gulf of Carpentaria, Australia: an overview. *Quaternary International 83–85*, 19– 46.

Cloern, J.E.; Canuel, E.A.; Harris, D. 2002. Stable carbon and nitrogen isotope composition of aquatic and terrestrial plants of the San Francisco Bay estuarine system. *Limnology and Oceanography 47,* 713–729.

Cohen, M.C.L; Behling, H.; Lara, R.J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology, 136*: 93-108

Cohen, M.C.L.; Souza Filho, P.W.M.; Lara, R.J.; Behling, H.; Angulo, R. J. 2005b. A hmodel of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management 13*: 433–443.

Cohen, M.C.L.; Lara, R.J.; Szlafsztein, C.; Dittmar, T. 2004. Mangrove inundation and nutrient dynamics from a GISperspective. *Wetlands Ecology and Management* 12:81-86.

Cohen, M.C.L.; Lara, R.J.; Smith, C. B.; Angélica, R. S.; Dias, B. S.; Pequeno, T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena 76*, 70–77.

Colinvaux, P.; De Oliveira, P. E; Patino, J. M. 1999. Amazon Pollen Manual and Atlas = Manual e Atlas palinológico da Amazônia. Hardwood academic publishers, The Netherlands, 332 p.

Colinvaux, P.A.; Oliveira, P.E.; Moreno, J.E.; Miller, M.C.; Bush, M.B. 1996. A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times. *Science 274***,** 85–88

Cordeiro, R.C. Mudanças paleoambientais e ocorrência de incêndios nos últimos 74.000 anos, na região de Carajás, Pará. 1995. 144 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro.

Costa, M.L.; Behling, H.; Berrêdo J.F.; Carmo, M.S.; Siqueira, N.V.M. 2004. Mineralogical, geochemical and palynological studies of late Holocene mangrove sediments from northeastern Pará State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências, 34*, 479-488.

Costa, J.B.S.; Hasui, Y.; Bemerguy, R.L.; Soares-Júnior, A.V.; Villegas, J.M.C. 2002. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (74)* 3: 519-531.

Costa, J.B.S.; Hasui, Y., 1997. Evolução geológica da Amazônia. In*:* Costa M. L., Angélica R. S. (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia,* Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, pp. 15-19.

Crowley, T.J.; North, G.R. 1991. Paleoclimatology. Oxford University Press, New York.

Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A.; Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology 62* (6): 1130–1146

Dalrymple, R. W.; Boyd, R.; Zaitlin, B. A. 1994. History of research, valley types and internal organization of incised-valley systems; *In:* Boyd, R.; Zaitlin, B. A.; Dalrymple, R. (eds). *Incised valley systems--Origin and sedimentary sequences.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 51, p. 3-10

Dalrymple, R.W.; Leckie, D.A.; Tillman, R. 2006. Incised Valleys in Time and Space. SEPM Special Publication 85, Oklahoma.

Deines, P. 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. *In*: Fritz, P., Fontes, J.C. (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Gisewir, Amsterdam.

Delibrias, C.; Laborel, J. 1969. Recent variations of the sea level along the Brazilian coast. *Quaternaria 14*, 45–49.

De Oliveira, P.E. 1996. Glacial cooling and forest disequilibrium in Western Amazônia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (68)* 1: 130-138.

De Oliveira, P.E.; Curtis, J. 2001. Vegetação e clima durante o último ciclo glacial na Amazônia equatorial: o registro palinológico da Serra do Maicuru. In: CONGRESSO DA ABEQUA, Mariluz-Imbé, 2001. Boletim de resumos... São Paulo: ABEQUA, 1 CD-ROM.

Emmerich, K. H. 1988. Relief, Böden und Vegetation in Zentral- und Nordwest-Brasilien unter besonderer Berücksichtigung der känozoischen Landschaftsentwicklung. *Frankfurter Geowissen- schaftliche Arbeiten, Serie D (Phys. Geographie) 8*, 1-218 p.

Erdtman, G., 1952. Pollen Morphology and Plant Taxonomy. Angiosperms. Almqvist and Wiksell, Stockholm. 539 pp.

Fægri, K.; Iversen, J. 1950. Textbook of Modern Pollen Analysis. Munksgaard, Copenhagen. 169 pp.

Fægri, K.; Iversen, J.; 1989. Textbook of pollen analysis, In: Fægri, K.; Kaland, P.E.; Krzywinski, K. (Eds.), 4th ed. John Wiley and Sons, Chichester. 328 pp.

Fairbridge, R.W. 1961. Eustatic changes in sea level. In: *Physics and Chemistry of the Earth,* vol. 4. Elsevier Science Ltd., London, pp. 99–185.

Fenies, H.; Faugéres, J.C., 1998. Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France). *Marine Geology 150*, 131- 148.

Frey, R.W.; Pemberton, S.G. 1984. Trace fossil facies models. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada Reprint Series 1, pp. 189-207.

Frey, R.W.; Howard, J.D. 1986. Mesotidal estuarine sequences: a perspective from the Georgia Bight. *Journal of Sedimentary Petrology 56,* 911-924.

Fry, B.; Jannasch, H.W.; Molyneaux, S.J.; Wirsen, C.O.; Muramoto, J.A.; King, S.; 1991. Stable isotope study of the carbon, nitrogen and sulfur cycles in the Black Sea and the Cariaco Trench. *Deep-Sea Research 38*, 1003–1019.

Freitas, H.A.; Pessenda, L.C.R.; Aravena, R.; Gouveia, S.E.M.; Ribeiro, A.S.; Boulet, R. 2001. Late Quaternary change in southern Amazon inferred from 17,000 year vegetation dynamic record from soil organic matter using $\delta^{13}C$ and ^{14}C dating. *Quaternary Research, 55*(1): 39-46

Galvão, M.V.G. 1991. Evolução Termodinâmica da Bacia do Marajó, Estado do Pará, Brasil. Dissertação (Mestrado), Univ. Ouro Preto, Ouro Preto.

Goñi, M.A.; Teixeira, M.J.; Perkey, D.W. 2003. Sources and distribution of organic matter in a river-dominated estuary (Winyah Bay, SC, USA). *Estuarine, Coastal and Shelf Science 57,* 1023– 1048.

Grimm, E.C. 1987. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. *Computer and Geosciences 13,*13-35.

Grimm, E.C.; Troostheide, C.D. 1994. Tilia 2.00, program for plotting palynological diagrams: (Springfield) Illinois State Museum.

Harms, J.C.; Southard, J.B.; Walker, R.G.; 1982. Structures and sequences in clastic rocks- Lecture notes for short course n° 9. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. U.S.A.

Harms, J.C.; Fahnestock, R.K. 1965. Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande): *In*: Middleton, G. V. (ed.), *Primary sedimentary structures and thei hydrodynamic interpretation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication 12, 84-115.

Hartt, C.F. 1870. Geology and Physical Geography of Brazil. Fields, Osgood & Co., Boston (620pp).

Harbele, S.G.; Maslin, M. 1999. Late Quaternary Vegetation and Climate Change in the Amazon Basin Based on a 50,000 Year Pollen Record from the Amazon Fan, ODP Site 932. *Quaternary Research 51*: 27-38.

Hayakawa, E.H.; Rossetti, D.F.; Bertani, T.C. 2009. Imagens Landsat-5/TM e modelos digitais de elevação SRTM aplicados à análise de savana em áreas florestais amazônicas. *In*: XIV SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, Anais...Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 3219-3226.

Hayes, J.M. 1993. Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence. *Marine Geology 113*, 111-125.

Haines, E.B. 1976. Stable carbon isotope ratios in biota, soils and tidal water of a Georgia salt marsh. *Estuarine and Coastal Marine Science 4*, 609– 616.

Hofmann, M.; Broecker, W.S.; Lynch-Stieglitz, J. 1999. Influence of a [CO_2(aq)] dependent biological C-isotope fractionation on glacial $^{13}C/^{12}C$ ratios in the oceans. *Global Biochemical Cycles 13*, 873-883.

Hooghiemstra, H., 1984. Vegetational and climatic history of the high plain of Bogota, Colombia: a continuous record of the last 3,5 million years. Dissertationes Botanicae, Vol. 79, J. Cramer, Vaduz, 368pp.

Hoorn, C. 1997. Palynology of the Pleistocene glacial/interglacial cycles of the Amazon Fan (holes 940A, 944A, and 946A). In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, & L.C. Peterson (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155:397-409.

Hunt, J.M. 1970. The significance of carbon isotope variations in marine sediments. In Hobson, G. D. & Spears, G. C. (Eds.). *Advances in Organic Geochemistry*,, Pergamon, Oxford, p 27-35.

Hyde, H.A.; Williams, D.W. 1944. The right word. Pollen Anal. Circ. 8, 6.

INSTITUTO DO DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO-SOCIAL DO PARÁ (IDESP).1974. Estudos Integrados da Ilha do Marajó. Belém, 333 p.

Irion, G.; Muller, J.; Mello, J.N.; Junk, W.J.; 1995. Quaternary geology of the Amazonian Lowland. *Geo-Marine Letters 15*, 172- 178.

Iriondo, M.H. 1982. Geomorfologia da planície Amazônica. Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil, pp. 323- 348.

Ishiwatari, R.; Usaki, M. 1987. Diagenetic changes of lignin compounds in a more than 0.6 million-year-old lacustrine sediment (Lake Biwa, Japan). *Geochimica et Cosmochimica Acta 51*, 321-328.

Iversen, J.; Troels-Smith, J. 1950. Pollenmorphologische Definitonen und Typen. *Dan. Geol. Unders., Ser 43* (8), 1–54.

Jasper, J.P.; Gagosian, R.B. 1990. The sources and deposition of OM in the late Quaternary Pigmy Basin, Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta 54*, 1117–1132.

Kendal, C.G.St. C.; Lerche, I. 1988. The rise and fall of eustasy. *In:* Wilgus, C. K.; Hastings, B.S.; Kendal, C.G. St. C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. 1988. *Sea-Level Changes: an integrated approach*. Special publication. Tulsa, Oklahoma, USA.

Keil, R.G.; Tsamakis, E.; Fuh, C.B.; Giddings, J.C.;Hedges, J.I.; 1994. Mineralogical and textural controls on organic composition of coastal marine sediments: hydrodynamic separation using SPLITT fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta 57*, 879– 893.

Kremp, G.O.W. 1965. Morphologic encyclopedia of palynology. The University of Arizona Press, Tucson, 263p.

Kronberg, B.I.; Benchimol, R.E.; Bird, M. 1991 Geochemistry of Acre Subbasin sediments: window on Ice-Age Amazonia". *Interciência 16*, 138-41.

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

Lamego, A.R., 1940. Restingas na costa do Brasil. Rio de Janeiro. Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia 96, 1–63.

Lehmann, M.F.; Bernasconi, S.M.; Barbieri, A; McKenzie, J.A. 2002. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. *Geochimica at Cosmochimica Acta 66*, 3573–3584.

Lessa, G.C.; Angulo, R.J. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question—reply. *Marine Geology 150*, 189–196.

Lima, C.M. 2008. Dinâmica da vegetação e inferências climáticas no Quaternário Tardio na região da Ilha de Marajó (PA), empregando os isótopos do carbono (^{12}C,^{13}C,^{14}C) da matéria orgânica de solos e sedimentos. 182 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba.

Lima, A.M.M.; Oliveira, L.L.; Fontinhas R.L.; Lima, R.J.S. 2005. Ilha do Marajó: revisão histórica, hidroclimatologia, bacias hidrográficas e propostas de gestão. *Holos environment 5*, 65 – 80.

Lima, H.P. 1987. Notas sobre a análise estratigráfica da Bacia de Marajó. Belém: Petrobras, Departamento de Exploração do Norte, Divisão de Interpretação. 15 p. (Relatório Interno).

Maack, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia 2*, 66–154.

Maack, R. 1949. Espessura e sequência dos sedimentos quaternários no litoral do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia 44,* 271–295.

Martin, L.; Suguio, K. 1975. The state of São Paulo coastal marine Quaternary geology—the ancient strandlines. *Anais da Academia Brasileira de Ciências 47,* 249–263.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M.; Bittencourt, A.C.S.P.; Vilas- Boas, G.S. 1979/1980. Le quaternaire marine bresilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). Cahiers O.R.S.T.O.M., Serie Geologie 11, 95–124.

Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Vilas-Boas, G.S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasiliera. Datação do máximo da penúltima transgressão. *Ci. Terra 1*, 16 - 17.

Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Flexor, J.M.; Vilas-Boas, G.S. 1984. Evidência de um tectonismo quaternário na costa do Estado da Bahia. In: 31° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Sociedade Brasileira de Geologia, Anais...vol. 1, pp. 19–35.

Martin, L.; Flexor, J.M.; Blitzkow, D.; Suguio, K. 1985. Geoid change indications along the Brazilian coast during the last 7000 years. In: FIFTH INTERNATIONAL CORAL REEF CONGRESS, *Proceedings*…vol. 3, pp. 85–90.

Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels is eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research 19*, 101–124.

Martino, R.L.; Sanderson, D.D. 1993. Fourier and autocorrelation analysis of estuarine tidal rhythmites, lower Breatthitt Formation, eastern Kentucky, USA. *Journal of Sedimentary Petrology 63,* 105-119.

Martino, R.L. 1996. Stratigraphy and depositional environments of the Kanawha Formation (Middle Pennsylvanian), southern West Virginia, U.S.A. International *Journal of Coal Geology 31*, 217- 248.

McLaurin, B.T.; Steel, R.J. 2007.Architecture and origin of an amalgamated f luvial sheet sand, lower Castlegate Formation, Book Cliffs, Utah. *Sedimentary Geology 197*, 291–311.

Marchant, R.; Almeida, L.; Behling, H.; Berrio, J.C.; Bush, M..; Cleef, A.; Duivenvoorden, J.; Kappelle, M.; De Oliveira, P.; Oliveira-Filho, A. T. D.; Lozano-Garcia, S.; Hooghiemstra, H.; Ledru, M.P.; Ludlow-Wiechers, B.; Markgraf, V.; Mancini, V.; Paez, M.; Prieto, A.; Rangel, O; Salgado-Laboriau, M. L. 20002. Distribution and ecology of parent taxa of pollen lodged within the Latin American Pollen Database. *Review of Palaeobotany and Palynology, 121*: 1-75.

Mayle, F. A.; Burbridge, R.; Killeen, T. J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. *Science 290*, 2291-2294.

Melhem, T.S.; Matos, M.E.R. 1972. Variabilidade de forma dos grãos de pólen de *Eriope crassipes* Benth. Labiatae. *Hoehnea 2*: 1-10.

Menezes, M.P.M.; Sales, J.B.; Nascimento, J.R.; Rodrigues, L.F. 2003. Vegetação dos bosques de mangue do rio Gurupi, município de Vizeu, Pará, Brasil. *Mangrove 2003 Conference*. *Proceedings...* Salvador, Bahia, Brazil.

Menezes, M.P.M. 1997. *Mécanisme de pollinisation du paletuvier Rhizophora mangle dans des mangroves en Amazonie, Brésil.* Master thesis. Univesité du Quebec à Montréal. Montréal, Québec, Canada. 75pp.

Meyers, P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology 114*, 289-302.

Meyers, P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry 27* (5/6), 213-250.

Middelburg, J.J.; Nieuwenhuize, J. 1998. Carbon and nitrogen stable isotopes in suspended matter and sediments from the Schelde Estuary. *Marine Chemistry 60*, 217–225.

Milne, G.A.; Long, A.J.; Bassett, E. 2005. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews 24 (10–11)*, 1183–1202.

Miotto J.A. 1993. Sismicidde e zonas sismogênicas do Brasil. Tese (Doutorado). Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

Moreira-Turcq P.; Jouanneau J.M.; Turcq B.; Seyler P.; Weber O.; Guyot J.L. 2004. Carbon sedimentation at Lago Grande de Curuai, a floodplain lake in the low Amazon region: insights into sedimentation rates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 214*: 27-40.

Muller, A. 2001. Late- and Postglacial sea-level change and palaeoenvironments in the Oder Estuary, Southern Baltic Sea. *Quaternary Research 55,* 86–96.

Nakatsuka, T.; Handa, N.; Harada, N.; Sugimoto, T.; Imaizumi, S. 1997. Origin and decomposition of sinking particulate organic matter in the deep water column inferred from the vertical distributions of its $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{14}C$. *Deep-Sea Research 144,* 1957–1979.

Newman, J. W.; Parker, P.L; Behrens, E.W. 1973. Organic carbon isotopic ratios in Quaternary cores from the Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta 37*, 225-238.

Nichols, G.J.; Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology 195*, 75–90.

Nilsen, T.H.; McLaughlin, R.J. 1985. Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norwary and the Ridge and Little Sulphur Creek strike slip-basins of California. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation.* SEPM Special Publication 37, 79-103.

O'Leary, M.H. 1988. Carbon isotopes in photosynthesis. *Bioscience 38*, 328-336.

Owens, N.J.P. 1987 Natural variations in ^{15}N in the Marine Environment. *Marine Biology 24***,** 389–451.

Peterson, B.J.; Fry, B.; Hullar, M.; Saupe, S.; Wright, R. 1994. The distribution and stable carbon isotope composition of dissolved organic carbon in estuaries. *Estuaries 17,* 111– 121.

Peterson, B.J.; Howarth, R.W. 1987. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuary of Sapelo Island, Georgia. *Limnology and Oceanography 32*, 1195-1213.

Pessenda, L. C. R.; Ribeiro, A.S.; Gouveia, S.E.; Aravena, R.; Boulet, R; Bendassoli, J.A. 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas

region, Maranhão State, Northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research, 62*: 183-193.

Porsani, M. J. 1981. Paleocanais, uma opção para prospecção de água subterrânea na Ilha de Marajó. 109p. Dissertação (Mestrado). Belém, Universidade Federal do Pará.

Posamentier, H.W.; Vail, P.R. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition II – Sequence and systems tract models. *In:* Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendal, C.G. St. C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. *Sea-Level Changes: an integrated approach*. Special publication. Tulsa, Oklahoma, USA.

Posamentier, H.W.; Jervey, M.T.; Vail, P.R. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition I – Conceptual framework. *In:* Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendal, C. G. St. C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. *Sea-Level Changes: an integrated approach*. Special publication. Tulsa, Oklahoma, USA.

Prahl, F.G., Bennet, J.T.; Carpenter, R. 1980. The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particles from Dabob Bay, Washington. *Geochimica et Cosmochimica Acta 44***,** 1967–1976.

Prahl, F.G.; Ertel, J.R.; Goni, M.A.; Sparrow, M.A.; Eversmeyer, B. 1994. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta 58*, 3035-3048.

Premuzic, E.T.; Benkovitz, C.M.; Gaffney J.S.; Walsh, J.J. 1982. The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of world oceans and seas. *Organic Geochemistry 4*, 63-77.

Projeto RADAM. 1974. Folha SA.22 Belém. Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro.

Prost, M.T.; Mendes, A.C.; Faure, J.F.; Berredo, J.F.; Sales, M.E.; Furtado, L.G.; Santana, M.G.; Silva, C.A.; Nascimento, I.; Gorayeb, I.; Secco, M.F.; Luz, L. 2001. Manguezais e estuários da costa paraense: exemplo de estudo multidisciplinar integrado (Marapanim e São Caetano de Odivelas). In: Prost, M.T and Mendes, A. (orgs.) *Ecossistemas costeiros: impactos e gestão ambiental.* FUNTEC and Museu Paraense Emílio Goeldi. 215 pp.

Punt, W.; Hoen, P.P., Blackmore, S.; Nilsson, S.; Le Thomas, A. 2007. Glossary of pollen and spore terminology. *Review of Palaeobotany and Palynology 143*: 1–81.

Punt, W.; Blackmore, S.; Nilsson, S.; Le Thomas, A. 1994. Glossary of pollen and spore terminology. Uthrecht, L.P.P. Foundation. (versão on line http://www.bio.uu.nl/~palaeo/glossary/glos-int.htm).

Rancy, A., 1991. Pleistocene mammals and paleoecology of the Western Amazon. Unpublished PhD Thesis, University of Florida, USA, 149 pp.

Rancy, A. 1993. A paleofauna da Amazônia indica áreas de pastagem com pouca cobertura vegetal. São Paulo, *Ciência Hoje*, 16, p. 48-51.

Raymond, P.A.; Bauer, J.E. 2001. Use of ^{14}C and ^{13}C natural abundances for evaluating riverine, estuarine, and coastal DOC and POC sources and cycling: a review and synthesis. *Organic Geochemistry 32*, 469– 485.

Reineck H.E.; Singh I.B.; 1980. Depositional Sedimentary Environments. Berlin: Springer-Verlag, 551 p.

Rezende W.; Ferradaes J. 1971. Integração geológica regional da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. Belém: Petrobras/Departamento de Exploração. Relatório Interno, 27 p.

Rossetti, D.F. 2010. Tectonic control on the stratigraphy framework of LATE Pleistocene and Holocece deposits in Marajó Island, State of Pará, Eastern Amazonia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências 82*(2), no prelo.

Rossetti, D.F. 2001. Late cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences 14,* 77-89.

Rossetti, D.F.; Toledo, P.M.; Moraes-Santos, H.M.; Santos, A.E.A. Jr. 2004: Reconstructing habitats in Central Amazonia using megafauna, sedimentology, radiocarbon and isotope analysis. *Quaternary Research* 61, 289–300.

Rossetti, D.F.; Toledo, P.M.; Góes, A.M. 2005: New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeographyand evolution. *Quaternary Research* 63, 78–89.

Rossetti, D.F.; Valeriano, M.M. 2007. Evolution of the lowest Amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. *Catena 70*, 253-265.

Rossetti, D.F.; Valeriano, M.M.; Thallês, M. 2007. An abandoned estuary within Marajó Island: implications for late quaternary paleogeography of northern Brazil. *Estuaries and Coasts 30,* 813-826.

Rossetti, D.F.; Valeriano, M.M.; Góes, A.M.; Thalles, M. 2008a. Palaeodrainage on Marajó Island,northern Brazil, in relation to Holocene relative sea-level dynamics. *The Holocene 18*, 923-934.

Rossetti, D.F.; Góes, A.M.; Valeriano, M.M.; Miranda, M.C.C. 2008b. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil. *Journal of Quaternary Science 23,* 121-135.

Rossetti, D.F.; Góes, A.M. 2008 Late Quaternary drainage dynamics in Northern Brazil based on the study of a large paleochannel from southwestern Marajó Island. *Anais da Academia Brasileira de Ciências 80*(3): 1-15.

Rossetti, D.F.; Almeida, S.; Amaral, D.D.; Lima, C.M.; Pessenda, L.C. 2009. Coexistence of forest and savanna in an Amazonian area from a geological perspective. *Journal of Vegetation Science 21*: 120–132.

Roubik, D.W.; Moreno, J.E. 1991. Pollen and spores of Barro Colorado Island. Monogr. in Syst. Bot. of the Miss. Bot. Garden, 36, 269 pp.

Ruttenberg, K.C.; Göni, M.A. 1997. Phosphorus distribution, C:N:Pratios, and d13Coc in arctic, temperate and tropicalcoastal sediments: tools for characterizing bulk sedimentary organic matter. *Marine Geology 139*, 123–145.

Sachs, J.P.; Repeta, D.J. 1999. Oligotrophy and nitrogen fixation during eastern Mediterranean sapropel events. *Science 286*, 2485–2488.

Salgado-Laboriau, M.L. 1973. Contribuições à palinologia do cerrado. Editora da Academia Brasileira de Ciências, São Paulo, 291p

Salgado-Laboriau, M.L. 1984. Reconstruction de los ambientes através de los granos de pólen. *Investigation y Ciência* (Spanish edition of the Scientific American), *3:* 6-17.

Salgado-Laboriau, M.L. 2007. Critérios e técnicas para o Quaternário. Edgard Blücher, São Paulo, 387p.

Salomons, W.; Mook, W.G. 1981. Field observations of the isotopic composition of particulate organic carbon in the southern North Sea and adjacent estuaries. *Marine Geology 41*, 11-20.

Saino, T.; Hattori, A. 1980. ^{15}N natural abundances in oceanic suspended particulate matter. *Nature 283*, 752–754.

Schidlowski, M.; Hayes, J.M.; Kaplan, I.R. 1983. Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulphur, hydrogen and nitrogen. In: Scholf, J.W. (Ed.),

Earth's Earliest Biosphere, Its Origin and Evolution. Princeton University Press, Princeton, pp. 149–186.

Schleser, G.H. 1995. Parameters determining carbon isotope ratios in plants. In: Frenzel, B., Stauffer, B., Weib, M. (Eds.). *Problems of Stable Isotopes in Tree-Rings, Lake Sediments and Peat Bogs as Climate Evidence for the Holocene.* Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 71– 96.

Sherr, E.B. 1982. Carbon isotope composition of organic seston and sediments in a Georgia salt marsh estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta 46*, 1227– 1232.

Sifeddine, A.; Bertrand, P.; Fournier, M.; Martin, L.; Servant, M.; Soubiès, F.; Suguio, K.; Turcq, B. 1994. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie orientale, Brésil): relation avec lês changements climatiques au cours des 60000 dernières années. *Bulletin de La Société Geologique de France, 165*, 613-621.

Sifeddine, A.; Marint, L.; Turcq, B.; Volkmer-Ribeiro, C.; Soubiès, F.; Cordeiro, R.C.; Suguio, K. 2001. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 168*, 221-235.

Sifeddine, A.; Bertrand, P.; Fournier, M.; Martin, L.; Servant, M.; Soubies, F.; Suguio, K.; Turcq, B. 1994. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60 000 dernières années. *Bulletin de la Société Géologique de France 165 (6),* 613–621.

Silliman, J.E.; Meyers, P.A.; Bourbonniere, R. A. 1996. Record of postglacial organic matter delivery and burial in sediments of Lake Ontario. *Organic Geochemistry 24*, 463-472.

Soares, E. A. A. 2007. Depósitos Pleistocenicos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas. 204f. Tese de Doutoramento. São Paulo, Universidade de São Paulo.

Souza Filho, P.W.M. 1995. A planície costeira bragantina (NE do Pará): Influência das variações do nível do mar na morfoestratigrafia costeira durante o Holoceno. 123f. Dissertação (Mestrado), Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

Souza Filho, P.W.M.; El-Robrini, M. 1995. Um exemplo de sistema deposicional dominado por macromaré: A Planície Costeira Bragantina – NE do Pará (Brasil).

In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5. Anais...Niterói, ABEQUA p.278-284.

Souza Filho, P.W.M.; El-Robrini, M. 1997. A influência das variações do nível do mar na sedimentação da planície costeira bragantina durante o Holoceno – nordeste do Pará, Brasil. In: Costa, M.L.; Angélica, R.S. 1997. *Contribuições à Geologia da Amazônia.* Belém: FINEP/SBG Núcleo Norte. 308 – 337 p.

Souza-Filho, P.W.M.; Paradella, W.R. 2003: Use of synthetic aperture radar for recognition of coastal geomorphological features, land-use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências 75*, 341–56.

Souza Filho, P.W.M.; Martins, E.S.F.; Costa, F.R. 2006. Using mangroves as geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: an approach from remote sensing data and GIS. *Ocean & Coastal Management 49* (7-8): 462-475.

St-Onge, G.; Hillaire-Marcel, C. 2001. Isotopic constraints of sedimentary inputs and organic carbon burialrates in the Sanguenay Fjord, Quebec. *Marine Geology 176*, 1–22.

Stockmar, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores, 13:* 615 – 621.

Street-Perrott, F.A.; Ficken, K.J.; Huang, Y.; Eglinton, G. 2004. Late Quaternary changes in carbon cycling on Mt. Kenya, East Africa: an overview of the $\delta^{13}C$ record in lacustrine organic matter. *Quaternary Science Reviews 23*, 861–879.

Suguio, K.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, J.M.; Azevedo, A.E.G.de, 1985. Flutuaçõees do nível relativo do mar durante o quaterná rio superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências 15*, 273–286.

Suguio, K.; Martin, L.; 1978. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo, Special publication 1, IGCP, Project 61, 55p.

Szatmari, P.; Fraçolin, J.B.L.; Zanotto, O.; Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências 17*, 180-188.

Teeuw, R.M; Rhodes, E.J. 2004. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene palaeodunes. *Journal of Quaternary Science* 19: 49–54.

Thompson, S.; Eglinton, G. 1978. The fractionation of a recente sediment for organic geochemical analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta 42*, 199-207.

Thornton, S.F.; McManus, J. 1994. Applications of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, coastal and Shelf Science 38*, 219–233.

Tomlinson, P.B. 1986. *The Botany of mangroves.* Cambridge University Press. Cambridge. 418pp.

Tyson, R.V. 1995. Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies. Chapman & Hall, London.

Vail, P.R.; Mitchum Jr., R.M.; Thompson III, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 3. Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigrapic Interpretation Memoir 26, Pages 63 - 81

Valeriano, M.M.; Rossetti, D.F. 2008. Topographic modeling of Marajó Island with SRTM data. Revista Brasileira de Geomorfologia. *(no prelo)*

Van der Hammen, T.; Absy, M.L.; 1994. Amazonia during the last glacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 109,* 247-261.

Van der Hammen, T. 1992. Cambios en la vegetacion y el clima en la Amazônia. In: *Historia, ecologia y vegetacion.* Bogotá, Corporacion Colombiana para La Amazônia Araracuara, p. 105-124.

Van Andel, T.H.; Laborel, J. 1964. Recent high sea-level stand near Recife, Brazil. *Science 145*, 580–581.

Vedel, V.; Behling, H.; Cohen, M.; Lara, R. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany 15*: 115–123.

Veiga, A.T.C. 1991. Paleoenvironmental and archeological significance of alluvial placers of the Brazilian Amazon. Proc. Symp. on Global Changes in South America during the Quaternary. São Paulo, *Boletín IG-USP*, publicação especial, 8, p. 213-22, 1991.

Veiga, A.T.C.; Dardenne, M.A.; Salomão, E.P. 1988. Geologia dos aluviões auríferos e estaníferos da Amazônia. In: 35° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais..... Belém, vol. 1, p. 164-77.

Villegas J.M. 1994. Geologia estrutural da Bacia de Marajó. 119f. Dissertação (Mestrado). Belém, Universidade Federal do Pará.

Vital, H. 1988. Estudo do Geossistema do Lago Arari, Ilha De Marajó (Pa). 106f. Dissertação (Mestrado). Belém, Universidade Federal do Pará.

Vital, H.; Stattegger, K. 2000. Lowermost Amazon River: evidence of late Quaternary sea-level fuctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International 72:* 53 -60.

Vivo, M.; Carmignotto, A.P. 2004. Holocene vegetation change and the mammal faunas of South America and Africa. *Journal of Biogeography 31,* 943 – 957.

Walker, J.W.; Doyle, J.A. 1975. The bases of Angiosperm Phylogehy: Palynology. *Annals of the Missouri Botanical Garden 62*: 664-723.

Webb, S.D.; Rancy, A. 1996. Late Cenozoic evolution of neotropical mammal fauna *In:* J.B.C. Jackson, A.B. Budd & A.G. Coates (eds.), *Evolution and Environment in Tropical America,* University of Chicago Press, Chicago, pp. 335-358.

Westman, P.; Hedenstrom, A. 2002. Environmentalchanges during isolation processes from the Litorina Sea as reflected by diatoms and geochemical parameters — a case study. *The Holocene 12*, 531–540.

Wilson, G.P.; Lamb, A.L.; Leng, M.J.; Gonzalez, S.; Huddart, D. 2005. $\delta^{13}C$ and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. *Quaternary Science Reviews 24*, 2015–2029.

Zaitlin, B.A.; Dalrynple, R.W.; Boyd, R.; Leckie, D. 1994. The Stratigraphic Organization of Incised Valley Systems: Implications to hydrocarbon Exploration and Production–with examples from the Western Canada Sedimentary Basin. Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary.

Zaitlin, B.A.; Warrern, M.J.; Potocki, D. 2002. Depositional styles in a low accommodation foreland basin setting: an example from the Basal Quartz (Lower Cretaceous), southern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology 50,* 31-72.

ANEXO I: DESCRIÇÃO DOS POLENS E ESPOROS DA ÁREA DE ESTUDO

Amaranthaceae/Chenopodiaceae

Grão monade, esferoidal, assimétrico, apolar, poliporado, exina tectada, sexina granulada

Tamanho: 20,08 µm

Estampa I: 1-2

Amaranthus sp.

Grão esferoidal, assimétrico, apolar, periporado, exina tectada, sexina escabrada

Tamanhos médios: 23 a 26 µm

Estampa I: 3

Anacardiaceae

Tipo 1: grão monade, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, sexina estriada. Âmbito circular-trilobulado

Dimensões médias: 23,69 x 22,19 µm

Estampa I: 8-9; 12-13

Tipo 2: grão monade, radialmente simétrico, isopolar, tricolporado. Exina tectada, sexina reticulada, homobrochado. Âmbito circular-trilobulado

Dimensões médias: 20,87 x 22,18 µm

Estampa I: 4-7; 10-11; 14-15

Aquifoliaceae

Ilex sp.

Grão monade, subprolado, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Poros inconspícuos. Exina tectada, sexina clavada, com clavas uniformes.

Tamanho: 25 x 18 µm

Estampa II: 16-19

Araliaceae

Didimopanax sp.

Grão monade, suboblato, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, simplibaculada, sexina reticulada, homobrochada. Poros lalongados e colpos estreitos na mesma extensão que o grão. Âmbito triangular

Tamanho: 25 x 35 µm

Estampa II: 20-22

Oreopanax sp.

Grão monade, subprolado, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, simplibaculada, sexina reticulada, homobrochada.

Tamanho: 25,58 x 18,46 µm

Estampa II: 23

Avicenniaceae

Avicennia sp.

Grão monade, perprolado, tricolporado. Exina tectada, sexina reticulada.

Tamanho médio dos grãos: 25 a 30 µm

Estampa II: 24-27

Bignoniaceae

Grão monade, apolar, assimétrico, inaperturado. Exina semitectada, densamente columelada, sexina reticulada, aparentemente homobrochado, simplibaculada. Âmbito irregular

Tamanho: 25 x 25 µm aproximadamente

Estampa II: 28

Bombacaceae

Pachira sp.

Grão monade, oblato, isopolar, radialmente simétrico, tricolpado. Exina semitectada, sexina reticulada, heterobrochada. O tectum apresenta baculas livres bordejando a abertura. O tamanho das baculas varia entre 1 e 2 µm. Âmbito inter-subangular.

Tamanho: 40 µm

Estampa III: 29

Burseraceae

Protium sp

Grão monade, isopolar, prolado radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, sexina psilada, âmbito circular. Poros lalongados, colpos com extensão correspondentes à cerca de 2/3 do tamanho do grão

Tamanho médio: 30 x 25 µm

Estampa III: 30

Chenopodiaceae

Grão monade, esferoidal, apolar, assimétrico, periporado, poros circulares. Exina tectada, sexina granulada. Âmbito circular

Diâmetro: 20,08 µm

Estampa III: 33-34

Compositae (Asteraceae)

Grão monade, esferoidal, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, sexina equinada. Espinhos curtos, cônicos e de base larga.

Tamanhos médios: 26 a 28 µm

Estampa: III: 31-32; 35-36

Chloranthaceae

Hedyosmum sp.

Grão monade, apolar, assimétrico e inaperturado. Exina intectada, sexina clavada.

Âmbito circular

Tamanhos médios: 25,52 x 18,36 µm

Estampa III: 37-38

Euphorbiaceae

Tipo 1: Grão monade, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, sexina psilada a finamente escabrada. Colpos longos, na mesma dimensão do grão e poros elípticos.

Tamanhos: 15 x 15 µm

Estampa III: 39-40

Tipo 2: Grão monade, subprolado isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada (> 1 µm de espessura), densamente columelada, sexina reticulada, homobrochada. Poros lalongados

Tamanhos: 35 x 25 µm aproximadamente

Estampa IV: 41-47

Alchornea sp.

Tipo 1: Grão monade, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada (1 µm), sexina finamente escabrada. Opérculo livre, visível, longo. Âmbito circular, ligeiramente columelada

Tamanhos: 19,65 x 19,84 µm

Estampa IV: 48-49

Tipo 2: Grão monade, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, sexina finamente escabrada a microreticulada. Columela visível; Opérculo curto visível. Âmbito circular.

Tamanhos: 21,69 x 19, 96 µm

Estampa V: 50-55

Euphorbia sp.

Grão monade, isopolar, tricolporado (?). Exina tectada, sexina reticulada. Columela visível. Âmbito triangular.

Tamanho: 27,86 µm

Estampa V: 56-57

Galesia sp.

Grão monade, isopolar, subprolado, radialmente simétrico, tricolpado. Exina tectada, sexina psilada.

Tamanho: 19,79 X 15,07 µm

Estampa V: 58-59

Sapium sp.

Grão monade, isopolar, subprolado, radialmente simétrico, tricolporado. Exina intectada..

Tamanho médio: 38 a 70 x 28 a 59 µm

Estampa V: 60

Sebastiana sp.

Grão monade, isopolar, subprolado, radialmente simétrico, tricolporado. Exina intectada, sexina baculada formado por finas baculas. Âmbito trilobulado.

Tamanho: 25,84 X 19,44 µm

Estampa V: 61

Fabaceae

Tipo 1: Grão monade, isopolar, subprolato, radialmente simétrico, tricolporado, exina tectada, levemente columelada; Sexina psilada a finamente escabrada.

Tamanho: 21,92 x 16,14 µm

Estampa V: 62-63

Tipo 2: Grão monade, isopolar, prolato, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada. Sexina reticulada, homobrochado.

Tamanho: 25,21 x 16,41 µm

Estampa V: 64-65; VI: 66-72

Guttiferae (Clusiaceae)

Grão monade, isopolar, esferoidal, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, âmbito circular.

Tamanho: 17,99 X 18,11 µm

Estampa VI: 73-74

Lamiaceae

Grão monade, isopolar, esferoidal, radialmente simétrico, stefanocolpado. Exina tectada (aproximadamente 1 µm) , columelado, sexina psilada/finamente escabrada. âmbito circular.

Tamanho: 20 x 20 µm aproximadamente

Estampa VI: 75

Ludwigia sp. (**Onagraceae**)

Grão monade, suboblato, triporado, sexina verrucada. Poros anulados circulares com diâmetro aproximado de 5 µm. Âmbito triangular

Tamanho aproximado: 40 x 40 µm

Estampa VI: 76

Malpigiaceae

Grão monade, apolar, esferoidal, assimétrico, pericolporado, exina tectada, sexina escabrada, âmbito circular.

Tamanho médio: 20,08 x 23,41 µm

Estampa VI: 77-78; VII: 79

Melastomataceae

Grão monade, isopolar, prolado, radialmente simétrico, heterocolpado (3 colpos alternados com 3 pseudocolpos), exina tectada, sexina psilada, âmbito circular.

Tamanho médio: 20,34 x 12,48 µm

Estampa VII: 80-85

Moraceae/Combretaceae

Grão monade, apolar, assimétrico, exina tectada, sexina psilada/finamente escabrada. Oblato-esferoidal.

Tamanho médio: 18,04 µm

Estampa VII: 86-87

Ochnaceae

Grão monade, isopolar, simétrico, esferoidal, tricolporado. Exina tectada, com margo visível. Sexina fina escabrada. Âmbito circular

Tamanho: 17,15 x 15 µm

Estampa VII: 88-89

Polygalaceae

Polygala sp.

Grão monade, isopolar, suboblato, radialmente simétrico, estefanocolporado. Exina tectada, sexina psilada.

Tamanho: 15,07 x 16,91 µm

Estampa VII: 90

Proteaceae

Roupala sp.

Grão monade, isopolar, oblato, radialmente simétrico, triporado. Exina tectada, sexina psilada. Âmbito triangular

Tamanho: 24,98 x 25,83 µm

Estampa VII: 91

Rhizophoraceae

Rhizophora sp.

Grão monade, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, sexina microreticulada. Âmbito triangular a circular. Grãos prolado-esferoidal, suboblato e subprolado.

Tamanho médio: 17 a 20 µm

Estampa VII: 92-93; VIII: 94-111

Rubiaceae

Tipo 1: grão monade, esferoidal, isopolar, radialmente simétrico, tricolpado. Exina tectada, sexina baculada. Âmbito circular.

Tamanho: 28,56 x 25,03 µm

Estampa VIII: 112

Tipo 2: grão monade, esferoidal, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, columela densa, sexina reticulada, simplibaculado. Âmbito circular.

Tamanho: 28,56 x 25,03 µm

Estampa VIII: 113

Borreria sp.

Grão monade, oblato-esferoidal, isopolar, radialmente simétrico, estefanocolporado. Exina tectada (1,87 µm), sexina reticulada, homobrochada, simplibaculada. Âmbito circular.

Tamanho: 17,92 x 17,37 µm

Estampa IX: 114

Smermacoce sp.

Grão monade, esferoidal, isopolar, radialmente simétrico, periporado. Exina tectada, columela visível, sexina reticulada, homobrochado. Âmbito circular.

Tamanho: 20 µm

Estampa IX: 115-116

Rutaceae

Zanthoxylum sp.

Grão monade, isopolar, radialmente simétrico, subprolado, tricolporado. Exina semitectada (?), sexina reticulada (baculada?). Colpos longos, alcançando toda a extensão do grão. Âmbito circular.

Tamanho: 17,91 x 15,86 µm

Estampa IX: 117-118

Sapindaceae

Allophylus sp.

Grão monade, oblato, isopolar, radialmente simétrico, triporado. Exina tectada, sexina escabrada. Âmbito triangular

Tamanho: 24,52 x 24,8 µm

Estampa IX: 119

Ulmaceae

Celtis sp.

Grão monade, isopolar, radialmente simétrico, di- ou triporado. Exina tectada, columelada, sexina finamente escabrada, poros anulados circulares com diâmetro aproximado de 3 µm.

Tamanho: 20 x 35 µm

Estampa IX: 120-124

Umbelliferae (Apiaceae)

Grão monade, perprolado, isopolar, radialmente simétrico, tricolporado. Exina tectada, levemente columelada, sexina finamente escabrada.

Tamanho: 38,34 x 16,69 µm

Estampa IX: 125-128

Angiospermas - Monocotiledôneas

Alismataceae

Sagitária sp.

Grão monade, esferoidal, apolar, assimétrico, periporado. Exina tectada, sexina equinada, espinhos cônicos. Âmbito circular a elíptico

Tamanho médio: 30 µm

Estampa X: 129-130

Arecaceae (Palmae)

Iriartea sp.

Grão monade, esferoidal, heteropolar, bilateralmente simétrico, monosulcado. Exina tectada, sexina baculada. Âmbito circular a elíptico

Tamanho médio: 26 a 30 x 34 a 36 µm

Estampa X: 130-131

Mauritia sp.

Grão monade, heteropolar, bilateralmente simétrico, monoporado, subprolado. Exina tectada, sexina equinada. Columela visível. Espinhos cônicos, espaçados. Âmbito elíptico.

Tamanho: 50,50 x 40 µm

Estampa X: 133-134

Cyperaceae

Grão monade, bilateralmente simétrico, heteropolar, periporado. Exina semitectada, sexina escabrada. Grão de forma irregular, âmbito trapezoidal.

Tamanho: 19,19 a 25,53 x 28,15 a 31,58 µm

Estampa X: 135-136

Poaceae

Grão monade, bilateralmente simétrico, heteropolar, monoporado. Exina tectada (cerca de 2 µm de espessura), sexina psilada. Poro circular (diâmetro > que 1 µm), annulado. Grão de forma irregular.

Tamanho médio: 25 a 30 µm

Estampa X: 137-138

Pteridophytas

Selaginellaceae

Selaginella sp.

Esporo trilete, heteropolar, radialmente simétrico, apresentando superfície com padrão gemado. Âmbito circular irregular.

Tamanho: 32,16 x 28,46 µm

ANEXO II: ESTAMPAS

1. Amaranthaceae/Chenopodiaceae

2 Amaranthaceae/Chenopodiaceae

3. Amaranthaceae/Chenopodiaceae, *Amaranthus*

4. Anacardiaceae (Vista equatorial)

5. Anacardiaceae (Vista equatorial)

6. Anacardiaceae, *Astronium sp.* (Vista equatorial)

7. Anacardiaceae, *Astronium sp.* (Vista equatorial)

8. Anacardiaceae (Vista equatorial)

9. Anacardiaceae (Vista equatorial)

10. Anacardiaceae (Vista equatorial)

11. Anacardiaceae (Vista equatorial)

12. Anacardiaceae (Vista equatorial)

13. Anacardiaceae (Vista polar)

14. Anacardiaceae (Vista equatorial)

15. Anacardiaceae (Vista equatorial)

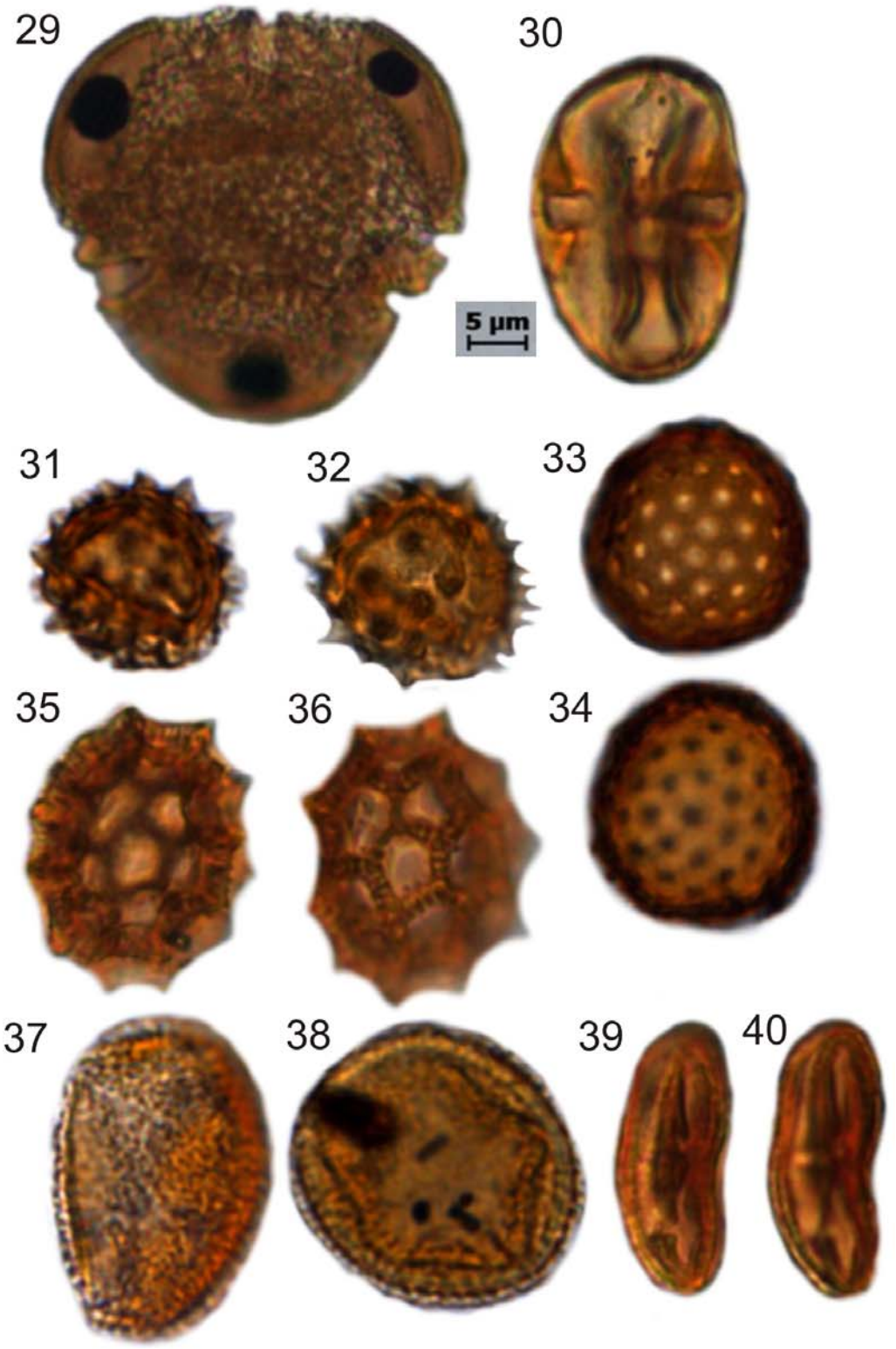
ESTAMPA I

16. Aquifoliaceae, *Ilex sp.*
17. Aquifoliaceae, *Ilex sp.*
18. Aquifoliaceae, *Ilex sp.*
19. Aquifoliaceae, *Ilex sp.*
20. Araliaceae, *Didimopanax sp.*
21. Araliaceae, *Didimopanax sp*
22. Araliaceae, *Didimopanax sp*
23. Araliaceae, *Oreopanax sp*.
24. Avicenniaceae, *Avicenia sp*.
25. Avicenniaceae, *Avicenia sp.*
26. Avicenniaceae, *Avicenia sp.*
27. Avicenniaceae, *Avicenia sp.*
28. Bignoniaceae

ESTAMPA II

29. Bombacaceae
30. Burseraceae, *Protium sp.*
31. Compositae (Asteraceae)
32. Compositae (Asteraceae)
33. Chenopodiaceae
34. Chenopodiaceae
35. Compositae (Asteraceae)
36. Compositae (Asteraceae)
37. Chloranthaceae, *Hedyosmum sp.*
38. Chloranthaceae**,** *Hedyosmum sp.*
39. Euphorbiaceae, tipo 1
40. Euphorbiaceae, tipo 1

ESTAMPA III



41. Euphorbiaceae, Tipo 2

42. Euphorbiaceae, Tipo 2

43. Euphorbiaceae, Tipo 2

44. Euphorbiaceae, Tipo 2

45. Euphorbiaceae, Tipo 2

46. Euphorbiaceae, Tipo 2

47. Euphorbiaceae, Tipo 2

48. Euphorbiaceae, *Alchornea sp.* Tipo 1

49. Euphorbiaceae, *Alchornea sp.* Tipo 1

ESTAMPA IV

50. Euphorbiaceae, *Alchornea sp.* Tipo 2

51. Euphorbiaceae, *Alchornea sp.* Tipo 2

52. Euphorbiaceae, *Alchornea sp.* Tipo 2

53. Euphorbiaceae, *Alchornea sp.* Tipo 2

54. Euphorbiaceae, *Alchornea sp.* Tipo 2

55. Euphorbiaceae, *Alchornea sp.* Tipo 2

56. Euphorbiaceae, *Euphorbia sp.*

57. Euphorbiaceae, *Euphorbia sp.*

58. Euphorbiaceae, *Galesia sp.*

59. Euphorbiaceae, *Galesia sp.*

60. Euphorbiaceae, *Sapium sp*.

61. Euphorbiaceae, *Sebastiana sp.*

62. Fabaceae, Tipo reticulado

63. Fabaceae, Tipo reticulado

64. Fabaceae, Tipo psilado

65. Fabaceae, Tipo psilado

ESTAMPA V

66. Fabaceae, Tipo psilado

67. Fabaceae, Tipo psilado

68. Fabaceae, Tipo psilado

69. Fabaceae, Tipo psilado

70. Fabaceae, Tipo psilado

71. Fabaceae, Tipo psilado

72. Fabaceae, Tipo psilado

73. Guttiferae (Clusiaceae)

74. Guttiferae (Clusiaceae)

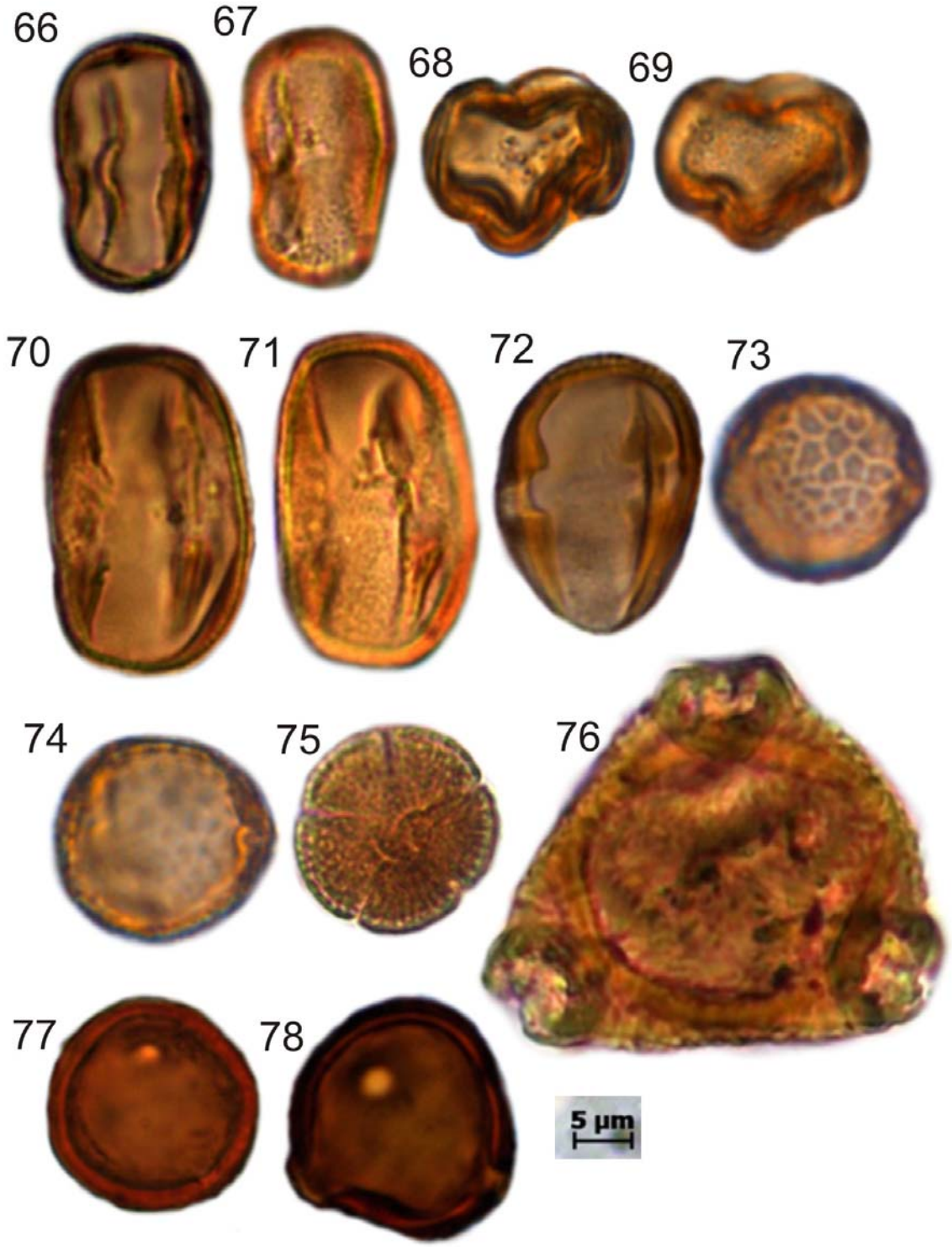
75. Lamiaceae

76. Ludwigia

77. Malpigiaceae

78. Malpigiaceae

ESTAMPA VI



79. Malpighiaceae

80. Melastomataceae

81. Melastomataceae

82. Melastomataceae

83. Melastomataceae

84. Melastomataceae

85. Melastomataceae

86. Moraceae/Urticaceae

87. Moraceae/Urticaceae

88. Ochnaceae

89. Ochnaceae

90. Polygalaceae, *Polygala*

91. Proteaceae, *Roupala sp.*

92. Rhizophoraceae, *Rhizophora*

93. Rhizophoraceae, *Rhizophora*

ESTAMPA VII

94. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

95. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

96. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

97. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

98. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

99. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

100. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

101. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

102. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

103. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

104. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

105. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

106. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

107. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

108. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

109. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

110. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

111. Rhizophoraceae, *Rhizophora sp.*

112. Rubiaceae, Tipo 1

113. Rubiaceae, Tipo 2

ESTAMPA VIII

114. Rubiaceae, *Borreria sp.*

115. Rubiaceae, *Spermacoce sp.*

116. Rubiaceae, *Spermacoce sp.*

117.Rutaceae, *Zanthoxylum sp.*

118. Rutaceae, *Zanthoxylum sp.*

119. Sapindaceae, *Allophylus sp.*

*120.*Ulmaceae, *Celtis sp.*

121. Ulmaceae, *Celtis sp.*

122. Ulmaceae, *Celtis sp.*

123. Ulmaceae, *Celtis sp.*

124. Ulmaceae, *Celtis sp.*

125. Umbelliferae (Apiaceae)

126. Umbelliferae (Apiaceae)

127. Umbelliferae (Apiaceae)

128. Umbelliferae (Apiaceae)

ESTAMPA IX

*129.*Alimastaceae, *Sagitária sp.*

*130.*Alimastaceae, *Sagitária sp.*

*131.*Arecaceae, *Iriarteae sp.*

*132.*Arecaceae, *Iriarteae sp.*

*133.*Arecaceae, *Mauritia sp.*

*134.*Arecaceae, *Mauritia sp.*

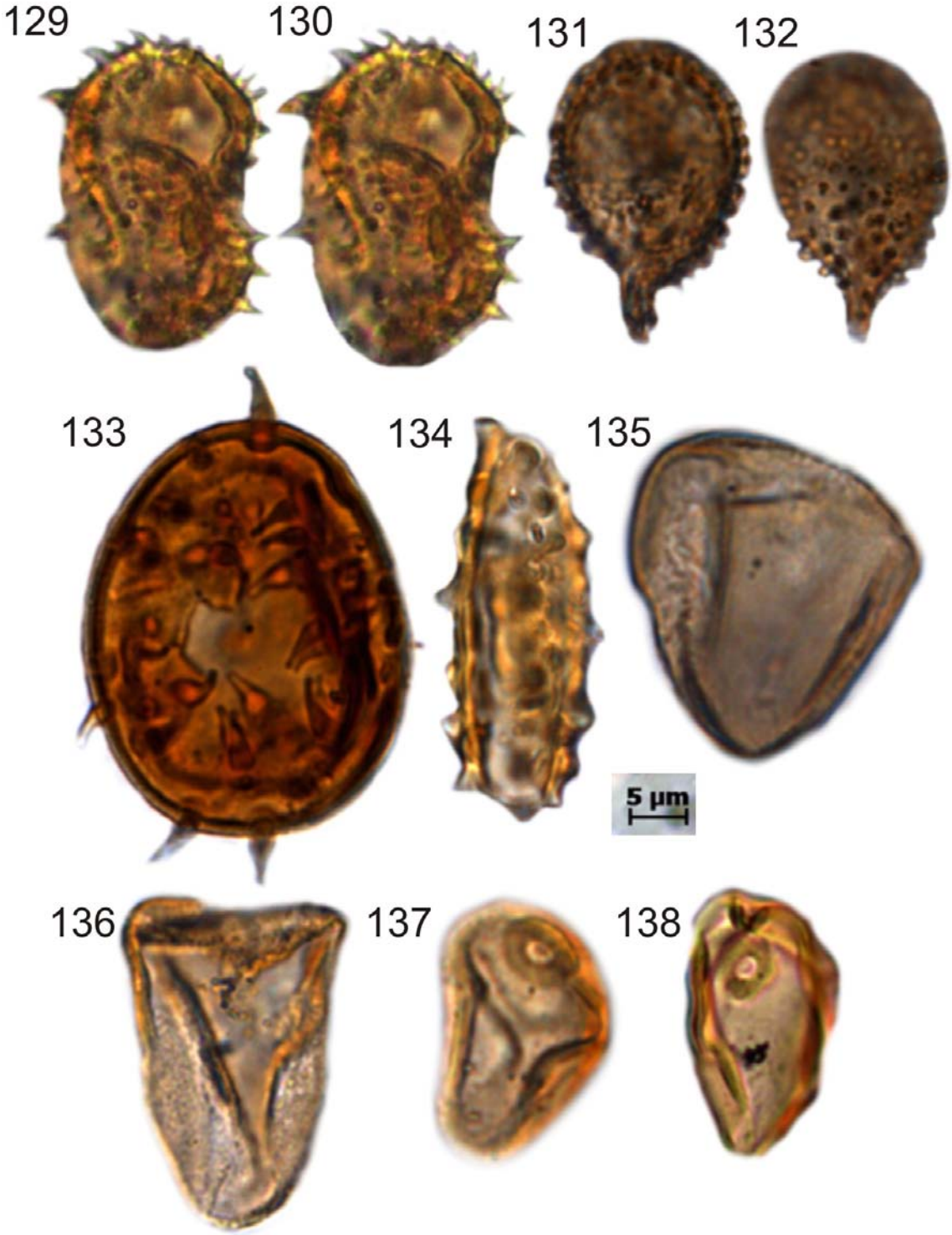
135. Cyperaceae

136.Cyperaceae

137. Poaceae

138.Poaceae

ESTAMPA X



ANEXO III: DADOS DE CONTAGEM DE POLENS

Intervalo 0 -18 m (Ambiente de Laguna)

Amostra	Alchornea	Anacardiaceae	Arecaceae	Asteraceae	Avicenia	Clusia	Euphorbia	Euphorbiaceae	Fabaceae	Galesia	Hedyosmum	Iriarteae
SM-1-77	1	1	1		1		2		7	1		
SM-1-78	2	1	1	2					5			
SM-1-80	8	1		1	1		4		2	1	1	
SM-1-81	8	1	1	1	2	1	4		1			
SM-1-82	2						2		3		1	
SM-1-88	6	1	1	3				2	6		1	
SM-1-89	2	1		1	2		4		3			
SM-1-96	3	3		2	1		4	2	5			
SM-1-98	2			1					2		1	
SM-1-100	4	3		1	2			1	5			
SM-1-105	5			3				2	8			
SM-1-108	1	6		2					8			
SM-1-117	3	2		1	1		2		5			
SM-1-119	6		1	1			4	5	1			1

Anexo IIIa: Amostras analisadas, tipos polínicos associados e quantidades registradas para cada amostra. TPA= total de polens arbóreos e arbustivos; TPH= total de polens herbáceos; Indet.= indeterminados; MonPs= monolete psilado; MonVer= monolete verrucado; TriPs= trilete psilado; TriVer= trilete verrucado.

Amostra	Malpigiaceae	Mauritia	Melastomataceae	Moraceae/ Urticaceae	Myrtaceae	Ochnaceae	Oreopanax	Rizophora	Roupala	Rubiaceae	Rutaceae
SM-1-77			3					32		1	
SM-1-78	1		3	4				31		6	
SM-1-80	1		1			1		31			
SM-1-81			3	1		2	1	34		1	
SM-1-82		3	1					45	1	2	
SM-1-88	1		3		1	2		26		1	1
SM-1-89	1	3	7	1		1		34			
SM-1-96	2	1	3					38		2	
SM-1-98		1	9			2		28			
SM-1-100		2	1	1				16			1
SM-1-105		3	3	2				30		3	
SM-1-108		4	4	5	1		1	26			
SM-1-117	2	1	5	1		1		31		2	
SM-1-119			10					27		4	

Anexo IIIa: cont.

Amostra	Sapium	Sapindaceae	Sebastiana	Sterculiaceae	Zanthoxylum	TPA	Amarant./Chenop.	Amaranthus	Apiaceae	Borreria
SM-1-77						50				
SM-1-78						56				
SM-1-80	1					53				
SM-1-81						59				
SM-1-82			1		1	64				
SM-1-88				1		51				
SM-1-89						61				
SM-1-96						64				
SM-1-98		1				45				
SM-1-100						37				
SM-1-105	1		2		1	61				
SM-1-108						56				
SM-1-117			3			59				
SM-1-119						59				

Anexo IIIa: cont.

Amostra	Cyperaceae	Poaceae	Polygala	TPH	Indet.	Selaginella	MonPs	MonVer.	TriPs	TriVer.	TA+TPH+Indet
SM-1-77	20	11	1	33	16	1	6	3	3		99
SM-1-78	4	3		15	29	2	7	4	2		100
SM-1-80	6	5		14	51	1	12	1	7	1	118
SM-1-81	4	2		10	33		7		4		102
SM-1-82	1	3		8	28	2	4	2	1		100
SM-1-88	7	6		21	30	4	7	1	1		102
SM-1-89	4	6		12	28	3					101
SM-1-96	4	5		13	28	2	2	2	3	3	105
SM-1-98	9	2		15	40	1	11		2		100
SM-1-100	7	1		9	31	2	7	2	3		77
SM-1-105	4	2		10	26		6	4	2		97
SM-1-108	3	4		14	30	3	3	2	5		100
SM-1-117	6	3		16	35	2	9	4	2	1	110
SM-1-119	6	5		15	28	1	8				102

Anexo IIIa: cont.

Intervalo 77 -93 m (Ambiente de Bacia estuarina interna)

Amostra	Alchornea	Alnus	Anacardiaceae	Apocynaceae	Arecaceae	Asteraceae	Astronium	Avicenia	Bignoniaceae	Bombacaceae
SM-1-188	2		1			1			1	
SM-1-189	2	1	2			3	3	2		
SM-1-193	12		1			2				
SM-1-194	5		3	2	1	2				2
SM-1-195	4		1	2		1				
SM-1-196	2		5	1		2				1
SM-1-197	3		1	3		1				
SM-1-198	13		4	4		1	1		1	2
SM-1-199	4		2	2		3		1		
SM-1-201	5		8			2		1		2
SM-1-203	4		2	1		4				1
SM-1-204	5		1	2		2				
SM-1-205	9		2	1		1		1		
SM-1-206	6		3	2		1	1			

Anexo IIIb: Amostras analisadas, tipos polínicos associados e quantidades registradas para cada amostra. TPA= total de polens arbóreos e arbustivos; TPH= total de polens herbáceos.

Amostra	Burseraceae	Celtis	Croton	Chrysobalanaceae	Didimopanax	Euphorbiaceae	Euphorbia	Fabaceae psilada	Fabaceae reticulada
SM-1-188	2	5						2	
SM-1-189	1	7			1	2		1	3
SM-1-193	1	4				6		7	1
SM-1-194		6			1		1	7	3
SM-1-195	26	1	1			2		5	1
SM-1-196	1	4		1	1	5		14	3
SM-1-197	2	4				8	1	4	2
SM-1-198					1	1		6	1
SM-1-199	1	4		1	1	2		3	1
SM-1-201		7				5		5	3
SM-1-203	1	6			2	5		3	3
SM-1-204		5				6		6	
SM-1-205		4				2	1	7	2
SM-1-206	1	3				1		4	2

Anexo IIIb: cont.

Amostra	Fosteronia	Hedyosmum	Ilex	Lecithidacea-Escheivelera	Loranthaceae	Malpighicaceae	Mauritia	Melastomatacea/ Combretacese	Myrtaceae
SM-1-188			1			2	4	6	1
SM-1-189			4			1		10	2
SM-1-193			3		1	2	2	8	2
SM-1-194		2	1			1	1	7	1
SM-1-195						1	2	4	1
SM-1-196						4	1	8	1
SM-1-197			1			2	2	9	
SM-1-198	2	1	1	1		1	4	7	2
SM-1-199	1						1	1	3
SM-1-201	2		5			2	2	2	2
SM-1-203			3			3	3	8	2
SM-1-204			1			5	2	9	4
SM-1-205						4	6	2	
SM-1-206						4	2	4	

Anexo IIIb: cont.

Amostra	Oreopanax	Protium	Proteaceae	Pseudobombax	Rhizophora	Roupala	Rubiaceae	Sapotaceae	Sebastiana
SM-1-188		3		1	3		1		
SM-1-189		2			1		6		
SM-1-193		1			1	1	4		
SM-1-194		4	1		3		3		
SM-1-195		5			3		2	1	
SM-1-196		3			1		6		
SM-1-197	1								
SM-1-198							3		1
SM-1-199		1	1		1		2		
SM-1-201					1				
SM-1-203					2		2		
SM-1-204		2					1		
SM-1-205					1		4		
SM-1-206				1	1		2		1

Anexo IIIb: cont.

Amostra	Solanaceae	Zanthoxylum	TPA	Alternanthera	Amarant./Chenop.	Amaranthus	Apiaceae	Borreria
SM-1-188		1	36	3	2			
SM-1-189			51		4			2
SM-1-193			57	2	1		1	
SM-1-194		2	58	4	1			
SM-1-195	1		59	3	1			
SM-1-196			61	2				
SM-1-197	1		45	5	1		1	1
SM-1-198			57	4	3			1
SM-1-199			33	4	2		2	1
SM-1-201			52	1				
SM-1-203	1		52	4				1
SM-1-204	1	2	52	3	2			1
SM-1-205			46	1				
SM-1-206			38	1	1			1

Anexo IIIb: cont.

Amostra	Chenopodiaceae	Convovulaceae	Cyperaceae	Gomphrena	Meliaceae	Moraceae	Poaceae	Polygala	Spermacoce	TPH
SM-1-188		1	3	1	2	1	15	1		30
SM-1-189					2		20			31
SM-1-193				1	2		10			19
SM-1-194	2		1				15			25
SM-1-195		1					14			20
SM-1-196			1		1		9			15
SM-1-197					1		20	2		32
SM-1-198			1			2	23			35
SM-1-199	1		2	1	1	1	27		1	46
SM-1-201				4	1	1	27	1	1	38
SM-1-203			3				19			31
SM-1-204			1		1		16			27
SM-1-205				1	1	1	6			11
SM-1-206				2	2		24			32

Anexo IIIb: cont.

Amostra	Interminados	Sagitaria	Selaginella	Schizaeceae	Monolete Psilado	Monolete Verrucado	Trilete Psilado	Trilete Verrucado	TA+TPH+Indet
SM-1-188	34				1	2	1	1	100
SM-1-189	17	1							100
SM-1-193	24		1		5	2	4	2	100
SM-1-194	14	3		1	2	1			100
SM-1-195	20	1			4	1			100
SM-1-196	23	1	1		5		1		100
SM-1-197	23				3				100
SM-1-198	18				4	1	2		110
SM-1-199	20	2			4	1	1		101
SM-1-201	20				1	2	3		110
SM-1-203	15	2	1	1	2		1		100
SM-1-204	21				2		2		100
SM-1-205	17	1			2				75
SM-1-206	28	2				2			100

Anexo IIIb: cont.

ANEXO IV: LEVANTAMENTO FLORISTICO

					Tipos de Vegetação/Unidade Geológica Associada			
	Espécie	Nome Popular	Forma de Vida	Abundância	Floresta de Terra Firme	Ilha de Mata	Mata ciliar	Savana
	Aizoaceae							
1	*Aeschynome*		arbusto	abundante				x
	Anacardiaceae							
2	*Alchornea fluviatilis*		árvore	comum	x	x	x	
3	*Alibertia edulis*	Puruí	arbusto	comum			x	x
4	*Anacardium microcarpum*	Caju do campo	árvore	comum				x
	Annonaceae							
5	*Andira inermis*		arbusto	comum	x	x		x
6	*Andira retusa*	Uchi de macaco	árvore	abundante		x		
7	*Andropogon selloanus*		erva	abundante				x
	Apocynaceae							
8	*Anemopaegma chrysoleucum*		cipó	comum	x			
9	*Aniba citrifolia*		árvore	comum	x			
10	*Annona montana*		árvore	comum		x		
	Araceae							
11	*Aspilanthes sp.*		erva	raro				x
12	*Asteracea*		erva	abundante		x	x	x
13	*Asteracea 1*		erva	comum			x	
14	*Astrocaryum jauari*	Jauari	palmeira	comum	x			
	Arecaceae							
15	*Astrocaryum vulgare*		palmeira	abundante	x	x		x
16	*Axonopus purpusii*		erva	abundante				x
17	*Bactris campestris*	Marajá	palmeira	comum	x			
18	*Bactris setosa*	Marajá	arbusto	comum	x			
19	*Bambusa sp.*	Bambú	erva	abundante	x			
20	*Basanacantha spinosa*		arbusto	comum	x	x		
	Asclepidaceae							
21	*Bombax munguba*		árvore	comum	x	x		
	Asteraceae							
22	*Bredemeyera*		cipó	comum	x			
23	*Bulbostylis sp.*		erva	comum				x
24	*Bulbostylis truncata*		erva	raro				x
25	*Byrsonima crassifolia*	Muruci	árvore	comum				x
26	*Byrsonima glauceniana*	Muruci	arbusto	comum				x
27	*Byrsonima verbascifolia*	Orelha de burro	cipó	comum				x
	Bignoniaceae							
28	*Calathea lutea*		erva	comum	x			
29	*Capparis securidacea*		arbusto	comum		x		

					Tipos de Vegetação/Unidade Geológica Associada			
	Espécie	Nome Popular	Forma de Vida	Abundância	Floresta de Terra Firme	Ilha de Mata	Mata ciliar	Savana
30	*Caraipa richardiana*		árvore	comum	x			
	Bombacaceae							
31	*Cardiospermum corindum*		cipó	abundante			x	
32	*Caryocar glabrum*	Piquiarana	árvore	comum	x			
	Boraginaceae							
33	*Cecropia*		arbusto	comum				x
34	*Cecropia distachya*	Embaúba	árvore	comum	x	x	x	x
	Capparidaceae							
35	*Cecropia latiloba*	Embaúba	árvore	comum	x	x	x	x
36	*Ceiba pentandra*	Samaumeira	árvore	comum	x	x		
37	*Centratherum punctatum*		erva	comum				x
	Cecropiaceae							
38	*Chamaecrista sp. 1*		erva	abundante				x
39	*Chamaecrista sp. 2*		erva	abundante		x		
40	*Cissus spinosa*		cipó	raro			x	
	Chrysobalanaceae							
41	*Citharexylum macrophyllum*		árvore	raro	x			
42	*Clinus radiatus*		erva	abundante			x	
	Clusiaceae							
43	*Clusia*	Cebola braba	epifita	comum			x	
44	*Connarus sp.*		árvore	raro			x	
45	*Cordia tetrandra*		arbusto	comum	x	x	x	x
	Connaraceae							
46	*Corynostylis sp.*		cipó	raro			x	
	Convolvulaceae							
47	*Costus arabicus*		erva	comum	x			
48	*Crateva benthamii*		árvore	comum		x	x	x
	Cucurbitaceae							
49	*Croton sp.*		erva	comum			x	
50	*Curatella americana*	Lixeira	árvore	comum				x
51	*Cynometra bauhiniaefolia*		árvore	abundante		x		
	Cyperaceae							
52	*Cyperus*		erva	comum				x
53	*Cyperus luzulae*		erva	comum		x		x
54	*Cyperus surinamensis*		erva	comum	x			
55	*Dalbergia monetaria*	Verônica	arbusto	abundante	x			
56	*Derris pterocarpus*		cipó	raro	x			
57	*Desmoncus polyacanthos*	Jacitara	palmeira	comum	x	x	x	x
58	*Dieffenbachya sp.*	Aninga	erva	comum	x	x		
59	*Diospyros guianensis*		árvore	comum	x			

					Tipos de Vegetação/Unidade Geológica Associada			
	Espécie	Nome Popular	Forma de Vida	Abundância	Floresta de Terra Firme	Ilha de Mata	Mata ciliar	Savana
	Dilleniaceae							
60	*Entada polyphylla*	Escova de macaco	cipó	comum			x	x
	Ebenaceae							
61	*Eracrostis hypnoides*		erva	comum			x	
	Euphorbiaceae							
62	*Erythrina fusca*	Molungú	árvore	abundante	x	x	x	x
63	*Euterpe oleracea*	Açaí	palmeira	comum	x			
64	*Faramea occidentalis*		arbusto	raro			x	
65	*Ficus amazonica*		árvore	raro		x	x	
66	*Ficus maxima*	Caxingu ba	árvore	comum				x
67	*Ficus nyphaeifolia*		árvore	comum			x	
68	*Ficus trigona*		árvore	raro				x
69	*Fimbristylis sp.*		erva	comum				x
	Fabaceae							
70	*Funastrum sp.*		cipó	comum				x
71	*Galactia jussiaeana*		cipó	comum				x
72	*Genipa spruceana*	Genipap o	árvore	comum	x	x	x	x
73	*Guarania speciosa*		cipó	raro	x			
74	*Guazuma tomentosa*		árvore	raro		x		x
75	*Guazuma ulmifolia*	Mutamba	árvore	comum	x	x		
76	*Gustavia augusta*	Genipara na	arbusto	comum	x	x	x	x
77	*Heliotropium indicum*	Fedegos o	erva	comum	x	x	x	x
78	*Hevea*	Seringa	árvore	comum		x		
79	*Hura crepitans*	Açacú	árvore	abundante		x		
80	*Hydrochorea corymbosa*		árvore	comum	x		x	
81	*Hymathantus articulatus*	Sucuuba	árvore	abundante				x
82	*Hyptis atrorubens*		erva	comum	x			x
83	*Indigofera anil*		árvore	comum	x			
84	*Inga*	Inga	árvore	comum	x	x		
85	*Inga bourgoni*	Inga	árvore	abundante	x	x		
86	*Inga grandiflora*	Inga	árvore	raro	x			
87	*Inga ingoides*	Inga	árvore	comum				x
88	*Inga nobilis*	Inga	árvore	comum	x			
89	*Inga sp. 1*	Inga	árvore	comum	x			
90	*Ipomoea asarifolia*	Salsa do campo	erva	abundante	x	x		x
91	*Ipomoea carnea*	Algodão do campo	erva	abundante	x	x	x	x
92	*Licania apetala*		árvore	comum	x			
93	*Luffa operculata*		cipó	comum				x

					Tipos de Vegetação/Unidade Geológica Associada			
	Espécie	Nome Popular	Forma de Vida	Abundância	Floresta de Terra Firme	Ilha de Mata	Mata ciliar	Savana
94	*Machaerium froesii*	Aturiá	arbusto	abundante		x	x	x
95	*Macrolobium acaciifolium*	Arapari	árvore	comum	x			
96	*Maquira coriacea*		árvore	comum	x		x	
97	*Mauritia flexuosa*	Buriti	árvore	comum			x	
98	*Memora magnifica*		cipó	comum	x			x
	Lamiaceae							
99	*Miconia ceramicarpa*		arbusto	raro	x			
	Lauraceae							
100	*Miconia nervosa*		arbusto	comum	x			
	Lecythidaceae							
101	*Mikania congesta*		cipó	comum		x	x	x
	Loganiaceae							
102	*Mimosa dormiens*		arbusto	comum		x		x
	Malpighiaceae							
103	*Mimosa pigra*		arbusto	comum	x			x
104	*Montrichardia linifera*	Aninga	erva	comum		x		
105	*Mormodica charanthea*		cipó	abundante	x			
	Malvaceae							
106	*Mouriri apiranga*		árvore	abundante		x		
107	*Mouriri grandiflora*		árvore	comum	x			
108	*Mouriri guianensis*		árvore	comum	x	x	x	x
	Maranthaceae							
109	*Moutabea excoriata*		cipó	comum	x	x		
	Melastomataceae							
110	*Myrcia cuprea*		árvore	comum				x
111	*Odontadenia geminata*		árvore	comum				x
	Meliaceae							
112	*Olyra longifolia*		erva	comum	x			
	Memecylaceae							
113	*Ouratea castaneifolia*		árvore	raro		x		
114	*Panicum*		erva	comum			x	
115	*Panicum laxum*		erva	comum			x	x
	Moraceae							
116	*Panicum mertensii*		erva	comum			x	x
117	*Panicum rudgei*		erva	comum			x	
118	*Parinari excelsa*		árvore	abundante	x			
119	*Paspalum orbiculatum*		erva	comum				x
120	*Paspalum pulchellum*		erva	abundante				x
	Myristicaceae							
121	*Paspalum riparium*		erva	raro				x
122	*Paullinia pinnata*		cipó	comum	x	x		x

					Tipos de Vegetação/Unidade Geológica Associada			
	Espécie	Nome Popular	Forma de Vida	Abundância	Floresta de Terra Firme	Ilha de Mata	Mata ciliar	Savana
	Myrtaceae							
123	*Philodendron acutatum*		cipó	comum			x	
	Ochnaceae							
124	*Philodendron sp.*		cipó	comum	x			
	Piperaceae							
125	*Piper columbrinum*		arbusto	comum			x	
	Poaceae							
126	*Portulaca oleracea*		erva	raro			x	
127	*Posoqueira latifolia*		arbusto	comum	x			
128	*Potalia amara*		arbusto	comum	x			
129	*Pouteria ramiflora*		árvore	comum				x
130	*Psychotria racemosa*		arbusto	comum	x			
131	*Pterocarpus amazonicus*	Mututi	árvore	comum	x	x	x	
132	*Pueraria phaseoloides*		cipó	comum				x
133	*Sagotia racemosa*		árvore	comum	x			
134	*Sapium curupita*	Burra leiteira	árvore	comum	x	x		x
135	*Sapium duckei*	Burra leiteira	árvore	comum		x		
136	*Scleria bracteata*	Tiririca	erva	comum				x
137	*Scleria microcarpa*	Tiririca	erva	comum	x			x
138	*Securidaca bialata*		arbusto	raro		x		
	Polygalaceae							
139	*Securidaca coriacea*		erva	abundante	x			
140	*Senna reticulata*	Mata pasto	arbusto	abundante	x	x	x	x
141	*Sida sp.*		árvore	comum	x			x
142	*Simaba*		árvore	comum	x	x		x
	Portulaceae							
143	*Simaba multiflora*		arbusto	comum	x		x	
	Rubiaceae							
144	*Smilax santarensis*		cipó	raro				x
145	*Solanum jamaicense*		arbusto	comum	x	x	x	x
146	*Solanum juripeba*		arbusto	comum	x	x		x
147	*Solanum nigrum*		arbusto	raro			x	
148	*Solanum stramoniifolium*		arbusto	comum			x	
149	*Sphaerium lacryma*		erva	comum		x	x	x
	Sapindaceae							
150	*Spondias mombin*	Tapereb á	árvore	raro	x	x		
151	*Sterculia elata*		árvore	raro		x		
	Sapotaceae							
152	*Swartzia laurifolia*		árvore	comum	x			
	Simaroubaceae							
153	*Symphonia globulifera*	Ananim	árvore	raro	x			
154	*Tabebuia serratifolia*	Ipê	árvore	comum	x	x		x

					Tipos de Vegetação/Unidade Geológica Associada			
	Espécie	Nome Popular	Forma de Vida	Abundância	Floresta de Terra Firme	Ilha de Mata	Mata ciliar	Savana
	Smilacaceae							
155	*Tabernaemontana muricata*		arbusto	comum	x		x	
	Solanaceae							
156	*Tapirira guianensis*		árvore	comum	x	x		
157	*Theobroma mariae*	Cacau jacaré	arbusto	raro	x			
158	*Trichilia micrantha*		árvore	comum	x			
159	*Trichospira menthoides*		erva	abundante	x	x	x	x
	Sterculiaceae							
160	*Unonopsis guatterioides*		árvore	comum	x	x		
161	*Urena lobata*	Malva	arbusto	comum		x		x
162	*Vatairea guianensis*	Empigeira	erva	comum	x			
163	*Virola michelii*	Ucuuba preta	árvore	comum	x			
	Verbenaceae							
164	*Virola surinamensis*	Virola	árvore	comum	x			
165	*Vitex flavescens*		árvore	raro		x		x
166	*Vitex triflora*		árvore	comum	x			
	Violaceae							
167	*Wissandula periplocifolia*		arbusto	comum		x		x
	Vitaceae							
168	*Xylopia amazonica*		árvore	comum	x			
	Zingiberaceae							
169	*Zygia latifolium*	Jarandeua	árvore	comum	x			

Anexo IV: Listagem florística geral, com informação de espécies, família botânica, nome popular, forma de vida, estimativa de abundância e tipo de vegetação de ocorrência. (Dados ainda não publicados relatados em Relatório Científico de Projeto 04/155186)

ANEXO V: DADOS ISOTÓPICOS

Amostras	$\delta^{13}C$	$\delta^{15}N$	C_{org}.Total	Ntotal	C/N
Sedimentos atribuídos a ambiente de Laguna					
SM-1-70	-21.23	+3.83	0.77	0.11	6.97
SM-1-71	-20.87	+5.30	0.45	0.07	6.12
SM-1-72	-25.76	+1.06	0.83	0.08	11.0
SM-1-73	-22.89	+4.76	0.39	0.07	5.57
SM-1-74	-23.46	+4.81	0.11	0.04	2.45
SM-1-75	-24.06	+6.26	0.15	0.05	3.4
SM-1-77	-22.06	+6.87	0.65	0.07	9.70
SM-1-78	-22.57	+7.41	0.87	0.07	13.16
SM-1-79	-22.56	+7.68	0.86	0.07	12.98
SM-1-80	-22.40	+8.93	0.56	0.07	7.92
SM-1-81	-22.60	+8.91	0.55	0.07	7.50
SM-1-82	-23.20	+8.29	0.53	0.07	7.91
SM-1-83	-22.40	+7.92	0.62	0.07	9.14
SM-1-84	-21.92	+7.58	0.54	0.06	8.69
SM-1-85	-22.35	+8.0	0.60	0.06	9.39
SM-1-86	-21.83	+7.89	0.62	0.06	9.60
SM-1-87	-22.66	+7.65	0.51	0.06	9.30
SM-1-89	-21.15	+9.47	0.66	0.07	9.22
SM-1-90	-21.17	+7.15	0.61	0.06	11.49
SM-1-91	-19.69	+9.79	0.67	0.06	9.61
SM-1-92	-20.20	+14.22	0.59	0.07	10.35
SM-1-93	-21.01	+6.55	0.63	0.05	11.62
SM-1-95	-20.98	+8.41	0.66	0.06	10.42
SM-1-96	-21.71	+10.94	0.59	0.06	9.21
SM-1-97	-19.26	+8.43	0.51	0.04	13.31
SM-1-98	-19.53	+15.03	0.65	0.06	10.17
SM-1-100	-20.39	+21.24	0.52	0.06	8.79
SM-1-101	-21.69	+6.53	0.60	0.07	8.63
SM-1-102	-18.90	+27.34	0.62	0.06	10.80
SM-1-103	-21.68	+19.33	0.63	0.07	8.97

SM-1-104	-21.89	+21.20	0.53	0.07	7.95
SM-1-105	-21.80	+16.69	0.50	0.06	7.96
SM-1-106	-22.63	+18.48	0.55	0.07	7.39
SM-1-107	-19.61	+14.62	0.70	0.07	10.08
SM-1-108	-22.95	+8.26	0.46	0.06	7.93
SM-1-110	-22.09	+17.32	0.43	0.06	7.37
SM-1-114	-22.99	+11.58	0.52	0.06	8.66
SM-1-115	-18.15	+5.94	0.55	0.07	7.65
SM-1-117	-22.27	+7.44	0.52	0.07	7.80
SM-1-118	-21.41	+15.20	0.45	0.06	7.53
SM-1-119	-22.24	+9.82	0.48	0.07	6.50
Sedimentos atribuídos a ambiente de Canal estuarino					
SM-1-120a	-22,15	+3,42	0,25	0,012	20.83
SM-1-122a	-22,05	-0,46	0,09	0,003	30
SM-1-125	-25.00	+9.01	0.44	0.05	8.89
SM-1-125a	-24,69	-3,00	0,07	0,003	23.3
SM-1-126a	-20,78	-13,50	0,04	0,003	13.3
SM-1-126b	-20,92	-4,73	0,05	0,002	25
SM-1-127a	-22,07	+46,33	0,03	0,001	30
SM-1-129a	-21,82	-1,45	0,05	0,002	25
SM-1-130a	-21,85	-13,19	0,04	0,002	20
SM-1-131a	-21,25	+13,13	0,05	0,002	25
Sedimentos atribuídos a ambiente de Planície de maré					
SM-1-133a	-22,15	+10,90	0,07	0,003	23.3
SM-1-135	-19.27	+7.47	0.69	0.05	12.72
SM-1-136	-23.63	+7.71	0.80	0.06	13.74
SM-1-137	-21.28	+9.07	0.66	0.05	13.93
SM-1-139	-19.56	+7.97	0.89	0.06	16.14
SM-1-140	-18.86	+12.14	0.71	0.06	11.45
SM-1-141	-19.75	+9.72	0.66	0.05	12.90
SM-1-144	-22.40	+8.62	0.71	0.07	10.56
SM-1-146	-20.34	+10.36	0.49	0.07	6.95
SM-1-147	-19.91	+6.10	0.83	0.05	18.44

SM-1-149a	-21,92	+3,81	0,13	0,006	21.66
Sedimentos atribuídos a ambiente de Bacia estuarina externa					
SM-1-150	-18.57	+7.03		0.06	8.25
SM-1-151	-25.73	+7.10	0.53	0.04	16
SM-1-152	-24.39	+7.82	0.56	0.08	13.67
SM-1-153	-25.85	+9.41	0.74	0.06	13.16
SM-1-154	-19.88	+6.34	0.47	0.06	8.15
SM-1-155	-21.48	+5.95	0.49	0.08	6.50
SM-1-156	-21.96	+6.32	0.48	0.07	6.88
SM-1-157	-21.59	+9.43	0.42	0.08	5.3
SM-1-158	-22.0	+5.26	0.49	0.09	5.47
SM-1-159	-21.42	+5.13	0.40	0.06	7.12
SM-1-160	-22.01	+8.21	0.43	0.08	5.71
SM-1-161	-22.66	+6.17	0.43	0.08	5.21
SM-1-162	-22.54	+8.23	0.45	0.08	5.80
SM-1-163	-23.23	+9.59	0.51	0.08	6.85
SM-1-164	-22.26	+3.83	0.47	0.04	11.53
SM-1-165	-22.77	+4.05	0.47	0.06	8.31
SM-1-166	-22.29	+5.93	0.46	0.05	9.80
SM-1-167	-22.75	+6.87	0.46	0.08	5.85
SM-1-168	-22.98	+7.70	0.47	0.08	5.67
SM-1-169	-23.38	+5.78	0.53	0.08	6.40
SM-1-170	-23.02	+6.33	0.47	0.09	5.43
SM-1-171	-23.33	+6.48	0.50	0.07	7.32
SM-1-172	-22.31	+5.99	0.44	0.08	5.30
Sedimentos atribuídos a ambiente de Bacia estuarina interna					
SM-1-174	-16.65	+7.41	0.68	0.09	7.50
SM-1-175	-16.69	+7.68	0.72	0.08	9.25
SM-1-176	-17.74	+8.13	0.84	0.08	10.40
SM-1-178	-19.69	+5.67	0.98	0.05	18.39
SM-1-179	-20.68	+4.40	1.33	0.06	22.89
SM-1-180	-10.35	+7.49	1.44	0.05	26.74
SM-1-181	-10.36	+5.12	1.29	0.05	26.81

SM-1-182	-19.02	+5.02	1.19	0.07	16.70
SM-1-183	-11.80	+7.63	1.0	0.04	22.75
SM-1-184	-14.55	+9.35	0.58	0.03	17.45
Sedimentos atribuídos a ambiente de Canal Fluvial					
SM-1-186a	-24,03	+3,05	0,05	0,002	25
SM-1-186b	-22,89	-0,09	0,11	0,005	22
SM-1-187a	-22,16	+4,29	0,03	0,001	30
SM-1-187b	-21,61	+2,13	0,10	0,004	25
Sedimentos atribuídos a ambiente de Bacia estuarina interna					
SM-1-188	-13.32	+7.57	1.20	0.06	20.60
SM-1-189	-19.76	+7.24	0.83	0.05	15.98
SM-1-190	-17.79	+7.03	0.87	0.05	16.47
SM-1-191	-14.39	+7.08	1.01	0.06	17.46
SM-1-192	-15.68	+4.94	1.27	0.07	19.55
SM-1-193	-15.29	+7.56	1.12	0.06	18.27
SM-1-194	-23.64	+4.18	1.15	0.06	18.58
SM-1-196	-17.47	+5.84	1.08	0.08	14.42
SM-1-197	-21.23	+6.07	1.10	0.07	15.10
SM-1-198	-23.78	+7.80	1.02	0.07	14.16
SM-1-199	-20.08	+5.66	1.16	0.07	15.60
SM-1-200	-21.70	+3.68	0.80	0.06	13.50
SM-1-202	-4.52	+6.80	1.56	0.09	17.67
SM-1-203	-24.34	+8.56	1.41	0.09	16.54
SM-1-204	-3.92	+5.94	1.49	0.09	17.36
SM-1-205	-3.00	+5.07	1.47	0.08	17.65
SM-1-206	-26.78	+3.77	1.04	0.05	21.70
Sedimentos atribuídos a ambiente de Canal Fluvial					
SM-1-207e	-22,01	3,14	0,12	0,005	24
SM-1-207f	-21,74	1,71	0,15	0,008	18.75
SM-1-209a	-21,26	-3,65	0,09	0,004	22.5
SM-1-209c	-18,27	8,14	0,07	0,003	23.33
SM-1-209d	-21,94	4,11	0,10	0,003	33.33
SM-1-211a	-21,81	-1,28	0,08	0,003	26.66

SM-1-211b	-22,40	3,96	0,18	0,006	30
SM-1-211c	-19,72	-6,85	0,08	0,003	26.66
SM-1-212a	-23,31	2,38	0,36	0,016	22.5
SM-1-212b	-22,55	1,77	0,31	0,015	20.66
SM-1-213	-17.37	+10.89	0.76	0.05	16.14
SM-1-214b	-26.94	+1.95	0.65	0.02	43.26
SM-1-215	-27.21	+8.78	1.21	0.04	32.75
SM-1-216	-25.03	+10.92	0.44	0.02	18.91
SM-1-217	-25.50	+6.29	0.35	0.02	21.56