UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SEDIMENTOLOGIA, ESTRATIGRAFIA, PALINOLOGIA, DIATOMÁCEAS E GEOQUIMICA DE DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS NA MARGEM LESTE DA ILHA DE MARAJÓ, PARÁ, BRASIL.

Darciléa Ferreira Castro

Orientadora: Dilce de Fátima Rossetti
Co-Orientador: Paulo Eduardo de Oliveira

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2010

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SEDIMENTOLOGIA, ESTRATIGRAFIA, PALINOLOGIA, DIATOMÁCEAS E GEOQUIMICA DE DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS NA MARGEM LESTE DA ILHA DE MARAJÓ, PARÁ, BRASIL.

Darciléa Ferreira Castro

Orientadora: Dilce de Fátima Rossetti
Co-Orientador: Paulo Eduardo de Oliveira

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2010

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL E PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDOS 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

Castro, Darciléa Ferreira
Sedimentologia, estratigrafia, palinologia, diatomáceas e geoquímica de depósitos quaternários na margem leste da Ilha de Marajó, Pará, Brasil / Darciléa Ferreira Castro. – São Paulo, 2010.
214 p. : il. + anexos _ mapas

Tese (Doutorado) : IGc/USP
Orient.: Rossetti, Dilce de Fátima
Co-orient: Oliveira, Paulo Eduardo de

1. Ilha de Marajó: Quaternário 2. Ilha de Marajó: Palinologia 3. Diatomácea 4. Fácies sedimentares 5. Isótopos I. Título

DEDICATÓRIA

Aos meus pais Maria do Nascimento e Luís Carlos; as minhas irmãs e as minhas sobrinhas; e ao meu companheiro e amigo Gustavo Souza.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela força espiritual, vida, saúde e oportunidades.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Nível Superior, pela concessão da bolsa de doutorado (CAPES).

À Universidade de São Paulo (Instituto de Geociências), pela oportunidade que me foi oferecida.

À Profª. Dra. Dilce de Fátima Rossetti, pela oportunidade, confiança, paciência e excelente orientação.

Ao Prof. Dr. Paulo Eduardo de Oliveira pelos valiosos esclarecimentos palinológicos, importantes sugestões, carinho e generosidade.

Ao Prof. Dr. Luis Carlos Pessenda pelo carinho e pela permissão de utilização do Laboratório ^{14}C do CENA/USP.

Aos amigos do Laboratório ^{14}C CENA – Piracicaba, Jaime Passarini, Álvaro Buso, Mariah Francisquini, pela companhia e auxílio constante durante os experimentos.

À Giselle Utida e Evelyn Sanchez, pela grande ajuda e companhia durante a fase inicial deste trabalho.

À Carolina Miranda, pelas dúvidas esclarecidas, auxílio durante os experimentos e amizade.

À Ana Paula Cabanal, pelo pronto atendimento e esclarecimentos prestados durante a realização desta pesquisa.

À Maria Helena Souza, Luis Fernando Souza, Eduardo Souza, Nely, Sandra e Arlene Souza pelo carinho, incentivo constante e amizade compartilhada nos últimos anos.

A Gustavo Souza pela ajuda, carinho, incentivo, confiança e paciência.

E aos meus amados pais, Maria e Luis Carlos, às minhas irmãs Jerci, Mariléa e Karléa, aos meus cunhados Roberto e Marco, às minhas sobrinhas Maria Eduarda e Emanuele, pelo amor, força e ajuda constante.

"Para ser um bom observador é preciso ser um bom teórico".

Charles Darwin

RESUMO

CASTRO, D.C. S*edimentologia, estratigrafia, palinologia, diatomáceas e geoquímica de depósitos quaternários na margem leste da Ilha de Marajó, Pará, Brasil.* 2010. 214 f. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

O registro de depósitos quaternários tem aumentado em áreas costeiras da região Amazônica. No entanto, estudos detalhados são ainda necessários visando interpretar seus ambientes de deposição, bem como reconstituir sua evolução ao longo do Quaternário. Em particular, faltam informações sobre a reconstituição das variações do nível relativo do mar ao longo da margem equatorial brasileira de modo a possibilitar a inclusão dessa área em discussões de interesse regional e global enfocando clima, tectônica e eustasia. O presente trabalho representa um esforço de integração de vários tipos de dados, i.e., sedimentologia, estratigrafia, palinologia, diatomácea, datação 14C, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N, objetivando reconstituir a evolução de paisagens no leste da Ilha do Marajó durante o final do Quaternário. Aspectos ligados a paleoambientes de sedimentação, padrões de vegetação, flutuações climáticas e variação do nível do mar serão abordados. Um total de 98 amostras de sedimentos argilosos e arenosos foi obtido de 85 m de testemunhos coletados com a sonda à percusão *Robotic Key System* (RKS). Estes testemunhos derivam de cinco poços (TSM4, TSM8, TSM10, TSM11 e TSM12) variando entre 10 e 24 m de profundidade, que foram distribuídos em um transecto proximal-distal correspondente a uma paleomorfologia em funil relacionada a um paleoestuário. As idades registradas variam entre 42.580 (±1430) anos A.P. e 3.184 (±37) anos A.P. Análises de fácies indicaram depósitos de areias grossas a finas, com estratificações plano-paralelas ou cruzadas, e argilas, maciças ou laminadas, intercaladas por camadas heterolíticas. Estas sucessões apresentam padrão granocrescente e/ou

granodecrescente ascendente. Valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N sugerem matéria orgânica oriunda de fontes diversas, com contribuição de plantas terrestres (principalmente plantas C_3), bem como fitoplâncton marinho e de água doce, como tipicamente esperado em estuários. A combinação de dados isotópicos, C/N e associações de fácies, permitiu identificar ambientes deposicionais correspondentes a canal fluvial, planície de inundação, canal e planície de maré, bacia central, delta de maré, complexo barreira/*inlet* e lago. A análise palinológica apresentou mistura de táxons típicos de floresta, de vegetação aberta e de mangue. Em geral, não se detectou mudanças drásticas nos padrões de vegetação no leste da Ilha de Marajó nos últimos 40.000 anos. A assembléia polínica foi melhor representada nos testemunhos dos poços TSM8 e TSM4. Neste último, as oito amostras basais (i.e., MR248 a MR258) registraram tipos arbóreos, como *Alchornea,* Euphorbiaceae, *Euterpe*, Malpighiaceae e Moraceae/Urticaceae. Na vegetação de mangue, *Rhizophora* constituiu o gênero mais comum, enquanto Poacea e Cyperaceae foram os mais freqüentes entre os táxons de ervas. A proporção entre pólen de floresta e de ervas mostrou-se constante em todas as zonas inseridas no Pleistoceno Tardio. Porém, aumento significativo de tipos herbáceos, com espécies pioneiras representadas por *Alchornea* e Moraceae/Urticaceae, foi registrado a partir de 6.790 (±60) anos A.P. Portanto, esta é a idade considerada para o estabelecimento de vegetação aberta do leste da Ilha de Marajó. Análises de diatomáceas dos testemunhos TSM8, TSM10 e TSM11, onde não houve registro polínico, foram consistentes com o valores isotópicos e de C/N, indicando intervalos com maior contribuição de matéria orgânica derivada de fitoplâncton marinho. Diatomáceas identificadas nestes testemunhos são, em grande parte, espécies e gêneros marinhos, como *Actinoptychus splendens*, *Paralia sulcata*, *Coscinodiscus radiatus*, *Coscinodiscus* sp e *Thalassiosira* sp. Táxons continentais como *Actinella* sp1, *Aulacoseira, Eunotia zygodon*, *Desmogonium* e *Pinnularia* foram registrados em uma única amostra no topo do testemunho TSM8. Informações faciológicas, juntamente com dados isotópicos, elementares, ^{14}C,

palinológicos e de diatomáceas, são consistentes com a existência de paleoestuário com domínio de onda no Pleistoceno Tardio e Holoceno no nordeste da Ilha do Marajó, previamente ao estabelecimento do lago Arari. As fases iniciais propostas para a interrupção do influxo fluvial para o paleoestuário Arari coincidem com a formação de vegetação aberta na ilha e a conseqüente diminuição das áreas de mangue no Holoceno médio. O efeito da tectônica regional parece ter sido de grande contribuição nas mudanças da paisagem do Marajó durante o Pleistoceno e Holoceno. Divergência do nível relativo do mar proposto para a Ilha do Marajó em relação ao padrão global, combinado com o aumento de registro de atividade tectônica no Pleistoceno Tardio e Holoceno, levaram à hipótese de que eventos transgressivos poderiam ter sido devidos à subsidência tectônica, e não à eustasia. A transgressão registrada antes de 29.000 anos A.P. ocorreu simultaneamente à forte tendência de queda eustástica após o Último Máximo Interglacial. Além disto, a transgressão holocênica no Marajó é registrada entre 9.000 e 5.000 anos A.P., portanto tendo início antes do pico transgressivo global do Holoceno médio. Durante este período de ascensão eustática, o nível relativo do mar na Ilha de Marajó começou a estabilizar, processo este que culminou com a significativa progradação da costa no final deste período. Da mesma forma, é improvável que a abertura da vegetação, com aumento significativo em espécies herbáceas, registrada a partir do Holoceno médio tenha efeito climático, uma vez que ela ocorreu simultaneamente à mudança de clima relativamente mais árido para relativamente mais úmido. A hipótese mais provável é que vegetação aberta tenha se estabelecido no leste da Ilha de Marajó em função de mudança hidrológicas, talvez promovida pela subsidência tectônica e subseqüente estabilização, culminada com a recente progradação da linha de costa.

Palavras-chave: Quaternário, Ilha de Marajó, Palinologia, Diatomácea, Fácies sedimentar, Isótopos, Nível Relativo do Mar.

ABSTRACT

CASTRO, D.C. S*edimentologia, estratigrafia, palinologia, diatomáceas e geoquímica de depósitos quaternários na margem leste da Ilha de Marajó, Pará, Brasil.* 2010. 214 f. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

The record of Quaternary deposits has increased in coastal areas of the Amazon region. However, detailed studies are still needed aiming to interpret their depositional environments, as well as reconstruct their evolution throughout the Quaternary. In particular, there is a lack of information about the reconstruction of relative sea level along the Brazilian equatorial margin to enable the inclusion of this area in discussions of regional and global interest focusing climate, tectonics and eustasy. The present work represents an effort to integrate vários types of data, i.e., sedimentology, stratigraphy, palinology, diatoms, ^{14}C dating, ^{13}C, $\delta^{15}N$ and C/N, aiming to reconstruct landscape evolution in eastern Marajó Island during the late Quaternary. Aspects related to sedimentary paleoenvironments, vegetation patterns, climate fluctuations and relative sea level changes will be approached. A total of 98 samples of muddy and sandy sediments was obtained from 85 m of cores collected with a percusion Robotic Key System (RKS). These cores derive from five drills (TSM12, TSM11, TSM10, TSM8 and TSM4) that reached depths ranging from 10 to 24 m, which were distributed in a proximal-distal transect corresponding to a funnel paleomorphology related to a paleoestuary. Reported ages range from 42, 580 ± (1430) ^{14}C yr B.P and 3,184 ± (37) ^{14}C yr B.P. Facies analysis showed parallel laminated or cross stratified, fine- to coarse-grained sands, massive or laminated muds and heterolithic deposits. These deposits are often arranged into coarsening and fining upward cycles. Values of $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ and C/N suggest organic matter from several

sources, with contributions from terrestrial plants (mainly C_3 plants), as well as freshwater and marine phytoplankton, as typically expected in estuaries. Combination of isotope data, C/N and facies associations led to identify depositional settings corresponding to fluvial channel, floodplain, tidal channel/tidal flat, central basin, tidal delta, inlet/barrier complex and lagoon. Pollen analysis showed a mixture of taxa typical of forest, open vegetation and mangrove. In general, drastic changes in vegetation patterns were not detected in eastern Marajó Island in the last 40,000 years. Pollen assemblages were better represented in cores TSM8 and TSM4. In the latter, the eight basal samples (i.e., MR248 to MR258) recorded arboreal types sucha as *Alchornea,* Euphorbiaceae, *Euterpe*, Malpighiaceae e Moraceae/Urticaceae. Among mangrove vegetation, *Rhizophora constitutes the most common genera, while Poacea and Cyperacea* were the most frequent among the herb taxa. The proportion between forest and herb pollen was constant in all zones inserted in the Late Pleistocene. However, significant increase of herbaceous pollen types, with pioneer species represented by *Alchornea* and Moraceae/Urticaceae, were recorded from 6,790 (±60) ^{14}C yr B.P. Thus, this is the age considered for the establishment of the open vegetation of eastern Marajó Island. Diatom analyses of the cores TSM8, TSM10 e TSM11, which did not record pollen, were consistent with the isotope and C/N values, indicating intervals with higher contribution of organic matter derived from marine phytoplankton. Diatoms identified from these cores are, in great part, marine species and genera, such as *Actinoptychus splendens*, *Paralia sulcata*, *Coscinodiscus radiatus*, *Coscinodiscus* sp and *Thalassiosira* sp. Continental taxa such as *Actinella* sp1, *Aulacoseira, Eunotia zygodon*, *Desmogonium* and *Pinnularia* were recorded only in one sample from the top of the core TSM8. Facies infomration, together with isotope, elementar, ^{14}C, palinological, and diatom data, are consistent with the existence of a wave-dominated paleoestuary during the Late Pleistocene and Holocene in northeastern Marajó Island, previously to the establishment of Lake Arari. The initial stages proposed for

the interruption of fluvial inflow to the paleoestuary Arari coincide with the formation of open vegetation in the island and the consequent reduction of mangrove areas at the mid Holocene. The effect of regional tectonics seems to have been of a great contribution to change the Marajó landscape during Pleistocene and Holocene. Divergency of relative sea level proposed for the Marajó Island with respect to the global pattern, combined with the increased record of tectonic activity in the Late Pleistocene and Holocene, led to the hypothesis of successive transgressions linked to tectonic subsidence as opposed to eustary. The transgression recorded before nearly 29,000 yr B.P. took place simultaneously to the pronounced tendency of sea level drop after the Last Interglacial Maximum. Additionally, the Holocene transgression in Marajó is recorded between 9,000 and 5,000 yr. B.P., thus it initiated before the global transgressive peak of the mid Holocene. During this period of eustatic rise, the relative sea level in Marajó Island started to stabilize, a process that culminated with a significant coast progradation at the end of this period. It is also unlikely that the change to open vegetation recorded from the mid Holocene had a climatic response, as this change took place simultaneously to climate fluctuation from relatively more arid to relatively more humid. The most likely hypothesis is that the open vegetation became established in eastern Marajó Island in response to hydrological changes, perhaps promoted by tectonic subsidence and subsequent estabilization, culminated with the recent coastline progradation.

Keywords: Quaternary, Marajó Island, Palinology, Diatom, Sedimentary Facies, Relative Sea-Level.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Lista de Figuras

Pág

Figura 1. Mapa de localização da Ilha de Marajó. Área delimitada no mapa corresponde a área de estudo..... 24

Figura 2. Mapa dos tipos de vegetação que compõem a Ilha de Marajó (cf. SIVAM/IBGE). (A-C) Vegetação de campos na porção leste. (D) Vegetação de floresta densa na porção oeste da ilha..... 26

Figura 3. Mapa geológico simplificado da Ilha de Marajó..... 28

Figura 4. Coluna estratigráfica simplificada da área de estudo..... 30

Figura 5. Detalhe do paleoestuário registrado na porção leste da Ilha de Marajó (Rossetti et al., 2007)..... 31

Figura 6. Intervalos de valores isotópicos característicos para os diferentes ciclos fotossintéticos presentes na natureza..... 34

Figura 7. (A) Características morfológicas da exina, com indicação de suas camadas constituintes e ornamentação. (B) Forma do grão de pólen (Anacardiaceae), em vista polar (I) e equatorial (II). Adaptado de Colinvaux et al. (1999) e Willard et al. (2004)..... 40

Figura 8. Tipos de aberturas de grãos de pólen e esporos. (A) poro, grão de pólen de Poaceae (B); colpo, grão de pólen de Convolvulaceae (C); cólporo, grão de pólen de Boraginaceae (D) cólporo, grão de pólen de Apiaceae. Adaptado de Leite et al. (2005) e Willard et al. (2004)..... 41

Figura 9. Tipos de ornamentação encontrados entre os grãos de pólen. Adaptado de Moore et al., 1991 e Willard et al. (2004)..... 42

Figura 10. (A-B) Modelo esquemático de frústulas de diatomáceas cêntricas e penadas. (C) Alguns tipos de ornamentação encontrados entre diatomáceas cêntricas. (D) Alguns tipos de ornamentação encontrados entre diatomáceas penadas. E=epivalva, H=hipovalva, BC=bandas conectivas. (Segundo Round et al., 1990)..... 48

Figura 11. Coleta de testemunho com uso de sonda a percusão *Robotic Key System* (RKS), modelo COBRA mk1..... 57

Figura 12. (A) Mapa de localização da área de estudo na porção leste da Ilha de Marajó, com indicação dos testemunhos amostrados (p.e., TSM4 a TSM12)..... 58

Figura 13. Levantamento florístico realizado em diversas fitopaisagens do arquipélago do Marajó, Estado do Pará, (Rossetti et al., 2010). Círculos em azul referem-se aos pontos próximos aos testemunhos analisados neste estudo..... 65

Figura 14. Testemunho TSM4, ilustrando fácies e associação de fácies, bem como a localização das amostras analisadas com seus respectivos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, COT (carbono orgânico total), NT (nitrogênio total), C/N e interpretação da derivação da matéria orgânica, se marinha (M) ou continental (C). A última parte desta figura, bem como nas figuras 16, 18, 20 e 21 foi baseada em uma estimativa aproximada, comparando a distribuição relativa dos valores de C/N e isotópicos para cada amostra..... 74

Figura 15. Fácies sedimentares registradas no testemunho TSM4 (argila maciça=Agm, areia maciça=Am, depósito heterolítico *wavy*=Hw, depósito heterolítico lenticular/*streaky*=Hls, linha branca em A=transição de camada de argila maciça a areia maciça, linha branca em C= transição depósito de areia maciça à argila maciça) 75

Figura 16. Testemunho TSM12, ilustrando fácies e associação de fácies, bem como a localização das amostras analisadas com seus respectivos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, COT (carbono orgânico total), NT (nitrogênio total), C/N e interpretação da derivação da matéria orgânica, se marinha (M) ou continental (C)..... 76

Figura 17. Fácies sedimentares registradas no testemunho TSM12 (argila maciça=Agm, areia maciça=Am, areia estratificada=Ae, depósito heterolítico wavy=Hw, depósito heterolítico lenticular/*streaky*=Hls, linha branca=contato entre areia e argila)..... 77

Figura 18: Testemunho TSM10, ilustrando fácies e associação de fácies, bem como a localização das amostras analisadas com seus respectivos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, COT (carbono orgânico total), NT (nitrogênio total), C/N e interpretação da derivação da matéria orgânica, se marinha (M) ou continental (C)..... 80

Figura 19. Fácies sedimentares registradas no testemunho TSM10 (argila maciça=Agm, areia maciça=Am, areia estratificada=Ae, depósito heterolítico *wavy*=Hw. Notar no quadrado, detalhe de fragmentos de calcário)..... 81

Figura 20. Testemunho TSM11, ilustrando fácies e associação de fácies, bem como a localização das amostras analisadas com seus respectivos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, COT (carbono orgânico total), NT (nitrogênio total), C/N e interpretação da derivação da matéria orgânica, se marinha (M) ou continental (C)..... 82

Figura 21. Fácies sedimentares registradas no testemunho TSM11 (argila maciça=Agm, areia maciça=Am, areia estratificada=Ae, areia com *flaser*=Hf, depósito heterolítico *wavy*=Hw, depósitos heterolítico lenticular/*streaky*=Hls, linha branca em G=contato entre argila e depósito heterolítico *wavy,* em H=contato entre areia e argila maciça e em I=contato entre argila maciça e areia maciça)..... 83

Figura 22: Testemunho TSM8, ilustrando fácies e associação de fácies, bem como a localização das amostras analisadas com seus respectivos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, COT (carbono orgânico total), NT (nitrogênio total), C/N e interpretação da derivação da matéria orgânica, se marinha (M) ou continental (C)..... 86

Figura 23: Fácies sedimentares registradas no testemunho TSM8 (argila maciça=Agm, areia maciça=Am, areia estratificada=Ae, depósito heterolítico lenticular/*streaky*=Hls)..... 87

Figura 24: Diagrama de porcentagem de táxons de pólen registrados no testemunho TSM4 e o

dendograma gerado pelo programa CONISS, com delimitação das zonas palinológicas..... 92

Figura 25: Diagrama de concentração (grãos/cm^3) das categorias dos grãos de pólen do testemunho TSM4 e dendograma gerado pelo programa CONISS..... 93

Figura 26: Diagrama de porcentagem de táxons de pólen registrados no testemunho TSM8 e o dendograma gerado pelo programa CONISS, com delimitação das zonas..... 96

Figura 27: Diagrama de concentração (grãos/cm^3) de categorias dos grãos de pólen do testemunho TSM8 e o dendograma gerado pelo programa CONISS..... 97

Figura 28: Diagrama de porcentagem de táxons de diatomáceas registrados no testemunho TSM11 e o dendograma gerado pelo programa CONISS, com as delimitações das zonas de diatomáceas..... 100

Figura 29: Diagrama de porcentagem de táxons de diatomáceas registrados no testemunho TSM10 e o dendograma gerado pelo programa CONISS, com as delimitações das zonas de diatomáceas..... 104

Figura 30: Diagrama de porcentagem de táxons de diatomáceas registrados no testemunho TSM8..... 106

Figura 31: Gráfico com a relação entre carbono total (COT) e nitrogênio total (NT) para todas as amostras analisadas..... 109

Figura 32: Diagrama binário dos valores de $\delta^{13}C$ e C/N dos ambientes deposicionais reconhecidos no leste da Ilha de Marajó, interpretados com base em dados apresentados por Middelburg & Nieuwenhuize, (1998); Cloern et al. (2002); Ogrinc et al. (2005)..... 110

Figura 33: Perfil litoestratigráfico do testemunho TSM4, com indicações dos padrões isotópicos (COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e C/N), concentração (grãos/cm^3) das categorias dos grãos de pólen..... 120

Figura 34: Perfil litoestratigráfico do testemunho TSM8, com indicações dos padrões isotópicos (COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e C/N), concentração (grãos/cm^3) das categorias dos grãos de pólen e porcentagens de diatomáceas continentais e marinhas..... 125

Figura 35: Perfil litoestratigráfico do testemunho TSM11, com indicações dos padrões isotópicos (COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e C/N) e porcentagens de diatomáceas marinhas..... 128

Figura 36: Perfil litoestratigráfico do testemunho TSM10, com indicações dos padrões isotópicos (COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e C/N) e porcentagens de diatomáceas marinhas..... 129

Figura 37: Evolução do sistema estuarino no nordeste da Ilha do Marajó durante o final do Pleistoceno e Holoceno apresentada por Rossetti et al. (2008)..... 132

Figura 38: Desenho esquemático representativo do sistema deposicional dominado por onda proposto para os depósitos estudados no leste da Ilha de Marajó durante o Pleistoceno tardio ao Holoceno médio/tardio..... 133

Figura 39: Perfis verticais representativos das sucessões quaternárias na parte leste da Ilha do Marajó..... 136

Figura 40: Curva de nível do mar global, estabelecida com base em isótopos de oxigênio (after Shackleton 1988), e os principais episódios transgressivos e regressivos reconstituídos com base nos dados coletados na Ilha de Marajó (R=regressivo; TR=transgressivo)..... 141

Lista de Tabelas

Pág

Tabela 1. Idades ^{14}C obtidas em depósitos de um paleoestuário, Ilha do Marajó..... 68

Tabela 2. Litofácies dos depósitos quaternários da parte leste da Ilha do Marajó..... 70

Tabela 3: Síntese das principais características sedimentológicas, isotópicas e C/N das associações de fácies reconhecidas na área de estudo, com indicação dos respectivos ambientes deposicionais..... 71

SUMÁRIO

RESUMO..... 7
ABSTRACT..... 10
1. INTRODUÇÃO..... 20
2. OBJETIVO..... 23
3. ÁREA DE ESTUDO..... 23
3.1. Localização..... 24
3.2. Aspectos fisiográficos..... 24
4. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO..... 27
5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA..... 31
5.1. Isótopos estáveis de carbono e nitrogênio e C/N, e aplicações em sedimentos quaternários amazônicos..... 32
5.2. Carbono ^{14}C..... 37
5.3. Palinologia..... 39
5.4. Diatomáceas..... 46
5.5. Glaciações pleistocênicas e variação do nível relativo do mar durante o Quartenário na costa do Brasil..... 51
6. MATERIAL E MÉTODO..... 56
6.1. Obtenção dos testemunhos e coleta das amostras..... 56
6.2. Análise de fácies..... 59
6.3. Análise isotópica e C/N..... 59
6.4.Datação ^{14}C..... 61
6.5. Análise palinológica..... 61
6.6. Análise das diatomáceas..... 65
7. RESULTADOS..... 67
7.1. Datação e estratigrafia..... 67
7.2. Descrição de fácies , associações faciológicas e valores de $\delta^{13}C$,$\delta^{15}N$ e C/N..... 68
7.3. Descrição do registro palinológico..... 88
7.4. Descrição do registro de diatomáceas..... 97
8. DISCUSSÃO 107
8.1. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL..... 107
8.2. PADRÃO EVOLUTIVO DA VEGETAÇÃO..... 116
8.3. SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL COM BASE EM DIATOMÁCEAS..... 126
8.4. MODELO DEPOSICIONAL E EVOLUÇÃO..... 131
8.5. FATORES CONTROLADORES..... 139
9. CONCLUSÕES..... 145
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 148
ANEXO A: Dados isotópicos vegetação atual..... 172

ANEXO B: Levantamento florístico..... 175
ANEXO C: Valores isotópicos e C/N das amostras de sedimentos dos poços estudados..... 177
ANEXO D: Descrição dos grãos de pólen e esporos..... 182
ANEXO E: Descrição das diatomáceas..... 204

1. INTRODUÇÃO

Um número crescente de publicações tem registrado a ocorrência de expressiva sedimentação quaternária em áreas costeiras da região amazônica (p.e., RADAM, 1974; Bermeguy, 1981; Porsani, 1981; Vital 1988; Costa et al., 1996; Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti et al., 2007a, Miranda et al., 2010). Estes estratos carecem, porém, de estudos detalhados que possibilitem interpretar seus ambientes de deposição, bem como reconstituir sua evolução ao longo do Quaternário. Em particular, existe uma carência de informações que levem à reconstituição das variações do nível relativo do mar ao longo da margem equatorial brasileira, de forma a possibilitar sua inclusão em discussões de interesse regional e global enfatizando temas relacionados ao clima, à tectônica e à eustasia. De maneira geral, a maioria dos estudos relacionados com a reconstituição da história de variação do nível relativo do mar nessa região tem se baseado na análise palinológica aplicada a uma escala de tempo restrita ao final do Holoceno (p.e., Behling & Costa, 1997, 2001; Behling, 2001, 2002; Senna, 2002; Behling et al., 2001, 2004; Cohen et al., 2005a; Toledo & Bush, 2007, 2008).

Investigações enfocando a história de variação do nível relativo do mar considerando escala temporal maior, p.e., Holoceno ao Pleistoceno, vêm sendo realizadas na Ilha do Marajó, em particular em sua porção leste (Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti & Góes, 2008; Rossetti et al., 2005, 2007b, 2008a, b; 2010). Com base na integração de dados de sensoriamento remoto, sedimentológicos, estratigráficos e datações ^{14}C, estes autores registraram que a história quaternária desta porção da ilha foi dominada pelo desenvolvimento de um amplo sistema estuarino. De acordo com o modelo proposto por estes autores, esse paleoestuário teria recebido influxo fluvial derivado da porção leste do continente. Este sistema deposicional teria sido abandonado na paisagem quando da abertura da Baía do Marajó, dada pela reativação de falhas tectônicas. A conseqüente interrupção do influxo

fluvial derivado de áreas continentais teria resultado na evolução do paleoestuário para o lago Arari, que domina a paisagem atual desta parte da ilha, estando fisicamente superimposto paralelamente à paleomorfologia estuarina. Outros autores relacionam mudanças ambientais no leste do Marajó com variações de precipitação e da descarga do rio Amazonas (Behling et al., 2004; Cohen et al., 2005a, 2008).

Apesar da intensificação dos estudos geológicos na Ilha do Marajó nestes últimos anos, a caracterização mais precisa de sua dinâmica sedimentar quaternária requer, ainda, investigações complementares. Por exemplo, é importante demonstrar a distribuição geográfica de seus ambientes deposicionais e entender sua evolução no contexto de variações do nível relativo do mar, analisando não só a influência tectônica, mas também eustática e climática, bem como seus impactos no desenvolvimento dominante de vegetação herbácea em seu lado leste, o que contrasta bruscamente com a floresta densa dominante em sua porção oeste. Vegetação similar em outras áreas amazônicas tem sido freqüentemente atribuída à herança de períodos climáticos mais secos e frios relativamente ao atual (Turcq et al., 1998, 2007; Cordeiro et al., 1995, 1997, 2008; Ledru 2002; Ledru et al., 2006), da mesma forma que estudos recentes sugerem variações no ambiente deposicional impulsionadas por reativações tectônicas como fator de importância no controle da distribuição de padrões vegetacionais em áreas amazônicas (Rossetti & Toledo, 2007; Rossetti et al., 2010). Estas questões necessitam ser melhor discutidas à luz de informações derivadas de estudos multidisciplinares que combinem, principalmente, análise sedimentológica, estratigráfica e cronológica com dados isotópicos e paleontológicos.

A ausência de afloramentos naturais decorrente da topografia tipicamente baixa implica na utilização de testemunhos de sondagem como fundamental à reconstituição paleoambiental. Como a análise faciológica fica naturalmente limitada neste tipo de material, torna-se importante sua combinação com outros tipos de dados extraídos de testemunhos de

sondagem. Análises isotópicas de carbono e nitrogênio da matéria orgânica preservada em sedimentos quaternários têm potencial de discriminar entre tipos 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), auxiliando em interpretações paleoambientais, especialmente em se tratando de sistemas marinho transicionais (Hunt, 1970; Newman et al., 1973; Prahl et al., 1994). Estudos desta natureza, juntamente com análises palinológicas e de diatomáceas, têm potencial de gerar dados importantes para melhor caracterizar o sistema paleoestuarino já reconhecido no leste do Marajó, bem como analisar possíveis fatores controladores de sua evolução e abandono no espaço e tempo. Outras publicações com ênfase na dinâmica paleoambiental desta área correm somente com base em dados palinológicas e datação ^{14}C (Behling et al., 2004; Rodrigues, 2007; Cohen et al., 2008). Porém, é importante ressaltar que todos esses estudos são ainda de caráter pontual, o que dificulta uma melhor caracterização dos ambientes pretéritos na Ilha do Marajó durante o Quaternário.

Neste contexto, a necessidade de trabalhos adicionais na região da Ilha de Marajó, com a combinação de diferentes ferramentas, é de fundamental importância, visto a elaboração de novos dados geológicos e biológicos que permitam decifrar o processo de formação dos sistemas deposicionais, padrões de vegetação, climáticos e de variação de nível do mar. Para isto, propõe-se nesta pesquisa um estudo com uma melhor distribuição espacial dos pontos amostrados e abordagem integrada de informações sedimentológicas/estratigráficas, análises isotópicas ($^{13}C/^{12}C$ e $^{15}N/^{14}N$), análises palinológicas e diatomáceas em dados de sub-superfície, acompanhadas de datação de ^{14}C. Este tipo de estudo integrado resultará em um volume de informação significativo, que será de grande contribuição para o entendimento da história geológica do Quaternário da Amazônia.

2. OBJETIVO

Este trabalho teve o objetivo principal de analisar a evolução do sistema paleoestuarino quaternário presente no leste da Ilha do Marajó no espaço e tempo, testando hipótese climática ou tectônica como potencialmente importantes no controle de variações do nível relativo do mar que levaram ao desenvolvimento e abandono desse sistema deposicional durante o Quaternário.

Objetivos específicos incluíram: 1. estabelecer a cronologia dos estratos e sua correlação estratigráfica com base em datação ^{14}C; 2. reconstituir paleoambientes deposicionais por meio da análise faciológica; 3. refinar a interpretação paleoambiental com base na análise de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N da matéria orgânica dos sedimentos; 4. refinar a interpretação paleoambiental com base na identificação de associações de diatomáceas típicas de ambientes marinhos e continentais; e 5. reconstituir padrões vegetacionais com base na análise palinológica e analisar sua relação com possíveis variações climáticas ou mudanças de terreno.

ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização

A Ilha do Marajó localiza-se na foz do rio Amazonas, região norte do Brasil, Estado do Pará, entre as coordenadas 48º00’ – 51º00’ W e 0º00’ – 2º00’ S (Figura 1). A região do Marajó faz parte de um complexo flúvio-marinho, delimitado a norte pelo Oceano Atlântico, a sul pelo rio Pará, a leste pelo rio Tocantins e, a oeste pelo baixo rio Amazonas. Esta ilha cobre uma área de 50.100 km² e possui aproximadamente 435.182 habitantes (IBGE/2007).

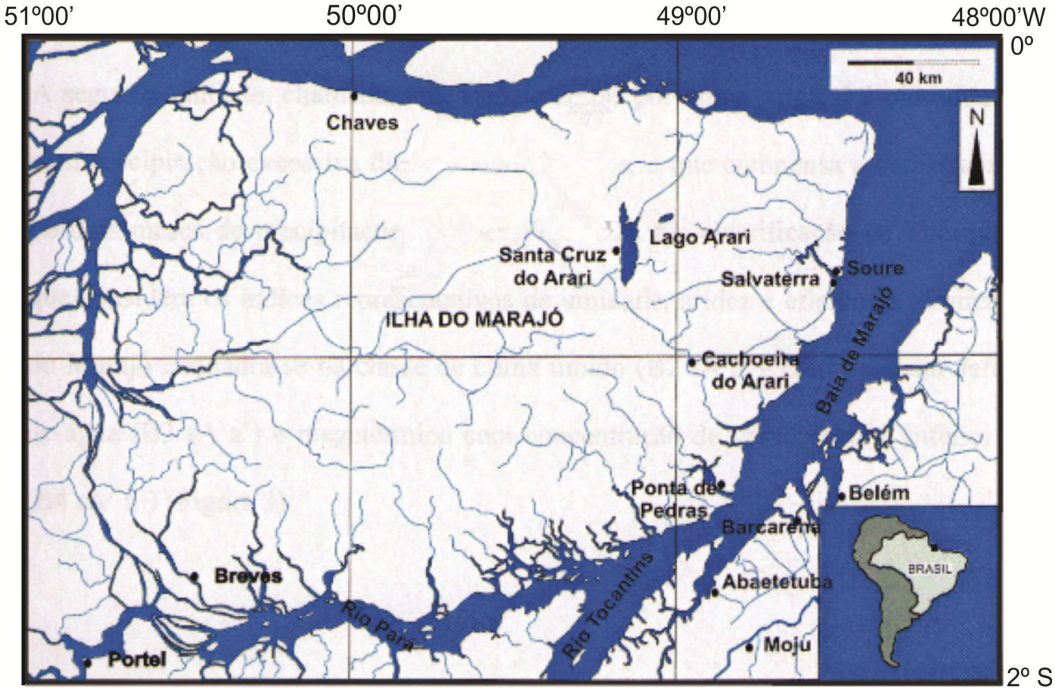


Figura 1: Mapa de localização da Ilha de Marajó. Área delimitada no mapa corresponde à área de estudo.

3.2. Aspectos fisiográficos

O clima na área é do tipo equatorial quente e úmido, com temperatura média anual de 28ºC e índice pluviométrico entre 2.500 e 3.000 mm^3, com maior concentração de precipitação entre janeiro e julho. A topografia é tipicamente baixa, com altitudes, médias de 5 m e 12 m acima do nível do mar atual nas porções leste e oeste ilha, respectivamente.

A vegetação da Ilha de Marajó é constituída por espécies de floresta densa do tipo ombrófila em sua porção ocidental, e de campos naturais ou savanas amazônicas em sua porção oriental (Miranda & Carneiro 1994; Rossetti et al., 2010, Figura 2). A área costeira é representada por vegetação de restinga e manguezais, que inclui espécies de *Rhizophora mangle* (mangue vermelho); *Rhizophora racemosa* (mangue branco), *Avicennia nitida* (siriúba) e *Laguncularia racemosa* (tinteiro) (Cohen & Lara, 2003).

Na floresta densa é possível identificar composição mista entre espécies da floresta de

terra firme, que inclui principalmente *Vouacapoua americana* (acapu), *Manilkara huberi* (maçaranduba), *Minquartia guianensis* (aquariquara), *Jacaranda copaia* (pará-pará), além de floresta de várzea consistindo em *Virola surinamensis* (ucuúba), *Carapa guianensis* (andiroba*), Ceiba pentandra* (sumaúma) e palmeiras *Euterpe oleracea* (açaí), *Mauritia flexuosa* (buriti) (Rossetti *et al*., 2010). O solo em terrenos com floresta de terra firme é dominantemente do tipo latossolo amarelo, com textura arenosa ou argilosa-arenosa, oligotróficos, ácidos e mediamente drenados, enquanto áreas de floresta de várzea apresenta solo hodromórfico do tipo *gley* pouco húmico, argiloso, com razoável fertilidade e pouco estruturado.

A porção leste da ilha é dominada por campo limpo e campo natural, este último também referido como campo sujo. Os campos limpos constituem-se predominantemente de espécies de herbáceas, além de arbustos e manchas isoladas com vegetação densa. Os campos naturais ou sujos, por sua vez, possuem vegetação herbácea, com árvores espalhadas em áreas mais elevadas, assim como ilhas de matas e capões. Parte dessas áreas de campo é susceptível à inundação durante a estação chuvosa entre os meses de janeiro e junho. Os solos não possuem nenhuma estratificação ou estrutura pedológica. Caracterizam-se como hidromórficos, gleizados e húmicos, pobremente drenados e com elevado teor de argila (RADAM, 1974, Rossetti et al., 2010). A área no entorno dos testemunhos analisados na porção leste da ilha compreende planícies inundáveis cobertas por vegetação de campos naturais (ver letras A, B e C na Figura 2). Estudo botânico e isotópico ($\delta^{13}C$) da vegetação atual nessa porção registrou domínio de espécies vegetais constituintes de áreas aberta, com misturas de elementos dos tipos fotossintéticos C_3 (predomínio de plantas arbóreas e arbustivas) e C_4 (predomínio de plantas herbáceas) (Lima, 2008; ver tabela com valores isotópicos no Anexo A).

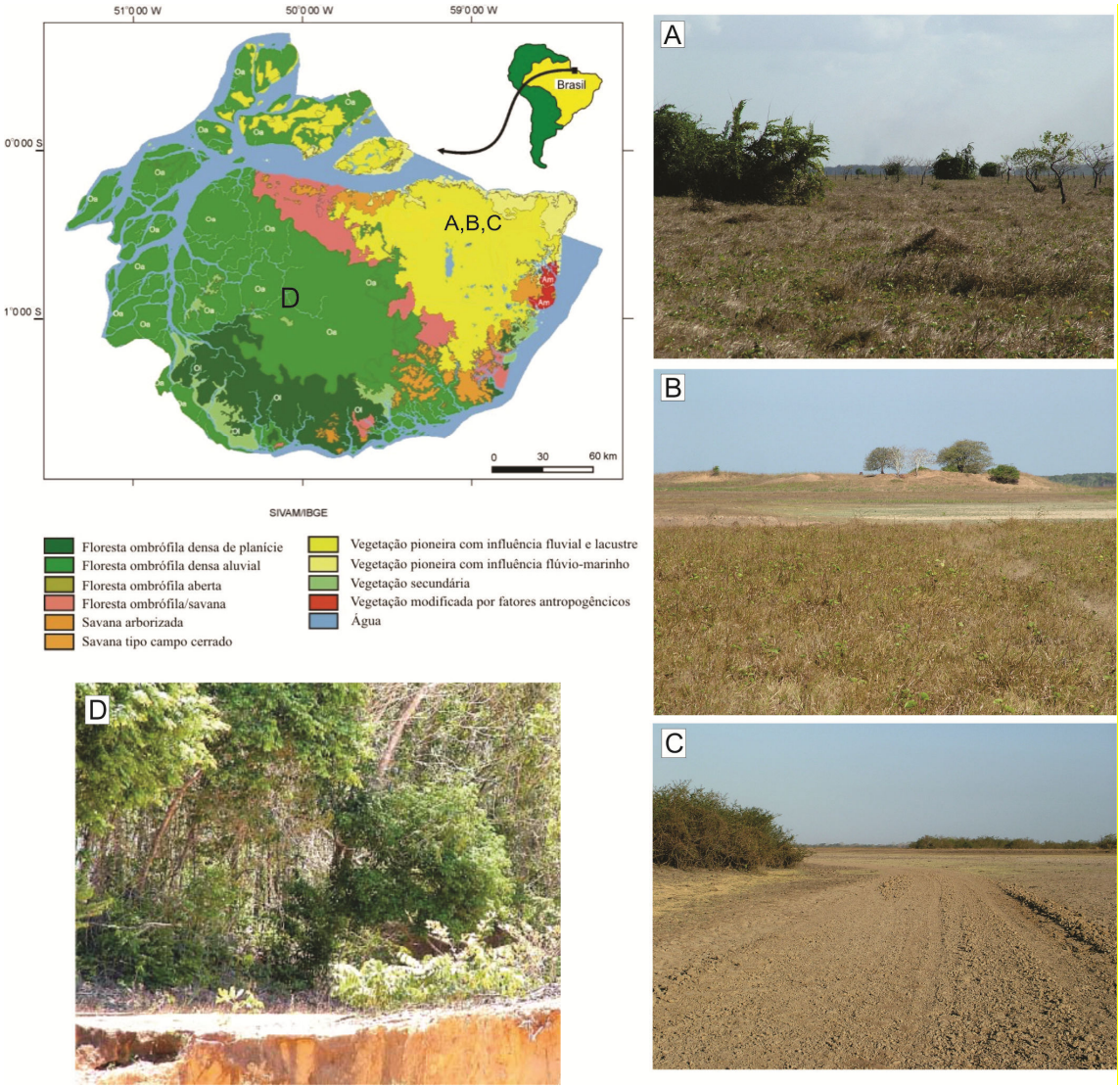


Figura 2: Mapa dos tipos de vegetação que compõem a Ilha de Marajó (cf. SIVAM/IBGE). (A-C) Vegetação de campos na porção leste da ilha. (D) Vegetação de floresta densa na porção oeste da ilha.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

A porção leste da Ilha de Marajó acha-se, em grande parte, inserida na Plataforma do Pará, que corresponde a uma ampla área do embasamento tectonicamente estável entre bacias sedimentares. Os seus limites correspondem à Sub-Bacia de Mexiana a noroeste, ao Graben do Limoeiro a sudoeste, e à Bacia Pará-Maranhão a sudeste (Figura 3). Esta plataforma, entretanto, apresenta inúmeras fossas pequenas, porém profundas (p.e., até 3500 m de profundidade) (Rezende & Ferradaes, 1971). A porção central da margem leste da Ilha de Marajó localiza-se em uma destas depressões, que tem direção norte-sul, e se estende para norte, onde se conecta com a Bacia de Mexiana (Azevedo, 1991). 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 do final do Jurássico/início do Cretáceo (Szatmari *et al*., 1987).

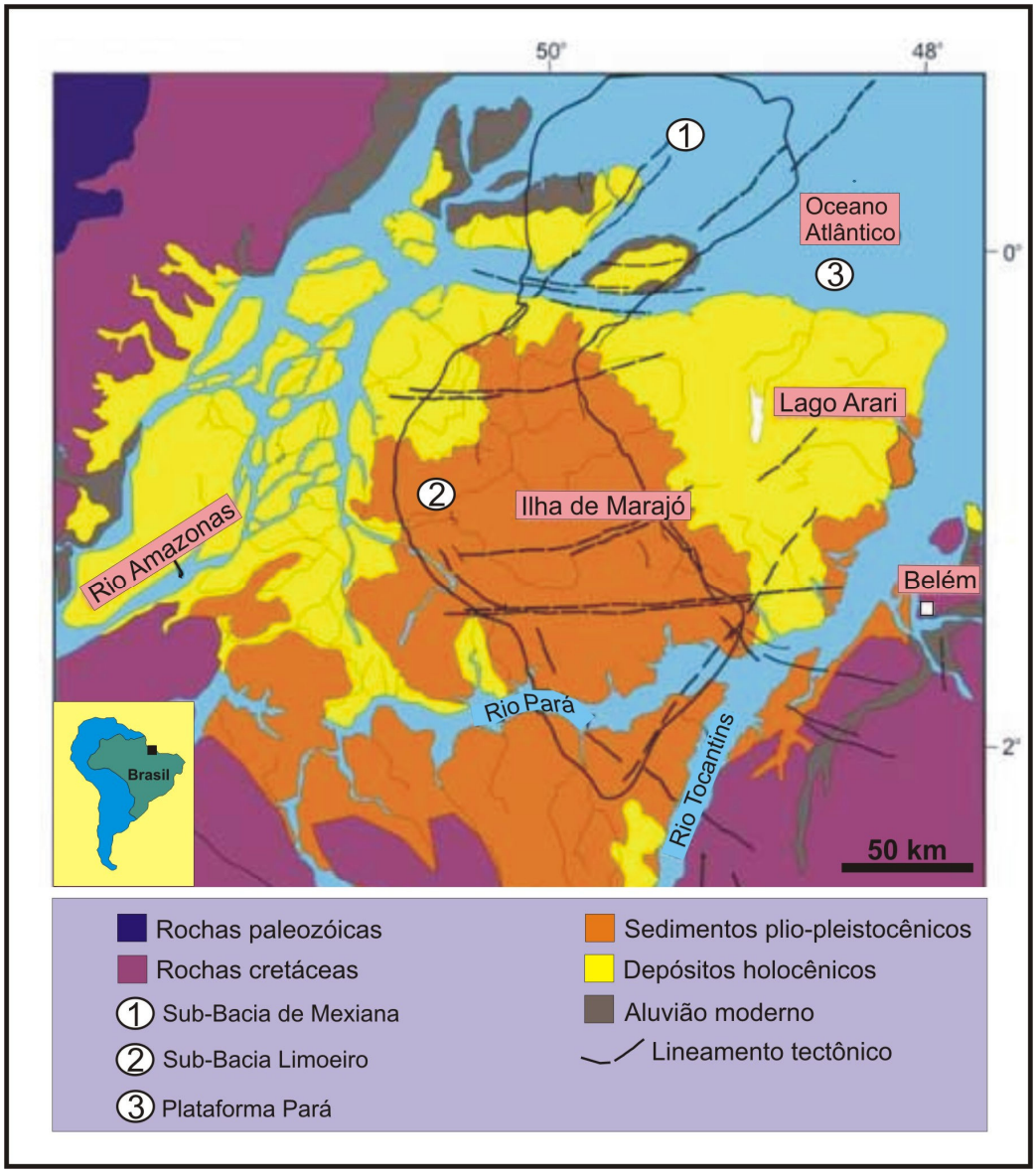


Figura 3: Mapa geológico simplificado da Ilha de Marajó.

O preenchimento sedimentar da Bacia de Mexiana ainda é pouco conhecido (Schaller et al., 1971; Avenius, 1988; Carvajal *et al*., 1989; Galvão, 1991; Villegas, 1994), compreendendo estratos representativos das fases sin-*rift* e pós-*rift*, reconhecidos em subsuperfície. A fase sin-*rift* inclui sedimentos clástico-arenosos da Formação Breves e, na parte oeste da ilha, clásticos grossos e seixos aluviais da Formação Jacarezinho (Aptiano-Cenomaniano), além de siltitos-argilitos da Formação Anajás (Eocretáceo) (Avenius, 1988). Estas unidades são atribuídas a ambientes que variam de fluvial a marinho raso e aluvial (Villegas, 1994). A fase pós-*rift*

corresponde aos sedimentos terciários das formações Limoeiro (Cretáceo Superior), Marajó (Paleoceno-Eoceno) e Formação Tucunaré (Quaternário) (Figura 4). A Formação Limoeiro, que é atribuída a ambiente fluvial a marinho raso (Villegas, 1994), corresponde litoestratigraficamente a arenitos friáveis, finos a grossos, com freqüentes níveis conglomeráticos e intercalações de argilitos. A Formação Marajó consiste em uma unidade carbonático-siliciclástica, enquanto a Formação Tucunaré inclui arenitos quartzosos intercalados a argilitos, sendo ambas atribuídas a ambiente marinho raso a transicional (Schaller *et al*., 1971).

Em superfície, a Ilha do Marajó contém, em sua margem oriental, um cinturão alongado que consiste em depósitos miocênicos, representados pela Formação Barreiras, além de depósitos denominados de Sedimentos Pós-Barreiras (Plio-Pleistoceno). A Formação Barreiras é constituída de arenitos maciços a estratificados, argilitos laminados a maciços e pelitos com acamamentos heterolíticos, cuja origem é atribuída a ambiente transicional do tipo estuarino (Arai *et al*., 1988; Rossetti *et al*., 1989; Rossetti, 2000; Rossetti, 2001). Os Sedimentos Pós-Barreiras consistem em arenitos finos a médios, maciços e de coloração amarelada, atribuídos a processos gravitacionais e eólicos (Rossetti *et al*., 1989). Em sub-superfície, os Sedimentos Pós-Barreiras mostram espessuras variáveis, com registros em profundidades de, pelo menos, 120 m, em áreas subsidentes (Rossetti et al., 2007a).

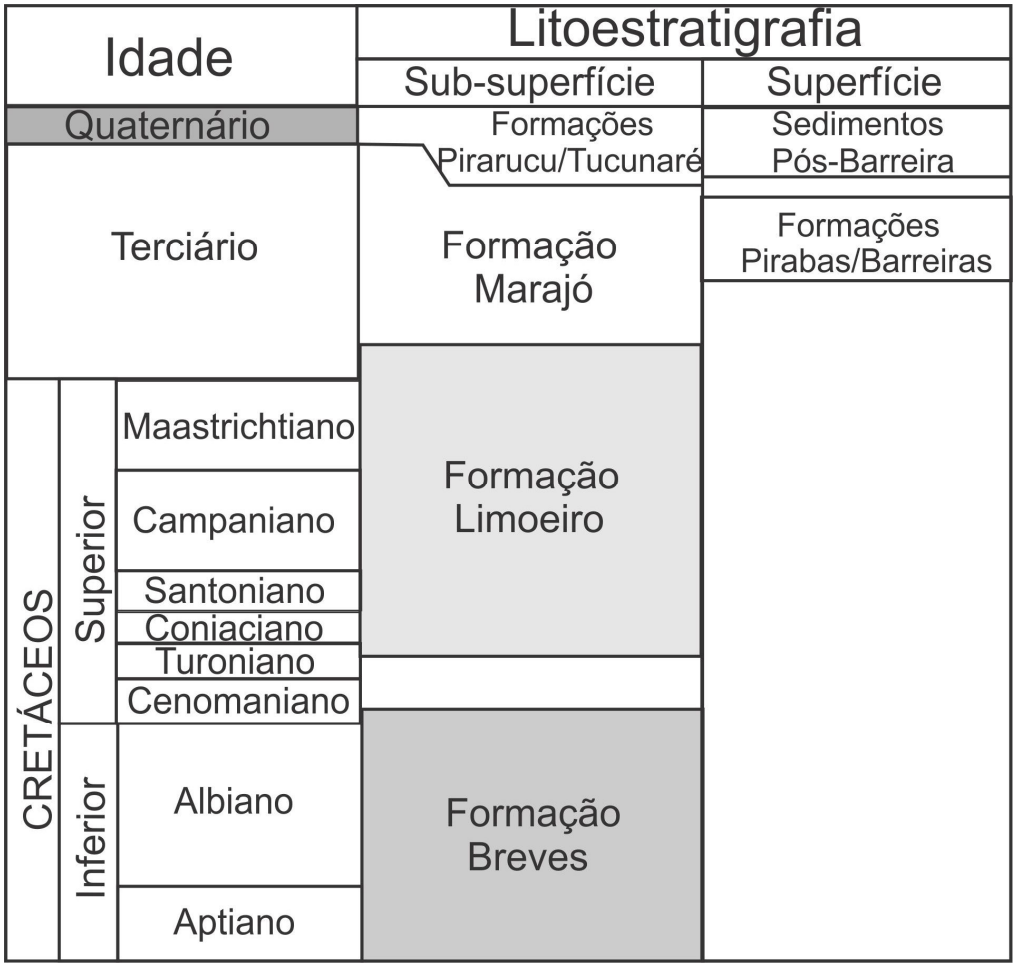


Figura 4: Coluna estratigráfica simplificada da área de estudo.

No entorno do lago Arari, onde a área de estudo está localizada, os Sedimentos Pós-Barreiras acham-se associados a uma paleomorfologia em canal afunilado de grande dimensão (p.e., até 10 km de largura e 40 km de comprimento), cujo extremo norte dista cerca de 40 km da atual linha de costa (observar detalhes na Figura 5). Essa estrutura, que se abre em cone para norte, torna-se estreita para sul e então para leste, onde grada a um complexo de largos (até 4 km de largura) paleomeandros. Hoje abandonada na paisagem do leste da Ilha do Marajó, essa morfologia palimpsesta foi relacionada a um paleoestuário de origem tectônica (Rossetti et al., 2007a). O lago Arari forma uma feição alongada de direção norte/sul, que se encaixa perfeitamente na porção central do paleoestuário.

.

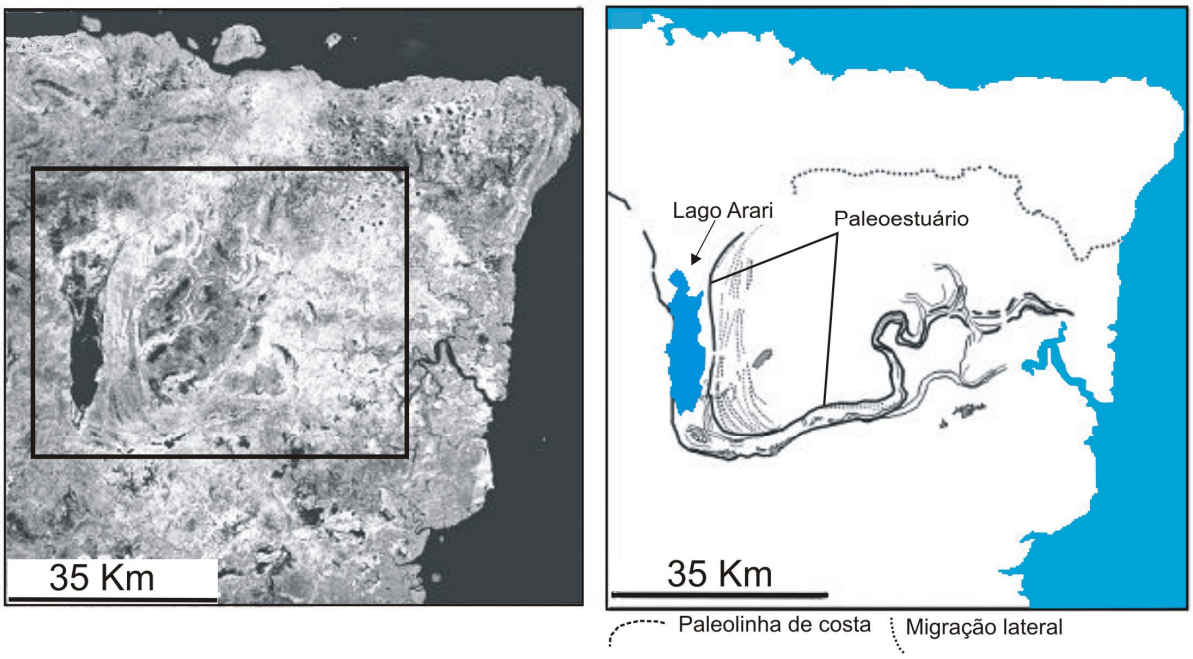


Figura 5: Detalhe do paleoestuário Arari, registrado na porção leste da Ilha de Marajó (Rossetti et al., 2007a).

5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo contém considerações sobre conceitos e fundamentos que envolvem estudos isotópicos, palinológicos e de diatomáceas, abordando a importância da aplicação desses indicadores em estudos de interpretação paleoambiental. O primeiro tópico apresenta informações sobre os isótopos estáveis e sua utilização na identificação de tipos de matéria orgânica. No item seguinte, descreve-se sucintamente conceitos básicos do método de datação ^{14}C. O terceiro tópico apresenta aspectos gerais sobre palinologia, bem como conceito e características de grãos de pólen e esporos. Neste item, consta ainda uma revisão de estudos palinológicos do Quaternário da Amazônia. No quarto item destina-se aos aspectos biológicos e ecológicos das diatomáceas e a importância dessas algas em estudos de caracterização paleoambiental. O último tópico consiste em uma revisão de dados sobre as glaciações

pleistocênicas e a história de variação de nível do mar durante o Quaternário na costa do Brasil.

5.1. Isótopos estáveis de carbono e nitrogênio e C/N, e aplicações em sedimentos quaternários amazônicos

Os isótopos estáveis mais utilizados em estudos paleoambientais são os de carbono (^{13}C e ^{12}C) e de nitrogênio (^{15}N e ^{14}N). O ^{12}C e o ^{14}N representam respectivamente 99% e 99,67% do total de carbono e nitrogênio presente na natureza. Estes elementos têm papel preponderante na constituição de moléculas orgânicas vitais aos seres vivos, ocorrendo em abundância em proteínas e ácidos nucléicos. A aplicação de isótopos de C e N na identificação de tipos de matéria orgânica é feita com base na relação do isótopo mais raro pelo mais abundante. Para o carbono, o padrão utilizado é o internacional PDB (molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA), enquanto para o nitrogênio utiliza-se o N_2 atmosférico (Martinelli et al., 1988; Lajtha & Marshall, 1994). Quando comparadas ao padrão, amostras empobrecidas em ^{13}C e ^{15}N são denominadas mais negativas ou mais leves, enquanto amostras enriquecidas em ^{13}C e ^{15}N são denominadas menos negativas ou mais pesadas.

Dados isotópicos obtidos da matéria orgânica dos sedimentos e solos vêm sendo cada vez mais utilizados como parâmteros adicionais em reconstituições paleoambientais (Shultz & Calder, 1976; Salomons & Mook, 1981; Sherr, 1982; Martinelli et al., 1988; Megens et al., 2002; Malamud-Roam & Ingram, 2004; Pessenda et al., 2004; Wilson et al., 2005a). Para tal finalidade, o $\delta^{13}C$ é utilizado para distinguir os tipos fotossintéticos de plantas C_3, C_4 e CAM (*Crassulacean Acid Metabolism*) (Deines, 1980; O'Leary, 1988) e discriminar entre material orgânico sedimentar de origem continental e marinha (Martinelli et al., 1988, Middelburg & Nieuwenhuize, 1998). Assim, plantas de via fotossintética C_3, que compreendem árvores e

algumas espécies de gramíneas, são dominantes na maioria dos ecossistemas. Durante o seu processo fotossintético, plantas C_3 reduzem o CO_2 em fosfoglicerato, composto de 3 carbonos, por meio da enzima RubBP carboxilase/oxigenase ou Rubisco. Tal processo resulta em valores isotópicos ($\delta^{13}C$) nas espécies C_3, mais empobrecidos em ^{13}C, com valores entre -32,0‰ e -22,0‰ (média de –27,0‰). As espécies C_4, ao contrário, reduzem o CO_2 em malato ou aspartado, que constitui composto de 4 carbonos, via enzima fosfoenolpiruvato (PEP). A enzima fosfoenolpiruvato não discrima o ^{13}C como RubBP carboxilase/oxigenase. Desse modo, plantas C_4 apresentam valores de $\delta^{13}C$ mais enriquecidos, que variam entre -17,0‰ a -9,0‰ (média de -13,0‰). Outra característica importante das espécies C_4 na fixação de CO_2 é a presença de uma camada adicional de células que envolvem as estruturas celulares responsáveis pelo transporte de substância. Os tipos C_4 são representados, em sua maioria, por gramíneas e constituem espécies vegetais mais sensíveis às baixas temperaturas que as espécies C_3.

As plantas do tipo CAM, por sua vez, apresentam valores intermediários entre os grupos C_3 e C_4, ou seja, variam de -28,0‰ a -10,0‰ (Deines, 1980; O'Leary, 1988; Button, 1991; Lajtha & Marshall, 1994; Figura 6). Plantas deste tipo utilizam as duas vias de fixação de CO_2, a primeira pela fosfoenolpiruvato (PEP) e após, a refixação do CO_2 por meio de RubBP carboxilase/oxigenase. Estas plantas, em geral, abrem seus estômatos à noite e os fecham durante o dia. Tal mecanismo é altamente eficiente no uso de água, visto que as plantas CAM estão adaptadas a regiões áridas, com altas temperaturas diurnas e pouca água disponível no ambiente. Dentre alguns grupos citam-se Cactáceas, Bromeliaceae, Orchidaceae, Aizoaceae e Crassulaceae.

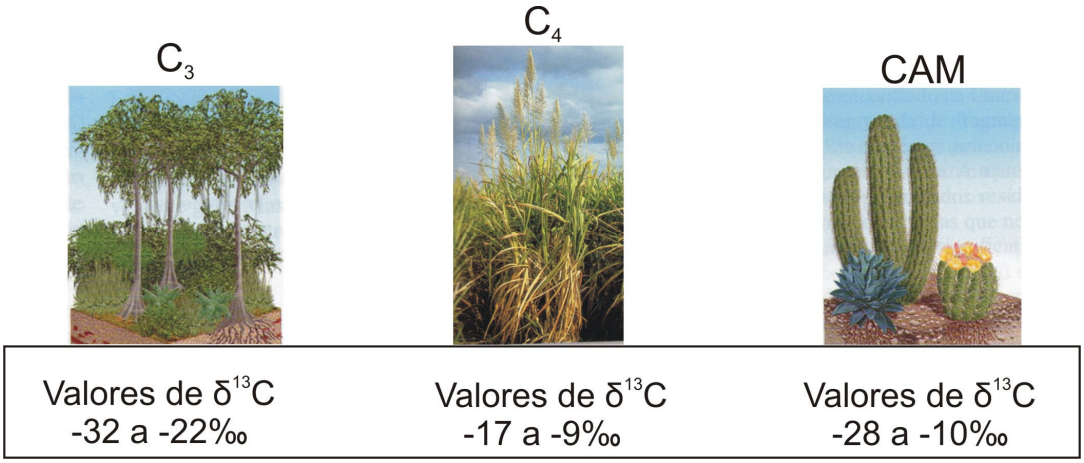


Figura 6: Intervalos de valores isotópicos característicos para os diferentes ciclos fotossintéticos presentes na natureza.

Embora menos aplicado que os isótopos de carbono, devido à complexidade de seu ciclo e menor discriminação na natureza, o $\delta^{15}N$ também é utilizado para distinguir entre matéria orgânica de plantas vasculares terrestres (baixos valores de $\delta^{15}N$) e fitoplâncton (valores mais altos de $\delta^{15}N$). O fitoplâncton, ao contrário das plantas vasculares, é constituído por proteínas e ácidos nucléicos em abundância. Em geral, valores de $\delta^{15}N$ mais próximos de 0 e 10 são relacionados com plantas terrestres e aquáticas, respectivamente (Peterson & Howarth, 1987; Thornton & McManus, 1994; Middelburg & Nieuwenhuize, 1998; Graham et al., 2001; Cloern et al., 2002; Ogrinc et al., 2005), uma vez que o nitrato dissolvido apresenta variação isotópica entre +7‰ e +10‰, enquanto que o N_2 atmosférico tem $\delta^{15}N$ em torno de 0‰.

A razão entre o C e o N, obtida por meio da média de carbono orgânico total (COT) e do nitrogênio total (NT), também é utilizada para distinguir matéria orgânica resultante de plantas terrestres e aquáticas. Desse modo, C/N tem valores baixos para matéria orgânica rica em proteínas e pobre em celulose, como no caso de fitoplâncton e plantas aquáticas (entre 4 e 10), e valores mais altos (≥12) para matéria orgânica rica em celulose e lignina e pobres em proteínas, como no caso de plantas terrestres em geral (Tyson, 1995; Middelburg &

Nieuwenhuize, 1998; Cloern et al., 2002; Meyers, 2003; Thornton & Mcmanus, 1994; Wilson et al., 2005a).

Muitos dos autores acima citados ressaltam a importância de se analisar as relações entre $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ e entre $\delta^{13}C$ e C/N como elementos adicionais na distinção das fontes de matéria orgânica de origem marinha e continental. No caso particular de sistemas estuarinos, a utilização desse indicador como ferramenta de análise ambiental é de grande necessidade, visto a diversidade de fontes de matéria orgânica, que pode ser derivada tanto do próprio estuário (autóctone), quanto de fontes externas fluviais e marinhas (alóctone). Assim, a composição isotópica da matéria orgânica de sedimentos costeiros pode refletir mudanças nos tipos de vegetação (plantas C_3 e C_4), bem como nos tipos dos organismos aquáticos (fitoplâncton marinho e de água doce) (Meyers, 1997; Wilson et al., 2005a; Lamb et al., 2006). Matéria orgânica derivada de plantas C_3 presente em sedimentos com influência fluvial, por exemplo, possuem valores de $\delta^{13}C$ de aproximadamente -28,0‰. Plantas de origem marinha possuem valor de $\delta^{13}C$ em torno de -20,0‰. Matéria orgânica derivada de fitoplâncton de água doce é isotopicamente indistinguível de plantas terrestres C_3, sendo necessário o uso conjunto de C/N e $\delta^{13}C$ para sua distinção (Wilson et al. 2005a,b)

Modificações diagenéticas se constituem em um importante fator a ser considerado quando da análise da matéria orgânica em depósitos antigos. Em geral, verifica-se rápida degradação da matéria orgânica ainda na coluna de água, o que pode ser refletida nos valores isotópicos primários de C e N (Meyers, 1997). Entretanto, uma vez soterrada, a matéria orgânica preservada em sedimentos exibirá pequenas alterações nos valores de $\delta^{13}C$, carbono total (TC) e nitrogênio total (NT), o que favorece a sua utilização na caracterização da matéria orgânica preservada em sedimentos (Thornton & McManus, 1994; Middelburg & Nieuwenhuize, 1998; Cloern et al., 2002; Meyers, 2003; Lamb et al., 2006; Chen et al., 2008). Em contrapartida, o $\delta^{15}N$ da matéria orgânica soterrada é mais variável, devido à degradação

bacterial e, principalmente, à contaminação por nitrogênio inorgânico derivado do sedimento. Este fato pode reduzir o potencial do $\delta^{15}N$ em interpretações paleoambientais, de forma que este parâmetro só pode ser utilizado de forma complementar ao $\delta^{13}C$ e C/N e sempre observando sua relação com as fácies sedimentares.

Estudos isotópicos derivados de perfis de solo no sul do Estado do Amazonas, norte do Brasil, foram realizados, por exemplo, por Pessenda (1998, 2001) e Freitas et al. (2001), quem demonstraram mudanças locais nos padrões vegetacionais e climáticos durante o Holoceno. Na região central da Amazônia, nas proximidades da cidade de Manaus, a partir de dois testemunhos obtidos do lago Tapajós, Irion et al. (2006) registraram mudanças paleohidrológicas e paleoambientais no Holoceno com base em estudo isotópico ($\delta^{13}C$) juntamenta a outros indicadores. Na Ilha de Marajó, Miranda (2010) conduziu estudos visando interpretações de ambientes deposicionais pleistoceno tardios e holocêncios com base na integração de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, C/N, sedimentologia e palinologia de um testemunho de 124 m de profundidade. Utilizando características isotópicas de N e C em combinação com C/N, Lima (2008) também registrou mudanças vegetacionais para este intervalo de tempo a partir de amostras coletadas em subsuperfície rasa (i.e., 3 m).

Apesar das contribuições acima constituírem importantes fontes de informações que auxiliam na reconstituição das mudanças ambientais durante o Quaternário no norte do Brasil, os dados disponíveis necessitam ser complementados, principalmente considerando as grandes dimensões dessa região. No caso específico da Ilha de Marajó, o presente trabalho representa uma complementação dos estudos já realizados, possibilitando analisar, pela primeira vez, os sedimentos quaternários em subsuperície rasa ao longo de um transecto proximal-distal da morfologia paleoestuarina registrada em estudos prévios.

5.2. Carbono ^{14}C

O ^{14}C é o isótopo radioativo natural do carbono, produzido continuamente na parte mais alta da atmosfera por interação de átomos de nitrogênio ^{14}N com nêutrons secundários contidos nos raios cósmicos. Ao chocar-se, de acordo com a reação abaixo, o núcleo de um átomo de nitrogênio absorve um nêutron e um próton é emitido.

$$^{14}N + n \rightarrow {}^{14}C + p$$

Uma vez formado, o ^{14}C é então oxidado para $^{14}CO_2$ e passa a fazer parte do ciclo do carbono. Com isto, as plantas removem o ^{14}C da atmosfera via processo fotossintético, transformando-o em compostos orgânicos, que serão parte dos animais ao se alimentarem dos vegetais. Desse modo, todos os seres vivos mantêm um equilíbrio dinâmico de ^{14}C durante a vida. Contudo, a morte dos organismos interrompe a assimilação de ^{14}C em seus tecidos, quando ocorre decaimento em taxa constante com desintegração radioativa pela emissão de partículas $ß^-$ ou de um elétron, formando o ^{14}N estável, como mostra a reação abaixo:

$$^{14}C \rightarrow {}^{14}N + ß^-$$

A meia vida do ^{14}C (p.e., tempo necessário para que a desintegração se reduza à metade) é de 5.730 ± 30 anos, determinada com precisão pelo *National Bureau of Standard* em 1961. A determinação da idade ^{14}C de uma amostra (p.e., fragmento de carvão, celulose, ossos, matéria orgânica do solo e sedimento, turfa, concha, madeira) depende do número total de núcleos radioativos presentes e de uma probabilidade de decaimento (λ) constante por unidade de tempo para cada nuclídeo, ou seja:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Onde t é o tempo decorrido após a morte do organismo, A_0 é a atividade específica da amostra no tempo t=0 (representada pelo padrão ácido oxálico), A é a atividade específica da amostra no tempo (t) e λ é a constante de desintegração, sendo igual a 0,693/T (T= à meia vida do ^{14}C) (Libby *et al*., 1949). A medida da atividade de ^{14}C pode ser feita por meio de: espectrometria de cintilação líquida, acelerador de partículas acoplado a um espectrômetro de massa (AMS), e Contador Proporcional Gasoso (CPG). Idades de até aproximadamente 60.000 anos antes do Presente (A. P.) podem ser determinadas por este método.

Embora o método de datação ^{14}C seja de larga aplicação, como qualquer outro método cronológico, ele pode apresentar problemas relacionados ao retrabalhamento de componentes orgânicos derivados de outros horizontes estratigráficos, mistura de matéria orgânica de diferentes horizontes por bioturbação, além do rejuvenescimento do C por contaminação com fragmentos raízes, infiltração de compostos orgânicos dissolvidos em água, influência de microorganismos e da fauna do solo (Gouveia & Pessenda, 1999). Portanto, é importante analisar os resultados de datação em combinação com dados faciológicos, como aqui realizado, a fim de auxiliar as interpretações em caso de eventuais inversões de idade.

Várias publicações apresentam resultados de datação ^{14}C para diferentes áreas de região amazônica, como por exemplo, aqueles realizados na costa do Estado do Pará (Souza Filho & El-Robrini, 1997; Rossetti et al., 2005; Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti et al., 2007a, 2007b, 2008a, b; Toledo & Bush, 2007; Cohen et al., 2008; Rossetti & Góes, 2008; Castro et al., 2010; Miranda et al., 2010), na região de Itaituba (Rossetti et al., 2004) e no oeste da Amazônia (Latrubesse & Rancy, 1998, 2000; Latrubesse & Kalicki, 2002; Irion et al., 2006; Santos Junior, 2006). Apesar dessas contribuições, muito esforço tem ainda de ser dispendido

a fim de datar os depósitos quaternários da Amazônia de forma a possibilitar a correlação dos estratos sedimentares, possibilitando a reconstiuição mais precisa de flutuações climáticas, tectônicas e do nível do mar durante este período.

5.3. Palinologia

A palinologia constitui uma ferramenta impar na busca de um melhor entendimento da evolução das comunidades vegetacionais, possibilitando inferências sobre mudanças paleoclimáticas. Esta técnica emprega palinomorfos, que incluem uma variedade de materiais biológicos, principalmente esporos, grãos de pólen, partículas de carvão, dinoflagelados e acritarcas.

Os grãos de pólen, bem como os esporos, constituem estruturas reprodutivas dos grupos vegetais. Enquanto os grãos de pólen relacionam-se às gimnospermas e angiospermas, os esporos estão associados à reprodução de plantas sem flores, briófitas e pteridófitas, além de outros grupos de seres vivos que incluem algas e fungos. Os palinomorfos compõem excelentes materiais de reconstrução paleoambiental, por apresentarem grande diversidade morfológica, ocorrerem em abundância em depósitos sedimentares, terem dispersão eficiente e, principalmente, por possuírem uma parede celular externa, a exina, constituída por esporopolenina, que é resistente às condições ambientais adversas. Além da exina, há uma camada interna, menos resistente, denominada de intina, formada por celulose. A intina normalmente desaparece nos grãos de pólen e esporos quando submetidos a soluções ácidas, como a acetólise (Salgado-Labouriau et al., 2007).

A exina encontra-se dividida em nexina, camada mais interna e sem ornamentação, e em sexina, camada possuidora das ornamentações ou esculturas, teto e columela (Figura 7A). Características morfológicas como tamanho, forma, aberturas e ornamentações da exina, permitem a identificação de diferentes táxons. O tamanho e forma são considerados caracteres

morfológicos com pouco valor diagnóstico. A forma destes palinomorfos é definida a partir das medidas do eixo polar (P) e do eixo equatorial (E) (Figura 7B; Colinvaux et al., 1999; Salgado-Labouriau et al., 2007).

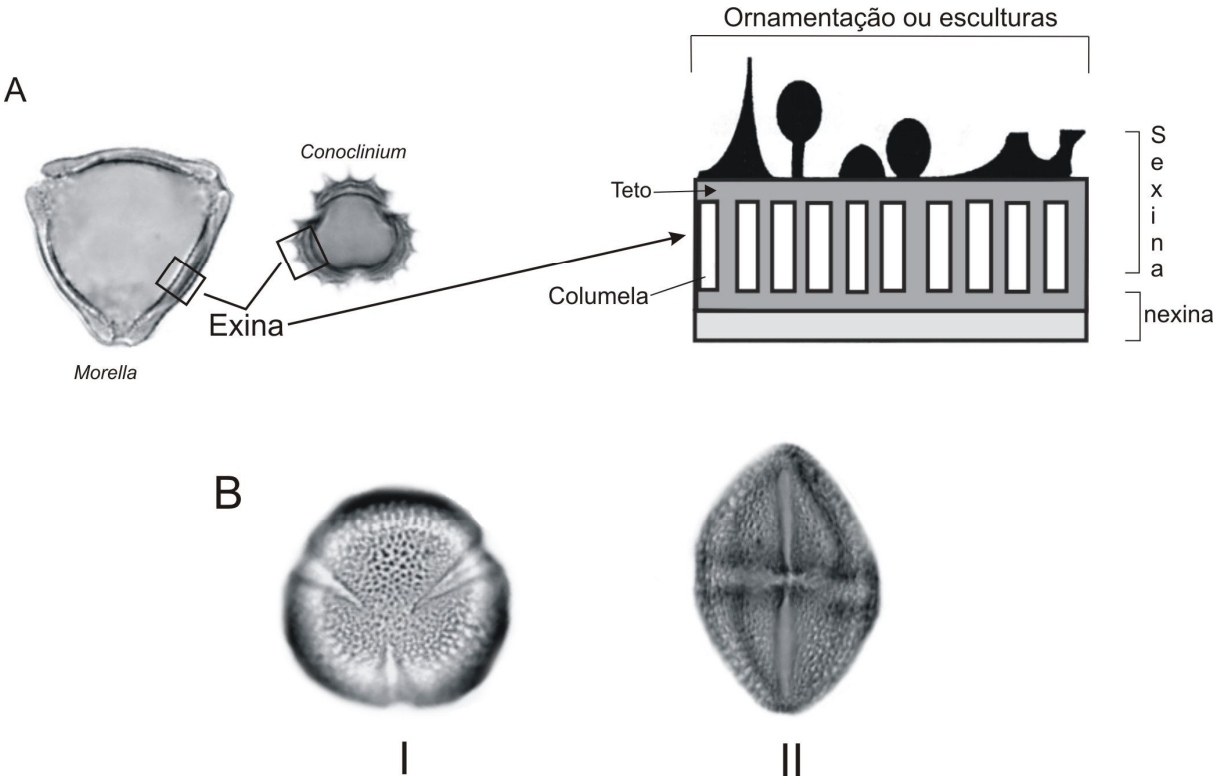


Figura 7: (A) Características morfológicas da exina, com indicação de suas camadas constituintes e ornamentação. (B) Forma do grão de pólen (Anacardiaceae) em vistas polar (I) e equatorial (II). Adaptado de Colinvaux et al. (1999) e Willard et al. (2004).

Os tipos de aberturas e ornamentações estão entre os caracteres morfológicos mais diagnósticos na identificação dos grãos de pólen e esporos. Os principais tipos de aberturas compreendem poro (abertura arredondada a elíptica), colpo (invaginação germinal) e cólporo (associação do tipo poro e colpo) (Figura 8A-D). As ornamentações apresentam tipos variados nos diferentes grãos de pólen (Colinvaux et al., 1999; Figura 9). Os grãos psilados apresentam o mínimo de ornamentação. Outros grãos apresentam elementos de escultura ou ornamentação, como **escabrada ou granulada**, ornamentação da exina constituída com pequenos grânulos de formados diferentes; **estriada**, ornamentação com sulcos, os quais

separam elementos esculturais salientes; **reticulada**, apresentando retículos (ornamentação com muros que circundam lumens maiores que 1 µm); **verrugada**, provida de verrugas (elementos da exina, não pontiagudos, não constrictos na base e cujo diâmetro basal é geralmente maior que o diâmetro transversal); **foveolada**, depressões no teto maiores que 1 µm guardando entre si distância maior que 1 µm; **espinhosa**, com espinhos (elementos pontiagudos da ornamentação da exina, com altura igual ou superior a 1 µm); **baculada**, provida de báculos que são pequenos bastonetes da sexina dispostos radialmente; **clavado**, tipo de ornamentação constituída por elementos esculturais alongados, onde o diâmetro da parte superior é maior que o da base.

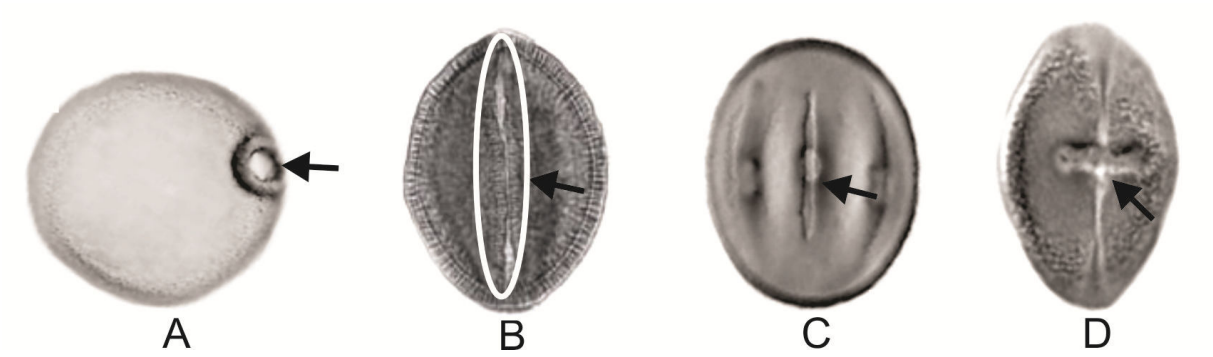


Figura 8: Tipos de aberturas de grãos de pólen e esporos. (A) poro, grão de pólen de Poaceae (B); colpo, grão de pólen de Convolvulaceae (C); cólporo, grão de pólen de Boraginaceae (D) cólporo, grão de pólen de Apiaceae. Adaptado de Leite et al. (2005) e Willard et al. (2004).

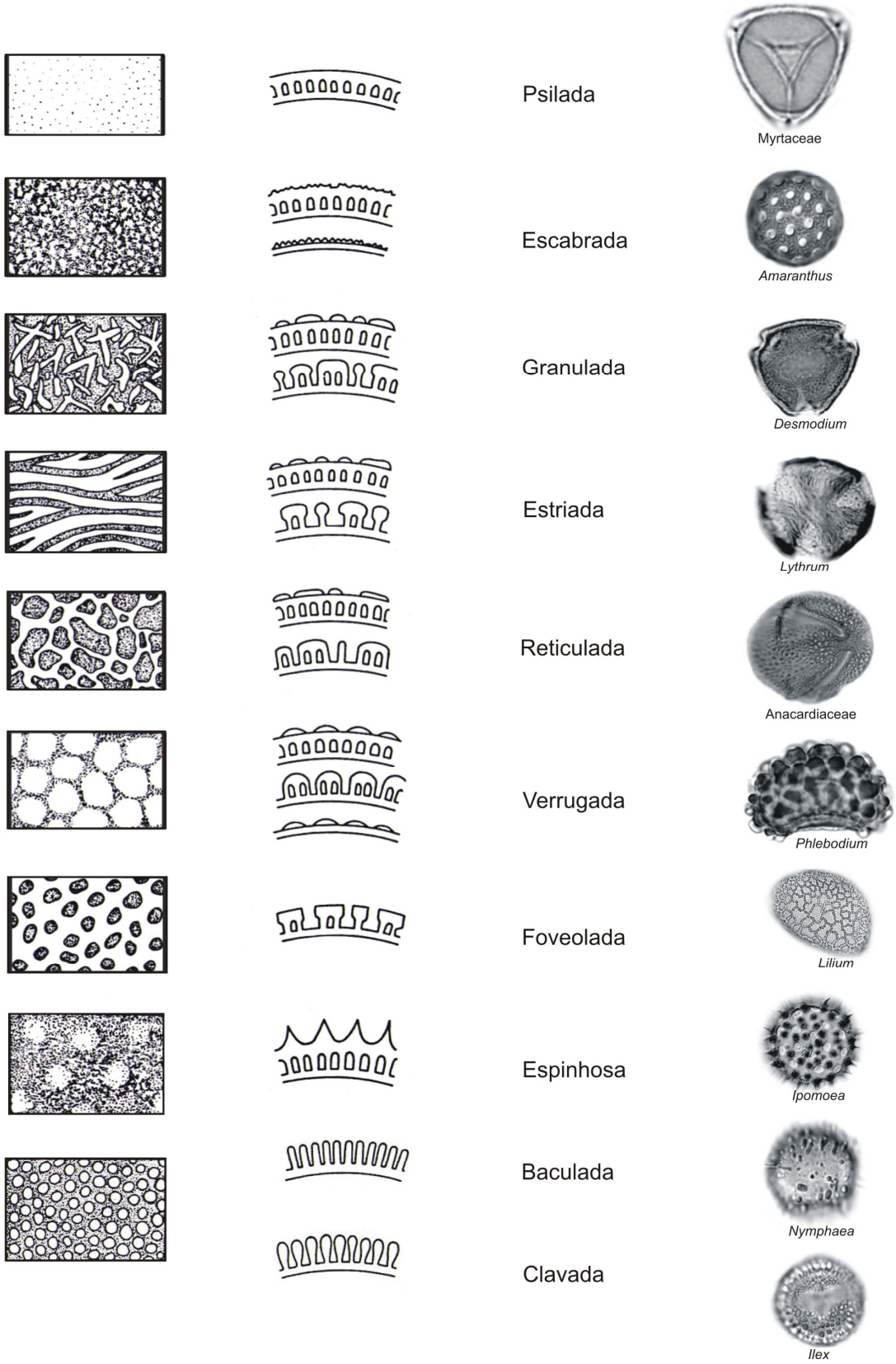


Figura 9: Tipos de ornamentação em grãos de pólen. Adaptado de Moore et al., 1991 e Willard et al. (2004).

Os grãos de pólen e esporos são preservados em grande quantidade em depósitos sedimentares formados em pântanos, lagos, lagoas, turfas, estuários e deltas. Esta condição de preservação favorece dados paleoecológicos a partir da ocorrência destes palinomorfos em diferentes níveis estratigráficos, o que possibilita estabelecer variações da paleovegetação ao longo do tempo geológico e, consequentemente, proceder com inferências climáticas.

Nos últimos anos, a análise palinológica resultou em importantes contribuições aos estudos de paleovegetação em regiões amazônicas que tem permitido inferências climáticas para o final do Quaternário brasileiro. A primeira publicação palinológica para a Amazônia Central foi restrita ao Holoceno (Absy, 1979). No início dos anos 90, apresentou-se o primeiro estudo palinológico integrado à datação ^{14}C para a transição Pleistoceno/Holoceno da região da Serra dos Carajás, Pará (Absy et al., 1991). Posteriormente, outros trabalhos palinológicos foram produzidos e direcionados ao Pleistoceno Tardio nas regiões da lagoa da Pata, no Alto Rio Negro (Colinvaux *et al*., 1996; De Oliveira, 1996), no lago de Maicuru, Serra do Maicuru (De Oliveira & Curtis, 2001) e no delta do Rio Amazonas (Haberle, 1997; Haberle & Maslin, 1999). Contudo, as interpretações paleoambientais na região amazônica para o último ciclo glacial são ainda problemáticas, persistindo debates entre autores que defendem a teoria dos refúgios (p.e., Haffer, 1969; Van der Hammen & Absy, 1994; Haffer &. Prance, 2001) e aqueles que a vêm com criticismo (Haffer, 1969; Irion, 1982; Absy et al., 1991; Bush, 1994; Van der Hammen & Absy, 1994; Colinvaux et al., 1996, 1999, 2000; Haffer & Prance, 2001; Bush et al., 2004). Segundo os autores que sustentam a teoria dos refúgios, mudanças climáticas intensas durante o Último Máximo Glacial (UMG) em regiões tropicais teriam resultado na fragmentação da floresta em pequenos refúgios, com expansão concomitante da vegetação de cerrado. Com a elevação da temperatura e aumento da umidade após 10.000 anos A.P., as áreas florestais teriam voltado a se expandir e as áreas de cerrado ficaram mais restritas.

Registros palinológicos continentais da lagoa da Pata e do lago de Maicuru revelaram a ocorrência de períodos mais frios e úmidos que o atual entre 40.000 e 10.000 anos A.P. (Colinvaux *et al*., 1996, 1999; De Oliveira, 1996; De Oliveira & Curtis, 2001). Segundo estes autores, as mudanças entre tempos glacias e interglacias foram mínimas, levando apenas a modificações na composição da flora amazônica, onde a flora andina passou a ocupar as terras baixas e alguns táxons arbóreos de floresta foram substituídos por elementos típicos de ambientes frios (*Podocarpus*, *Ilex, Hedyosmum*). Além disso, diagramas polínicos similares aos constatados na lagoa da Pata e lago de Maicuru foram também demonstrados por Haberle (1997) e Haberle & Maslin (1999) através da análise de sedimentos marinhos na foz do Rio Amazonas.

Em contraposição aos resultados da lagoa da Pata e lago Maicuru, estudos palinológicos na região da Serra dos Carajás atestam períodos de retração da floresta nos últimos 60.000 - 40.000, 23.000-11.000 e 7.000 – 4.000 anos A.P., com períodos mais secos que o atual (Absy et al., 1991). No entanto, ressalta-se uma diferença no tipo de ambiente onde se localiza a Serra dos Carajás, a lagoa da Pata e o lago Maicuru: enquanto os registros da Pata e de Maicuru localizam-se em ambientes com características mais úmidas, a Serra dos Carajás localiza-se no extremo sul da floresta amazônica, em uma área naturalmente mais seca.

Assim como observado no Pleistoceno, estudos palinológicos referentes ao Holoceno amazônico são ainda de caráter pontual (Absy et al., 1991; Colinvaux et al., 1996; Haberle, 1997; De Oliveira, 1996; Behling & Costa, 2000, 2001; Behling et al., 2001a,b, Behling et al., 2004; Bush et al., 2004; Cohen et al., 2005a; Toledo & Bush, 2007, 2008). Um breve quadro dos padrões vegetacionais holocênicos na região amazônica foi apresentado por Oliveira et al. (2005). Florestas tropicais sem modificações em seu dossel, decorrentes de fatores climáticos ou antropogênicos, constituem um desses padrões (Colinvaux et al., 1996; Haberle, 1997; Behling et al., 2001b; De Oliveira & Curtis, 2001). O outro padrão refere-se à vegetação

aberta resultante de clima mais seco que o atual durante o Holoceno superior (entre 7.000 e 4.000 anos A.P.), o qual favoreceu a ocorrência de paleofogos revelados pela presença de partículas carbonizadas (Absy et al., 1991; Sifddine et al., 1994; Cordeiro, 1995; Ledru et al., 2001; Cordeiro *et al*., 2008).

Outras reconstruções paleoambientais para o Holoceno da Amazônia destacam modificações dos tipos vegetacionais e, consequentemente, dos padrões climáticos. Estudos da região leste e central das terras baixas da Amazônia, além das áreas costeiras, baseados em dados palinológicos e datação ^{14}C, revelam mudanças na dinâmica de rios e lagos e dos tipos vegetacionais. Por exemplo, floresta densa e pântano de palmeiras de *Mauritia/Mauritiella* foram substituidos por vegetação de manguezal em dado momento durante esse tempo (Behling & Costa, 1997, 2000, 2001; Behling et al., 2001a, b; Irion *et al.,* 2006; Cohen et al., 2005a,b, 2008). Alguns desses autores acreditam que essas mudanças podem estar relacionadas às oscilações regionais do clima, com estações secas e úmidas anuais mais longas ou mais curtas e altos ou baixos índices de precipitação, bem como a variação do nível do mar altântico. Informações paleoecológicas na região dos lagos Márcio e Tapera, situados no Amapá, demonstram mudanças nos padrões vegetacionais, passando de floresta, com táxons de brejos, para savana inundada durante o Holoceno Médio, cerca de 5.000 anos A.P. (Toledo & Bush, 2007).

Estudos sobre paleovegetação e paleoclima para a Ilha de Marajó são raros. Behling et al. (2004) evidenciaram formação de vegetação de manguezal em aproximandamente 2.000 anos A.P. e em 650 anos A.P., nas localidades de Barra Velha e Praia do Pesqueiro, respectivamente. Cohen et al. (2008) também evidenciaram mudança de vegetação na parte leste da Ilha de Marajó, nas proximidades do lago Arari. Apesar deste estudo ter se restringido a poucos centímetros da superfície, esses autores propuseram estabelecimento da vegetação herbácea no final do Holoceno, há aproximadamente 800 anos A.P. e, posteriormente,

expansão da vegetação de manguezal entre 750 e 500 anos A.P. Ainda, Rodrigues (2007) relata a formação de bosque de mangue no Marajó há cerca de 2.000 anos A. P., e a migração atual de vegetação de campos sobre manguezal. Apesar destas contribuições, estudos palinológicos em terras baixas amazônicas, como é o caso da Ilha de Marajó, são ainda escassos e necessitam ser ampliados para atingir uma escala temporal maior, a fim de permitir a elaboração de modelos da evolução da paisagem para o final do Quaternário.

5.4. Diatomáceas

Diatomáceas compreendem algas microscópicas protistas, exclusivamente unicelulares e com ampla distribuição geográfica. Podem ser de hábito planctônico, que inclui tipos bentônicos ou plantônicos, ou ainda compreender táxons que vivem aderidos a algum tipo de substrato (perifítico). Neste último caso, as diatomáceas podem ser epipéticas (sobre silte), epilíticas (sobre superfícies rochosas), epifíticas (sobre superfícies vegetais) e episâmicas (sobre areia) (Wetzel, 1981). Diatomáceas estão presentes em quase todos os ambientes aquáticos (p.e., marinhos e de água doce) e desempenham papel importante na composição do fitoplâncton e, conseqüentemente, na cadeia alimentar. Estes organismos apresentam grande diversidade taxonômica, com número elevado de espécies vivas, além de formas fósseis. Tornaram-se abundantes no registro fóssil durante o Cretáceo e estão presentes até os dias atuais (Patrick & Reimer, 1966).

Em geral, dois grupos de diatomáceas são reconhecidos: as cêntricas, com valvas circulares ou elípticas, de simetria radial e predominantemente plantônicas, e as penadas, com valvas alongadas, simetria bilateral, presença de rafe e maior ocorrência nos bentos (Patrick & Reimer, 1966, 1975; Round et al., 1990). O registro de diatomáceas, muitas vezes intactas em camadas sedimentares por longos períodos de tempo, ocorre em função da natureza resistente

apresentada por sua parede celular, que é constituída de sílica (SiO_2). Esta parede, conhecida por frústula, consiste em duas metades, a epivalva e a hipovalva, sendo esta última ligeiramente menor que a primeira, unidas por bandas conectivas silicosas (Round et al., 1990; Figura 10A-B). Os diferentes padrões e ornamentações das frústulas são considerados diagnósticos e favorecem a identificação dos táxons (Figura 10C-D).

Diatomáceas são consideradas como importantes indicadores paleoambientais. Isto se deve à condição resistente de suas frústulas no registro fóssil, da vasta distribuição em ambientes aquáticos e continentais e da facilidade na distinção, em nível de espécie e subespécie, por meio de características morfológicas (Round et al, 1990; Snoeijs, 2001). Além disso, a grande sensibilidade desses organismos a diferentes parâmetros ambientais reflete informações diretas a respeito de mudanças físicas, químicas e biológicas (p.e., sedimento, luz, salinidade, pH, profundidade, estado trófico, temperatura, alcalinidade, entre outros) de ambientes marinhos, lacustres, estuarinos e lagunares, ocupados por esses organismos em um tempo pretérito (Huttenen & Meriläinen, 1983; Round et al., 1990; Bennion 1995; Moro, 1998, , Hillebrand & Sommer 2000; Sylvestre *et al.* 2001; Rivera & Díaz 2004; Resende *et al.* 2005; Hassan *et al.* 2006).

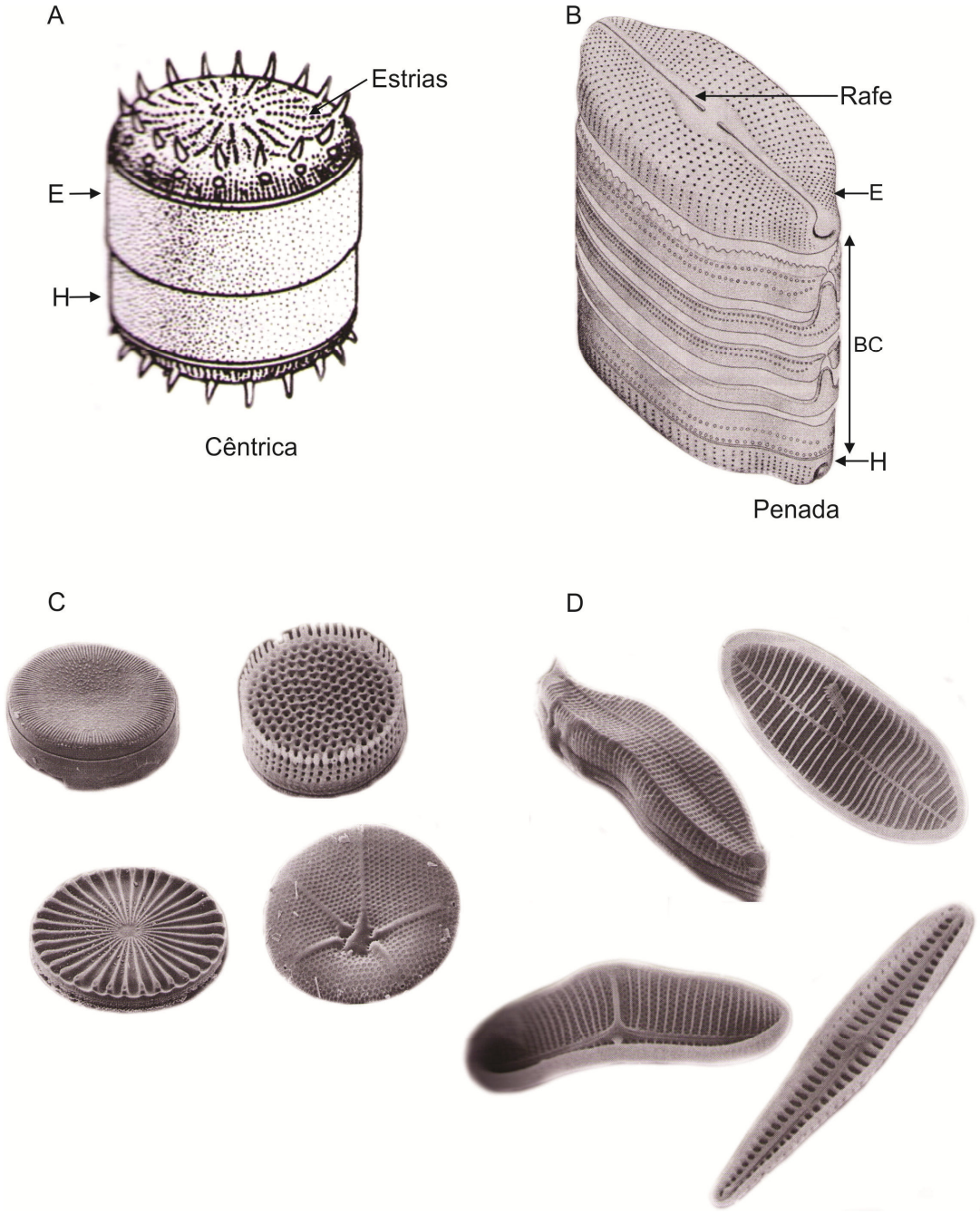


Figura 10. A-B) Modelo esquemático de frústulas de diatomáceas cêntricas e penadas. C) Alguns tipos de ornamentação encontrados entre diatomáceas cêntricas. D) Alguns tipos de ornamentação encontrados entre diatomáceas penadas. E=epivalva, H=hipovalva, BC=bandas conectivas. (Segundo Round et al., 1990).

Estudos que visam inferências paleoecológicas a partir de diatomáceas encontram-se ainda em desenvolvimento em algumas regiões do Brasil. A maior parte das publicações sobre essas algas resume-se à caracterização da flora como morfologia e taxonomia, além da ecologia e distribuição dos grupos atuais nos diferentes ambientes (Moreira-Filho & Valente-

Moreira, 1981, 1984; Moreira-Filho et al., 1990; Tavares, & Valente-Moreira, 2000; Santana, 2004; Bicudo & Menezes, 2006; Paiva et al., 2006; Torgan & Bahi dos Santos, 2006, entre outras).

A maioria das publicações existentes sobre diatomáceas na região amazônica está voltada a dados da composição florística e taxonômica (Uherkovich & Franken, 1980; Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992; Senna, 2002; Senna et al., 2005; Ferrari et al., 2007; Ribeiro et al., 2005, 2007, 2008). Informações iniciais sobre algas na Amazonia foram reportadas por Gessner & Kolbe (1934), Hohn (1966) e Hustedt (1927-1966). Outras publicações (p.e., Uherkovich, 1976, 1981; Uherkovich & Raí, 1979; Uherkovich & Franken, 1980) com dados de diversos grupos de algas, incluindo diatomáceas, foram obtidos de igarapés e rios amazônicos. No lago do Prato, Amazonas, Souza-Mosimann et al. (1997) identificaram 32 espécies de diatomáceas, com dominância de *Eunotia*, em um estudo taxonômico a partir do conteúdo estomacal de *Myleus* sp (pacu). Em estudo sobre a autoecologia de Simulidae (Diptera) de igarapés amazônicos, foram determinados táxons de diatomáceas, como *Actinella* e *Eunotia* (Alencar *et al*., 2001). Recente publicação relata a ocorrência de 29 espécies de Eunotiaceae em igarapés da Amazonia Central (Ferrari et al., 2007), com a maioria pertecente ao gênero *Eunotia*.

O uso de diatomáceas em reconstruções paleoambientais de depósitos quaternários em regiões amazônicas tem sido, ainda, pouco explorado. Na zona costeira do Pará, Ribeiro & Senna (2005) e Ribeiro et al. (2005) analisaram a flora de diatomáceas em sedimentos holocênicos (p.e., datados em até 6.850 anos A.P.) no estuário do rio Marapanin-PA. Ao longo de testemunho sedimentar oriundo desta localidade, cinco ecozonas foram estabelecidas, baseadas nas mudanças da composição, da abundância e da riqueza de espécies. Segundo os autores, as mudanças de assembléias de diatomáceas em sedimentos de Maraparin resultaram de modificações paleoambientais e paleohidrológicas, relacionadas com a variação

do nível do mar. Os dados de ditomáceas foram correlacionados com informações palinológicas para o mesmo testemunho de sondagem, tendo sido interpretada transgressão marinha há 6.850 anos A.P. e regressão a partir de 4.943 ± 40 anos A.P. (Senna, 2002).

Na planície costeira da margem leste da Ilha de Marajó, em Soure, a análise de diatomáceas em diferentes substratos revelou riqueza de assembléias de diatomáceas nas praias de Garrote, do Cajuúna e na Fazenda Bom Jesus, com maior contribuição de espécies marinhas na praia do Cajuúna (Ribeiro *et al*., 2007). Em estudo da composição, abundância e riqueza de diatomáceas em sedimentos superficiais na planície de maré, Praia de Itupanema, Ribeiro et al. (2008) mostraram a influência da relação areia/argila sobre a composição das diatomáceas e as condições hidrológicas há cerca de 900 anos A.P. Estes autores identificaram um total de 53 táxons, entre os quais se destacam os tipos planctônicos *Aulacoseira granulata*, *Actinocyclus normanii*, *Cyclotella meneghiniana*, *Polymyxus coronalis*, *Thalassiosira* sp. *Thalassiosira eccentrica* e as espécies bentônicas *Staurosira crassa*, *Staurosira obtusa*, *Staurosirella pinnata*.

Entre outras contribuições com diatomáceas para a Amazônia destacam-se os estudos taxonômicos de Hohn (1966), Oliveira & Steinitz-Kannan (1992) e Sala *et al*. (1999, 2002 a,b), na Amazônia peruana, equatoriana e colombiana, respectivamente.

Apesar da falta de análises de diatomáceas em estudos de interpretação paleoambiental em áreas amazônicas, a caracterização de táxons atuais, como reportada em grande parte dos trabalhos realizados nessa área, é de grande importância. Isto porque o aumento do conhecimento dos aspectos ecológicos, taxonômicos e da distribuição das assembléias de diatomáceas formarão um banco de dados que poderão servir de base em pesquisas de mudanças ambientais durante o Quaternário no norte brasileiro. A inclusão do estudo de diatomáceas como parâmetro adicional à análise paleoambiental de sedimentos quaterários, como apresentado neste trabalho, deverá representar uma contribuição valiosa para a

reconstituição da dinâmica sedimentar quaternária na costa norte do Brasil.

5.5. Glaciações pleistocênicas e variação do nível relativo do mar durante o Quartenário na costa do Brasil

O Quaternário é marcado por importantes modificações que levaram a fases de instabilidades acentuadas nas condições abióticas e bióticas da superfície, impulsionadas por constantes flutuações entre períodos glaciais e intergaciais. Globalmente, quatro glaciações separadas por fases interglaciais são bem conhecidas no Pleistoceno. A mais recente glaciação ocorreu entre 70.000 e 10.000 anos A.P., sendo mais conhecidas como Glaciação Wisconsiana ou Würm , tendo marcado o término do Pleistoceno e início do Holoceno.

Vários estudos versam sobre os efeitos das glaciações pleistocênicas e da variação do nível do mar na costa brasileira, com apresentação de vários indicadores geológicos e biológicos que detectam eventos transgressivos e regressivos, tais como presença de antigos cordões litorâneos, bancos de corais, e depósitos sedimentares com microfósseis (p.e., conchas, foraminíferos, ostracodes, esporos, pólen, tubos de vermitídeos, diatomáceas) em áreas costeiras e continentais (p.e., Angulo & Giannini, 1996; Behling & Costa, 2000; Bissa et al., 2000; Suguio et al., 2005; Angulo et al., 1999, 2006).

Na última fase interglacial (120 – 130 anos A.P.), antes do início da grande glaciação Wisconsina, o nível do mar global esteve cerca de 4-6 m acima do atual (Shackleton, 1988). Este período foi seguido por declínio progressivo, até queda máxima de mais de 100 m durante o Último Máximo Glacial. Durante o Holoceno médio, o nível do mar subiu a um máximo de quase 5 m acima do nível do mar moderno, antes de sua estabilização na posição atual (p.e., Crowley, 1991).

A reconstituição da história do nível do mar na costa brasileira é um problema

permanente. Em geral, três eventos transgressivos foram reconhecidos ao longo de apenas algumas áreas do nordeste e sudeste do Brasil. Esses eventos ficaram conhecidos por Transgressão Mais Antiga, Penúltima Transgressão e Última Transgressão (Bittencourt *et al*., 1979; Suguio et al., 1985; Martin et al., 1980, 1982, 1988). Ao contrário da penúltima e última fases transgressivas, a Transgressão Mais Antiga não apresenta ainda uma idade determinada (Martin et al., 1980). Informações sobre esse evento mostram apenas que essa transgressão ocorreu após a deposição da Formação Barreiras e que os testemunhos associados a este episódio encontram-se preservados sob forma de falésias fósseis que separam sedimentos da Formação Barreiras de depósitos quaternários (Dominguez et al., 2000).

A Penúltima Transgressão ou Transgressão Cananéia, como foi denominada por Suguio & Martin (1978) e Bittencourt et al. (1979), respectivamente, alcançou um nível superior ao atual (aproximadamente + 8 m) há 123.000 anos A.P. (Martin et al., 1982). O entendimento dessa fase transgressiva se deu a partir de registros de terraços marinhos pleistocênicos ao longo da região costeira do Estado da Bahia. A idade correspondente a 123.000 anos atribuída a esta transgressão decorreu principalmente de datação de fragmentos de corais na região de Olivença, sul do Estado da Bahia (Martin et al., 1982; Dominguez et al. 2000).

Para a Última Transgressão ou Transgressão Santos, como ficou conhecida no Estado de São Paulo (Suguio & Martin, 1978; Bittencourt et al., 1979), estudos com base em terraços holocênicos e indicadores biológicos (p.e., incrustações de vermetídeos, corais, algas coralináceas) mostram que o nível do mar alcançou um máximo em torno de 5 m acima do atual há cerca de 5.100 anos A.P. (Martin et al. 1979, 1980; Bittencourt *et al*., 1983; Suguio et al. 1985). Interpretações de alguns destes autores sugerem que a elevação do nível do mar teria acontecido em tempos e amplitudes diferentes ao longo da costa entre os estados de Pernambuco e Paraná. Estas contribuições mostram, ainda, que após o máximo de 5.100 anos A.P., o nível do mar apresentou dois eventos de oscilação de alta freqüência entre 4.200-3.600

e 2.900-2.400 anos A.P., com níveis abaixo do atual.

Divergências quanto às interpretações da curva de variação do nível do mar na costa do Brasil para o Holoceno são abordadas por Angulo & Giannini (1996), Angulo & Lessa (1997) e Angulo et al. (2006). Segundo esses autores, a elevação do nível do mar em amplitudes diferentes e as oscilações de alta freqüência consideradas por Suguio et al. (1985) após 5. 100 anos A.P. não teriam ocorrido. Estudos realizados na costa do Paraná e Santa Catarina com base em dados de vermitídeos apontaram elevação máxima do Holoceno em cerca de 4 m acima do atual na maior parte dos setores analisados, com exceção do sul do Estado de Santa Catarina, onde a elevação esteve cerca de 2,5 m. Além disso, os dados obtidos indicaram queda gradual do nível do mar, sem grandes oscilações após o nível máximo da Transgressão Santos, 5.100 anos A.P., (Angulo et al., 2006). As interpretações de variação do nível do mar na costa do Paraná e Santa Catarina em cerca de 4 m e 2,5 m há 7.000 anos A.P., respectivamente, seriam concordantes com o modelo apresentado para a costa sul-americana, onde Milne et al. (2005) propõem um período de relativa estabilização entre 7.000 e 5.000 anos A.P. e declínio gradual a partir desse tempo.

Com relação à costa norte do Brasil, vários estudos palinológicos relatam eventos transgressivos e regressivos e seus impactos na composição florística durante o Quaternário (Behling & Costa, 1997, 2001; Behling, 2001, 2002; Senna, 2002; Behling et al., 2001a, 2004; Cohen et al., 2005a; 2005b, 2008; Toledo & Bush, 2008). Os registros de pólen obtidos nos sedimentos costeiros do lago Aquiri, lago Crispim e lagoa Curuçá durante a transição do Pleistoceno Superior e Holoceno evidenciam estabelecimento de bosques de mangue entre 7.550 e 5.600 anos A.P., com dominância de *Rhizophora* e sua substituição por elementos típicos de floresta densa e pântanos de água doce entre 5.600 e 3.000 anos A.P. (p.e., *Symphonia, Symphonia*, *Virola, Clusia e Byrsonima* e *Mauritia*, *Mauritiella*). O decréscimo de pólen de *Rhizophora* aponta retração do ecossistema de manguezal em momento

regressivo, registrado entre 5.000 e 3.000 anos A.P. A expansão dos manguezais há cerca de 3.000 anos A.P. evidenciou nova fase transgressiva.

Na região leste e central da Amazônia, nas proximidades do Rio Curuá e do lago Calado, respectivamente, não existem evidências de eventos transgressivos no Holoceno inicial e médio (Behling & Costa, 2000; Behling et al., 2001). Informações sedimentológicas, mineralógicas e geoquímicas nessas áreas indicam um sistema fluvial ativo em 8.300 anos A.P., e posteriormente o seu abondono (7.030 anos A.P). O registro de pólen revela espécies de floresta de terra firme e de palmeiras de *Mauritia* ao longo das margens dos rios, aproximadamente entre 8.000 e 6.000 anos A.P. Aumento contínuo do nível de água no local entre 6.000 e 2.500 anos A.P. favoreceu o estabelecimento de espécies de floresta inundada, como *Virola*, *Euterpe/Geonoma*-type, *Macrolobium*.

No lago da Aranha, planície costeira do Pará, dados palinológicos indicam formação de bosque de mangue em 6.850 anos A. P., com descréscimo de pólen de *Rhizophora* e aumento de elementos de floresta densa e pântanos de água doce (*Mauritia* e *Symphonia*) em 4.943 anos A.P., relacionada com fase regressiva (Senna, 2002). De acordo com esta autora, a partir de 2.350 anos A. P., houve retorno para vegetação de manguezal, tendo *Avicennia* como tipo polínico dominante, seguido por *Rhizophora*, além de elementos de várzea como *Machaerium*, *Euterpe*, *Hibiscus* e *Pterocarpus*.

A partir da integração de dados estratigráficos, palinológicos e datação ^{14}C, Cohen et al. (2005) identificaram dois eventos caracterizados por baixa freqüência de inundação na zona costeira de Bragança, entre 1.130 e 1.510 anos A.P. e há cerca de 1.560 anos, os quais estariam relacionados com a "Pequena Idade do Gelo" (LIA – *Little Ice Age*). Esses eventos podem refletir período com fase regressiva provavelmente associada a menores taxas de precipitação. Esses autores indicaram, ainda, migração dos bosques de mangue para zonas de maior altitude ao longo das últimas décadas, sugerindo fase transgressiva associada à

tendência mundial de aumento eustático do nível do mar, conseqüente do aumento de temperatura e derretimento de geleiras durante os últimos 150 anos.

Estudos de Behling et al. (2004) na Ilha do Marajó mostram formação de bosque de mangue há 2.750 anos A.P. na localidade de Barra Velha, e há 650 anos A.P. na Praia do Pesqueiro, com substituição de táxons de palmeiras e de floresta (*Euterpe*/*Geonoma, Mauritia* e *Iriartea*, Moraceae/Urticaceae, Fabaceae, *Alchornea* e *Cecropia*). A dominância de *Rhizophora* é verificada por todo o período registrado, sendo raro os tipos *Avicennia e Laguncularia*. Substituição posterior de floresta de mangue por vegetação herbácea e arbustiva é registrada entre 2.750 e 740 anos A.P. em Barra Velha e entre 650 e 530 anos A.P. na Praia do Pesqueiro.

Além das contribuições palinológicas, estudos de natureza geomorfológica, sedimentológica, estratigráfica e neotectônica também foram desenvolvidos na costa norte brasileira, com o objetivo de reconstituir o comportamento da variação do nível do mar e analisar seus principais mecanismos controladores. Por exemplo, na região da planície Bragantina foram propostas três sucessões estratigráficas correlacionáveis com variação do nível do mar ao longo do Holoceno (Souza Filho & El Robrini, 1997). Os autores elaboraram um modelo deposicional em áreas de macromaré, no qual a evolução estaria associada a fases transgressivas iniciadas no Pleistoceno Tardio (17.000 anos A.P.), com máximo há aproximadamente 5.200 anos A.P. Vital & Stattegger (2000) distinguiram três estágios evolutivos do Quaternário tardio na região da foz do Amazonas. O primeiro estágio inclui queda do nível relativo do mar, provavelmente associado ao Último Máximo Glacial, com incisões de canais sobre substratos antigos (formações Barreiras e Alter do Chão); o segundo estágio proposto compreende deposição e consolidação de argilas próximas a Afuá durante o aumento do nível relativo do mar entre o Pleistoceno Tardio e Holoceno médio; e terceiro e último, condições estáveis de nível do mar a partir de 6.000 anos A. P. até os dias atuais.

Para o nordeste da Ilha de Marajó, Rossetti et al. (2008) caracterizaram, com a integração de dados geomorfológicos, sedimentológicos e de sensoriamento remoto, a dinâmica evolutiva de paleoambientes formados durante o Holoceno. As intepretações dos autores mostram que durante o Pleistoceno Tardio um paleoestuário se estabeleceu nesta área, a partir de evento transgressivo. De acordo com o modelo proposto, o sistema estuarino foi progressivamente abandonado, com evolução a ambiente lagunar e, posteriormente, para o atual lago Arari que, hoje ocorre superimposto paralelamente ao paleoestuário quaternário. Ao contrário dos padrões transgressivos e regressivos apresentados em outras áreas da costa norte brasileira, a dinâmica apresentada no nodeste da Ilha de Marajó aponta para subida do nível do mar no Pleistoceno Tardio, queda entre 29.000 anos A.P. e a transição Pleistoceno-Holoceno, subida no Holoceno inicial e médio e, finalmente, progressiva queda a partir de então.

6. MATERIAL E MÉTODO

6.1. Obtenção de testemunhos e coleta de amostras

As amostras de sedimentos foram obtidas por meio de cinco furos de sondagem, com coleta de até 24 m de testemunhos contínuos. Para isto, utilizou-se sistema de sonda a percusão *Robotic Key System* (RKS), modelo COBRA mk1 (COBRA *Directional Drilling* Ltd., Darlington, U.K., Figura 11). A perfuração amostrou 5 localidades de forma a registrar adequadamente diferentes setores ao longo da morfologia relacionado ao sistema paleoestuarino em análise (Figura 12). Destes, três poços (p.e., TSM4, TSM10 e TSM11) estão localizados na porção distal a média do paleoestuário, um (p.e., TSM12) dentro do canal meandrante principal proximal, e um último (i.e, TSM8), também no paleoestuário proximal, porém em área de interflúvio. Todos os testemunhos foram abertos, descritos e devidamente

fotografados e amostrados em campo. Dos cincos testemunhos, foram coletadas 98 amostras, orientadas de forma a registrar todas as variações faciológicas e, onde as fácies eram contínuas, tendo várias amostragens dentro de uma mesma fácies. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e identificadas com o número de sondagem. De todas as amostras, alíquotas de uma mesma amostra foram obtidas para cada análise planejada (p.e., análises isotópicas, palinológicas e de diatomáceas), enquanto que, para a datação ^{14}C, selecionou-se um total de 16 amostras dos 5 testemunhos.

Figura 11: Coleta de testemunho com uso de sonda à percusão *Robotic Key System* (RKS), modelo COBRA mk1.

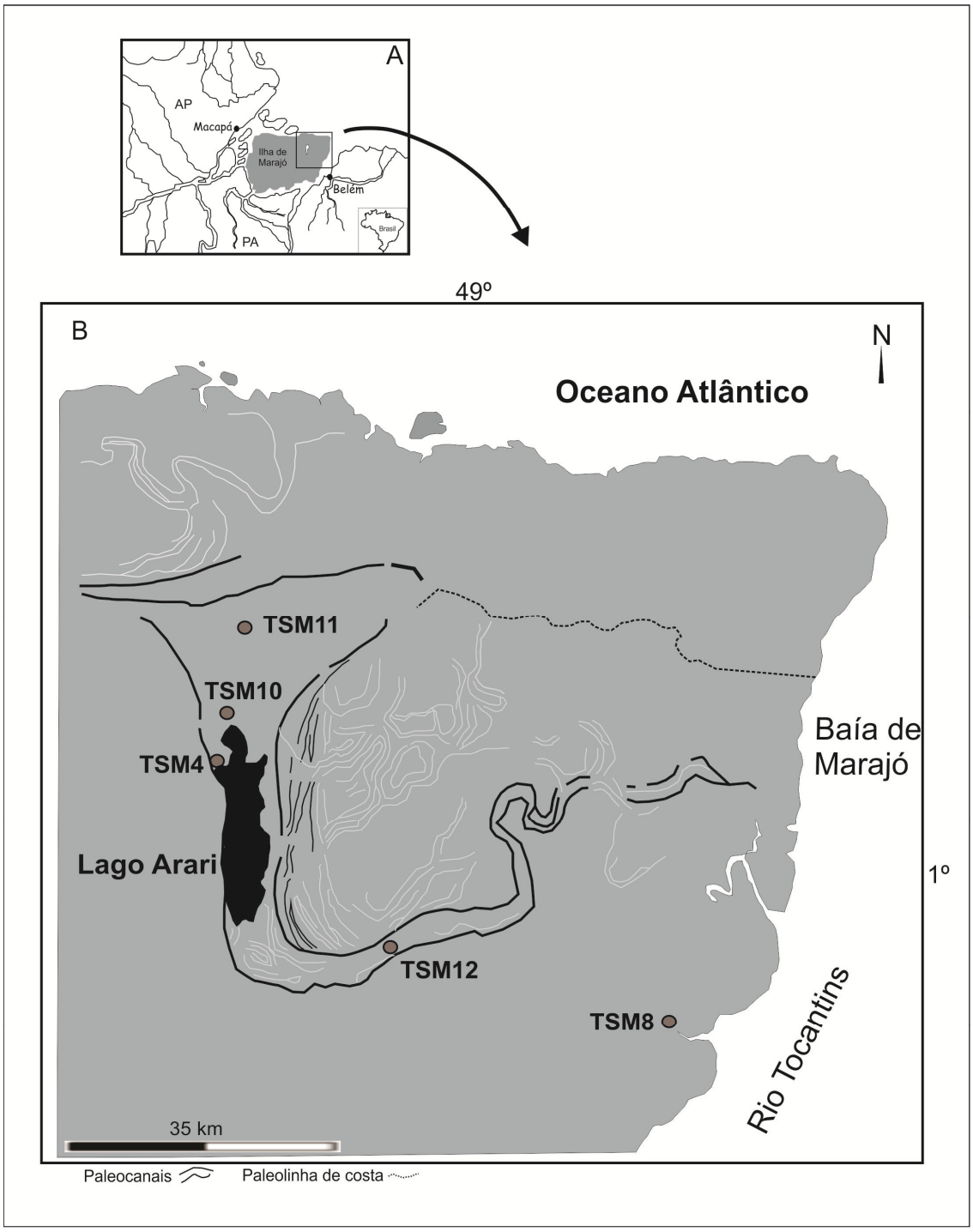


Figura 12: (A-B) Mapa de localização da área de estudo na porção leste da Ilha de Marajó, com indicação dos testemunhos amostrados (p.e., TSM4 a TSM12).

6.2. Análise de fácies

A descrição de fácies sedimentares consistiu em características como estruturas sedimentares, textura, mineralogia, conteúdo fossilífero e arranjo arquitetural. Estas características foram registradas por meio de perfis verticais e mapeamento de superfícies chaves formadas por erosão ou interrupções na sedimentação. Feições faciológicas importantes foram fotografadas, sendo os parâmetros faciológicos foram devidamente registrados em perfis litoestratigráficos que serviram também de base para localização das amostras. A descrição das fácies sedimentares e a análise do arranjo vertical do conjunto de fácies, aliada ao mapeamento de possíveis superfícies de descontinuidades, possibilitaram a interpretação de processos de sedimentação e a reconstituição de paleoambientes de deposição geneticamente relacionados.

6.3. Análise isotópica e C/N

A determinação de carbono orgânico total (C), nitrogênio total (N) e composição isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) foi efetuada no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Energia Nuclear e Agricultura da USP (CENA/USP), Piracicaba/SP. As análises foram determinadas em analisador elementar, acoplado a um espectrômetro de massa ANCA SL 2020 da Europa *Scientific*. Foram analisadas 98 alíquotas de sedimentos argilosos e arenosos. Durante o pré-tratamento, as amostras foram colocadas separadamente em recipientes de alumínios com identificação, e secas em estufa a 50º C por 24 horas. Posteriormente, foram desagregadas e homogeneizadas com auxílio de almofariz de porcelana, de modo a tornar a amostra mais representativa, visto a grande quantidade de materias finos, como silte e argila. Após, o

material resultante foi transferido, com uso de espátula, para tubos de polipropileno (modelo *Evergreen*) de 5 ml, sendo hermeticamente fechados.

A fase seguinte constituiu na pesagem de cada amostra em alíquotas duplicadas em balança da marca Sartorioss BP 211D, de precisão 0,00001, em cápsulas de estanho (12 mm x 5mm), com a quantidade de sedimento necessário (p.e., entre 5mg-20mg). As cápsulas foram seladas e depositadas em caixas porta-cápsulas e enviadas posteriormente para o Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP.

Os valores de C foram expressos pela unidade relativa "δ", determinada em relação ao padrão internacional PDB (*Belemnitella americana* da Formação Pee Dee), segundo a equação abaixo:

$$\delta\ ^{13}C(‰) = R_{amostra} - R_{PDB} / R_{PDB} \times 1000$$

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 PDB. O $\delta^{15}N$ é igualmente expresso em ‰ e é calculado em relação ao padrão N_2 atmosférico.

A pesquisa aqui apresentada não considerou análises isotópicas da vegetação atual no leste da Ilha de Marajó. Dessa forma, as intepretações isotópicas realizadas neste trabalho levaram em consideração a caracterização isotópica ($\delta^{13}C$) das espécies atuais realizada por Lima (2008). No anexo A é apresentada a listagem da composição isotópica das espécies vegetais especialmente da porção leste da Ilha de Marajó considerada por esta autora.

6.4. .Datação ^{14}C

As análises de datação ^{14}C foram executadas por meio de técnicas radiométricas e por AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*), no Beta Analytic Radiocarbon, Flórida (U.S.A). As amostras de sedimentos foram selecionadas e submetidas a tratamentos com ácido para eliminação de carbonatos e outros componentes orgânicos como ácidos fúlvicos e húmicos. Posteriormente, foram conduzidas à lavagem com álcalis para a remoção total de ácidos orgânicos. Datações convencionais de ^{14}C foram calibradas por meio do programa de calibração Pretoria, baseado em dados de anéis de crescimento das árvores como curvas de calibração (Talma & Vogel, 1993).

6.5. Análise palinológica

O processamento das amostras foi realizado no Laboratório ^{14}C do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), sob a orientação do especialista Paulo Eduardo de Oliveira, do Laboratório de Palinologia e Paleobotânica "Prof. Dr. Murilo Rodolfo Lima" da Universidade de Guarulhos, Guarulhos/SP. Os procedimentos palinológicos seguiram os padrões descritos por Faegri & Iversen (1989) e Colinvaux et al. (1999) para sedimentos Quaternários.

Em laboratório, retirou-se 1 cm^3 da parte central de cada amostra de sedimento, com uma espátula e uma seringa de 5 ml. Na seqüência, as amostras foram transferidas para tubos de centrífuga de 15 ml, de polipropileno e graduados, todos devidamente identificados. Após, iniciou-se o processamento das amostras, que compreendeu as seguintes etapas:

(i) Remoção de carbonato com HCl – utilizou-se 8ml de HCl a 10% para remoção de carbonatos. Junto ao HCl, inseriu-se, por amostra, uma pastilha do marcador exótico

Lycopodium clavatum, utilizado para o cálculo da concentração total de grãos de pólen presente na amostra (Stockmarr, 1971).

(ii) Dissolução de silicatos com HF – após o HCl a 10%, adicionou-se 8ml de HF 40% para cada amostra. Diante da grande quantidade de sílica presente nos sedimentos, realizou-se o procedimento de HF a quente e a frio. A quente, as amostras permaneceram em banho-maria por 30 minutos, enquanto a frio, estas foram mantidas em solução por 15 horas, sendo centrifugadas posteriormente com água destilada.

(iii) Destruição de ácidos húmicos por solução de KOH - posteriormente ao uso de HF 40%, as amostras foram imersas em KOH 5% e aquecidas em banho-maria por 5 minutos, mexendo constantemente. Na seqüência, as amostras foram centrifugadas duas vezes com água destilada.

(iv) Eliminação da celulose e do conteúdo citoplasmático – nesta etapa utilizou-se a reação de acetólise, que consiste na hidrólise ácida da mistura de nove partes de anidrido acético $(CH_3CO)_2O$ e uma parte de ácido sulfúrico (H_2SO_4). Adicionou-se 8 ml da mistura em cada amostra e deixadas em banho-maria por 5 minutos. Após isso, as amostras foram centrifugadas com a utilização de ácido acético glacial (CH_3COOH)

Após a utilização do ácido acético glacial as amostras foram centrifugadas com água destilada e, posteriormente, com álcool absoluto. Seguida a lavagem dos resíduos com álcool absoluto, adicionou-se entre 4 e 7 gotas de glicerina em cada amostra. Posteriormente, as amostras foram levadas à estufa a 40ºC para eliminação do álcool e, em seguida, conservadas em geladeira.

Em cada etapa do processamento, as amostras foram bem homogeneizadas, centrifugadas e o líquido residual foi decantado cuidadosamente a fim de evitar perda de material. A centrifugação foi definida como 2600 rotações por minuto (r.p.m), durante cinco minutos.

Para a montagem de lâminas, adicionou-se uma gota de glicerina com o resíduo na lâmina e colocou-se a lamínula por cima, sendo as bordas preenchidas com parafina. Para o derretimento da parafina, a lâmina com a lamínula foi aquecida em placa aquecedora, onde a glicerina rapidamente preencheu o espaço entre a lâmina e a lamínula, contornando o resíduo com os palinomorfos. As lâminas foram adequadamente registradas e etiquetadas com a identificação do testemunho. As suas margens foram revestidas com esmalte de unha incolor

A identificação, descrição e contagem dos grãos de pólen e esporos foram realizadas em microscópios ópticos, Carl Zeiss, Axioskop 40, no Laboratório ^{14}C do CENA/USP e, Coleman, N107, sob aumento de 40x e 100x (imersão em óleo). Para a identificação dos tipos polínicos foi utilizada a coleção de pólen de referência do Laboratório ^{14}C do CENA/USP e do Laboratório de Palinologia e Paleobotânica "Prof. Dr. Murilo Rodolfo Lima" da Universidade de Guarulhos, Guarulhos/SP, bem como consultas à literatura especializada (p.e., Salgado-Labouriau ,1973; Roubik e Moreno, 1991; Lorscheitter e colaboradores 1998, 1999; Colinvaux et al., 1999; De Oliveira, 1992). Os palinomorfos foram descritos e, posteriormente, fotomicrografados com o uso do Programa Axion Vision Rel. 4.5., sob objetivas com aumento de 100 vezes. As características morfológicas descritas incluem: número, tipo, posição e forma da abertura; ornamentação e espessura da parede celular, bem como forma e dimensão do grão.

Para a análise quantitativa foram preparadas, no máximo, 10 lâminas de cada nível estratigráfico. Foi contado um mínimo de 200 grãos nas amostras com baixa freqüência de elementos e 300 grãos nos níveis com maior freqüência. De modo geral, estudos palinológicos adotam padrão de 300 grãos por amostra. A avaliação de concentração de pólen por unidade de volume foi feita por meio da contagem de esporos de *Lycopodium clavatum*. Os dados obtidos a partir da contagem dos grãos foram analisados estatisticamente com o uso dos programas computacionais TILIA, TILIAGRAPH (Grimm & Troostheide 1994), onde

diagramas polínicos de cálculos de porcentagem e concentração foram produzidos. A partir do subprograma de estatística de similaridade e agrupamento CONISS (Grimm, 1987), zonas polínicas foram estabelecidas.

Os resultados foram expressos em gráficos de porcentagens e de concentração. No primeiro gráfico, foi apresentada a porcentagem de cada táxon em relação à soma total dos grãos de pólen de plantas arbóreas, herbáceas, mangue e indeterminados. Táxons de esporos foram excluídos dessa soma devido a sua alta produtividade. No gráfico de concentração das categorias foram considerados os grupos arbóreos, herbáceos, mangue, indeterminados e esporos. Para as informações sistemáticas das angiospermas seguiu-se a APG III 2003.

A ecologia dos elementos identificados teve como base os 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. Foram considerados os táxons atuais registrados entorno dos pontos amostrados nesta pesquisa (p.e., TSM11, TSM10, TSM4, TSM12 e TSM8; ver detalhe na Figura 13). Apresenta-se, no Anexo B, as famílias e espécies vegetais coletadas próximos a estes pontos. Os resultados desse levantamento florístico encontram-se em Rossetti et al. (2010).

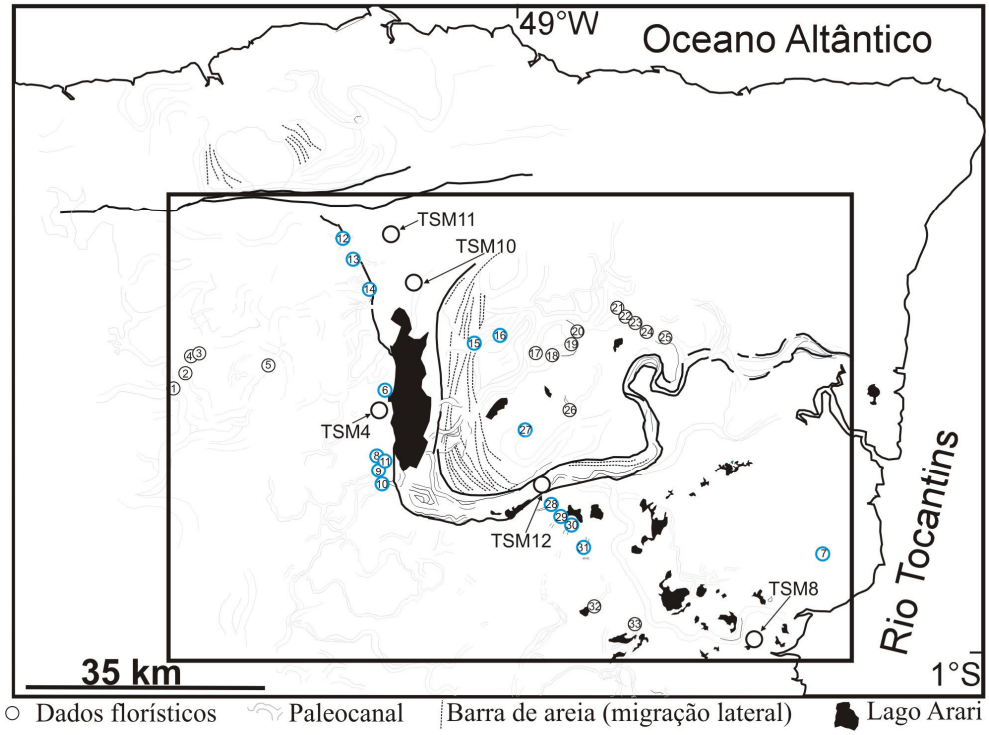


Figura 13: Levantamento florístico realizado em diversas fitopaisagens do arquipélago do Marajó, Estado do Pará (Rossetti et al., 2010). Círculos em azul referem-se aos pontos próximos aos testemunhos analisados no presente estudo.

6.6. Análise de diatomáceas

A metodologia aplicada para o estudo de algas diatomáceas que incluiu as seguintes etapas, seguindo padrão descrito por Battarbee (1986):

(i) Pesou-se 1 g de sedimento que foi, em seguida, transferido para um béquer;

(ii) Oxidação da matéria orgânica – adicionou-se 50 ml de peróxido de hidrogênio (H_2O_2) a 48 % e aqueceu-se em placa aquecedora até a eliminação total de matéria orgânica. Na sequência, as amostras foram lavadas com água destilada até obter pH neutro.

(iii) Eliminação de carbonatos – adicionou-se 10 ml HCL 10% em cada amostra e aqueceu-se. Posteriormente as amostras foram lavadas com água destilada.

As lavagens das amostras foram todas realizadas por meio de decantação, de modo a

evitar fragmentação das valvas e, conseqüente, perda de material. Em seguida, guardou-se cada resíduo final em recipiente tampado contendo 30 ml de água destilada.

Para a montagem de lâminas, retirou-se o resíduo dos recipientes e colocou-se em béquer com água destilada o suficiente para alcançar a densidade da suspensão em cada amostra. Na seqüência, homogenizou-se manualmente cada amostra e adicionou-se 0,2 ml de material em cada lamínula por meio de pipeta automática. Para melhor distribuição da amostra em toda lamínula, realizou-se secagem do material em temperatura ambiente.

Nas lâminas pré-aquecidas, adicionou-se uma gota de Naphrax (índice de refração = 1,7) e, posteriormente, colocou-se, com auxílio de pinça, a lamínula com face contendo o material em cima da lâmina. Em seguida, aqueceu-se a lâmina até o momento em que o Naphrax se espalhou e formou bolhas. Pressionou-se levemente a lamínula para a remoção de bolhas. Esta etapa foi repetida de 3 e 4 vezes para melhor fixação de lâmina e lamínula.

A identificação e contagem dos táxons foram realizadas em microscópios ópticos, Carl Zeiss, Axioskop 40, no Laboratório ^{14}C do CENA/USP e, Coleman, N107, sob aumento de 40x e 100x (imersão em óleo). As diatomáceas foram fotomicrografadas com uso do Programa Axion Vision Rel. 4.5. Na contagem, seguiu-se o critério de 500 valvas por nível. Para a identificação de gêneros e espécies utilizou-se bibliografia especializada (Moreira-Filho, 1960; Moreira-Filho et al., 1975; Bicudo & Bicudo, 1970; Round et al., 1990; Silva-Cunha & Eskinazi-Leça, 1990; De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992; Moro & Fürsternberger, 1997; Witkowski et al., 2000; Fürsternberger, 2003; Houk, 2003). Diagramas de porcentagem das análises de diatomáceas foram produzidos através do programa Tília/TiliaGraph (Grimm & Troostheide, 1994). A determinação das zonas foi obtida a partir do subprograma de estatística de similaridade e agrupamento CONISS (Grimm, 1987).

7. RESULTADOS

7.1. Datação e estratigrafia

Os resultados das datações ^{14}C para os depósitos estudados são apresentados na Tabela 1 e ao lado dos perfis litoestratigráficos das Figuras 14 a 23. Os resultados foram consistentes, o que indica progressivo aumento de idades de acordo com a profundidade. De modo geral, registraram-se idades máxima e mínima de 42.580 ± (1.430) anos AP e ^{14}C 3.184 ± (37) anos AP, respectivamente, o que atesta domínio de sedimentação durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno. Idades pleistocênicas de 41.582 ± (1.432) e 42.580 ± (1.430), 41.080 ± (810) e 29.340 ± (200) foram registradas apenas nos testemunhos TSM4, TSM8 e TSM10, abaixo das profundidades de, aproximandamente, 11,8 m, 18 m e 23 m, respectivamente. Depósitos com essas idades acham-se localizados abaixo de superfície de descontinuidade de natureza erosiva no testemunho TSM10 e concordante nos testemunhos TSM4 e TSM8. A superfície erosiva do testemunho TSM10 é recoberta por fragmentos de calcário. Os depósitos sobrejacentes à superfície de descontinuidade apresentam somente idades ^{14}C holocênicas, que variam entre 9.110 ± (37) e 3.184 ± (37).

Testemunho	Amostra	Profundidade (m)	Tipo de Amostra	Idade ^{14}C (anos AP)	Idade calibrada (método de datação ^{14}C)
TSM4	MR232	2.3	Sedimento orgânico	4.940 (±40)	5.740 – 5.600(AMS)
	MR237	4.9		7.510 (±50)	8.400 – 8.200 (AMS)
	MR241	7.9		7.450 (±40)	8.360 – 8.180 (AMS)
	MR248	11.8		41.582 (±1432)	(AMS)
	MR249	12.5		42.580 (±1430)	(AMS)
TSM10	MR352	17.9	Sedimento orgânico	6.010 (±40)	6.950 – 6.740 (AMS)
	MR355	19.1		6.360 (±50)	7.420 – 7.170 (AMS)
	MR365	23.0		29.340 (±200)	AMS
TSM11	MR369	3.0	Sedimento orgânico	3.184 (±37)	3.436 – 3.241 (AMS)
	MR372	5.3		5.330 (±40)	6.210 – 5.990 (AMS)
	MR381	9.8		5.464 (±40)	4.349 – 4.225 (AMS)
	MR385	15.0		5.590 (±40)	6.440 – 6.300 (AMS)
	MR392	17.9		8.473 (±39)	7.579 – 7.448 (AMS)
	MR397			9.110 (±37)	8.320 – 8,222 (AMS)
TSM12	MR408	6.8	Sedimento orgânico	5.800 (±50)	6.730 – 6.480 (AMS)
TSM8	MR291	1.6	Turfa	6.790 (±60)	7.250 – 6.900 (radiométrica)
	MR311	18.0		41.080 (±810)	AMS

Tabela 1: Idades ^{14}C obtidas em depósitos de um paleoestuário, Ilha de Marajó.

7.2. Descrição de fácies, associações faciológicas e valores de $\delta^{13}C$,$\delta^{15}N$ e C/N

Os depósitos estudados constituem-se, em geral, de areias grossas a finas, maciças ou com estratificações plano-paralelas ou cruzadas, e argilas, maciças ou laminadas, intercaladas por depósitos heterolíticos. Estas sucessões apresentam padrão granocrescente e/ou granodecrescente ascendentes. Dez fácies sedimentares foram descritas (Tabela 2). A integração das características faciológicas, dos dados isotópicos e da razão C e N, levou ao reconhecimento de sete associações de fácies, que são consistentes com uma variedade de sub-ambientes deposicionais relacionados com sistemas estuarinos, incluindo-se: canal fluvial (associação de fácies A), planície de inundação (associação de fácies B), canal e planície de maré (associação de fácies C), bacia central (associação de fácies D), delta de maré (associação de fácies E), complexo barreira/*inlet* (associação de fácies F) e lacustre

(associação de fácies G) (Tabela 3, Figuras 14 a 23).

Em todos os testemunhos estudados, percebeu-se uma diferença, embora sutil, entre os dados isotópicos e de C/N. No Anexo A apresenta-se os resultados da análise isotópica e de C/N das amostras de sedimentos dos testemunhos estudados. Entre as associações de fácies A, a F, os valores de $\delta^{13}C$ estão entre -30,1‰ e -19,7‰. Medidas de $\delta^{15}N$ e razão C/N correspondentes variam de +1,7‰ e +18,5‰ e 1,5 e 33,6, respectivamente. A tabela 3 apresenta os valores isotópicos e de C/N relacionados a cada uma das associações de fácies, juntamente com uma síntese das descrições faciológicas e sub-ambientes deposicionais interpretados no texto abaixo.

FACIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS
Argila com laminação paralela (Aglp)	Argila, de coloração cinza claro e, menos comumente, cinza escuro, com laminação plano-paralela, plástica, localmente com *streaks* de areia e fragmentos vegetais carbonizados.	Deposição por suspensão em condições de fluxos de baixa energia. Laminações s*treaks* registram influxos episódicos de areia
Argila maciça (Agm)	Argila maciça, de coloração cinza, cinza escuro, amarelo e verde, localmente com manchas amareladas e avermelhadas; endurecida ou plástica. Localmente com laminações convolutas, restos de vegetais carbonizados, tubos (poucos cm) verticalizados ferrificados (raízes).	Deposição de argilas por suspensão sob condição de baixa energia, com influxo periódico de areia. Deformação sin-sedimentar. Pedogênese.
Areia com laminação plano-paralela (Alp)	Areia média a fina; amarelo-ouro, esverdeada a branco amarelada; bem selecionada; micácea; com laminação plano-paralela. Localmente laminação convoluta. Restos de vegetais carbonizados.	Deposição em regime de fluxo superior. Deformação sin-sedimentar.
Areia com estratificação cruzada (Ae)	Areia cinza clara, síltica a média, bem selecionada, com estratificação cruzada, localmente maciça e com restos de matéria orgânica vegetal. Freqüentes filmes (localmente duplos) de argila e fragmentos de argila.	Deposição por migração de forma de leito em regime de fluxo inferior. Constante oscilação do fluxo, com deposição a partir de tração, alternada com episódios de deposição por suspensões, possivelmente devido à ação de correntes de maré.
Areia maciça (Am)	Areia fina a média, maciça, seleção moderada a bem selecionada, branca acinzentada a cinza escura, com intraclastos de argila e matéria orgânica.	Deposição episódica a partir de influxos de areia em ambiente. Deformação sin-sedimentar.
Pelito maciço (Pm)	Pelito maciço, cinza-esbranquiçado, com fragmentos de argilito ferrificados. Contém marcas de raízes e restos de vegetais carbonizados.	Homogenização do sedimento por atividade biológica e/ou processos pedogênicos.
Argila com turfa (At)	Argila com turfa, cinza amarronzada, com marron mais acentuado para o topo.	Material de origem vegetal, relacionado a ambientes lagunares.
Depósito heterolítico *flaser* (Hf)	Areia fina a média, bem selecionada, amarelo-ouro, contendo lâminas de argila descontínuas sob forma de canaletas (*flaser*).	Alternância de energia do fluxo, com deposição de areia e episódica sedimentação de argila a partir de suspensões.
Depósito heterolítico lenticular/*streaky* (Hls)	Argila cinza, plástica, contendo lentes ou streaks de areia fina a muito fina, bem selecionada, micácea, branca acinzentada. Localmente as lentes de areia mostram laminação cruzada.	Alternância de energia do fluxo, com deposição de argila a partir de suspensões, episódica deposição de areias.
Depósito heterolítico w*avy* (Hw)	Argila cinza em camadas delgadas (poucos cm) que se alternam com iguais proporções de camadas de areia fina a muito fina, formando acamamentos heterolíticos do tipo *wavy*.	Alternância na energia do fluxo, com equilíbrio entre deposição de argila a partir de suspensões e deposição de areia, que formam camadas onduladas contínuas.

Tabela 2: Litofácies dos depósitos quaternários da parte leste da Ilha de Marajó.

Associação de fácies	Fácies	Descrição faciológica	Valores isotópicos e C/N	Interpretação
A	Ae e Am	Areias média e finas, com estratificação cruzada (fácies Ae). Subordinadamente areia maciça (fácies Am). Presença de fragmentos de arenito e argilito e fragmentos vegetais carbonizados. Estes depósitos estão organizados em ciclos granocrescentes ascendentes.	δ^{13} C: -27,8 a -25,5‰; δ^{15}N: + 5,2 + 12,7‰; C/N: 8 a 14,0. Prevalência de fitoplâncton de água doce, com contribuição local de fitoplâncton marinho.	Canal fluvial
B	Agm, Hls e Hw	Argila maciça (fácies Agm), alternando com camadas heterolíticas lenticular/streaky (fácies Hls) e wave (fácies Hw), os quais ocorrem intercaladas, formando ciclos granodecrescente ascendente. Ocorre intercalada com a associação B.	δ^{13} C: -28,1 a -24,8‰; δ^{15}N: + 5,7 + 12,0‰; C/N: 8,5 a 13,5. Fonte mista, mas com dominância de fitoplâncton de água doce.	Planície de inundação
C	Am, Ae, Hls, Hw, Hf, Pm e Al	Areias média e finas, estratificadas cruzadas (Ae) ou maciças (Am). Camadas heterolíticas lenticular/*streaky* (fácies Hls) e *wavy* (fácies Hw) e, localmente, *flaser* (fácies Hf). Argilitos maciços (Am), argilitos laminados (Al) e pelitos maciços (fácies Pm). Sucessões granodecrescentes ascendentes. Presença de fragmentos vegetais e bioturbações.	δ^{13} C: -30,0 a -19,7‰; δ^{15}N: + 5,4 + 18,5‰; C/N: 3,4 a 33,6. Planta terrestre, com mistura de matéria orgânica de fitoplâncton água doce e de fitoplâncton marinho.	Canal /planície de maré
D	Aglp, Agm, Hls e Hw	Argila maciça (fácies Agm) e plano-paralela (fácies Aglp), pelito maciço (Pm) e camadas heterolíticas dos tipos lenticular e *streaky* (fácies Hls) e *wavy* (Hw). Fragmentos vegetais carbonizados e carvão.	δ^{13} C: -25, 6 a -19,7‰; δ^{15}N: +4,7 a +14,7‰; C/N: 2,3 a 8,3. Mistura de matéria orgânica derivada de fitoplâncton marinho, mas com frequente influência de contribuição de água doce.	Bacia central
E	Am e Alp	Areias finas a muito finas, maciças (fácies Am) ou, menos comumente, com laminação plano-paralela (fácies Alp), formando sucessões granocrescentes. Fragmentos vegetais e marcas.	δ^{13} C: -25,6 a -22,5‰, 5‰; δ^{15}N: +5,3 a +9,5‰; C/N: 4,4 a 5,43. Grande influência de matéria orgânica marinha, mas com contribuição de água doce.	Delta de maré
F	Am, Hf, Hls e Hw	Areias muito finas a finas e, localmente médias, maciças (fácies Am) ou, mais comumente, areias com finas canaletas de argila, configurando estrutura *flaser* (fácies Hf). Camadas heterolíticas lenticular e *streaky* (fácies Hls) e *wavy* (Hw). Restos vegetais; evidências de icnofósseis e registro de material arqueológico.	δ^{13} C: -25,8 a -24,5‰; δ^{15}N: +6,5 a +9,9‰; C/N: 3,75 a 6,75. Mistura de matéria orgânica derivada de fitoplâncton marinho e de água doce.	Complexo barreiras/ *inlet*
G	Agm, Pm, Ta, Am e Am, Hls	Argila maciça (fácies Agm), pelito maciço (Pm), turfa argilosa (fácies Ta), areias finas e médias (Am). Camadas heterolíticas *streaky* (fácies Hls). Grande quantidade de material orgânico. Fragmentos de vegetais carbonizados e de raízes.	δ^{13} C: -30,1 a -17,7‰; δ^{15}N: +1,7 a +18,5‰; C/N: 3,5 e 33, 6. Mistura de matéria orgânica derivada de plantas terrestres e de fitoplâncton de água doce e uma pequena influência de contribuição de bactérias.	Lacustre

Tabela 3: Síntese das principais características sedimentológicas, isotópicas e C/N das associações de fácies reconhecidas na área de estudo, com indicação dos respectivos ambientes deposicionais.

Associação de fácies A (canal fluvial). Esta associação ocorre nos testemunho TSM4, TSM12 e TSM8. Nos dois primeiros testemunhos, encontra-se entre os intervalos de 11,0-13,7 m e 8,2-11,2 m, respectivamente (Figura 14 e 17). No testemunho TSM8, esta associação ocorre nos intervalos de 13,9-18,0 m, 8,3-11,2 m e 6,0-7,6 m (Figura 23). Os depósitos consistem dominantemente em areia média a fina, com estratificação cruzada (fácies Ae) e, subordinadamente, areia maciça (fácies Am), cujas bases são definidas por superfícies bruscas e erosivas (Figuras 15, 17 e 23). Localmente, as superfíceis basais são recobertas por fragmentos de arenito ou argilito ferrificado, bem como concreções ferruginosas de até 2 cm de comprimento. Essa associação de fácies é delgada no testemunho TSM4 (poucos centímetros), porém atinge 2,2 m no testemunho TSM12. No testemunho TSM8 são encontradas as maiores espessuras. As areias estão organizadas formando ciclos granodecrescentes ascendentes. Fragmentos vegetais carbonizados ocorrem localmente dispersos nesta associação. Os valores de δ^{13} C variam de -27,8 a -25,5‰, enquanto que os de δ^{15}N e C/N variam de + 5,2 a + 12,7‰, e de 8,0 a 14,0, respectivamente.

Associação de fácies B (planície de inundação). Esta associação ocorre principalmente no testemunho TSM8, nos seguintes intervalos: 13,9-18,0 m, 8,3-11,2 m e 6,0-7,6 m (Figura 22). No testemunho TSM4 no intervalo de 11,0-13,7 m, onde atinge espessura máxima de 1,1 m, e subordinadamente no testemunho TSM12, onde tem apenas 0,2 m de espessura (Figura 14 e 16). Os depósitos consistem tipicamente em argilitos maciços (fácies Agm), que se alternam com depósitos heterolíticos dos tipos lenticular/*streaky* (fácies Hls) e wa*v*y (fácies Hw) (Figuras 15, 17 e 23). Esses estratos acham-se intimamente relacionados com a associação de fácies A, com os quais completam ciclos granodecrescentes ascendentes. Os valores isotópicos e C/N não apresentam variação significativa em relação à associação de fácies A.

Os valores de δ^{13} C encontram-se entre -28,1 a -24,8‰. δ^{15}N variam entre + 5,7 + 12,0‰, e C/N situam-se no intervalo de 8,5 a 13,5.

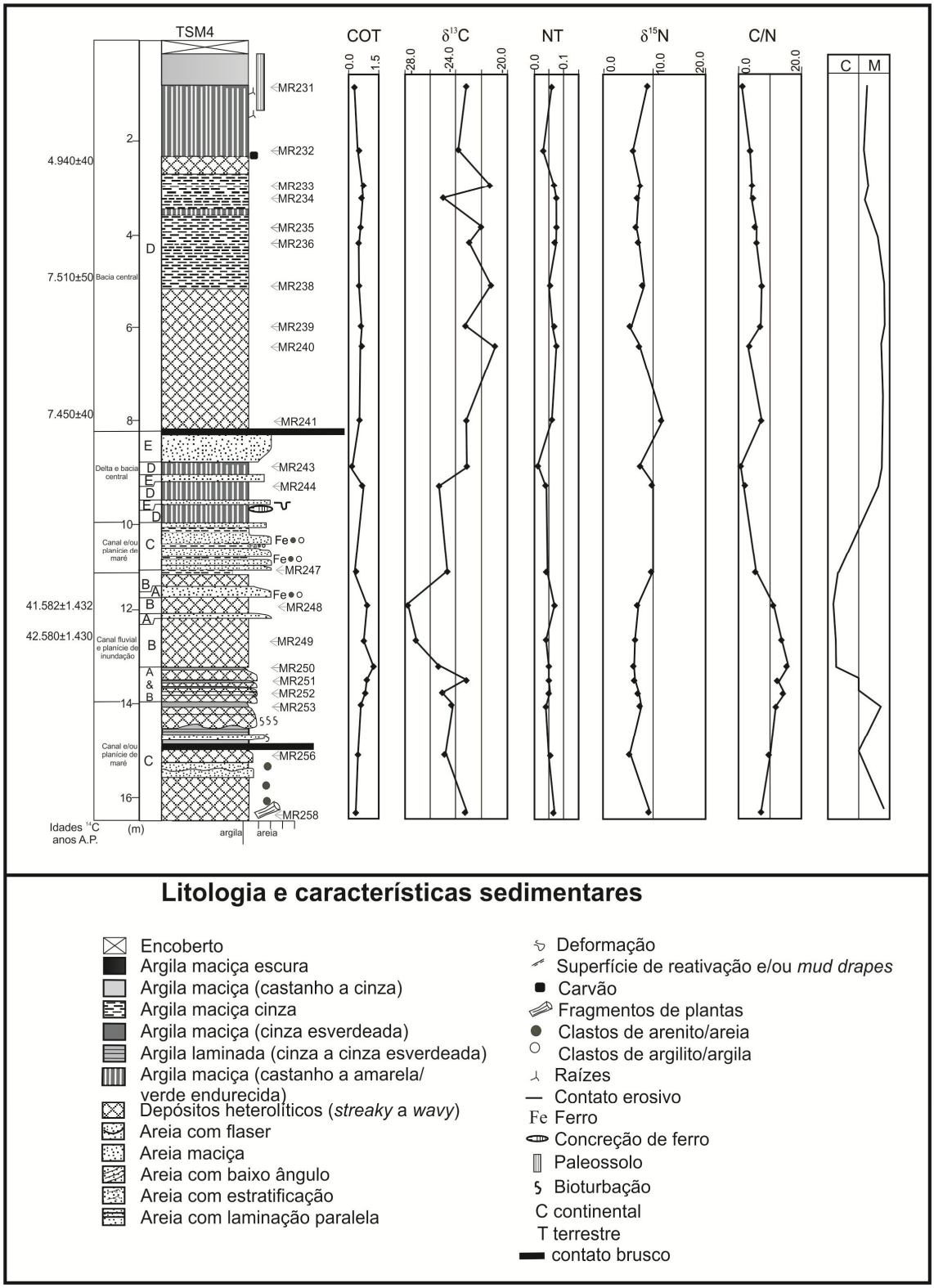


Figura 14: Testemunho TSM4, ilustrando fácies e associação de fácies, bem como a localização das amostras analisadas com seus respectivos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, COT (carbono orgânico total), NT (nitrogênio total), C/N e interpretação da derivação da matéria orgânica, se marinha (M) ou continental (C). A última parte desta figura, bem como das figuras 16, 18, 20 e 22, foi baseada em estimativa aproximada, comparando a distribuição relativa dos valores de' C/N e isotópicos para cada amostra.

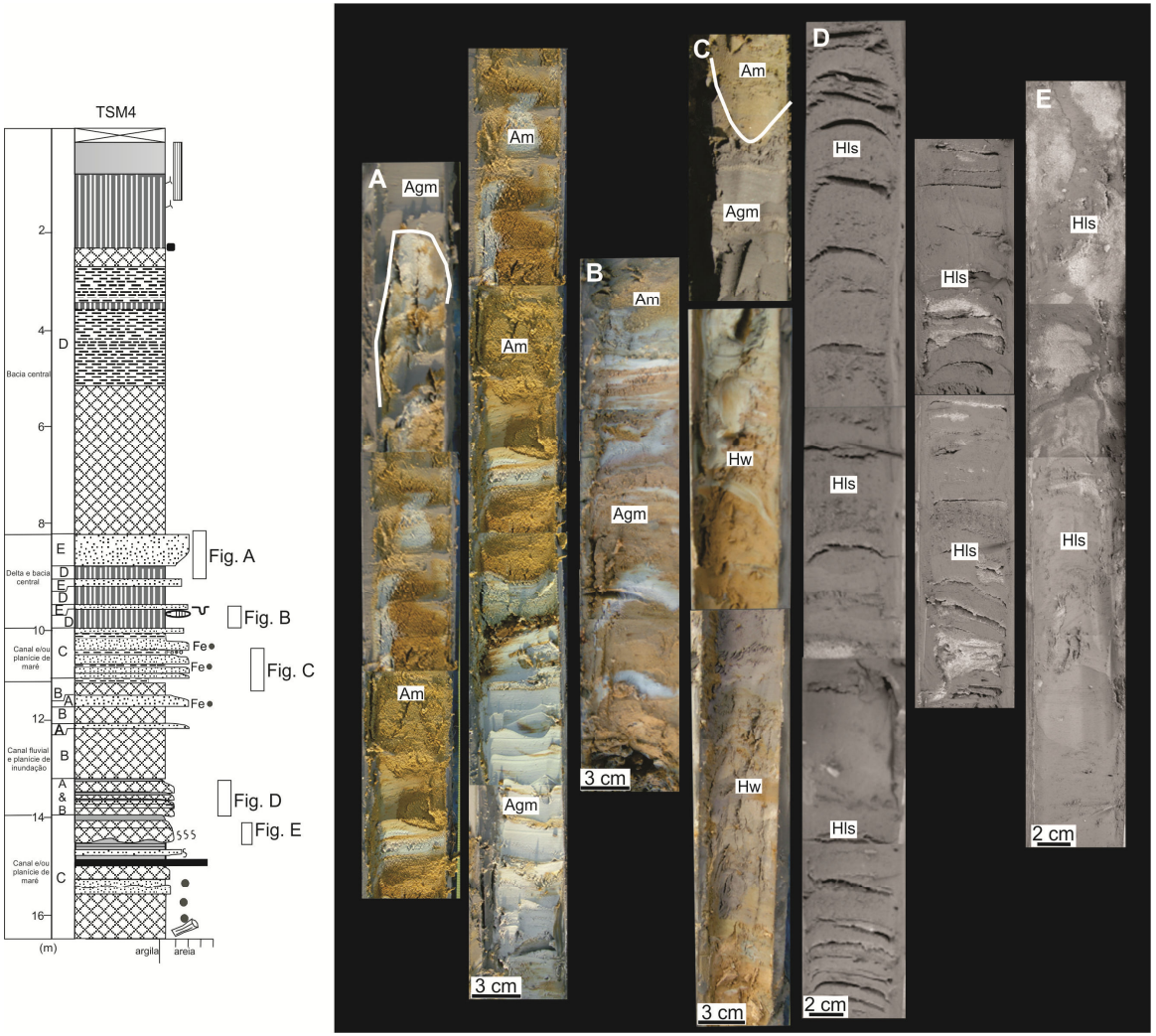


Figura 15: Fácies sedimentares presentes no testemunho TSM4 (argila maciça=Agm, areia maciça=Am, depósito heterolítico *wavy*=Hw, depósito heterolítico lenticular/*streaky*=Hls, linha branca em A=transição de camada de argila maciça a areia maciça; linha branca em C=transição de areia maciça à argila maciça).

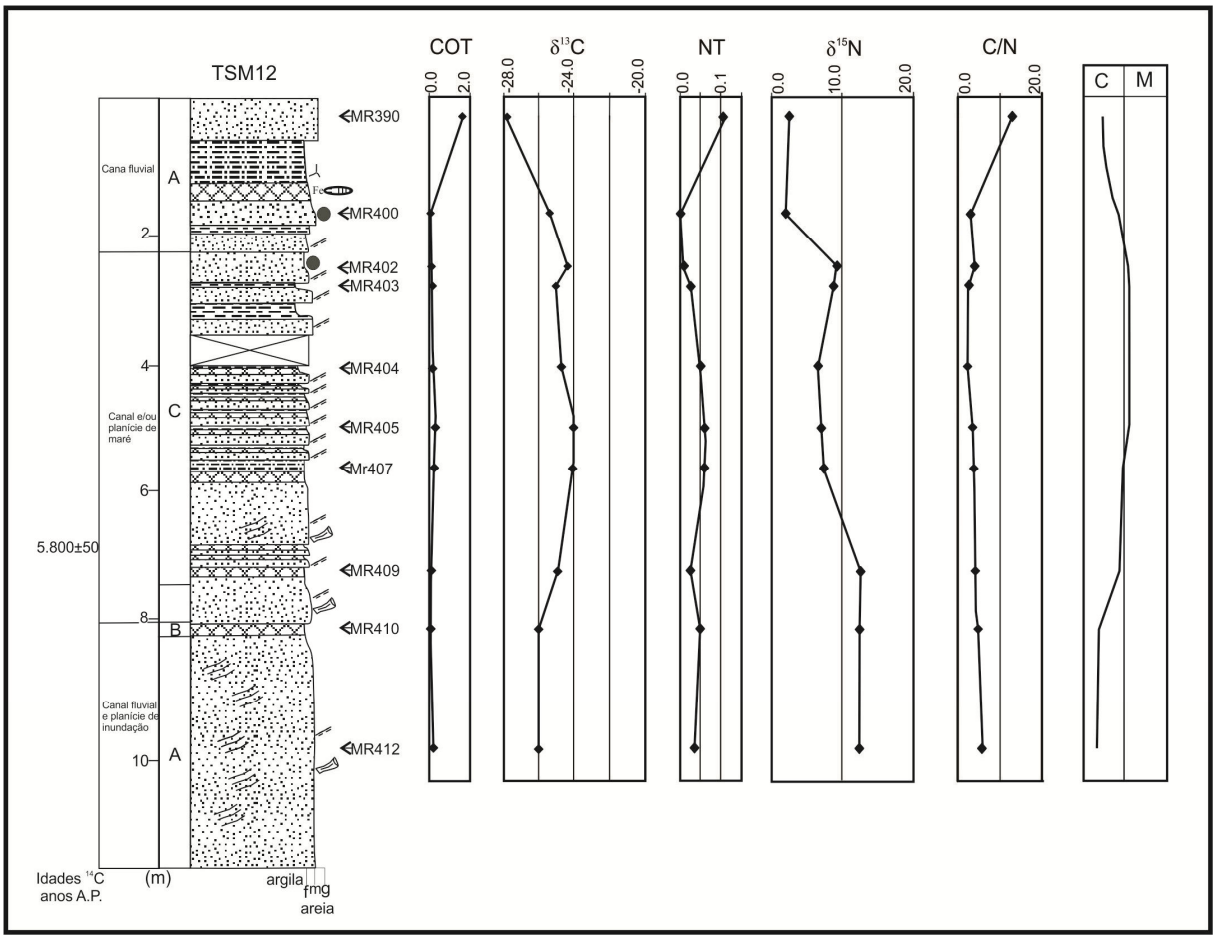


Figura 16: Testemunho TSM12, ilustrando fácies e associações de fácies, bem como a localização das amostras analisadas com seus respectivos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, COT (carbono orgânico total), NT (nitrogênio total), C/N e interpretação da derivação da matéria orgânica, se marinha (M) ou continental (C).

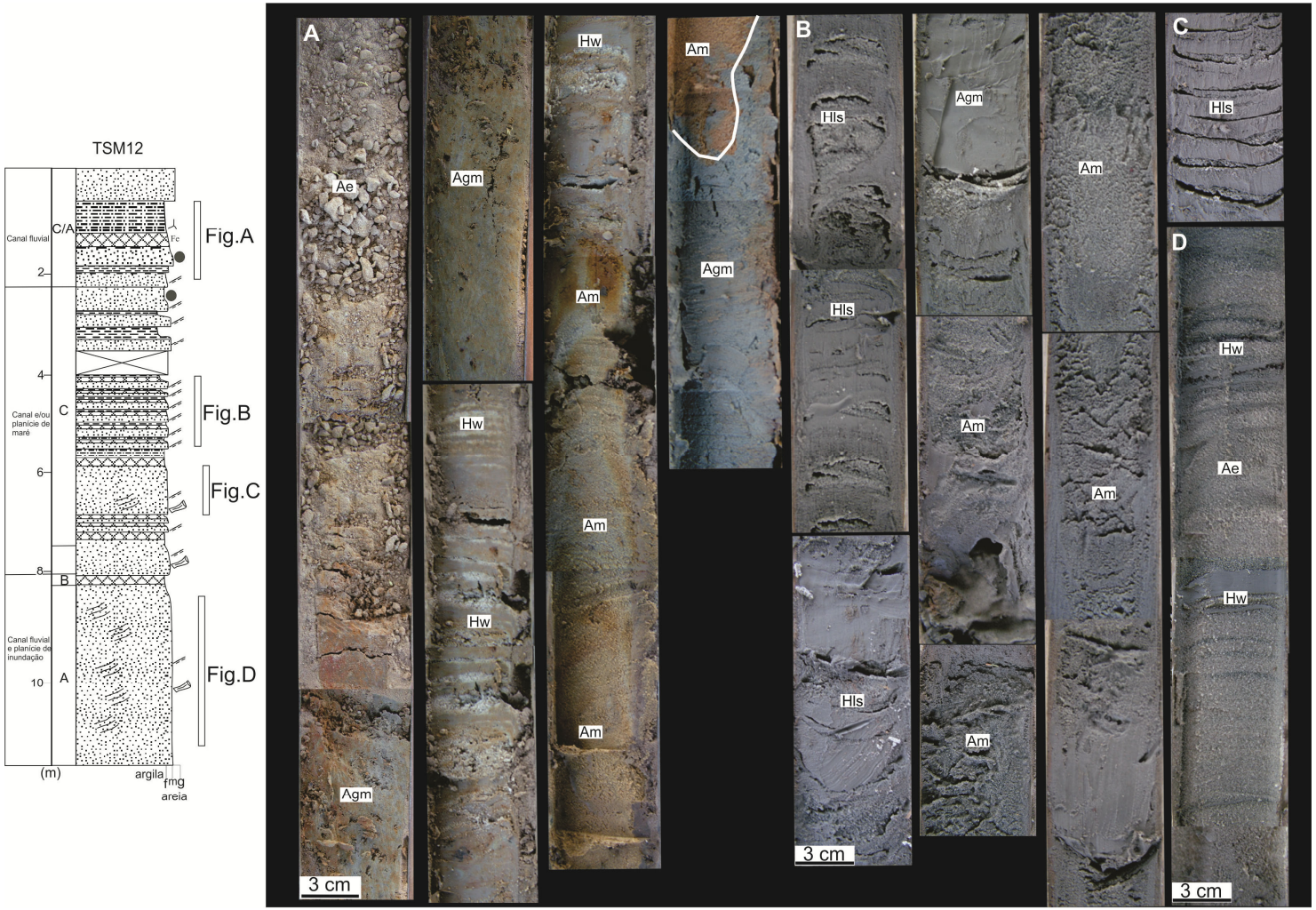


Figura 17: Fácies sedimentares registradas no testemunho TSM12 (argila maciça=Agm, areia maciça=Am, areia estratificada=Ae, depósito heterolítico *wavy*=Hw, depósito heterolítico lenticular/*streaky*=Hls, linha branca=contato entre areia e argila.

Associação de fácies C (canal/planície de maré). Esta associação de fácies foi registrada em todos os testemunhos da área de estudo, ocorrendo nos seguintes intervalos: 10,0-10,8 m e 13,70-16,20 m no testemunho TSM4; 19,8-24,0 m no testemunho TSM10; 9,2-9,9 m, 11,0-13,6 m e 15,0-18 m no testemunho TSM11; 1,8-7,8 m no testemunho TSM12; e 2,3-4,3 no testemunho TSM8 (Figuras 14, 16, 18, 20 e 22). Nos testemunhos TSM4 e TSM12, estes depósitos ocorrem sobrejacentes ou subjacentes a depósitos das associações de fácies A e B. Similarmente à associação A, esses são compostos, dominantemente, por areias média e finas, estratificadas cruzadas ou maciças, correspondentes as fácies Ae e Am, respectivamente. Onde estratos cruzados acham-se presentes, superfícies de reativação recobertas por filmes de argila são freqüentes. Adicionalmente, ocorrem depósitos heterolíticos dos tipos lenticular/*streaky* (fácies Hls) e *wavy* (fácies Hw) e, localmente, *flaser* (fácies Hf), bem como argilitos maciços (Am), argilitos laminados (Al) e pelitos maciços (Pm) (Figuras 15, 17, 19, 21 e 23). Estas fácies definem sucessões granodecrescentes ascendentes de cerca de 1,0 m de espessura. A base dessas sucessões é brusca e, muitas vezes, erosiva, podendo ser revestidas por intraclastos de argila. Como na associação A, fragmentos vegetais carbonizados ocorrem localmente dispersos nesta associação, bem como bioturbações. Uma significante variação na composição isotópica é registrada nesta associação. $\delta^{13}C$ varia entre -30,0 a -19,7‰, o que mostra uma ampla faixa de variação da composição. As medidas de $\delta^{15}N$ também mostram espectro maior, com valores entre + 5,4 + 18,5‰. C/N, entre 3,4 a 33,6, também é apresentado com significante variação.

Associação de fácies D (bacia central). Esta associação ocorre em todos os testemunhos estudados, com exceção do TSM12, sendo melhor representada no testemunho TSM10, onde ocorre em dois intervalos, de 0,40-8,3 m e de 12,2-18,2 m (Figuras 14, 18, 20 e 22). Esta

associação é também bem representada no testemunho TSM4, no intervalo entre 0,3-8,1 m, além de ocorrer interdigitada com a associação E, a ser descrita abaixo, no intervalo de 8,1-10,8 m. No testemunho TSM11, esta associação ocorre também em conjunto com a associação C, nos intervalos de 8,4-9,1 m, 9,9-11,0 m e 13,6-15,0 m. No testemunho TSM8 ocorre também interdigitada com a associação de fácies E, no intervalo de 4,3-6,0 m. É interessante ressaltar que as maiores espessuras e freqüência da associação D são verificadas nos testemunhos localizados em situação mais distal e central da feição estuarina sob investigação. Os depósitos desta associação consistem exclusivamente de argilas, representadas pelas fácies de argila maciça (fácies Agm), argila com laminação plano-paralela (fácies Aglp), pelito maciço (Pm), e depósitos heterolíticos dos tipos lenticular e *streaky* (fácies Hls) e *wavy* (Hw) (Figuras 15, 19, 21 e 23). Destas, a fácies Aglp é a dominante, sendo seguida da fácies Agm e depósitos heterolíticos. A fácies Pm ocorre no topo das sucessões argilosas, geralmente em associação com horizontes pedogenéticos, reconhecidos pela gradação para estratos contendo estrutura primária e marcas de raiz. Fragmentos vegetais carbonizados e de carvão ocorrem dispersos nesses estratos. A associação de fácies D apresenta δ^{13} C entre -25,6 a -19,7‰. O δ^{15}N situa-se no intervalo de +4,7 a +14,7‰ e os valores de C/N medidos estão entre 2,3 a 8,3.

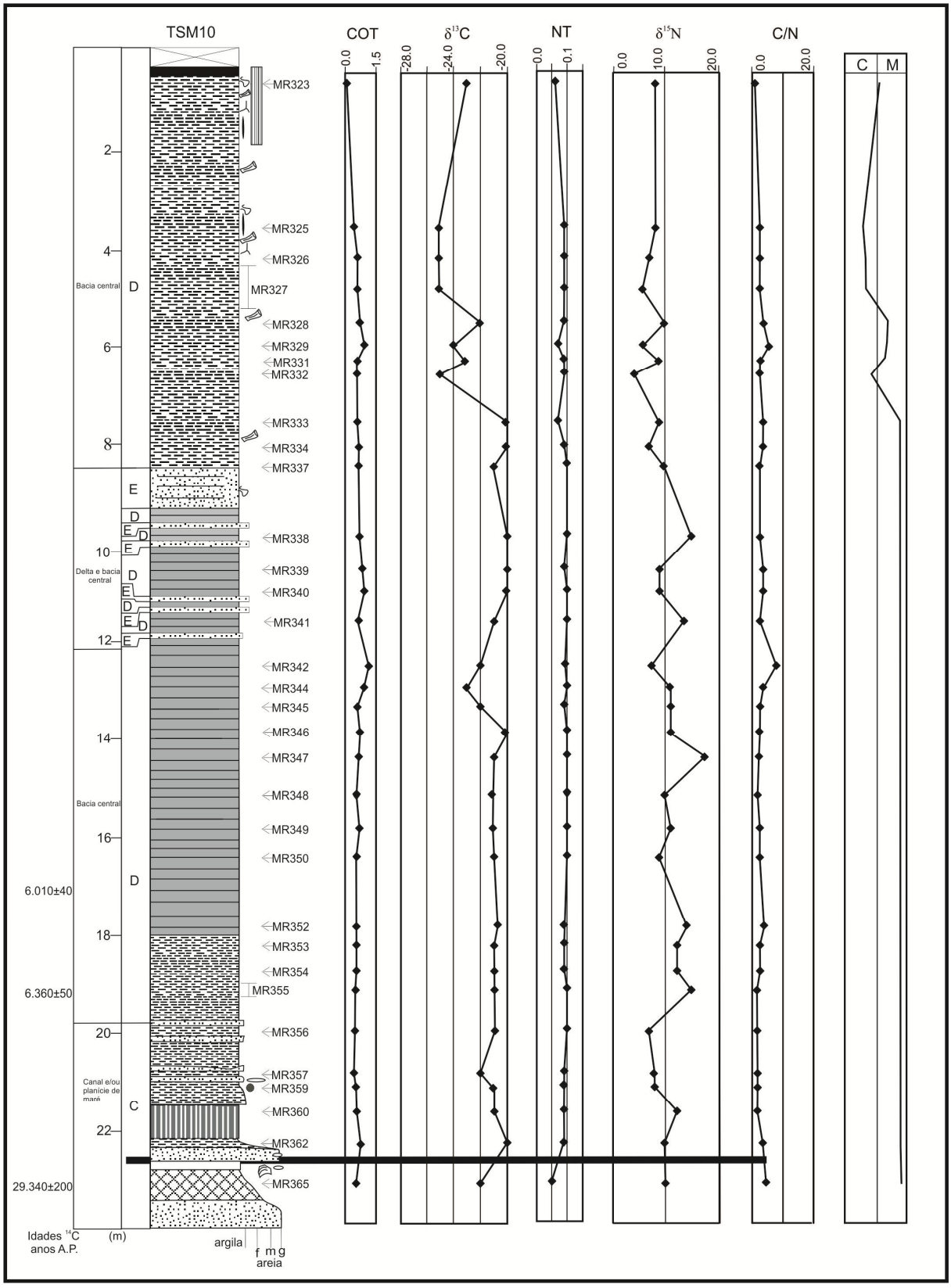


Figura 18. Testemunho TSM10, ilustrando fácies e associação de fácies, bem como a localização das amostras analisadas com seus respectivos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, COT (carbono orgânico total), NT (nitrogênio total), C/N e interpretação da derivação da matéria orgânica, se marinha (M) ou continental (C).

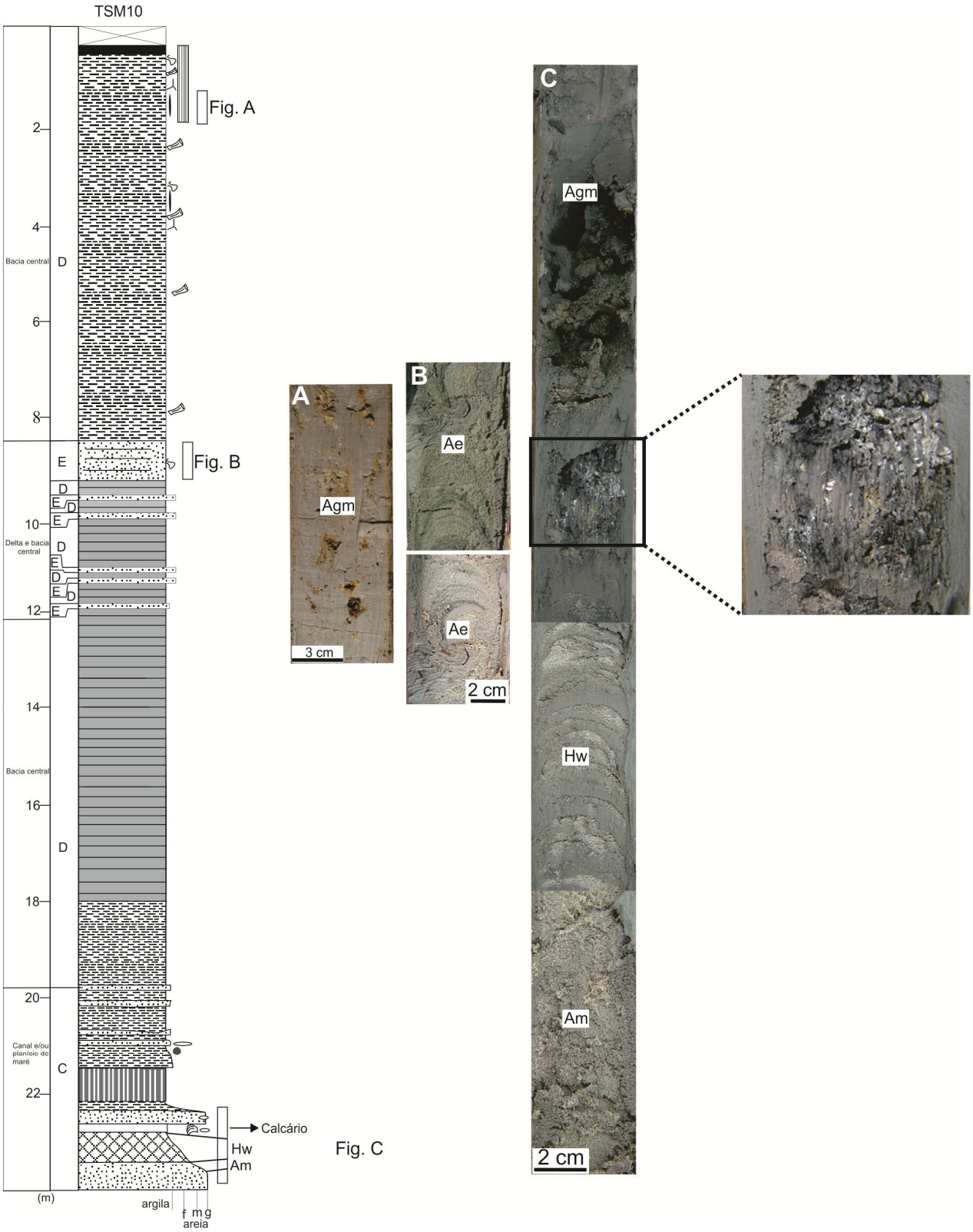


Figura 19: Fácies sedimentares registradas no testemunho TSM10 (argila maciça=Agm, areia maciça=Am, areia estratificada=Ae, depósito heterolítico *wavy*=Hw. Notar, no quadro à direita, detalhe de fragmentos de calcário.

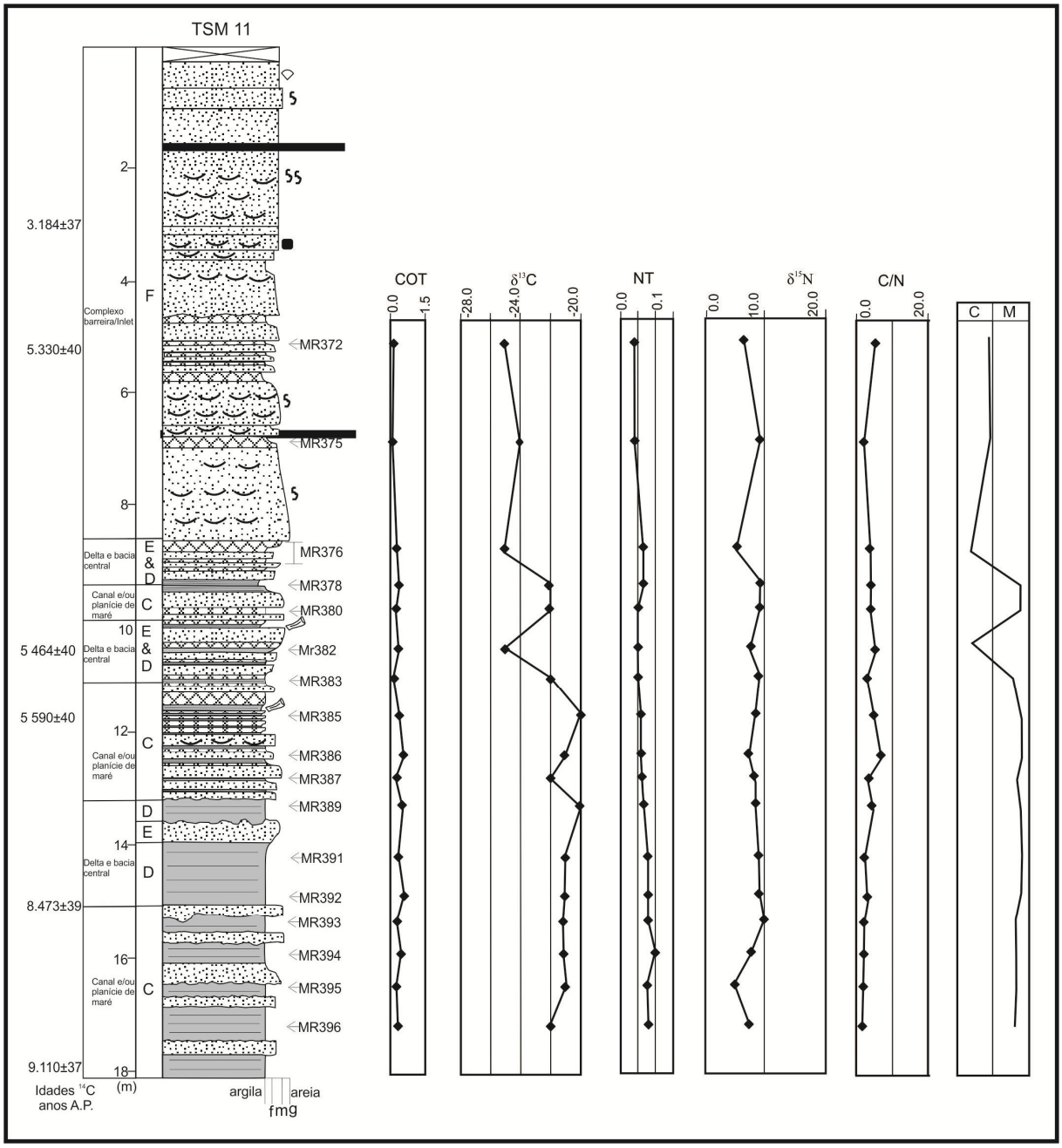


Figura 20: Testemunho TSM11, ilustrando fácies e associação de fácies, bem como a localização das amostras analisadas com seus respectivos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, COT (carbono orgânico total), NT (nitrogênio total), C/N e interpretação da derivação da matéria orgânica, se marinha (M) ou continental (C).

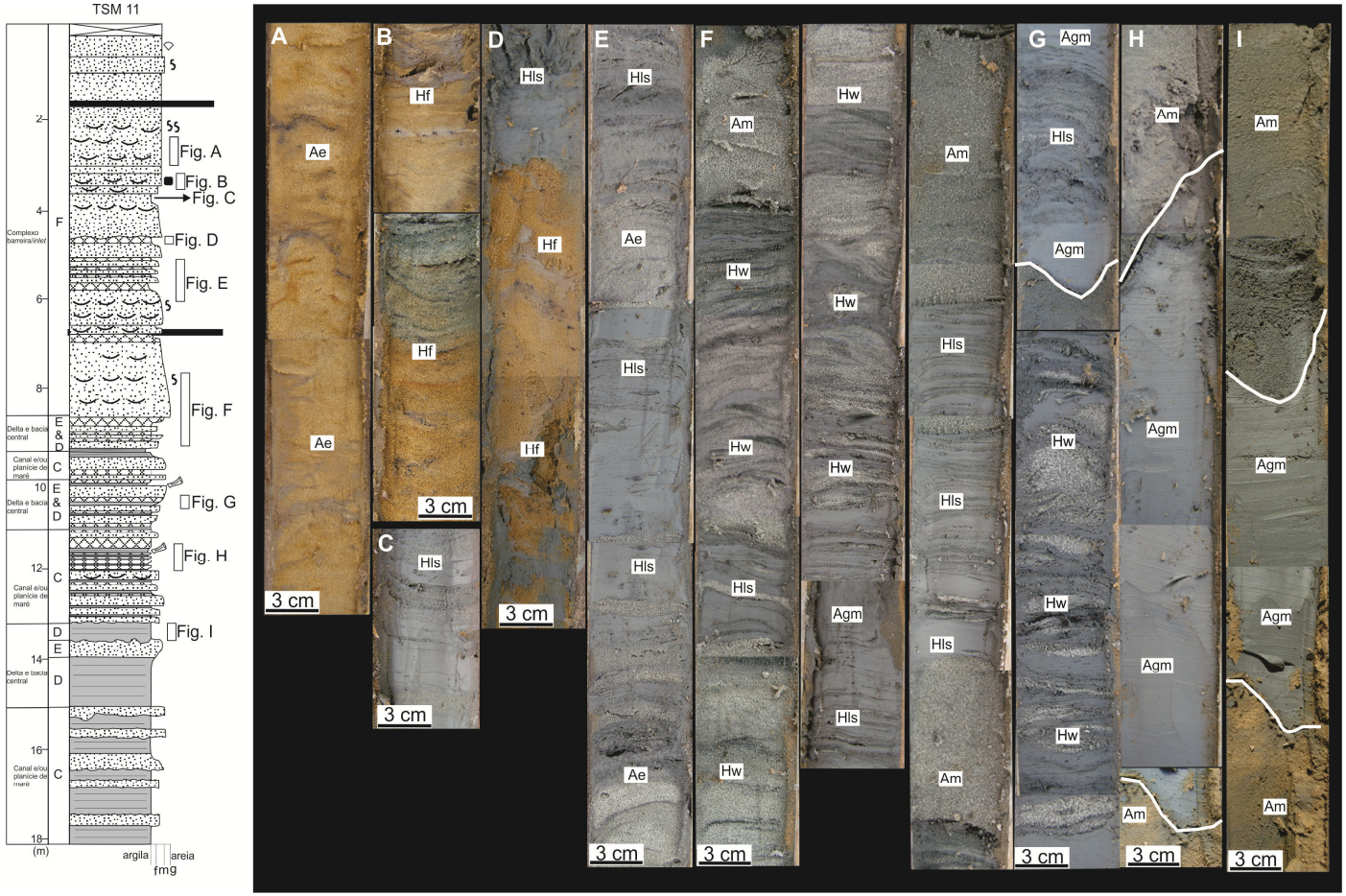


Figura 21: Fácies sedimentares registradas no testemunho TSM11 (argila maciça=Agm, areia maciça=Am, areia estratificada=Ae, depósito heterolítico *flaser*=Hf, depósito heterolítico *wavy*=Hw, depósito heterolítico lenticular/*streaky*=Hls, linhas em branco em G=contato entre argila e depósito heterolítico *wavy,* em H=contato entre areia maciça e argila maciça, e em I=contato entre argila maciça e areia maciça.

Associação de fácies E (delta de maré). Similarmente à associação anterior, esta associação ocorre nos testemunhos TSM4, TSM10, TSM11 e TSM8 (Figuras 14, 18, 20 e 22). Foi registrada nos intervalos: 8,1-10 m no testemunho TSM-4; 8,4-9,1 m no testemunho TSM10; e 8,4-9,1 m, 9,9-11,0 m, 13,6-,0 m no testemunho TSM11 e 4,3-6,0 m no testemunho TSM8. Os depósitos são dominantemente arenosos, consistindo em areias finas a muito finas, maciças (fácies Am) ou, menos comumente, com laminação plano-paralela (fácies Alp) (Figuras 15, 19, 21 e 23). Para a base, as areias gradam a fácies relativamente mais argilosas, representadas por depósitos heterolíticos (fácies Hf, Hls e Hw) da associação de fácies D, formando sucessões granocrescentes e de espessamento de camadas para cima. Fragmentos vegetais e marcas de sobrecarga foram observados localmente nesses depósitos. A associação de fácies E é caracterizada por valores δ^{13} C entre -25,6 a -22,5‰, ligeiramente mais empobrecidos que os registrados na associação de fácies D, indicado por uma estreita faixa de variação de δ^{13} C. Os valores de δ^{15}N também mostram intervalo de variação mais estreito que os exibidos nas demais associações acima descritas, oscilando entre +5,3 a +9,5‰, enquanto o C/N varia entre 4,4 a 5,4.

Associação de fácies F (complexo inlet/barreira). Esta associação foi registrada somente no testemunho localizado na posição mais distal da morfologia afunilada em estudo, ou seja, no testemunho TSM11, ocorrendo da superfície até a profundidade de 8,4 m (Figura 20). Os depósitos são essencialmente constituídos por areias muito finas a finas e, localmente médias, maciças (fácies Am) ou, mais comumente, areias com finas canaletas de argila, configurando estrutura *flaser* (fácies Hf) (Figura 21). Concentrações de restos vegetais são comuns em associação com esta estrutura. Na base da sucessão, a fácies Hf é dominante, ocorrendo em intervalos granodecrescentes ascendentes de até 1,8 m de espessura, de base brusca e erosiva, que se intercalam, para o topo, com finas camadas (em geral >0,2m) de depósitos heterolíticos

dos tipos lenticular/*streaky* (fácies Hls) e *wavy* (Hw). Todo o intervalo mostra evidências de icnofósseis os quais, para o topo, acham-se cimentados por ferro, quando estruturas ramificadas similares a *Ophiomorpha* foram descritas. Material arqueológico foi registrado nos 2 m superficiais deste testemunho, e fragmentos de carvão ocorrem localmente. Esta associação de fácies possui valores isotópicos e C/N similares à associação anterior. Os valores de $\delta^{13}C$ variam entre -25,8 a -24,5‰. $\delta^{15}N$ mostra-se entre +6,5 a +9,8 e C/N entre 3,8 a 6,8.

Associação de fácies G (lacustre). Esta associação ocorre somente no testemunho TSM8, nos intervalos 0,2-2,3 m; 7,6-8,4 m e 11,2-13,9 m(Figura 22). Nesta associação, os depósitos consistem em argila maciça (fácies Agm), pelito maciço (fácies Pm), argila com turfa (fácies At), depósitos heterolíticos do tipo *streaky* (fácies Hls) e areias finas a médias (fácies Am) (Figura 23). Para a base do perfil, a fácies heterolítica (fácies Hls) é dominante, formando sucessão granodecrescente ascendente de cerca 2,5 m de espessura. No intervalo localizado para o meio do perfil, a fácies Hls ocorre alternada com a fácies Agm, onde formam ciclos granocrescentes ascendentes. A fácies de argila com turfa (fácies At) ocorre no topo do perfil em associação com depósitos de argila maciça negra e cinza, rica em material orgânico. Fragmentos de vegetais carbonizados e de raízes foram observados nesses estratos. Esta associação apresenta variação isotópica bastante significativa. Os valores de δ^{13} C são variavéis entre -30,1 a -17,7‰. $\delta^{15}N$ obteve um espectro entre +1,7 a +18,5‰. Os valores de C/N são mais elevados relativamente às demais associações de fácies aqui descritas, estando situados entre 3,5 e 33, 6.

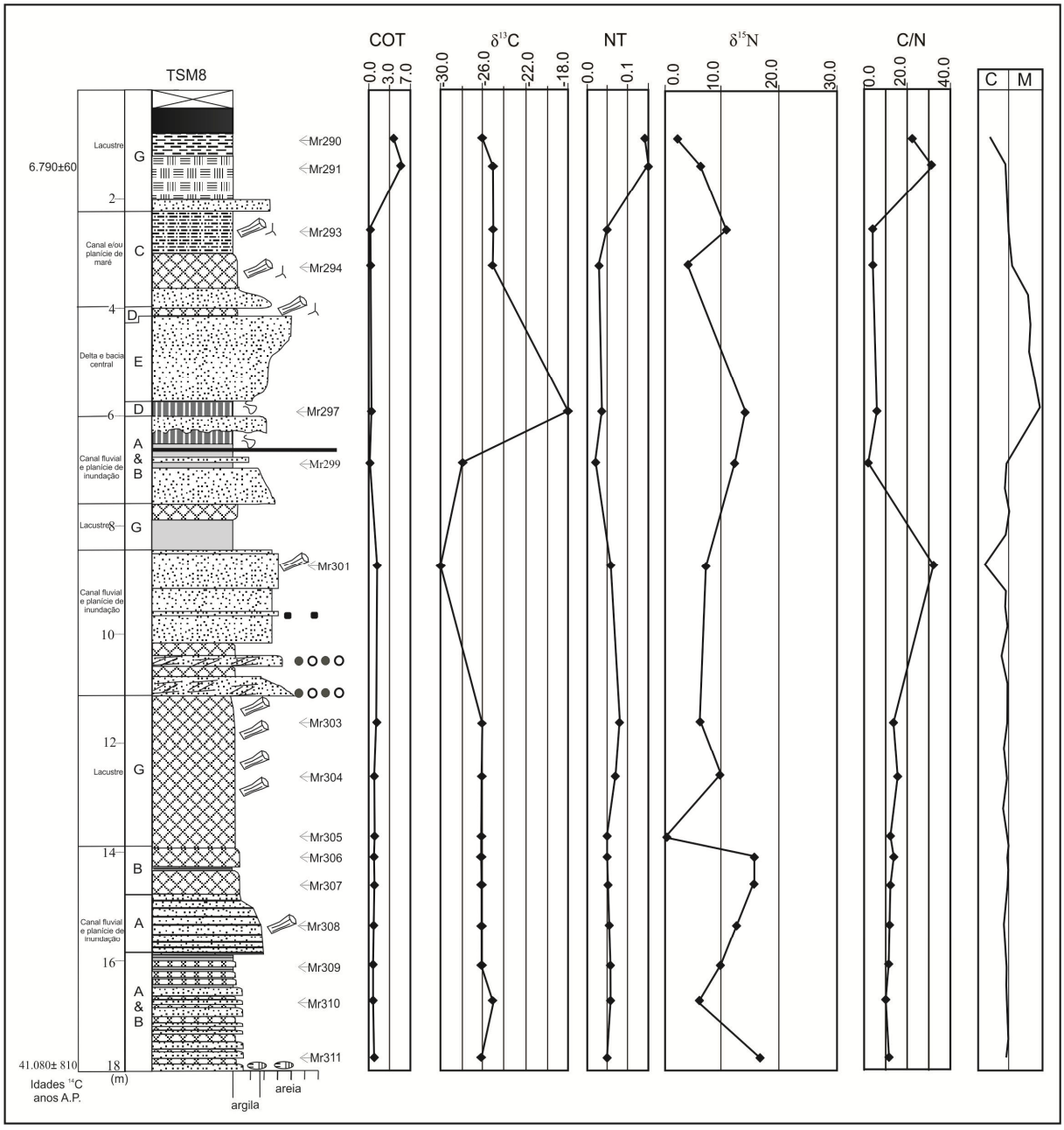


Figura 22: Testemunho TSM8, ilustrando fácies e associação de fácies, bem como a localização das amostras analisadas com seus respectivos valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, COT (carbono orgânico total), NT (nitrogênio total), C/N e interpretação da derivação da matéria orgânica, se marinha (M) ou continental (C).

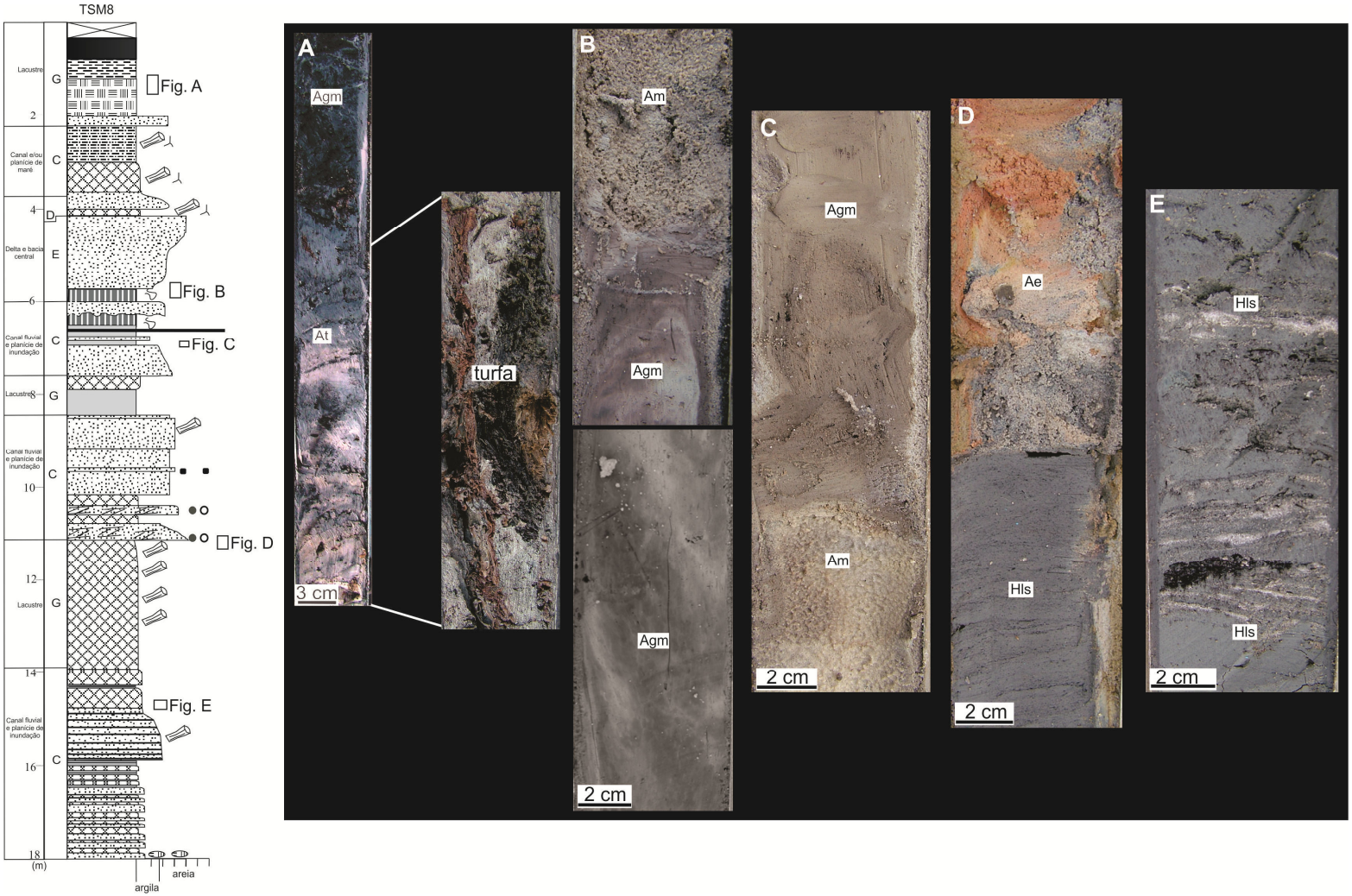


Figura 23. Fácies sedimentares registradas no testemunho TSM8 (argila maciça=Agm, areia maciça=Am, areia estratificada=Ae, depósito heterolítico lenticular/*streaky*=Hls).

7.3. Descrição do registro palinológico

Dos cinco testemunhos analisados, somente as amostras do testemunho TSM8, além de oito amostras (MR248 a MR258) da porção basal (i.e., entre 11,0 e 16,0 m de profundidade) do testemunho TSM4 apresentaram grãos de pólen em volumes suficientes para análises qualitativas e quantitativas. Nestes dois testemunhos, grãos de pólen derivaram de intervalos compostos por sedimentos finos, de coloração cinza, caracterizados por argilas e depósitos heterolíticos dos tipos *streaky*, lenticular e *wavy/flaser*. Embora alguns grãos estejam fortemente deteriorados, impossibilitando sua identificação, de modo geral, os palinomorfos estão bem preservados, ocorrendo em baixa freqüência, porém alta diversidade. É interessante observar que sedimentos estéreis dos testemunhos TSM4 e TSM8, bem como dos demais testemunhos, são litogicamente similares aos depósitos contendo palinomorfos.

Testemunho TSM4

Dentre os grãos de pólen e esporos identificados no intervalo basal do testemunho TSM4, 40 táxons pertencem ao grupo das angiospermas, 3 a esporos de pteridófitas e outras formas trilete e monoletes, e 2 a esporos de briófitas (Anexo D). O programa CONISS subdividiu este intervalo em três zonas, compreendidas entre as profundidades de 16,5 a 14,5 m, 14,5 a 13,0 m e 13,0 a 11,5 m, esta última com idade entre 41.582 (± 1432) e 42.580 (± 1.430) anos A.P. A Figura 24 mostra a soma das categorias. O intervalo acima de 11,0 m de profundidade, com idades entre 7.450 (± 40) e 4.940 (± 40) anos A.P., não apresentou quantidade de grãos de pólen e esporos suficiente para análises qualitativa e quantitativa. Das 13 amostras analisadas nesse intervalo, todas registraram ausência de palinomorfos.

Zona 1: 16,5 a 14,5 m. Esta zona é composta por depósitos heterolíticos dos tipos lenticular/*streaky* a *wavy*, sendo representada por duas amostras. A taxa de concentração dos grãos de pólen variou entre 11.101 e 11.875 grãos/cm^3. Os tipos arbóreos apresentam-se relativamente constantes, com concentrações entre 5.743 e 6.608 grãos/cm^3. Os táxons com maior freqüência entre os arbóreos foram *Alchornea* e Euphorbiaceae, com percentuais de 13,9 a 16,7% e 9,5 a 11,3%, respectivamente. Outros elementos palinomórficos de destaque nesta zona são Arecaceae (2,6 a 5,0%), *Euterpe* (0,9 a 5,4%), Malpighiaceae (5,4 a 7,4%), *Mauritia* (1,0 a 4,0%) e Moraceae/Urticaceae (3,3 a 6,5%). Grãos de pólen representativos de vegetação de mangue apresentaram concentração variando entre 496 e 1.158 grãos/cm^3, sendo representados principalmente por elementos de *Rhizophora* (4,2 a 10,4%). Além destes, os tipos Melastomataceae/Combretaceae foram registrados com baixa frequência (0,4 a 0,8%). Pólen de *Avicennia* não foi registrado nesta zona.

A porcentagem de ervas nesta zona é de 19,9 a 33,0%. Entre os táxons, Poaceae (7,8 – 9,2%) constituiu o mais abundante, seguido por Asteraceae, com 3,9 – 6,3%. Outros táxons de ervas, como *Borreria* (2,1 – 5,6%) e Cyperaceae (1,7 – 5,4%) ocorreram, entretanto, com menor freqüência. *Cyathea* (30,0 – 40,0%), gênero de samambaias arborescentes, compreende o esporo de pteridófitas mais freqüente, com aumento em direção ao topo da zona. Entre alguns tipos de macrófitas aquáticas identificadas na zona 1, estão os gêneros *Ludwigia* e *Myriophyllum*, porém estes não foram quantificadas devido à baixa freqüência.

Zona 2: 14,5 a 13,0 m. Esta zona consiste em depósitos heterolíticos dos tipos lenticular/*streaky* a *wavy*, que gradam para cima a argila maciça cinza. A concentração de grãos variou entre 5.890 e 13.064 grãos/cm^3. Nesta zona, permanece ainda o domínio de elementos arbóreos, entre os quais *Alchornea* (18,4 – 23,7%), Malpighiaceae (5,4 – 7,1%) e Moraceae/Urticaceae (1,6 – 6,4%) estão entre os tipos mais abundantes. Nota-se que os grãos de pólen referentes a esses elementos apresentam porcentagens sem diferenças significativas

quando comparado à zona 1. Outros táxons arbóreos presentes em baixas freqüências incluem Arecaceae, Euphorbiaceae, *Euterpe* e *Mauritia. Rhizophora* (0,5 – 6,4%) continua como o elemento mais freqüente na vegetação de mangue, embora ocorra um descréscimo de seus valores percentuais em relação à zona anterior. Grãos de pólen de Melastomataceae/Combretaceae atingem percentuais entre 0,5 – 3,4% e *Avicennia* acha-se presente, embora não ultrapasse 0,5%. Quanto às ervas, que apresentaram percentuais entre 22,7 e 33%, Poaceae (6,9 – 20,2%) continua como o elemento mais freqüente, havendo aumento significativo de sua concentração relativamente à Zona 1. Cyperaceae aparece como o segundo tipo herbáceo mais abundante (2,5 – 14,4%) e, também, com aumento significativo em comparação àquela zona. Asteraceae (1,5 – 6,9%) e *Borreria* (1,5 – 5,1%), por sua vez, apresentam um ligeiro decréscimo. Entre os esporos de pteridófitas, *Cyathea* (9 - 40%) permanece como o táxon mais representativo.

Zona 3: 13,0 a 11,5 m. Esta zona é representada por duas amostras de depósitos heterolíticos dos tipos lenticular/streaky a wavy. A taxa de concentração de grãos de pólen variou entre 7.513 e 9.764 grãos/cm^3. Os tipos arbóreos permanecem como a categoria mais abundante, com valores entre 67,7 – 69,7%. Entre os tipos arbóreos, as maiores freqüências são de *Alchornea* (23,1 – 23,7%). Depois destes, *Euterpe* (2,0 – 4,8%), Malpighiaceae (7,1 – 7,7%) e Moraceae/Urticaceae (4,5 – 11,1%) foram os elementos com maiores percentuais. Os táxons referentes à vegetação de mangue aparecem neste intervalo com valores percentuais bem inferiores em relação às outras duas zonas. Grãos de pólen de *Avicennia* não são registrados e *Rhizophora* apresenta percentual entre 0,5 e 6,4%. Os percentuais de pólen de ervas atingiram valores entre 19,7 e 22,7%, sem grandes diferenças quanto às porcentagens observadas nas zonas 1 e 2. Poaceae (9,1 – 19,4%) e Cyperaceae (6,6 – 7,2%) compreendem os táxons mais freqüentes, assim como notado nas zonas anteriores. Asteraceae (2,9 e 5,6%) diminui em relação às zonas anteriores e *Borreria* não ultrapassa 1,5%. Entre os esporos de

pteridófitas, *Cyathea* e *Polypodium* apresentaram porcentagens de 30 a 40% e de 6 a 10%, respectivamente.

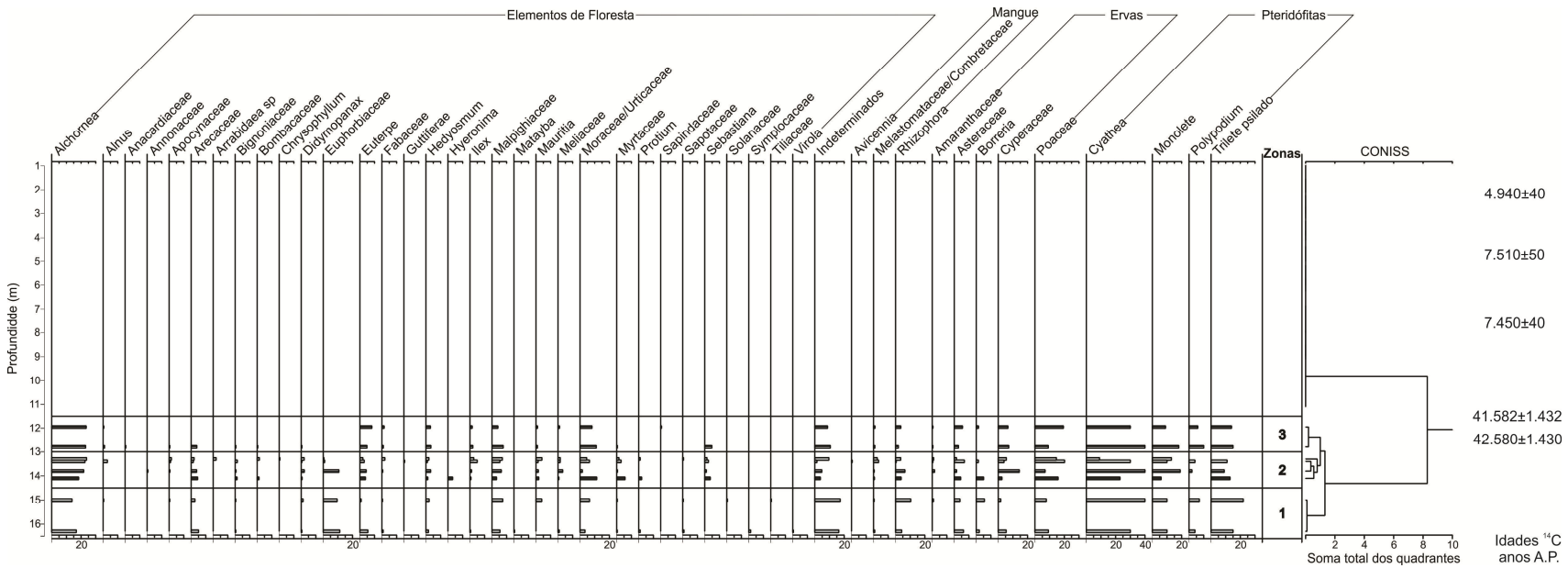


Figura 24: Diagrama de porcentagem de táxons de pólen registrados no testemunho TSM4 e o dendrograma gerado pelo programa CONISS, com delimitação das zonas palinológicas.

De modo geral, os valores de concentração e de porcentagem entre as categorias do testemunho TSM4 são equivalentes. Os valores de concentração de arbóreos apresentam leve queda da base para o topo da Zona 1, enquanto na Zona 2 esse valores decrescem e então crescem bruscamente, seguindo mesmo padrão apresentado pelos valores percentuais (Figura 25). A concentração dos táxons de vegetação de mangue aumenta em direção ao topo na Zona 1 e apresenta constantes variações nas concentrações na Zona 2. Como pode ser observado nas figuras 24 e 25, os valores percentuais e de concentração tornam a aumentar em direção ao topo da Zona 3.

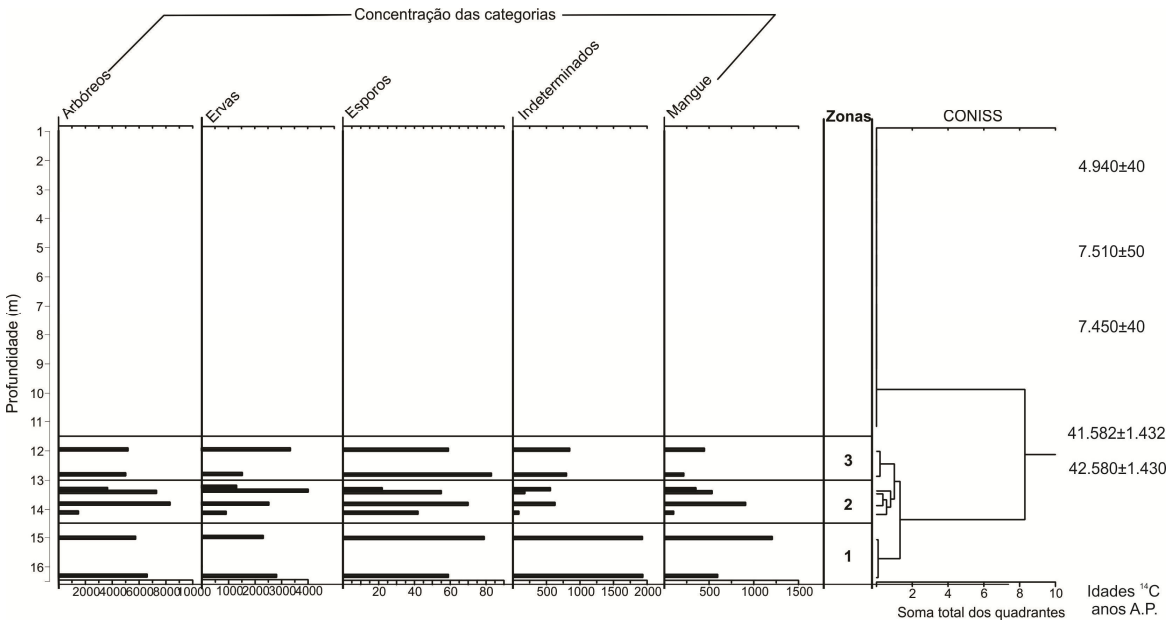


Figura 25: Diagrama de concentração (grãos/cm^3) das categorias dos grãos de pólen do testemunho TSM4 e dendrograma gerado pelo programa CONISS.

Testemunho TSM8

Quatro zonas foram delimitadas neste testemunho, correspondentes às profundidades de 18,0 a 11,75 m, 11,75 a 8,4 m, 8,4 a 2,0 m, e 2,4 a 0,9 m (Figuras 27). A base da Zona 1 e a Zona 4 registraram idades de 41.080 (±810) anos A.P. e 6.790 (±60) anos A.P., respectivamente. Os grãos identificados neste testemunho incluem 30 tipos de angiospermas.

Zona 1 (18,0 a 11,75 m): Esta zona é composta por depósitos de argila cinza, com laminação plano paralela e abundantes restos vegetais. A concentração de grãos de pólen variou entre 22.389 e 56.886 grãos/cm^3. Entre estes, grãos de pólen de mangue foram os mais abundantes, com valores entre 12.164 e 35.080 grãos/cm^3. *Rhizophora* (51,7 - 70,0%) constituiu o elemento mais freqüente. Entre os elementos arbóreos, que apresentaram valores percentuais entre 21,3 – 36,1%, *Alchornea* (15,0 – 25,8%), Euphorbiaceae (16,8 – 27,0%) e Moraceae/Urticaceae (1,0 – 6,7%) estão entre os táxons com maior freqüência. As porcentagens de táxons de ervas apresentaram-se entre 4,3 e 12,3%, onde Poaceae (4,3 – 8,0%) foi o mais freqüente. Os valores da freqüência e concentração dos elementos arbóreos têm aumento uniforme da base até o topo da zona. A vegetação de mangue, especificamente *Rhizophora* (Figuras 26 e 27), apresenta máxima concentração e frequência na base e topo dessa zona. Os valores medianos tendem a diminuir. Nota-se correspondência entre o aumento de concentração de elementos arbóreos e de táxons de mangue. Os tipos herbáceos mostraram valores constantes de concentração e freqüência ao longo desta zona.

Zona 2 (11,8 – 8,4 m): Corresponde a areia marron escura, com abundante restos vegetais fragmentados. Esta zona é representada por uma única amostra (MR301), localizada no topo. A concentração total registrada nessa amostra foi de 44.599 grãos/cm^3. Os elementos arbóreos foram os mais abundantes. Assim como na zona anterior, *Alchornea* (23,3%) constituiu o táxon mais freqüente. Outro elemento arbóreo com percentual significativamente alto nesta zona foi Myrtaceae (6,7%). A vegetação de mangue foi menos abundante neste intervalo. Melastomataceae/Combretaceae (17,0%) foi o tipo mais freqüente. *Rhizophora*, ao contrário

da zona anterior, atingiu somente 0,3%. Entre os elementos de ervas, Poaceae (9,7%) permanece como o tipo mais freqüente.

Zona 3 (8,4 – 2,4 m): Esta zona é representada por pelito cinza esbranquiçado, com fragmentos de argilito ferrificado, restos raízes e de vegetais carbonizados. Além disso, depósitos heterolíticos dos tipos lenticular/streaky a wavy e areia cinza. A análise de amostras (i.e., MR293, MR294, MR297, MR299) mostrou que esta zona se caracteriza por total ausência de palinomorfos.

Zona 4 (2,4 – 0,9 m): Esta zona consiste em argila com turfa, argila cinza e preta, com abundante matéria orgânica vegetal carbonizada. A concentração de grãos de pólen nesta zona é maior comparado às zonas 2 e 3, variando entre 46.229 a 77.429 grãos/cm^3. Esta zona é marcada por mudança significativa na composição florística. Altos índices percentuais de vegetação de mangue (69,8%) foram encontrados na amostra MR291 e de ervas (66,7%) na amostra MR290. *Rhizophora* correspondeu ao táxon de mangue mais freqüente da amostra MR291, representando 69,1% (Figura 26). Os elementos arbóreos ao longo da zona variaram entre 22,6 e 31,0%. Os tipos com maior freqüência foram *Alchornea* (8,6 – 20,0%), Moraceae/Urticaceae (6,0 – 9,6%) e Fabaceae (0,3 – 4,3%).

Na amostra MR290, a abundância de grãos de pólen de ervas é representada significativamente por Poaceae, que apresentou 51.619 a 1.996 grãos/cm^3. *Rhizophora*, ao contrário da amostra MR291, perfaz apenas 0,7% dos elementos desse grupo. Outros tipos arbóreos, como Bignoniaceae e *Euterpe*, foram ainda identificados nesta amostra, embora em índices percentuais baixos (Figura 26). Vale destacar a abundância de partículas de carvão presente na amostra MR291.

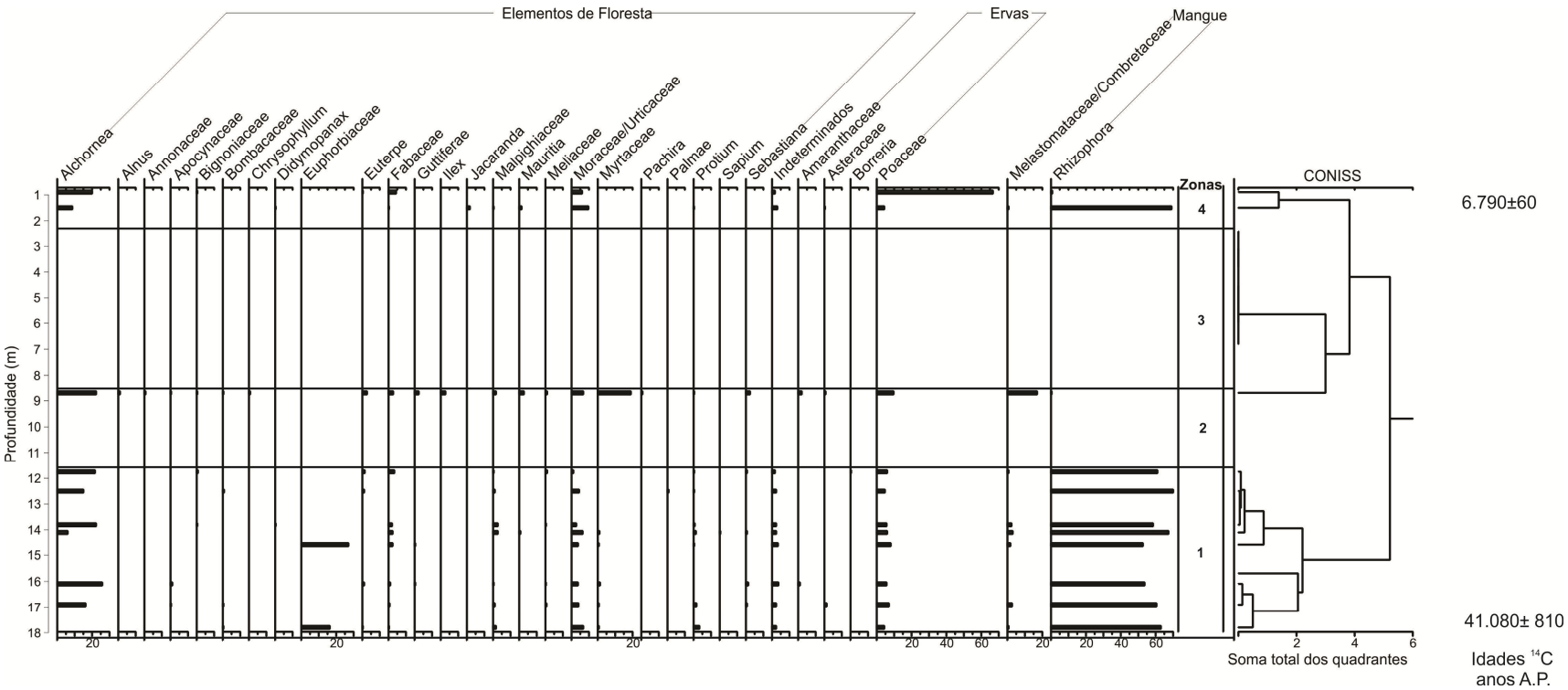


Figura 26: Diagrama de porcentagem de táxons de pólen registrados no testemunho TSM8 e o dendrograma gerado pelo programa CONISS, com delimitação das zonas palinológicas.

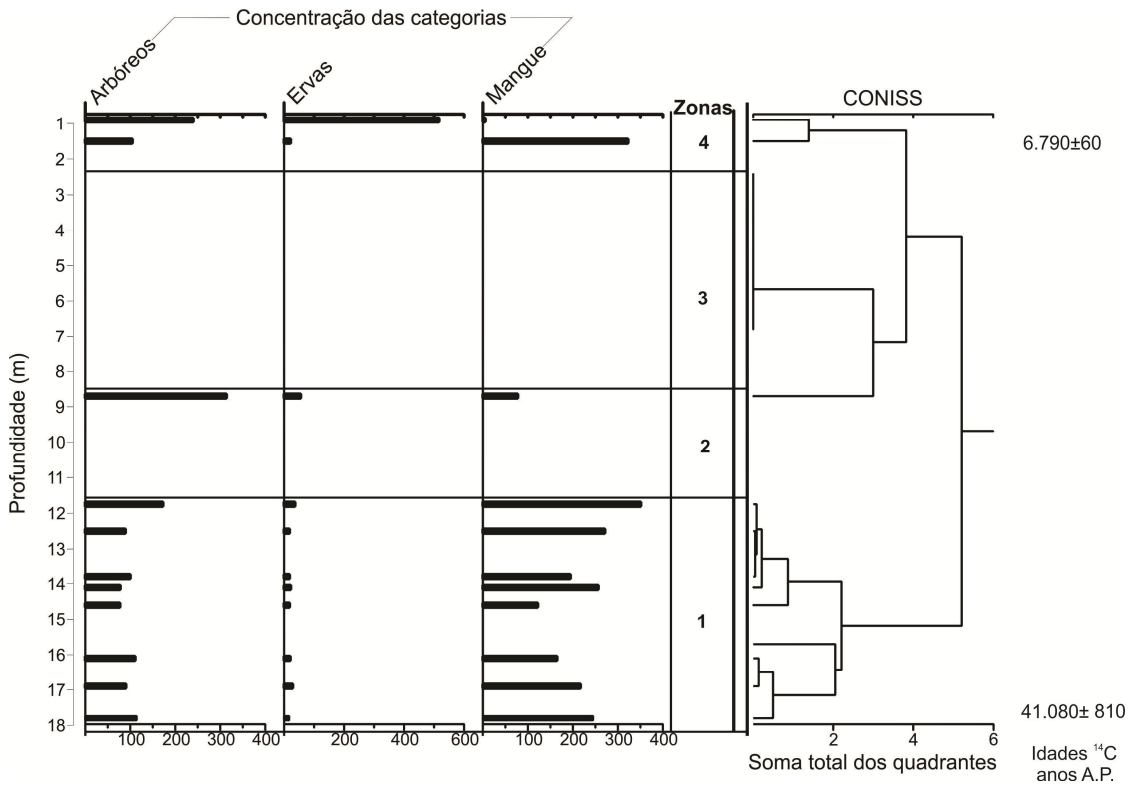


Figura 27: Diagrama de concentração (grãos/cm^3) de categorias dos grãos de pólen do testemunho TSM8 e o dendrograma gerado pelo programa CONISS.

7.4. Descrição do registro de diatomáceas

Os resultados derivados da análise de diatomáceas referem-se aos testemunhos dos poços TSM11, TSM10 e TSM8. Os demais testemunhos (i.e., TSM4 e TSM12) não apresentaram diatomáceas suficientes à caracterização quantitativa. Foram identificados 41 táxons (Anexo E), sendo que 26 constituem táxons marinhos e 15 continentais (dulcícolos). Em geral, as amostras com diatomáceas restringiram-se às fácies heterolíticas dos tipos *streaky*, lenticular e *wavy/flaser*, argila maciça cinza e, ainda, argila com turfa.

Testemunho TSM11

Este testemunho foi caracterizado pelo registro de táxons de diatomáceas quase que exclusivamente marinhas. Cinco zonas foram reconhecidas, entre as profundidades de 18,0 e 16,0 m, 16,0 e 13,4 m, 13,4 e 10,2 m, 10,2 e 7,0 m e 7,0 e 5,3 m. A base da Zona 1 e o topo da Zona 5 registraram idades de 9. 110 (± 37) anos A.P. e 5.330 (±40) anos A.P., respectivamente. A Figura 28 mostra a porcentagem dos táxons identificados. Das três amostras analisadas na Zona 1, somente uma apresentou registro de diatomáceas.

Zona 1: 18,0 a 16,0 m. Esta zona consiste em argila laminada e camadas de areia fina a média. Os táxons marinhos mais freqüentes foram representados pelas formas planctônicas *Actinoptychus splendens* (33,0%) e *Coscinodiscus radiatus* (37,5%). Outros táxons planctônicos, como *Paralia sulcata* (13,8%) e a espécie continental *Aulacoseira granulata* (7,9%), foram notados, porém em menor porcentagem. A espécie *Triceratium favus* não ultrapassou 1,6%.

Zona 2: 16,0 a 13,4 m. Similar à zona anterior, esta zona é composta por argila laminada e areia fina a média. *Actinoptychus splendens* (30,0 – 40,5%), *Coscinodiscus radiatus* (8,2 – 43,3%) e *Paralia sulcata* (13,6 – 19,4%) foram os tipos mais frequentes. A espécie *Aulacoseira granulata* (5,2 – 8,3%) ocorreu com menor valor percentual, porém sendo relativamente constante nas três amostras. *Actinoptychus splendens* também mantém porcentagem relativamente constante nos três pontos amostrados da zona. Por outro lado, *Coscinodiscus radiatus* apresenta menor valor percentual na amostra situada na base da zona, com aumento de porcentagem na amostra seguinte e ligeira diminuição na terceira amostra situada mais ao topo. *Paralia sulcata* mostram aumento da base da zona para o topo.

Zona 3: 13,4 a 10,2 m. Esta zona é constituida por argila laminada e depósitos heterolíticos dos tipos lenticular/*streaky* a *wavy*. Assim como observado nas duas zonas anteriores, as espécies *Actinoptychus splendens* (47,0 – 58,6%), *Coscinodiscus radiatus* (2,2 – 28,2%), *Paralia sulcata* (6,3 – 13,2%) foram as mais frequentes. Todos os tipos apresentam

variação ao longo da zona, com destaque para *Coscinodiscus radiatu,* que apresenta queda brusca dos valores percentuais nas três amostras mais ao topo da zona. A espécie *Aulacoseira granulata* (1,0 – 3,7%) ocorre em baixa porcentagem, como notado nas duas zonas acima. No entanto, os seus valores percentuais também diminuem significativamente nas duas amostras superiores desta zona. *Actinoptychus senarius* foi registrada pela primeira em três amostras desta zona. O gênero *Coscinodiscus* sp1 (16,5 – 22,9%) apresentou crescimento da base em direção ao topo da zona. Os demais genêros apresentaram baixas frequências ao longo da zona.

Zona 4: 10,2 a 7,0 m. Zona representada por argila laminada, areias muito finas a finas e depósitos heterolíticos dos tipos lenticular/*streaky* a *wavy*. As espécies mais freqüentes foram: *Actinoptychus splendens* (41,4 – 63,0%), *Coscinodiscus radiatus* (9,6 – 23,9%) e *Paralia sulcata* (10,3 – 13,4%). *Coscinodiscus radiatus* e *Paralia sulcata* aumentam em direção ao topo da zona. A espécie *Actinoptychus splendens*, por sua vez, apresenta uma ligeira oscilação, com aumento percentual na segunda amostra. *Actinoptychus senarius* ocorreu em uma única.

Zona 5: 7,0 a 5,3 m. Esta zona é composta por camadas de areias muito finas a finas, maciças ou com finas canaletas de argila, com restos de vegetais. A única amostra representada neste intervalo mostrou ausência total de diatomáceas.

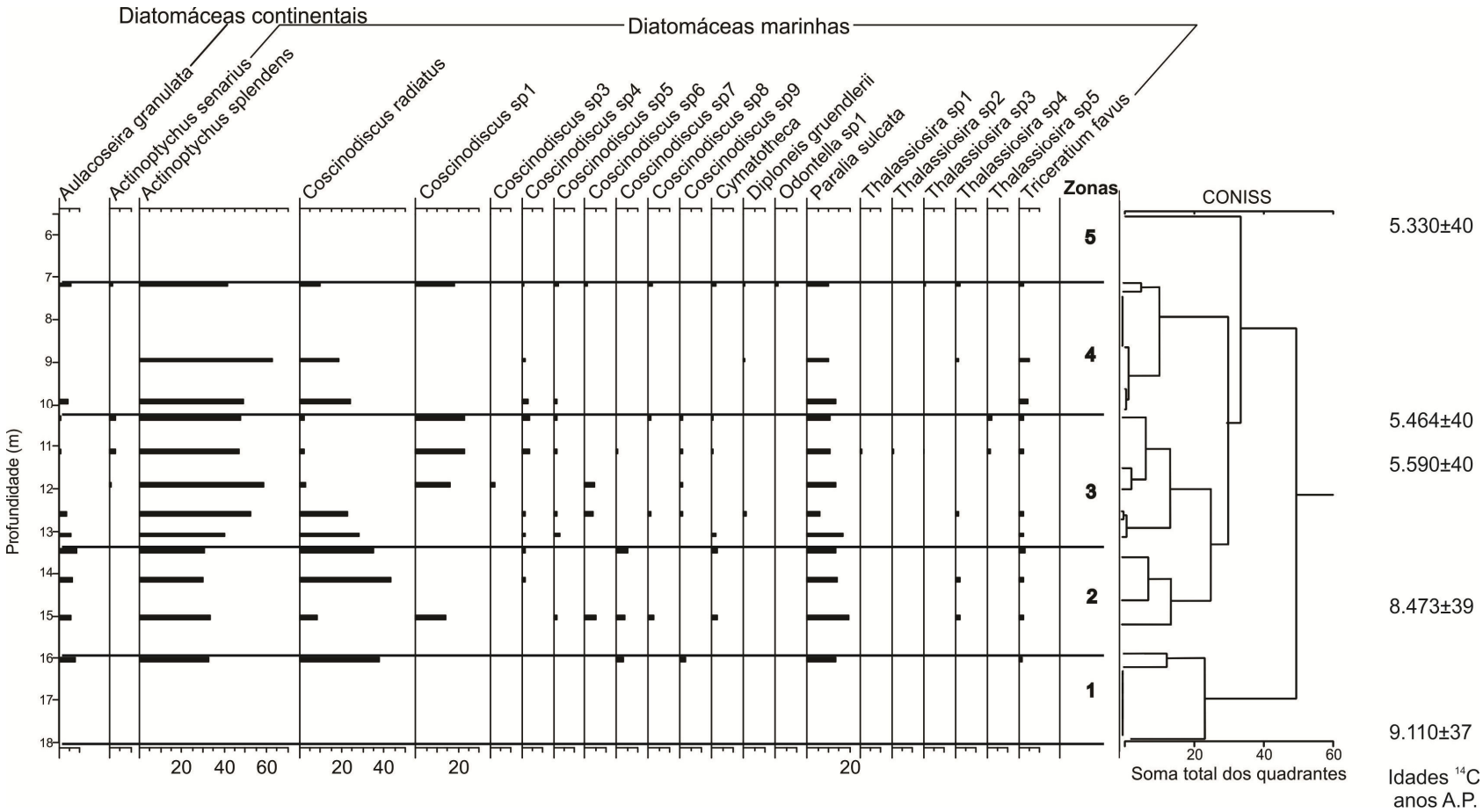


Figura 28: Diagrama de porcentagem de táxons de diatomáceas registrados no testemunho TSM11 e o dendrograma gerado pelo programa CONISS, com as delimitações das zonas de diatomáceas.

Testemunho TSM10

Assim como no testemunho TSM11, neste testemunho o registro foi quase que dominante de táxons de diatomáceas de origem marinha, com exceção das amostras localizadas entre as profundidades 0 e 1 m e 19 e 23 m. A distribuição dos valores percentuais dos elementos está representada na Figura 29. O tratamento estatístico resultou no reconhecimento de cinco zonas. De baixo para cima, a Zona 1 compreende as amostras situadas entre as profundidades 16,8 e 23 m, equivalente ao período de 29.340 ± 200 a 6.010 ± 40 anos. A.P. As zonas 2 a 5 encontram-se delimitadas entre as profundidades de 16,8 a11,9 m, 11,9 a 8,4 m, 8,4 a 3 m e 3 a 1 m, respectivamente.

Zona 1: 16,8 a 23 m. Esta zona é composta por argila maciça cinza, argila laminada e depósitos heterolíticos dos tipos lenticular/*streaky* a *wavy*. Os tipos com maior freqüência foram *Actinoptychus splendens* (19,9 – 53,0%) e *Paralia sulcata* (6,1 – 44,8%), além de *Coscinodiscus radiatus* (1,0 – 27,8%) e *Coscinodiscus* sp1 (6,5 – 12,1%). Como pode ser notado na Figura 30, *Actinoptychus splendens*, assim como *Triceratium favus* (3,0 – 5,5%) mantêm valores percentuais relativamente constantes nas duas primeiras amostras mais inferiores, com diminuição de porcentagem significativa na terceira amostra superior. A espécie *Coscinodiscus radiatus* diminui em direção ao topo da zona, enquanto *Actinoptychus splendens* apresenta um padrão de crescimento inverso. A espécie continental *Aulacoseira granulata* (1,2%) apresenta baixa freqüência ao longo desta zona. As amostras mais inferiores, com execeção de *Coscinodiscus radiatus*, ocorrem em menor porcentagem em relação as outras duas amostras situadas mais ao topo da zona. Os gêneros *Coscinodiscus* e *Thalassiosira* apresentaram valores percentuais baixos, com alguns tipos sem registro na amostra mais basal.

Zona 2: 16,8 a 11,9 m. Esta zona é constituída de argila cinza com laminação paralela. Os táxons marinhos mais abundantes foram representados por *Actinoptychus splendens* (18,5 –

55,4%), *Coscinodiscus radiatus* (17,9 – 44,9%), *Paralia sulcata* (1,7 – 20,4%) e *Triceratium favus* (1,5 – 4,4%). Todas essas espécies seguem variação de porcentagem ao longo da zona, com grandes oscilações (Figura 29). A espécie *Aulacoseira granulata* (0,7 – 4,1%) é mais frequente nesta zona que na anterior. Os gêneros *Coscinodiscus* sp1 e *Thalassiosira* sp4 mostram aumento da base da zona para o topo, com destaque para a amostra localizada na profundidade 13,8 m, que apresenta crescimento significativo desses dois táxons.

Zona 3: 11,9 a 8,4 m. Corresponde a um intervalo formado por argila cinza com laminação paralela intercalada por finas camadas de areia fina a média. *Actinoptychus splendens* (22,8 – 62,4%) *e Paralia sulcata* (9,3 – 22,4%) permanecem como os tipos mais frequentes. *Coscinodiscus radiatus* não apresentou registro e *Aulacoseira granulata* não ultrapassou 3,2% em uma única amostra situada na base da zona. Assim como observado na zona anterior, esses táxons apresentam grandes oscilações quanto aos seus valores percentuais ao longo desta zona. A espécie *Actinoptychus senarius* apresentou maior abundância na amostra mais basal base da zona (1,2 – 10,7%), com forte diminuição nas duas amostras mais superiores. *Triceratium favus* (1,1 – 3,4%) foi menos abundante que no intervalo anterior. Os gêneros mais frequentes compreendem *Coscinodiscus* sp1 (11,2 – 34,7%) e *Thalassiosira* sp1 (1,8 – 7,6%). Outros gêneros, como *Coscinodiscus* sp4 (1,2 – 11%), aumentam seus percentuais em direção ao topo, enquanto *Thalassiosira* sp2 (1,2 – 7,6%) apresenta valores inversos.

Zona 4: 8,4 a 3 m. Intervalo composto por argila cinza maciça. Assim como nas zonas anteriores, esta zona apresentou quase que somente diatomáceas marinhas, com maior abundância das espécies de *Actinoptychus splendens* (28 – 70,2%)*, Coscinodiscus radiatus* (0,6 – 19,6%) e *Paralia sulcata* (1,9 - 22,4%). O táxon continental *Aulacoseira granulata*, similar à zona anterior, não ultrapassou 3%. A redução da espécie *Triceratium favus* (1,0 – 2,3%) foi ainda mais significativa. Embora com baixa freqüência, *Actinoptychus senarius* (0,6

– 3,4%) foi registrada na maioria das amostras desta zona. Da mesma forma, os gêneros planctônicos *Coscinodicus* acham-se bem representados ao longo de todo o intervalo, com maior abundância dos tipos *Coscinodiscus* sp3, sp4 e sp9 nas amostras de topo. O gênero *Cymathoteca* sp1 e as espécies *Diploneis gruendlerii* e *Nitzschia granulata* foram mais abundantes neste intervalo que nas zonas 1, 2 e 3.

Zona 5: ,03 a 1,0 m. Do mesmo modo que a zona anterior, esta zona é composta também por argila maciça. A única amostra representada neste intervalo mostrou ausência total de diatomáceas.

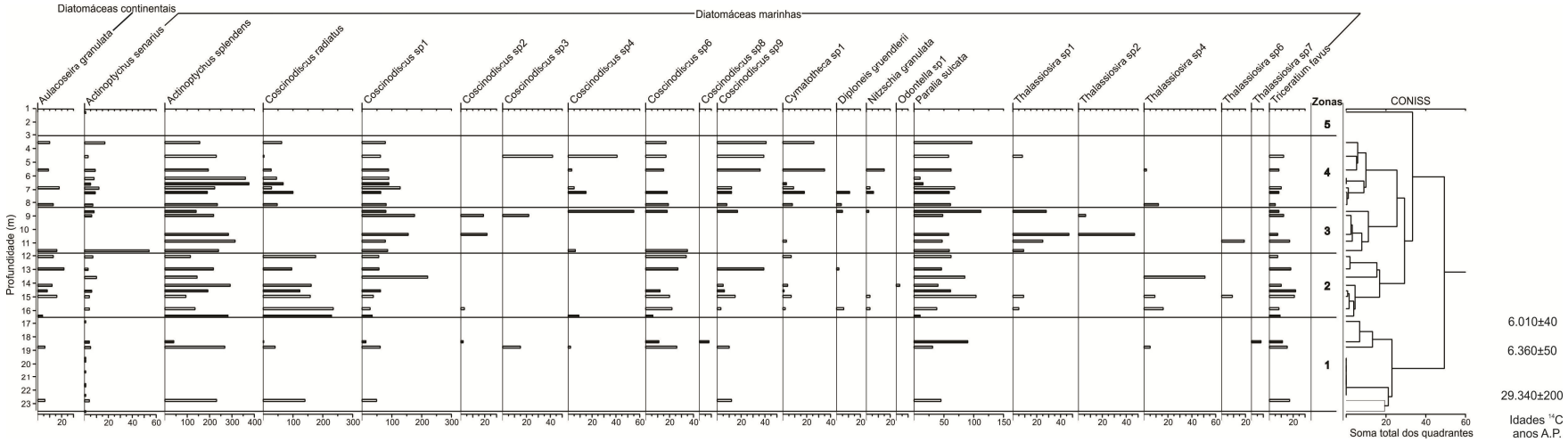


Figura 29: Diagrama de porcentagem de táxons de diatomáceas registrados no testemunho TSM10 e o dendrograma gerado pelo programa CONISS, com as delimitações das zonas de diatomáceas.

Testemunho TSM8

Neste testemunho, foi analisado um total de 16 amostras, porém somente as amostras MR291 e MR290, localizadas no topo do testemunho (entre 0 e 1 m de profundidade), registraram diatomáceas (Figura 30). Entre os táxons identificados nessas amostras, 6 espécies foram identificadas como marinhas e 5 espécies e 3 gêneros como continentais. Devido ao baixo volume de amostras com diatomáceas, não foi possível realizar tratamento estatístico neste testemunho.

O intervalo com as amostras MR290 e MR291, com idade de 6.790 (±60) anos A.P., é constituído por depósitos de argila maciça e de argila com turfa, respectivamente. A amostra MR290 contém quase que exclusivamente diatomáceas do tipo continental, com a forma bentônica epífita *Eunotia zygodon* (63,0%) sendo de longe a espécie mais abundante. *Nitzschia granulata* (0,4%) aparece como o único táxon marinho. Ao contrário da amostra MR290, a amostra MR291 registrou exclusivamente diatomáceas marinhas. Entre estas, as maiores freqüências foram registradas para *Diploneis gruendleri* (40,6%), *Paralia sulcata* (34,2%) e *Nitzschia granulata* (14,6%), ambas de hábito bentônico.

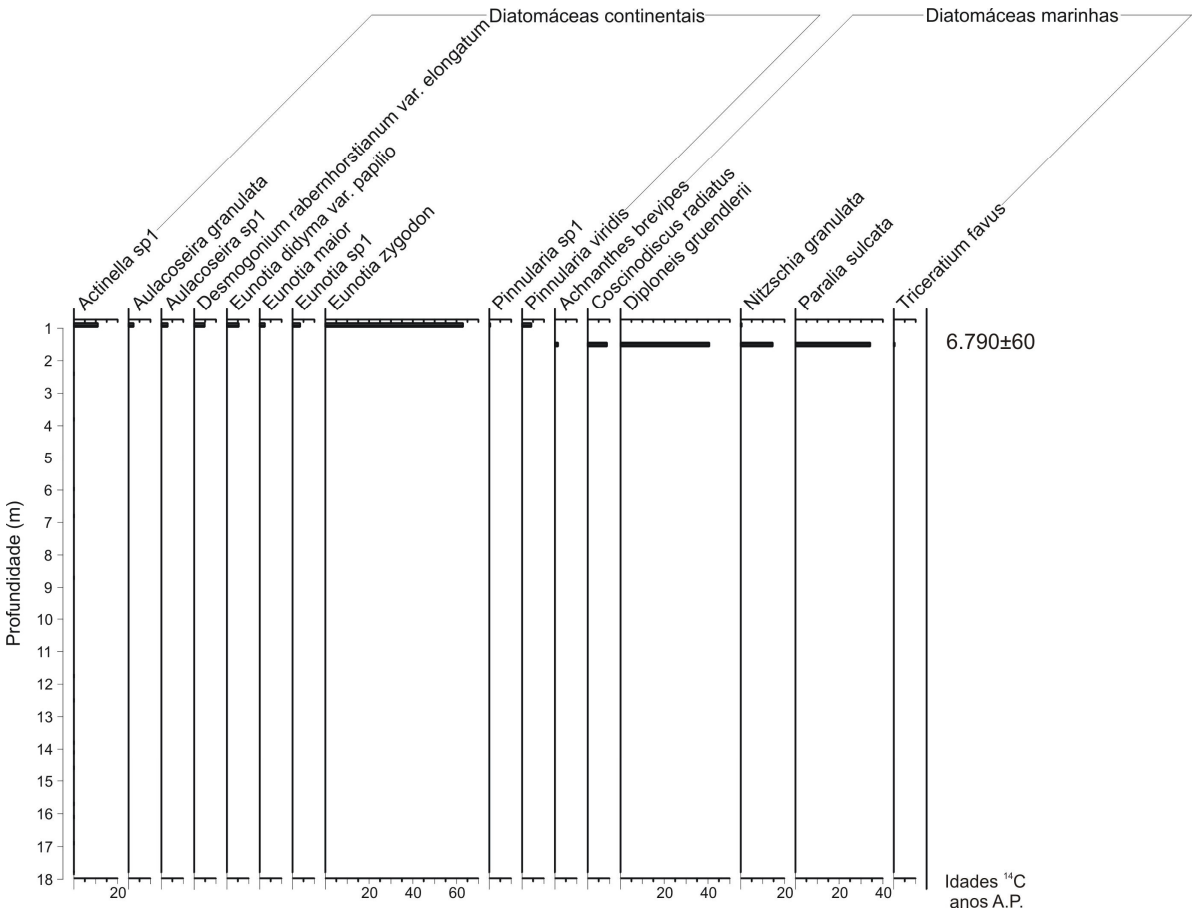


Figura 30: Diagrama de porcentagem de táxons de diatomáceas registrados no testemunho TSM8.

8. DISCUSSÃO

8.1. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

A presente integração de informações disponíveis na literatura com dados sedimentológicos, datação ^{14}C, isotópicos ($\delta^{15}N$ e $\delta^{13}C$), C/N, palinológicos e de diatomáceas, é consistente com a presença de um estuário no leste da Ilha de Marajó durante o final do Pleistoceno ao início do Holoceno. Tal sistema deposicional, que predata o estabelecimento do lago Arari, havia sido previamente sugerido pela ocorrência de depósitos quaternários tardios em associação a uma ampla feição canalizada afunilada, típica de estuários, que foi revelada em dados orbitais (Rossetti et al., 2007, 2008b). De acordo com esses autores, a abertura do paleoestuário proposto direciona-se para norte, onde se daria sua conexão com o ambiente marinho, hoje correspondendo a áreas sujeitas à exposição subaérea devido à migração da linha de costa para norte. Para leste/sudeste, a feição paleoestuarina caracteriza-se por afunilamento progressivo, que grada a canais meandrantes, os quais são bruscamente interrompidos na margem leste da ilha, sugerindo aporte fluvial derivado de áreas continentais a leste da baía de Marajó.

As características de fácies e associações de fácies descritas neste trabalho são condizentes com uma variedade de ambientes deposicionais típicos de muitas outras sucessões estuarinas registradas na literatura (p.e., Woodroffe et al., 1989; Leckie & Singh, 1991; Dalrymple et al., 1992; Harris et al., 1992; Chappell & Woodroffe, 1994; Mulrennan & Woodroffe, 1998; Hori et al., 2001; Heap et al., 2004; Plink-Bjorklund, 2005; Dalrymple et al., 2006). A análise faciólogica indicou abundância de depósitos formados em ambientes confinados atribuídos a canais o que, interdigitados com unidades espessas de argila e

depósitos heterolíticos formados por processos fluviais e correntes de maré, são típicos de sistemas estuarinos.

Embora exista a possibilidade de alteração dos valores de $\delta^{13}C$ e C/N com o tempo de exposição dos sedimentos devido à deteriorização da matéria orgânica, muitos autores concordam que o $\delta^{13}C$ permanece relativamente constante no sedimento, sem mudanças significativas entre as diferentes fontes orgânicas originais (i.e., Thornton & McManus, 1994, Middelburg & Nieuwenhuize, 1998, Cloern et al. 2002, Lamb et al., 2006; Chen et al., 2008). Em contraposição, no nitrogênio, por ser menos estável devido à síntese de nitrogênio inorgânico, a degradação da matéria orgânica pode originar depleção ou enriquecimento de ^{15}N (i.e., Saino & Hattori, 1980; Fry et al., 1991; Nakatsuka et al., 1997; Meyers, 1997; Sachs e Repeta, 1999; Lehmann et al., 2002; Chen et al., 2008). Portanto, a utilização de $\delta^{15}N$ e C/N na interpretação de ambientes deposicionais deve ser feita com cuidado de modo a evitar informações ambíguas. No presente estudo, esse parâmetro auxiliou as interpretações paleoambientais, devido à ausência presumida de nitrogênio inorgânico de derivação terrestre nas amostras analisadas. Esta prerrogativa é corroborada pela análise de nitrogênio total (NT) versus carbono total (COT), como pode ser visualizado na Figura 31. O gráfico revela boa correlação linear entre esses elementos, o que indica derivação de nitrogênio de matéria orgânica, ao invés de fontes externas inorgânicas.

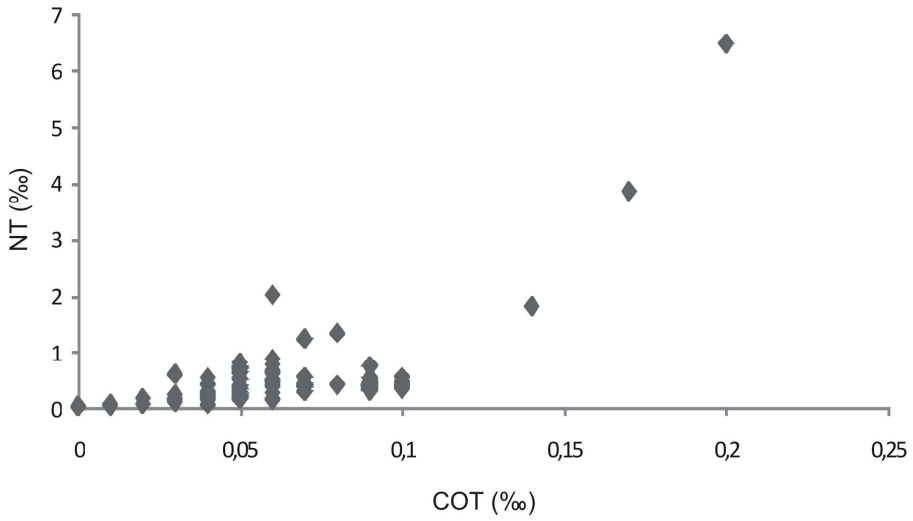


Figura 31: Gráfico com a relação entre carbono total (COT) e nitrogênio total (NT) para as amostras analisadas.

Em geral, houve boa relação entre associações de fácies, valores isotópicos e de C/N, grãos de pólen e diatomáceas. O domínio de condições deposicionais estuarinas interpretadas com base na análise faciológica é consistente com os registros de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N. Estes sugerem matéria orgânica oriunda de fontes diversas, incluindo plantas terrestres (principalmente plantas C_3), fitoplâncton marinho e de água doce, como tipicamente esperado em estuários dado seu relacionamento tanto com o sistema fluvial, quanto com o sistema marinho (Figura 32). Valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e de C/N similares aos encontrados na área de estudo são registrados em muitos outros sistemas deposicionais estuarinos (p.e., Salomons & Mook, 1981; Peterson & Howarth, 1987; Thornton & McManus, 1994; Middelburg & Nieuwenhuize, 1998; Wilson et al., 2005a, 2005b; Lamb et al., 2006). A presença freqüente de grãos de pólen, especialmente de vegetação de mangue como *Rhizophora*, *Avicennia* e, possivelmente, *Laguncularia*, reforça a proposição acima. Manguezais constituem ecossistemas comumente encontrados em ambientes estuarinos. Além disso, o registro de

diatomáceas marinhas, representadas em grande parte pelas espécies *Actinoptychus splendens*, *Coscinodiscus radiatus*, *Paralia sulcata*, *Nitzschia granulata,* bem como de gêneros como *Coscinodiscus* sp e *Thalassiosira* sp, que são encontrados também em condições salobras, é condizente com deposição da matéria orgânica em ambiente sujeito à mistura de água doce e salgada, como também sugerido pelo padrão isotópico.

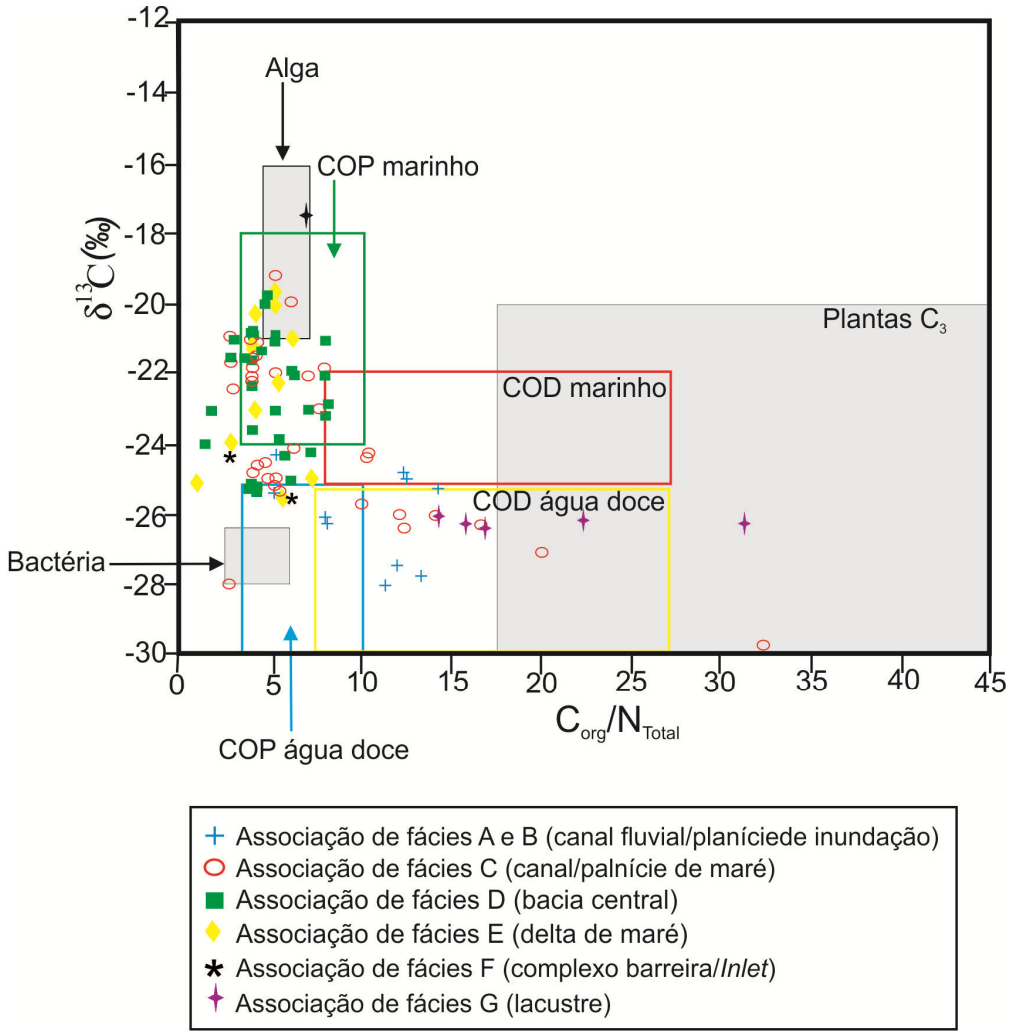


Figura 32: Diagrama binário dos valores de $\delta^{13}C$ e C/N dos ambientes deposicionais reconhecidos no leste da Ilha de Marajó, interpretados com base em dados apresentados por Middelburg & Nieuwenhuize, (1998); Cloern et al. (2002); Ogrinc et al. (2005). COD – carbono orgânico dissolvido; COP – Carbono orgânico particulado.

Os valores isotópicos de C e N e a razão entre estes elementos não apresentaram

diferenças significativas ao longo dos pontos amostrados no paleoestuário. Entretanto, ocorre gradiente consistente desses valores quando as diferentes associações de fácies são comparadas. O domínio de areias na associação de fácies A indica proximidade, seja da porção interna (i.e., fluvial), seja da porção externa (i.e., marinha) do estuário. A base brusca e, freqüentemente, erosiva dos estratos arenosos revela ambientes deposicionais energéticos, que resultaram na erosão de estratos pré-existentes anteriormente à sedimentação. O arranjo dos ciclos deposicionais em granodecrescência ascendente indica ambiente deposicional caracterizado por diminuição da energia do fluxo com o tempo. Essa característica, aliada à base brusca e, localmente erosiva, sugere deposição em canais como o mais provável considerando o contexto paleoambiental proposto. Infelizmente, a natureza dos dados (i.e., testemunhos de sondagem) não permite a visualização da geometria dos estratos, que pudesse confirmar essa interpretação, porém a correlação dos perfis com auxílio das datações ^{14}C mostra que esses pacotes de areia são lateralmente descontínuos, dando lugar a depósitos argilosos, que é uma característica consistente com sua proposta atribuição a depósitos de canais.

A ocorrência dessa associação principalmente nos testemunhos TSM12 e TSM4, localizados na porção mais interna e marginal do estuário, respectivamente, são totalmente compatíveis com a interpretação de canais para a associação de fácies A. Adicionalmente, as características isotópicas e os valores de C/N revelam que esses estratos contêm grande contribuição de matéria orgânica derivada de fitoplâncton de água doce, o que condiz com a atribuição feita com base em dados faciológicos de que a deposição teria ocorrido em ambientes de canais com forte influência de processos fluviais, portanto localizados na porção mais proximal do sistema estuarino.

A associação de fácies B é atribuída a planícies de inundação, o que é baseado principalmente no predomínio de argilas e na gradação com depósitos de canais fluviais

(associação de fácies A), com os quais formam sucessões granodecrescentes ascendentes. Devido a isso, as associações A e B ocorrem integradas no diagrama binário da Figura 32. A natureza argilosa sustenta deposição a partir de suspensões, condizentes com ambientes deposicionais de baixa energia. Portanto, a interpretação mais provável é que estes depósitos registrem áreas adjacentes aos canais fluviais, onde argilas foram depositadas durante períodos de inundação. Similarmente aos canais fluviais, os depósitos de planície de inundação da área de estudo são também caracterizados por conteúdo de matéria orgânica derivada de fitoplâncton de água doce.

A associação de fácies C inclui parte de depósitos que podem ser também atribuídos a ambientes de canais. Porém, estes depósitos mostram características sedimentares que permitem interpretar a atuação de processos relacionados com correntes de maré. A presença de freqüentes reativações ao longo de pacotes de *foresets* marcados por filmes de argila, além da abundância de clastos de argila, embora não diagnósticos, são sugestivos da ação de correntes de maré (Reineck & Singh 1986, Terwindt & Breusers 1972, Mowbray 1983). A constante oscilação do fluxo durante a ação de correntes de maré naturalmente resulta em deposição de areia a partir de tração durante enchente e vazante, que se alterna com deposição de argila a partir de suspensões durante períodos de maré estofa. Este processo pode produzir areias contendo as estruturas sedimentares registradas nesta associação de fácies, como também registrado em outros ambientes formados por ação de correntes de maré (p.e., Allen, 1982; Dalrymple, 1992). Em parte, filmes de argila podem ter sido retrabalhados durante fases de maré mais energéticas, produzindo intraclastos.

Os valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e de C/N da associação de fácies C sugerem carbono orgânico derivado de fontes mistas, representado por fitoplâncton marinho e de água doce, porém com predomínio de matéria orgânica oriunda de fitoplâncton marinho. Como pode ser visualizada na Figura 32, a maioria das amostras referentes a esta associação encontra-se no campo

marinho. Esta característica, associada às características faciológicas e à gradação destes depósitos com estratos de canais de maré (associação de fácies B), conjuntamente levaram a relacionar a associação C com ambientes de planície de maré. Estuários contêm vários locais em seu entorno, que são favoráveis ao desenvolvimento de planícies de maré, onde ocorre deposição de elevados volumes de depósitos argilosos e heterolíticos (Dalrymple et al., 1992).

Ainda dentro do contexto paleoambiental estuarino proposto, a associação de fácies D representa ambiente de menor energia, onde a sedimentação dominante foi a partir de suspensões, o que é revelado pelo domínio de depósitos de argila. A ocorrência de camadas contínuas de argila de até quase 8,0 m de espessura aponta para uma bacia de captação de argila de dimensões consideráveis. A ampla distribuição destes estratos na maioria dos testemunhos estudados, com exceção do TSM12, é condizente com essa interpretação. Adicionalmente, os depósitos apresentam valores isotópicos e de C/N (Figura 32) sugestivos de mistura de carbono orgânico marinho e de água doce. Juntamente com as características faciológicas, estes valores puderam ser utilizados para propor que esta associação corresponde, muito provavelmente, à bacia central do estuário. O predomínio de diatomáceas marinhas, com alguns táxons com maior capacidade de adaptação às condições de salinidade (i.e., *Actinoptychus splendens* e *Paralia sulcata*), é coerente com sua atribuição a este tipo de ambiente. Em estuários caracterizados pela presença de barreira em sua porção distal, ocorre a formação de uma área alargada central, onde o fluxo perde gradativamente sua energia (Nichols *et al.*, 1991; Barusseau *et al.*, 1985; Galloway & Hobday, 1983; Dalrymple *et al.*, 1992; Reinson, 1992), tornando-se sítio favorável ao acúmulo de argilas oriundas, tanto do ambiente fluvial, quanto do ambiente marinho. Por se localizar na porção intermediária do estuário, a bacia central está sujeita a receber sedimentos, bem como matéria orgânica, dos ambientes adjacentes. Adicionalmente, planícies de maré lamosas formadas marginalmente ao estuário e lagunas, como será melhor discutido abaixo, podem estar incluídas nesta associação

de fácies. É interessante notar, ainda, que os intervalos entre 8,4-9,1 m, 9,9-11,0 m do testemunho TSM11 contém maior participação de carbono orgânico derivado de fitoplâncton de água doce, relativamente ao carbono de origem marinha. Isto pode indicar que esses depósitos registrem porções relativamente mais proximais da bacia central do que o restante desta associação.

A associação de fácies E é relacionada à deposição de areias por lobos de suspensão. Isto é sugerido pelo seu padrão granocrescente ascendente, que denota periódicos episódios de aumento de energia com o tempo. A ocorrência desses depósitos, que gradam a estratos argilosos da associação de fácies D, relacionado à bacia central, é consistente com essa interpretação. Ambientes estuarinos centrais comumente apresentam desenvolvimento de pequenos deltas em locais onde ocorre influxo de areia, seja oriundo do ambiente marinho (i.e., delta de maré), seja do ambiente fluvial (delta de cabeceira de baía) adjacentes. Muitas sucessões sedimentares estuarinas e lagunares modernas e antigas contêm depósitos similares (e.g., Fisher & Stauble, 1977; Sha & Boer, 1991; Murakoshi & Masuda, 1991, Nichols *et al.*, 1991; Dalrymple et al., 1992). A combinação entre os valores de $\delta^{13}C$ e C/N mostra forte influência de carbono orgânico marinho, porém com mistura episódica de carbono orgânico de água doce (Figura 32). A natureza arenosa e as características dos ciclos de granocrescência destes depósitos sugerem que a associação E formou-se em deltas de maré, sendo que os valores isotópicos e de C/N são condizentes com matéria orgânica derivada de fonte predominantemente marinha. É possível que esta associação inclua, também, delta de baía, como no caso dos intervalos entre 8,4-9,1 m, 9,9-11,0 m do testemunho TSM11, onde esses depósitos, bem como de bacia central associados, contém maior participação de carbono orgânico derivado de fitoplâncton de água doce relativamente ao carbono de origem marinha.

A associação de fácies F é relacionada com depósitos de *inlets* de maré associados a barreiras de areia. A presença desta associação é condizente com a ocorrência de deltas e de

bacia central neste sistema estuarino. Ambos ambientes necessitam da existência de uma barreira na desembocadura do estuário para se desenvolverem. A ocorrência da associação F no testemunho TSM11, localizado na desembocadura do estuário sob investigação, é plenamente condizente com esta proposição. A presença de sucessões granodecrescentes ascendentes com base brusca e erosiva na porção inferior desta associação permite relacionamento com *inlets* de maré. A abundância de bioturbações ao longo desses estratos, com possível registro de traços de *Ophiomorpha*, embora não exclusiva, é uma feição comum encontrada em ambientes influenciado por processos de maré. É possível que a porção superior dessa associação contenha areias representativas da própria barreira, que migrou sobre *inlets*. Os dados de $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$ e C/N de duas amostras somente (Figura 32) revelaram mistura de carbono orgânico derivado de fonte marinha com carbono de fitoplâncton de água doce. O registro de diatomáceas é marcado pelo predomínio de espécies marinhas. É interessante notar que essa característica contrasta com os depósitos subjacentes, onde prevalece matéria orgânica oriunda, em geral, de fitoplâncton marinho. Portanto, interpreta-se que a associação F inclua depósitos de barreiras que migraram sobre a bacia central. Muitos estuários registrados na literatura contém barreira de areia em sua desembocadura (p.e., Nichols et al., 1991; Barusseau et al., 1985; Galloway & Hobday, 1983; Dalrymple et al., 1992; Reinson, 1992).

A associação de fácies G representa ambiente deposicional de baixa energia, onde havia sedimentação a partir de suspensões, como revelado pelo predomínio de sedimentos finos, i.e., argila e pelito. A relação de $\delta^{13}C$ e C/N (Figura 32) indica matéria orgânica derivada principalmente de fitoplâncton de água doce e de plantas C_3, sendo condizente com o registro de diatomáceas continentais identificadas mais ao topo do testemunho TSM8. A integração dos dados analisados permite atribuir esta associação a ambiente lacustre. No topo do testemunho TSM8, único a registrar este ambiente, os dados isotópicos, bem como os

grãos de pólen e de diatomáceas, atestam acentuada mudança de condições marinhas para continentais.

8.2. PADRÃO EVOLUTIVO DA VEGETAÇÃO

Embora a quantidade de tipos polínicos dificulte interpretações paleoecológicas mais precisas na área de estudo, algumas considerações podem ser geradas a partir dos grãos de pólen identificados. Os resultados qualitativos mostram, em geral, flora mista com táxons típicos de floresta, vegetação aberta e de mangue, sem mudanças drásticas nos padrões vegetacionais no leste da Ilha do Marajó nos últimos 40.000 anos. A identificação da matéria orgânica por análises isotópicas aponta contribuições autóctone e alóctone nos ambientes deposicionais aqui interpretados. Isto mostra, muito provavelmente, que a composição florística, reconhecida por meio da análise de pólen, representa não somente a vegetação local, mas possivelmente a vegetação presente em áreas adjacentes. O contexto paleoambiental comentado anteriormente favorece aporte fluvial e marinho de palinomorfos nos ambientes sedimentares. No entanto, diante das características estuarinas, com hidrodinâmica do fluxo e dispersão dos sedimentos, os grãos de pólen, além de outros palinomorfos, estão sujeitos a novas condições de deposição e erosão.

No intervalo com ocorrência de palinomorfos do testemunho TSM4 foram identificadas as zonas 1, 2 e 3. Segundo dados faciológicos e isotópicos, a zona 1, corresponde a sedimentos depositados em canal e/ou planície de maré, enquanto as zonas 2 e 3 a ambientes deposicionais de canal fluvial e de planície de inundação. A assembléia polínica ao longo dessas três zonas, que datam os últimos 42.580 (±1.430) anos, representou, em sua maioria, tipos arbóreos, com elementos transportados pelo vento ou por animais. A presença de tipos polínicos andinos, como *Alnus* e *Hedyosmum*, presentes nas três zonas, evidencia a distribuição de grãos por longas distâncias. Táxons de *Alchornea*, Arecaceae, Euphorbiaceae,

Malpighiaceae, Moraceae/Urticaceae, além de outros encontrados em menor freqüência, constituem tipos comuns de floresta. Dados de vegetação de floresta similares aos aqui registrados foram também documentados em depósitos formados a partir de 49.000 anos A.P. em outras áreas da Amazônia brasileira (Absy et al., 1991; Van der Hammen, 1992; Van der Hammen & Absy, 1994; De Oliveira, 1996; Colinvaux *et al*., 1996, 1999; Bush et al., 2004). Para a Ilha de Marajó, grãos de pólen típicos de floresta e similares aos identificados nesta pesquisa foram registrados por Miranda (2010) em período temporal equivalente.

Embora com baixa freqüência em todas as três zonas, mas com registro contínuo, grãos de pólen de *Mauritia* e *Euterpe* foram identificados junto aos outros elementos arbóreos. Os grãos de *Mauritia* mostraram-se bem preservados, com elementos esculturais (i.e., espinhos) inteiros, isto é, sem indício de transporte e/ou retrabalhamento. A presença de *Mauritia* sugere ambientes de água doce, visto que esse elemento vegetal é conhecido como o principal indicador de áreas alagadiças e pantanosas (Colinvaux *et al*., 1999; Bush et al., 2004). *Mauritia* e *Euterpe,* dentre outros tipos vegetais da família Arecaeae, são bem conhecidos atualmente nas regiões inundáveis da Amazônia (Costa Neto et al., 2002, Almeida et al., 2004, Thomaz et al., 2004). Além disso, apesar de não terem ocorrido em volume estatisticamente significativo, os gêneros *Ludwigia*, *Myriophyllum* e *Macrolobium,* identificados em algumas amostras das três zonas do testemunho do TSM4, são também considerados elementos de ambientes alagados.

O registro polínico de mangue ao longo das três zonas é marcado pela alta freqüência de *Rhizophora*. O gênero *Avicennia* foi identificado somente na segunda zona e em baixa freqüência. Além disso, as famílias Melastomataceae/Combretaceae foram inclusas nesta categoria, tendo em vista que *Laguncularia* pertence à família Combretaceae. Apesar da menor porcentagem de *Avicennia* na assembléia polínica das zonas do testemunho TSM4, a ocorrência desse gênero com outros elementos de mangue permite propor a existência de

manguezal nas proximidades da área de estudo durante o Pleistoceno Tardio. No entanto, interpretações paleoecológicas deste tipo de vegetação devem ser feitas com cautela, já que grãos de *Rhizophora*, apesar de abundantes em sedimentos próximos a áreas costeiras, são registrados também em longas distâncias de seus locais de origem. Isto acontece porque, ao contrário de *Avicennia*, que constitui tipo entomófilo (polinização por insetos), pólen de *Rhizophora* é encontrado em grande distância e em alta produtividade devido à sua dispersão anemófila, isto é, polinização feita por meio do vento (Tomlison, 1986; Menezes, 1997). Na costa norte do Brasil, pólen de *Rhizophora* foi identificado a 70 km de distância da área fonte (Marchant et al., 2002). Ocorrência de vegetação de mangue nas proximidades do lago Arari, com representantes dos gêneros *Avicennia* e *Rhizophora,* foi verificada por Miranda (2010) há cerca de 50.000 anos e nos últimos 10.000 anos A.P.

Pólen de ervas ou herbáceos, geralmente associados à vegetação aberta, mantém relação diretamente proporcional aos tipos arbóreos ao longo de todas as zonas determinadas (ver Figura 33). Poaceae e Cyperaceae, além de Asteraceae mostraram as maiores flutuações entre os tipos. No entanto, o registro de Poaceae não ultrapassou 20%, valor percentual inferior ao registrado em áreas de savanas, onde esse táxon chega a alcançar porcentagens entre 50 a 70% dos grãos (Salgado – Labouriau, 1980, 1997; Salgado - Labouriau et al., 1997, 1998). Interpretações baseadas em análises de grãos de pólen herbáceos, por exemplo, sustentam a formação de vegetação aberta na Amazônia durante o Pleistoceno Tardio como reflexo de condições climáticas secas (Ab'saber, 1977, Van der Hammen & Absy, 1994; Haberle & Maslin, 1999). Colinvaux et al. (1999), por sua vez, comentam que elementos de Poaceae são facilmente encontrados no meio da floresta densa em ambientes de várzea ou ao longo dos rios amazônicos em bancos de areia e argila, que ficam expostos conforme os movimentos dos canais fluviais. Estes são vegetais ditos como anemófilos e costumam ser produzidos em grande quantidade e podem se tornar super-representados no sedimento.

Em relação à área de estudo, a ocorrência de Cyperaceae nas zonas do TSM4, juntamente com Poaceae, elementos de *Mauritia*, *Euterpe*, esporos de pteridófitas, além de outros táxons aquáticos (i.e., *Macrolobium*, *Ludwigia* e *Myriophyllum*), podem reforçar a idéia do estabelecimento de ambientes adjacentes a áreas alagadas. A alta freqüência de esporos de pteridófita, notada nas zonas 1, 2 e 3 do testemunho TSM4, assim como o excelente grau de preservação desses palinomorfos, podem ter sido favorecidos por condições úmidas e alagadas, já que tipos de pteridófitas têm a umidade como fator principal ao seu desenvolvimento. No entanto, vale ressaltar que esporos de pteridófitas são bastante freqüentes em registros polínicos, devido à sua maior resistência à deteriorização. Para a área de estudo, os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ (Figura 33) sugere que os elementos de Poaceae identificados nos dados palinológicos possam representar gramíneas do tipo C_3, que são mais adaptadas a ambientes úmidos. Os valores isotópicos derivados de plantas atuais coletadas no entorno ou próximas dos pontos analisados indicam predomínio de gramíneas do tipo C_3 (Lima, 2008). A possível presença de elementos de Poaceae do tipo C_3 reforça a idéia de condições mais úmidas estabelecidas na área de estudo.

A ausência de grãos de pólen e de esporos até 11,0 m de profundidade no testemunho TSM4, correspondentes à bacia central, delta, canal e/ou planície de maré, dificultou a caracterização da vegetação durante o Holoceno na área de estudo. Uma possibilidade é que a falta de palinomorfos neste intervalo possa estar relacionada à influência marinha, como sugerida pelos valores isotópicos e de C/N. Entretanto, o efeito de lavagem por ação de correntes de maré, bem como a condição oxidante proporcionada pela localização do testemunho nas margens do paleoestuário, devem ter contribuído para dificultar o processo de preservação dos grãos, não permitindo sua preservação nos estratos sedimentares.

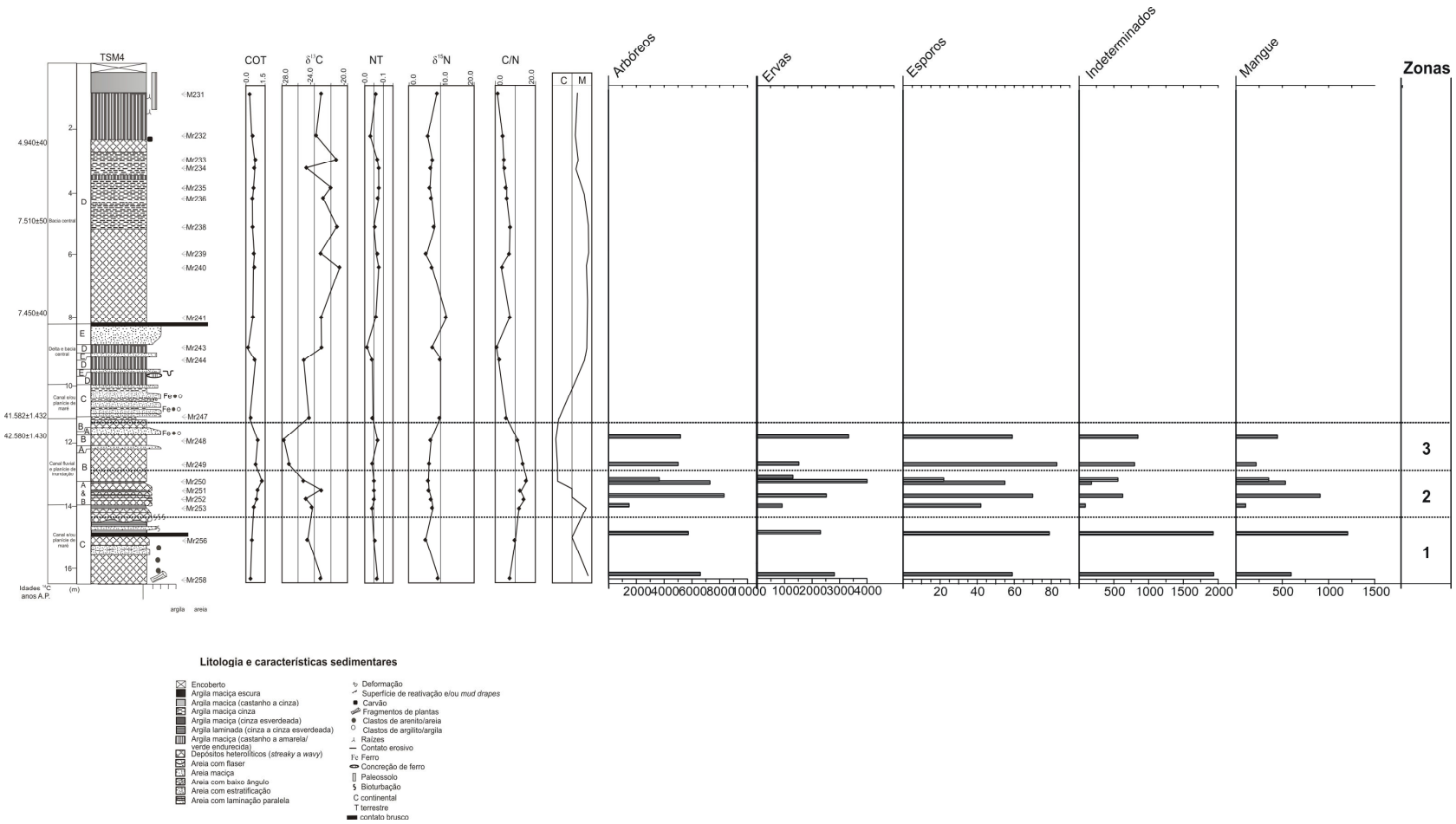


Figura 33: Perfil litoestratigráfico do testemunho TSM4, com indicações dos padrões isotópicos ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$), COT, NT, C/N, concentração (grãos/cm^3) das categorias dos grãos de pólen.

O registro polínico do testemunho TSM8 foi dividido em quatro zonas. A primeira zona, mais basal, data os últimos 41.080 (±810) anos A.P., e a última, situada mais na superfície do testemunho, 6.790 anos A.P. Os ambientes deposicionais, interpretados de acordo com dados faciológicos, incluem canal fluvial, planície de maré e lago. Assim como observado nas três zonas que datam o Pleistoceno Tardio no testemunho TSM4, a caracterização palinológica nas zonas 1 e 2 deste testemunho demonstrou, em sua maioria, elementos arbóreos típicos de floresta, com destaque para *Alchornea*, Euphorbiaceae e Moraceae/Urticaceae. A presença constante desses elementos e, em maior proporção, a relação com os demais táxons arbóreos ao longo das zonas, pode refletir elevada produção polínica. No entanto, as famílias Moraceae/Urticaceae (i.e., *Cecropia*), comuns em muitos diagramas polínicos, são encontradas em áreas naturalmente abertas e perturbadas como tipos pioneiros na sucessão vegetacional (Colinvaux *et al*., 1999). Os gêneros *Mauritia* e *Euterpe*, embora pouco freqüentes, foram identificados entre os elementos arbóreos, o que evidencia, possivelmente, áreas continentais sujeitas a períodos de inundação.

Elementos de mangue foram também registrados no testemunho TSM8, com alta freqüência de *Rhizophora* na primeira e quarta zonas. Em particular, a ausência de pólen de Avicennia sugere que os grãos de *Rhizophora* resultaram de transporte a partir de ambientes próximos ao sistema paleoestuarino até áreas situadas mais ao sudeste da Ilha de Marajó, local de amostragem do testemunho TSM8. Como explicado anteriormente, grãos de pólen de *Rhizophora* são conduzidos a grandes distâncias devido à sua alta produção e característica anemófila. Esta hipótese de distanciamento dos elementos de mangue de sua área fonte, como aqui sugerido, é reforçada pelos resultados isotópicos e de C/N, que sinalizam maior influência continental. Apesar de picos marinhos identificados entre as profundidades de 1,0 a 6,0 m (zona 3 e parte basal da zona 4), houve total ausência de *Rhizophora* e de qualquer

outro palinomorfo. O registro herbáceo é marcado principalmente por Poaceae, que se manteve constante nas duas primeiras zonas do testemunho. Como registrado no testemunho TSM4, os dados de $\delta^{13}C$ sugerem ervas do tipo C_3 (ver Figura 34).

Na quarta zona, localizada mais ao topo do testemunho TSM8, nota-se novamente valores significativos de *Rhizophora* há 6.700 anos A.P., equivalentes aos registrados nas zonas mais basais. Outros registros de *Rhizophora* na Ilha de Marajó foram documentados próximo ao lago Arari entre 5.000 a 4.000 anos A.P. (Miranda, 2010) e entre 750 e 500 anos A.P. (Cohen et al., 2008). Segundo estes últimos autores, o desaparecimento de áreas de mangues nessa ilha teria ocorrido somente após 750 e 500 anos. O aumento significativo de elementos de ervas, conforme demonstrado na zona 4 e, particularmente, na amostra MR290, é condizente com o estabelecimento de vegetação mais aberta a partir de 6.700 anos. Raros grãos de pólen de plantas aquáticas, como Cyperaceae e *Macrolobium* foram identificados nessa amostra, apesar de não apresentarem números suficientes para a análise quantitativa. Ainda, elementos arbóreos determinados nessa zona, como *Alchornea*, Fabaceae e Moraceae/Urticaceae, encontrados juntamente aos táxons de Poaceae, são favoráveis à formação vegetal em áreas abertas, já que estes constituem táxons pioneiros presentes nas primeiras fases da sucessão ecológica. Formações arbóreas/arbustivas e campestres com áreas inundadas formam a composição vegetal atual no leste da Ilha do Marajó (Rossetti et al., 2010).

Embora a composição paleoflorística em áreas próximas ao lago Arari indique que a ocorrência de *Rhizophora* não tenha sustentado substituição de manguezais por campos herbáceos durante o Holoceno médio e tardio (Miranda, 2010), essa situação é muito bem evidenciada no testemunho TSM8 aqui analisado. Em um estudo anterior, análises de isótopos e C/N em sedimentos da porção oriental da Ilha de Marajó evidenciaram a desativação de condições estuarinas e, conseqüentemente, de áreas de mangue no Holoceno médio (Lima,

2008). Segundo a autora, os dados isotópicos refletem formação vegetal de via fotossintética C_3 e C_4 a partir de 5.000 anos A.P., com predomínio de plantas C_3, o que é condizente com o padrão de cobertura atual dominado por espécies de Poaceae C_3 e C_4.

Outras informações para a região amazônica sobre formação de vegetação aberta foram reportadas por Absy et al. (1991), com base em análises palinológicas da região de Carajás. O estabelecimento dessa vegetação é sugerido como conseqüência de clima seco, que conduziu à ocorrência constante de paleofogos. Outras informações sobre condições secas e de paleofogo para essa área foram abordadas por Sifeddine et al. (1994) e Cordeiro (1995). Dados palinológicos de sedimentos do lago Galheiro, Roraima, mostraram vegetação com dominância de Poaceae e elementos arbóreos/arbustivos esparsos, com destaque para *Mauritia flexuosa*, há 205 ± 75 anos A.P. (Absy, 1979). Resultados similares foram documentados em outro ponto de Roraima, i.e., no lago Redondo (Absy et al., 1991). As análises polínicas, datadas há aproximadamente 2.090 (±60) anos A.P., apresentaram elementos abundantes de Poaceae associados a outros táxons de ervas.

Apesar do aumento significativo na freqüência de elementos de Poaceae, além de outros táxons também com ocorrência em áreas abertas, nas amostras estudadas, o estabelecimento desses tipos vegetacionais na área de estudo no Holoceno médio e tardio pode não estar diretamente ligado ao fator clima como mecanismo condicionante. Isto porque, ao contrário de outras interpretações sobre mudanças de vegetação e condições áridas na Amazônia brasileira durante o Holoceno, a presença de vegetação aberta no leste da Ilha de Marajó a partir desse tempo até atualmente teria ocorrido em momento caracterizado por alta precipitação (ver predomínio de plantas C_3 em Lima, 2008), conforme observado em outras regiões da Amazônia em período similar (Behling et al., 1999; Behling & Hooghiemstra, 2000; Behling & Costa, 2000; Behling et al., 2001; Freitas et al., 2001; Pessenda et al., 2004; Irion *et al*., 2006). Considerando que a Ilha de Marajó acha-se situada em região com registro

de significante atividade sísmica (Miotto, 1993; Rossetti &Valeriano, 2007; Rossetti et al., 2007b), torna-se importante analisar sua dinâmica vegetacional frente a atividades tectônicas, o que será feito no item 7.5.

Nos testemunhos TSM10, TSM11 e TSM12 houve total ausência de Grãos de pólen e esporos. A não preservação de grãos de pólen e esporos, por exemplo, pode ter relação com a grande quantidade de sedimentos arenosos que compõem os estratos e, ainda, pela influência marinha, identificada por análises de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}C$ e C/N. De modo geral, grãos de pólen e esporos são mais facilmente depositados e sedimentados em granulometrias finas. Em sedimentos arenosos, estes palinomorfos são mais sujeitos à oxidação.

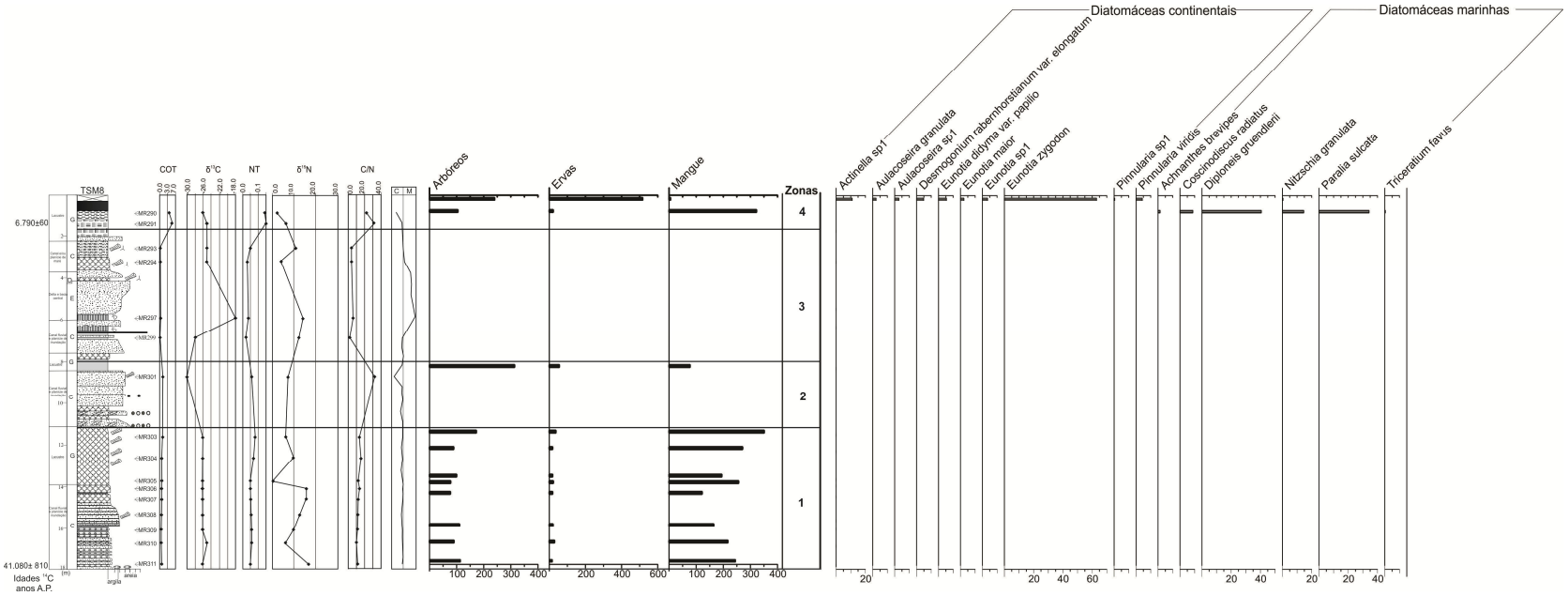


Figura 34: Perfil litoestratigráfico do testemunho TSM8, com indicações dos padrões isotópicos ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$), COT, NT, C/N, concentração (grãos/cm^3) das categorias dos grãos de pólen e porcentagens de diatomáceas continentais e marinhas.

8.3. SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL COM BASE EM DIATOMÁCEAS

Os resultados obtidos a partir das análises de diatomáceas nos testemunhos aqui estudados (i.e., TSM11, TSM10, TSM4, TSM12 e TSM8) foram consistentes com o padrão isotópico e C/N apresentados, onde foi verificada maior contribuição de matéria orgânica derivada de fitoplâncton marinho, reforçando os ambientes deposicionais estuarinos confirmados neste trabalho (Figuras 36 e 37). Com exceção dos testemunhos TSM4, TSM12, e de um intervalo entre 1,5 e 18 m de profundidade do testemunho TSM8, como já descrito em item anterior (7.4), não houve registro de diatomáceas. As diatomáceas identificadas nos testemunhos TSM11, TSM10 e TSM8, neste último no intervalo mais ao topo, somam em grande parte espécies e gêneros típicos de ambientes marinhos.

Tanto no testemunho TSM11 quanto no testemunho TSM10, o acréscimo ou decréscimo de diatomáceas entre os pontos amostrados poderia ser explicado pelo aumento de $\delta^{15}N$, o qual estaria relacionado ao processo de eutrofização, resultante de maior desenvolvimento de diatomáceas. Entretanto, picos de $\delta^{15}N$ foram observados em vários momentos ao longo dos testemunhos TSM10 e TSM11 e estes não mostram uma relação diretamente proporcional ao acréscimo de *Actinoptychus senarius*, *Coscinodiscus radiatus* e de outros táxons de diatomáceas. Por outro lado, a ocorrência de grande parte de diatomáceas marinhas ao longo das zonas determinadas nesses testemunhos justifica os valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}C$ e C/N, que apontam para matéria orgânica derivada de fitoplâncton marinho (Figuras 36 e 37). Estes dados são condizentes com condições dominantemente marinhas interpretadas pelas análises faciológicas e isotópicas, que indicaram predomínio de ambientes deposicionais estuarinos distais, como complexo *inlet*/barreira, delta de maré e bacia central. Ainda, a alta concentração desses fitoplânctons na porção mais distal do paleoestuário pode indicar fase de

estabilização e recuo do mar transgressivo em 6.000 anos na área de estudo, que teve início nos últimos 10.479 anos A.P. (Miranda, 2010; ver também itens 8.4 e 8.5 para maiores discussões).

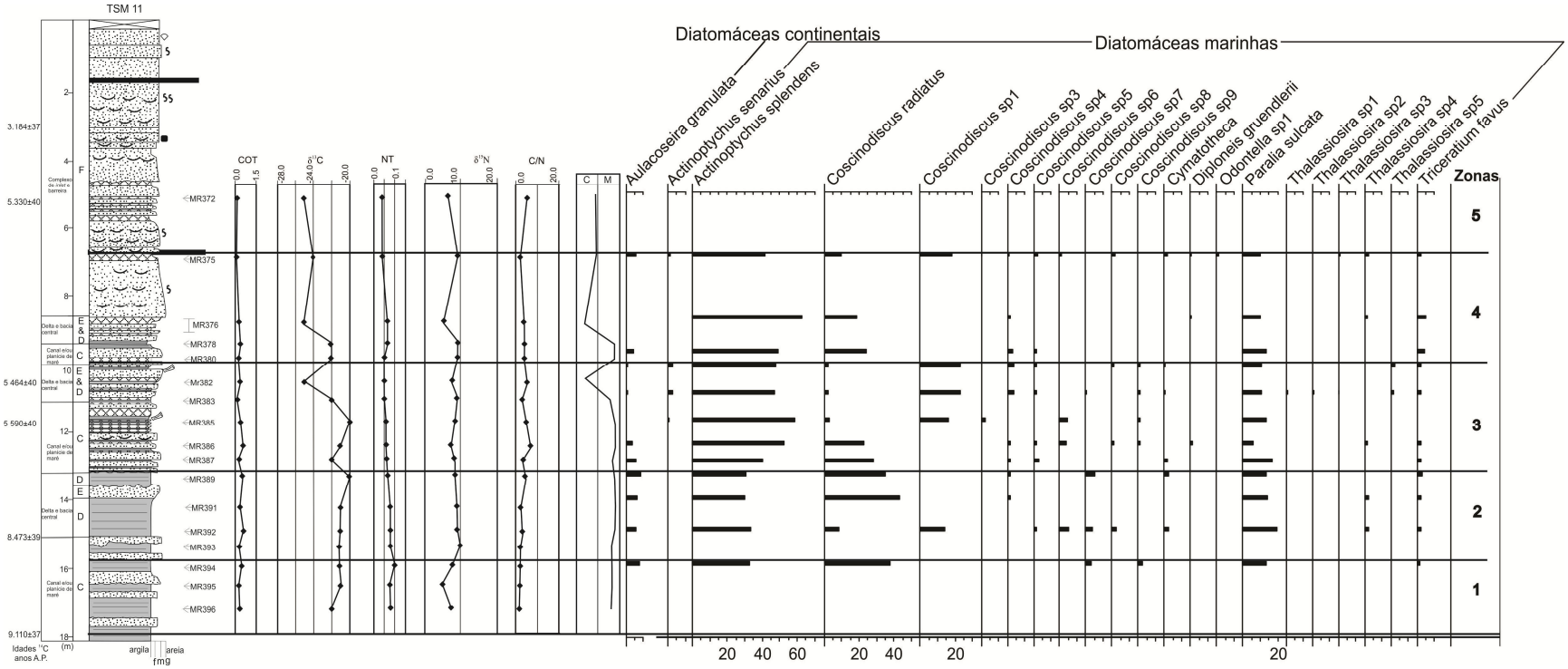


Figura 35: Perfil litoestratigráfico do testemunho TSM11, com indicações dos padrões isotópicos ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$), COT, NT, C/N e porcentagens de diatomáceasmarinhas.

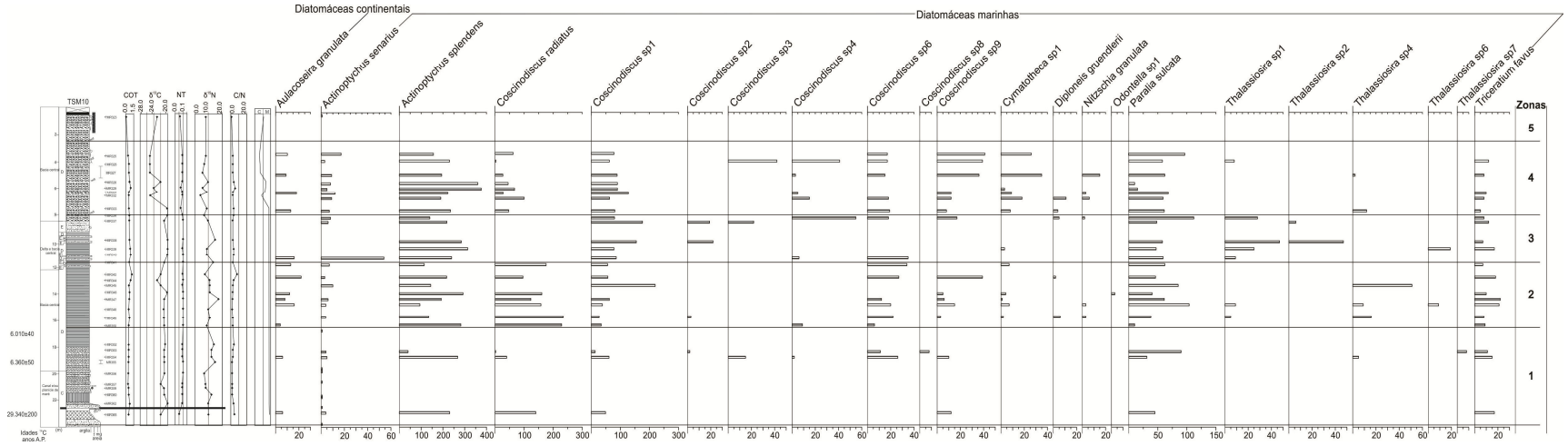


Figura 36: Perfil litoestratigráfico do testemunho TSM10, com indicações dos padrões isotópicos ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$), COT, NT, C/N e porcentagens de diatomáceas marinhas.

Os dados de diatomáceas em sedimentos holocênicos do testemunho TSM8, isto é, há cerca de 6.700 anos, evidencia influência marinha, isto particularmente demonstrado pela amostra MR291, onde predominam espécies como *Coscinodiscus radiatus*, *Diploneis gruendleri*, *Paralia sulcata* e *Nitzschia granulata*. No entanto, situação contrária foi demonstrada em amostra posterior (i.e., MR290). Nessa amostra, a ocorrência foi quase que dominante de diatomáceas continentais, visto que a espécie marinha *Nitzschia granulata* apareceu em baixos valores percentuais. Os táxons continentais mais freqüentes foram *Eunotia zygodon* e *Actinella* sp1. Outros táxons como *Pinnularia*, *Aulacoseira* e *Desmogonium* também foram identificados nesse ponto amostrado. Os gêneros *Eunotia* e *Actinella*, como verificados nesta pesquisa, constituem tipos comumente registrados em águas ácidas amazônicas (Patrick, 1940, De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992, Souza-Mosimann et al., 1997, Alencar et al., 2001, Díaz-Castro et al., 2003, Ferrari et al., 2007; Melo et al., 2010). A constatação de espécies de diatomáceas continentais, aliadas a grãos de pólen de vegetais de áreas abertas no testemunho TSM8 após os 6.700 anos A.P., reforça aumento das áreas continentais na Ilha de Marajó e, muito provavelmente, a formação de vegetação mais aberta a partir do Holoceno médio. Os valores isotópicos encontrados no topo do testemunho apontam muito bem essa transição de matéria orgânica derivada de fitoplâncton marinho para continental, com forte contribuição de plantas C_3 (ver Figura 32).

Apesar da condição marinha, principalmente no intervalo holocênico do testemunho TSM4, táxons de diatomáceas marinhas não foram registrados em número suficiente para análise estatística deste testemunho. A falta de diatomáceas em maior parte do testemunho TSM4 pode ser justificada pela localização desse testemunho na margem da bacia estuarina. Esta constitui uma área de lâmina d'água rasa, sujeita a constantes mudanças devido à alternância entre dessecação e alagamento por correntes de maré. Os raros fragmentos identificados nas amostras argilosas abrangem as formas planctônicas, as quais, em geral, são

melhores preservadas em sedimentos argilosos depositados sob condições de baixa energia. De acordo com Mitbavkar & Anil (2002), diatomáceas provenientes da coluna d'água, representadas por formas planctônicas, e depositadas em condições de baixa energia, estão menos sujeitas aos processos de abrasão e dissolução estabelecidos em zonas de intermaré.

No testemunho TSM12, localizado mais na parte proximal do paleoestuário, houve total ausência de diatomáceas. Apesar de algumas espécies de diatomáceas serem consideradas episâmicas, isto é, estarem presentes sobre grãos de areia, sua preservação não ocorreu nos depósitos arenosos do testemunho TSM12. Devido à localização mais proximal, o mais provável é que a alta energia do fluxo fluvial que alimentava o sistema estuarino tenha afetado a preservação de diatomáceas. Como observado nos demais testemunhos que registraram diatomáceas, estas são preferencialmente do tipo planctônico, tendo sido preservadas em estratos de granulometria fina formados em ambientes de baixa energia.

8.4. MODELO E EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL

Os resultados da integração de dados faciológicos, isotópicos, elementares, ^{14}C, palinológicos e de diatomáceas apresentados neste trabalho confirmam o domínio de um amplo sistema estuarino no nordeste da Ilha do Marajó durante o final do Pleistoceno e Holoceno. O aumento da influência fluvial em direção ao testemunho TSM12 revelou que este estuário era alimentado por sedimentos continentais oriundos da porção leste a sudeste da ilha. Esta proposição é consistente com a geometria do paleoestuário, que se afunila naquele sentido, dando lugar a um sistema de paleocanais meandrantes que são abruptamente interrompidos na margem leste da ilha, de acordo com o documentado em Rossetti et al. (2008; ver ilustração na Figura 37). De acordo com estes autores, essa paleodrenagem seria derivada de áreas continentais e antecede a formação da baía do Marajó. Com a formação

dessa baía por reativação tectônica, como será discutido no item 9.1, o influxo fluvial que alimentava o estuário foi interrompido, resultando em seu abandono no Holoceno.

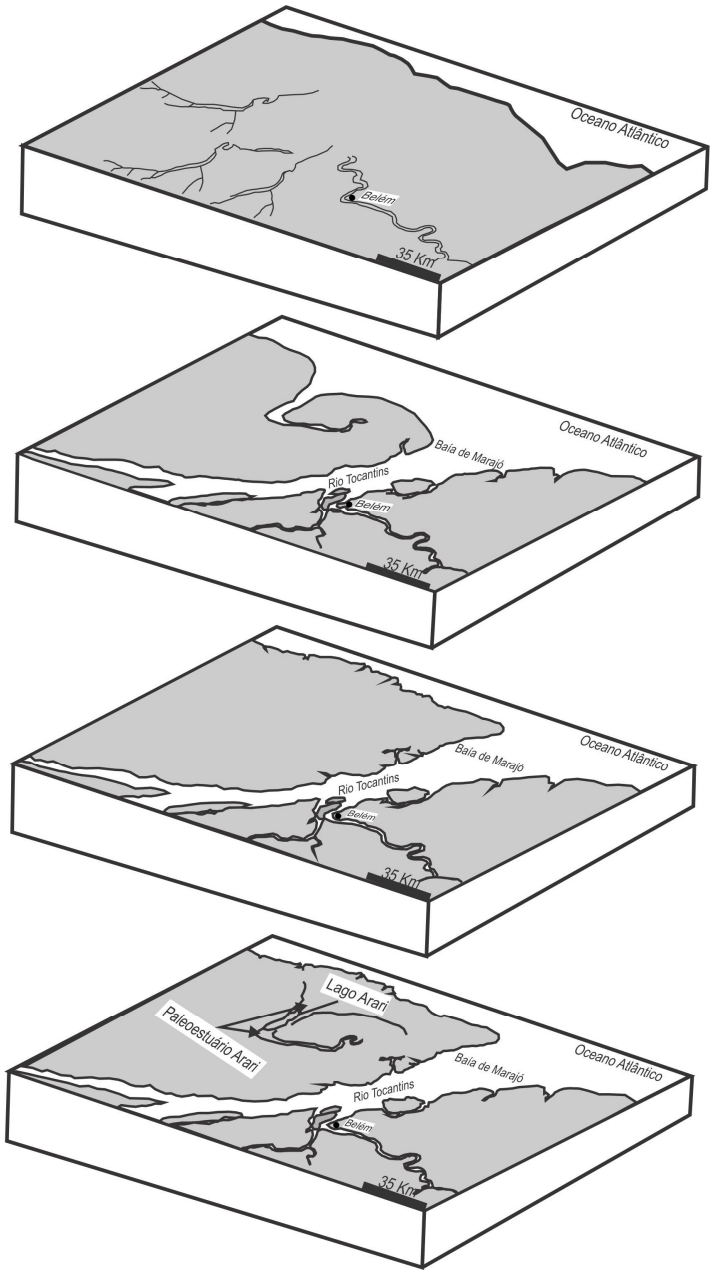


Figura 37: Evolução do sistema estuarino no nordeste da Ilha de Marajó durante o final do Pleistoceno e Holoceno apresentada por Rossetti et al. (2008).

A morfologia tipicamente afunilada do paleoestuário analisado é mais comumente associada com estuários formados sob influência dominante de correntes de maré (Dalrymple & Zaitlin, 1989; Woodroffeet al., 1989; Dalrymple et al., 1990; Dalrymple et al.,1992; Harris

et al., 1992; Chappell & Woodroffe, 1994; Mulrennan & Woodroffe, 1998; Plink-Bjorklund, 2005). Este tipo de estuário seria, também, mais condizente com as condições atuais da costa, onde domina regime de macromarés. Entretanto, as associações de fácies reconhecidas na área de estudo sugerem que o estuário desenvolvido no final do Pleistoceno ao Holoceno na área de estudo apresentava uma barreira de areia em sua porção distal (Figura 38), o que promoveu a formação de uma ampla área de baixa energia por detrás desta, representada pelos depósitos de bacia central. A associação de depósitos de complexo de barreira/*inlet*, com bacia central e deltas de maré, sugere modelo de estuário com domínio de onda (Frey & Howard, 1986; Nichol et al., 1991; Dalrymple, 1992; Dalrymple et al., 1992; Heap et al., 2004).

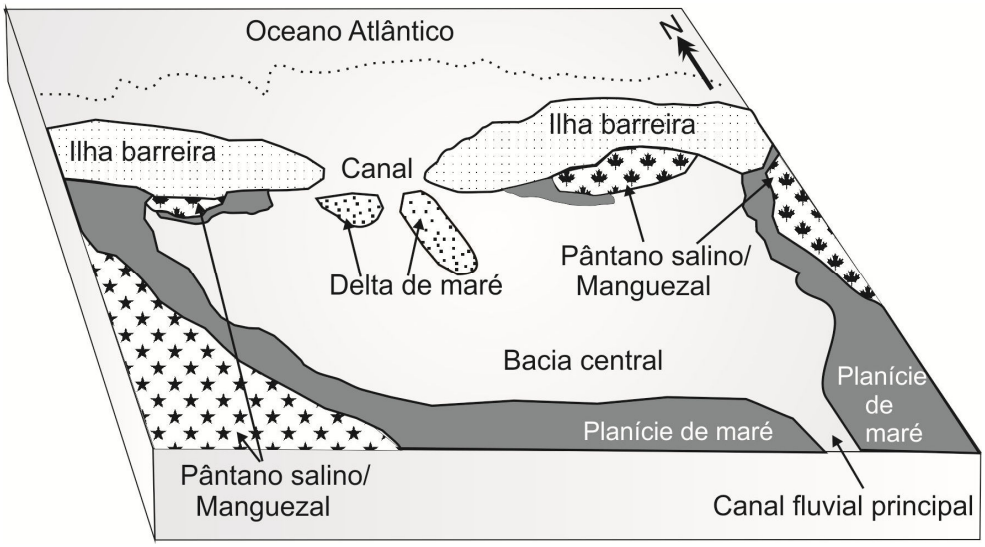


Figura 38: Desenho esquemático representativo do sistema deposicional dominado por onda proposto para os depósitos estudados no leste da Ilha de Marajó durante o Pleistoceno Tardio ao Holoceno médio/tardio.

Apesar do reconhecimento de estuários tipicamente dominados por onda ou por maré em muito ambientes modernos e antigos, muitos estuários mostram variações destes modelos idealizados. Com isto, ocorrem casos de estuários alongados e afunilados, como esperado em costas com domínio de maré, mas que são internamente constituídos por sub-ambientes que tipificam estuários com domínio de onda, como bem exemplificado pelo estuário do rio

Gironde na França (p.e., Allen, 1991; Allen & Posamentier, 1993). Além disto, a morfologia dos estuários é definida não só pelo equilíbrio entre processos de onda e correntes de maré, mas reflete uma variedade de outros fatores, incluindo-se a história da drenagem anterior, a natureza do substrato, a taxa de subsidência, o comportamento do nível do mar e o suprimento sedimentar (Ricketts, 1991). Este autor mostrou que estuários com morfologia afunilada e barreira coexistiram no leste das Ilhas Árticas do Canadá durante o Paleoceno, devido a variações no substrato, sendo os primeiros registrados em vales profundos e estreitos e os segundos em vales amplos, porém rasos.

A correlação estratigráfica apresentada na Figura 39 revelou que no Pleistoceno Tardio já coexistiam depósitos formados em canais fluviais, planícies de inundação, canais de maré e/ou planícies de maré, representativos de sistema estuarino no leste da Ilha de Marajó. Isto é sugerido pelo registro sedimentar situado no intervalo entre 8,3 e 16,0 m de profundidade, que data os últimos 42.000 anos A.P. Registros faciólogicos de testemunhos de sondagem analisados em torno do lago Arari revelaram deposição em canal fluvial que desaguava em bacia captadora de baixa energia entre 40.000 e 50.000 anos A.P. e entre 39.000 e 40.000 anos A.P. (Miranda, 2010). Esta bacia tinha natureza fortemente continental, porém o mais provável é que este estaria localizado na zona costeira, e já teria conexão com o sistema marinho, como evidenciado por dados isotópicos. Então, rápidos picos transgressivos foram sugeridos para aquela área de estudo. No entanto, a referida autora mostra que entre 35.507 (±645) e 39.079 (±1.114) anos A.P. a área no entorno do atual lago Arari teria sido submetida a significativo aumento do nível relativo do mar, conferido por trasladação de fácies de natureza tipicamente marinhas sobre depósitos fluviais e estuarinos proximais.

Após 29.340 (± 200) anos AP, houve período de estabilização ou início de queda do nível relativo do mar, sendo registrado pelos depósitos de planície de maré sobre os estratos transgressivos. Após isto, houve queda brusca do nível relativo do mar (fase de mar baixo),

quando o estuário foi abandonado e seus sedimentos parcialmente erodidos, o que deu origem a uma superfície de descontinuidade com relevo erosivo.

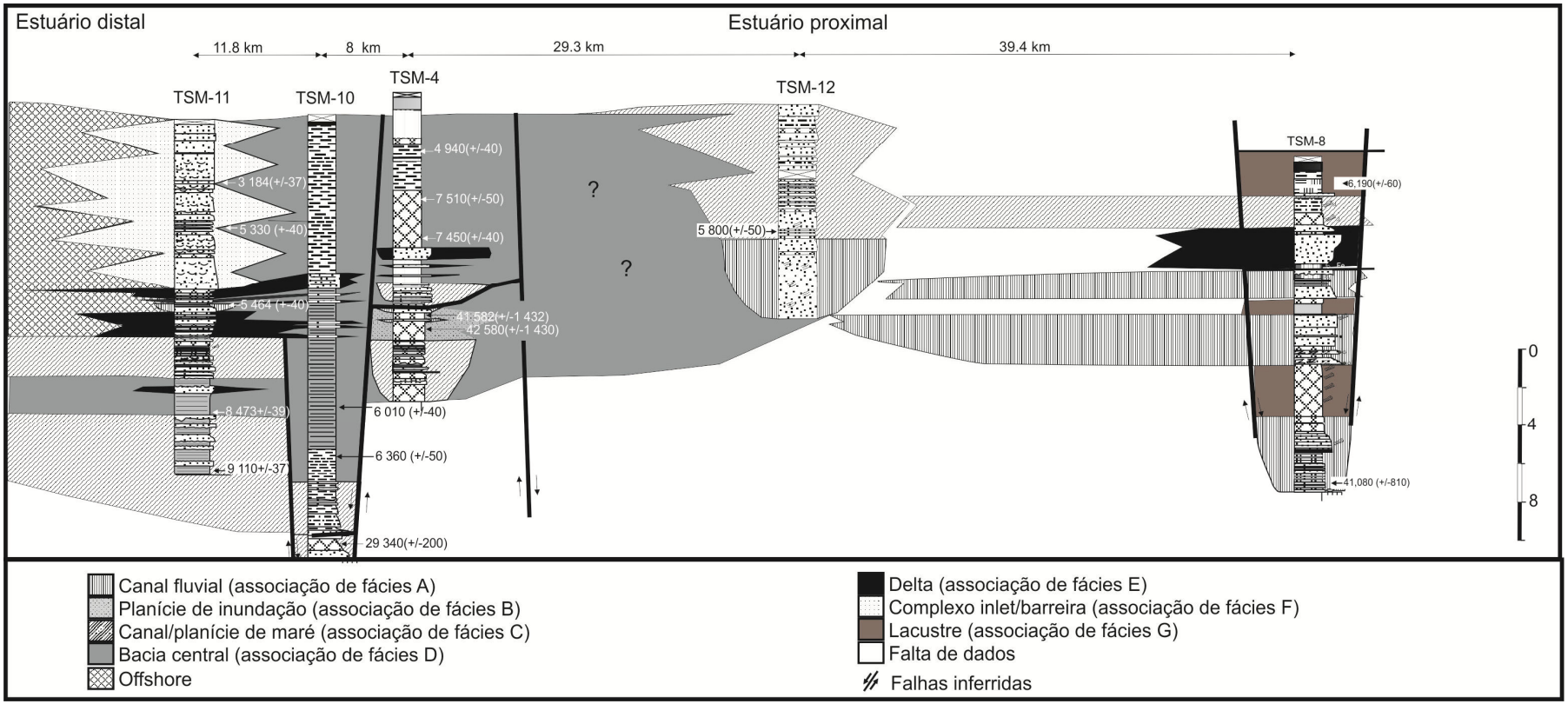


Figura 39: Perfis verticais representativos das sucessões quaternárias na parte leste da Ilha de Marajó.

Após queda, o nível do mar voltou a subir no nordeste da Ilha de Marajó (fase de mar transgressivo) no início do Holoceno, há pelo menos 9.110 (±37) anos AP. Durante este tempo, retorna o registro de condições estuarinas. A natureza transgressiva dos depósitos foi sendo intensificada com o tempo até que, por volta de 7.450 anos AP, atingiu o estuário interno, onde a ação de correntes de maré resultou em depósitos de natureza marinha (i.e., canais/planícies de maré e delta) sobre depósitos de canais fluviais, como registrado no testemunho TSM12, situado na porção representativa da porção canalizada proximal do sistema estuarino. Durante este tempo, a bacia central amplificou, resultando em uma espessa sucessão sedimentar fina no testemunho TSM10. Deltas de maré progradaram em direção à bacia central, tendo atingindo áreas representadas pelo testemunho TSM10.

O nível relativo do mar foi se estabilizando e recuando gradativamente após, aproximadamente, 5.400 anos A.P., o que foi acompanhado pela agradação (fase de mar alto) de depósitos representativos do complexo de barreira/*inlet* no testemunho TSM11, bem como de depósitos de canais e planícies de maré no testemunho TSM12. Durante esta fase evolutiva, a sedimentação de argila em ambiente de bacia central prosseguiu no testemunho TSM10. Nesse testemunho, carbono orgânico de origem marinha foi registrado até, pelo menos, 1 m de profundidade, o que sugere que a conexão com o sistema marinho permaneceu ativa até recentemente, quando a área passou a ser dominada por sedimentação lacustre, com o estabelecimento do lago Arari. Além disso, diatomáceas exclusivamente marinhas foram verificadas ao longo de quase todo o testemunho TSM10 (i.e., até cerca de 2 m de profundidade), confirmando as condições marinhas sugeridas pelos dados isotópicos e C/N.

A presença de estratos fluviais bem desenvolvidos na base do testemunho TSM12 com idades inferiores a 5.800 anos A.P. sugere que até então o estuário era alimentado por influxo fluvial. À medida que houve a formação da baía do Marajó, que corresponde a uma larga (i.e.,

55 km) área submersa no baixo curso do rio Tocantins (ver discussão no item seguinte), o influxo fluvial para dentro do estuário parece ter sido interrompido. Depósitos fluviais não foram mais registrados após este período, nem mesmo quando houve agradação devido à estabilização do nível relativo do mar a cerca de 5.400 anos AP. Este fato sustenta a hipótese de que a baía de Marajó já havia se formado, com a conseqüente interrupção do fornecimento de sedimentos fluviais oriundos do continente. O maior desenvolvimento de depósitos representativos do complexo de barreira/*inlet* e bacia central neste período é consistente com essa interpretação, sugerindo que, muito possivelmente, o estuário tenha se convertido em um sistema lagunar na fase de mar alto.

Adicionalmente, fato interessante de observar é o registro de impulso marinho no testemunho TSM8 há cerca de 6.700 anos A.P., em local onde anteriormente e posteriormente a esta data predominavam condições continentais. Isto foi relacionado com a história de abertura da baía do Marajó, quando águas salinas tiveram condições de penetrarem para sul, e atingir áreas que constituíram a margem leste da Ilha de Marajó, pelo menos em áreas mais deprimidas de cursos de rios costeiros. Essa invasão marinha teria favorecido a formação de turfeira na área, como registrado no topo desse testemunho. A identificação de matéria orgânica derivada de fitoplâncton marinho, bem como de diatomáceas predominantemente marinhas nesse intervalo do testemunho TSM8 reforça essa condição. O registro de matéria orgânica terrestre e de diatomáceas continentais logo após 6.700 anos A.P. sugere que condições continentais passaram a prevalecer novamente, à medida que os cursos de rios foram sendo abandonados e estagnados, para se converterem em lagos alongados, como é o caso do atual lago São Luis, onde o testemunho TSM8 foi coletado. Estas interpretações são condizentes com a análise de imagens orbitais, que demonstram que vários lagos no entorno do lago São Luís se constituem no registro reliquiar de antigos sistemas de drenagem (Rossetti et al., 2008).

Após agradação, o sistema estuarino-lagunar tornou-se abandonado na paisagem da Ilha de Marajó, à medida que o nível relativo do mar rebaixou e a costa avançou cerca de 40 km para norte. Com isto, áreas antes submersas tornaram-se expostas subaereamente. A porção mediana do sistema estuarino-lagunar permanece emersa, onde se desenvolve sedimentação lacustre atual, representada pelo lago Arari. A porção proximal deste sistema ficou excepcionalmente bem preservada no leste da ilha, sendo representada por uma série de paleocanais meandrantes, bem registrado em imagens Landsat (Cf. Rossetti et al., 2008).

8.5. FATORES CONTROLADORES

A história sobre o nível relativo do mar, dinâmica da vegetação e a conseqüente evolução de paleoestuário na área de estudo pode estar relacionado à combinação de eventos eustáticos e tectônicos. A análise da sucessão sedimentar, com indícios de condições estuarinas estabelecidas há cerca de 42.000 anos A.P., implica em transgressão, tendo em vista que estuários são sistemas deposicionais essencialmente transgressivos. Em particular, as condições marinhas registradas entre cerca de 39.000 e 35.000 A.P., são consistentes com período dominantemente transgressivo. No entanto, este período coincide com a queda progressiva do nível do mar após o Último Interglacial (Figura 40). Portanto é pouco provável que a transgressão registrada no Marajó durante esta fase seja relacionada com fator eustático, a menos que seja reflexo de transgressão pontuada superimposta à queda do nível do mar global. Vale lembrar que não há registro de transgressão durante o Pleistoceno além da Penúltima Transgressão ou Transgressão Cananéia (Suguio & Martin, 1978; Bittencourt et al., 1979; Martin et al., 1982, 1986; Tomazelli & Dillenburg, 2007) em outras áreas do território brasileiro, o que corresponde ao Último Máximo Interglacial entre cerca de 118-130 ka A.P.

(Lambeck & Nakada, 1992; Stirling et al., 1995).

A queda do nível relativo do mar registrada entre 29.000 e 9.000 anos A.P. ocorreu simultaneamente a dois episódios glaciais, o Último Máximo Glacial e o episódio frio do *Younger Dryas*, entre 25.000 e 18.000 anos A.P. e entre 12.600 e 11.800 anos A.P., respectivamente (Crowley & North, 1991). Outras áreas da Amazônia brasileira registram estes eventos por meio de dados palinológico (i.e., Van der Hammen et al., 1992; Van der Hammen & Absy, 1994; Latrubesse & Rancy, 1998). Clima relativamente mais árido que o atual é evidenciado até, pelo menos, 11.300 anos A.P. na Amazônia central (Rossetti et al., 2005). Desta forma, é bem provável uma relação entre a queda relativa do nível do mar na área de estudo com a ocorrência do Último Máximo Glacial e o *Younger Dryas*. Adicionalmente, os dados aqui apresentados sugerem transgressão entre 9.110 (± 37) anos A.P. e cerca de 5.464 (± 40) anos A.P. Durante este período, houve o derretimento das massas de gelo formadas durante o *Younger Dryas*, resultando em aumento do nível do mar. O pico transgressivo associado a este evento é normalmente indicado no Holoceno médio, quando o nível do mar atingiu cerca de 5 m acima do atual (i.e., Shackleton, 1988). No entanto, há uma certa divergência quando a curva global é comparada com a história de mudança de nível relativo do mar reconstituída para a Ilha de Marajó, onde o pico transgressivo é registrado do Holoceno inicial ao médio, com estabilização em torno de 5.454 ± 40 anos A.P. A partir de então, o nível do mar gradativamente decresceu, resultando em progradação significativa. Esta interpretação é consistente com registros de outras regiões do Brasil, onde aumento do nível do mar foi proposto até cerca de 7.000 anos A.P., com estabilização entre 7.000 e 5.000 anos A.P. (Suguio et al., 1985; Martin et al., 1986; Milne et al., 2005; Angulo et al., 2006). Esse padrão também é condizente com muitos outros estudos realizados em outras áreas do norte brasileiro (Behling & Costa, 1997, 2000, 2001; Behling, 2001; Behling et al., 2001a,b; Souza-Filho & Paradella, 2003; Cohen et al., 2004, 2005a,b; Vedel et al., 2006).

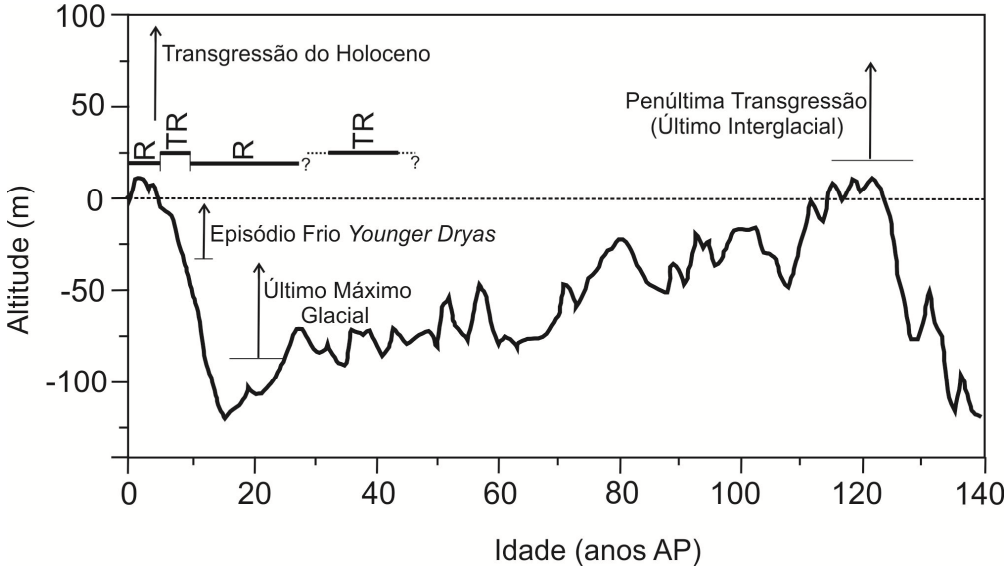


Figura 40: Curva de nível do mar global, estabelecida com base em isótopos de oxigênio (after Shackleton 1988), e os principais episódios transgressivos e regressivos reconstituídos com base nos dados coletados na Ilha de Marajó (R=regressivo; TR=transgressivo).

A reconstrução da queda do nível relativo do mar na Ilha de Marajó durante o Holoceno médio e tardio é consistente com a queda do nível do mar global, desde o seu aumento no Holoceno médio até a posição atual. Esta interpretação ainda é reforçada pela afirmação de que o nível do mar do Holoceno tardio no Sul do Brasil só foi inferior a 1 m da condição atual (i.e., Angulo & Giannini, 1996; Angulo & Lessa, 1997; Lessa & Angulo, 1998; Angulo et al., 2006). No entanto, com poucas exceções (i.e., Toledo & Bush, 2007), os dados aqui apresentados contrapõem-se à reconstrução da história do nível do mar no Holoceno tardio de outras áreas no norte do Brasil, onde aumento foi proposto após breve queda no Holoceno médio (Behling & Costa, 2000, 2001; Behling, 2001; Behling et al., 2001a,b; Souza-Filho & Paradella, 2003; Cohen et al., 2004, 2005a,b; Vedel et al., 2006). Além disso, há registros de que o nível do mar no Holoceno tardio teria subido de 3 a 4 m acima do cenário atual no nordeste do Brasil (Suguio et al., 1985; Martin et al., 1986; Bezerra et al., 2003).

Diferenças nas flutuações do nível do mar, como detectada entre várias localidades do

território brasileiro, têm sido relacionadas à influência tectônica (Martin et al., 1985; Angulo & Suguio, 1995). De fato, um volume crescente de publicações tem demonstrado a importância de reativações tectônicas no desenvolvimento das sucessões sedimentares do Quaternário (Bezerra & Vita-Finzi, 2000; Costa et al., 2001, 2002; Bezerra, 2003; Rossetti et al., 2007b, 2008). Alguns outros trabalhos sugerem que os episódios de aumento eustático ao longo da placa da América do Sul durante o Quaternário foram reforçados por subsidência, devido às reativações tectônicas da fase pós-rifte (Morais-Neto & Alkmin, 2001; Bezerra et al., 2001; Barreto et al., 2002;).

A importância da tectônica relacionada à reativação de falha, incluindo seu papel na preservação de sedimentos quaternários na Ilha de Marajó, foi também abordada em várias publicações (Bemerguy, 1981, 1997; Costa et al., 1993, 2002; Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti et al., 2007). A atividade tectônica durante o Quaternário, e também no Terciário, no norte do Brasil tem sido relacionada à reativação de falhas durante a origem das bacias marginais em conseqüência do rifteamento do Atlântico Sul (i.e., Szatmari et al., 1987; Aranha et al., 1990; Costa & Hasui, 1997; Azevedo, 1991).

Com base na discussão anterior, existe a possibilidade de relacionar as alterações do nível do mar na Ilha de Marajó a causas tectônicas. Por exemplo, a transgressão documentada há cerca de 42.000 anos poderia estar associada à subsidência tectônica, em vez de aumentos pontuados do nível do mar eustático sobreposto à queda do nível do mar global pós-interglacial, como discutido anteriormente. A natureza tectônica registrada no leste do Marajó durante o Quaternário tardio é consistente com esta interpretação. Considerando este contexto tectônico, o deslocamento do pico transgressivo em relação à curva global durante o Holoceno, como apontada em Marajó, também poderia ser atribuída a fator tectônico.

No entendimento do desenvolvimento do sistema estuarino no leste da Ilha de Marajó no Quaternário, ressalta-se a relação direta entre a reativação tectônica de falhas com a origem e

evolução desse paleoestuário (Rossetti et al., 2008b). A correlação estratigráfica dos testemunhos como apresentada na Figura 38 reforça esta proposição. Falhas são indicadas por rejeitos de, pelo menos, 10 m. Com isso, camadas mais espessas são verificadas nos testemunhos TSM11 e TSM10, e mais rasas nos testemunhos TSM4 e TSM12, sugerindo depocentros com maiores taxas de sedimentação. Esta distribuição estratal pode ser melhor explicada através de deslocamento de falhas contemporâneas à deposição. De acordo com proposição anterior, o leste da Ilha de Marajó foi submetido a ligeira subsidência durante o Quaternário tardio (Rossetti & Valeriano, 2007; Rossetti et al., 2008a).

A influência tectônica sugerida para a evolução dos estratos sedimentares quaternários na Ilha de Marajó leva a aventar a possibilidade de que mudanças nos padrões florísticos possam ter ocorrido ao longo do tempo em função deste fator. Trabalhos anteriores já sugeriram que a distribuição da vegetação atual na ilha, caracterizada por floresta e vegetação aberta (campos, cerrados e savana) nas porções ocidental e oriental, respectivamente, reflete diferentes condições paleoambientais e hidrológicas promovidas por reativação tectônica (Rossetti et al., 2010). Estes autores elaboraram hipótese de que áreas com vegetação aberta no leste da ilha podem ter se estabelecidas em decorrência de movimentações do terreno. O suave rebaixamento do terreno no leste da ilha, comprovado aqui pelo posicionamento dos testemunhos, teria resultado na instalação de vegetação com características abertas, dominada por ervas (Miranda et al., 2008, 2010; Rossetti et al., 2005; 2010). Como foi aqui registrado, a mudança de vegetação de floresta para herbácea na porção leste da ilha ocorreu há 6.700 anos A.P. Se consideramos o modelo tectônico acima sugerido, então esta seria a idade da subsidência da porção oriental da ilha. Estudo recente na região sul da Amazônia, baseado em dados de sensoriamento remoto, também demonstra a íntima associação de áreas de vegetação aberta com o abandono de canais causado por movimentações tectônicas do terreno (Hayakawa et al., 2009). O fato da vegetação herbácea que se desenvolveu a partir de 6700

anos A.P. ser representada por ervas do tipo C_3, comuns em áreas úmidas, como também registrado atualmente na área de estudo, favorece esta interpretação. Além disto, o estabelecimento de campos herbáceos na Ilha de Marajó a partir do Holoceno médio, concomitantemente a aumento geral de umidade na Amazônia que resultou na ampliação de áreas florestais, é contraditório à hipótese de sua associação com aumento de aridez no Holoceno médio.

9. CONCLUSÕES

- A abordagem integrada prevista nesta pesquisa, como dados faciológicos, datação ^{14}C, análises $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N, além de dados de pólen e diatomáceas, confirmou a presença de um sistema paleoestuarino na porção leste da Ilha de Marajó durante o final do Pleistoceno tardio e Holoceno, i.e., principalmente entre 42.580 (±1430) anos A.P. e 3.184 (±37) anos A.P. A caracterização de fácies revelou ambientes deposicionais que foram relacionados a canal fluvial, planície de inundação, canal e planície de maré, bacia central, delta de maré, complexo barreira/*inlet* e lacustre.

- Os dados isotópicos $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C/N dos sedimentos analisados constataram matéria orgânica proveniente de fontes diversas, como fitoplâncton marinho, de água doce e de plantas terrestres, típicas de ambientes estuarinos. Tais valores foram consistentes com as características das fácies e associações de fácies, reforçando, portanto, as condições estuarinas estabelecidas. Valores das composições isotópicas e elementares aqui reconhecidos mostraram-se similares aos de muitos outros sistemas estuarinos modernos e antigos. Estes parâmetros demonstraram-se de grande utilidade para o refinamento de interpretações paleoambientais, quando acompanhados de modelos extraídos da integração de dados geomorfológicos e sedimentológicos.

- A análise palinológica mostrou mistura de táxons típicos de floresta, vegetação aberta e de mangue, em geral sem mudanças drásticas nos padrões vegetacionais no leste da Ilha de Marajó nos últimos 40.000 anos. A assembléia polínica identificada ao longo das zonas com potencial de palinomorfos foi representada por elementos arbóreos, com destaque para táxons de *Alchornea*, Arecaceae, Euphorbiaceae, Malpighiaceae, Moraceae/Urticaceae. Entre os elementos típicos de mangue, *Rhizophora* mostrou-se o

gênero mais comumente identificado. Notou-se proporção constante entre os grãos de pólen de floresta e de ervas por todas as zonas inseridas no Pleistoceno tardio. Entretanto, aumento significativo de tipos herbáceos, com espécies pioneiras representadas por *Alchornea* e Moraceae/Urticaceae, foi registrado em 6.790 (±60) anos A.P., indicativo do início do estabelecimento da vegetação aberta na Ilha de Marajó, que se mantém até os dias atuais. A formação deste tipo vegetacional na ilha coincide com fases iniciais da interrupção do influxo fluvial que alimentava o sistema paleoestuarino e conseqüente diminuição das áreas de mangue.

- Análise de diatomáceas indicou predomínio dos tipos marinhos na maior parte dos testemunhos analisados. Táxons como *Coscinodiscus radiatus*, *Actinoptychus splendens*, *Paralia sulcata*, além de outros gêneros *Coscinodiscus* sp e *Thalassiosira* sp, estão entre os tipos mais freqüentes. Estes resultados permitiram confirmar a grande contribuição de matéria orgânica derivada de fitoplâncton marinho, como sugerido pelos dados isotópicos e C/N. A presença, quase que exclusiva, de diatomáceas continentais identificadas em uma única amostra do testemunho TSM8 reforçou o estabelecimento de condições continentais no leste da Ilha de Marajó a partir de 6.700 anos A.P. A presença de intervalos ricos em diatomáceas marinhas serve para justificar sua ocorrência em estratos desprovidos de elementos palinológicos, uma vez que a concentração destes diminui em ambientes marinhos.

- A análise da distribuição dos padrões estratais levou a sugerir que as mudanças no nível relativo do mar no norte do Brasil podem não estar relacionadas somente a flutuações eustáticas, mas também a fator tectônico. Isto é sugerido visto que as variações do nível do mar reconhecidas na área de estudo não são sempre coincidentes com o padrão eustástico. Por exemplo, a transgressão registrada antes de 29.000 anos A.P. ocorreu simultaneamente à maior tendência de queda eustástica após o Último

Interglacial. Além disso, a principal transgressão holocênica no Marajó é registrada entre 9.000 e 5.000 anos A.P. Globalmente, este pico ocorreu no Holoceno médio, quando o nível do mar na Ilha de Marajó já estava com tendência à estabilização, seguida da queda pronunciada que resultou na progradação da costa. Essa divergência de comportamento do nível relativo do mar em relação ao padrão global, combinado com o registro de atividades tectônicas no Pleistoceno Tardio e Holoceno nesta região, leva à hipótese de que esses eventos transgressivos poderiam ter sido provocados por subsidência tectônica mais do que por eustasia.

- O fator tectônico parece ter sido de grande contribuição nas mudanças da paisagem do Marajó durante o Pleistoceno e Holoceno, tendo forte influência na geração de espaço de acomodação, onde houve possibilidade de preservação de estratos quaternários contendo espessuras de várias dezenas de metros. É sugerido que mudanças no ambiente físico provocadas por este fator possam ter sido muito mais importante para o estabelecimento de campos herbáceos na porção leste da Ilha de Marajó do que alterações climáticas, hipótese que deve ser melhor testada em estudos futuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A. N. Os domínios morfoclimáticos da América do Sul. Primeira aproximação. *Geomorfologia*, Porto Alegre, v. 52, 121p, 1977.

ABSY, M. L. 1979. *Palynological study of Holocene sediments in the Amazon Basin.* 1979. 102f. Tese (Doutorado) - University of Amsterdam, Amsterdam.

ABSY, M. L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A.; SILVA, M. F.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; VAN DER HAMMEN. Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la fôret dense dans le Sud-est de L'Amazonie au Cours des 60.000 Dernieres Années. Premiere Comparaison avec D'Autres Régions Tropicales. *Compte Rendus de I'Academie des Sciences*, Paris, t. 312, série II, p.673-678. 1991.

ALENCAR, Y. B.; LUDWIG, T. A. V.; SOARES, C. C.; HAMADA, N. Stomach content analyses of *Simulium perflavum* Roubaud 1906 (Diptera: Simuliidae) larvae from streams in central Amazonia, Brazil. *Memórias do Instituto Oswaldo Cruz*, Rio de Janeiro, v. 96, n. 4, p. 561-576, 2001.

ALLEN, J. R. L. Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with application to the Folkestone Beds (early Cretaceous, southeast England). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, London, v. 306, p. 291-435. 1982.

ALLEN, J. R. L. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. In: SMITH, D.G.; REINSON, G.E.; ZAITLIN, B.A.; RAHMANI, R.A. *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, Canadian: 1991. v. 16, p. 29-39.

ALLEN, G. P.; POSAMENTIER, H. W. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill; the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Research*, Tulsa, v. 63, n. 3, p. 378-391. 1993.

ALMEIDA, S. S.; AMARAL, D. D.; SILVA, A. S. L. Análise florística e estrutura de florestas de várzea no estuário amazônico**.** *Acta Amazonica*, Manaus, v. 34, n. 4, p. 513-524. 2004.

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

ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F. Variação do nível relativo do mar nos últimos dois mil anos na região sul do Brasil : uma discussão. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v. 44, p. 67-76, 1996.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, Amsterdam, 140, 141–166. 1997.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of Mid- to Late Holocene sea level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. Quaternary Science, Chichester, v. 25,

p. 486–506. 2006

ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L. C. R. Variação do nível relativo do mar nos últimos 5500 anos na região de Laguna-Imbituba (Santa Catarina), com base em datações radiocarbônicas de tubos de vermetídeos. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 39, 1996. Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v. 5, p.281-285.

ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L. C. R. 1999. Relative sea level changes during the last 5500 years in the Laguna-Imbituba region (Santa Catarina, Brazil), based on vermetid radiocarbon ages. *Marine Geology,* Amsterdam, v. 159, p. 323- 339. 1999.

ANGIOSPERM PHYLOGENY GROUP (APG) II. An update of the Angiosperm Phylogeny Group classification for the orders and families of flowering plants: APG II. Botanical Journal of Linnean Society, London, v. 141, p. 399-436, 2003.

ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. *Anais...* São Paulo: SBG, 1988. p. 738-752.

ARANHA, L. G. F.; LIMA, H. P.; SOUZA, J. M. P.; MAKINO, R. K. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: Gabaglia, G.P., Milani, E.J. *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares.* Petrobras, Rio de Janeiro, 1990. P. 221–232.

AVENIUS, C. G. 1988. Cronostratigraphic study of the post-rift/sin-rift unconformity, Marajó Rift system. *Texaco/Canada Report*, Belém, 6p.

AZEVEDO, R. P. 1991. *Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins.* 1991. 412f. Tese (Doutorado) - Royal School of Mines Imperial College, London.

BATARBEE, R. W. Diatoms analysis. In: BERGLUND, B.E. *Handbook of holocene palaeoecology and palaeobydrology*. Chichester: John Wiley, 1986. p. 527-570.

BARRETO, A. M. F.; BEZERRA, F. H. R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; PAIVA, R.; MUNITA, C.S. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level changes and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,*, Amsterdam, v. 179, p. 57–69. 2002.

BARUSSEAU, P.; DIOP, E. H. S.; SAOS, J. L. Evidence of dynamics reversal in tropical estuaries, geomorphological and sedimentological consequences (Salum and Casamance Rivers, Senegal). *Sedimentology*, Amsterdan, v. 32, n. 4, p. 543–552. 1985.

BEHLING, H. Late Quaternary environmental changes in the lagoa da Curuça region (eastern Amazonia) and evidence of Podocarpus in the Amazon lowland. *Vegetation History And Archaeobotany*, Dordrecht, v. 10, p. 175-183. 2001.

BEHLING, H. Impact of Holocene sea-level changes in the coastal, eastern and central Amazonia. *Amazoniana*, Manaus, v. 17p. 41-52. 2002.

BEHLING, H.; COSTA, M. L. DA. Studies on Holocene tropical vegetation, mangrove and

coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil. *Quaternary of South America And Antartic Peninsula*, Amsterdam, v. 10, p. 93-118. 1997.

BEHLING, H.; COSTA, M. L DA. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, San Diego, v. 53, p.369-377. 2000

BEHLING, H.; HOOGHIEMSTRA, H. Holocene Amazon rainforest-savanna dynamics and climatic implications: high-resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. *Journal Quaternary Science.* London, v. 15, p. 687-695. 2000.

BEHLING, H.; COSTA, M. L DA. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. *Review Of Palaeobotany and Palynology*, Amsterdam, v. 114, p. 145-155. 2001.

BEHLING, H.; BERRIO, J.C.; HOOGHIEMSTRA, H. Late Quaternary pollen records from the middle Caqueta river basin in central Colombian Amazon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 145, p. 193– 213. 1999.

BEHLING, H.; COHEN, M. C. L.; LARA, R. J. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 167, p. 225-242. 2001a.

BEHLING, H.; COHEN, M.C.L.; R. J. LARA, R.J. Late Holocene mangrove dynamics of the Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany,* Dordrecht, v. 13, p. 73-80. 2004.

BEHLING, H.; KEIM, G.; IRION, G.; JUNK, W.; NUNES DE MELLO, J. Holocene environmental changes inferred from lago Calado in the Central Amazon Basin (Brazil). *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 173, p. 87-101. 2001b.

BEHLING, H.; KEIM, G.; IRION, G.; JUNK, W.; MELO, J NUNES DE. Holocene environmental changes inferred from lago Calado in the Central Amazon Basin (Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* Amsterdam, v. 173, p. 87-101. 2001b.

BEMERGUY, R. L. *Estudo Sedimentológico dos Paleocanais da Região do Rio Paracauari, Soure, Ilha do Marajó, Estado do Pará.* 1981. 95f. Dissertação (Mestrado) – Núcleo de Ciências Geológicas e Geofísicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1981.

BEMERGUY, R. L. *Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da calha do Rio Amazonas*. 1997. 200 f. Tese (Doutorado) – Núcleo de Ciências Geológicas e Geofísicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1997

BENNION, H. Surface-sediment diatom assemblages in shallow, artificial, enriched ponds, and implications for reconstructing trophic status. *Diatom Research*, Gent, v. 10, n. 1, p. 1-19. 1995

BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, Boulder, v. 28, p. 591–594. 2000.

BEZERRA, F. H. R.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Holocene sea level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, Amsterdam, v. 196, p. 73–89. 2003.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A.; Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences.* Oxford, v. 14, p. 61–75. 2001.

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

BICUDO, C. E. M.; BICUDO, R. M. T. *Algas de águas Continentais Brasileiras-Chave Ilustrada para Identificação de Gêneros*. Fundação Brasileira para o Desenvolvimento do Ensino de Ciências. São Paulo. 227p. 1970.

BICUDO, C. E. M.; MENEZES, M. Gêneros de Algas de Águas Continentais do Brasil. 2ª. Ed. Rima, São Carlos: Ed. Rima. 2006. 507p.

BIGUNAS, P. I. T. *Diatomáceas (Ochrophyta) do rio Guaraguaçu, litoral do Paraná, Brasil.* 2005. 482f. Dissertação (Mestrado em Botânica) – Setor de Ciências Biológicas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

BISSA, W. M.; YBERT, J-P.; MARTINS CATHARINO, E. L.; KUTNER, M. Evolução paleoambiental na planície costeira do baixo Ribeira durante a ocupação Sambaqueira. *Revista da USP*, São Paulo, v. 10, p. 89–102. 2000.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil).1979 In: SUGUIO, K., FAIRCHILD, T. R., MARTIN, L., FLEXOR, J. M. *Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, p. 232–253. 1979.

BITTENCOURT, A.C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FERREIRA, Y. A. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 13, p. 93–97. 1983.

BITTENCOURT, J. S.; MUZZOLON, R.; PAYOLLA, B. L.; DALL'IGNA, L. G.; PINHO, O. G. Depósitos estaníferos secundários de região central de Rondônia. In: Principais depósitos Minerais do Brasil, v. 3. Brasília. 1988.

BOUTTON, T. W. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: COLEMAN, D.C.; FRY, B. (Ed.). *Carbon isotopes techniques***.** New York: Academic Press, 1991. p.173-185.

BOUTTON, T. W. Stable carbon isotope ratios of soils 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, 1996. p.47-82.

BURDIGE, D. C. MARTENS. Biogeochemical cycling in an organic rich coastal marine basin: 10. The role of amino acids in sedimentary carbon and nitrogen cycling. Geochimica et Cosmochimica Acta, Washington, v. 52, p. 1571-1584. 1988.

BUSH, M. B. Amazonian speciation: a necessarily complex model. *Journal of Biogeography*, Oxford, v. 21, p. 5-18. 1994.

BUSH M. B.; DE OLIVEIRA P. E.; COLINVAUX P. A.; MILLER M. C.; MORENO J. E. Amazonian Palaeoecological Histories: One Hill, Three Watersheds. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* Amsterdam, v. 214, p. 359-393. 2004.

CHAPPELL, J.; WOODROFFE, C. D.; Macrotidal estuaries. In: CARTER, R.W.G., WOODROFFE, C.D. *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics.* Cambridge University Press Cambridge, 1994. p. 187– 218.

CARNEIRO FILHO A.; TATUMI S. H.; YEE, M. Dunas Fósseis na Amazônia, Ciência *Hoje-SBPC,* v. 191, p. 24-29. 2003.

CARVAJAL, D.; DORMAN, J T.; KENCK, A. R.; KEY, C. F.; MILLER C. J.; SPECHT TD. Final report of the third exploration phase, Marajó. *Texaco/Canada Report*, Belém, 1989. 61p.

CHEN, F.; ZHANG, L.; YANG, Y.; ZHANG, D. 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,* v. 74, p. 372–380. 2008.

CLOERN, J. E.;CANUEL, E. A.; HARRIS, D. Stable Carbon and Nitrogen Isotope Composition of Aquatic and Terrestrial Plants of the San Francisco Bay Estuarine System. *Limnology and Oceanography*, Grafton, v. 47, n. 3, p. 713-729. 2002.

COHEN, M. C. L.; LARA, R. J. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazoˆnia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, Netherlands, v. 11, p. 223–231. 2003.

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

COHEN, M. C. L, SOUZA FILHO, P.W.; LARA, R. J., BEHLING, H. ANGULO, R. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (Northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, Netherlands, v. 13, p. 433-443. 2005b.

COHEN, M. C. L.; LARA, R. J.; SMITH, C. B.; ANGÉLICA, R. S.; DIAS, B. S.; PEQUENO, T. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena,* v. 76, p. 70–77. 2008.

COLINVAUX, P. A.; DE OLIVEIRA, P. E.; BUSH, M. B. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses, *Quaternary Science Reviews*, Oxford, v. 19, p. 141-169. 2000.

COLINVAUX, P. A.; DE OLIVEIRA, P. E.; PATIÑO, J. E. M. *Amazon Pollen Manual and Atlas.* Amsterdam, Harwood Academic Publishers, 1999. 332p.

COLINVAUX, P. A.; DE OLIVEIRA, P. E.; MORENO, J. E.; MILLER, M. C.; BUSH, M. A

long pollen Record from Lowland Amazônia: Forest and cooling in glacial times. *Science*, Washington, v. 274, p. 85-88. 1996.

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

CORDEIRO, R. C.; TURCQ, B.; OLIVEIRA DA SILVA, A.; SUGUIO, K. Holocene environmental changes in Carajás region (Pará, Brazil) recorded by lacustrine deposits. *Verh. Internat. Verein. Limnol*, v. 26, p. 814–817. 1997.

CORDEIRO, R. C.; TURCQ, B.; SUGUIO, K.; SILVA, A. O.; SIFEDDINE, A.; VOLKMER-RIBEIRO, C. Holocene fires in east Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. *Global and Planetary Change*, Amsterdam, v. 61, p. 49-62. 2008.

COSTA NETO, S. V. da.; SANTOS, M. A. C.; SILVA, M. de.; SILVEIRA, O. F. M. *Levantamento da vegetação de entorno da REBIO do lago Piratuba*. Relatório Técnico. IEPA/IBAMA. Macapá, 2002. 32 p.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L., ANGÉLICA, R. S. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, 1997. p. 15–19.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford. v. 14, p. 335–347. 2001.

COSTA, J. B.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; SOARES-JÚNIOR, A. V.; VILLEGAS, J. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 74, n. 3, p. 519-531. 2002.

COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M .G.; COSTA, J. R.; COSTA, M. L. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Para. *Geociências,* São Paulo, v. 12, p. 373–396. 1993.

COSTA, J. B.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y, BORGES, M. S.; FERREIRA JUNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos,* Belo Horizonte, v. 4, p. 23-44. 1996.

CROWLEY, T. J., NORTH, G.R. *Paleoclimatology*. Oxford University Press, Oxford New York. 339 p. 1991.

DALRYMPLE, R. W. Tidal depositional systems. In: WALKER, R. G. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canadá, p. 195-218. 1992.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A. Tidal sedimentation in the macrotidal, Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay od Fundy. In: Second International Symposium on Clastic Tidal Deposits, 1989, Calgary, Alberta. *Canadian Society of Petroleum Geologists Field Guide.* 1989. 84p.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, Tulsa, v. 62, n. 6, p. 1130-1146. 2006.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 62, n. 6, p. 1130–1146. 1992.

DALRYMPLE, R. W.; KNIGHT, R. J.; ZAITLIN, B. A.; MIDDLETON, G. V. Dynamics and Facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary. *Sedimentology*, Amsterdam, v. 37, p. 577–612. 1990.

DEINES, P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: FRITZ, P., FONTES, J.C. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Amsterdam, p. 329-406. 1980.

DE OLIVEIRA, P. E. Glacial cooling and forest disequilibrium in Western Amazonia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências,* Rio de Janeiro, v. 68, n. 1, p. 130-138. 1996.

DE OLIVEIRA, P. E.; CURTIS, J. Vegetação e Clima durante o último ciclo glacial na Amazônia Equatorial: O Registro Palinológico da Serra do Maicuru. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 8., 2001, Mariluz. *Resumo.* São Paulo: ABEQUA, 2001. p. 345-346.

DE OLIVEIRA, P. E.; STEINITZ-KANNAN, M. The diatom flora (Bacillariophyceae) of the Cuyabeno Faunistic Reserve, Equadorian Amazonia. *Nova Hedwigia*, Weinheim, 54(3-4): 515-552. 1992.

DE OLIVEIRA, P. E.; BEHLING, H.; LEDRU, M. P.; BARBERI, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; GARCIA, M. J.; MEDEANIC, S.; BARTH, O. M.; BARROS, M. A.; SCHEEL-YBERT, R. Paleovegetação e Paleoclimas do Quaternário do Brasil. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; DE OLIVEIRA, P. E. *Quaternário do Brasil,* Ribeirão Preto, Holos Editora, 2005. p. 52-74.

DIAZ-CASTRO, J. J.; SOUZA-MOSIMANN, R. M.; LAUDARES-SILVA, R.; FORSBERG, B. R. Composition of the periphytic diatom community of the Jaú river, Amazonas, Brazil. *Acta Amazonica*, Manaus, v. 33, n. 4, p. 583- 606. 2003.

DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. A Costa do Descobrimento, BA - A geologia vista das caravelas. In: SCHOBBENHAUS,C.; CAMPOS,D.A.; QUEIROZ,E.T.; WINGE,M.; BERBERT-BORN,M.L.C. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil.* 1. ed. Brasilia: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002. v. 01, p. 233-241.

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

FAEGRI, K.; IVERSEN, J. *Textbook of pollen analysis*, 4. ed. Chichester: John Wiley, 1989.

FERRARI, F.; PROCOPIAK, K. L.; ALENCAR, Y. B.; LUDWIG, T. A. V. 2007. Eunotiaceae (Bacillariophyceae) em igarapés da Amazônia Central, Manaus e Presidente Figueiredo, Brasil. Acta Amazonica, Manaus, v. 37, n. 1, p. 1 – 16. 2007.

FREITAS, H. A.; PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. S.; BOULET, R. Late Quaternary climate change in southern Amazon inferred from 17,000 years vegetation dynamic record from soil organic matter, using d13C and 14C dating. *Quaternary Research*, San Diego, v. 55, p. 39–46. 2001.

FREY, R.; HOWARD, J. D. Mesotidal estuarine sequences: a perspective from the Georgia Bigth. *Journal od Sedimentology Petrology*, Tulsa, v. 56, n. 6, p.911-924. 1986.

FISHER, J. S.; STAUBLE, D. K. Impact of Hurricane Belle on Assateague Island washover. *Geology*, Boulder, v. 5, p. 765-768. 1977.

FRY, B.; JANNASCH, H. W.; MOLYNEAUX, S. J.; WIRSEN, C. O.; MURAMOTO, J. A.; KING, S. Stable isotope study of the carbon, nitrogen and sulfur cycles in the Black Sea and the Cariaco Trench. Deep-Sea Res. v. 38, p. 1003–1019. 1991.

FÜRSTENBERGER, C. B. *Interpretações paloelimnológicas do Quaternário recente a partir da análise da comunidade de diatomáceas (Bacilloriophyta) no sedimento do Rio Icatu, Município de Xique-Xique, estado de Bahia, Brasil*. 2003. 130f. Tese (Doutorado) – Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

GALVÃO, M. V. G. *Evolução termodinâmica da Bacia do Marajó, Estado do Pará, Brasil***.** 1991. 193f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

GALLOWAY, W. E.; HOBDAY, D. K. Terrigenous clastic depositional systems. *Applications to petroleum, coal and uranium exploration*, 1983, 420p.

GARCIA, M. J. Palinologia das turfeiras quaternárias do médio vale do Rio Paraíba do Sul, Estado de São Paulo. 1994. 354f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-graduação em Geologia sedimentar, Universidade de São Paulo, v.1.

GRAHAM, M. C.; EAVES, M. A.; FARMER, J. G.; DOBSON, J.; FALLICK, A.E. A Study of Carbon and Nitrogen Stable Isotope and Elemental Ratios as Potential Indicators of Source and Fate of Organic Matter in Sediments of the Forth Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science,* Amsterdam, v. 52, p. 375–380. 2001.

GESSNER, F.; KOLBE, R. W. Ein Beitrag zur Kenntnis der Algenflora des unteren Amazonas. *Berichte Deutsch. Bot. Ges.*, v. 52, n. 3, n. 162. 1934.

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

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

HABERLE, S. G. Upper Quaternary vegtation and climate history of the Amazon basin: correlating marine and terrestrial pollen records. In: FLOOD, R.D.; PIPER, D.J.W.; KLAUS, A.; PETERSON. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, n. 155, p. 381-196. 1997.

HABERLE, S. G.; MASLIN, M. Late Quaternary Vegetation and climate history of teh Amazon Basin based on a 50,000-years pollen record from the Amzon Fan., ODP site 932. *Quaternary Research*, San Diego, v. 51, p. 27-38. 1999.

HAFFER, J. Speciation in Amazonian forest birds. *Science*, Washington, v. 165, p. 131-137. 1969.

HAFFER, J.; G. T. PRANCE. Climatic forcing of evolution in Amazonia during the Cenozoic: on the refuge theory of biotic differentiation. *Amazoniana*, Manaus, v. 16, p. 579–607. 2001.

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F.; BERTANI, T. C. 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, 2009. Natal, Anais... Natal: INPE, 2009. p. 3219-3226.

HARRIS, P. T.; PATTIARATCHI, C.B.; COLE, A. R.; KEENE, J. B. Evolution of subtidal sandbanks in Moreton Bay, eastern Australia. *Marine Geology*, Amsterdam, v. 103, p. 225– 247. 1992.

HASSAN, G. S.; ESPINOSA, M. A.; ISLA, F. I. Modern diatom assemblages in surface sediments from estuarine systems in the southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of Paleolimnology*, v. 35, p. 39-53. 2006.

HEAP, A. D.; BRYCE, S.; RYAN, D. A. Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia, *Sedimentary Geology*, Amsterdam, v. 168, p. 1 – 17. 2004.

HILLEBRAND, H.; SOMMER, U. Effect of continuous nutrient enrichment on microalgae colonizing hard substrates. *Hydrobiologia*, Netherlands, v. 426, p. 185-92. 2000.

HOHN, M. H. The Catherwood Foundation Peruvian-Amazon Expedition XVII – Bacillariophyta. *Monographs of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*. v. 14, p. 459-495. 1966.

HOOGHIEMSTRA, H.; VAN DER HAMMEN, T. Neogene and Quaternary development of the neotropical rain forest: the refugia hypothesis, and a literature review. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, v. 44, p. 147–183. 1998.

HORI, K.; SAITO, Y.; ZHAO, Q.; CHENG, X.; WANG, P.; SATO, Y.; LI, C. Sedimentary facies and Holocene progradation rates of the ChangjiangžYangtze/delta, China. *Geomorphology*, Amsterdam, v. 41, p. 233–248. 2001.

HOUK, V. Atlas of freshwater centric diatoms with brief key and descriptions. v. 1, p. 114. 2003.

HUNT, J. M. The significance of carbon isotope variations in marine sediments. In HOBSON, G. D.; SPEARS, G. C. *Advances in Organic Geochemistry*, Pergamon, Oxford, p. 27-35. 1970.

HUTTUNEN, P.; MERILÄINEN, J. Interpretation of lake quality from contemporary diatom assemblages. *Hidrobiologia*, v. 103, p. 91-97. 1983.

HUSTEDT, F.; DIE KIESELALGEN. In: RABENHORST, L. *Kryptogamen-Flora*. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig. v. 7, n. 1-3. 2581p. 1927-1966.

IBGE: banco de dados. Disponível em: <http/www.ibge.gov.br>. Acesso em: 23 maio, 2010.

IRION, G. Mineralogical and geochemical contribution to climatic history in central Amazonia during Quaternary time. *Tropical Ecology*, Uttar Pradesh, v. 23, p. 76– 85. 1982.

IRION, G.; BUSH, M. B.; NUNES DE MELLO, J. A.; STÜBEN, D.; NEUMANN, T.; MÜLLER, G.; MORAIS, J. O.; JUNK, J. W. A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* Amsterdam, v. 240, p. 523–535. 2006.

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

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

KRAMMER, K.; LANGE-BERTALOT, H. Bacillariophyceae: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In: ETIL, H.; GERLOFF, I.; HEYNIG, H.; MOLLENHAUER, D. *Süsswasser flora von Mitteleuropa*. v. 2, n. 3. G. Fischer, Jenna. p. 1-576. 1991.

KRONBERG, B. I.; BENCHIMOL, R. E.; BIRD, M. I. Geochemistry of Acre Subbasin sediments: Window on ice-age Amazonia. *Interciencia,* v. 16, p. 138–141. 1991.

LAJTHA, K.; MARSHALL, J. D. Sources of variation in the stable isotopic composition of plants. In: LAJTHA, K.; MICHENER, R. H. *Stable isotopes in ecology and environmental science.* Oxford: Blackwell Scientific, 1994. cap. 1, p. 1–21. (Methods in ecology).

LAMB, A. L.; WILSON, G. P.; LENG, M. J. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using d 13C and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews,* v. 75, p. 29– 57. 2006.

LAMBECK, K.; NAKADA, M. Constraints on duration of the Last Interglacial period and variations. *Nature,* London, v. 357, p. 125–128. 1992.

LATRUBESSE, E. M.; RANCY, A. The Late Quaternary of the Upper Juruá River, southwestern Amazonia, Brazil: geology and vertebrate paleontology. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, Amsterdam, v. 11, p. 27-46. 1998.

LATRUBESSE, E.; RANCY, A. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil. *Quaternary International*, Oxford, v. 72, p. 67–72. 2000.

LATRUBESSE, E. M.; KALICKI, T. Late Quaternary paleohydrological changes in the upper Purus basin, southwestern Amazonia, Brazil. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, Tubingem, v. 129, p. 41-59. 2002.

LECKIE, D. A.; SINGH, C. Estuarine Deposits of the Albian Paddy Member (Peace River Formation) and Lowermost Shaftesbury Formation, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 61, n. 5, p. 825-849. 1991.

LEDRU M.-P.; Campello, R.; Cordeiro, J. M. D.; Landim, L.; Martin, P.; Mourguiart, A.; Sifeddine, A.; Turcq, B. Late-glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at lago do Caço, northern Brazil, *Quaternary Research*, San Diego, 55:47–56. 2001.

LEDRU, M-P.; CECCANTINI, G.; GOUVEIA, S. E. M.; LOPEZ, J. A.; PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S. Millenial-scale climatic changes in a northern cerrado since the last glacial maximum (Maranhão, Brazil). Quaternary Science Reviews, England, v. 25, p. 1110-1126, 2006.

LEHMANN, M. F.; BERNASCONI, S. M.; BARBIERI, A.; MCKENZIE, J. A. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, Washington, v. 66, p. 3573–3584. 2002.

LEITE, K.; BATISTA, R.; SIMÃO-BIANCHINI, R; SANTOS, F. A. R. DOS. Morfologia polínica de espécies do gênero *Merremia* Dennst. (Convolvulaceae) ocorrentes no Estado da Bahia, Brasil. Acta Botanica Brasilica, São Paulo, v. 19, n. 2, p. 313-321. 2005.

LESSA, G. C.; ANGULO, R. J. Oscillations or not oscillations, that is the question—reply. Marine Geology, Amsterdam, v. 150, p. 189–196. 1998.

LIBBY, W. F.; ANDERSON, B. C.; ARNOLD, J. R. Age determination by radiocarbon content; world-wide assay of natural radiocarbon. *Science,* Washington, v.109, p.227-228. 1949.

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

LORSCHEITTER, M. L.; ASHRAF, A. R.; BUENO, R. M.; MOSBRUGGER, V. Pteriodophyte spores of Rio Grande do Sul flora, Brazil, part I. *Palaeontographica*, Abt. B v. 246, p. 1-113. 1998.

LORSCHEITTER, M. L.; ASHRAF, A. R.; BUENO, R. M.; MOSBRUGGER, V. Pteriodophyte spores of Rio Grande do Sul flora, Brazil, part II. *Palaeontographica***,** Abt. B, v. 251, p. 1-235. 1999.

MALAMUD-ROAMA, F.; INGRAM, B. L. Late Holocene $\delta^{13}C$ and pollen records of paleosalinity from tidal marshes in the San Francisco Bay estuary, California. *Quaternary Research,* San Diego, v. 62, p. 134– 145. 2004.

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. Distribution and ecology of parent taxa of pollen lodged within the Latin American Pollen Database. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Amsterdam, v. 121, p. 1-75. 2002.

MARTINELLI, L. A.; VICTÓRIA, R. L.; MATSUI, E.; FORSBERG, B. R & MOZETO, A. A.. Utilização das variações naturais de $\delta^{13}C$ no estudo de cadeias alimentares em ambientes aquáticos: princípios e perspectivas. *Acta Limnologica Brasileira*, Botucado, v. 11, p. 859-882. 1988.

MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. Introdução ao estudo do Quaternário do litoral do Estado da Bahia – Trecho Salvador Ilhéus. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 9, p. 309–320. 1979.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS BOAS, G. S. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da penúltima transgressão. *Ciências da Terra*, v. 3, p. 16–17. 1982.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: examples from the coast of Brazil. In: VAN DE PLASSECHE, O. *Sea-Level Research: A Manual for the Collection and Evaluation of Data*. Free University of Amsterdam, Amsterdam, p. 503–521. 1986.

MARTIN, L; SUGUIO, K; FLEXOR, J. M. 1988. Haut niveaux marins pleistocene du littoral bresilien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,*, Amsterdam, v. 68, p. 231-239. 1988

MARTIN, L; BITTENCOURT, A .C .S. P.; VILAS BOAS, G. S; FLEXOR, J. M. *Mapa geológico do Quaternário costeiro do Estado da Bahia, escala 1:250.000*. Governo do Estado da Bahia. Secretaria de Minas e Energia, 57p. 1980.

MEGENS, L.; VAN DER PLICHTA, J.; LEEUWB, J. W.; SMEDES, F. Stable carbon and radiocarbon isotope compositions of particle size fractions to determine origins of sedimentary organic matter in an estuary, *Organic Geochemistry*, Bristol, v. 33, p. 945-952. 2002.

MELO, S.; TORGAN, L. C.; RAUPP, S. V. *Actinella* species (Bacillariophyta) from an Amazon black water floodplain lake (Amazonas – Brazil). Acta Amazonica, Manaus, v. 40, n. 2, p. 269 – 274. 2010.

MENEZES, M. P. M. Mécanisme de pollinisation du paletuvier Rhizophora mangle bosques de mangue do rio Gurupi, município de Vizeu, Pará, Brasil. Mangrove 2003 Conference. Proceedings... Salvador, Bahia, Brazil. 1997.

MEYERS, P. A. Preservation of elemental and isotopic identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, Amsterdam, v. 144, p. 289-302. 1994.

MEYERS, P. A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, Bristol, v. 27, n. 5/6, p. 231-250. 1997.

MEYERS, P. A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, Bristol, v. 34, p. 261–289. 2003.

MIDDELBURG, J. J.; NIEUWENHUIZE, J. Carbon and nitrogen stable isotopes in suspended matter and sediments from the Schelde Estuary. *Marine Chemistry*, Yerseke, v. 60, p. 217–225. 1998.

MIDDLETON, G. V. Facies. *In*: FAIRBRIDGE, R.W.; BOURGEOIS, J. *Encyclopedia of Sedimentology*. Stroudsburg, Hutchinson and Ross. p.323-325. 1978.

MIKKELSEN, N. Upper Quaternary diatoms in the amazon fan of the western atlantic. In: Flood, R.D.; Piper, D.J.W.; Klaus, A.; Peterson, L.C. (Ed.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results,* 1997. v.155, p.367-373.

MILNE, G. A.; LONG, A. J.; BASSETT, E. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, Oxford, v. 24, p. 1183–1202. 2005.

MIOTTO J. A. Sismicidde e zonas sismogênicas do Brasil. 1993. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista - Instituto de Geociências, Rio Claro

MIRANDA, I. S.; CARNEIRO, A. Similaridade floriística de algumas savanas amazônicas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* (Série Botânica), Bélem, v. 10, p. 249–267. 1994.

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 (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MIRANDA, A. C. C.; ROSSETTI, D.F. Quaternary paleoenvironments and relative sealevel changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies, d13C, d15N and C/N. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* Amsterdam, v. 282, p. 19–31. 2009.

MITBAVKAR, S.; ANIL, A. C. Diatoms of the microphytobenthic community: population structure in a tropical intertidal sand flat. *Marine Biology*, Amsterdam, v. 140, p. 41-57. 2002.

MORAES-NETO, J.M.; ALKIMIM, F. F. A deformação das coberturas terciárias do planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 95–106. 2001

MOREIRA-FILHO, H. Diatomáceas do trato digestivo da *Tegula viridula* Gmelia. *Boletim da Universidade do Paraná*, Curitiba, v. 1, p.1-24. 1960.

MOREIRA-FILHO, H.; VALENTE-MOREIRA, I. M. Avaliação taxonômica e ecológica das diatomáceas (Bacillariophyceae) epífitas em algas pluricelulares obtidas nos litorais dos estados do Paraná, Santa Catarina e São Paulo. *Boletim do Museu Botânico Municipal*, Curitiba, v. 47, p. 1-17. 1981.

MOREIRA-FILHO, H.; VALENTE-MOREIRA, I. M. Catálogo das diatomáceas (Chrysophyta- Bacillariophyceae) marinhas e estuarinas do Estado do Paraná, Brasil**.** *Acta Biológico*, Parana, v. 13, n. 1, 2, 3, 4, p. 3-49. 1984.

MOREIRA FILHO, H.; VALENTE-MOREIRA, I. M.; CECY, I. I. T. Diatomáceas da Baía de Paranaguá. *Boletim do Museu Botânico Municipal*, Curitiba, n. 20, p. 1-24. 1975.

MOREIRA-FILHO, H.; VALENTE-MOREIRA I. M.; SOUZA- MOSIMANN R. M.; CUNHA J. A. Avaliação florística e ecológica das diatomáceas (Chrysophyta-Bacillariophyceae) marinhas e estuarinas nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Estudos de Biologia,* v. 25, p. 5-48. 1990.

MOORE, P. D.; WEBB, J. A.; COLLINSON, M.E. *Pollen analysis*. Blackwell Scientific Publications. 1991.

MORO, R. S. *Interpretações paleocológicas do Quaternário através da análise de diatomáceas (Bacillariophyta) nos sedimentos da lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR*. 1998. 141f. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Biociências, Rio Claro.

MORO, R. S.; BICUDO, C. E. M. Flutuações climáticas no Pleistoceno tardio e Holoceno na lagoa Dourada, Estado do Paraná, Brasil. *Acta Limnologica Brasiliensia*, v. 10, n. 2, p. 47-58. 1998.

MORO, R. S.; FÜRSTENBERGER, C. B. *Catálogo dos principais parâmetros ecológicos de diatomáceas não-marinhas*. Ponta Grossa: Editora UEPG, 1997. 282p.

MOWBRAY, T. The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. *Sedimentology,* Amsterdam, v. 30, p. 425-435. 1983.

MULRENNAN, M. E.; WOODROFFE, C. D. Saltwater intrusion into the coastal plains of the Lower Mary River, Northern Territory, Australia. *Journal of Environmental Management*, Berkeley, v. 54, p. 169–188. 1998.

MURAKOSHI, N., MASUDA, F. A depositional model for a flood tidal delta and washover sands in the late Pleistocene Paleo-Tokio Bay, Japan. In: REINSON, G.E., ZAITLIN, B.A., RAHMANI, R.A. *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, v. 16, p. 219-226. 1991.

NAKATSUKA, T.; HANDA, N.; HARADA, N.; SUGIMOTO, T.; IMAIZUMI, S. Origin and decomposition of sinking particulate organic matter in the deep water column inferred from the vertical distributions of its δ15N, δ13C and δ14C. *Deep-Sea Res*. v. 144, p. 1957–1979. 1997.

NEWMAN, J. W.; PARKER, P. L; BEHRENS, E. W. Organic carbon isotopic ratios in Quaternary cores from the Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Washington, v. 37, p. 225-238. 1973.

NICHOLS, M. M.; JOHNSON, G. H.; PEEBLES, P. C. Modern sediments and facies model for a microtidal coastal plain estuary, the James Estuary, Virginia, *Journal of Sedimentary Petrology,* Tulsa, v. 61, p. 883–899. 1991.

NWANKWO, D. I.; ONYEMA, I.C. A Checklist of Planktonic Algae of lagos Coast. *Journal of Scientific Research Development,* Nigéria, v. 9, p. 75 -82. 2003.

OGRINC, N.; FONTOLANB, G.; FAGANELIC, J.; COVELLIB, S. Carbon and nitrogen isotope compositions of organic matter in coastal marine sediments (the Gulf of Trieste, N Adriatic Sea): indicators of sources and preservation. *Marine Chemistry*, Yerseke, v. 95, p. 163–181. 2005.

O'LEARY, M. H. Carbon isotopes in photosyntesis. *Bioscience*, Washington, v. 38, p. 328-336, 1988.

PAIVA, R. S.; ESKINAZI-LEÇA, E.; PASSAVANTE, J. Z. O.; SILVA-CUNHA, M. G. G.; DE MELO, N. F. A. C. Considerações ecológicas sobre o fitoplâncton da baía do Guajará e foz do rio Guamá (Pará, Brasil). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém, v. 1, n. 2, p. 133-146, 2006.

PATRICK, R. Diatoms of northeastern Brazil. Part I. Coscinodiscaceae, Fragilariaceae and Eunotiaceae. *Proceedings of Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, v. 92, p. 191-226. 1940.

PATRICK, R.; REIMER, C. W. *The diatomos of the United States*. Philadelphia: Academy of Natural Sciences, 1966. v. 1, 668p.

PATRICK, R.; REIMER, C. W. *The diatomos of the United States*. Philadelphia: Academy of Natural Sciences, 1975. v. 2, 213p.

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

PRAHL, F. G.; ERTEL, J.R.; GONI, M. A.; SPARROW, M. A.; EVERSMEYER, B. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Washington, v. 58, p. 3035-3048. 1994.

GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R. Datação da fração humina da matéria orgânica do solo e sua comparação com idades ^{14}C de carvões fósseis. *Química Nova*, São Paulo, v. 22, n. 6, p. 810-814. 1999.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; VALENCIA, E. P. E. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. *Quaternary International*, Oxford**,** v. 114, p. 35–43. 2004.

PESSENDA, L. C. R.; GOMES, B. M.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A. S.; BOULET, R.; GOUVEIA, S. E. M. The carbon isotope record in soils along a forest–cerrado ecosystem

transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene*, Swansea, v. 8, n. 5, p. 631–635. 1998.

PESSENDA, L. C. R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; ROSOLEN, V.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. S.; LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest–savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene*, Swansea, v. 11, p. 250–254. 2001

PREMUZIC, E. T.; BENKOVITZ, C. M.; GAFFNEY J. S.; WALSH, J. J. The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of world oceans and seas. *Organic Geochemistry*, Bristol, v. 4, p. 63-77. 1982.

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

PLINK-BJORKLUND, P. Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in highfrequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen. *Sedimentology,* Amsterdam, v. 52, p. 391–428. 2005.

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

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

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. *Depositional Sedimentary Environments.* Springer-Verlag, New York, 1986. 398p.

REINSON, G. E. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. *Facies Models.* Geological Association of Canada, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, 1992, p. 179–194

RESENDE, P.; AZEITEIRO, U.; PEREIRA, M. J.. Diatom ecological preferences in a shallow temperate estuary (Ria de Aveiro, Western Portugal). *Hydrobiologia,* Netherlands, v. 544, p. 77-88. 2005

REZENDE, W.; FERRADAES, J. Integração geológica regional da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. Petrobras/Departamento de Exploração. *Relatório Interno*, Belém, v. 27, p. 1971.

RIBEIRO, A. S.; LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a fores-savana transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene*, Swansea, v. 11, n. 2, p. 250–254. 2001.

RIBEIRO, F. C. P. *Palinomorfos aquáticos (diatomáceas) em sedimentos lamosos de intermaré da praia de Itupanema, município de Barcarena, Pará*. 2007. 76f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Rural da Amazônia, Barcarena.

RIBEIRO, F. C. P.; SENNA, C. S. F. O Uso das Diatomáceas como Bioindicador Paleoambientais na Costa Brasileira. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE

ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10., 2005. Guarapari. *CD-ROW de resumos.* Guarapari: ABEQUA, 2005.

RIBEIRO, F. C. P.; SENNA, C. S. F.; PAIVA, R. S. Análise da riqueza, diversidade e equabilidade da diatomoflórula em sedimentos Holocênicos da Baía de Marapanim-Pa. In: CONGRESSO NACIONAL DE BOTÂNICA, 56., 2005. Curitiba. *CD-ROM de resumos*. Curitiba: SBB, 2005.

RIBEIRO, F. C. P.; SENNA, C. S. F.; PAIVA, R. S. Análise diatomológica em sedimentos estuarinos do rio Marapanim/Pará: mudanças paleohidrológicas e paleoambientais nos últimos 7.000 anos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE FICOLOGIA & SIMPÓSIO LATINO-AMERICANO SOBRE ALGAS NOCIVAS, 11., 2006. Itajaí. *Livro de resumos*, Itajaí: p. 54. 2006.

RIBEIRO, F. C. P.; SENNA, C. S. F.; COSTA, B. O. Análise de diatomáceas e relação água doce/água salgada na planície costeira de Soure /PA. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 11., 2007. Belém. *CD ROM de resumos* expandido, Belém: ABEQUA, 2007.

RIBEIRO, F. C. P.; SENNA, C. S. F.; TORGAN, L. C. diatomáceas em sedimentos superficiais na planície de maré da praia de Itupanema, estado do Pará, Amazônia. *Rodriguésia*, Rio de Janeiro, v. 59, n. 2, p. 309-324. 2008

RICKETTS, B. D. Lower Paleocene drowned valley and barred estuaries, Canadian Arctic Islands, aspects of their geomorphological and sedimentological evolution. In: SMITH, D.G., REINSON, G. E., ZAITLIN, B. A., AND RAHMANI, R. A. *Clastic tidal sedimentology.* Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 1991. v. 6, p. 91– 106.

RIVERA-R., C.; DÍAZ-Q, C. Diatomeas de pequeños ríos andinos y su utilización como indicadoras de condiciones ambientales. *Caldasia*, v. 26, n. 2, p. 381-94. 2004.

RODRIGUES, L. C. DA S. *Análise de palinomorfos (pólen) em sedimentos holocênicos da Baía de Guajará e leste de Marajó/PA: subsídios ao monitoramento e gestão ambiental em áreas de influência do transporte de óleo.* 2005. 89f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Rural da Amazônia.

ROSSETTI, D. F. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology,* Amsterdam, v. 133, p. 295-324. 2000.

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

ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. Evolution of the lowest Amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. *Catena*, United Kingdom, v. 70, p. 253–265. 2007.

ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. M. DE. Environmental changes in amazonia as evidenced by geological and paleontological data Ararajuba. *Revista Brasileira de Ornitologia*, São Paulo, v.

15, p. 2251-2264, 2007.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. 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,* Rio de Janeiro, v. 80, n. 3, p. 1-15. 2008

ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A. M. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos Sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém, 1989.

ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. M. DE; GÓES, A. M. New Geological Framework for the Western Amazonia: Implications for Biogeography and Evolution. *Quaternary Research*, San Diego, v. 63, n. 1, p. 78-89. 2005.

ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M.; THALES, M. An Abandoned Estuary Within Marajó Island: Implications for Late Quaternary Paleogeography of Northern Brazil. *Estuaries and Coasts,* New York, v. 30, n. 5, p. 813-826. 2007a.

ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. M. de.; SANTOS, H. M. M.; SANTOS JR, A. E. de. A. . Reconstructing habitats in central Amazonia using megafauna, sedimentology, radiocarbon and isotope analysis. *Quaternary Research*, Amsterdam, v. 61, n. 3, p. 289-300, 2004.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; VALERIANO, M. M.; MIRANDA, A. C. C. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil. *Journal of Quaternary Science,* Chichester, v. 23, p. 121 – 135. 2007b.

ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M.; GÓES, A.M.; THALLES, M. Palaeodrainage on Marajó Island, northern Brazil, in relation to Holocene relative sea-level dynamics. *The Holocene*, Swansea, v. 18, p. 1-12. 2008.

ROSSETTI, D. F.; ALMEIDA, S.; AMARAL, D. D.; LIMA, C. M.; PESSENDA, L. C. R. Coexistence of forest and savanna in an Amazonian area from a geological perspective. *Journal of Vegetation Science*, Uppsala, v. 21, p. 120–132. 2010.

ROUBIK, D. W.; MORENO, J. E. P. *Pollen and spores of Barros Colorado Island*. St. Louis: Missouri Botanical Garden, 1991. 268p.

ROUND, F. E.; CRAWFORD, R. M.; MANN, D. G. *The diatoms:* biology & morphology of the genera. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 747p.

SACHS, J. P.; REPETA, D. J. 1999. Oligotrophy and nitrogen fixation during eastern Mediterranean sapropel events. Science, Chichester, v. 286, p. 2485–2488.

SALA, S. E.; DUQUE, S. R.; NUÑEZ-AVELLANEDA, M.; LAMARO, A. A. Nuevos registros de Diatomeas (Bacillariophyceae) de la Amazonia Colombiana. *Caldasia*, v. 21, n. 1, p. 26-37. 1999.

SALA, S. E.; DUQUE, S. R.; NUÑEZ-AVELLANEDA, M.; LAMARO, A. A. Diatoms from Colombian Amazon. *Cryptogamie Algologie*, v. 23, n. 1, v. 75-99. 2002a.

SALA, S. E.; DUQUE, S. R.; NUÑEZ-AVELLANEDA, M.; LAMARO, A. A. Diatoms from the Colombian Amazon: some species of the genus *Eunotia* (Bacillariophyceae). *Acta Amazonica*, Manaus, v. 33, n. 4, p. 589-603. 2002b.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. *Contribuição à Palinologia dos Cerrados*. Ed. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 291p. 1973.

SALGADO-LABORIAU, M. L. A pollen diagramof the Pleistocene- Holocene boundary of Lake Valencia. Venezuela. *Review of Paleobotany and Palynology*, Amsterdam, v. 30, p. 297-312. 1980.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. *Critérios e técnicas para o Quaternário*. 1. ed. São Paulo, Edgard Blücher, 2007. 387p.

SALGADO-LABOURIAU, M. L.; BARBERI, M.; FERRAZ-VICENTINI, P. M. G. A dry climatic event during the late Quaternary of tropical Brazil. *Review of Palaeobotany and* Palynology, Amsterdam, v. 99, p. 115-129. 1998.

SALGADO-LABOURIAU, M. L.; CASSETI, V; FERRAZ-VINCENTINI, K. R.; MARTIN, L.; SOUBIÈS, F.; SUGUIO, K. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. *Palaeoegeography, Palaeoclimatology, Palaeoeocology*, Amsterdam, v. 128, p. 215-226. 1997.

SAINO, T.; HATTORI, A. 15N natural abundances in oceanic suspended particulate matter. *Nature*, London, v. 283, p. 752–754. 1980.

SALOMONS, W.; MOOK, W. G. Field observations of the isotopic composition of particulate organic carbon in the southern North Sea and adjacent estuaries. *Marine Geology*, Amsterdam, v. 41, p. M11-M20. 1981.

SANTANA, D. S. *Composição florística e variação espaço-temporal dos parâmetros ambientais e da biomassa fitoplanctônica do estuário do rio Marapanim (Pará-Brasil).* 2004. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Belém.

SANTOS JR, A. E. DE A.; ROSSETTI, D. F. Paleoambiente e estratigrafia da formação Ipixuna, área do rio Capim, leste da Sub-bacia de Cametá. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 33, n. 3, p. 313-324, 2003.

SANTOS JR, A. E. DE. A. *Análise integrada dos depósitos de caulim na região do rio Capim: fácies, estratigrafia, petrografia e isótopos estáveis*. 2006. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Pará.

SCHALLER H, VASCONCELOS, D. N.; CASTRO, J. C. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971. São Paulo. *Anais*... São Paulo: SBG, 1971. v. 3, p. 189-202.

SHA, L. P.; DE BOER, P. L. Ebb-tidal delta deposits along the west Frisian Islands (The Netherlands): processes, facies architecture and preservation. In: SMITH, D.G. *et al. Clastic tidal sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 1991. v. 16, p.199–218.

SHACKLETON, N. J. Oxygen isotopes, ice volume, and sea level. Quaternary Science Reviews, Oxford, v. 6, p. 183–190. 1988.

SZATMARI, P.; FRAÇOLIN, J. B. L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 17, p. 180-188. 1987.

SENNA, C. S. F. *Mudanças da Paleovegetação e dos Paleoambientes Holocênicos da Planície Costeira da Região Nordeste do Estado do Pará, entre as Baías de Marapanim e Maracanã.* 2002. 115f. Tese (Doutorado) - Universidade do Amazonas - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus.

SENNA.; RIBEIRO, F. C. P.; PAIVA, R. S. Análise Palinológica e Diatomológica em Sedimentos Holocênicos da Baía de Marapanim, Estado do Pará. In: CONGRESSO DA ABEQUA – ASSOCIAÇÃO DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. 9., 2005. CD-ROM de resumos. Guarapari: ABEQUA, 2005.

SHERR, E. B. Carbon isotope composition of organic seston and sediments in a Georgia salt marsh estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Washington, v. 46, p. 1227-1232. 1982.

SIFFEDDINE, A.; BERTRAND; P.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. La sèdimentation organique lacustre en milie tropical humide (Carajás, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60000 dernières années. *Bulletin de La Société Geologique de France*, Paris, t. 165, n. 6, p. 613-621. 1994.

SILLIMAN, J. E.; MEYERS, P. A.; BOURBONNIERE, R. A. Record of postglacial organic matter delivery and burial in sediments of Lake Ontario. *Organic Geochemistry*, Bristol, v. 24, p. 463-472. 1996.

SILVA-CUNHA, M. G. G.; ESKINAZI-LEÇA, E. *Catálogo das diatomáceas (Bacillariophyceae) da plataforma continental de Pernambuco.* 1990. 318f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco - Departamento de Oceanografia, Recife.

STIRLING, C. H.; ESAT, T. M.; MCCULLOCH, M. T.; LAMBECK, K. High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial. *Earth Planet. Sci. Lett.* v. 135, p. 115–130. 1995.

SOARES, E. A. A. Depósitos Pleistocênicos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas. 2007. 204f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SNOEIJS, P. 2001. Diatoms and Environmental chance in brackish waters. In: STOERMER, E.F.; SMOL, J. P. 2001. *The Diatoms Applications for the Environmental and Earth Sciences.* Cambrigde, Cambrigde University Press, 469p.

SOUZA-MOSIMANN, R. M.; TAVARES, A. S.; FREITAS, V. P. Contribuição ao conhecimento da diatomoflórula do conteúdo estomacal de algumas espécies de peixes da

Amazônia. I. *Myleus* sp. (pacú) do lago do Prato, AM, Brasil. *Acta Amazonica*, Manaus, v. 27, n. 1, p. 9-26. 1997.

SOUZA FILHO, P. W. M.; EL-ROBRINI, M. A. A influência das variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia da Planície Costeira Bragantina (NE do Pará) durante o Holoceno-Nordeste do Estado do Pará. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. *Contribuições à geologia da Amazônia*. [S.l.]: FINEP. p. 308-337. 1997.

SOUZA-FILHO, P. W. M., PARADELLA, W. R. 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*, Rio de Janeiro, v. 75, p. 341–356. 2003.

STOCKMARR, J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, Paris, v. 13, n. 4, p. 615-621. 1971.

SYLVESTRE, F.; BECK-EICHLER, B.; DULEBA, W.; DEBENAY, J. P. Modern benthic diatom distribution in a hypersaline coastal lagoon: the Lagoa de Araruama (R.J.), Brazil. *Hydrobiologia,* Netherlands, v. 443, p. 213-31. 2001.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Formações quaternária marinhas do litoral paulista e sul fluminense, in: Special Publication n°1, International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary — The Brazilian National Working Group for the IGCP, Project 61. Instituto de Geociências da USP. 1978.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n. 4, v. 273–286. 1985.

SHULTZ, D. J.; CALDER, J. A. Organic carbon $^{13}C/^{12}C$ variation in estuarine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Washington, v. 40, p. 381-385. 1976.

TALMA, A. S.; VOGEL, J. C. A simplified approach to calibrating 14C dates. *Radiocarbon,* New Haven, v. 35, p. 317–322. 1993.

TAPPAN, H. 1980. *The paleobiology of plants protists*. W.H. Freeman & Company, 1028p

TAVARES, B.; VALENTE-MOREIRA, I. M. Diatomoflórula do lago de Cascavel, Município de Cascavel, Estado do Paraná, Brasil. *Hoehnea*, São Paulo, v. 27, n. 1, p. 1-24. 2000.

TERWINDT J. H. J.; BREUSERS N. H. C. Experiments on the origin of flaser, lenticular, and sand-clay alternating bedding. *Sedimentology,* Amsterdam, v. 19, p. 85-98. 1972.

TOLEDO, M. B. DE.; BUSH, M. B. A mid-Holocene environmental changes in Amazonian savannas. *Journal of Biogeography*, Oxford, v. 34, p. 1313-1326. 2007.

TOLEDO, M. B. DE.; BUSH, M. B. 2008. A Holocene pollen record of savanna establishment in coastal Amapá. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 80, n. 2, p. 341-351.

TOMAZELLI, L. J., DILLENBURG, S. R. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brasil. *Marine Geology*, Amsterdam, v. 244, p. 33-45. 2007.

TOMLINSON, P. B. *The Botany of mangroves*. Cambridge University Press. Cambridge. 418p. 1986.

TORGAN, L. C.; SANTOS, C. B. *Thalassiosira weissflogii* (Coscinodiscophyceae, Bacillariophyta) em ambientes lacustres na Planície Costeira do sul do Brasil. *Iheringia*, série Botânica, Porto Alegre, v. 61, p. 135-138. 2006.

THOMAZ, D. O.; COSTA NETO, S. V.; TOSTES; L. C. L. Inventário florístico das ressacas das bacias do igarapé da Fortaleza e do rio Curiaú. In: TAKIYAMA, L. R.; SILVA, A. Q**.** *Diagnóstico de ressacas do Estado do Amapá*: Bacias do igarapé da Fortaleza e do rio Curiaú. Macapá: GEA/SETEC/IEPA. p. 13-32. 2004.

THORNTON, S. F.; MCMANUS, J. 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*, Amsterdam, v. 38, p. 219–233. 1994.

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

TURCQ, B.; SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. Registros milenares nos sedimentos dos lagos da Serra de Carajás. *Ciência Hoje*, Rio de Janeiro, v. 16, n. 93, p. 31-35. 1998.

TURCQ, B.; BRACONNOT, P.; CORDEIRO, R. C.; SIFEDINNE, A.; SILVA DIAS, P. L.; ABRÃO, J. J.; JORGETTI, T.; LIMA DA COSTA, R.; SIMÕES FILHO, F. F. Mudanças Paleoclimáticas da Amazônia no Holoceno. *Ciência e Ambiente*, Santa Maria, v. 34, p. 69-96. 2007.

VAN DER HAMMEN, T.; ABSY, M. L. Amazonia during Last Glacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* Amsterdam, v. 109, p. 247-261. 1994.

VAN DER HAMMEN, T.; DUIVENVOORDEN, J. F.; LIPS, J. M.; URREGO LE, ESPEJO, N. The Late Quaternary of the middle Caquetá area (Colombian Amazonia). *Journal of Quaternary Sciences,* Chichester, v. 7, p. 45-45. 1992.

VEDEL, V.; BEHLING, H.; COHEN, M. C. L.; LARA, R. J. Holocene mangrove dynsamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. Vegetation History Archaeobotany, Dordrecht, v. 15, p. 115–123. 2006.

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, v. 8, p. 213-22, 1991.

VEIGA, A. T. C.; DARDENNE, M. A.; SALOMÃO, E. P. Geologia dos aluviões auríferos e estaníferos da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. *Anais*..... Belém: SBG, 1988. v. 1, p. 164-77.

VITAL, H. *Estudo do Geossistema do lago Arari, Ilha De Marajó (Pa).* 1988. 106f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Belém.

VITAL, H., STATTEGGER, K. Sediment dynamics in the lowermost Amazon. Journal Coastal Research, Florida, v. 16, p. 316-328. 2000.

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

UHERKOVICH, G. Algen aus den Flüssen Rio Negro und Rio Tapajós. *Amazoniana***,** Manaus, v. 5, p. 465-515. 1976.

UHERKOVICH, G. Algae from some Amazonian waters. *Amazoniana,* Manaus, v. 7; v. 2, p. 191-219. 1981.

UHERKOVICH, G.; RAI, H. Algae from the Rio Negro and its affluents. *Amazoniana*, Manaus, v. 6, n. 4, p. 611-638. 1979.

UHERKOVICH, G.; FRANKEN, M. Periphytic algae from central Amazonian rain forest streams. *Amazoniana*, Manaus, v. 7, n. 1, p. 49-79. 1980.

WALKER, R. G. General introduction: facies, facies sequences and facies models. In:Walker, R.G. *Facies Models.* Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geological Association of Canada, Toronto, p. 1 -9. 1984.

WAKEHAM, S. Diagenesis of organic matter at the water-sediment interface. In: Gianguzza, A.; Pelizzeti, E.; Sammartano, S. Chemistry of marine water and sediments. Springer. Berlin, p. 146-164. 2002.

WAKEHAM, S.; C, LEE. Production, transport, and alteration of particulate organic matter in the marine water column. *Organic Geochemistry*, Bristol, Plenum Press, New York, v. 6, p. 145-169. 1993.

WILLARD, D. A.; BERNHARDT, C. E.; COOPER, S. R.; GAMEZ, D.; JENSEN, J. Atlas of pollen and spores of the Florida Everglades. *Palynology*, Nottingham, v. 28, p. 175-227. 2004.

WILSON, G. P.; LAMB, A. L.; LENG, M. J.; GONZALEZ, S.; HUDDART, D. $\delta^{13}C$ and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. *Quaternary Science Reviews*, Oxford, v. 24, p. 2015–2029. 2005a

WILSON, G. P.; LAMB, A. L.; LENG, M. J.; GONZALEZ, S.; HUDDART, D. Variability of organic $\delta^{13}C$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Amsterdam, v. 64, p. 685-698. 2005b.

WITKOWSKI, A.; LANGE-BERTALOT, H.; METZELTIN, D. *Iconographia Diatomologica*. Diatom flora of marine coasts I. v. 7. p. 443. 2000.

WOOD, E. J. F. A phytoplankton study of the Amazon region. *Bulletin Marine Science*, New Haven, v. 16, p. 102-123. 1966.

WOODROFFE, C. D.; CHAPPELL, J.; THOM, B. G.; WALLENSKY, E. Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology*, Amsterdam, v. 36, n. 5, p. 737–756. 1989.

WETZEL, R. G. *Limnologia.* Barcelona, Omega, 1981.

ANEXO A

Dados isotópicos vegetação atual

Espécies	Variação isotópica ($\delta^{13}C$)
Árboreos/Arbustivos	
Alibertia edulis	-29,80‰
Aniba citrifolia	-33,0‰
Astrocaryum vulgare	-31,28‰
Caryocar glabrum	-28,77‰
Citharexylum macrophyllum	-29,42‰
Coccoloba latifolia	-32,61‰
Cordia tetrandra	-29,2‰
Desmoncus polyacanthos	-36,5‰
Diospyrus guianenses	-31,15‰
Eschweilera ovata	-32,11‰
Ficus amazonica	-29,27‰
Gustavia augusta	-33,83‰
Inga grandiflora	-31,36‰
Inga nobilis	-30,80‰
Licania licaniaeflora	-31,89‰
Maquira coriacea	-32,6‰
Parinari excelsa	-32,3‰
Psychotria racemosa	-31,7‰,
Pterocarpus amazonicus	-32,2‰
Randia spinosa	-31,76‰
Sapium curupita	-26,34‰
Senna reticulata	-28,98‰
Simaba multiflora	-29,9‰
Sterculia elata	-30,52‰
Toulicia guianensis	-27,82‰
Vitex triflora	-32,99‰
Zigia latifolium	-31,13 ‰
Ervas	
Anemopaegma chrysoleucum	-31,5‰
Axonopus purpusii	-14,48‰
Bulbustylis truncata	-12,40‰

Tabela 1: composição isotópica ($\delta^{13}C$) das espécies vegetais atuais do setor leste da Ilha de Marajó (Lima, 2008).

Calathea lutea	-29,25‰
Costos arabicus	-32,14‰
Cydista aequinoctialis	-30,34‰
Cyperus luzulae	-26,00‰
Cyperus surinamensis	-34,28 ‰
Entada polyphylla	*-29,54*‰
Fimbristylis sp	-12,40‰
Guzmania lingulata	-15,93‰
Ipomoea asarifolia	-28,92‰
Ipomoea carnea	-24,60%
Mariscus ligularis	-28,09‰
Memora magnifica	-28,65‰
Mimosa dormiens	-29,79‰
Olyra longifolia	-32,54‰
Panicum laxum	-27,66‰
Panicum mertensii	-27,66‰
Panicum millegrana	30,36‰
Panicum rudgei	-27,12‰
Paspalum orbiculatum	-12,03‰
Paspalum pulchellum	-12,42‰
Paspalum ripalum	-12,14‰
Philodendron megalophyllum	-32,18‰
Sida sp	.-27,29‰

Continuação da Tabela 1.

ANEXO B

Levantamento florístico

FAMÍLIA	ESPÉCIE	ECOLOGIA
	TSM11 e TSM10	
Aizoaceae	*Clinus radiatus* Tohrb var. villos Fmz	Herbácea
Apocynaceae	*Tabernaemontana muricata* Link	Arbóreo
Araceae	Dieffenbachya *sp*. *Philodendron acutatum* Schott	Herbáceo Epífita
Arecaceae	*Astrocaryum vulgare* *Desmoncus polyacanthos* Mart. *Mauritia flexuosa*	 Arbóreo/Palmeira
Asteraceae	*Mikania congesta* DC. *Trichospira menthoides* H.B.K. Indeterminada 2	Liana Herbáceo
Bombacaceae	*Bombax munguba* Mart. & Zucc *Ceiba pentandra* (L.) Gaertn.	Arbóreo
Boraginaceae	*Cordia tetrandra* Aubl. *Heliotropium indicum*	Arbóreo Herbáceo
Caesalpiniaceae	*Senna reticulata* (Wild.) Irwin F. Barneby	Arbusto
	TSM4	
Asteraceae	*Indeterminada 2*	
Caesalpiniaceae	*Chamaecrista sp1*	
	TSM12	
Anacardiaceae	*Spondias mombin L.* *Tapirira guianensis Aubl.*	Arbóreo Arbóreo
Annonaceae	*Unonopsis guatterioides*	Arbóreo
Apocynaceae	*Tabernaemontana muricata* Link	Arbusto
Araceae	*Dieffenbachya sp*	
Arecaceae	*Astrocaryum vulgare* Mart. *Desmoncus polyacanthos* Mart.	Arbóreo Herbáceo
Bignoniaceae	*Tabebuia serratifolia* (Vahl.)	Arbóreo
Boraginaceae	*Cordia tetrandra* Aubl. *Heliotropium indicum* L.	Arbóreo Herbáceo
Caesalpiniaceae	*Senna reticulada* (Willd)	Arbusto
	TSM8	
Anacardiaceae	*Indeterminada 1*	
Apocynaceae	*Hymathantus articulatus* (Vahl.) *Odontadenia geminata* (Hoffmanns. Ex Roem. Schult.)	Arbóreo Arbóreo
Bignoniaceae	*Memora magnífica* (Mart. Ex Dec Bur) *Tabebuia serratifolia* (Vahl.)	Herbáceo Arbóreo

Tabela 1: Famílias e espécies vegetais coletadas em entorno dos pontos amostrados TSM11, TSM10, TSM4, TSM12 e TSM8 (Rossetti et al., 2010).

ANEXO C

Valores isotópicos e C/N das amostras de sedimentos dos poços estudados

Amostras	COT (%)	δ^{13} C (‰)	N(%)	δ^{15}N(‰)	C/N
MR 231	0,17	-23,36	0,06	9,10	2,83
MR 232	0,23	-24,42	0,04	6,94	5,75
MR 233	0,47	-21,40	0,06	7,92	5,3
MR 234	0,44	-25,07	0,07	6,70	6,29
MR 235	0,43	-22,22	0,07	8,69	6,14
MR 236	0,44	-23,32	0,06	7,24	7,33
MR 238	0,49	-21,55	0,06	8,33	8,16
MR 239	0,48	-23,00	0,06	8,85	8
MR 240	0,44	-21,92	0,07	8,14	6,29
MR 241	0,48	-23,25	0,06	10,18	8
MR 243	0,10	-23, 92	0,03	9,32	3,33
MR 244	0,06	-25,14	0,04	9,00	1,5
MR 247	0,21	-24,64	0,04	10,91	5,25
MR 248	0,66	-28,12	0,06	5,77	11
MR 249	0,54	-27,77	0,04	7,51	13,5
MR 250	0,87	-25,46	0,06	7,12	14,5
MR 251	0,63	-23,64	0,05	6,89	12,6
MR 252	0,69	-24,82	0,05	6,25	12,8
MR 253	0,41	-24,42	0,04	7,66	10,25
MR 256	0,51	-24,41	0,05	5,41	10,20
MR 258	0,47	-23,07	0,06	9,92	7,83

Tabela 1: Valores de δ^{13}C, δ^{15}N, COT, nitrogênio, C/N de sedimento TSM4

Amostras	COT (%)	δ^{13}C (‰)	N(%)	δ^{15}N(‰)	C/N
MR 323	0,14	-23,99	0,06	8,56	2,3
MR 325	0,40	-25,25	0,09	8,94	4,4
MR 326	0,41	-25,34	0,09	7,38	4,5
MR 327	0,41	-25,17	0,09	6,72	4,5
MR 328	0,47	-22.79	0,09	10,38	5,2
MR 329	0,55	-24,45	0,07	6,99	7,8
MR 331	0,37	-23,82	0,09	9,01	4,1
MR 332	0,39	-25,57	0,09	4,75	4,3
MR 333	0,39	-20,84	0,07	9,45	5,6
MR 334	0,45	-19,84	0,09	8,00	5
MR 337	0,44	-21,71	0,10	10,04	4,4
MR 338	0,46	-20,40	0,10	14,10	4,6
MR 339	0,53	-20,93	0,09	9,18	5,8
MR 340	0,55	-19,73	0,10	9,34	5,5
MR 341	0,40	-21,46	0,10	13,27	4
MR 342	0,75	-22,13	0,09	8,86	8,3
MR 344	0,54	-23,94	0,10	11,03	5,4
MR 345	0,39	-22,47	0,09	11,76	4,1
MR 346	0,47	-20,10	0,10	11,13	4,7
MR 347	0,38	-21,82	0,10	14,76	3,8
MR 348	0,37	-21,00	0,10	10,51	3,7
MR 349	0,45	-21,67	0,10	11,51	4,5
MR 350	0,37	-21,12	0,10	9,36	3,7
MR 352	0,39	-21,13	0,10	8,42,	3,9
MR 353	0,37	-21,80	0,09	8,99	4,1
MR 354	0,37	-21,31	0,09	12,80	4,1
MR 355	0,35	-21,75	0,10	12,08	3,5
MR 356	0,34	-21,80	0,10	14,83	3,4
MR 357	0,32	-22,53	0,09	7,99	3,5
MR 359	0,35	-21,71	0,09	8,54	3,8
MR 360	0,35	-21,53	0,09	12,32	3,8
MR 362	0,47	-19,70	0,09	10,20	5,2
MR 365	0,35	-22,46	0,05	10,19	7

Tabela 2: Valores de δ^{13}C, δ^{15}N, COT, nitrogênio, C/N de sedimento TSM10

Amostras	COT (%)	δ^{13} C (‰)	N(%)	δ^{15}N(‰)	C/N
MR 372	0,27	-25,84	0,04	6,49	6,75
MR 375	0,15	-24,53	0,04	9,87	3,75
MR 376	0,38	-25,66	0,07	5,27	5,43
MR 378	0,39	-22,55	0,07	9,13	5,57
MR 380	0,28	-22,13	0,05	9,10	5,6
MR 382	0,39	-25,80	0,05	7,49	7,8
MR 383	0,22	-22,90	0,05	9,45	4,4
MR 385	0,39	-19,86	0,06	8,40	6,5
MR 386	0,49	-21,95	0,06	7,81	8,1
MR 387	0,35	-22,33	0,09	8,43	3,8
MR 389	0,41	-20,14	0,08	8,68	5,1
MR 391	0,36	-21,49	0,09	9,24	4
MR 392	0,41	-21,32	0,09	9,12	4,5
MR 393	0,34	-21,96	0,09	10,07	3,7
MR 394	0,39	-21,71	0,10	7,78	3,9
MR 395	0,31	-21,49	0,09	5,40	3,4
MR 396	0,36	-22,22	0,09	7,99	4

Tabela 3: Valores de δ^{13} C, δ^{15}N, COT, nitrogênio, C/N de sedimento TSM11

Amostras	COT (%)	δ^{13}C (‰)	N(%)	δ^{15}N(‰)	C/N
MR 399	1,82	-27,86	0,14	5,21	13
MR 400	0,05	-25,78	0,01	4,62	5
MR 402	0,06	-24,67	0,01	9,70	6
MR 403	0,18	-24,94	0,04	9,52	4,5
MR 404	0,19	-24,79	0,05	7,46	3,8
MR 405	0,29	-24,58	0,07	8,28	4,14
MR 407	0,27	-24,54	0,06	8,41	4,5
MR 409	0,17	-24,99	0,03	11,78	5,6
MR 410	0,17	-26,22	0,02	11,75	8,5
MR 411	0,02	-23,73	0,00	0,00	
MR 412	0,24	-26,17	0,03	12,74	8

Tabela 4: Valores de δ^{13}C, δ^{15}N, COT, nitrogênio, C/N de sedimento TSM12

Amostras	COT (%)	δ^{13}C (‰)	N(%)	δ^{15}N(‰)	C/N
MR 290	3,87	-26,33	0,17	1,73	22,76
MR 291	6,50	-26,43	0,20	6,43	32,5
MR 293	0,16	-25,01	0,05	15,68	5,1
MR 294	0,16	-25,69	0,03	8,22	5,33
MR 297	0,28	-17,73	0,04	15,06	7
MR 299	0,07	-28,08	0,02	13,21	3,5
MR 301	2,02	-30,07	0,06	7,79	33,6
MR 303	1,33	-26,46	0,08	6,23	16,63
MR 304	1,23	-26,53	0,07	10,32	17,57
MR 305	0,73	-26,14	0,05	-0,61	14,60
MR 306	0,81	-26,38	0,05	16,13	16,20
MR 307	0,72	-26,39	0,05	16,96	14,40
MR 308	0,60	-26,74	0,03	5,76	20
MR 309	0,77	-26,25	0,06	10,01	12,83
MR 310	0,62	-25,87	0,06	6,79	10,33
MR 311	0,64	-26,60	0,05	18,48	12,8

Tabela 5: Valores de δ^{13}C, δ^{15}N, COT, nitrogênio, C/N de sedimento TSM8

ANEXO D

Descrição dos grãos de pólen e esporos

PRANCHA 1

BRIOPHYTA
Sphagnaceae
Sphagnun tipo 1 (1A-C)

Esporo trilete, heteropolar, laesura espessa, simetria radial, sexina psilada, amb subtriangular a circular, dimensões 53 µm (Garcia, 1994).

Sphagnum tipo 2 (2A e 2B)

Esporo trilete, heteropolar, laesura fina, simetria radial, sexina psilada, amb circular, dimensões 21 µm (Garcia, 1994).

PTERIDOPHYTA
Selaginellaceae
Selaginella tipo 1 (3A)

Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, sexina clavada, amb circular, dimensões 43 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Selaginella tipo 2 (4A-4B)

Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, laesura fina, sexina equinada, amb subtriangular, dimensões 32 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Cyatheaceae
Cyathea tipo 1 (5A)

Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, laesura fina, sexina psilada, amb subtriangular, dimensões 48 µm (Colinvaux et al. 1999).

Cyathea tipo 2 (6A)

Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, laesura larga, sexina psilada, amb subtriangular, dimensões 34 µm (Colinvaux et al. 1999).

Cyathea tipo 3 (7A e 7B)

Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, laesura fina, sexina psilada, amb subtriangular a circular, dimensões 60 µm (Colinvaux et al. 1999).

Hymenophyllaceae
Hymenophyllum (8A-C)

Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, laesura fina, sexina psilada, amb subtriangular a circular, dimensões 60 µm (Colinvaux et al. 1999).

Polypodiaceae
Polypodium tipo 1 (9A e 9B)

Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, laesura visível, sexina verrucada, amb subtriangular, dimensões 53 µm (Colinvaux et al. 1999).

Polypodium tipo 2 (10A)

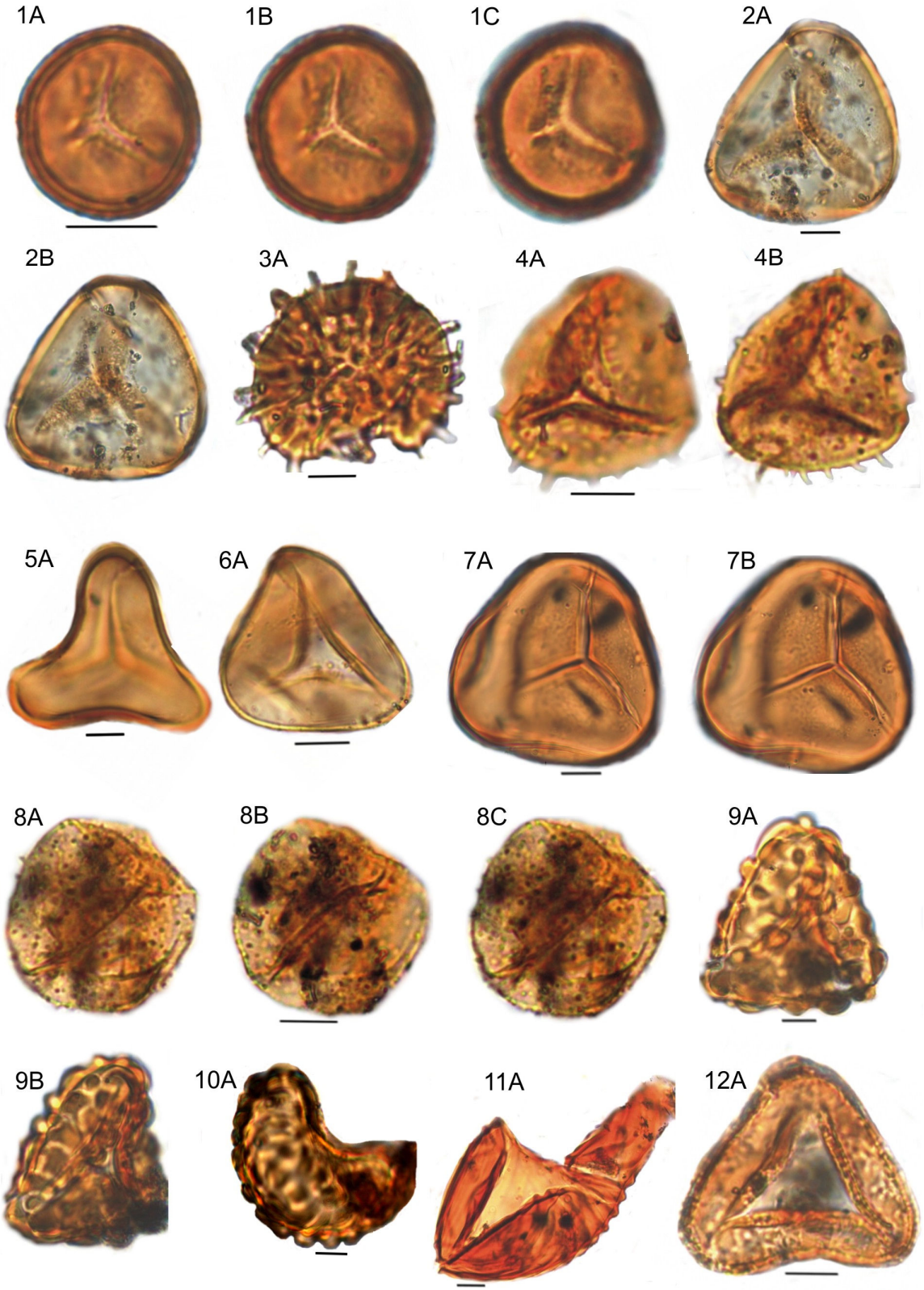
Esporo monolete, heteropolar, simetria bilateral, laesura fina, sexina verrucada, amb elíptico biconvexo, dimensões 67 x 38 µm (Colinvaux et al. 1999).

Schizaeaceae
Anemia (11A)

Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, laesura fina, sexina verrucada, amb subtriangular, dimensões 74 x 42 µm (Lorscheitter et al. 1999).

Esporo trilete tipo 1 (12A)

Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, laesura larga, sexina aparentemente reticulada, amb subtriangular, dimensões 42 x 37 µm (Colinvaux et al. 1999).



Prancha 1: **Bryophyta: Sphagnaceae:** *Sphagnum* tipo 1 (1A-C); *Sphagnun* tipo 2 (2A e 2B); **Pteridophyta: Selaginellaceae:** *Selaginella* tipo 1 (3A); *Selaginella* tipo 2 (4A e 4B); **Cyatheaceae:** *Cyathea* tipo 1 (5A); *Cyathea* tipo 2 (6A); *Cyathea* tipo 3 (7A e 7B); **Hymenophyllaceae:** *Hymenophyllum* (8A-C); **Polypodiaceae:** *Polypodium* tipo 1 (9A e 9B); *Polypodium* tipo 2 (10A); **Schizaeaceae:** *Anemia* (11A); **Esporo trilete** tipo 1 (12A). Escala 10 µm.

PRANCHA 2

Esporo trilete tipo 2 (13A)
Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, laesura fina, sexina aparentemente reticulada, amb subtriangular, dimensões 35 x 32 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Esporo trilete tipo 3 (14A)
Esporo trilete, heteropolar, simetria radial, laesura larga, sexina aparentemente reticulada, amb subtriangular, dimensões 59 x 53 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Esporo monolete tipo 1 (15A e 15B)
Esporo monolete, heteropolar, simetria bilateral, laesura fina, sexina aparentemente microrreticulada, amb elíptico, dimensões 38 x 19 µm (Colinvaux et al. 1999).

Esporo monolete tipo 2 (16A-C)
Esporo monolete, heteropolar, simetria bilateral, laesura fina, sexina verrucada, amb elíptico a circular, dimensões 38 x 32 µm (Colinvaux et al. 1999).

Esporo monolete tipo 3 (17A e 17B)
Esporo monolete, heteropolar, simetria bilateral, laesura fina, sexina verrucada, amb elíptico, dimensões 38 x 19 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Esporo monolete tipo 4 (18A e 18B)
Esporo monolete, heteropolar, simetria bilateral, laesura fina, sexina psilada, amb elíptico, dimensões 55 x 30 µm (Roubik & Moreno, 1991).

ANGYOSPERMA

Amaranthaceae (19A e 19B)
Grão assimétrico, apolar, lofado, exina tectada, sexina baculada, amb circular, dimensões 13 x 10 µm (Colinvaux et al. 1999).

Apocynaceae (20A e 20B)

Grão isopolar, simetria radial, triporado, exina tectada, sexina escabrada, amb circular, dimensões 38 µm (Colinvaux et al. 1999).

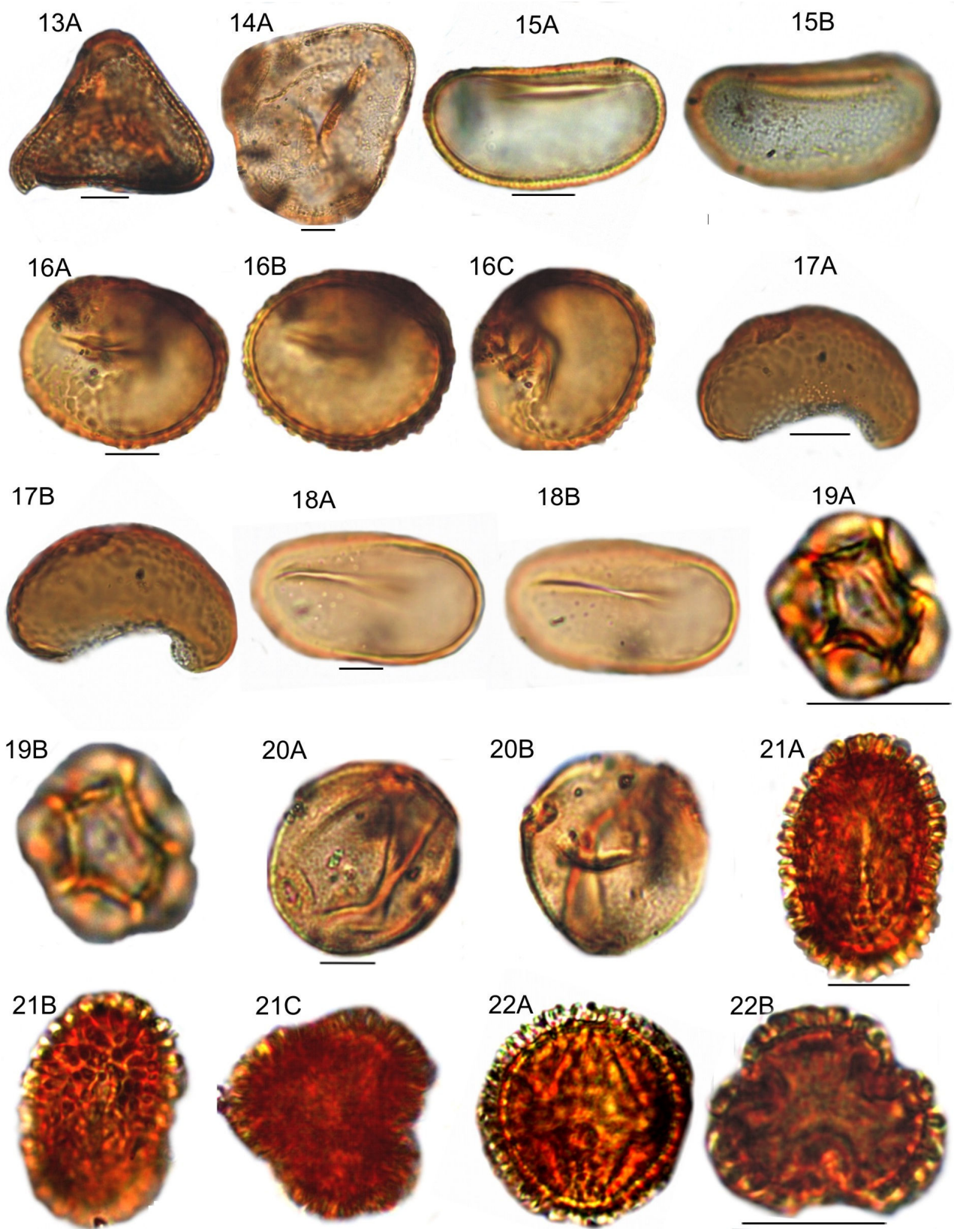
Aquifoliaceae

Ilex sp. tipo 1 (21A-C)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina clavada, amb circular, dimensões 32 x 18 µm (Colinvaux et al. 1999).

Ilex sp. tipo 2 (22A e 22B)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina clavada, amb circular, dimensões 38 x 30 µm (Colinvaux et al. 1999).



Prancha 2: **Esporo trilete** tipo 2 (13A); **Esporo trilete** tipo 3 (14A); **Esporo monolete** tipo 1 (15 A-C); **Esporo monolete** tipo 2 (16A e 16B); **Esporo monolete** tipo 3 (17A e 17B); **Esporo monolete** tipo 4 (18A e 18B); **Angyosperma**: **Amaranthaceae** (19A e 19B); **Apocynaceae** (20A e 20B); **Aquifoliaceae**: *Ilex* sp. tipo 1 (21A-C); *Ilex* sp. tipo 2 (22A e 22B). Escala 10 µm.

PRANCHA 3

Araliaceae
Didymopanax sp. (23A-C)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina reticular, poros lalongados, amb triangular, dimensões 32 µm (Colinvaux et al. 1999).

Arecaceae
Euterpe sp. (24A)

Grão heteropolar, simetria bilateral, monosulcado, exina tectada, sexina psilada, amb elíptico, dimensões 41 x 13µm (Colinvaux et al. 1999).

Mauritia (25A e 25B)

Grão heteropolar, simetria bilateral, monoporado, exina tectada, sexina equinada, amb circular, dimensões 60 µm (Colinvaux et al. 1999).

Betulaceae
Alnus sp. (26A e 26B)

Grão isopolar, simetria radial, tetraporado, exina tectada, sexina psilada, poro circular, amb retangular, dimensões 36 µm (Colinvaux et al. 1999).

Bignoniaceae
Arrabidaea sp. (27A e 27B)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina escabrada, amb circular trilobular, dimensões 18 µm (Colinvaux et al. 1999).

Jacaranda sp. (28A-D)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina granular, colpos longos, amb circular, dimensões 30 µm (Colinvaux et al. 1999).

Jacaranda/*Tabebuia* (29A e 29B)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina reticulada, colpos largos e longos, amb aparentemente circular, dimensões 25 x 19 µm (Colinvaux et al. 1999).

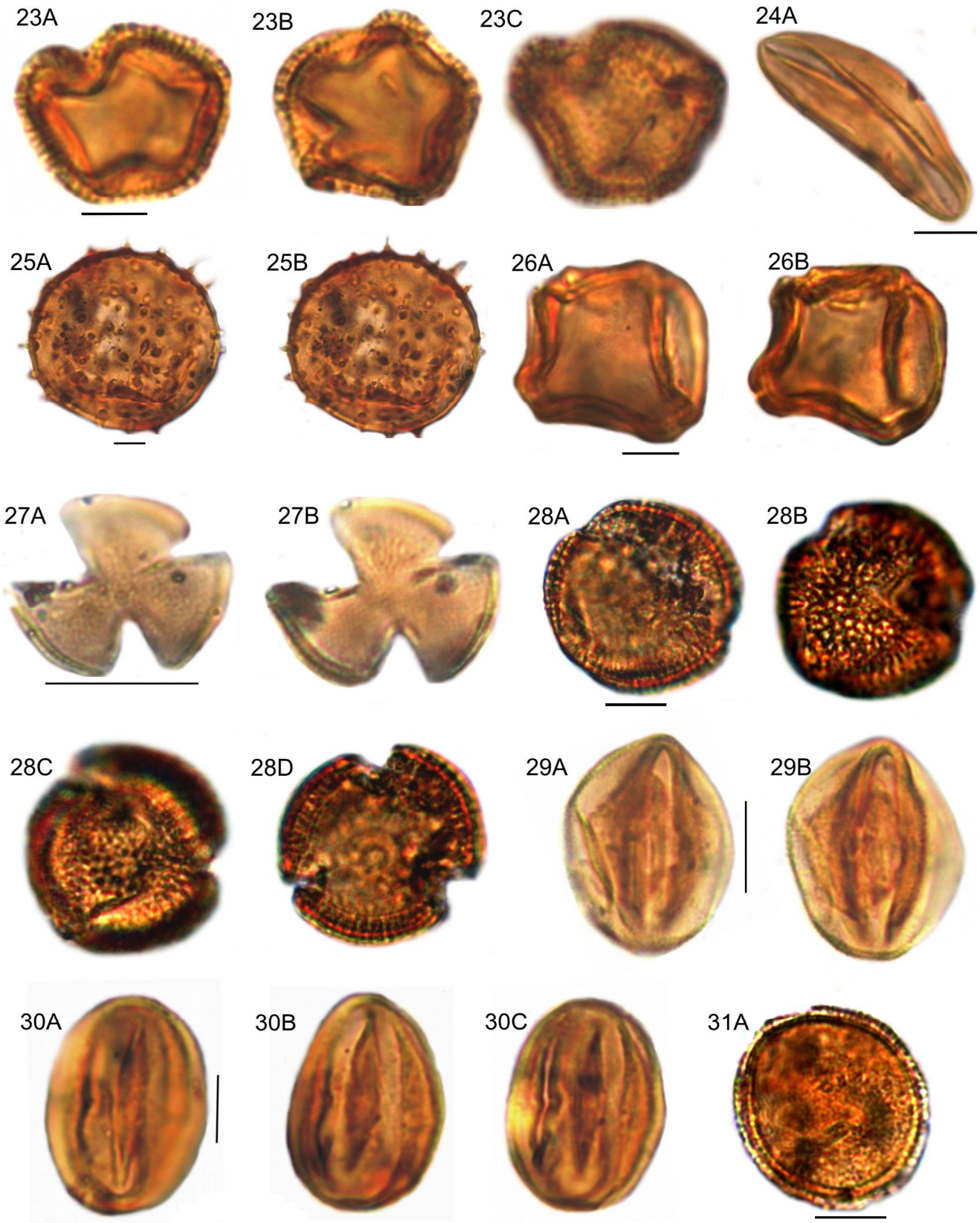
Bignoniaceae tipo 1 (30A-C)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina reticulada, colpos longos, amb circular, dimensões 37 x 27 µm (Colinvaux et al. 1999).

Chloranthaceae

Hedyosmum sp. tipo 1 (31A)

Grão mônade, apolar, assimétrico, inaperturado, exina intectada, sexina clavada, amb circular, diâmetro 27 µm (Colinvaux et al. 1999).



Prancha 3: **Araliaceae**: Didymopanax sp. (23A-C); **Arecaceae:** *Euterpe* sp. (24A), *Mauritia* (25A e 25B); **Betulaceae:** *Alnus* sp. (26A e 26B); **Bignoniaceae:** *Arrabidaea* (27A e 27B), *Jacaranda* sp. (28A-D), *Jacaranda*/*Tabebuia* (29A e 29B), Bignoniaceae 1 (30A-C); **Chloranthaceae**: *Hedyosmum* sp. tipo 1 (31A). Escala 10 µm.

PRANCHA 4

Chloranthaceae
Hedyosmum sp. tipo 2 (32A e 32B)
Grão apolar, assimétrico, sulco rudimentar, exina intectada, sexina clavada, amb circular, dimensões 28 µm (Colinvaux et al. 1999).

Hedyosmum sp. tipo 3 (33A-C)
Grão apolar, assimétrico, sulco rudimentar, exina intectada, sexina clavada, amb circular, dimensões 40 x 30 µm (Colinvaux et al. 1999).

Compositae (Asteraceae) tipo 1 (34A-C)
Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina equinada, amb circular, dimensões 11 µm (Colinvaux et al. 1999).

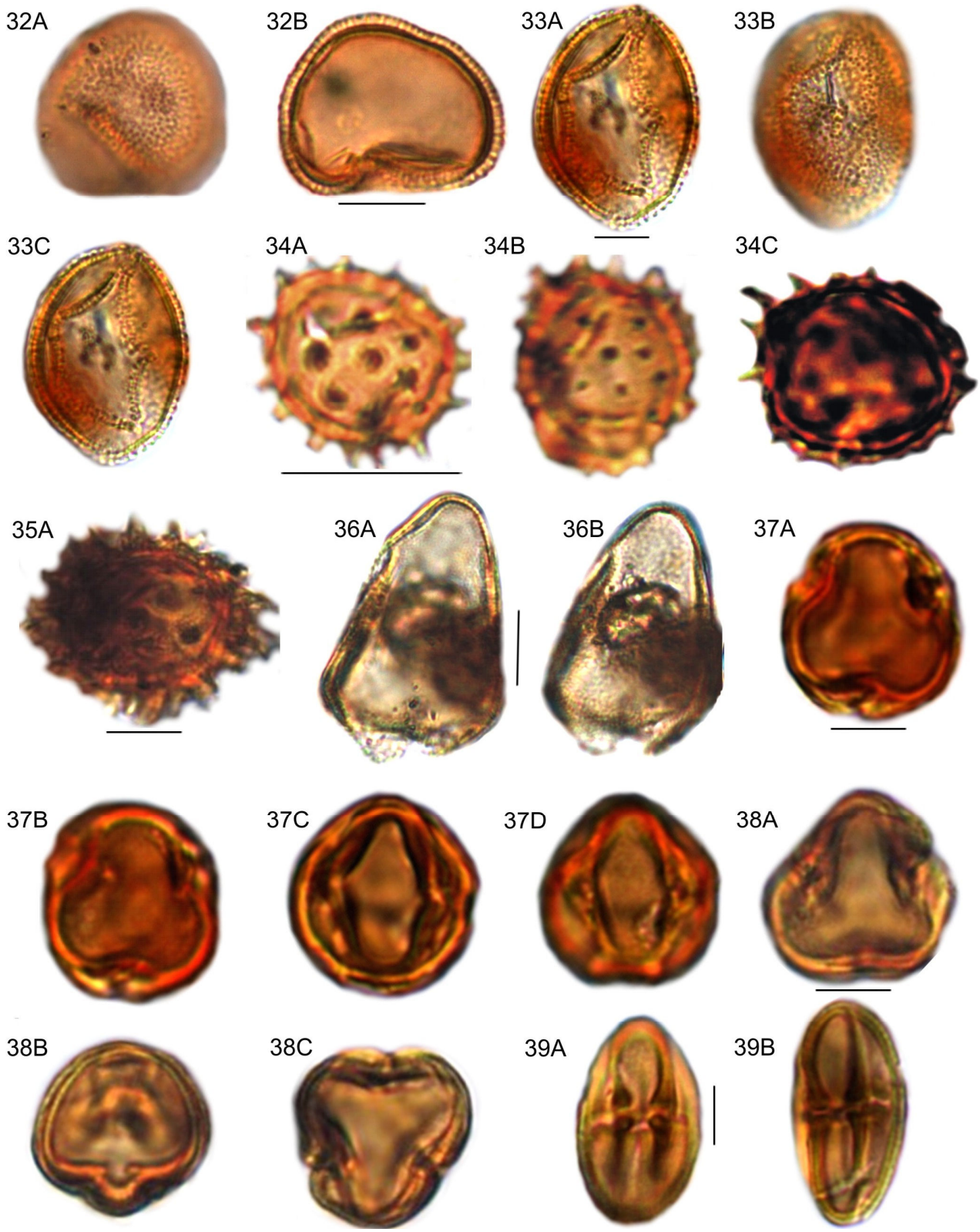
Compositae tipo 2 (35A)
Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina equinada, amb circular, dimensões 29 µm (Colinvaux et al. 1999).

Cyperaceae (36A e 36B)
Grão heteropolar, simetria bilateral, monoporado, exina tectada, sexina escabrada, amb trapezoidal, dimensões 38 x 22 µm (Colinvaux et al. 1999).

Euphorbiaceae
Alchornea sp. tipo 1 (37A-D)
Grão heteropolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina psilada, amb circular, dimensões 24 µm (Colinvaux et al. 1999).

Alchornea sp. tipo 2 (38A-C)
Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina reticulada, amb circular, dimensões 25 µm (Colinvaux et al. 1999).

Hyeronima sp. (39A e 39B)
Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina escabrada, amb circular, dimensões 35 x 17 µm (Colinvaux et al. 1999).



Prancha 4: **Chloranthaceae**: *Hedyosmum* sp. tipo 2 (32A e 32B); *Hedyosmum* sp. tipo 3 (33A-C); **Compositae (Asteraceae)** tipo 1 (34A-C), **Compositae** tipo 2 (35A); **Cyperaceae** (36A e 36B); **Euphorbiaceae**: *Alchornea* sp. tipo 1 (37A-D), *Alchornea* sp. tipo 2 (38A-C), *Hyeronima* sp. (39A e 39B). Escala 10 µm.

PRANCHA 5

Euphorbiaceae
Sebastiana (40A-C)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina intectada, sexina baculada, colpos longos, amb circular, dimensões 35 µm (Colinvaux et al. 1999).

Euphorbiaceae tipo 1 (41A-D)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina reticulada, colpos longos, amb circular, dimensões 42 µm (Colinvaux et al. 1999).

Euphorbiaceae tipo 2 (42A-C)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina psilada, colpos longos, amb circular, dimensões 24 µm (Colinvaux et al. 1999).

Fabaceae (Caesalpinioideae)
Macrolobium (43A-C)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina semitectada, sexina estriada-reticulada, colpos longos, amb circular, dimensões 63 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Fabaceae (Mimosoideae)
Mimosaceae (44A e 44B)

Políade, 25 x 19 µm. Grão individual apolar e assimétrico, exina tectada, sexina psilada, amb circular, dimensões (Colinvaux et al. 1999).

Fabaceae (Papilionoideae)
Erythrina (45A e 45B)

Grão isopolar, simetria radial, triporado, exina semitectada, sexina reticulada, poros circulares, amb angular, dimensões 40 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Haloragaceae
Myriophyllum (46A e 46B)

Grão isopolar, simetria radial, estefanoporado, exina tectada, sexina psilada, poros ânulos, amb circular, dimensões 26 x 20 µm (Willard et al. 2004).

Prancha 5: **Euphorbiaceae**: *Sebastiana* (40A-C), Euphorbiaceae tipo 1 (41A-D), Euphorbiaceae tipo 2 (42A-C); **Fabaceae (Caesalpinioideae)** *Macrolobium* (43A-D), **Fabaceae (Mimosoideae)** *Mimosaceae* (44A e 44B), **Fabaceae (Papilionoideae)** *Erythrina* (45A e 46B); **Haloragaceae** *Myriophyllum* (46A e 46B). Escala 10 µm.

PRANCHA 6

Rhizophoraceae

Rhizophora tipo 1 (47A-F)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina microreticulada, poros lalongados, colpos finos e longos, amb circular, dimensões 28 x 24 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Rhizophora tipo 2 (48A-D)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina microreticulada, poros lalongados, colpos finos e longos, amb circular, dimensões 19 x 15 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Rhizophora tipo 3 (49A-C)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina microreticulada, poros lalongados, colpos finos e longos, amb circular, dimensões 21 x 19 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Rhizophora tipo 4 (50A e 50B)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina microreticulada, poros lalongados, colpos finos e longos, amb circular, dimensões 17 µm (Roubik & Moreno, 1991).

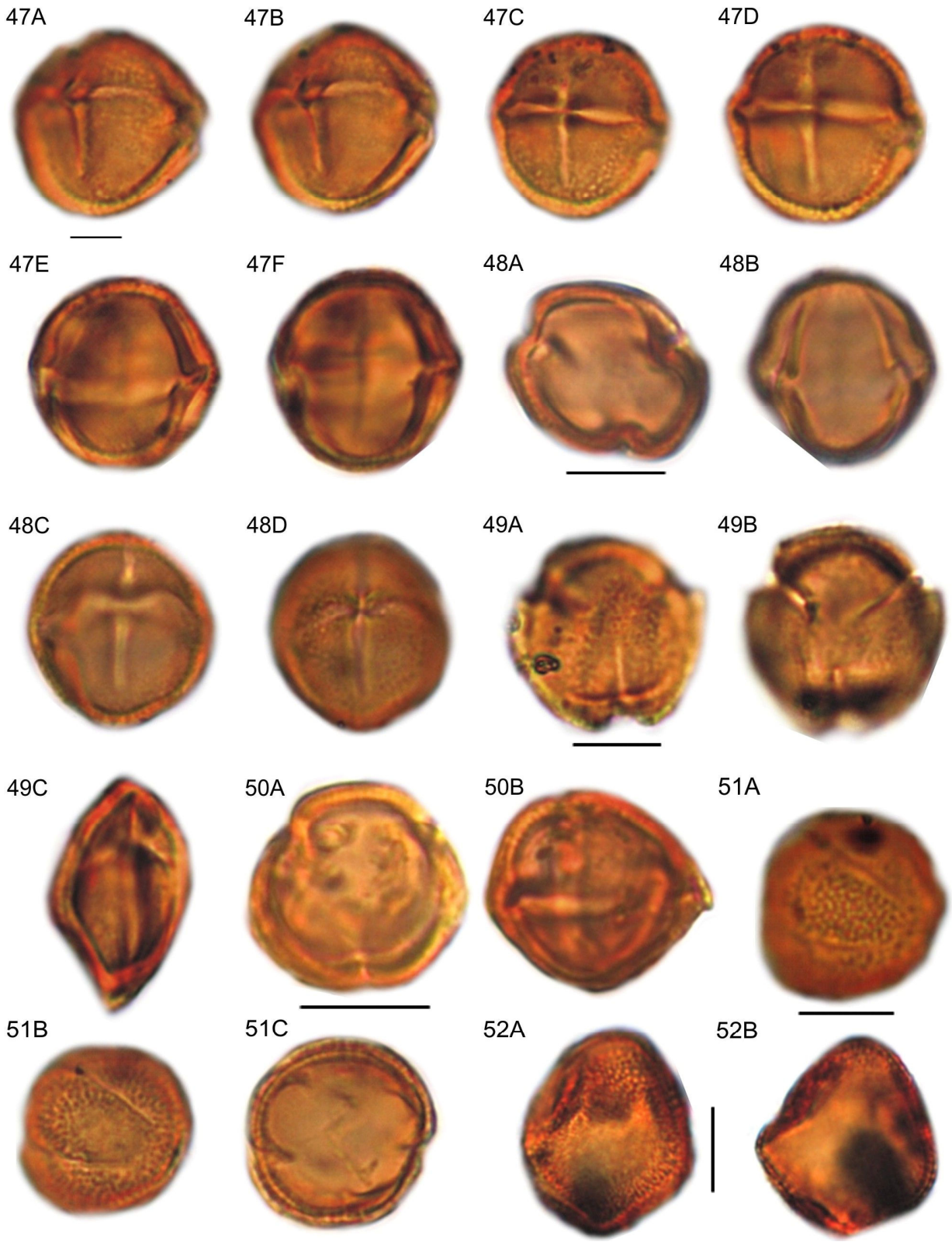
Rubiaceae

Borreria (51A-C)

Grão isopolar, simetria radial, hexacolporado, exina tectada, sexina reticulada, colpos finos e curtos, amb circular, dimensões 20 µm (Colinvaux et al. 1999).

Psychotria (52A e 52B)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina reticulada, poros circulares, amb circular, dimensões 26 µm (Colinvaux et al. 1999).



Prancha 6: **Rhizophoraceae:** *Rhizophora* tipo 1 (47A-F), *Rhizophora* tipo 2 (48A-D), *Rhizophora* tipo 3 (49A-C), *Rhizophora* tipo 4 (50A-50B); **Rubiaceae:** *Borreria* (51A-C), *Psychotria* (52A-52B). Escala 10 µm.

PRANCHA 7

Malpighiaceae (53A-C)

Grão apolar, assimétrico, estefanocolpado, exina tectada, sexina psilada, amb circular, dimensões 49 µm (Colinvaux et al. 1999).

Melastomaceae/Combretaceae tipo 1 (54A e 54B)

Grão isopolar, simetria radial, heterocolpado, exina tectada, sexina psilada, amb circular, dimensões 28 x 22 µm (Colinvaux et al. 1999).

Melastomaceae/Combretaceae tipo 2 (55A-C)

Grão isopolar, simetria radial, heterocolpado, exina tectada, sexina psilada, amb circular, dimensões 16 x 14 µm (Colinvaux et al. 1999).

Meliaceae

Trichilia (56A-C)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina psilada, poro lalongado, amb circular, dimensões 26 x 18 µm (Colinvaux et al. 1999).

Meliaceae tipo 1 (57A e 57B)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina psilada, amb circular, dimensões 14 x 10 µm (Colinvaux et al. 1999).

Myrtaceae (58A e 58B)

Grão isopolar, simetria radial, sincolporado, exina tectada, sexina escabrada, amb triangular, dimensões 13 µm (Colinvaux et al. 1999).

Myristicaceae

Virola (59A e 59B)

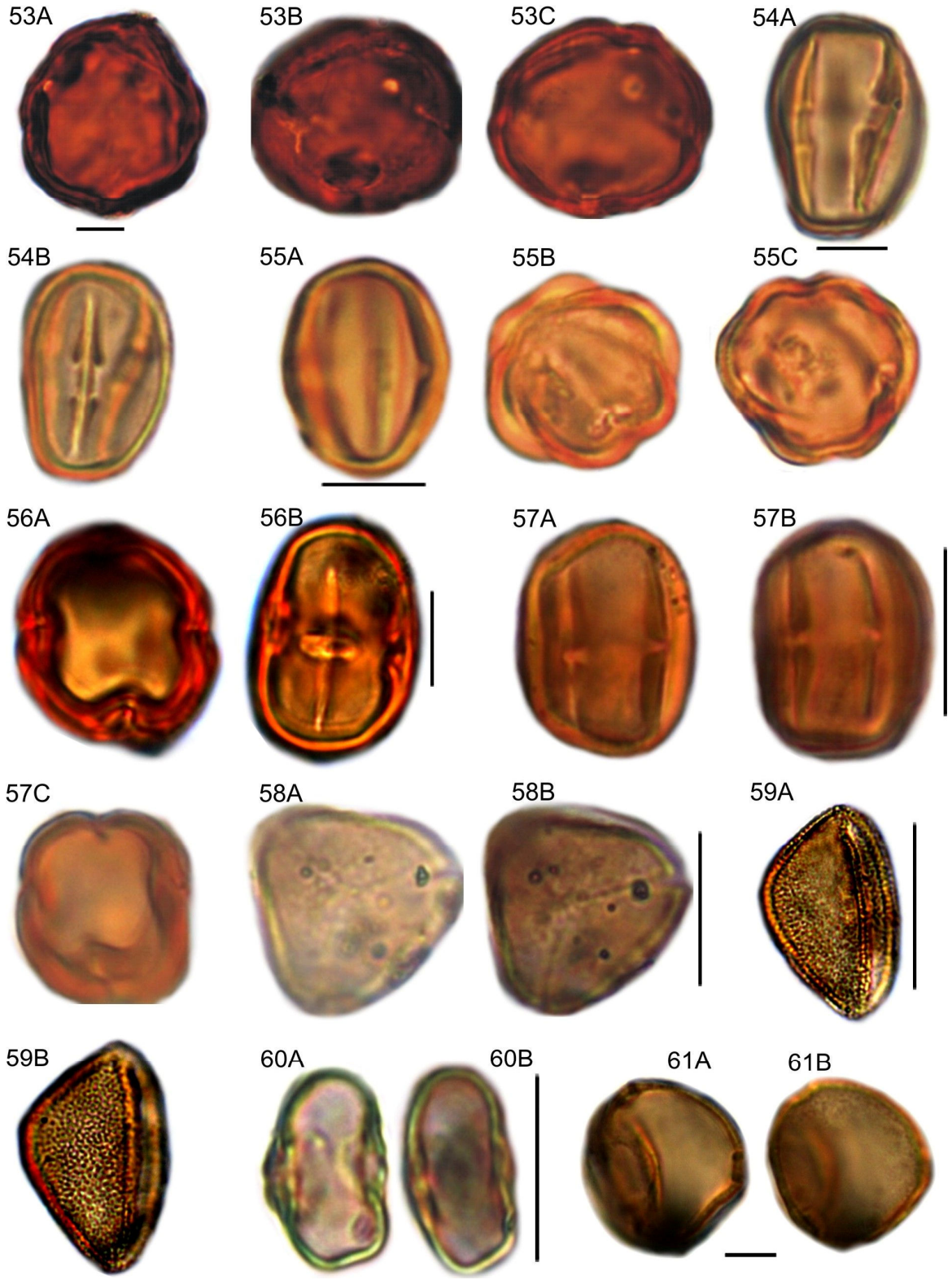
Grão isopolar, simetria bilateral, monocolpado, exina tectada, sexina escabrada, dimensões 13 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Moraceae

Cecropia (60A e 60B)

Grão apolar, assimétrico, diporado, exina tectada, sexina psilada, poro circular, amb elíptico, dimensões 11 x 7 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Moraceae /Urticaceae tipo 1 (61A e 61B)
Grão apolar, assimétrico, triporado, exina tectada, sexina psilada, poro circular, amb circular, dimensões 30 µm (Colinvaux et al. 1999).



Prancha 7: **Malpighiaceae** (53A-C); **Melastomaceae/Combretaceae** tipo 1 (54A-C), **Melastomaceae/Combretaceae** tipo 2 (55A e 55B); **Meliaceae:** *Trichilia* (56A e 56B), Meliaceae tipo 1 (57A-C); **Myrtaceae** (58A e 58B); **Myristicaceae:** *Virola* (59A e 59B); **Moraceae:** *Cecropia* (60A-60B), Moraceae /Urticaceae tipo 1 (61A e 61B). Escala 10 µm.

PRANCHA 8

Onagraceae
Ludwigia (62A e 62B)
Grão heteropolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina verrugada, amb tetraédrico, dimensões 41 µm (Roubik & Moreno, 1991).

Poaceae (63A)
Grão heteropolar, simetria bilateral, monoporado, exina tectada, sexina psilada, amb circular, dimensões 36 µm (Colinvaux et al. 1999).

Sapindaceae
Matayba (64A e 64B)
Grão isopolar, simetria radial, sincolporado, exina tectada, sexina escabrada, amb triangular, dimensões 34 x 30 µm (Colinvaux et al. 1999).

Paullinia (65A-C)
Grão isopolar, simetria radial, triporado, exina semitectada, sexina escabrada, amb triangular, dimensões 33 µm (Colinvaux et al. 1999).

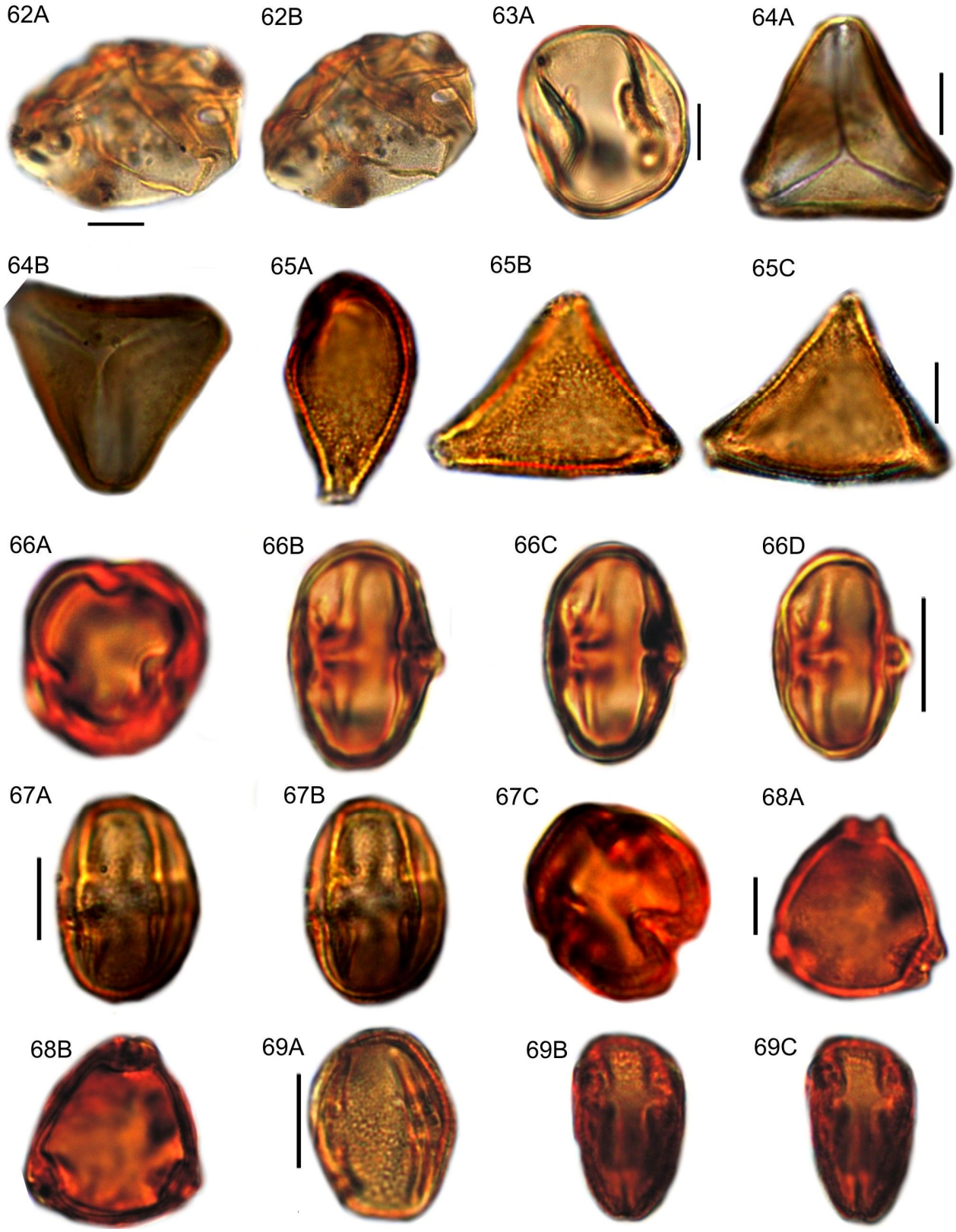
Sapotaceae
Chrysophyllum/Pouteria (66A-D)
Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina psilada, poro circular, amb circular, dimensões 20 x 11 µm (Colinvaux et al. 1999).

Sapotaceae/Burseraceae (67A-C)
Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina reticulada, amb circular, dimensões 29 x 24 µm (Colinvaux et al. 1999).

Symplocaceae (68A e 68B)
Symplocos
Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina psilada, poros circulares, amb circular, dimensões 36 µm (Colinvaux et al. 1999).

Tiliaceae (69A-C)

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, exina tectada, sexina reticulada, amb circular, dimensões 21 µm (Colinvaux et al. 1999).



Prancha 8: **Onagraceae:** *Ludwigia* (62A-62B); **Poaceae** (63A); **Sapindaceae**: *Matayba* (64A e 64B), *Paullinia* (65A-C); **Sapotaceae:** *Chrysophyllum/Pouteria* (66A-D), **Sapotaceae/Burseraceae** (67A-C); **Symplocaceae:** Symplocos (68A e 68B); **Tiliaceae** (69A-C). Escala 10 µm.

ANEXO E

Descrição das diatomáceas

PRANCHA 1

CÊNTRICAS

ACTINODISCACEAE

Actinoptychus senarius (Ehrenberg) Ehrenberg (1a)
Marinha, planctônica ou epifítica, diamêtro 79,38 µm (Round *et al.,*1990)

Actinoptychus splendens (Shadbolt) Ralfs (2a)
Marinha, planctônica, diamêtro 86,15 µm (Cunha & Eskinazi-Leça, 1990)

Actinoptychus splendens (Shadbolt) Ralfs (2b)
Marinha, planctônica, diamêtro 78,47 µm (Cunha & Eskinazi-Leça, 1990)

Actinoptychus splendens (Shadbolt) Ralfs (2c)
Marinha, planctônica, diamêtro 53,01 µm (Cunha & Eskinazi-Leça, 1990)

ANAULACEAE

Triceratium favus Ehrenberg (3a)
Marinha, planctônica, diamêtro 123,42 µm (Moreira-Filho & Kutner, 1962)

Triceratium favus Ehrenberg (3b)
Marinha, planctônica, diamêtro 54,69 µm (Moreira-Filho & Kutner, 1962)

Triceratium sp 1
Marinho, diamêtro 40,18 µm (Moreira-Filho & Kutner, 1962)

Triceratium favus f. *quadrata* (Grunow) Hustedt (4a)
Marinha, planctônica, diamêtro 94,84 µm (Moreira-Filho & Kutner, 1962)

AULACOSEIRACEAE

Aulacoseira granulata (Ehrenberg) Simonsen (5a)
Continental, planctônica, diamêtro 24,98 µm (Round *et al.,* 1990)

COSCINODISCACEAE

Coscinodiscus radiatus Ehrenberg (6a)

Marinha, planctônica, diamêtro 137,66 µm (Nwankwo & Onyema, 2003)

Coscinodiscus sp1 (7a)

Marinho, diamêtro 57,19 µm (Round *et al.,* 1990; Nwankwo & Onyema, 2003)

Coscinodiscus sp2 (7b)

Marinho, diamêtro 54,60 µm (Round *et al.,* 1990; Nwankwo & Onyema, 2003)

Coscinodiscus sp3 (7c)

Marinho, diamêtro 43,42 µm (Round *et al.,* 1990; Nwankwo & Onyema, 2003)

Coscinodiscus sp4 (7d)

Marinho, diamêtro 91,11 µm (Round *et al.,* 1990; Nwankwo & Onyema, 2003)

PRANCHA 1

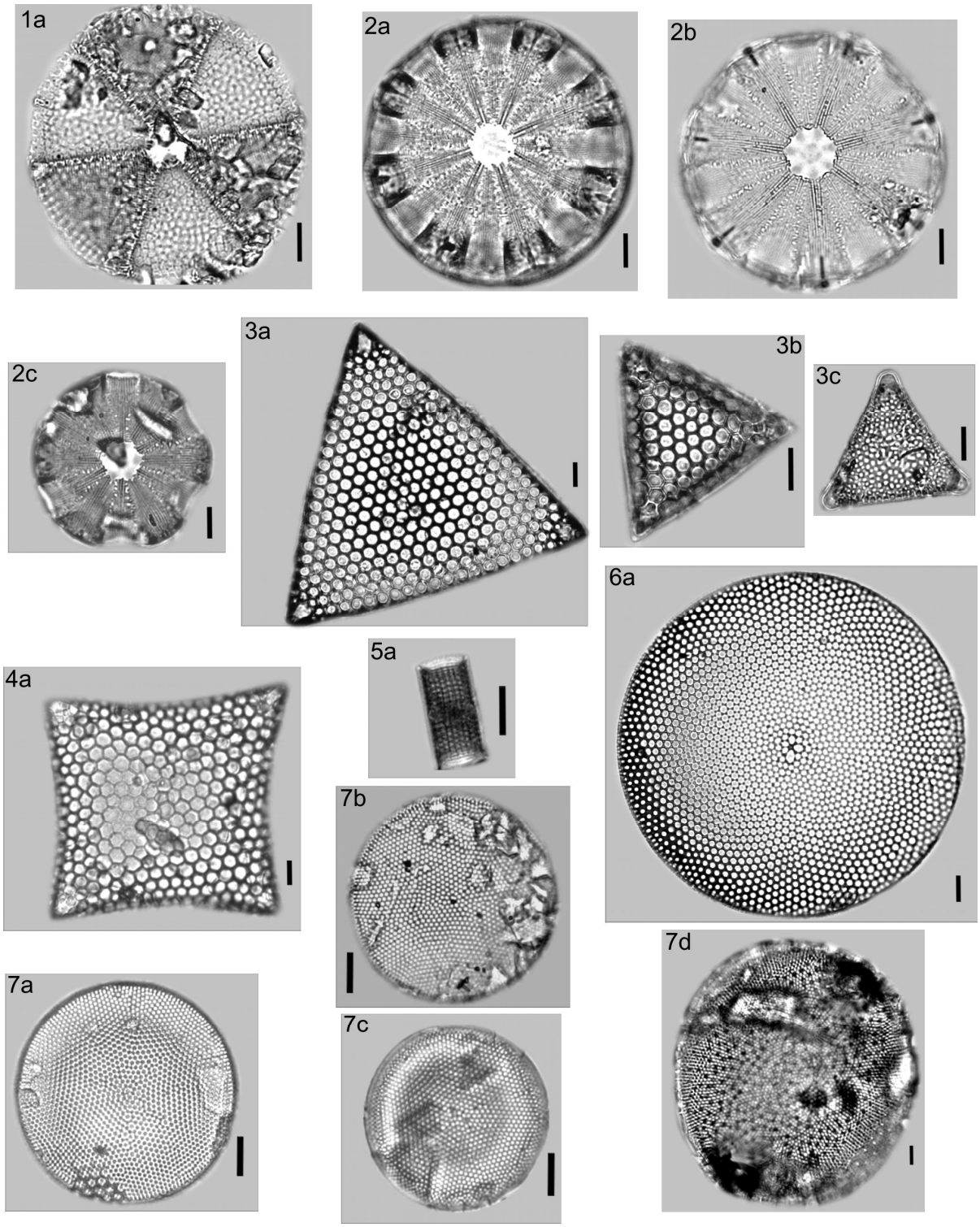


Figura 1: **Actinodiscaceae:** *Actinoptychus* senarius (1a), *Actinoptychus splendens* (2a – 2c); **Anaulaceae:** *Triceratium favus* (3a), *Triceratium favus* (3b), *Triceratium* sp (3c), *Triceratium favus* f. *quadrata* (4a); **Aulacoseiraceae:** *Aulacoseira granulata* (5a); **Coscinodiscaceae**: *Coscinodiscus radiatus* (6a); *Coscinodiscus* sp1 (7a); *Coscinodiscus* sp2 (7b); *Coscinodiscus* sp3 (7c); *Coscinodiscus* sp4 (7d). Escala 10 µm.

PRANCHA 2

CÊNTRICAS

COSCINODISCACEAE (continuação)

Coscinodiscus sp5 (7e)
Marinho, diamêtro 40 µm (Round *et al.,* 1990)

Coscinodiscus sp6 (7f)
Marinho, diamêtro 39,92 µm (Round *et al.,* 1990)

Coscinodiscus sp7 (7g)
Marinho, diamêtro 40,01 µm (Round *et al.,* 1990)

Coscinodiscus sp8 (7h)
Marinho, diamêtro 41,97 µm (Round *et al.,* 1990)

Coscinodiscus sp9 (7i)
Marinho, diamêtro 18,48 µm (Round *et al.,* 1990)

Paralia sulcata (Ehrenberg) Kützing (8a)
Marinha, planctônica, episâmica, diamêtro 30 µm (Round *et al.,* 1990)

Paralia sulcata (Ehrenberg) Kützing (8b)
Marinha, planctônica, episâmica, diamêtro 26,07 µm (Round *et al.,* 1990)

Paralia sulcata (Ehrenberg) Kützing (8c)
Marinha, planctônica, episâmica, diamêtro 27,82 µm (Round *et al.,* 1990)

Paralia sulcata (Ehrenberg) Kützing (8d)
Marinha, planctônica, episâmica, diamêtro 22,34 µm (Round *et al.,* 1990)

Paralia sulcata (Ehrenberg) Kützing (8e)
Marinha, planctônica, episâmica, diamêtro 23,17 µm (Round *et al.,* 1990)

Paralia sulcata (Ehrenberg) Kützing (8f)
Marinha, planctônica, episâmica, diamêtro 58,29 µm (Round *et al.,* 1990)

THALASSIOSIRACEAE

Cymathoteca (9a)

Marinho, planctônica, diamêtro 30,62 µm (Bigunas, 2005)

Thalassiosira sp1 (10a)

Marinho, diamêtro 50, 30 µm (Round *et al.,* 1990)

Thalassiosira sp2 (10b)

Marinho, diamêtro 48,45 µm (Round *et al.,* 1990)

Thalassiosira sp3 (10c)

Marinho, diamêtro 29,98 µm (Round *et al.,* 1990)

Thalassiosira sp4 (10d)

Marinho, diamêtro 27,98 µm (Round *et al.,* 1990)

Thalassiosira sp5 (10e)

Marinho, diamêtro 26,54 µm (Round *et al.,* 1990)

Thalassiosira sp6 (10f)

Marinho, diamêtro 12,15 µm (Round *et al.,* 1990)

TRICERATIACEAE

Odontella sp1 (11a)

Marinho, planctônico ou bentônico/epifítico, diamêtro 45,83 µm (Round *et al.,* 1990)

PRANCHA 2

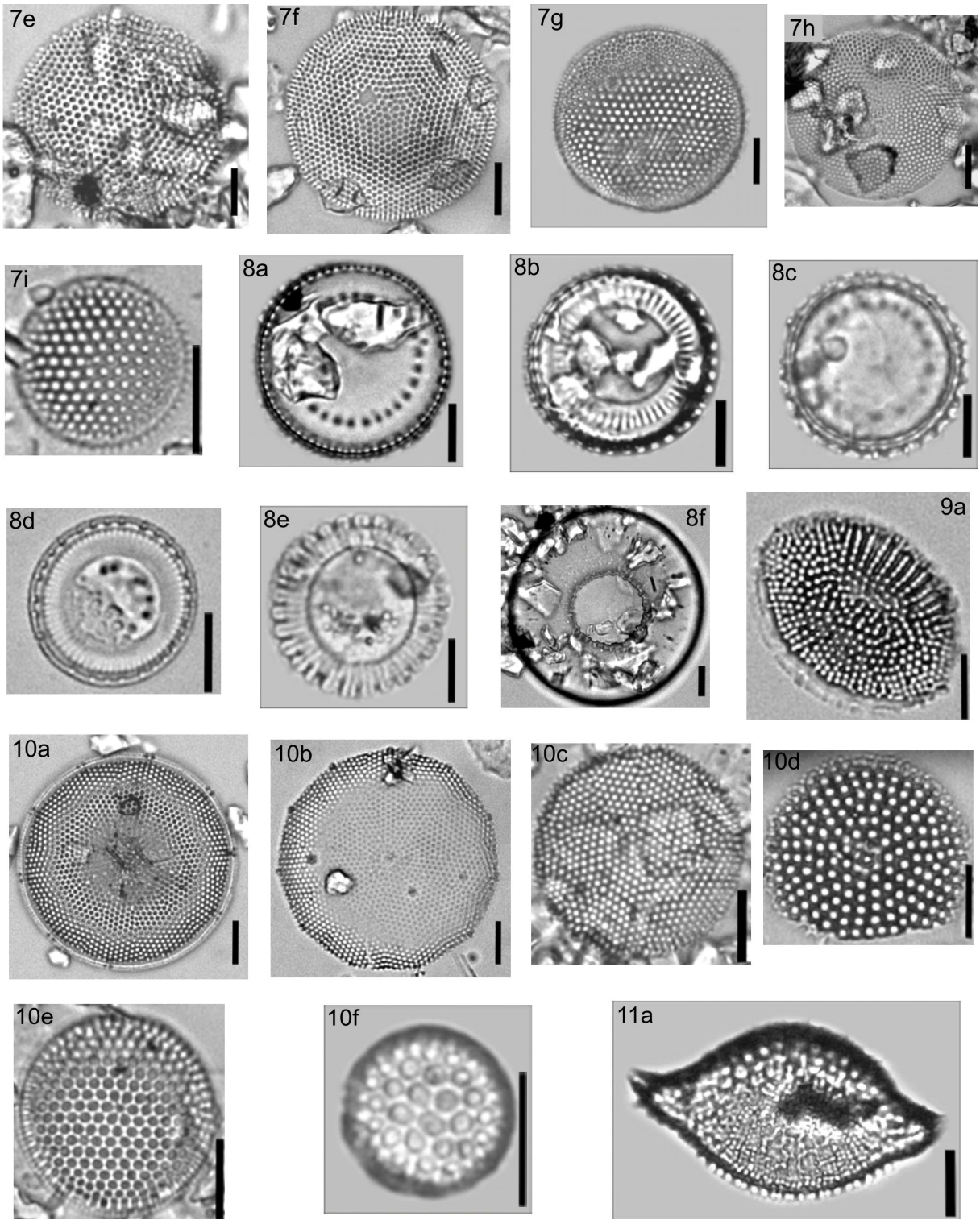


Figura 2: **Coscinodiscaceae**: *Coscinodiscus* sp5 (7e), *Coscinodiscus* sp6 (7f), *Coscinodiscus* sp7 (7g), *Coscinodiscus* sp8 (7h), *Coscinodiscus* sp9 (7i), *Paralia sulcata* (8a – 8e); **Thalassiosiraceae:** *Cymathoteca* (9a), *Thalassiosira* sp1 (10a), *Thalassiosira* sp2 (10b), *Thalassiosira* sp3 (10c), *Thalassiosira* sp4 (10d), *Thalassiosira* sp5 (10e), *Thalassiosira* sp6 (10f); **Triceratiaceae:** *Odontella* sp1 (11a). Escala 10 µm.

PRANCHA 3

PENADAS

EUNOTIACEAE

Eunotia bilunaris (Ehrenberg) Mills (12a)
Continental, bentônica, dimensões 120,66 µm comprimento, 8,16 µm largura (Amaral, 2008)

Eunotia didyma Grun. var. papilio Frenguelli
Continental, bentônica, dimensões 34,2 µm comprimento, 13,5 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

Eunotia didyma Grunow var. elongata Hustedt
Continental, bentônica, dimensões 81,88 µm comprimento, 12,35 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

Eunotia maior (William Smith) Rabenhorst (14a)
Continental, bentônica, dimensões 76,31 µm comprimento, 8,16 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

Eunotia zygodon Ehrenberg (15a)
Continental, bentônica, dimensões 75,24 µm comprimento, 16,9 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

Eunotia zygodon Ehrenberg (15b)
Continental, bentônica, dimensões 66,4 µm comprimento, 15,8 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

Eunotia zygodon Ehrenberg (15c)
Continental, bentônica, dimensões 39,18 µm comprimento, 9,6 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

Eunotia sp1 (16a)
Continental, bentônica, dimensões 28,94 µm comprimento, 5,62 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

Desmogonium rabernhorstianum Grun. var. elongatum Patrick (17a)

Continental, bentônica, dimensões 134,66 µm comprimento, 7,33 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

NAVICULACEAE

Diploneis gruendleri (Schmidt) Cleve (18a)

Marinha, planctônica, dimensões 22,56 µm comprimento, 13,09 µm largura (Moreira Filho & Kutner, 1962).

Diploneis gruendleri (Schmidt) Cleve (18b)

Marinha, planctônica, dimensões 59,63 µm comprimento, 19,89 µm largura (Moreira Filho & Kutner, 1962).

Diploneis gruendleri (Schmidt) Cleve (18c)

Marinha, planctônica, dimensões 35 µm comprimento, 13,35 µm largura (Moreira Filho & Kutner, 1962)

Diploneis smithii (Brebisson) Cleve (19a)

Marinha, planctônica, dimensões 34 µm comprimento, 13,06 µm largura (Moreira Filho & Kutner, 1962).

Diploneis smithii (Brebisson) Cleve (19b)

Marinha, planctônica, dimensões 49,05 µm comprimento, 28,54 µm largura (Moreira Filho & Kutner, 1962)

Diploneis smithii (Brebisson) Cleve (19c)

Marinha, planctônica, dimensões 46,23 µm comprimento, 24,06 µm largura (Moreira Filho & Kutner, 1962)

Frustulia sp1 (20a)

Continental, dimensões 104,1 µm comprimento, 22,03 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

Navicula sp1 (21a)

Continental, dimensões 59,70 µm comprimento, 25,73 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

Pinularia viridis (Nitzsch) Ehrenberg var. viridis (22a)

Continental, bentônica, dimensões 168,35 µm comprimento, 31,57 µm largura (Round *et al.,* 1990)

Pinularia sp1 (23a)

Continental, dimensões 92,67 µm comprimento, 14,42 µm largura (De Oliveira & Steinitz-Kannan, 1992)

NITZCHIACEAE

Nitzschia granulata Grunow (24a)

Marinha, estuarina, dimensões 44,07 µm comprimento, 22 µm largura (Moreira Filho & Kutner, 1962)

Nitzschia granulata Grunow (24b)

Marinha, estuarina, dimensões 48,95 µm comprimento, 26,72 µm largura (Moreira Filho & Kutner, 1962)

Nitzschia sp1 (25a)

Marinho, dimensões 31,84 µm comprimento, 22,56 µm largura (Moreira Filho & Kutner, 1962)

PRANCHA 3

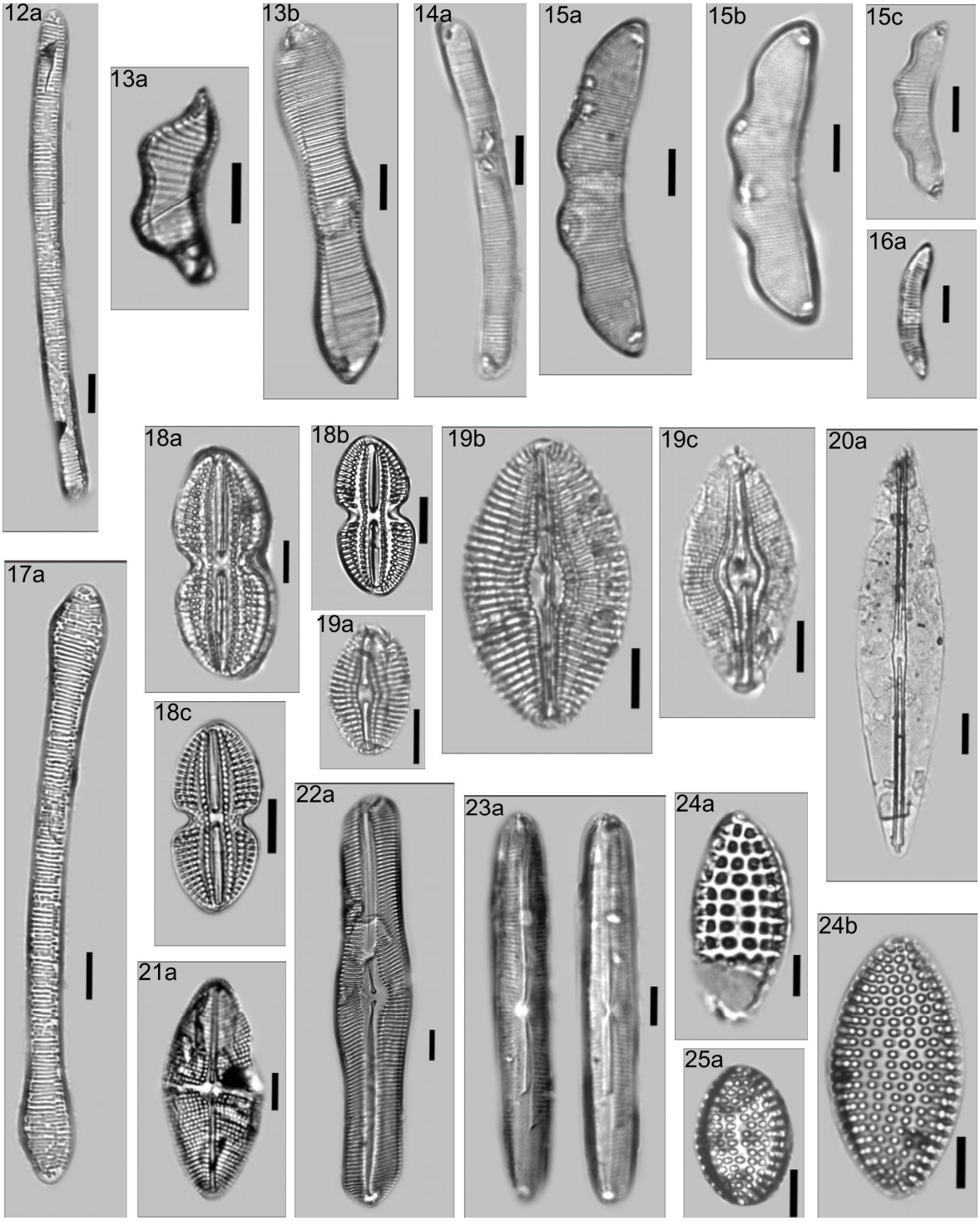


Figura 3: E**unotiaceae:** *Eunotia bilunaris* (12a), *Eunotia didyma* Grun. var. papilio (13a), *Eunotia didyma* Grunow var. elongata (14a), *Eunotia maior* (15a), *Eunotia zygodon* (15a – 15c), *Eunotia* sp1 (16a), *Desmogonium rabernhorstianum* Grun. var. elongatum (17a); **Naviculaceae:** *Diploneis gruendleri* (18a – 18c), *Diploneis smithii* (19a – 19c), *Frustulia* sp1 (20a), *Navicula* sp1 (21a), *Pinularia viridis* (22a), *Pinularia* (23a); **Nitzchiaceae:** *Nitzschia granulata* (24a – 24b), *Nitzschia* sp1 (25a). Escala 10 µm.