

Microfósseis como indicadores da Evolução Paleoambiental do Holoceno Tardio na Ilha de Maracá, Costa Amazônica, Amapá pronto para publicar – Brasil

Microfossils as Paleoenvironmental Evolution indicator of Late Holocene at Maracá Island, Amazon coast, Amapá – Brazil

Lazaro Luiz Mattos Laut^{ad}, Valdenira Ferreira Santos^{be}, João Graciano Mendonça Filho^{cf}

^aLaboratório de Micropaleontologia - LABMICRO, Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro - UNIRIO, ^bInstituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá – IEPA, ^cLaboratório de Palinofácies & Fácies Orgânica – LAFO, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ

^dlazaro.laut@gmail.com, ^evaldeniraferreira@yahoo.com, ^fgraciano@geologia.ufrj.br

Resumo

O conteúdo microfossilífero (foraminíferos e palinofácies) de uma seção sedimentar de 803 cm da ilha de Maracá localizada no Cabo Norte - Amapá foi estudado objetivando a identificação dos ambientes de sedimentação responsáveis pela formação da ilha, e assim, contribuir com os modelos de reconstrução paleoambiental do Holoceno Tardio para a região ao norte da foz do rio Amazonas. O pacote sedimentar estudado representa uma sequência sedimentar regressiva composta predominantemente pela Assembleia C que é constituída majoritariamente por fitoclastos pouco retrabalhados e palinomorfos de água doce. Um momento de estabilização da planície de inundação com a formação de áreas pantanosa de água doce e fundo anóxico permitiu a formação de um depósito de turfa entre 477 – 446 cm (entre 2.000 e 1.000 cal yr BP) que é marcado pela Assembleia D. Duas pequenas incursões marinhas podem ser observadas ao longo da formação da Ilha de Maracá: fase Moleson (2.500 a 1.300 cal yr BP) entre 650-600 cm e fase Comowine (1.000 cal yr BP ao presente) entre 120-80. Esta influência de sedimentos costeiros é representada na seção pela Assembleia B que apresenta maior quantidade de palinomorfos marinhos e foraminíferos. A estabilização do canal do Varador que separa a ilha do continente é marcada pela Assembleia A (0-60 cm) composta predominantemente por foraminíferos indicando que a maior contribuição marinha na formação do pacote sedimentar é recente possivelmente nos últimos 500 cal yr BP como resultado dos processos erosivos atuantes na costa do Amapá.

Palavras-chave: Evolução costeira; costa amazônica; macromaré; foraminifera, palinomorfos.

Abstract

The microfossiliferous content (foraminifera and palinofacies) of an 803 cm sedimentary section from Maracá island located in Cabo Norte - Amapá was studied aiming to identify the sedimentation environments responsible for this island the formation and thus contribute to Late Holocene paleoenvironmental reconstruction models from the region in north of Amazon River Mouth. The studied sedimentary package represents a regressive sedimentary sequence composed predominantly by Assemblage C, which is mainly constituted by little reworked phytoclasts and freshwater palynomorphs. A moment of floodplain stabilization with the formation of swampy areas with anoxic bottom allowed the formation of a peat deposit between 477 – 446 cm (2,000 and 1,000 cal yr BP) which is marked by Assemblage D. Two small marine incursions can be observed in the Maracá Island formation: Moleson Phase (2,500 to 1,300 cal yr BP) between 650-600 cm and Comowine Phase (1,000 cal yr BP at present) between 120-80. This influence of coastal sediments is represented in the section by Assemblage B, which presents a greater amount of marine palynomorphs and foraminifera. The stabilization of the Varador Channel that separates the island from the mainland is marked by Assemblage A (0-60 cm) composed predominantly by foraminifera that is indicating that the greatest marine contribution in the formation of this sedimentary package is recent, possibly in the last 500 cal yr BP as a result of the current erosive processes acting on the Amapá Coast.

Keywords: Coastal evolution; Amazon coast, macrotidal environmental; foraminifera, palynomorphs.

1. Introdução

A evolução quaternária da costa do Amapá, sobretudo a do Cabo Norte é complexa e controversa, pois as fortes condições hidrodinâmicas (maré, ventos e a pluma do Amazonas) podem provocar grandes mudanças morfológicas em pequeno espaço de tempo (Silveira 1998; Jardim et al. 2018). Brinkman & Pons (1968) descrevem a existência de três diferentes fases de deposição, intercaladas por fases não deposicionais,

nas zonas costeiras das Guianas e do Suriname que foram discutidas posteriormente por Wong (1992) e Silveira (1998) para toda zona costeira ao norte da foz do rio Amazonas: fase Wanica (6000-3500 anos A.P.), fase Moleson (2.500 a 1.300 anos A.P.), e fase Comowine (1.000 ao presente). Estes depósitos estão sobrepostos aos da Formação Mara com idades superiores há 6.000 anos A.P. Os autores ressaltam a ausência do registro da fase Wanica na Guiana Francesa e identificam as três fases na planície costeira

do Amapá, sendo a última (fase Comowine) representada por argilas bioturbadas.

Especificamente para o litoral do Amapá, Faria Jr. et al. (1990) propõem que a ilha de Maracá, localizada no Cabo Norte, é o resultado de uma transgressão generalizada que teria ocorrido entre 1.000 e 2.000 anos B.P. Segundo Faria Jr. et al. (1992) a ilha representa uma sucessão de ambientes costeiros construídos durante a transgressão Flandriana que estão sendo erodidos pela regressão posterior. Para estes autores, o Igarapé do Inferno que divide a ilha representa uma extensão do rio Flechal. Dias et al. (1992) sugere que o canal do Varador, que separa a ilha de Maracá do continente, é o remanescente da antiga foz do Rio Araguari que hoje se encontra mais ao sul. A ação da neotectônica é acrescentada por Silveira (1998) que propôs um adernamento de blocos ao final do Pleistoceno na região que teria impulsionado os processos erosivos, e a reorganização da rede de drenagem que prevalece até os dias atuais. Estudos de Jardim et al. (2018) demonstram a existência de dois sistemas de paleodrenagem, sendo um anterior a transgressão Holocênica, e outro sistema resultante da migração do rio Araguari para sudoeste que foi colmatado durante a transgressão holocênica.

Existem diversas ferramentas que podem ser utilizadas para a reconstrução paleoambiental de uma região costeira, e dentre elas, os microfósseis são considerados com os mais precisos, pois comumente são encontrados em grande quantidade num pequeno volume de sedimento ou de rocha (Cardoso et al. 2011). Os foraminíferos têm sido utilizados com sucesso com bioindicadores de processos hidrodinâmicos, pois a composição da comunidade está diretamente ligada à salinidade, concentração de oxigênio, pH, profundidade entre outros fatores (Laut et al. 2010, 2017, 2020, 2021). Estas características somadas ao grande potencial de fossilização das conchas caracterizam estes organismos como uma das principais escolhas para as reconstruções paleoambientais (Schaefer 1991; Alve 1995). Valiosos estudos sobre assembleias foraminíferas em regiões de macromaré, com a costa do Amapá foram realizados para criação de modelos de distribuição das espécies com posterior aplicação em estudos de variação no nível relativo do mar em países como a Inglaterra, China (Wang & Murray 1983), Austrália (Wang & Chappell 2001), França (Debenay et al. 2003) e Argentina (Scott et al. 1990).

Em áreas costeiras sob forte descarga fluvial, como o litoral Amazônico é recomendado a utilização de múltiplos bioindicadores por se tratar de uma região que não favorece ecologicamente os foraminíferos (Laut et al. 2010; Laut et al. 2016a). Debenay et al. (2003) propõem que nestes ambientes, os resultados seriam mais precisos utilizando-se outros *proxies* como ostracodes, dinoflagelados, algas, palinomorfos dentre outros associados às assembleias de foraminíferos. O estudo de sistemas deposicionais baseado em

palinomorfos pode indicar especificamente as condições hidrodinâmicas, sedimentológicas e ecológicas, assim como as flutuações do nível relativo do mar em uma região (Tyson 1995a). Embora as palinofácies sejam amplamente aplicadas em estudos de geologia do petróleo, também são eficientes nos estudos relacionados a transferências de matéria orgânica particulada (MOP) dentro ou entre bacias, a fim de reconstruir ambientes deposicionais e sua hidrodinâmica (Di Giovanni 1994; Tyson 1995a; Sebag et al. 2006). Desta forma, o reconhecimento das palinofácies permite reconhecer as mudanças ambientais causadas por influências climáticas ou humanas, como também pode desempenhar um papel importante no reconhecimento de ciclos e fluxos biogeoquímicos em ecossistemas terrestres e aquáticos (Di Giovanni et al. 2002).

O conhecimento sobre a fauna de foraminíferos quaternários do litoral amazônico (entre 2° N e 2° S) está restrito aos estuários do Rio Araguari (Laut et al. 2010) e do Rio Caeté (Laut et al. 2016a), onde foi possível a identificação de compartimentos ambientais e o reconhecimento do gradiente estuarino. Laut et al. (2010) utilizaram a relação entre a fauna de foraminíferos, tecamebas e palinomorfos pela primeira vez para distinguir a influência das águas oceânicas e o transporte de sedimentos da Bacia do Amazonas para dentro do canal do Rio Araguari promovido pela ação das marés. Tendo como base o potencial que estes grupos de microfósseis possuem para a compreensão da dinâmica costeira, este estudo propõe a aplicação de análise combinada de assembleias de foraminíferos e palinofácies a uma seção sedimentar localizada na ilha de Maracá, Cabo Norte objetivando promover a identificação dos ambientes de sedimentação responsáveis pela formação da ilha, e a contribuição com os modelos de reconstrução paleoambiental do Holoceno Tardio para a região ao norte da foz do rio Amazonas.

2. Área de estudo

A ilha Maracá está localizada ao norte da foz do Amazonas, entre a região do Cabo Norte e do Cabo Cassiporé, entre as coordenadas 2°11'0.63"N - 50°35'29.15"W e 1°54'4.64"N - 50°14'30.98"W, no litoral Atlântico do Estado do Amapá. A região faz parte de uma unidade de conservação, criada em 1981 pelo decreto nº 86.061, de 2 de julho, denominada de Estação Ecológica Maracá-Jipoca (EEMJ), que atualmente após o desaparecimento da ilha de Jipica é composta pelas ilhas de Maracá Norte e Maracá Sul. (Rabelo et al. 2008). As ilhas são separadas do continente pelo Canal do Varadouro que possui aproximadamente 6 km de largura, e entre elas pelo Igarapé do Inferno (Figura 1).

A região possui um clima quente e úmido, com temperatura média anual de 27,3°C com máximas entre de 30°C e 33°C e das mínimas 21°C e 25°C. O total anual de precipitação oscila entre 1.500 e 3.500 mm

que é concentrado entre os meses de janeiro a julho e que representa 70% do total (Bezerra et al., 1990). A influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) influencia esse volume da precipitação com déficit hídrico de 100 - 550 mm nos períodos de estiagem (agosto a dezembro). Entre os meses de setembro a novembro a região apresenta a menor precipitação com médias de 88 mm (Bruck et al. 1979).

A EEMJ localiza-se na porção erosiva do litoral do estado do Amapá (Allison et al. 1995) e as ilhas apresentam recuo da linha de costa na ordem de 5 – 10 m por ano (Silva et al. 2011a). As marés são semi-diurnas com amplitudes superiores a 10 m em decorrência do embaiamento costeiro entre o Cabo Norte e o Cabo Cassiporé (Beardsley et al. 1995), local onde se encontram as ilhas de Maracá. As grandes amplitudes de marés geram correntes de enchente e de vazante que fluem de forma transversal as isóbatas e alcançam velocidades de 200 cm/s, na plataforma, durante as marés de sizígia (Beardsley et al. 1995). Constantes ventos alísios modulados pela ZCIT, vindos de NE (dezembro a maio) e de SE (junho a novembro) geram fortes ondas de 1 e 3 m e períodos dominantes de 6 a 7 segundos (Nittrouer et al. 1991), apesar do *trend* de ondas serem amortecidos pela pluma do Amazonas e pela lama fluida de fundo (Gensac et al. 2016).

A geologia da região é composta por depósitos quaternários de origem fluvial com influência de marés, antes da separação da ilha do continente e por depósitos flúvio-marinhos representados pela sedimentação mais recente (Brasil, 1974). A ilha de Maracá é caracterizada geomorfologicamente por uma sequência de terraços de abrasão marinha que são expostos durante a baixa-mar (Figura 2). A sequência sedimentar exposta nesses terraços é de aproximadamente 9 m de altura, composta predominantemente por camadas argilosas intercaladas com camadas siltosas, ambas ricas em matéria orgânica, que são correlacionáveis tanto ao longo das ilhas quanto da margem continental do Canal do Varador. Segundo Faria Jr et al. (1990) os minerais de argila presentes na sequência sedimentar por ordem de abundância são esmectita, ilita, clorita e caolinita. Uma camada de turfa com aproximadamente 50 cm de espessura pode ser identificada entre 440 - 490 cm (Figura 3). Segundo Faria Jr. et al. (1990), este nível de turfa corresponde a um ambiente fluvial meandrante-lacustre com idade entre 2.000 a 1.000 anos B.P.

3. Materiais e Métodos

3.1 Amostragem

O material analisado consiste em amostras de sedimento coletadas na seção sedimentar PS2 ($2^{\circ} 35,43'N$ e $50^{\circ} 30' 52,92'W$) de aproximadamente 8 m de altura que é exposta durante a baixamar na ilha de Maracá Sul, na margem do Canal do Varador (Figura 1). Trinta e nove amostras foram coletadas com

micro-testemunhadores de 20 ml que foram inseridos horizontalmente no afloramento em intervalos de aproximadamente 20 cm (Figura 3). Na Tabela 1 é apresentada a descrição sedimentológica do perfil, composto por sedimentos predominantemente na fração granulométrica argila com um de nível de turfa a 440 – 485 cm. A base da sequência é composta por uma argila maciça, plástica, de coloração cinza azulada que não foi amostrada devido ao estado de mistura de sedimentos com sedimentos mais novos no terraço de abrasão inferior (Figura 3).

3.2 Carbono Orgânico Total (COT) e Enxofre Total

As frações $<75\mu m$ coletadas em triplicata de cada amostra foram homogeneizadas, liofilizadas e moídas em cadrinhos de porcelana. Foram pesadas alíquotas de 0,26 g em cadrinhos porosos previamente pesados. Para eliminar a fração de carbonato, os volumes de HCl (1: 1 v/v) suficientes para cobrir a amostra foram adicionados aos cadrinhos por 24 h. Antes da reação ácida, os resíduos sedimentares foram lavados com água destilada até a completa eliminação do HCl (pH ~ 6). Os resíduos da amostra foram secos a 65°C durante 3 h e pesados para calcular a percentagem de resíduo insolúvel. As medições de COT e ST foram realizadas com um analisador de carbono e enxofre (LECO SC 144) de acordo com o procedimento descrito por Mendonça Filho et al. (2003) e seguindo a norma ASTM D 4239 (2008).

3.3 Matéria Orgânica Particulada (MOP)

O sedimento destinado às análises da MOP seguiu os procedimentos não-oxidativos descritos por Tyson (1995b) com as modificações propostas por Oliveira et al. (2006). Foram confeccionadas lâminas orgânico-palinológicas, a partir das quais, as análises das partículas de MOP (palinomorfos) foram realizadas. As lâminas foram analisadas sob microscópio de luz transmitida e 300 palinomorfos foram contados em cada amostra para determinar a composição e a abundância. Foram contadas as partículas de: matéria orgânica amorfada (MOA), fitoclastos translúcidos e opacos, cutículas, membranas, hifa e esporos fúngicos, esporos, grãos de pólen, algas de algas doce, dinoflagelados e palinoforaminíferos.

3.4 Foraminíferos

As amostras destinadas à análise de foraminíferos (10 ml) foram peneiradas a úmido pela peneira de 0,062 mm e secas em estufas a 50°C. A triagem dos foraminíferos foi realizada sob microscópio estereoscópico para identificação dos espécimes, até o menor nível taxonômico possível. O número de indivíduos foi registrado por espécie e por nível do afloramento a fim de calcular os descriptores da comunidade bentônica, tais como: densidade (número total de testas), número de espécies, diversidade e equitatividade (Boltovskoy et al. 1980). A taxonomia em nível de gênero seguiu Loeblich Jr. & Tappan (1987) e para a identificação em nível de espécie foram

utilizadas diversas publicações como Todd & Brönnimann (1957), Boltovskoy et al. (1980), Laut et al. (2012, 2017) e Raposo et al. (2016). A confirmação da validação do nome das espécies foi realizada seguindo o World Marine Species Database (WoRMS 2020).

3.5 Tratamento estatístico

Uma análise de agrupamento (CA) foi empregada com base na abundância dos componentes da matéria orgânica particulada (palinomorfos) e da densidade de foraminíferos, a fim de reconhecer a similaridade entre os níveis analisados e os ambientes de sedimentação correspondente à assembleia de microfósseis. Para a

identificação dos ambientes de sedimentação os palinomorfos foram agrupados em cinco grupos de acordo com o ambiente de sedimentação (Mendonça Filho et al. 2011): terrestre (pólens, esporos e fitoclastos), água doce (*Botryococcus* e *Pediatrum*), aquático anóxico (MOA) e marinho (Prasinófitas, Acritarcas e palinoforaminíferos) (Tabela 2). A análise de agrupamento aplicada produziu um dendrograma em modo Q (amostras), usando-se a distância Euclidiana e o método Ward de ligação. Antes da análise os valores de abundância foram normalizados usando $\log(1+X)$ e toda a análise foi realizada utilizando o software *PcOrd 5*.

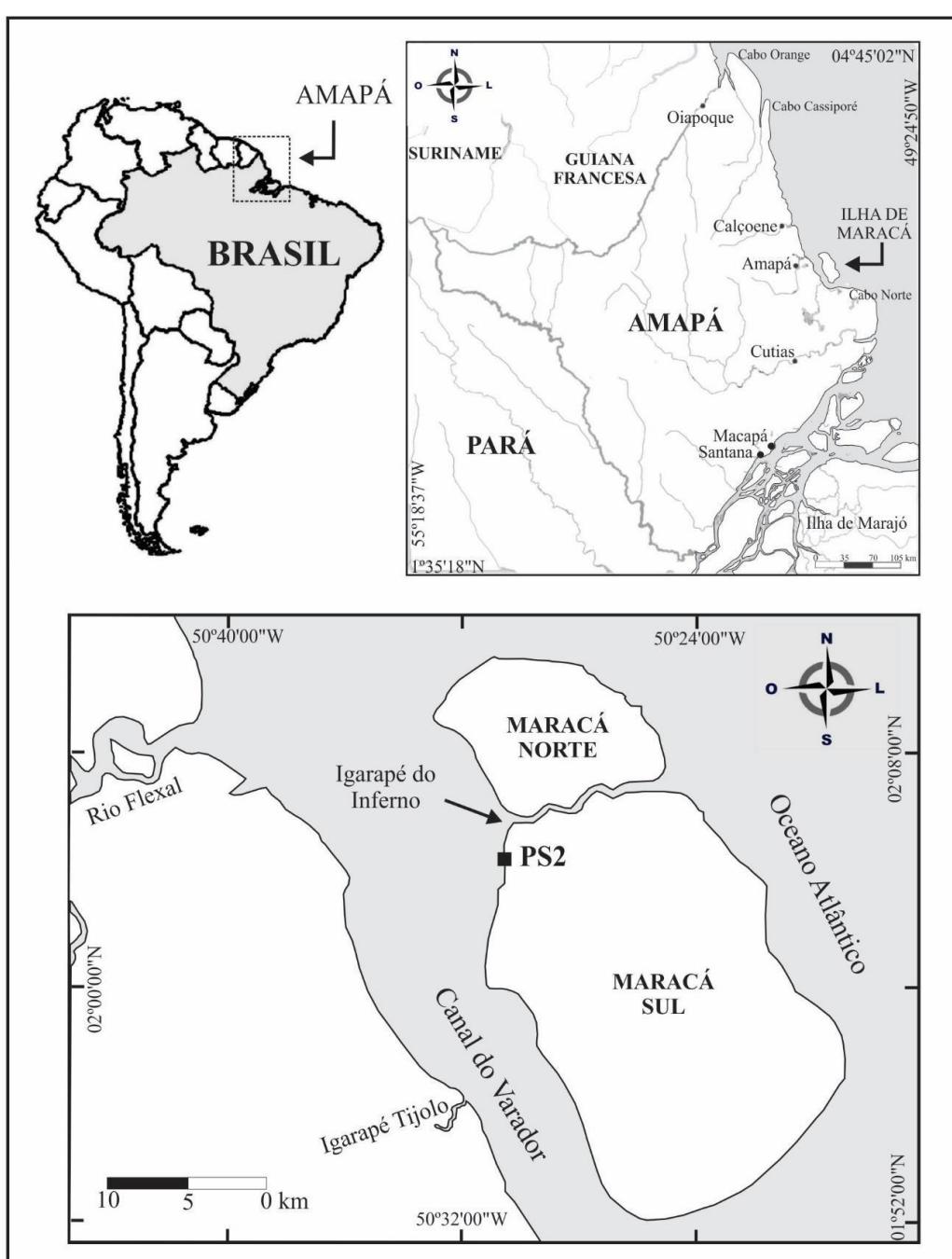


Figura 1: Mapa de localização da Ilha de Maracá e destacando-se a região do perfil amostrado (PS2).

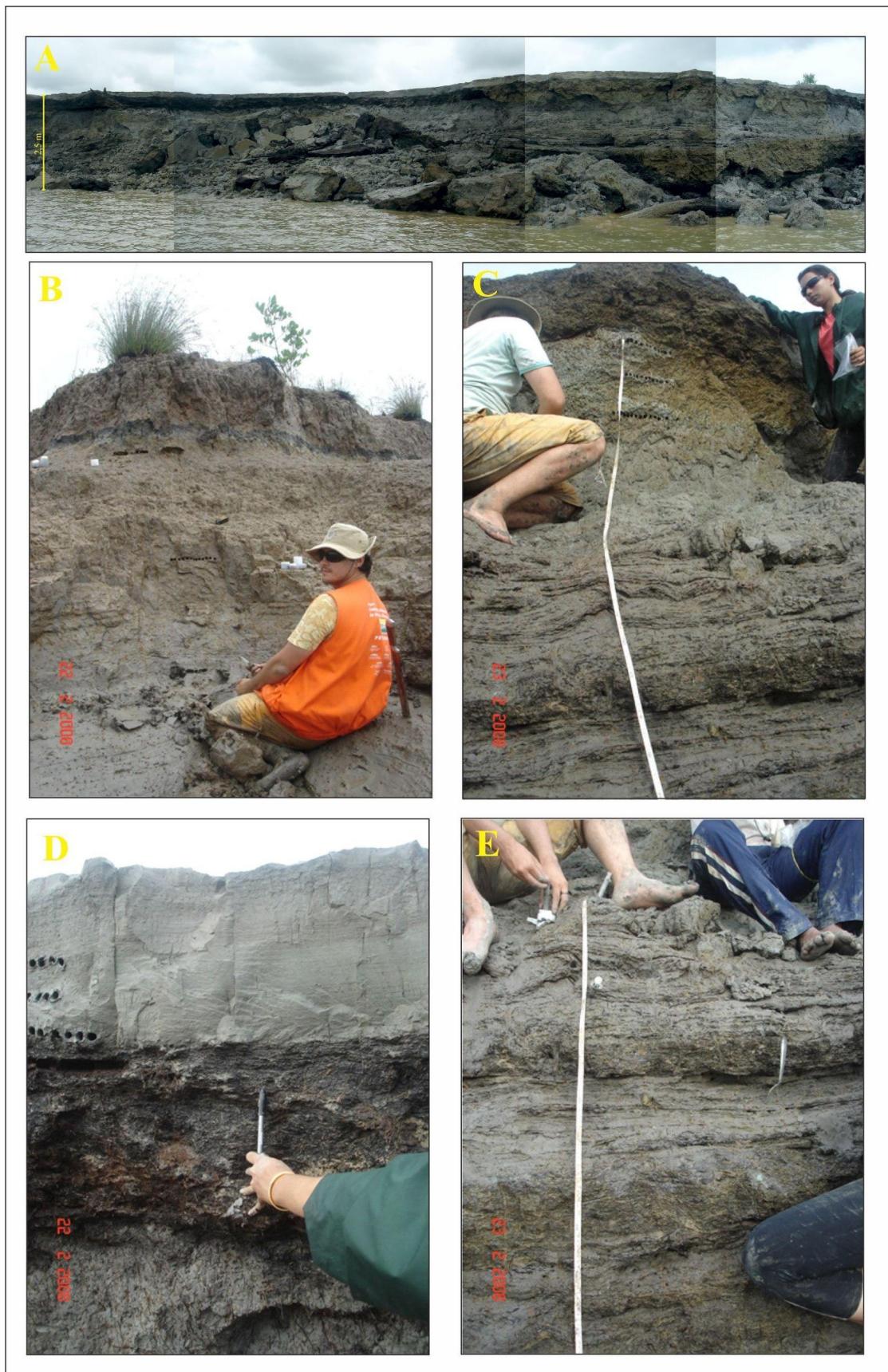


Figura 2: Aspectos do perfil PS2 na ilha Maracá Sul, descrito neste trabalho, exposto durante a baixamar. A) vista geral do terraço de abrasão durante a descida da maré (Foto: Lazaro Laut); B) terraço superior do perfil (intervalo aproximado de 0 a 200 cm); C) sequência do perfil (intervalo de 446 a 743 cm) abaixo do terraço da turfa (intervalo de 446 cm a 493 cm); D) detalhe do intervalo com a camada de turfa, no intervalo 380-446 observa-se argila aparentemente maciça, contato abrupto abaixo da camada de turfa com a argila cinza claro bioturbada; e E) detalhe do topo da sequência de argila com matéria orgânica (intervalo 600-715 cm); observar o topo com camadas convolutas e estruturas de fluidização. Fotos: Valdenira Santos.

Tabela 1: Descrição visual do perfil sedimentológico PS2 amostrado na ilha de Maracá.

Profundidade (cm)	Descrição sedimentológica das amostras.
0-65	Argila amarelada mosqueada.
65-78	Argila preta, pouco plástica e com raízes.
78-235	Argila siltosa com laminações plano paralelas.
235-260	Argila maciça.
260-269	Argila maciça cinza escuro.
269-345	Argila mosqueada, laminada.
346-406	Argila laminada cinza.
406-440	Argila cinza claro com presença de conchas esparsas.
440-485	Turfa.
486-598	Argila cinza claro, bioturbada.
598-661	Argila cinza médio laminada, a partir de 613 a 803 cm com laminação plano paralela convoluta e níveis de matéria orgânica.
783- 803	Camada argilosa rica em matéria orgânica. Sementes em 803 cm e fragmentos de cerâmica.

4. Resultados

4.1 COT e ST

Os valores de COT ao longo do PS2 foram muito oscilantes. Entre os intervalos de 792-685 cm os valores de COT foram entre 6,9 -10,8 % caindo para valores inferiores a 1% entre 6,14-508 cm (tab. 2). No nível da turfeira (477-445) foram identificados os maiores valores entre 36 – 37,8% que são sucedidos por uma queda abrupta com valores inferiores a 1% de 422 cm até o topo da sequência (Tab. 2). Os valores de ST foram abaixo de 1% em todo o perfil com diversos níveis abaixo do limite de detecção (Tab. 2). Assim como para o COT nos intervalos que compreende a turfeira (477-421 cm) foram registrados os maiores valores de ST (1,8-3,2%).

4.2 Palinomorfos

A seção sedimentar estudada apresentou o predomínio da categoria de fitoclastos (média de 75%), em relação aos principais grupos da matéria orgânica particulada (Tabela 1). O menor valor foi de 38,33% entre 125-126 cm e o maior foi de 93,09% em 598-599 cm. Dentro do grupo dos fitoclastos, os principais subgrupos identificados foram os fitoclastos não opacos bioestruturados estriados, com percentual alcançando valores em média de 22%, seguidos das cutículas, com percentual de 17% e membranas com 10,5% (Anexo 1). Dentro da categoria dos fitoclastos, as cutículas foram dominantes da base da sequência entre 817 cm a 445 cm com valores entre 8,97% e 48,11%. No restante da sequência os valores são mais baixos, exceto próximo ao topo onde a concentração oscila entre 8,1 e 14,92% (Anexo 1). Os fitoclastos não opacos bioestruturados estriados, cutículas e membranas apresentaram ampla variação na intensidade de fluorescência e alcançaram tonalidades desde o verde fluorescente, passando pelo amarelo, laranja até marrom escuro, além de apresentar degradação/amorfização por vezes em grau considerável. No nível da turfa, pode-se observar que o

grau de amorfização dos fitoclastos foi bastante intenso (Figura 4).

Os valores mais altos de MOA foram encontrados entre os intervalos de 477 – 414 (5-32,4%) seguido por 266-248 cm (4,85-16,88%) e 32-0 cm (10,19-14,33%), e o valor mais baixo foi registrado entre 613-614 cm (0,91%) (Tabela 1). A categoria predominante de MOA foi a heterogênea com coloração amarelo pálido. Algumas partículas são do tipo homogênea e fluorescente, mas em alguns níveis a MOA sem fluorescência também ocorreu em menor proporção (Anexo 2).

Em relação à categoria dos palinomorfos, os esporomorfos representaram a categoria predominante com percentuais em média de aproximadamente 16%, seguido das prasinófitas, com percentual de apenas 1% (Anexo 3). Os esporomorfos e prasinófitas também exibem ampla coloração de fluorescência variando desde o verde fluorescente, passando pelo amarelo, laranja e marrom, algumas vezes quebrados e rasgados (Figura 5).

Os cistos de dinoflagelados, palinoforaminíferos e acritarcas somados alcançaram valores em média de apenas 0,45%, do total da matéria orgânica particulada (Anexo 3). Os cistos de dinoflagelados, os palinoforaminíferos e os acritarcas apresentaram variação na intensidade de fluorescência com variação entre o amarelo e laranja. Prasinófitas do Devoniano do gênero *Maranhites* e *Spongiophiton* foram identificadas de forma aleatória em alguns intervalos com valores de abundância inferiores a 0,3%. Estas apresentaram a coloração de suas paredes orgânicas variando desde o amarelo claro sem degradação até as formas com coloração laranja escuro bem degradadas (Figura 5). Por outro lado, as partículas de *Spongiophiton* que são mais representativas no primeiro metro da sequência apresentaram apenas variação na coloração da parede orgânica, que variou de amarelo alaranjado brilhante a laranja manchado (Figura 5).

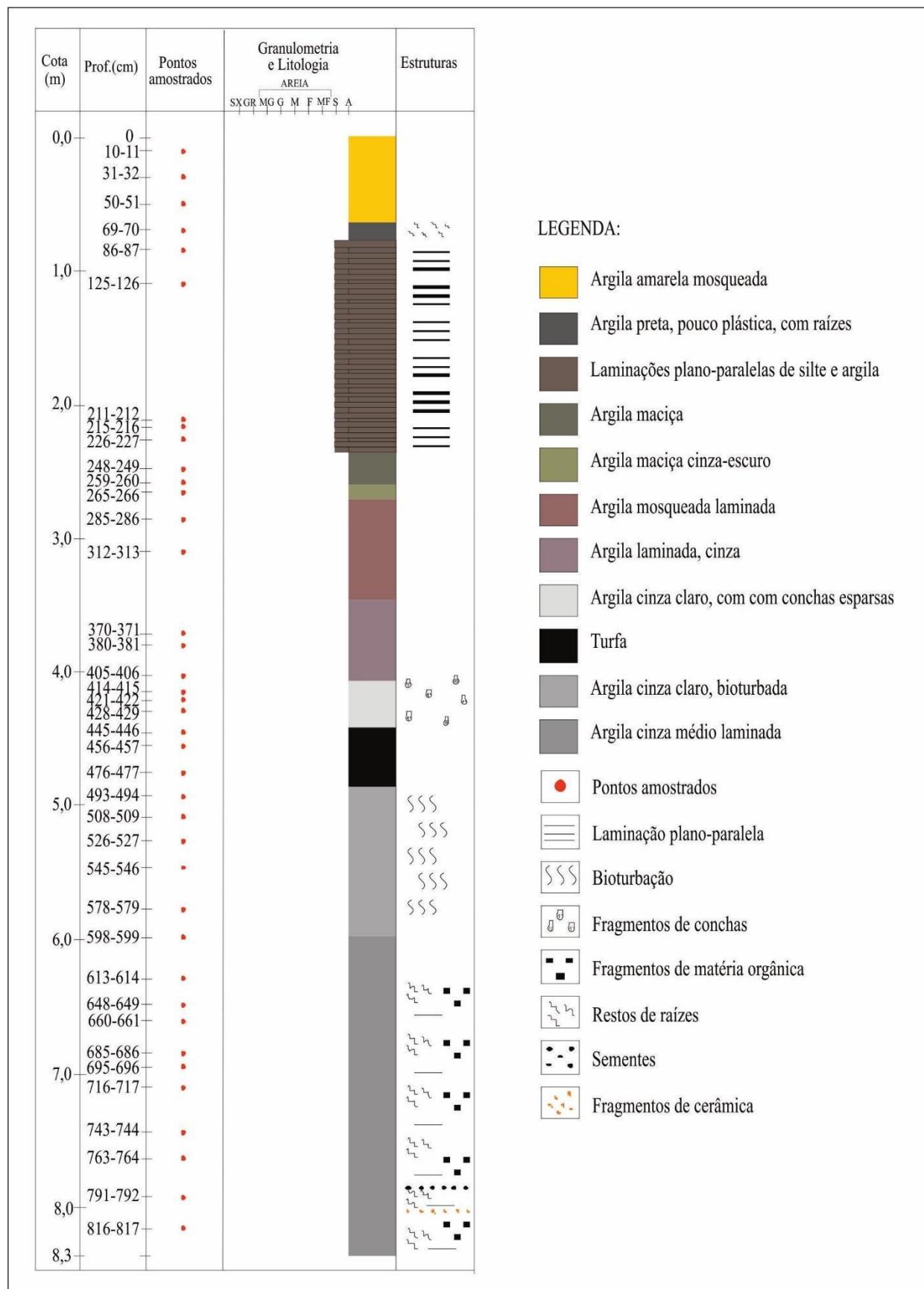


Figura 3: Perfil esquemático da sequência sedimentar PS2 amostrada na Ilha de Maracá.

Tabela 2: Resultados das análises de carbono orgânico total (COT), enxofre total (ST), matéria orgânica amorfa (MOA), fitoclastos (Fito), palinomorfos de água doce (PAD), palinomorfos de água salgada (PAS) e abundância absoluta de foraminíferos (Foram) no perfil PS2 da Ilha de Maracá.

PS2 (cm)	COT (%)	ST (%)	MOA (%)	Fito (%)	PAD (%)	PAS (%)	Foram (10 cm ³)
10-11	0,96	0	10,19	74,84	0,32	5,09	842
31-32	0,92	0	14,33	65,15	0	1,63	327
50-51	0,79	0	1,86	75,54	0,31	1,86	773
69-70	0,67	0	3,93	71,35	0	1,12	579
86-87	0,39	0	3,96	55,79	0,61	6,1	66
125-126	0,44	0	4,67	38,33	0,67	6,66	0
211-212	0,63	0	2,67	47	0	1,67	0
215-216	0,45	0	4,78	76,75	0	0	0
226-227	0,55	0,03	1,9	76,58	0	1,27	0
248-249	0,72	0,55	4,85	78,64	0,97	1,29	0
259-260	0,7	0,23	10,09	64,04	0,32	0,63	0
265-266	3	3,3	16,88	77,71	0	0	0
285-286	0,62	0,32	7,89	69,74	0	1,32	0
312-313	0,53	0	1,32	77,56	0,33	0,33	0
370-371	0,36	0,02	1,33	84,33	0	0	0
380-381	0,49	0,11	7,43	73,99	0	0,31	0
405-406	0,72	0,37	7,67	84,33	0	0,66	0
414-415	0,68	0,98	20,69	60,82	0,63	2,19	0
421-422	0,79	1,18	16,61	67,11	0,33	0,66	0
428-429	1,27	1,19	32,44	49,11	0,89	0	0
445-446	36	3,2	5,56	81,05	0	0,67	0
456-457	37	1,72	26,91	40,98	0	0	0
476-477	37	1,54	14,15	60,69	0	0	0
493-494	1,65	0,28	1,33	94	0	0	0
508-509	0,51	0,57	2,33	82	0	0	0
526-527	0,34	0,27	6,67	74,33	1	3	0
545-546	0,21	0	8,18	66,67	0	4,39	0
578-579	0,34	0,01	3,14	81,13	0	0,94	0
598-599	0,57	0,1	2,96	93,09	0	0,33	44
613-614	0,65	0,03	0,91	92,68	0	0,3	317
648-649	1,21	0,17	4,29	84,49	0	2,67	0
660-661	1,64	0,15	3,33	87,67	0	0,33	0
685-686	6,9	0,89	5,3	88,41	0	0	0
695-696	0,78	0,16	7,84	88,71	0	0,62	0
716-717	4,1	0,45	4,06	86,88	0	0	0
743-744	3	0,29	6,56	94,94	0	0	0
763-764	1,6	0,2	3,68	89,88	0	0,62	0
791-792	10,8	0,68	3,16	85,76	0	0,32	0
816-817	2,56	0,12	2,7	92,97	0	0	0

4.3 Foraminíferos

Ao longo da seção sedimentar foram identificadas 17 espécies de foraminíferos aglutinantes entre os intervalos de 0-86 cm e 598-613 cm com densidades que variaram de 66 a 842 testas/10 cm³ (Tabela 1). Entre os intervalos de 617 -648 cm e 579 - 125 cm não foram identificadas testas de foraminíferos (Tabela 2). O número de espécies variou entre 7 em 86-87 cm a 14 nos intervalos de 50 -51 cm e 67 - 68 cm. A diversidade foi de 1,8 nos intervalos inferiores (614 – 598 cm) da seção sedimentar e variou entre 1,59 e 2,08 nos intervalos superiores (87 – 10 cm). A equitatividade variou entre 0,7 em 86 -87 cm a 0,82 em 613-614 cm (Tabela 3). As espécies dominantes foram

Entzia macrescens (3,5 - 33,6%), *Entzia polystoma* (2,3 – 19,5%), *Haplophragmoides wilberti* (0,7 – 29%) e *Trochammina salsa* (15,3 – 27,3%) (Tabela 2).

4.4 – Tratamento Estatístico dos dados

A análise de agrupamento em Modo Q com nível de similaridade de 90% permitiu identificar quatro grupos ao longo do perfil PS2 (Figura 6). O Grupo A foi restringiu-se ao topo da sequência englobando os intervalos de 10-11 cm, 50-51 cm e 69-70 cm. O Grupo B foi composto pelos intervalos de 31-32 cm e por 613-614 cm. O Grupo C foi composto pela maior parte dos intervalos amostrados, agrupando de 125 a 429 cm e de 545 a 817 cm. O Grupo D foi restrito ao intervalo de 445 a 477 cm (Figura 6).

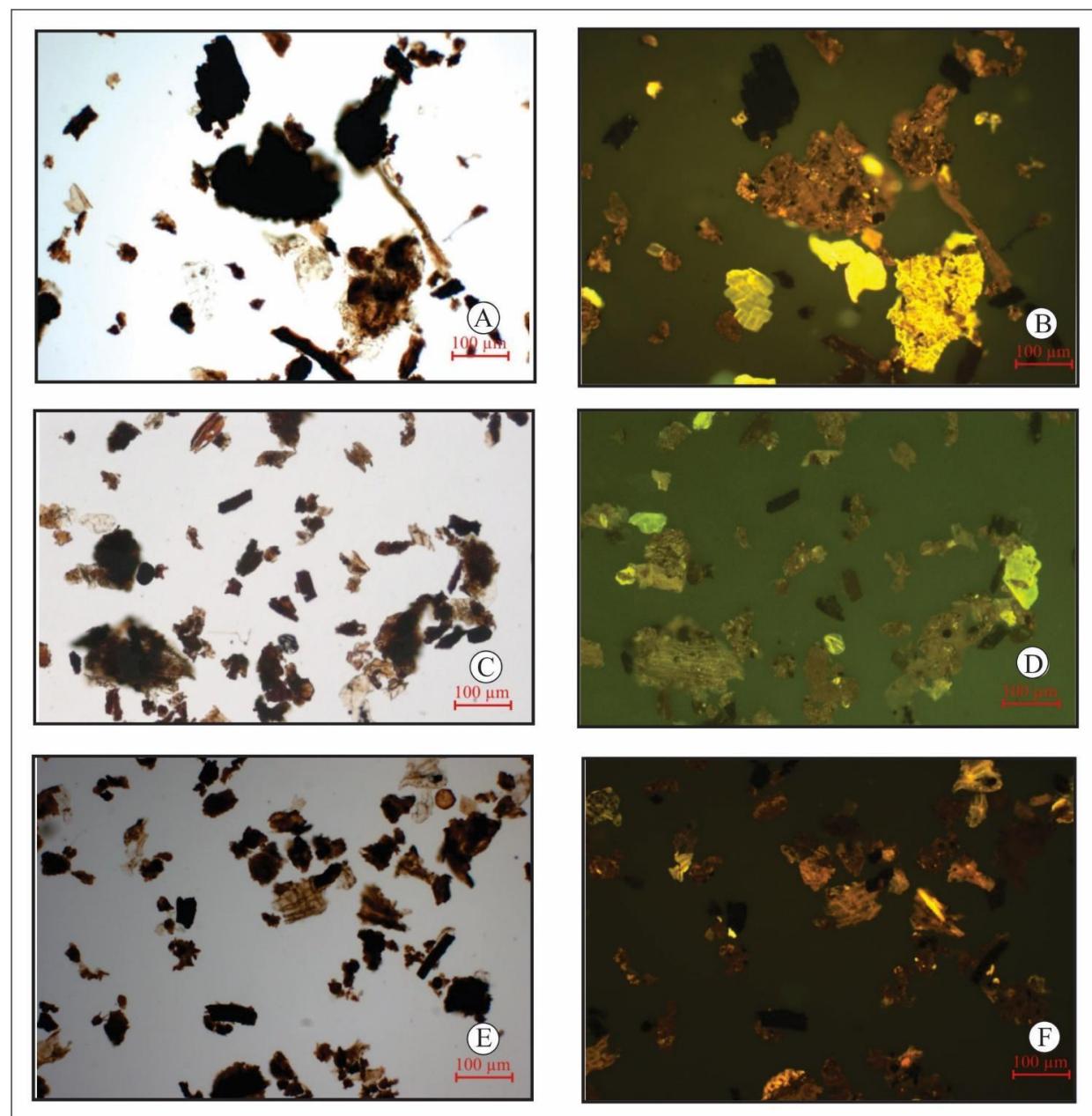


Figura 4: Microfotografia das lâminas de matéria orgânica particulada identificada no perfil PS2 entre 456-457 cm. Fitoclastos amorfizados em luz branca transmitida (A, C e E) e fluorescência respectivamente (B, D e F).

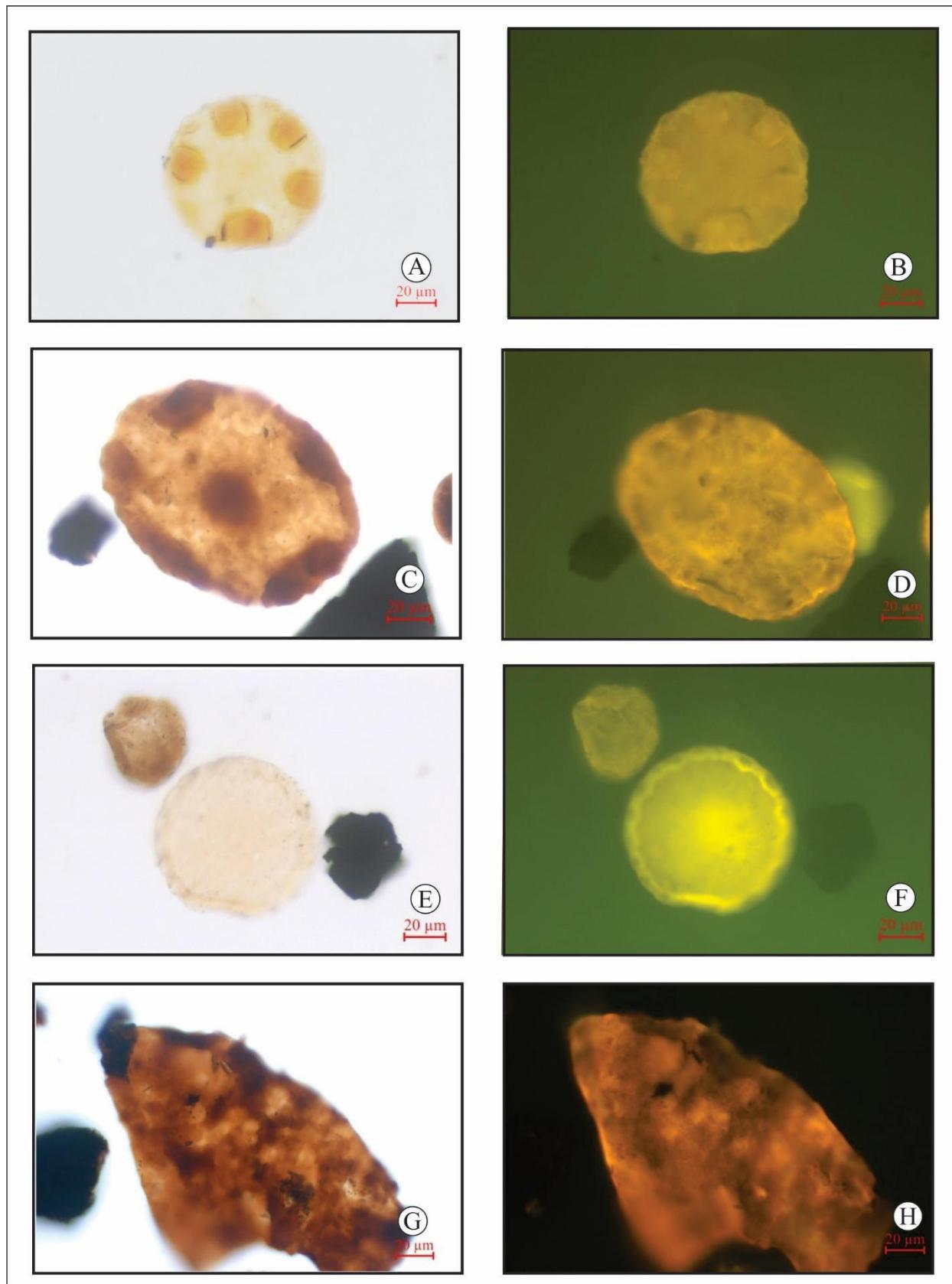


Figura 5: Microfotografia das lâminas de matéria orgânica particulada identificada no perfil PS2 entre 477-445 cm. Prasinófitas do gênero *Maranhites* em diferentes estágios de formação sob luz branca transmitida (A, C e E) e sob fluorescência respectivamente (C, D e F). Acrítarca retrabalhado *Spongiphiton* do Devoniano em luz branca transmitida (G) e em fluorescência (H).

Tabela 3: Índices ecológicos dos foraminíferos identificados no perfil PS2 da ilha de Maracá.

	Profundidade (cm)						
	10-11	31-3	50-5	67-6	86-8	598-59	613-61
Número de espécies	13	12	14	14	7	9	9
Diversidade	2,08	2,01	1,95	1,85	1,59	1,8	1,8
Equitatividade	0,81	0,81	0,74	0,7	0,81	0,82	0,82
<i>Arenoparrella mexicana</i>	9,7	12,5	26,5	15,0	33,3	13,6	2,5
<i>Caronia exilis</i>	-	-	-	-	-	2,3	-
<i>Entzia macrescens</i>	19,6	33,6	3,5	26,6	16,7	6,8	26,2
<i>Entzia polystoma</i>	5,5	9,2	18,8	19,5	3,0	2,3	2,5
<i>Haplophragmoides manilaensis</i>	-	0,9	0,4	0,3	-	-	-
<i>Haplophragmoides wilberti</i>	13,5	5,2	8,9	0,7	-	29,5	-
<i>Lagenammina difflugiformis</i>	-	-	-	-	7,6	-	-
<i>Miliammina fusca</i>	8,3	9,8	0,9	2,1	7,6	-	0
<i>Paratrochammina clossi</i>	0,6	0,3	0,8	0,2	-	-	12,6
<i>Polysaccammina ipohalina</i>	-	-	-	0,2	1,5	-	-
<i>Siphonotrochammina lobata</i>	0,6	1,5	1,0	0,7	-	-	12,9
<i>Tiphotrecha comprimata</i>	2,1	2,1	0,3	0,7	-	-	1,9
<i>Trochaminita salsa</i>	7,7	4,9	13,1	5,9	30,3	29,5	0,6
<i>Trochammina inflata</i>	1,7	4,6	5	3,8	-	4,5	13,9
<i>Trochammina</i> spp.	27,3	15,3	19,8	23,7	-	-	26,8
<i>Trochammina squamata</i>	2,9	-	0,1	-	-	9,1	-
<i>Trochammina irregularis</i>	0,5	-	0,9	0,7	-	2,3	-

5 Discussão

5.1 COT e ST

Os valores de COT encontrados ao longo da sequência sedimentar em grande maioria foram similares aos de outras regiões estuarinas com alta hidrodinâmica como: estuário do Arade, Portugal (0,62 – 1,81%) em Laut et al. (2014); no delta do Paraíba do Sul, Rio de Janeiro (0,04 – 4,7%) em Silva et al. (2011b) e (0,71 - 1,69%) em Almeida & Souza (2008); na Baía de Guanabara, Rio de Janeiro e (0,02 - 6,02%) em Eichler et al. (2003); no remanso Walton, Inglaterra (0,07% - 1,97%) em Aston & Hewitt (1977) e no Golfo de Izmir, Mar Egeu (0,40% - 3,12%) em Bergin et al. (2006). A maior parte destas regiões são altamente industrializadas, e recebem grandes descargas de conteúdos orgânicos provenientes de portos comerciais, esgoto doméstico e escoamento superficial de campos agrícolas. A ilha de Maracá encontra-se distante de centros urbanos, mas em uma região com alta concentração de matéria orgânica e presença de turfas sobre as áreas de campos inundáveis e nos terraços expostos (Faria Jr et al. 1990). Esta matéria orgânica

transportada pelos rios somada a que é produzida *in situ*, eleva a concentração de COT a níveis semelhantes aos de regiões com impacto antrópico. De acordo com Mendonça Filho et al. (2003), valores de COT superiores a 2,5% estão relacionados a ambientes disóxicos/anóxicos. De fato, os maiores valores de COT na sequência sedimentar estão associados aos níveis da turfeira (477 – 446 cm) e a base da sequência entre 817 – 791 cm onde as condições anóxicas prevaleceram.

Os valores de ST ao longo da sequência em geral foram menos expressivos dos encontrados em outros ecossistemas costeiros como: delta do rio Paraíba do Sul com valor máximo de 1,2% (Aragon et al. 1996); laguna de Itaipu com valor máximo de 1,73% (Laut et al. 2016b); e Sistema Lagunar de Saquarema com valor máximo de 5,0% (Dias et al. 2017). O predomínio de valores inferiores a 1% de ST indicaram a predominância de ambientes oxidantes (Mendonça Filho et al. 2003) com exceção do intervalo entre 447 cm – 421 cm.

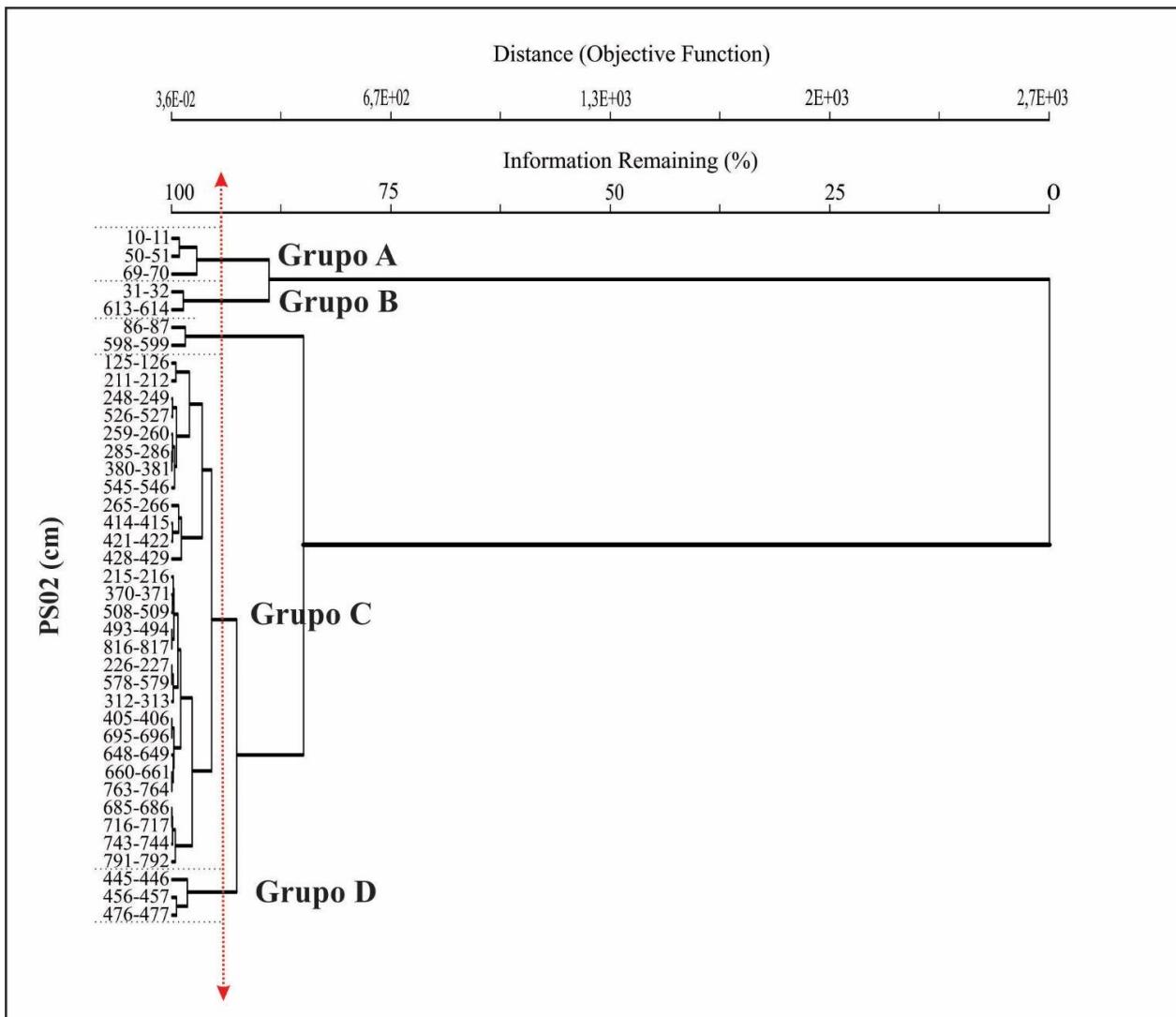


Figura 6: Análise de agrupamento em Modo Q com base nos valores de abundância relativa dos componentes da matéria orgânica particulada e da densidade de foraminíferos ao longo do perfil PS2 da ilha de Maracá.

5.2 Palinomorfos e Foraminíferos

A maioria dos fitoclastos é derivada da flora terrestre e de acordo com Tyson (1993), o predomínio desta categoria numa seção sedimentar como no perfil PS2 reflete a proximidade entre a área fonte e a de sedimentação. Nesta situação, as partículas são mal selecionadas devido ao transporte insuficiente para permitir o selecionamento das mesmas. O predomínio de fitoclastos não opacos bioestruturados estriados e listrados, cutículas e membranas ao longo do perfil PS2 revelam uma associação pouco selecionada, bastante misturada; onde o tamanho das partículas é variado, o que ressalta a proximidade com a área fonte e o predomínio de sedimentos terrígenos. A proximidade com a área fonte é maior, sobretudo na base da sequência (intervalo de 817 cm a 445 cm), onde foi identificada a maior concentração de cutículas (8,97 – 48,11%).

O grau de preservação dos componentes da matéria orgânica particulada pode ser verificado pela coloração da fluorescência apresentada pelas partículas (Tyson,

1993). A prevalência do padrão de fluorescência verde e amarela apresentado entre 817 cm e 578 cm indicam uma boa preservação da matéria orgânica sob condições anóxicas. As condições de anóxicas diminuem a partir de 447 cm até 445 cm onde aparece uma maior quantidade de partículas com fluorescência laranja. O ambiente de maior energia fluvial provavelmente se estabelece a partir de 429 cm ao topo da sequência onde prevalecem os padrões de fluorescência laranja e marrom escuro.

A camada de turfa de 450 cm (440 – 485 cm) representa um período de alagamento e o estabelecimento de condições anóxicas (Vitt 2013). As turfeiras são formadas em regiões alagadas, normalmente com a formação de lagos, densamente cobertos por vegetação que podem ser influenciados pela dinâmica sazonal de rios (Lähteenoja et al. 2009), como o que ocorre na estação chuvosa na Amazônia. Neste contexto, as turfeiras tropicais normalmente são do tipo mineratróficas, pois se formam em terrenos deprimidos e alagadiços que recebem água tanto do lençol freático, quanto de fontes externas como dos rios

nos períodos de cheias (Bourbonniere 2009; Takada et al. 2016; Vitt 2013). Contudo, não existe ainda um consenso absoluto dos critérios que definem um depósito de matéria orgânica vegetal como turfeira (Ribeiro et al. 2020). Para muitos autores (Reiche et al. 2010; Sorensen, 1993), a camada sedimentar deve ter no mínimo 30% de matéria orgânica e uma espessura entre 30 a 40 cm (Dargie et al. 2017; Page et al. 2011; Page & Baird, 2016). Embora não tenha sido realizada a análise de matéria orgânica total em PS2, os valores de COT identificados nos 45 cm correspondentes a turfeira estão entre 36 - 37%, o que é muito alto se comparado às regiões onde há grande acúmulo de matéria orgânica (Peters & Cassa 1994; Clemente et al. 2015; Martins et al. 2015; Laut et al. 2021). A concentração de ST (1,54 - 3,2%) também é maior neste intervalo, indicando o estabelecimento de condições anóxicas entre 2.000 – 1.000 cal yr BP. Missio Junior (2014) identificou nas turfeiras das praias de Hermenegildo e Maravilhas no Rio Grande do Sul, valores de COT entre 15% e 42% e de ST entre 0,53% a 1,5%, o que ressalta as condições extremamente anóxicas na formação do depósito de turfeira da ilha de Maracá. É importante destacar que essa camada de turfa é contínua e está presente nos afloramentos tanto na margem leste (ilha de Maracá) quanto na margem oeste (continente) do canal do Varadour, conforme as descrições realizadas em campo. Esse fato sugere que havia conexão entre a ilha e continente no período de formação deste depósito.

Cohen (1984) propôs um modelo deposicional interbarreiras para as regiões costeiras dos Estados Unidos e descreve três tipos de depósitos de turfas associados a regiões estuarinas. O autor deixa claro que depósitos isentos de clásticos, como no caso da Ilha de Maracá, se formam em zonas mais afastadas da influência marinha em áreas protegidas por barreiras arenosas. Nestes casos, os depósitos turfáceos são de pequena espessura, impuros e com alto teor de enxofre, e não apresentam potencial para originar carvão de qualidade. Estes depósitos formam apenas lentes delgadas de folhelhos carbonosos com alto teor de cinzas e enxofre, como o identificado na sequência sedimentar da ilha de Maracá. De acordo com Taylor et al. (1998), a formação de pântanos que permitam a formação de turfeiras ocorre em condições de pouca subsidência da bacia. É provável que a preservação da camada de turfa na ilha de Maracá, registrada no nível de aproximadamente 400 cm, sob uma camada de sedimento de origem fluvial, caracterize um evento importante de descida do nível do mar, com estabilidade suficiente para a formação de uma cobertura vegetal densa que deu origem a este depósito. As características apresentadas, e a posição desta camada correspondem aos eventos de não deposição entre as fases Moleson e Comowine descrita por Brinkman & Pond (1968) para costa das Guianas e Suriname. Palinomorfos que indiquem aporte de água salgada na formação deste depósito de turfeira, só foram identificados no topo da camada entre 445-446

cm, com valores de abundância relativa pouco representativos (0,67%) indicando uma pequena influência de maré após a formação deste depósito.

Os palinomorfos de origem marinha quaternários (dinocisto e palinoforaminíferos) foram significativos entre 126 cm e 0 cm demonstrando que a maior influência marinha é recente e possivelmente está associada ao estabelecimento do Canal do Varadour que possui influência de águas marinhas nos períodos de menor influência fluvial. Aportes sedimentares marinhos menos significativos também puderam ser identificados entre 422 cm e 414 cm e entre 696 cm e 578 cm que apresentam apenas dinocistos. A região da costa do Amapá é marcada por ser a região de maior dissipação de maré do litoral do Brasil (Beardsley et al., 1995), o que permite o transporte de sedimentos em suspensão de áreas costeiras pela ação da maré com atuação ou não de pororoca por longas distâncias no continente. Laut et al. (2010) identificaram sedimentos de origem costeira (palinomorfos e foraminíferos) a 40 km da foz do Rio Araguari no Cabo Norte. Segundo Santos et al. (2016), a sequência sedimentar da Maracá é marcada pela presença de canais meandrantes colmatados, que somados a variações do relativo do mar permitiram a entrada de salgada em áreas muito distantes da costa. Por outro lado, os palinomorfos de água doce (*Botryococos* e *Pediatrum*) foram pouco abundantes ao longo da sequência, principalmente da base até a proximidade com a camada de trufa. A maior porcentagem registrada foi de 1% a 526-527 cm, o que indicaria a formação de um ambiente de água doce que evoluiu para a turfeira.

O registro de componentes retrabalhados do Paleozoico ao longo da seção estudada, principalmente entre 429 cm - 10 cm, demonstra a grande contribuição da carga sedimentar do Rio Amazonas neste intervalo. As prasinófitas do gênero *Maranhites* e os megaesporos e partículas de *Spongiphyton*, que apresentaram estágios de degradação e intensidade de fluorescência variável resultam de material erodido provenientes das bacias do Amazonas e Solimões. De acordo com Callède et al. (2010), o rio Amazonas é responsável pela descarga média anual de ~ 205 x 103 m³s⁻¹ de água doce no oceano Atlântico, o que equivale a 17% do total de água doce no mundo. Esse volume exorbitante de sedimentos e água doce é despejado na área oceânica adjacente, aprisionado e o transporte controlado pelas variações dos ventos alísios e da CNB ao longo do litoral, num trecho que corresponde a mais de 1.000 km a partir da foz do rio Amazonas (Lentz 1995a e b; Lentz & Limeburner 1995). A presença de palinomorfos do Devoniano em depósitos quaternários na Bacia Marítima Foz do Amazonas também foi documentada por Laut et al. (2010) dentro do estuário do rio Araguari, o que demonstra a magnitude dos processos de erosão e transporte de sedimentos originários das bacias sedimentares do Amazonas e Solimões, e a influência

do rio Amazonas nos processos de deposição ao longo da costa do Amapá.

As 17 espécies de foraminíferos aglutinantes identificadas são consideradas cosmopolitas, típicas de zonas de intermarés e com ocorrência ao longo de todo o litoral do Brasil (Todd & Brönnimann 1957, Santa-Cruz & Dias-Brito 2006; Laut et al. 2007, 2010, 2011, 2012, 2016a, b, c, 2017). Áreas costeiras sob forte influência fluvial não são ambientes favoráveis à fauna de foraminíferos, sobretudo para as espécies de concha calcária, em decorrência ao grande aporte de água doce trazido pelos rios. Na região costeira amazônica, as espécies de foraminíferos calcárias são encontradas somente na porção final dos estuários, como no caso do estuário do rio Caeté, no estado do Pará (Laut et al. 2016a).

O único estudo sobre foraminíferos recentes no litoral do Amapá foi realizado no estuário do rio Araguari (Laut et al. 2010), onde foi identificada uma fauna composta somente de espécies aglutinantes com baixos valores de abundância, riqueza e diversidade. Os autores atribuíram este resultado a influência da descarga hídrica e sedimentar do Rio Amazonas sobre a região costeira ao norte da foz desse rio. A estrutura da pluma do rio Amazonas é controlada pela CNB, que induz o fluxo para noroeste com velocidades de 40-80 cm/s sobre a plataforma continental (Lentz 1995a) que é redirecionado por fortes correntes de maré (Beardsley et al., 1995) e ventos alísios para a zona costeira (Lentz & Limeburner 1995). Consequentemente, a alta descarga do rio Amazonas, somadas às condições hidrodinâmicas, acarretam em uma forte redução da salinidade ao longo da zona costeira do Amapá (Vinzon et al. 2008; Rosário et al. 2009). Os baixos valores de salinidade inibem o desenvolvimento da maior parte das espécies de foraminíferos (Laut et al. 2010, 2016a). Os valores de riqueza e diversidade são menores na porção inferior da sequência sedimentar, com valores semelhantes aos identificados no rio Araguari (Laut et al. 2010). Por outro lado, os índices ecológicos são mais altos próximos ao topo da sequência, com valores similares ao encontrado em outras zonas costeiras do país (Laut et al. 2007, 2011, 2012, 2016b, 2017, 2020, 2021), o que indica que entre 68 cm e o recente (0 cm) a contribuição de água oceânicas na construção da sequência sedimentar é maior na região.

5.3 – Reconstrução Paleoambiental

As quatro assembleias de microfósseis definidas pela análise de agrupamento representam condições diferentes de deposição na formação do pacote sedimentar da ilha de Maracá (Figura 7) e demonstram uma sequência regressiva com duas incursões marinhas. A maior contribuição marinha na formação do depósito é marcada pela Assembleia A (intervalos de 10-11, 50-51, 69-70 cm) composta pela maior concentração de conchas de foraminíferos e por palinomorfos de água salgada. A composição faunística de foraminíferos nesta assembleia é de espécies de

conchas aglutinantes típica de ambientes de maré que possui ampla ocorrência nos manguezais do Brasil (Santa-Cruz & Dias-Brito 2006; Laut et al. 2007, 2010, 2011, 2012, 2016a, b, c, 2017). A assembleia B (intervalos de 31-32 e 613-614 cm) também apresenta características da contribuição marinha, contudo, os palinomorfos de água salgada foram predominantes e as conchas de foraminíferos pouco representativas, como ocorre nas regiões mais internas do estuário do rio Araguari também no Cabo Norte (Laut et al. 2010). No rio Araguari, o transporte de conchas de foraminíferos é muito reduzido na porção do estuário médio, mas o transporte marinho pode ser identificado a 45 km da foz pela deposição de palinomorfos de água salgada, que são partículas menores, facilmente transportadas pela ação da maré ao longo dos canais (Laut et al. 2010). As camadas convolutas e estruturas de fluidização nestes intervalos do perfil (Figura 2 e 3) indicam ação de fortes correntes que desestabilizam os sedimentos como ocorre dentro do estuário do Araguari pela ação da pororoca (Santos et al. 2005). A assembleia C (intervalos entre 817 - 545 e 429 – 125 cm) é a predominante ao longo da sequência e foi composta majoritariamente por fitoclastos e palinomorfos de água doce. Esta assembleia indica que o ambiente predominante na deposição foi continental ou dulcícola sem contribuição marinha. A assembleia D (intervalo de 445 a 477 cm) apresentou características muito semelhantes à Assembleia C, mas destaca-se por apresentar pico nos valores de MOA, COT e ST (Figura 7) caracterizando o ambiente como redutor adequado para formação do nível de turfa da sequência (Taylor et al. 1998; Mendonça Filho et al. 2003).

Segundo Faria Jr et al. (1990) e Mendes (1994), a deposição da sequência sedimentar desta região é o resultado da transgressão Flandriana sobre a região da foz do Rio Flexal a aproximadamente 6.000 cal yr BP. Discroll & Karner (1994) sugerem que as ilhas de Maracá seriam uma feição deltaica remanescente, associada ao momento em que o rio Amazonas (ou proto-Amazonas) descarregava seus sedimentos mais ao norte da sua foz atual. Para Vital & Silveira (1990), a sequência sedimentar da Ilha de Maracá é composta predominantemente por sedimentos depositados por tributário do rio Amazonas que foram recobertos por uma sequência marinha decorrente da Transgressão Flandriana. Para os autores, o canal do Varador teria se estabelecido nos últimos 1.000 yr. BP. em decorrência dos processos erosivos estabelecidos com a migração para sul da foz do Rio Amazonas. A presença de paleocanais, meandros abandonados, lagos residuais e paleodeltas colmatados que podem ser identificados tanto morfologicamente (Mendes 1994; Silveira 1998; Jardim et al. 2018) quanto pela sísmica (Santos et al. 2016).

Aplicando uma análise integrada de dados sedimentológicos, geoquímicos e palinológicos, Cohen et al. (2015) identificaram a maior influência marinha na foz do rio Calçoene, localizado 40 km ao Norte da

ilha de Maracá ocorrendo entre 5.610 – 5.470 cal yr BP. Segundo os autores, este evento é sucedido de uma sequência regressiva com um pequeno pulso transgressivo entre 470–310 cal yr BP (entre os intervalos de 25 - 35 cm). A sequência sedimentar da ilha de Maracá entre 820 cm a 650 cm apresenta-se como um ambiente de sedimentação continental/dulcícida (Assembleia C). Uma pequena contribuição marinha ocorreu entre 650 cm e 600 cm que possivelmente estaria relacionada com a fase Moleson (Brinkman & Pons 1968; Wong et al. 2009). Esta incursão pode ter se dado através de antigos estuários como indicado pela composição da Assembleia B da mesma maneira como indicado por Laut et al. (2010) para os sedimentos recentes do estuário do Rio Araguari. A sedimentação com contribuição apenas continental/dulcícida (Assembleia C) foi observada na sequência, entre o intervalo de 600 - 130 cm. Dentro desse intervalo ocorreu a formação de turfa em um ambiente inundado de água doce (intervalo entre 440 – 485 cm) que corresponde a Assembleia D com idade entre 2.000 e 1.000 cal yr AP (Faria Jr, et al. 1990). As características apresentadas pelo depósito de turfa da Maracá sugerem a deposição em ambiente fluvio-lacustre. Este tipo de sedimentação possui características semelhantes aos associados aos que ocorrem na retaguarda de barreiras arenosas em regiões deltáticas (Cohen 1984).

Divergindo dos modelos evolutivos para a região da Ilha de Maracá (Mendes 1994; Faria Jr. et al. 1990; Vital & Silveira 1990), que apontam para o recobrimento da camada de turfa por sedimentos marinhos. O conteúdo microfossilífero indica que a influência marinha na sequência se inicia a partir 130 cm até o recente marcada pelo reaparecimento da Assembleia B. Esta nova incursão marinha possivelmente está associada com a fase Comowine do Holoceno Superior (Brinkman & Pons 1968; Wong et al. 2009). A intensificação dos processos erosivos nos últimos 500 anos como indicado por Allison et al. (1995) na região da ilha proporcionaram o aprofundamento destes canais existentes e a abertura do canal do Varador, que resultou em maior influência marinha entre 70 e 0 cm como indicado pela Assembleia A. Esta região costeira do Amapá é retratada como a que mais sofre atualmente com o processo de retração (Alison et al. 1995). Segundo Santos (2016), o acelerado processo de retração promoveu a redução de 30% da área das ilhas desde 1987. Estudos sísmicos de Santos et al. (2016) demonstram a presença de sistemas de drenagens meandrantes que recortam o continente em direção ao mar, antes da separação das ilhas de Maracá do continente, o que reforça que o processo de separação da ilha ocorreu nos últimos 500 anos.

6 Conclusões

A sequência estudada da ilha de Maracá foi marcada pela baixa concentração de carbono orgânico e enxofre que são indicativos do predomínio de um

ambiente de alta energia e, portanto, oxidante. A exceção foi à camada de turfeira de aproximadamente 31 cm, localizada entre 477 – 446 cm que apresentou valores de altos de carbono e enxofre demonstrando a formação de um ambiente redutor que se estabeleceu na região entre 2.000 e 1.000 cal yr BP. A análise da matéria orgânica particulada confirma o predomínio de ambiente de alta energia com a proximidade com a área fonte. Ao longo da sequência foram predominantes os fitoclastos não opacos, bioestruturados e listrados, cutículas e membranas de tamanhos variados. Os palinomorfos de origem marinha são significativos e contínuos na sequência entre 126 - 0 cm indicando o período de abertura do canal do Varadouro e a separação da ilha do continente.

O registro de palinomorfos paleozoicos da sequência sedimentar (429-10 cm) ressalta a contribuição da pluma do rio Amazonas na formação dos depósitos costeiros do Amapá, que são trazidos para dentro dos estuários por ação das marés. A análise de foraminíferos ressalta que a maior contribuição marinha na formação do pacote sedimentar da ilha ocorreu entre 63-0 cm.

A análise integrada entre foraminíferos e palinomorfos permitiu a identificação de quatro Assembleias microfaunísticas correspondente a ambientes deposicionais diferentes na sequência sedimentar analisada:

Assembleia A (0-60 cm) - correspondente a maior influência marinha representada pela ocorrência de foraminíferos e pela maior concentração de palinomorfos marinhos. Esta assembleia representa a estabilização do canal do Varador e a separação da ilha do continente, que ocorreu muito mais recente, do que os modelos propostos até então com base apenas na sedimentologia;

Assembleia B (650-600, 120-80 e 30-20 cm) também representa uma contribuição marinha, contudo o número de foraminíferos é muito reduzido. O intervalo localizado entre 650-600 cm representa os depósitos formados durante a fase Moleson, e os superiores que estão associados à abertura do canal do Varador a fase Comowine.

Assembleia C (820-650, 600-120 cm) que foi a predominante ao longo da sequência, composta majoritariamente por fitoclastos e palinomorfos de água doce. Esta assembleia indica que o ambiente predominante na deposição foi continental ou dulcícida sem contribuição marinha.

A assembleia D (477 – 446 cm) representa o estabelecimento de uma região alagada, de água doce e anóxica que permitiu a formação da camada de turfa. Representa o momento de estabelecimento da planície de inundação.

Embora a análise integrada entre foraminíferos e os palinomorfos tenha permitido a identificação dos ambientes de sedimentação que construíram os últimos

830 cm da ilha de Maracá relacionados com o Holoceno Superior, estudos mais detalhados, abrangendo um conjunto maior de datações e a

correlação entre outros afloramentos na zona costeira são necessários para o entendimento da evolução quaternária do Cabo Norte.

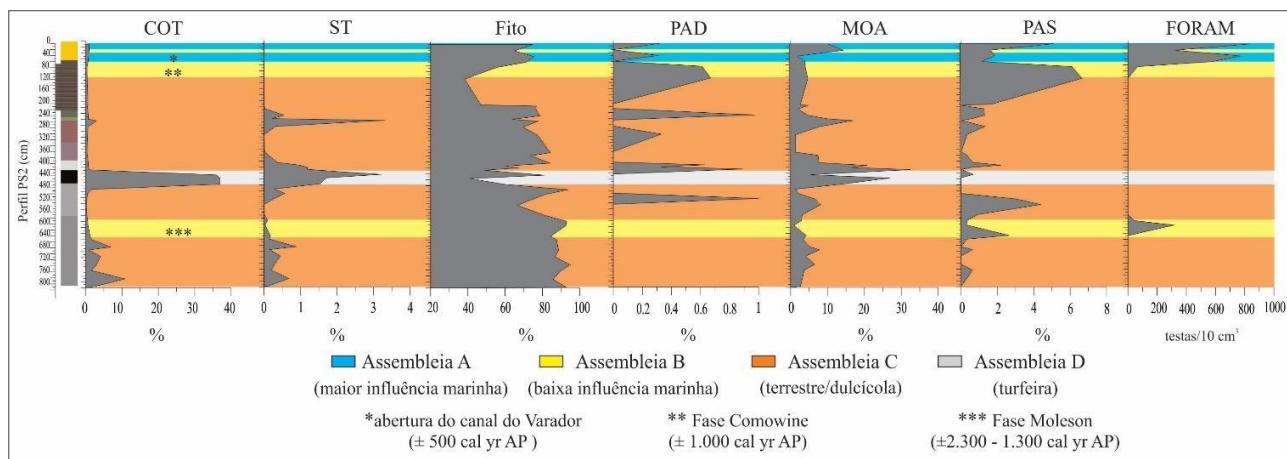


Figura 7: Diagrama representativo do perfil sedimentar PS2 da ilha de Maracá com valores de carbono orgânico total (COT), enxofre total (ST), fitoclastos (FITO), palinomorfos de água doce (PAD), matéria orgânica amorfia (MOA), palinomorfos de água salgada (PAS) e densidade de foraminíferos bentônicos (FORAM). A distribuição ao longo da sequência das quatro assembleias de microfósseis seus paleoambientes correspondentes está destacada em cores diferentes.

Agradecimentos

O presente estudo foi realizado no âmbito da Rede 05/N-NE/PETROMAR-Monitoramento Ambiental de Áreas sob Influência Petrolífera, projeto cooperativo Integração de Dados Geofísicos, Geológicos e Geoquímicos na Reconstituição da Paleogeografia da Costa Amazônica, do Terciário ao Recente-AMASIS (Convênio número 01.07.0143.00-FUNPEC/FINEP). A expedição de campo foi realizada em colaboração com o projeto PIATAM Mar, financiado pela Petrobrás. Os autores agradecem ao ICMBio pelo apoio nas atividades em campo e aos estudantes Nara de Sena Souza Pinto e Diego de Arruda Xavier que auxiliaram nas amostragens da seção estudada. À coordenadora do projeto AMASIS, Odete Silveira (in memoriam), pelo apoio ao desenvolvimento dos trabalhos na região. O autor agradece ao CNPq pela bolsa de produtividade em pesquisa (processo no. 302582/2019-3).

Referências

- ALLISON, M.A., NITTROUER, C.A., FARIA Jr., L.E.C. 1995. Rates and mechanisms of shoreface progradation and retreat downdrift of the Amazon River mouth. *Marine Geology*. 125: 373-392.
- ALMEIDA, M.G., SOUZA, C.M.M. 2008. Distribuição espacial de mercúrio total e elementar e suas interações com carbono orgânico, área superficial e distribuição granulométrica em sedimentos superficiais da bacia inferior do rio Paraíba do Sul, RJ, Brasil. *Geoquímica Brasiliensis*, 22(3): 140-158.
- ALVE, E. 1995. Benthic foraminiferal responses to estuarine pollution: A review. *Journal of Foraminiferal Research*, 25(3): 190-203. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.25.3.190>
- ANTHONY, E.J., GARDEL, A., GRATIOT, N., PROISY, C., ALLISON, M.A., DOLIQUE, F., FROMARD, F. 2010. The Amazon-influenced muddy coast of South America: a review of mudbank-shoreline interactions. *Earth Science Reviews* 103, 99-129. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.008>
- ARAGON, G.T., OVALLE, A.R.C., MIGUENS, F.C., REZENDE, C.E., CARMOUSE, J.P. 1996. Pyrite formation in mangrove sediments, Brazil. 40th INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE GEOCHEMICAL OF THE EARTH'S SURFACE, Rio de Janeiro, Anais.
- ASTM D 4239 2008. Standard Test Methods for Sulfur in the Analysis Sample of Coal and Coke Using High Temperature Tube Furnace Combustion Methods.
- ASTON, S.R., HEWITT, C.N. 1977. Phosphorus and carbon distributions in a polluted coastal environment, *Estuarine and Coastal Marine Science*, 5: 243-254.
- BEARDSLEY, R.J., CANDELA, J., LIMEBURNER, R., GEYER W.R., LENTZ S.J., CASTRO B.M., CACCHIONE D., CARNEIRO, N. 1995. The M2 tide on the Amazon shelf. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 100(2): 2283-2320. <https://doi.org/10.1029/94JC01688>
- BERGIN, F., KUCUKSEZGIN, F., ULUTURHAN, E., BARUT, I.F., MERIC, E., AVSAR, N., NAZIK, A. 2006. The response of benthic foraminifera and ostracoda to heavy metal pollution in Gulf of Izmir (Easter Aegean Sea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66: 368-386. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.09.013>
- BEZERRA, P.E.L., CUNHA, B.C.C., DEL'ARCO, J.O., DRAGO, V.A., MONTALVÃO, R.M.G., EULÁLIO, H.N., SOUZA JR., J.J., PRADO, P., AMARAL FILHO, Z.P., NOVAES, A.S., VIEIRA P.C., FRAGA, A.Y.C., COSTA, J.R.S., SALGADO, L.M.G., BRAZÃO, J.F.M. 1990. Projeto Zoneamento das potencialidades dos recursos naturais da Amazônia Legal. IBGE/SUDAM, Rio de Janeiro, 221p.
- BOLTOVSKOY, E., GIUSSANI, G., WATANABE, S., WRIGHT R. 1980. *Atlas of benthic shelf foraminifera of the Southwest Atlantic*. Dr. W. Junk b.v., Publishers, The Hague, 147 p.
- BOURBONNIERE, R.A. 2009. Review of water chemistry research in natural and disturbed peatlands. *Canadian Water Resources Journal*, 34(4): 393-414. <https://doi.org/10.4296/cwrij3404393>
- BRASIL. Ministério de Minas e Energia. 1974. Projeto RADAM: Folha Na/NB.22-Macapá, LEVANTAMENTO DE RECURSOS NATURAIS, v.6. MME/DNPM. Rio de Janeiro-RJ.
- BRINKMAN, R., PONS, L.J. 1968. A pedo-geomorphological classification and map of the Holocene sediments in the coastal plain of the three Guianas. *Soil Survey Papers* 4: 1-41.
- BRUCK, E.C., ONO, H.Y., ARAÚJO, J.L., SIMÓES, N.S., FERNANDE, R.A.N. 1979. Estudos iniciais de implantação da Estação Ecológica de Maracá-Jipoca-AP. Relatório Técnico. FBCN Brasília, 136p.
- CALLÉDE, J., COCHONNEAU, G., ALVES, F. V., GUYOT, J.-L., GUIMARÃES, V. S., OLIVEIRA, E. 2010. Les apports en eau de l'Amazone à l'Océan Atlantique. *Revue Des Sciences de L'eau*, 23(3), 247. <http://dx.doi.org/10.7202/044688ar>
- CARDOSO T.R.M., LAUT L.L.M., RODRIGUES M.A.C. 2011. Microfósseis das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: Carvalho, I.S. (ed.) *Paleontologia - Microfósseis e Paleoinvertebrados*. 3ed., v. 2, Editora Interciência, Rio de Janeiro 2011, 255-298p.

- CLEMENTE, I.M.M.M., SILVA, F.S., LAUT, L.L.M., FRONTALINI, F., COSTA, V.L., RODRIGUES, M.A.C., PEREIRA, E., BERGAMASCHI, S., MENDONÇA FILHO, J.G., MARTINS, M.V.A. 2015. Biochemical composition and foraminiferal content of sediments for determining bottom sector environments in Guanabara Bay (Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Coastal Research*, 31: 1190–1204. <http://dx.doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00104.1>
- COHEN A.D. 1984. The Okefenokee Swamp: a low sulphur End-Member of a shoreline-related depositional model for coastal plain Coals. In: Rahmani, R.A., Flores, R.M. (eds.) *Sedimentology of coal and coal-bearing sequences*. Blackwell Publishing Ltd., 231–240 p. <https://doi.org/10.1002/9781444303797.ch13>
- COHEN, M. C. L., ALVES, I. C. C., FRANÇA, M. C., PESSENCIA, L. C. R., & DE FATIMA ROSSETTI, D. (2015). Relative sea-level and climatic changes in the Amazon littoral during the last 500 years. *CATENA*, 133, 441–451. doi:10.1016/j.catena.2015.06.012
- DARGIE, G.C., LEWIS, S.L., LAWSON, I.T., MITCHARD, E.T.A., PAGE, S.E., BOCKO, Y.E., IFO, S.A. 2017. Age, extent and carbon storage of the central Congo Basin peatland complex. *Nature*, 542(7639), 86–90. <http://dx.doi.org/10.1038/nature21048>
- DEBENAY, J.P., CARBONEL, P., MORZADEC-KERFOURN, M.T., CAZAUBON, A., DENEFLE, M., LEZINE, A.M. 2003. Multi-bioindicator study of a small estuary in Vendee (France). *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 58(4): 843–860.
- DI GIOVANNI, C. 1994. Production, flux et stocks de matière organique dans un système limnologique au cours du post-glaciaire. Le bassin de Chaillexon (Doubs, France). Tese de doutorado, Université de Bourgogne, 305p
- DI GIOVANNI, C.; DISNAR, J.R. & MACAIRE, J.J. 2002. Estimation of the annual yield of organic carbon released from carbonates and shales by chemical weathering. *Global and Planetary Change*, 32 (2/3): 195–210.
- DIAS, G.T.M., RINE, J.M., NITTROUER, C.A., ALLISON, M.A., KUEHL, S.A., COSTA, P.S., FIGUEIREDO, A.G. 1992. Géomorphologie côtière de l'Amapa - Brésil: considérations sur la dynamique sédimentaire actuelle. In: Prost Marie-Thérèse (ed.). *Evolution des littoraux de Guyane et de la zone caraïbe méridionale pendant le quaternaire*. Paris: ORSTOM, 151–158p.
- DIAS, P.P.B., MARTINS, M.V.A., CLEMENTE, I. M.M.M., CARELLI, T.G., SILVA, F.S., FONTANA, L.F., LAUT, L.L.M. 2017. Assessment of the trophic state of Saquarema Lagoonal System, Rio de Janeiro (Brazil). *Journal of Sedimentary Environments*, 2(1). <https://doi.org/10.12957/jse.2017.28194>
- EICHLER, P.P.B., EICHLER, B.B., MIRANDA, L.B., PEREIRA, E.R.M., KFOURI, P.B.P., PIMENTA, F.M., BE'RGAMO, A.L., VILELA, C.G. 2003. Benthic Foraminiferal Response to Variations in Temperature, Salinity, Dissolved Oxygen and Organic Carbon, in the Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil', Anuário do Instituto de Geociências, 26: 36–51.
- FARIA JR., L.E.C., MENDES, A.C., VITAL, H., FERREIRA, M.R., NITTROUER, C.A., RINE, J.M., ALLISON, M.A., KUEL, S.A., SEGALL, M.R. 1992. Evolution géologique de l'île de Maraca (côtes de l'Amapa) et sa relation avec l'élévation relative du niveau de la mer durant l'holocène-nord brésilien. In: Prost Marie-Thérèse (ed.). *Evolution des littoraux de Guyane et de la zone caraïbe méridionale pendant le quaternaire*. ORSTOM, Paris, 177–191p.
- FARIA JR., L.E.C., NITROUER, C.A., RINE, J.M., ALISON, M.A., KUEHE, S.A., SEGALL, M.P., MENDES, A.C., VITAL, E., FERREIRA, M.R., FIGUEIREDO JR., A.G., 1990. Evolução geológica recente da costa do Amapá-Cabo Norte. 36º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Natal, 49p.
- GENSAC, E., MARTINEZ, J.M., VANTREPOTTE, V., ANTHONY, E.J. 2016. Seasonal and inter-annual dynamics of suspended sediment at the mouth of the Amazon River: The role of continental and oceanic forcing, and implications for coastal geomorphology and mud bank formation. *Continental Shelf Research*, 118, 49–62. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2016.02.00>
- JARDIM, K., SANTOS, V.F., OLIVEIRA, U.R. 2018. Paleodrainage Systems and Connections to the Southern Lacustrine Belt applying Remote Sensing Data, Amazon Coast, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 85: 671–675. <https://doi.org/10.2112/SI85-135.1>
- LÄHTEENOJA, O., RUOKOLAINEN, K., SCHULMAN, L., ALVAREZ, J. 2009. Amazonian floodplains harbour minerotrophic and ombrotrophic peatlands. *CATENA*, 79(2), 140–145. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.06.006>
- LAUT, L., CLEMENTE, I., LOUZADA, W. 2021. The influence of organic matter compounds on foraminiferal and ostracode assemblages: a case study from the Maricá-Guarapina Lagoon System (Rio de Janeiro, Brazil). *Micropaleontology*, 67(5): 447–458. <http://doi.org/10.47894/mpal.67.5.02>
- LAUT, L., CLEMENTE, I., MARTINS, M.V.A., FRONTALINI, F., RAPOSO, D., BELART, P., HABIB, R., FORTES, R., LORINI, M.L. 2017. Benthic Foraminifera and Thecamoebians of Godineau River Estuary, Gulf of Paria, Trinidad Island. *Anuário do Instituto de Geociências*, 40 (2): 118–143. http://dx.doi.org/10.11137/2017_2_118_143
- LAUT, L., CLEMENTE, I., PEREIRA, E., NASCIMENTO, K.A., VASCONCELOS, S.C., BELART, P., BASTOS, A.C. 2020. Registro das Oscilações Climáticas do Holoceno Tardio no Estuário do Rio Piraquê-Açu (ES - Brasil). *Anuário do Instituto de Geociências*, 43(2): 298–315. http://doi.org/10.11137/2020_2_298_315
- LAUT, L.L.M., CABRAL, I.A., RODRIGUES, M.A.C., SILVA, F.S., MARTINS, V.A., BOSKI, T., GOMES, A.I., DIAS, J.M.A., FONTANA, L.F., LAUT, V.M. & MENDONÇA FILHO, J.G. 2014. Compartimentos Ambientais do Estuário do Rio Arade, Sul de Portugal, com Base na Distribuição e Ecologia de Foraminíferos. *Anuário do Instituto de Geociências*, 37(2): 60–74. https://doi.org/10.11137/2014_2_60_74
- LAUT, L.L.M., FERREIRA, D.E.S., SANTOS, V.F., FIGUEIREDO JR., A.G., CARVALHO, M.A., SILVEIRA, O.F.M. 2010. Foraminifera, thecamoebians and palynomorphs as hydrodynamic indicators in Araguari Estuary, Amazon Coast, Amapá State - Brazil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 33: 52–65.
- LAUT, L.L.M., MARTINS, M.V.A., FONTANA, L.F., SILVA, F.S., MENDONÇA-FILHO, J.G., CLEMENTE, I.M.M.M., BALLALAI, J. 2016b. Ecological status evaluation of Itaipu lagoon (Niterói) based on biochemical composition of organic matter. *Journal of Sedimentary Environments*, 1(3). <https://doi.org/10.12957/jse.2016.25903>
- LAUT, L.L.M., MARTINS, M.V.A., FRONTALINI, F., BELART, P., SANTOS, V.F.; LORINI, M.L., FORTES, R.R.; SILVA, F.S., SOUZA-VIEIRA, S., SOUZA FILHO, P.W. 2016a. Biotic (foraminifera and thecamoebians) and abiotic parameters as proxies for identification of the environmental heterogeneity in Caeté River Estuary, Amazon Coast, Brazil. *Journal of Sedimentary Environments*, 1: 1–16. <https://doi.org/10.12957/jse.2016.21264>
- LAUT, L.L.M., MARTINS, V., SILVA F.S., CRAPEZ, M.A.C., FONTANA, L.F., CARVALHAL-GOMES, S.B.V., SOUZA, R.C.C.L. 2016c. Foraminifera, Thecamoebians, and Bacterial Activity in Polluted Intertropical and Subtropical Brazilian Estuarine Systems. *Journal of Coastal Research*, 32(1): 56–69. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00042.1>
- LAUT, L.L.M., SILVA, F.S., MARTINS, V., RODRIGUES, M.A.C., MENDONÇA, J.O., CLEMENTE, I.M.M.M., LAUT, V.M., MENTZIGEN, L.G. 2012. Foraminíferos do Complexo Sepetiba/Guaratiba. In: Rodrigues, M.A.C., Pereira S.D., SANTOS S.B. (eds.) Baía de Sepetiba: Estado da Arte. Corbá, Rio de Janeiro, 115–150 p.
- LAUT, L.L.M.; SILVA F.S.; FIGUEIREDO JR, A.G. & LAUT, V.M. 2011. Assembleias de foraminíferos e tecamebas associadas a análise sedimentológica e microbiológica no delta do rio Paraíba do Sul, Rio de Janeiro, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 38(3): 251–267.
- LAUT, L.L.M.; SILVA, F.S.; BONETTI, C.; FIGUEIREDO JR., A.G. & CRAPEZ, M.A.C. 2007. Foraminíferos e atividade bacteriana aplicados no diagnóstico ambiental do estuário do rio Itacorubí, Florianópolis, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(3): 565–578.
- LENTZ, S.J. 1995a. The Amazon River plume during AmasSeds: subtidal current variability and the importance of wind forcing. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C2):2377–2390.
- LENTZ, S.J. 1995b. Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon Plume inferred from historical hydrographic data. *Journal of Geophysical Research*, 100: 2391–2400.

- LENTZ, S.J., LIMEBURNER, R. 1995. The Amazon River plume during AMASSEDS: spatial characteristics and salinity variability. *Journal of Geophysical Research* 100 (C2), 2355–2375.
- LOEBLICH JR., A.R., TAPPAN, H. 1987. Foraminiferal Genera and Their Classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- MARTINS, M.V.A., ZAABOUB, N., ALEYA, L., FRONTALINI, F., PEREIRA, E., MIRANDA, P., MANE, M., ROCHA, F., LAUT, L., EL BOUR, M. 2015. Environmental quality assessment of Bizerte Lagoon (Tunisia) using living foraminifera assemblages and a multiproxy approach. *PLoS One*, 10 (9): e0137250.
- MENDES, A.C. 1994. Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Sedimentos Holocénicos da Região Costa do Amapá - Setor entre a Ilha de Maracá e Cabo Orange. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 274p.
- MENDONÇA FILHO, J.G. 1999. Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 338p.
- MENDONÇA FILHO, J.G., MENEZES, T.R., MENDONÇA, J.O., 2011. Organic Composition (Palynofacies Analysis), Chapter 5. In: Flores, D., Marques, M. (eds.). ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter, Universidade do Porto, Porto, 33-81p.
- MENDONÇA FILHO, J.G., MENEZES, T.R., OLIVEIRA, E. & IEMMA, M.B. 2003. Caracterização da contaminação por petróleo e seus derivados na Baía de Guanabara: aplicação de técnicas organogeocíquicas e organopetrográficas. *Anuário do Instituto de Geociências*, 26(1): 69-78.
- MISSIO JÚNIOR, V.F. 2014. Geoquímica orgânica das turfeiras das praias de Hermenegildo e Maravilhas – RS - Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 61p.
- NITTROUER, C.A., DEMASTER, D.J., FIGUEIREDO JR., A.G., RINE, J.M. 1991. Amassed: an interdisciplinary investigation of a complex coastal environment. *Oceanography*, 4, 3-7.
- OLIVEIRA, A.D., MENDONÇA FILHO, J.G., SANT'ANNA, A.J., SOUZA, J.T., FREITAS, A.G., MENEZES, T.R. 2006. Inovação no processamento químico para isolamento da matéria orgânica sedimentar. 43º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Aracajú, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, 324 p.
- PAGES S.E., BAIRD, A.J. 2016. Peatlands and Global Change: Response and Resilience. *Annual Review of Environment and Resources*, 41(1), 35–57. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-110615-085520>
- PAGES S.E., RIELEY, J.O., BANKS, C.J. 2011. Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. *Global Change Biology*, 17(2), 798–818. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02279.x>
- PETERS, K.E., CASSA, M.R. 1994. Applied source rock geochemistry. In: Magoon, L.B., Dow, W.G. (eds.) *The Petroleum System – from Source to Trap*. The American Association of Petroleum Geologists, 60: 93–120p.
- RABELO, B.V., TARDIN, A.T., PINTO, A.C., SIMAS, A.P., FERNANDES, A.V., SOUZA, C.B., MONTEIRO, E.M.B.M., FACUNDES, F.S., ÁVILA, J.E.S., SOUZA, J.S.A., GUEDES, L.A.C., PENHA, O.A.A., MELO, R.M.S., GIBSON, V.M. 2008. Macrodiagnóstico do Estado do Amapá: primeira aproximação do ZEE. 3 ed. rev. ampl., IEPA, Macapá, 148p.
- RAPOSO, D., LAUT, V., CLEMENTE, I., MARTINS, V., FRONTALINI, F., SILVA, F., LORINI, M. L., FORTES, R., LAUT, L., 2016. Recent benthic foraminifera from the Itaipu Lagoon, Rio de Janeiro (southeastern Brazil). *Check List*, 12 (5): 1959. <http://dx.doi.org/10.15560/12.5.1959>
- REICHE, M., GLEIXNER, G., KÜSEL, K. 2010. Effect of peat quality on microbial greenhouse gas formation in an acidic fen. *Biogeosciences*, 7(1), 187–198. <https://doi.org/10.5194/bg-7-187-2010>
- RIBEIRO, K., PACHECO, FS, FERREIRA, JW, SOUSA NETO, E.R., HASTIE, A., KRIEGER, FILHO G.C., ALVALÁ, P.C., FORTI, M.C., OMETTO, J.P. 2020. Tropical peatlands and their contribution to the global carbon cycle and climate change. *Global Change Biology*, 27: 489– 505. <https://doi.org/10.1111/gcb.15408>
- ROSÁRIO, R.P., BEZERRA, M.O., VINZÓN, S.B. 2009. Dynamics of the saline front in the northern channel of the Amazon river – influence of fluvial flow and tidal range (Brazil). *Journal of Coastal Research*, Special Issue 56: 1414-1418.
- SANTA-CRUZ, J. & DIAS-BRITTO, D. 2006. Foraminifera from surface sediment of a Brazilian mangrove affected by oil spill 20 years ago. *Anuário do Instituto Geociências*, 29(1): 436.
- SANTOS, V.F., SILVA, J.P.F., JARDIM, K.A., SILVA, M.V.B., ROSÁRIO, E.S. 2016. Redescobrindo o sistema de paleocanais submersos ao norte da Foz do Amazonas – Canal do Varador, ilha de Maracá, Amapá. *WORKSHOP DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA, 47 REUNIÃO DO PGGM*, Natal, 5 p.
- SANTOS, V.F., FIGUEIREDO JR., A.G., SILVEIRA, O.F.M., POLIDORI, L., OLIVEIRA, D.M., DIAS, M.B., MARTINS, M.H.A., SANTANA, L.O. 2005. Processos Sedimentares em Áreas de Macro-marés Influenciados pela Pororoca - Estuário do Rio Araguaney-Amapá-Brasil. *X CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO*, 3p.
- SCHAEFER, C.T. 1991. Relationship of foraminifera and thecamoebians distributions to sediments contaminated by pulp mill effluent: Saguenay Fiord, Quebec, Canada. *Marine Micropaleontology*, 17: 83-255.
- SCOTT, D.B., SCHNACK, E.S., FERRERO, L., ESPINOSA, M., BARBOSA, C.F. 1990. Recent marsh foraminifera from the east coast of South America: comparison to the northern hemisphere. In: Hemleben C.; Kaminski M.A.; Kuhnt W. & Scott D.B. (eds.) *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera*, NATO ASI Series C, 327, Math and Physical Sciences, 717-38 p.
- SEBAG, D., COPARD, Y., DI-GIOVANNI, A., DURAND, B., LAIGNEL, S., LALLIER-VERGES, E. 2006. Palynofacies as useful tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: synopsis and prospects. *Earth-Science Reviews*, 79: 241-259.
- SILVA, F.S., LAUT, L.L.M., SANTOS, E.S., LAUT, V.M., CRAPEZ, M.A.C., MENDONÇA FILHO, J.G. 2011b. Biopolímeros, Carbono e Enxofre Totais Associados à Atividade Bacteriana dos Sedimentos Superficiais do Delta do Paraíba do Sul, RJ, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 34(1): 33-45.
- SILVA, M.V., SANTOS, V.F., SILVEIRA, O.F.M. 2011a. Análise Multitemporal de Mudanças nas Ilhas Costeiras do Estado do Amapá aplicando Dados de Sensores Remotos. In: *XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR)*. Anais. Curitiba, PR. p.8614-8622.
- SILVEIRA, O.F.M. 1998. A planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Pará, 215 p.
- SORENSEN, K.W. 1993. Indonesian peat swamp forests and their role as a carbon sink. *Chemosphere*, 27(6), 1065–1082.
- TAKADA, M., SHIMADA, S., TAKAHASHI, H. 2016. Tropical Peat Formation BT. In: Osaki, M., Tsuji, N. (eds.) *Tropical Peatland Ecosystems*, 127-135p. https://doi.org/10.1007/978-4-431-55681-7_8
- TAYLOR, G.H., TEICHMULLER, M., DAVIS, A., DIESSEL, C.F.K., LITTKE, R., ROBERT, P., 1998. *Organic Petrology*. Gebrüder Borntraeger, Berlin. 704p.
- TODD, R., BRÖNNIMANN, P., 1957. Recent Foraminifera and thecamoebian from the Eastern Gulf of Paria: Cushman Foundation for Foraminifera Research, Special Publication, 3: 1–43.
- TYSON, R. V., 1995b. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. 1º ed. Chapman & Hall. Londres. 615p.
- TYSON, R. V. 1993. Palynofacies analysis. In: Jenkins, D.G. (ed) *Applied Micropalaeontology*. Kluver, 153-191p.
- TYSON, R.V. 1995a. Abundance of organic matter in sediments: TOC, hydrodynamic equivalence, dilution and flux effects. In: Tyson, R.V. (ed.) *Sedimentary organic matter*, Springer, Dordrecht, 81-118 p.
- VINZÓN, B.S., VILELA, C.P.X., PEREIRA, L.C.C., 2008. *Processos físicos na Plataforma Continental Amazônica. Relatório-Técnico, Potenciais Impactos Ambientais do Transporte de Petróleo e Derivados na Zona Costeira Amazônica*. Petrobrás, Brasil, 31p.

- VITAL, H.; SILVEIRA, O.F.M. 1990. Submerged holocene level evidences on the igarapé do inferno mouth (Maraca island). AGU FALL MEETING. San Diego, 1p.
- VITT, D.H. 2013. Peatlands. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. doi:10.1016/b978-0-12-409548-9.00741-7
- WANG, P., CHAPPELL, J. 2001. Foraminifera as holocene environmental indicators in the South Alligator River, north Australia. *Quaternary International*, 83(85): 47-62.
- WANG, P., MURRAY, J.W. 1983. The use of foraminifera as indicators of tidal effects in estuarine deposits. *Marine Geology*, 51: 239-250.
- WONG, T.E. 1992. Quaternary stratigraphy of Suriname. In: Prost, M.T., Charron, C. (eds.) *Evolution des littoraux de Guyane et de la zone caraïbe méridionale pendant le Quaternaire*. Cayenne, 559-578p.
- WORMS EDITORIAL BOARD 2020. World Register of Marine Species. Available from <http://www.marinespecies.org> at VLIZ. Accessed 2020-11-30.

¹Recebido 27 de outubro de 2021
Aceito 06 de junho de 2023