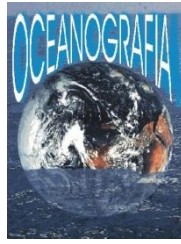




Universidade Federal do Pará



Faculdade de Oceanografia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

LUIZA SANTOS REIS

SEDIMENTAÇÃO EM ÁREAS DE MANGUEZAL SUJEITAS AO REGIME DE MACROMARÉ, BRAGANÇA, PARÁ

Belém-PA
2013

LUIZA SANTOS REIS

SEDIMENTAÇÃO EM ÁREAS DE MANGUEZAL SUJEITAS AO REGIME DE
MACROMARÉ, BRAGANÇA, PARÁ

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de
Oceanografia do Instituto de
Geociências da Universidade Federal
do Pará – UFPA, em cumprimento às
exigências para obtenção do grau de
Bacharel em Oceanografia.
Orientador: Prof. Dr. Pedro Walfir
Martins e Souza Filho.

Belém-Pará

2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

R375s Reis, Luiza Santos

Sedimentação em áreas de manguezal sujeitas ao regime de macromaré, Bragança, Pará / Luiza Santos Reis; Orientador: Pedro Walfir Martins e Souza Filho – 2013

70 f.: il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em oceanografia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Oceanografia, Belém, 2013.

1. Sedimentologia. Manguezal. Taxa de sedimentação. Nordeste Paraense. I. Souza Filho, Pedro Walfir Martins e, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 551.353

LUIZA SANTOS REIS

SEDIMENTAÇÃO EM ÁREAS DE MANGUEZAL SUJEITAS AO REGIME DE
MACROMARÉ, BRAGANÇA, PARÁ

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Oceanografia do Instituto de
Geociências da Universidade Federal do Pará -
UFPA, em cumprimento às exigências para
Obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Data de aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. Pedro Walfir Martins e Souza Filho-Orientador
Doutor em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará

Prof.^a Odete Fátima Machado da Silveira -Membro
Doutora em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará

Msc. Susane Rabelo de Souza-Vieira -Membro
Universidade Federal do Pará

À minha família, José, Helena e Lorena Reis. Vocês são minhas razões de viver. Obrigada por tudo. Essa conquista é pra vocês!

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, a Deus por mais esta conquista e por estar sempre comigo, me guiando, protegendo e iluminando.

À minha família por todo amor, apoio, carinho e força que sempre me deram. Amo infinitamente vocês!

Ao meu orientador Prof. Dr. Pedro Walfir por ter me concedido a oportunidade de ingressar na pesquisa e pela confiança no meu trabalho. Obrigada por ter acreditado na minha capacidade, por todas as conversas e conselhos dados ao longo desses três anos de trabalho.

À Msc. Susane Rabelo pelos ensinamentos passados e inestimável ajuda durante meus primeiros anos como bolsista de Iniciação Científica.

À Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências e a Faculdade de Oceanografia pela disponibilização de laboratórios, pela estrutura fornecida e suporte ao longo da minha graduação.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de Iniciação Científica que permitiu concretizar este trabalho.

Ao Dr. Charles Nittrouer pela realização das análises de datação de ^{210}Pb e ao seu aluno Aaron Fricke pela grandioso auxílio nas interpretações dos resultados referentes aos perfis de atividade do ^{210}Pb e ao cálculo das taxas de sedimentação dos testemunhos de Bragança.

À Prof. Dr. Odete Silveira pela concessão do espaço do Laboratório de Oceanografia Geológica e Geofísica Marinha (LIOG) para a realização das atividades laboratoriais.

Ao Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa por ter autorizado a realização das análises granulométricas no Laboratório de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (LAMIGA).

Ao Técnico Natalino Siqueira pela concessão do espaço do Laboratório de Análises Químicas e dos aparelhos presentes neste.

A todos do Laboratório de Análises de Imagens do Trópico Úmido (LAIT), em especial ao Paulo José pela enorme ajuda na confecção de mapas.

À Vanessa do Laboratório de Isotópica (PARÁ-ISO), que permitiu a utilização de estufas e ultrassom.

À Msc. Heyde Gomes pela singular ajuda durante a etapa de processamento das amostras. Sucesso e felicidades minha amiga!

À turma de 2009 (Ellery (Jejecó), Cíntia, Andrey, Amandinha, Lorena, Shirlen, Jônatas, Yuri Porto, Thais Cassiano, Wilson, Pablo, Priscila Natasha), pelo ótimo convívio e momentos maravilhosos vividos. Em especial aos meus grandes amigos Fabíola, Priscila Valéria, León e Vitinho por todas as conversas e apoio em momentos difíceis.

Agradeço a Deus, novamente, pelos amigos espetaculares que fiz e pessoas maravilhosas que conheci durante esses quatro anos de curso.

E, por fim, a todos aqueles que me ajudaram direta e indiretamente e permitiram a realização deste trabalho. Muito obrigada!

“Mas se desejarmos fortemente o melhor e, principalmente, lutarmos pelo melhor... O melhor vai se instalar em nossa vida. Porque sou do tamanho daquilo que vejo, e não do tamanho da minha altura.”

Carlos Drummond de Andrade

RESUMO

O ecossistema de manguezal influencia fortemente a hidrodinâmica, a geomorfologia e a sedimentologia dos ambientes de planície de maré. Estes estão situados em regiões costeiras de topografia plana, podem apresentar seqüências alternadas de areia e lama, depósitos formados pela migração lateral de canais de maré e largura que varia principalmente em função das amplitudes de marés, sendo maior em regiões submetidas ao regime de macromaré (maior que 4 m). E os organismos bentônicos, detritívoros e a vegetação desempenham um importante papel no ambiente de planície de maré, sendo responsáveis pela degradação da matéria orgânica e trapeamento de sedimentos, respectivamente. É neste contexto que está inserida a área em estudo, localizada na Planície Costeira de Bragança que apresenta uma planície de progradação lamosa com 25 km de extensão, vegetada por mangue e desenvolvida durante os últimos 2.000 anos. Este trabalho tem como objetivo investigar o padrão de sedimentação, através do reconhecimento do tamanho dos grãos, quantificação da matéria orgânica e estimativa das taxas de acumulação dos sedimentos. Para tal fim, foram coletados manualmente 4 testemunhos, utilizando tubos de PVC que foram introduzidos verticalmente no substrato, com até aproximadamente 60 cm de profundidade. Além disso, foram realizadas amostragens verticais utilizando-se bandejas de acrílico que foram utilizadas para a análise radiográfica de raios-X. Posteriormente, os testemunhos foram fatiados transversalmente e subdivididos em intervalos de 1 e 2 cm para a realização da análise granulométrica, cálculo das taxas de sedimentação e quantificação da matéria orgânica. Os testemunhos (FDT-1, FG-1, FDO-2 e FDE-1), de forma geral, apresentaram teores significativos de sedimentos arenosos na base (~20%) e aumento na fração mais fina (<0,062 mm) em direção ao topo (>80%), sendo predominantemente silte-argilosos, evidenciando a diminuição da energia do ambiente, que pode ter sido promovida pela migração dos canais ou pela colonização da vegetação de mangue. O FDT-1 situado na zona vegetada (Bosque de *Avicennia*) apresentou do topo a base os menores conteúdos de matéria orgânica (MO) (<5%), que se deve a ação das raízes e de organismos bentônicos que facilitam a entrada de oxigênio no sedimento e, conseqüentemente, a oxidação do material orgânico sedimentar. Nos demais testemunhos, o teor de MO oscilou

significativamente (2-10%) ao longo dos mesmos, essa característica se deu devido a variações nos teores de areia, silte e argila, o que permitiu observar uma forte relação existente entre os sedimentos lamosos e o material orgânico. Essa expressiva variação no conteúdo de sedimentos finos (silte e argila) e de matéria orgânica afetou fortemente a atividade do ^{210}Pb que demonstrou perfis instáveis e impossibilitou o cálculo das taxas de sedimentação, com exceção do FDT-1 que apresentou uma taxa igual a 0,59 cm/ano. O excesso deste radionuclídeo no sedimento evidenciou um grande acúmulo de sedimentos modernos e uma forte relação da atividade do ^{210}Pb com os sedimentos finos e matéria orgânica. Dessa forma, os testemunhos evidenciam um controle da topografia, da vegetação e da influência marinha sobre a sedimentação nos manguezais. Fatores como atividade microbiana, bioturbação, abundância da fauna detritívora, frequência de inundação, composição das espécies vegetais, tamanho do grão e taxa de acumulação dos sedimentos, interfere no conteúdo de material orgânico e dependendo da natureza do mecanismo, favorece o transporte, a decomposição ou a preservação deste material no substrato lamoso. A dificuldade encontrada em estimar a taxa de acumulação neste trabalho, faz necessária a utilização de uma técnica alternativa como o uso do radionuclídeo Cs-137, que é aplicado em áreas com altas taxas de acumulação, como é o caso dos manguezais da Planície Costeira Bragantina.

Palavras-chave: Sedimentologia. Manguezal. Taxa de sedimentação. Nordeste Paraense.

ABSTRACT

The mangrove ecosystem strongly influences the hydrodynamics, geomorphology and sedimentology of tidal flat environments. These environments are located in coastal areas of flat topography, may have alternating sequences of sand and mud, deposits formed by lateral migration of tidal channels and wide that ranging mainly due to tidal amplitudes, higher in regions subject to the macrotidal regime (greater than 4 m). And the benthic, detritus organisms and vegetation play an important role in tidal flat environment, being responsible for the degradation of organic matter and sediment trapping, respectively. It is in this context that is embedded the study area, located in the Bragança Coastal Plain featuring a progradation muddy plain with 25 km long, vegetated by mangrove and developed over the last 2,000 years. This study aims to investigate the pattern of sedimentation, through recognition of the grain size, quantification of organic matter and estimate rates of sediment accumulation. To this end, four cores were collected manually, using PVC tubing which were introduced vertically into the substrate, with up to approximately 60 cm depth. In addition, samples were taken using vertical trays acrylic been used for radiographic X-rays. Later, the cores were transversely sliced and divided into intervals of 1 and 2 cm for holding the sieve analysis, calculation of sedimentation rates and elimination of organic matter. The four cores (FDT-1, FG-1, FDO-2 and FDE-1), in general, showed significant levels of sandy sediments at the base (20%) and an increase in finer fraction (<0.062 mm) toward the top (>80%), being predominantly silt-clay, showing a decrease in energy from the environment, which may have been promoted by the migration of the channels or the colonization of mangrove vegetation. The FDT-1 located in the vegetated (*Avicennia* forest) presented from top to bottom the lower organic matter content (OM) (<5%), which is due to the action of roots and benthic organisms that facilitate the entry of oxygen into the sediment and consequently the oxidation of sedimentary organic material. In other cores, the content of OM fluctuated significantly (2-10%) over the same; this trait was due to changes in the proportions of sand, silt and clay, which allowed us to observe a strong relationship between the muddy sediments and organic material. This significant variation in the content of fine sediments and organic matter strongly affected the ^{210}Pb activity; exhibit unstable profiles and impossible to calculate the sedimentation rates, with

FDT-1 exception which showed a rate equal to 0.59 cm / yr. The excess of this radionuclide in the sediment reflect a large accumulation of modern sediment and a strong relationship between ^{210}Pb activity, fine sediments and organic matter. Thereby, the collected cores demonstrate considerable control of topography, vegetation and marine influence on sedimentation in mangrove. Factors such as microbial activity, bioturbation, detritivore fauna abundance, flood frequency, plant species composition, grain-size and rate of accumulation of sediments, acting on the organic material and depending on the nature of the mechanism, favors the transport, decomposition or preservation this material onto the muddy substrate. The difficulty in estimating the rate of accumulation in this study, makes necessary to use an alternative technique such as use of radionuclide Cs-137, which is applied to areas with high rates of accumulation, such as Bragança Coastal Plain.

Keywords: Sedimentology. Mangrove. Sedimentation rate. Northeast of Pará.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1-	Mapa de localização da Península Costeira Bragantina.....	20
Figura 2-	Mapa tectônico do nordeste do estado do Pará.....	21
Figura 3-	Coluna estratigráfica do nordeste Paraense.....	22
Figura 4-	Mapa geomorfológico da Planície Costeira Bragantina.....	24
Figura 5-	Localização da bacia de drenagem do Rio Caeté.....	25
Figura 6-	Precipitação acumulada mensal da estação de Tracuateua.....	27
Figura 7-	Fontes potenciais de ^{210}Pb em sedimentos estuarinos e marinhos.....	33
Figura 8-	Distribuição dos testemunhos na Península Bragantina (A) e as respectivas imagens dos locais de coleta dos mesmos. B) FDT-1; C) FDO-2; D) FG-1; E) FDE-1.....	35
Figura 9-	Coleta do testemunho através da introdução vertical do tubo de PVC no substrato lamoso.....	37
Figura 10-	Subamostragem dos testemunhos: (A e B); Fatiamento transversal no intervalo de 2 cm; C) Sistema manual utilizado para regular a espessura a ser fatiada.....	38
Figura 11-	Banho-maria utilizado no processo de eliminação da matéria orgânica.....	39
Figura 12-	Centrífuga utilizada para a separação do sobrenadante referente à solução de peróxido de hidrogênio (H_2O_2).....	40
Figura 13-	Granulômetro a laser (marca FRITSCH, ANALYSETT 22 MicroTecPlus).....	42
Figura 14-	Análise de Raios-X: A) Sistema de Controle de Diagnóstico de Raios-X portátil; B) Bandejas de acrílico utilizadas na amostragem.....	43
Figura 15-	Perfil de distribuição das classes granulométricas do testemunho FDT-1 e seus respectivos gráficos de média, assimetria e desvio padrão.....	45
Figura 16-	Perfil de distribuição das classes granulométricas do testemunho FDO-2 e seus respectivos gráficos de média, assimetria e desvio padrão.....	46
Figura 17-	Perfil de distribuição das classes granulométricas do testemunho FG-1 e seus respectivos gráficos de média, assimetria e desvio padrão.....	47

Figura 18-	Perfil de distribuição das classes granulométricas do testemunho FDE-1 e seus respectivos gráficos de média, assimetria e desvio padrão.....	48
Figura 19-	Classificação textural dos testemunhos no Diagrama de Pejrup. (A) FDT-1; (B) FDO-2; (C) FG-1; (D) FDE-1.....	49
Figura 20-	Estruturas sedimentares em sedimentos de manguezal (Raios-X).....	51
Figura 21-	Perfil de distribuição do teor de matéria orgânica (%) nos testemunhos da Planície Costeira de Bragança. (A) FDT-1; (B) FDO-2; (C) FG-1; (D) FDE-1.....	53
Figura 22-	Teor total de matéria orgânica nos testemunhos da Planície de Bragança.....	54
Figura 23-	Distribuição vertical da atividade total e excesso (FDT-1) de ^{210}Pb nos testemunhos da Planície Costeira Bragantina. A) FDT-1; B) FDO-2; C) FG-1; D) FDE-1.....	55

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	OBJETIVOS	19
2.1	OBJETIVO GERAL.....	19
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	19
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
3.1	LOCALIZAÇÃO.....	20
3.2	GEOLOGIA REGIONAL.....	21
3.3	GEOMORFOLOGIA.....	23
3.4	ASPECTOS HIDROLÓGICOS.....	25
3.5	ASPECTOS HIDRODINÂMICOS.....	26
3.5.1	Marés e Correntes de maré	26
3.5.2	Ondas	26
3.6	ASPECTOS METEOROLÓGICOS.....	27
3.6.1	Clima	27
3.6.2	Ventos	28
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	29
4.1	MANGUEZAL.....	29
4.1.1	Origem do Manguezal	29
4.1.2	Matéria orgânica na planície de maré lamosa	31
4.2	GEOCRONOLOGIA DE SEDIMENTOS RECENTES (²¹⁰ Pb).....	32
5	MATERIAL E MÉTODOS	34
5.1	ETAPA DE CAMPO.....	34
5.1.1	Estratégia de Campo	34
5.1.2	Coleta de testemunhos	36
5.2	ETAPA PÓS-CAMPO.....	37
5.2.1	Subamostragem dos testemunhos	37
5.3	LABORATÓRIO.....	38
5.3.1	Tratamento Físico	38
5.3.2	Eliminação de matéria orgânica	38
5.3.3	Análise Granulométrica	40

5.3.4	Datação (^{210}Pb)	42
5.3.5	Análise de Raios-X	43
6	RESULTADOS	44
6.1	GRANULOMETRIA.....	44
6.2	ANÁLISE DOS RAIOS-X.....	50
6.3	MATÉRIA ORGÂNICA.....	52
6.4	TAXA DE SEDIMENTAÇÃO (^{210}Pb).....	54
7	DISCUSSÕES	56
7.1	SEDIMENTAÇÃO NO AMBIENTE DE MANGUEZAL.....	56
7.2	MECANISMOS DE TRANSPORTE, <i>INPUT</i> E PRESERVAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA NO MANGUEZAL.....	59
7.3	TAXA DE ACUMULAÇÃO DOS SEDIMENTOS NO MANGUEZAL DE BRAGANÇA.....	61
8	CONCLUSÕES	63
	REFERÊNCIAS	65

1 INTRODUÇÃO

Os manguezais são ecossistemas altamente produtivos, responsáveis pela produção de grandes quantidades de matéria orgânica que são depositadas nos sedimentos ou transportadas para os demais ambientes costeiros e para o oceano pela ação da maré (DITTMAR et al., 2001; DITTMAR ; LARA, 2001a; DITTMAR; LARA, 2001b; KRISTENSEN et al., 2008). Este importante ecossistema é dominante em regiões costeiras tropicais, pois cobre uma área de aproximadamente 150, 000 km² (SPALDING et al., 2010) e embora sejam mais exuberante no trópico úmido, estes se estendem por zonas de clima temperado e ocupam um amplo espectro de ambientes costeiros (WOODROFFE, 1992).

A Costa Norte Brasileira possui uma das maiores áreas contínuas de manguezal do mundo, em torno de 1,38 milhões de hectares, cuja vegetação apresenta sua maior exuberância nas latitudes próximas à linha do Equador, no litoral amazônico, entre a foz do rio Oiapoque (extremo norte do Estado do Amapá) e a baía de São Marcos (Estado do Maranhão) (FERNANDES, 2003), conhecida como Costa de Manguezais de Macromaré da Amazônia (CMMA) (SOUZA FILHO, 2005).

A CMMA, que ocupa apenas 10% do litoral do país, abriga 56,6% do total de manguezais do Brasil, formando o maior cinturão contínuo de manguezais do mundo com aproximadamente 7.500 km² (SOUZA FILHO, 2005; NASCIMENTO JUNIOR et al., 2013). Dentre os manguezais observados nesta região, estes são parte de um sistema dominado por estuários em sua grande maioria, exceto aqueles encontrados na Baía de Marajó, dominada por processos fluviais. Esta área é caracterizada por um relevo baixo (0 a 80 m), ampla planície costeira (com até 70 km de largura), extensa plataforma continental adjacente de aproximadamente 200 km de largura, sendo extremamente irregular e recortada por vários estuários (SOUZA FILHO op. cit.).

No Nordeste do estado do Pará, os ambientes costeiros são dominados pelo regime de macromaré semidiurnas com alturas que variam de 4 a 6 m. Estas planícies costeiras são desenvolvidas sob condições de subida (costas retrogradacionais) e descida do nível relativo do mar (costas progradantes), em resposta às diferentes combinações de história das variações de nível relativo do mar, largura e gradiente da plataforma continental, incidência de ondas, nível de

energia, amplitude de maré e suprimento sedimentar (DALRYMPLE; ZAITLIN; BOYD, 1992). A geomorfologia e a sedimentologia dos ambientes costeiros são fortemente influenciadas pela progradação dos ecossistemas de manguezais cuja vegetação introduz quantidades significativas de matéria orgânica no substrato e promove alteração nas estruturas do substrato lamoso (bioturbação) (PERRY; BERKELEY; SMITHERS, 2008). Algumas espécies, como a *Rhizophora mangle* (mangue vermelho) ou *Avicennia germinans* (mangue preto) desenvolveram um sistema especial de raízes que suporta a inundação periódica da maré, as variações de salinidade e as condições anaeróbicas do ambiente, promove as trocas de oxigênio e propicia estabilidade as árvores (RAVEN; EVERT; CURTIS, 1988 apud KOCH et al., 2011). Além disso, as raízes da vegetação de mangue são capazes de reduzir a erosão e abrandar a velocidade da corrente, o que leva ao aumento da sedimentação de materiais em suspensão, permite a expansão dos manguezais ao longo de planícies de intermaré lamosas, se tornando um ecossistema de extrema importância na proteção de costas tropicais.

A obtenção de taxas de acreção recente em áreas periodicamente inundadas como os manguezais tem sido realizada através de vários métodos, incluindo a utilização de radionuclídeos naturais e artificiais, tais como Cs-137 e Pb-210 (LYNCH et al., 1989; SANDERS et al., 2010a; 2010b). A compreensão da dinâmica sedimentar histórica (100 anos) a partir da utilização desses métodos permite entender como os depósitos lamosos, associados aos manguezais de Bragança evoluíram, levando-se em consideração a participação do clima, juntamente com a natureza do material depositado e a riqueza em matéria orgânica, estes são responsáveis pela direção dos principais processos biogeoquímicos atuantes na planície de intermaré lamosa. Dessa forma, no presente trabalho utilizamos o radioisótopo ^{210}Pb como ferramenta para determinar as taxas de sedimentação e a natureza dos mecanismos de deposição dos sedimentos nos manguezais da Península Bragantina, tendo em vista a inexistência de estudos e informações sobre o acréscimo de sedimentos nesses ambientes ao longo da costa Norte do Brasil.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste trabalho é investigar o padrão de sedimentação, através do reconhecimento do tamanho dos grãos, quantificação da matéria orgânica e estimativa das taxas de acumulação dos sedimentos como produto da variação de energia dos manguezais presentes na Península Bragantina.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

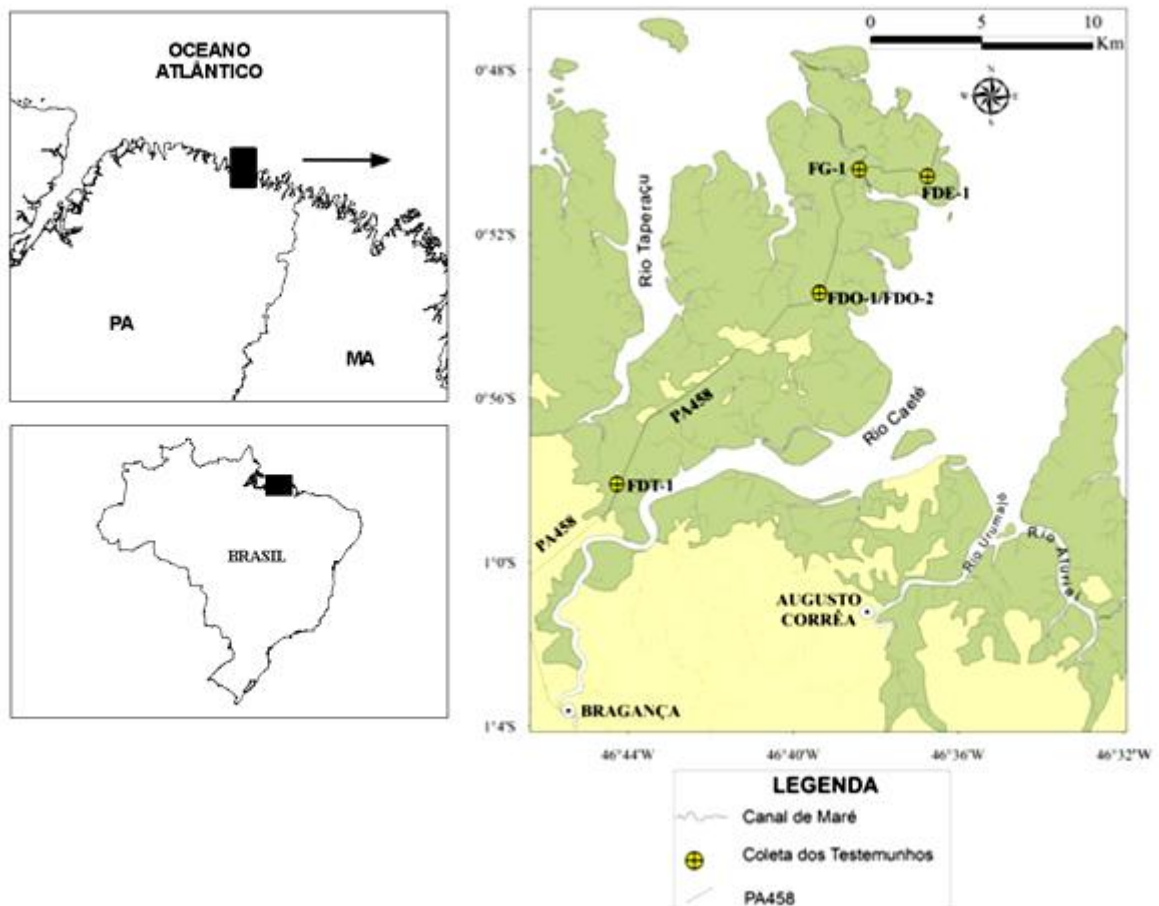
- Realizar a análise granulométrica, na tentativa de inferir os níveis energéticos que condicionaram a deposição do sedimento;
- Determinar quantitativamente os teores de matéria orgânica ao longo de todos os testemunhos;
- Realizar as análises radiográficas nos testemunhos coletados para auxiliar na descrição das estruturas sedimentares presentes nos mesmos;
- Determinar a taxa de deposição dos sedimentos nas planícies de maré lamosas;
- Caracterizar as diferenças e/ou semelhanças existentes na sedimentação lamosa entre as zonas vegetadas e não-vegetadas a partir das análises granulométricas e das taxas de acreção dos sedimentos;
- Identificar os principais processos controladores da distribuição dos sedimentos e da matéria orgânica no manguezal.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo localiza-se na Península Bragantina que possui cerca de 30 km de extensão e está situada na margem esquerda da foz do Rio Caeté, Nordeste do Estado do Pará, entre as coordenadas $00^{\circ}47' - 01^{\circ}00'S / 46^{\circ}35' - 46^{\circ}46'W$ (Fig.1). O acesso a partir da capital Belém até a cidade de Bragança se dá pelas rodovias federal BR-316 e a estadual PA-242. Já no percurso de Bragança até a praia de Ajuruteua, o acesso é dado pela PA-458. A região é caracterizada por inúmeros canais de maré que cortam a península e ligam o manguezal ao estuário do Rio Caeté (Cohen et al., 1999).

Figura 1- Mapa de localização da Planície Costeira Bragantina.

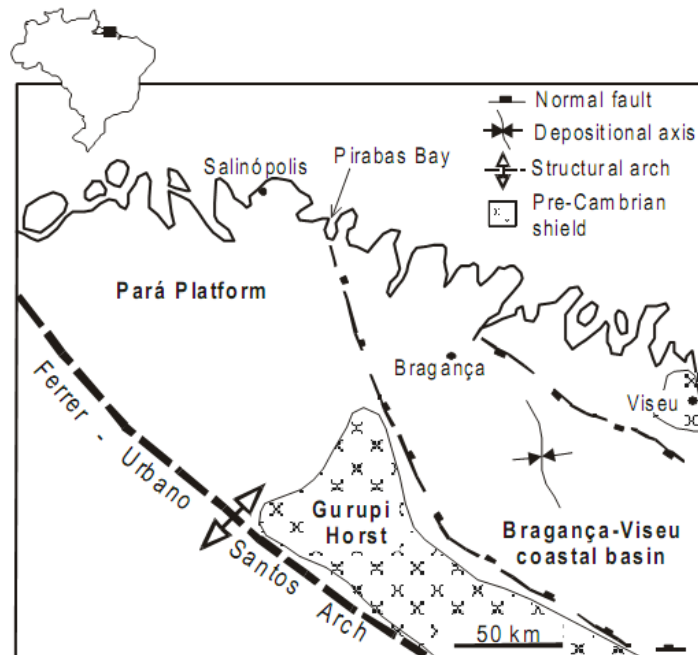


Fonte: Arquivo pessoal.

3.2 GEOLOGIA REGIONAL

A geologia da região engloba a Bacia Costeira Cretácea de Bragança-Viséu, cuja distribuição e espessura dos depósitos terciários e quaternários são controlados pela geometria da bacia (COSTA et al., 1996) e por movimentos tectônicos (Fig. 2). Estes últimos são controlados por falhas transcorrentes E-W conectados por falhas normais NW-SE, ao passo que a evolução estrutural e sedimentar da área é claramente relacionada à reativação do embasamento (COSTA et al., op. cit.) que, por sua vez, é composto por sedimentos terciários do Grupo Barreiras que constitui o Planalto Costeiro. Este que apresenta uma superfície plana arrasada, suavemente ondulada e fortemente dissecada, com cotas entre 50 e 60m, que diminuem progressivamente em direção à planície costeira, a Norte. O contato é marcado por uma mudança litológica, vegetacional (floresta secundária e mangue) e morfológica (SOUZA FILHO; EL-ROBRINI, 2000).

Figura 2- Mapa tectônico do nordeste do estado do Pará.



Fonte: (GORINI; BRYAN, 1976 apud SOUZA FILHO, 2000a).

O depósito Neogeno é marcado inicialmente pela sedimentação transgressiva da Formação Pirabas constituída por calcários marinhos, bioclásticos e dolomicríticos (SILVA, 1998), no Mioceno Inferior, e posteriormente, pela deposição regressiva da Formação Barreiras (Fig. 3), de idade Miocênica-Pleistocênica (GOÉS et al., 1990). A Formação Barreiras é representada por sedimentos areno-argilosos pleistocênicos e são sobrepostos pelos sedimentos Pós-Barreiras. Esta unidade é representada na forma de inúmeras falésias e relevo colinoso comuns na área de idade Mioceno Inferior. Apresenta uma espessura média de 5 a 10 m, com depósitos transicionais a continentais (leques aluviais) e influenciados por maré (canais de maré, planícies de maré e manguezais) (GOÉS et al., op. cit.).

Figura 3- Coluna Estratigráfica do Nordeste Paraense

Idade		Unidades Litostratigráficas	Seqüências Depositionais
Plioceno - Quaternário		Pós-Barreiras	C
MIOCENO	Superior	Paleossolo laterítico	Sb3
	Médio	Fm. Barreiras Médio/Superior	B
	Inferior	Fm. Barreiras Inferior	Sb2
Oligoceno Superior	Fm. Pirabas	Paleos. Laterítico Bauxítico	A
Cretácio		Grupo Itapecuru	Sb1

Fonte: (ROSSETTI, 2001 apud CARVALHO, 2007).

3.3 GEOMORFOLOGIA

A Bacia Costeira Bragança-Viseu está inserida em uma costa de submersão contínua e transgressiva alta, localizada a partir da Baía de Pirabas em direção a leste (FRANZINELLI, 1992). Segundo este autor, o litoral paraense é dividido em dois setores: (1) Costas emergentes, representadas pela Ilha do Marajó com uma linha de costa reta e (2) Costas subsidentes, leste da Baía do Marajó a Baía de Gurupi; este último está subdividido em dois setores, o primeiro, se estende da Baía do Marajó a Baía de Pirabas, onde as baías cortam falésias ativas; e o segundo, que se ao leste da Baía de Pirabas, onde o Planalto Costeiro se estende em direção ao Sul constituindo falésias inativas e as baías recortam a ampla planície costeira, onde se desenvolvem extensas áreas de planícies de maré e manguezais.

Baseando-se no relevo, padrões de sedimentos e processos dominantes na operação (processos históricos), processos geomorfológicos, uso e cobertura da terra, Souza Filho; El-Robrini (2000) compartimentaram a Planície Bragantina em três grandes domínios geomorfológicos: Planície Costeira, Estuarina e Aluvial (Fig. 4).

PLANÍCIE COSTEIRA

A planície costeira é a mais extensa dos três compartimentos geomorfológicos. Ela se estende do norte do Planalto Costeiro por mais de 20 km, ocorrendo como grandes planícies de maré, até atingir o litoral dominado por processos marinhos. Os principais relevos observados são planícies de maré lamosa (mangue), pântanos salinos, planícies de maré arenosa, cristas de praia, dunas costeiras, cristas de praia-barreira e delta de maré vazante.

PLANÍCIE ESTUARINA

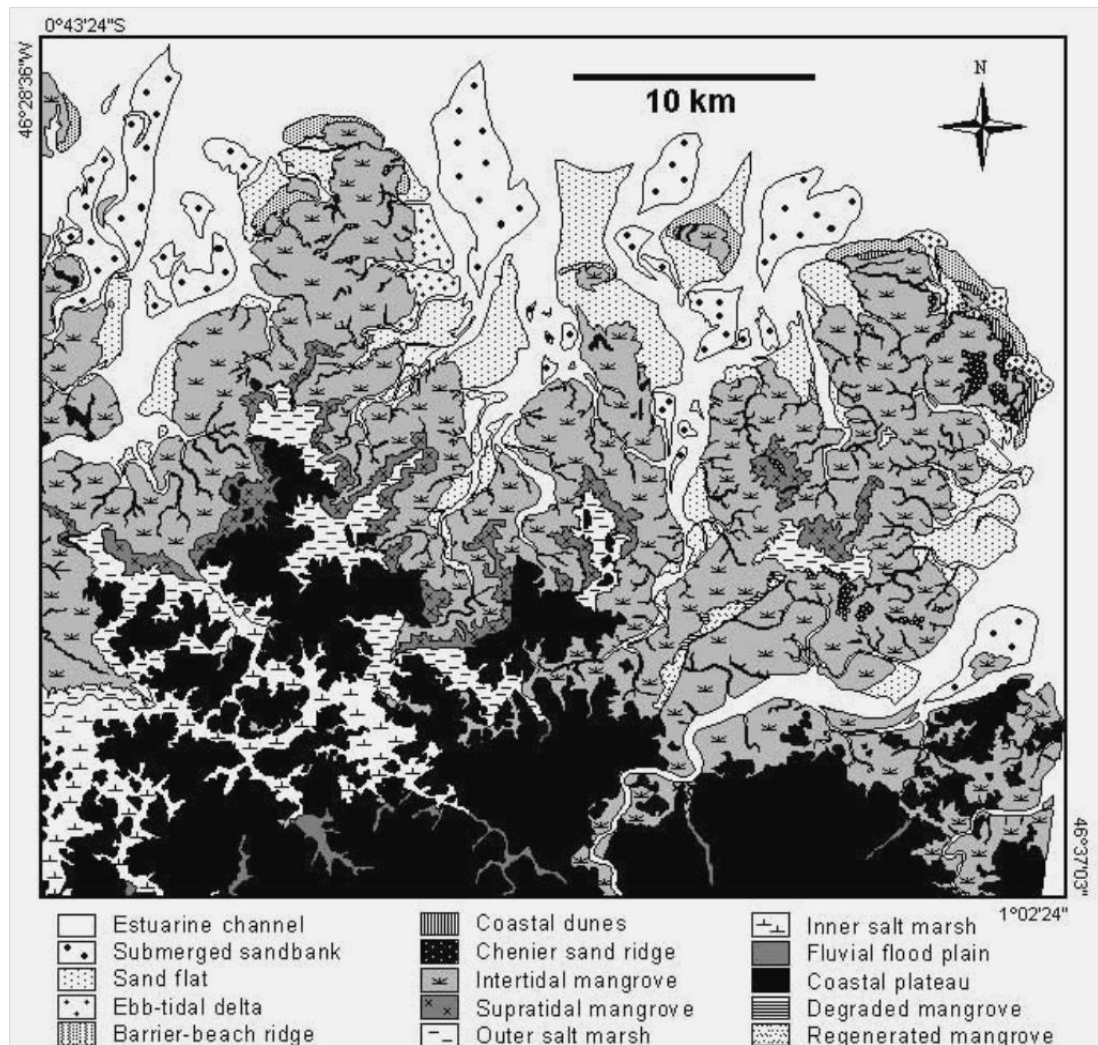
A Planície Estuarina se estende a montante do estuário, ao sul, até o limite de influência da maré dos rios Caeté e Taperaçu e a norte pela zona onde dominam os processos marinhos. É margeada pela planície costeira em sua porção distal e pelo Planalto Costeiro na proximal, ocupando uma área de 462 km². Souza Filho; El-Robrini (2000) observaram que a geomorfologia das planícies estuarinas muda entre os limites a montante e a jusante. De acordo com Woodroffe et al., 1989 apud Souza Filho; El-Robrini (*op. cit.*), este é um reflexo da progressiva mudança do rio e seu

perfil de inundação na estação chuvosa. Nesta foram reconhecidos quatro tipos de canais estuarinos no Rio Caeté: funil estuarino, segmento retilíneo, canal de maré de segmento meandrante e de curso superior.

PLANÍCIE ALUVIAL

A planície aluvial se estende ao sul do limite das marés, formando a planície de inundação das regiões de água doce dos rios Caeté e Taperaçu. Os canais fluviais são sinuosos com barras em pontal e longitudinal. A planície é delimitada por diques e inundada durante a estação chuvosa (SOUZA FILHO; EL-ROBRINI, 2000).

Figura 4- Mapa geomorfológico da Planície Bragantina.



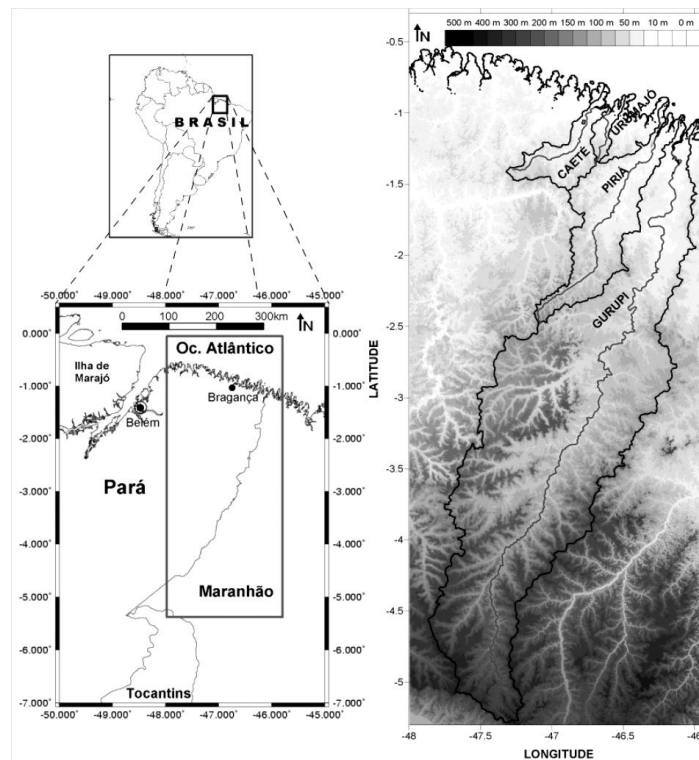
Fonte: (SOUZA FILHO; PARADELLA 2005).

3.4 ASPECTOS HIDROLÓGICOS

Inserida na zona costeira Norte do Brasil, a região bragantina abrange uma área de 1.570 km² que está situada no setor nordeste do estado do Pará. A planície estuarina estende-se rio acima, e está limitada ao sul pelo alcance da maré nos rios Caeté e Taperaçu, e ao Norte pelos processos marinhos (SOUZA-FILHO; EL-ROBRINI, 2000).

A Bacia do rio Caeté (0°45'-1°07'S e 46°50'- 46°30'W), localizada na região norte do Brasil (Fig. 5), está situada a aproximadamente 150 km ao sudeste do rio Amazonas e apresenta dimensões iguais a 1.946 km², com elevação máxima da bacia igual a 96 m (ASP et al., 2007) . A área de drenagem do rio Caeté compreende aproximadamente 3000 km², dos quais 6% (190 km²) são cobertos por manguezais. O rio Caeté apresenta uma extensão 100 km e é caracterizado por apresentar águas túrbidas com profundidade máxima de 10 m (DITTMAR, 1999 apud DITTMAR; LARA, 2001).

Figura 5- Localização da Bacia hidrográfica do Rio Caeté.



Fonte: (ASP et al., 2007).

3.5 ASPECTOS HIDRODINÂMICOS

3.5.1 Marés e Correntes de maré

A posição geográfica do nordeste do Pará (0° - 1°), aliadas a seus embaiamentos costeiros e à grande extensão da Plataforma Continental do Pará/Maranhão, proporciona o desenvolvimento de um ambiente de alta energia (SOUZA FILHO, 1995).

Esta região está dominada por macromaré de flutuações semidiurna (duas preamar e duas baixa-mar durante um dia lunar, com período de 24h e 50min), com amplitude máxima de 5,5 m e de 4,7 m nos períodos de sizígia e quadratura, respectivamente (DHN, 2010).

As correntes mais atuantes no nordeste do Pará são aquelas induzidas pela maré, as quais são produzidas pelo movimento vertical, pelo qual o aumento e a diminuição da amplitude de maré geram as grandes modificações costeiras e deposição de sedimentos. As maiores velocidades de corrente de maré são registradas durante as marés de sizígia (5 horas após a preamar), quando atingem 2,8 nós (1,44 m/s) e nas marés de quadratura a velocidade máxima é de 1,48 nós (0,76 m/s) e a mínima de 1,16 nós (0,6 m/s) (CARVALHO, 2007).

3.5.2 Ondas

As ondas geradas pelos ventos representam um importante agente na dinâmica estuarina desta região, possibilitando a mistura das águas e a ressuspensão constante dos sedimentos de fundo das margens, provocando, por vezes, processos erosivos (CARVALHO op. cit.).

Segundo dados do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), as ondas que alcançam a costa Nordeste Paraense apresentam altura média de 2,2 m. E a incidência dessas ondas na linha de costa gera correntes costeiras e o seu ângulo de incidência nas praias determina o tipo de circulação costeira (BRAGA, 2007).

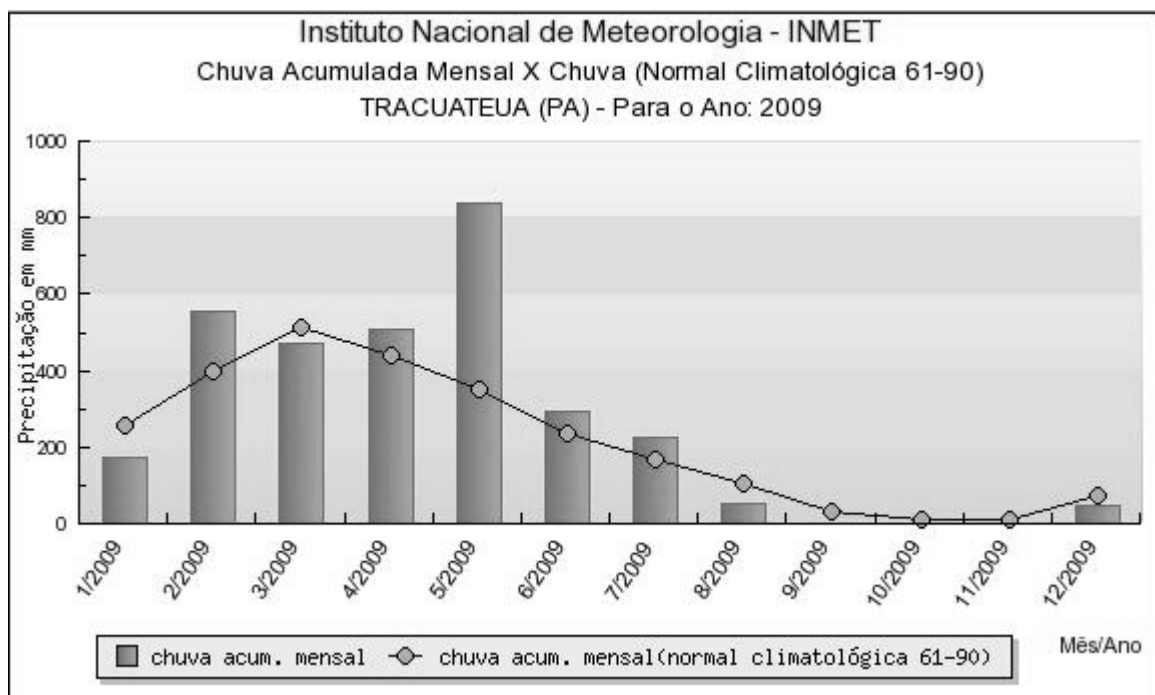
3.6 ASPECTOS METEOROLÓGICOS

3.6.1 Clima

O clima na costa amazônica é regulado por mudanças sazonais na posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e por linhas de instabilidade. Climatologicamente, a posição latitudinal da ZCIT é cerca de 14°N em Agosto e Setembro, e em torno de 2° S em Março e Abril, o que caracteriza os períodos seco e chuvoso (SOUZA FILHO et al., 2009).

O clima da planície costeira bragantina é tipo Am (segundo adaptação da classificação de Köppen) e é caracterizado por ser quente e úmido, com estação seca prolongando-se de Junho a Novembro (Fig. 6), e um período chuvoso bem acentuado, com fortes chuvas nos demais períodos do ano (Dezembro a Maio), apresentando pluviosidade média anual variando de 2.500 a 3.000 mm e umidade relativa do ar entre 80 e 91%. Com temperatura média anual de aproximadamente de 25,7°C variando ao longo do ano de 20,4°C a 32,8°C (MARTORANO, 1993).

Figura 6- Precipitação acumulada mensal da estação de Tracuateua.



Fonte: (INMET)

3.6.2 Ventos

O regime de ventos dominante na região é representado pelos alísios de NE que cruzam a plataforma continental em direção a oeste com velocidade de 4 a 6 m/s (CPTEC, 2012). Os ventos alísios atuam continuamente, durante o ano todo, com máximo de Dezembro a Março, quando se somam aos alísios de SE. Estes são responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma continental interna em direção a costa.

Os ventos são considerados os principais agentes atuantes no mecanismo de ocorrência de correntes litorâneas e de formação de ondas, que provocam modificações importantes na geomorfologia da linha de costa, através do transporte e deposição de sedimentos (CARVALHO, 2007).

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 MANGUEZAL

4.1.1 Origem do Manguezal

Os manguezais têm sua origem na região Indo-Pacífica a 60 milhões de anos A.P., no Cretáceo ligados à origem das planícies sedimentares. A umidade e o calor dos trópicos apresentam condições ideais para o seu desenvolvimento, em conjunto com altas amplitudes de marés e suprimento adequado de água doce e de nutrientes. A área coberta por florestas de mangue do mundo situa-se entre 14 a 15 milhões de ha, sendo a Malásia, Índia, Brasil, Venezuela, Nigéria e Senegal os países onde se concentram as maiores florestas (CHAPMAN, 1975; SCHWAMBORN; SAINT-PAUL, 1996).

No Brasil, até aproximadamente 5.150 anos A.P., a maior parte da costa brasileira encontrava-se submersa devido à última transgressão, que posteriormente seguida de uma regressão, resultou na formação de terraços marinhos e transformações de lagunas em lagoas e posteriormente em pântanos salobros (SUGUIO, 1985). Os mais extensos e exuberantes manguezais do litoral brasileiros estão localizados nos estados do Amapá, Pará, Maranhão e Piauí. No litoral paraense a ocorrência de vegetação litorânea, tipo mangue é expressiva, atingindo uma área estimada em 2000 km², com 270.000 ha no NE do Pará (SENNA, 2002 apud CRUZ, 2009).

Pelo menos três episódios climáticos significativos marcam a presença da vegetação de mangue: o primeiro na transição pós-glacial Pleistoceno-Holoceno (10.000 - 7.000 anos A.P.), com subida do nível marinho. Tal situação proporcionou a migração destes ambientes costeiros rumo ao continente sob ação de ondas e correntes de marés, que erodiram o Planalto Costeiro formando falésias.

O segundo episódio pode ser correlacionável ao nível de mar mais alto do Holoceno, conhecido na costa leste brasileira como Transgressão Holocênica (5.100 anos A.P.), responsável pelo afogamento de cursos fluviais que foram transformados em estuários. Posteriormente, sob condições de nível de mar estável ou com taxa de subida mais lenta, desenvolveu-se o ambiente de planície de maré (manguezais de

intermaré e supramaré), que vem a representar uma sucessão progradacional desenvolvida sob condições de nível de mar alto estável, resultando na progradação lamosa subaérea sobre os depósitos arenosos à medida que a linha de costa avança em direção ao mar. E o último episódio (2.500 até o presente) representa uma nova fase transgressiva marinha responsável pela fase retrogradacional atual da linha de costa, onde vários ambientes sedimentares atuais estão evoluindo (SOUZA FILHO, 2000b).

No nordeste do Pará, as características geológicas aliadas à estabilidade ou queda relativa do nível do mar, a partir de 5.200 anos A.P. e contínuo suprimento sedimentar fluvial, como resultado do grande transporte fluvial tem permitido a progradação da planície lamosa e desenvolvimento do sistema de manguezal (SOUZA FILHO; EL-ROBRINI, 1998). Seqüências basais transgressivas, constituídas por lama e areia de origem marinha/ estuarina e uma seqüência regressiva de lama orgânica de pântano salgado e planície de maré (manguezais), posicionada atrás de um cordão arenoso transgressivo, foi identificada na planície costeira de Bragança (SOUZA FILHO; EL-ROBRINI, op. cit.). Os mangues de Bragança são representados estratigraficamente por um extenso pacote de lama (> 6m) rico em matéria orgânica, colonizados principalmente por indivíduos de *R. mangle*, *A. germinans* e *L. racemosa* (SOUZA FILHO, 1995).

4.1.2 **Matéria orgânica na planície de maré lamosa**

As florestas de mangue são conhecidas por serem ecossistemas altamente produtivos com uma alta capacidade de reter materiais finos em suspensão a partir da coluna de água (KRISTENSEN et al., 2008). Esses ecossistemas são capazes de armazenar grandes quantidades de carbono orgânico (MATSUI, 1998) e, em alguns ecossistemas de mangue tem sido encontrados sedimentos de vários metros de profundidade ricos em matéria orgânica (TWILLEY; CHEN; HARGIS, 1992).

As folhas provenientes dos mangues representam cerca de um terço da produção primária líquida de matéria orgânica (ALONGI; CLOUGH; ROBERTSON, 2005). Uma série de outras fontes também pode fornecer importantes insumos de carbono orgânico, como material fluvial ou marítima alóctone, a produção autóctone por organismos bentônicos ou micro-algas (fitoplâncton) (BOUILLON et al., 2004), sendo que a quantidade e origem do material orgânico em sedimentos de mangue são fortemente influenciados tanto por fatores físicos (amplitude de maré) e biológicos (por consumo, a remoção, a degradação), que por sua vez, podem influenciar a qualidade e disponibilidade das fontes alimentos para as comunidades da fauna bentônica (BOUILLON et al., op. cit.).

A degradação da matéria orgânica nos sedimentos de mangue é mediada por processos microbianos aeróbios e anaeróbios. Uma fração de detritos de mangue escapa da degradação e é permanentemente enterrada dentro do pacote de sedimentos da planície lamosa ou ecossistemas adjacentes, enquanto que algumas florestas de mangue em grande parte retêm detritos dentro dos sedimentos (como a degradação ou o soterramento) e outras perdem uma fração importante da sua produção primária líquida para as águas costeiras adjacentes, principalmente através das marés. Devido às inundações periódicas das marés e drenagem nas florestas de mangue, as trocas de material com águas adjacentes podem ser muito eficientes (KRISTENSEN et al., op. cit.).

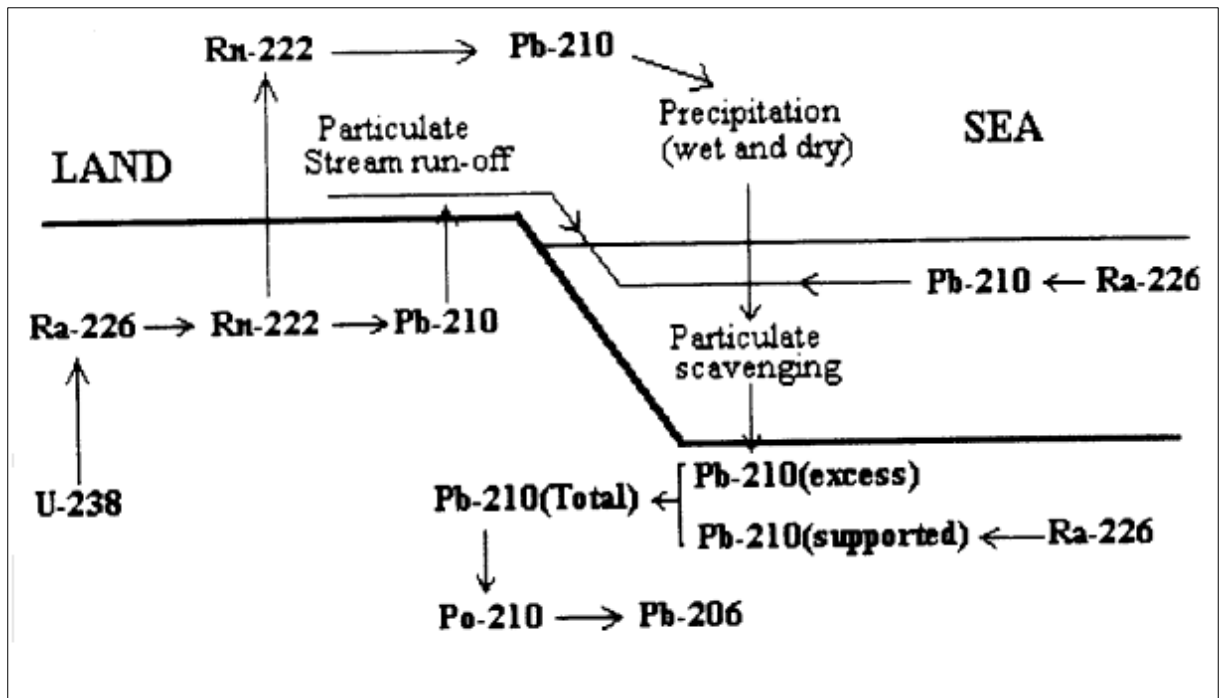
4.2 GEOCROLOGIA DE SEDIMENTOS RECENTES (^{210}Pb)

O Chumbo (Pb-210) é de ocorrência natural da família do radioisótopo U-238. Seu parente mais próximo com uma significativa meia-vida é o Radônio-222, que por ser um gás nobre, escapa para a atmosfera a partir de camadas superficiais do solo e fornece ^{210}Pb , com uma mobilidade inesperada. Esta mobilidade cria um excesso de chumbo comparado com os esperados do equilíbrio secular com Rádio-226, que forma a base do método de datação do ^{210}Pb .

Este radioisótopo é introduzido no ambiente estuarino através da precipitação atmosférica, do escoamento terrestre e da produção *in situ* de Rádio-226 na coluna de água (Fig. 7). Estudos do comportamento do ^{210}Pb em águas continentais e suas estimativas em águas costeiras rasas mostram que a precipitação atmosférica é o seu caminho dominante para os estuários. Uma vez introduzida no estuário e em águas costeiras, o ^{210}Pb , é removido rapidamente para os sedimentos por processos de adsorção (CHEEVAPORN; MOKKONGPAI, 1996).

A entrada do Pb-210 para o sedimento proveniente da deposição atmosférica é referida como atividade de chumbo em excesso ("excess") ou não-suportado ("unsupported") e atividade do mesmo em sedimentos derivado do decaimento do seu isótopo-pai ^{226}Ra é referida como atividade de ^{210}Pb suportado ("supported"). A meia-vida do ^{210}Pb é de 22,3 anos. O decaimento do ^{210}Pb em excesso é utilizado para determinar as taxas de acreção de sedimentos, assumindo que há uma entrada uniforme e constante de chumbo para a superfície do sedimento, e uma taxa de acreção constante (LYNCH et al., 1989). Se assim for, então haverá uma diminuição exponencial na atividade do ^{210}Pb com a profundidade que pode ser utilizado para estimar as taxas de acreção dos sedimentos (DONNELLY; BERTNESS, 2001 apud ELLISON, 2008). Se o perfil de atividade do ^{210}Pb segue um diminuição exponencial com a profundidade, é possível obter taxas de sedimentação, dividindo a sua constante de decaimento ($\lambda = 0,0311 \text{ y}^{-1}$) pelo declive do gráfico log-linear de ^{210}Pb não-suportados em relação a profundidade. Este modelo assume um fluxo constante ^{210}Pb e uma taxa de sedimentação constante ao longo do tempo (SANTOS; BURNETT; GODOY, 2008).

Figura 7- Fontes potenciais de ^{210}Pb em sedimentos estuarinos e marinhos



Fonte: (CHEEVAPORN; MOKKONGPAI, 1996).

O ^{210}Pb e seus produtos de decaimento são importantes traçadores naturais para estudos de processos atmosféricos, terrestres e oceânicos, especialmente para obtenção de valores de taxas de sedimentação de ambientes aquáticos (TESSLER, 2001). Análises das concentrações de ^{210}Pb em testemunhos permitem recompor o registro deposicional dos eventos ocorridos nas plataformas continentais em uma escala de tempo de cerca de 120 anos (KUEL; DEMASTER; NITTRouer, 1986), possibilitando o aprimoramento do conhecimento sobre a dinâmica de circulação atual e, principalmente, estimar os volumes e as variações temporais do aporte de sedimentos continentais atuais para as áreas costeiras e marinhas (FULLER et al., 1990 apud FUKUMOTO, 2007).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

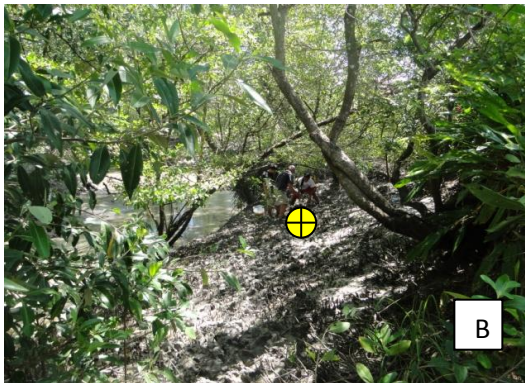
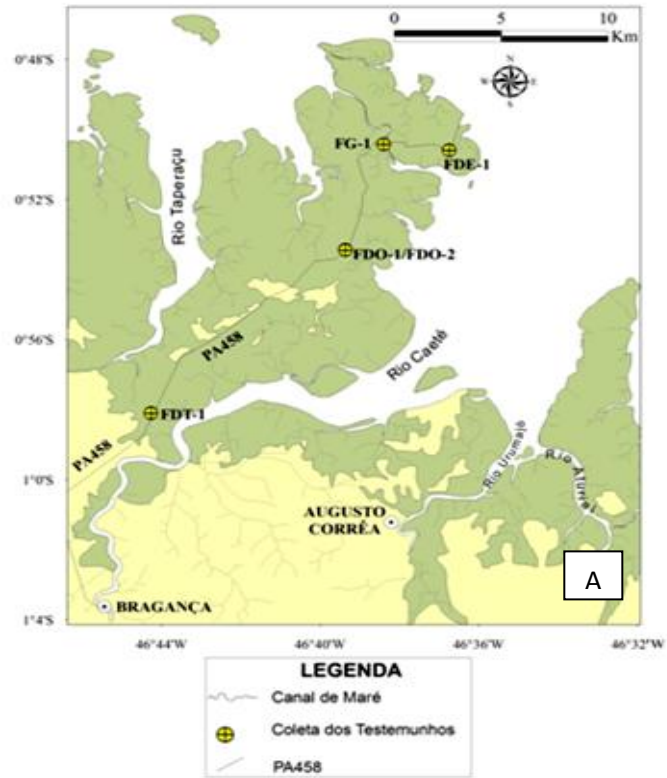
5.1 ETAPA DE CAMPO

5.1.1 Estratégia de Campo

A campanha para amostragem de sedimentos de Bragança foi realizada no dia 28 de Julho de 2010. Os pontos de coleta dos testemunhos foram distribuídos na porção central da península bragantina (Fig. 8A-E), ao longo da estrada que liga o município de Bragança à Praia de Ajuruteua.

As coletas foram realizadas nas barras em pontal, ou seja, não-vegetadas (FDO-2, FG-1 e FDE-1) que margeiam os canais de maré e em área vegetada (FDT-1) (Tab. 2), a fim de comparar a sedimentação entre os ambientes morfológicos que são preferencialmente constituídos por depósitos lamosos submetido à variação das marés. Os pontos de amostragem foram selecionados a partir da observação de campo, utilizando a ausência das seguintes evidências: impacto no substrato, promovido pela atividade antrópica (coleta de caranguejos) e ação de seres vivos, como tocas de caranguejos. Estes efeitos causam interferências no padrão natural de sedimentação do depósito original.

Figura 8- Distribuição dos testemunhos na Península Bragantina (A) e as respectivas imagens dos locais de coleta dos mesmos. B) FDT-1; C) FDO-2; D) FG-1; E) FDE-1.



Fonte: Arquivo pessoal.

Tabela 1- Identificação dos testemunhos coletados nos manguezais localizados as margens do Rio Caeté.

CANAIS DE MARÉ	IDENTIFICAÇÃO	LOCALIZAÇÃO	PROFUNDIDADE	Obs.
Furo do Taici	FDT-1	Bosque de <i>Avicennia</i>	0-44 cm	Área vegetada
Furo da Ostra	FDO-2	Planície lamosa	0-56 cm	Área não vegetada
Furo da Estiva	FDE-1	Borda da floresta	0-50 cm	Área não vegetada
Furo Grande	FG-1	Planície lamosa	0-54 cm	Área não vegetada

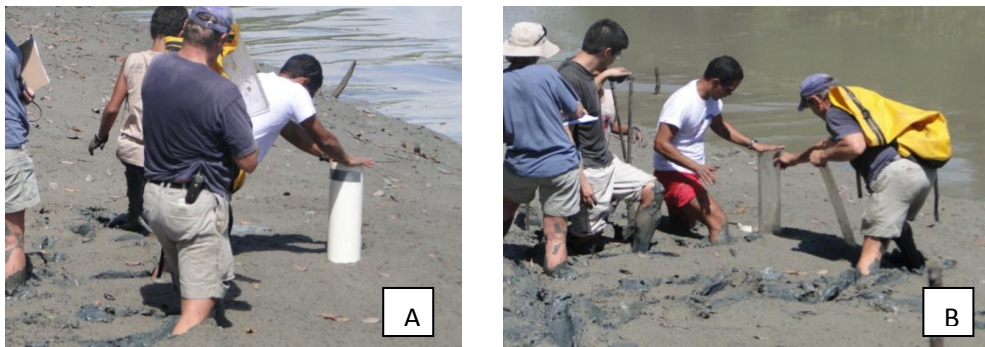
Fonte: Autora.

5.1.2 Coleta dos testemunhos

Em Bragança, os testemunhos foram coletados nos canais de maré denominados por Furo do Taici, Furo da Ostra, Furo Grande e Furo da Estiva, identificados respectivamente por FDT-1, FDO-2, FG-1 e FDE-1. Os testemunhos FG-1, FDE-1 e FDO-2 foram coletados em bancos lamosos próximos ao canal principal do canal de maré, sendo este último próximo ao bosque de *Rhizophora*. O testemunho FDT-1, contudo, foi coletado na margem direita do canal de maré em uma área vegetada (bosque de *Avicennia*).

Os testemunhos foram coletados manualmente, utilizando-se tubos de PVC rígido, com diâmetro de 10 e 15 cm que foram introduzidos verticalmente no substrato, com até aproximadamente 60 cm de profundidade (Fig. 9A) (NITTROUER, 2010, comunicação verbal). Além da coleta dos testemunhos foram realizadas amostragens verticais com bandejas de acrílico (Fig. 9B) para a análise radiográfica de raios-X. As amostras coletadas foram armazenadas (posição vertical) com os devidos cuidados para evitar qualquer perturbação física na amostra.

Figura 9- Coleta dos testemunhos. A) Introdução vertical do tubo de PVC no substrato lamoso; B) Amostragens com bandejas de acrílico.



Fonte: Arquivo pessoal.

5.2 ETAPA PÓS-CAMPO

5.2.1 Subamostragem dos testemunhos

Em laboratório, a subamostragem dos testemunhos baseou-se na metodologia de Nittrouer (2010, comunicação verbal). Os testemunhos de Bragança de quinze centímetros (15 cm) de diâmetro foram fatiados transversalmente no intervalo de 1 cm até a profundidade de 10 cm, e a partir disto o fatiamento foi de 2 cm (Fig. 10A e B). Nesta etapa, a espátula era lavada a cada fatiamento e subamostragem, a fim de evitar a contaminação entre as fatias e subamostras. Para o controle da espessura das fatias foi utilizado um sistema manual que a partir do número de giros no sentido horário regula a espessura desejada a ser fatiada (Fig. 10C). Nos tubos com dez centímetros (10 cm) de diâmetro, o fatiamento foi realizado no intervalo de 2 cm do topo à base do testemunho afim de obter o volume de amostra desejado para as análises sedimentológicas. O material subamostrado de cada porção de sedimento foi armazenado em saco plástico com sua respectiva identificação e, posteriormente, resfriado.

Figura 10- Subamostragem dos testemunhos: (A e B) Fatiamento transversal no intervalo de 2 cm; C) Sistema manual utilizado para regular a espessura a ser fatiada.



Fonte: Arquivo pessoal.

5.3 LABORATÓRIO

5.3.1 Tratamento Físico

O tratamento físico consistiu na lavagem das amostras, repetindo cerca de três vezes, para a retirada do sal. Depois as amostras foram levadas para a estufa (50°C) para secarem e posteriormente desagregadas para a realização do quarteamento, pesagem e eliminação da matéria orgânica.

5.3.2 Eliminação e quantificação de Matéria Orgânica

A etapa química iniciou-se com a pesagem de 3 g de sedimento de cada intervalo para ser submetido à eliminação de matéria orgânica pelo método de oxidação utilizando o peróxido de hidrogênio (H₂O₂). As 3 g (peso inicial) de amostras pesadas foram colocadas em Becker (250 ml), no qual se adicionou 32 ml de água destilada e 8 ml de H₂O₂ (30%) a frio, posteriormente agitadas com bastão de vidro e cobertas com vidro de relógio para evitar a evaporação total do peróxido de hidrogênio. Para acelerar o processo de combustão no qual ocorre a queima da matéria orgânica (MO), as amostras foram agitadas novamente e colocadas em banho-maria a 50°C (Fig. 11). Após três dias no banho-maria, foi feita uma

reaplicação de H_2O_2 na amostra, seguindo a metodologia de Jorge (1980), no qual o número de aplicações do H_2O_2 varia de acordo com o conteúdo de Carbono Orgânico na amostra. Para regiões que apresentam teores de até 23,5% de Carbono Orgânico, dois ataques são suficientes, como é o caso dos sedimentos lamosos da Costa de Manguezais da Amazônia (SMITH, 2011).

Figura 11- Banho-maria utilizado no processo de eliminação da matéria orgânica.



Fonte: Arquivo pessoal.

Quando cessada a reação, uma semana após a primeira aplicação de peróxido de hidrogênio, foi adicionada água destilada até completar 80 ml no becker. Posteriormente, cada amostra foi centrifugada a velocidade de 2000 rpm durante 10 minutos por duas vezes a fim de realizar a lavagem e retirada do sobrenadante contendo H_2O_2 (Fig. 12). Finalizada a centrifugação, os sedimentos foram levados para estufa ($50^{\circ}C$) e após estarem secos, foram pesados novamente para se obter o peso final da amostra e dessa forma obter a percentual de matéria orgânica a partir da subtração dos pesos (inicial – final). Após essa etapa, as amostras foram desagregadas, quarteadas, pesado 1 g e armazenado em cubetas. Desse modo, esta alíquota de 1 g foi imersa em 5 ml de dispersante químico, Pirofosfato de Sódio Decahidratado ($Na_4P_2O_7 \cdot 10H_2O$) a 44,6 g/l, para ser submetido a análise granulométrica.

Todas as atividades, desde a lavagem até a separação de 1 g de amostra para a análise granulométrica foram realizadas no Laboratório de Análises Químicas no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará.

Figura 12- Centrífuga utilizada para a separação do sobrenadante referente à solução de peróxido de hidrogênio (H_2O_2).



Fonte: Arquivo pessoal.

5.3.3 Análise Granulométrica

A análise granulométrica foi realizada nos intervalos dos testemunhos com o objetivo de quantificar as diversas frações granulométricas e obter os parâmetros estatísticos para a caracterização textural dos sedimentos. Esta foi feita pelo método de dispersão úmida utilizando o granulômetro a laser (marca FRITSCH, ANALYSETT 22 MicroTecPlus), que mede na faixa nanométrica (nm) a 2 mm (Fig. 13). A classificação dos sedimentos (Tab. 2) quanto ao tamanho das partículas baseou-se nos limites de classe da escala de Wentworth (1922) apud Nichols (1999). Contudo, para os cálculos dos parâmetros estatísticos de distribuição e construção dos gráficos adotou-se o método de Folk e Ward (1957) e utilizou-se os softwares Sysgran 3.1 (CAMARGO, 2006), Microsoft Office Excel 2007 e Origin 7.

Tabela 2- Classificação dos sedimentos quanto ao tamanho das partículas baseada na escala de Wentworth (1922).

Millimeters (mm)	Micrometers (μm)	Phi (ϕ)	Wentworth size class	Rock type	
4096		-12.0	Boulder	Conglomerate/ Breccia	
256		-8.0	Cobble		
64		-6.0	Pebble		
4		-2.0	Granule		
2.00		-1.0			
			Very coarse sand	Sandstone	
1.00		0.0	Coarse sand		
1/2	0.50	1.0	Medium sand		
1/4	0.25	2.0	Fine sand		
1/8	0.125	3.0	Very fine sand		
1/16	0.0625	4.0		Siltstone	
1/32	0.031	5.0	Coarse silt		
1/64	0.0156	6.0	Medium silt		
1/128	0.0078	7.0	Fine silt		
1/256	0.0039	8.0	Very fine silt		
	0.00006	14.0	Clay	Mud	Claystone

Fonte: (NICHOLS, 1999).

Figura 13- Granulômetro a laser (marca FRITSCH, ANALYSETT 22 MicroTecPlus).



Fonte: Arquivo pessoal.

5.3.4 Datação (^{210}Pb)

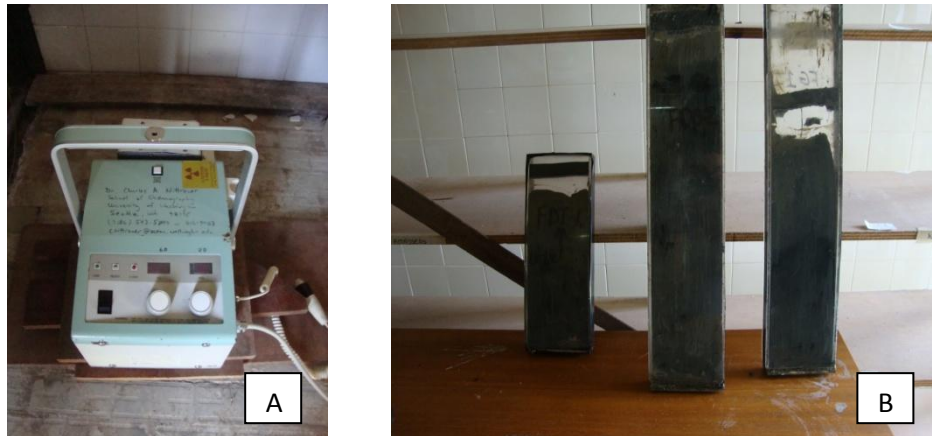
A taxa de acumulação dos sedimentos foi determinada seguindo os procedimentos de Nittrouer et al. (1979), no qual o método de Po-210 foi utilizado para determinação de Pb-210, devido o equilíbrio secular existente entre os dois isótopos e porque a extração e medição de Po-210 é mais fácil em comparação ao Bi-210 que resulta do decaimento do chumbo.

A análise de datação de ^{210}Pb foi realizada pelo pesquisador Charles Nittrouer do Curso de Oceanografia, na Universidade de Washington, Seattle.

5.3.5 Análise de Raios-X

A radiografia foi realizada através de um Sistema de Controle de Diagnóstico de Raios-X portátil (marca ACOMA MEDICAL IMAGING INC. modelo PX-1020HF), calibrado em 60 kv e 20 mA com tempo de exposição de aproximadamente 1.5 s (Fig. 14A). A espessura da bandeja de acrílico é de aproximadamente 2 cm (Fig. 14B) e a distância do Sistema de Raios-X para a placa de acrílico variou entre 50 cm e 1 m, de acordo com a altura do alvo radiografado.

Figura 14- Análise de Raios-X: A) Sistema de Controle de Diagnóstico de Raios-X portátil; B) Bandejas de acrílico utilizadas na amostragem.



Fonte: Arquivo pessoal.

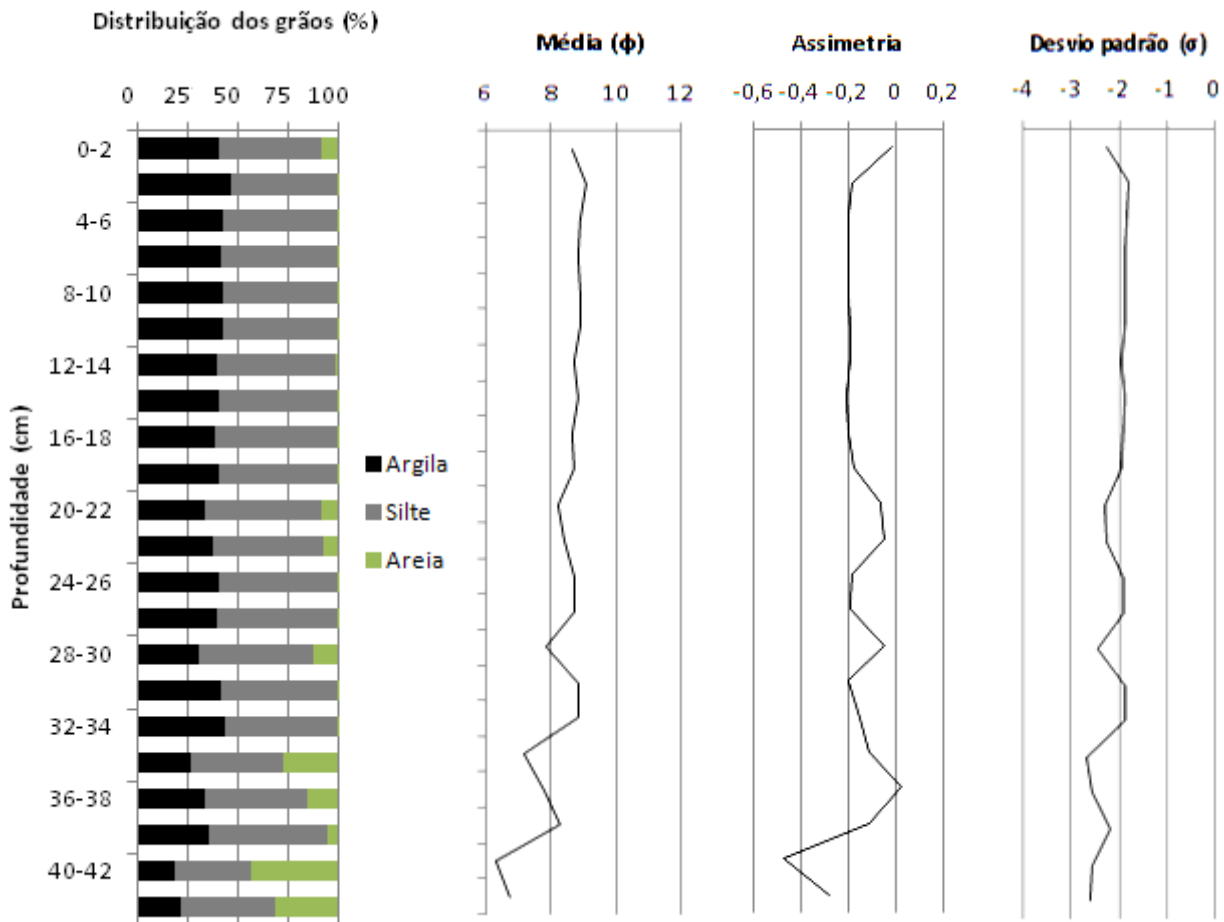
6 RESULTADOS

6.1 GRANULOMETRIA

Os testemunhos coletados (FDT-1, FDO-2, FG-1 e FDE-1) apresentaram uma ampla distribuição de classes, com grãos de tamanhos que compreendem do colóide a areia média, havendo predominância das frações silte e argila. Os testemunhos FDT-1 e FDO-2 estão localizados na porção mais interna da península bragantina e próxima do continente. O primeiro demonstrou teores médios de areia, silte e argila compreendendo a 20,3, 49,6 e 30,1%, respectivamente na base, com diminuição do teor de areia (1,3%) e aumento das frações silte (55,5%) e argila (43,1%) em direção ao topo, o que caracteriza um granodecrescência ascendente.

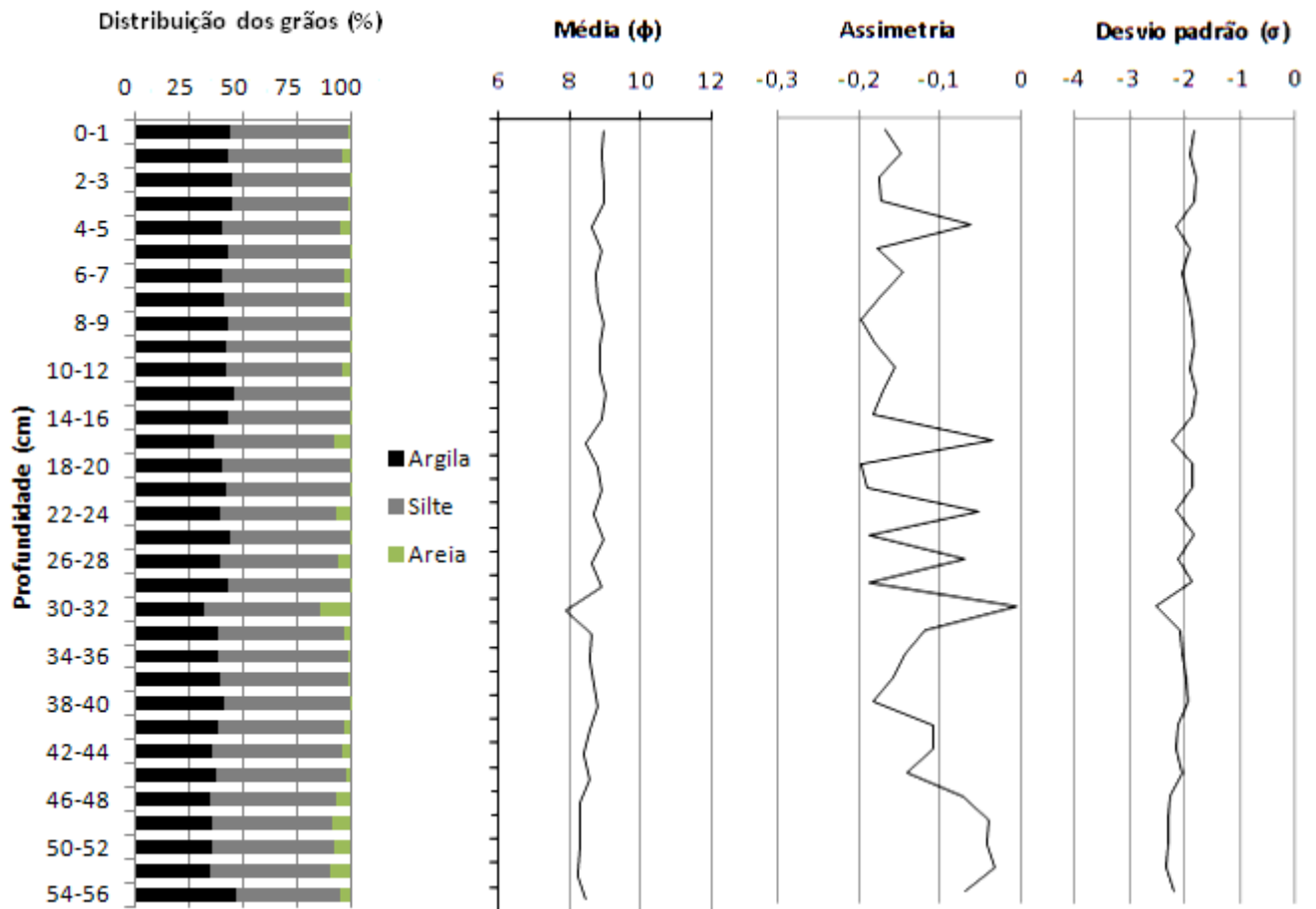
No FDT-1, a média dos sedimentos variou de 9 ϕ (argila), para 6 ϕ (silte médio) e o grau de assimetria tornou-se mais negativa devido o enriquecimento deste em partículas mais grossas (siltico-arenosas) em direção à base do testemunho (Fig. 15). Quanto ao desvio padrão, os valores observados ao longo do testemunho foram inferiores a 0,35, apresentando, portanto, sedimentos muito bem seleccionados.

Figura 15- Perfil de distribuição das classes granulométricas do testemunho FDT-1 e seus respectivos gráficos de média, assimetria e desvio padrão.



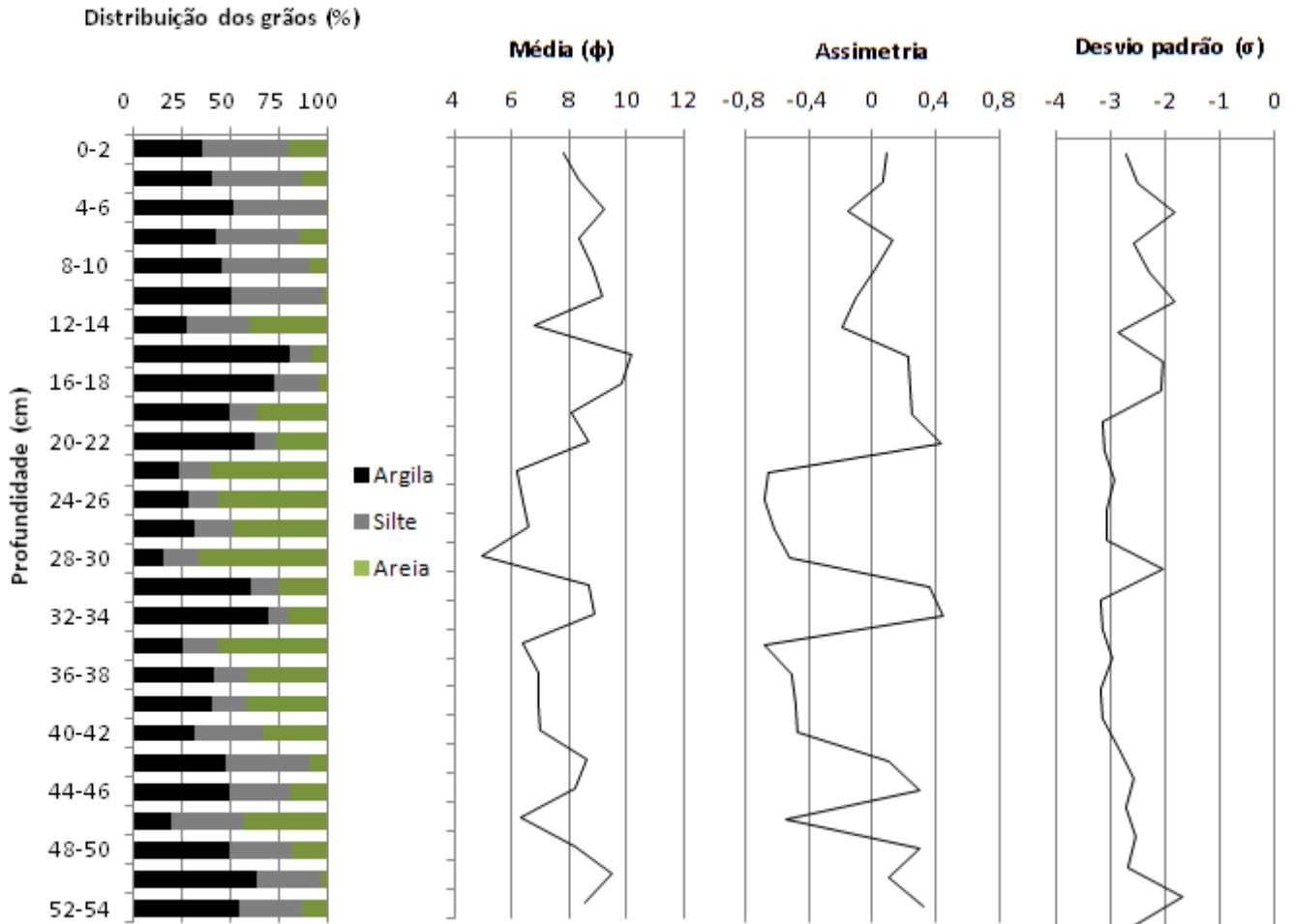
O FDO-2, por sua vez, apresentou teores médios de areia, silte e argila iguais a 6,5, 57,0 e 39,4%, respectivamente na porção inferior do testemunho, com um aumento pouco significativo da fração argila (43%) e diminuição no teor de areia (2,02%) em direção ao topo do testemunho, de forma semelhante ao FDT-1, porém de forma menos significativa, como mostra a figura 16. A assimetria apresentou-se levemente negativa e a média dos tamanhos dos sedimentos foi de 8 ϕ (silte muito fino) ao longo de todo o testemunho, com uma pequena variação na profundidade de 30-32 cm, no qual a média foi de 7 ϕ (silte fino). O desvio padrão apresentou uma tendência constante, com valores negativos do topo à base, ou seja, muito bem selecionados.

Figura 16- Perfil de distribuição das classes granulométricas do testemunho FDO-2 e seus respectivos gráficos de média, assimetria e desvio padrão.



Nos testemunhos (FG-1 e FDE-1) mais externos à planície bragantina verificaram-se intercalações de camadas de sedimentos sílticos-argilosos e arenosos. Na base, o FG-1 (Fig. 17) apresentou teores médios de areia, silte e argila iguais a 19,8, 35,0 e 45,1% e no topo teores de 9,8, 45,8 e 44,3%, respectivamente, havendo uma diferença relativamente pequena entre ambos. Contudo, na porção central do testemunho (18-32 cm), foi possível observar uma forte gradação de silte para areia, com aumento no teor médio de areia (45,7%) e diminuição nos teores de silte (15,7%) e argila (38,5%).

Figura 17- Perfil de distribuição das classes granulométricas do testemunho FG-1 e seus respectivos gráficos de média, assimetria e desvio padrão.

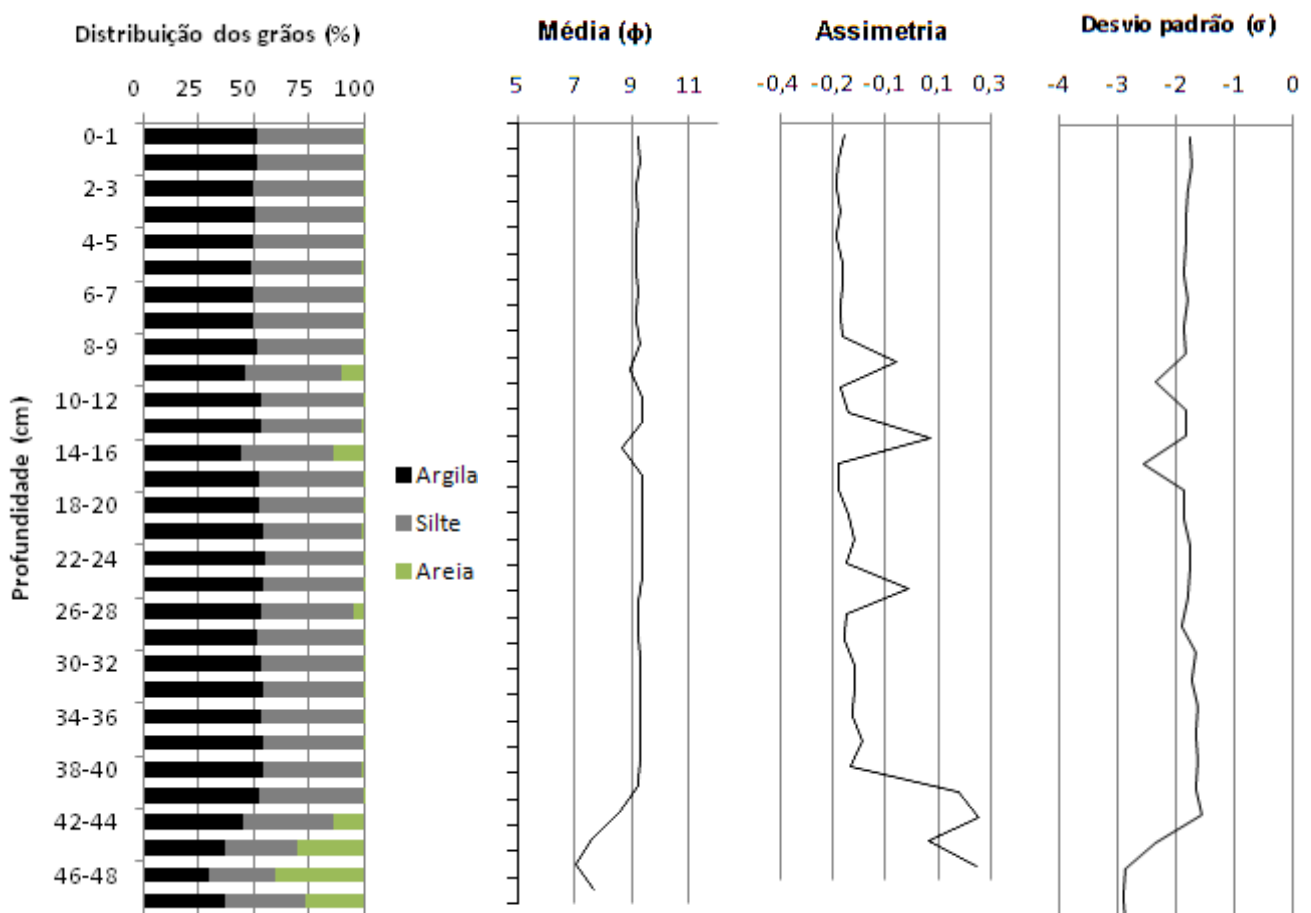


Na base, o testemunho apresentou uma média 9 ϕ (argila), a partir desta profundidade passou para 6 ϕ (silte médio), em sua porção central alcançou uma média de 4 ϕ (areia muito fina) e por fim, uma média de 8 ϕ (silte muito fino), ocorrendo um enriquecimento em sedimentos finos a partir deste intervalo.

O testemunho FG-1 exibiu assimetria muito positiva na base (0,32) que se deve ao enriquecimento em sedimentos finos com média entre 8 e 9 ϕ , silte muito fino e argila, tornando-se negativa nos intervalos que compreendem as profundidades de 40-34 e 30-20 cm e novamente positiva nos primeiros 20 cm. Os valores de desvio padrão variaram significativamente nos 20 cm superiores, com pequenas oscilações abaixo desta profundidade, porém permaneceram negativos ao longo de todo o testemunho, caracterizando assim os sedimentos como muito bem selecionados.

No FDE-1, por sua vez, é possível observar características semelhantes aos testemunhos FDT-1 e FDO-2, pois este apresentou alto teor de areia (22,22%) na base, com teores de silte (37,59%) e argila (40,18%) pouco diferenciados e média de 7ϕ (silte fino), havendo o aumento gradativo nos teores de silte (48,99%) e argila (49,79%) e diminuição significativa no teor de areia (<0,35%) em direção ao topo, apresentando média de 9ϕ (argila) de 42-0 cm de profundidade, o que caracteriza uma gradação normal, ou seja, diminuição do tamanho do grão em direção ao topo (Fig. 18). O desvio padrão apresentou-se praticamente constante ao longo do testemunho, em torno de -2, com valores mais negativos na porção basal (~-3), havendo, portanto a predominância de sedimentos muito bem selecionados.

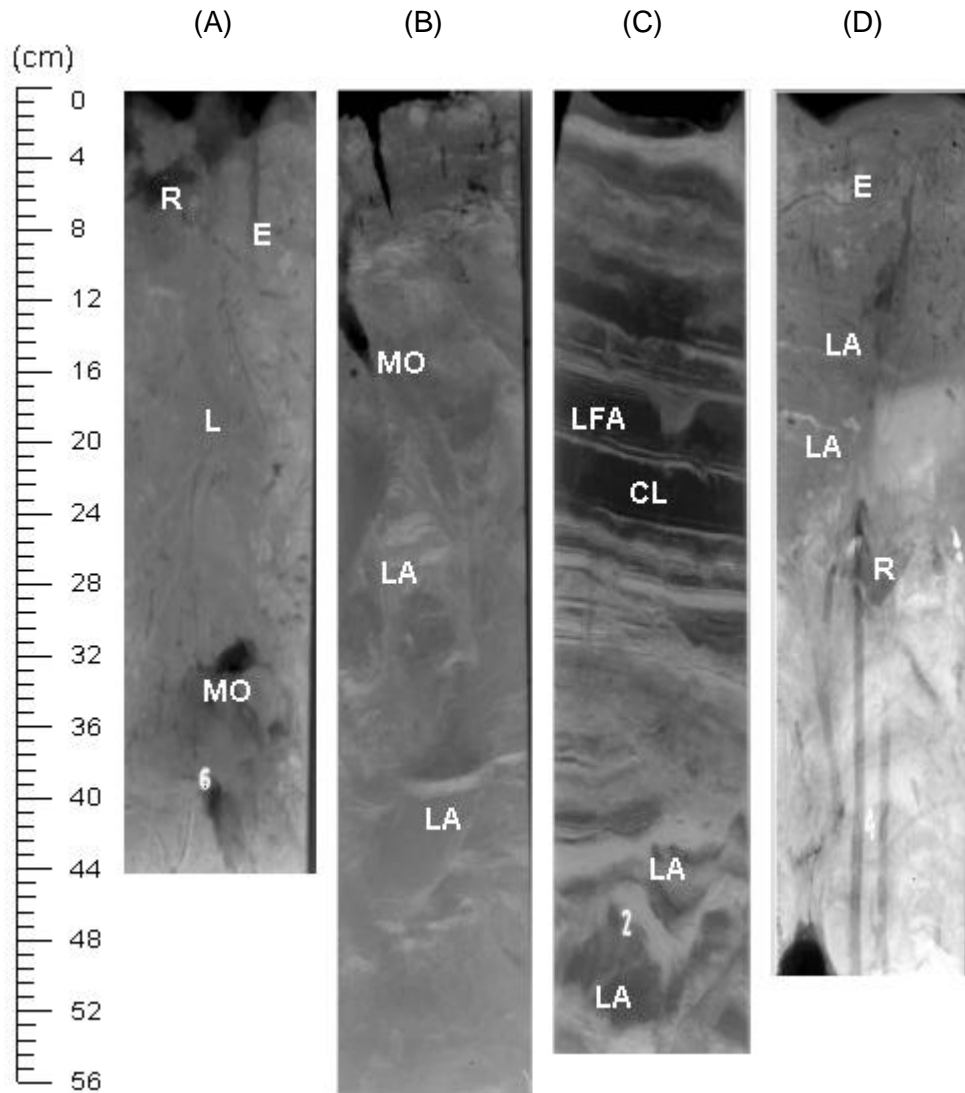
Figura 18- Perfil de distribuição das classes granulométricas do testemunho FDE-1 e seus respectivos gráficos de média e assimetria.



6.2 ANÁLISE DOS RAIOS-X

Através das radiografias de raios-X foi possível observar as seguintes fácies sedimentares: (1) Lama homogênea bioturbada (FDT-1); (2) Lama com acamamento *linsen* (FDO-2); (3) Lama com estratificação heterolítica inclinada lenticular (FG-1); (4) Lama bioturbada com lentes de areia (FDE-1). Os testemunhos evidenciaram a presença de raízes, escavação de organismos e fragmentos orgânicos como pode ser visto na figura 20. Algumas raízes e escavações são observadas no FDT-1 (Fig. 20A) e FDE-1 (Fig. 20D), além de numerosas tocas provavelmente feitas por organismos bentônicos nos primeiros 10 cm dos testemunhos, quanto aos fragmentos orgânicos, estes são visíveis apenas no FDT-1 e FDO-2 (Fig. 20B). O FDT-1 apresentou em sua porção central (10-30 cm) uma camada homogênea de lama de espessura média (10-30 cm). O FDO-2, assim como o FDE-1, apresentou lentes de areia distribuídas do topo à base. No FG-1, por sua vez, foi possível observar intercalações de areia e lama (estratificação heterolítica inclinada), com camadas finas (1-10 cm) de lama, lâminas de areia de espessura média (3-10 mm) e lentes de areia distribuídas na porção basal do testemunho.

Figura 20- Fácies sedimentares em sedimentos de manguezal (Raios-X): (A) Lama homogênea bioturbada; (B) Lama com acamamento *linsen*; (C) Lama com estratificação heterolítica inclinada lenticular; (D) Lama bioturbada com lentes de areia. Significado das letras: E-escavação; L- lama homogênea; LA- lente de areia; CL- camada de lama; LFA- lâmina fina de areia; MO- matéria orgânica; R- raiz (baseado em Walsh & Nittrouer, 2004).



6.3 MATÉRIA ORGÂNICA

Quanto ao conteúdo de matéria orgânica nos testemunhos (Fig. 21), este variou de 1,25 a 4,27% (média de 2,98%) no FDT-1, de 5,07 a 9,98% (média de 6,75%) no FDO-2, de 1,88 a 8,24% (média de 4,83%) no FG-1, alcançando valores de 4,91 a 10,66% (média de 8,07%) no FDE-1.

O conteúdo de matéria orgânica, de forma geral, diminui em direção a base dos testemunhos. No FDT-1, o teor de matéria orgânica apresentou valor máximo igual a 4,27%, situado no topo e valor mínimo próximo a base nos intervalos 32-34 e 40-42 cm, que corresponde às profundidades nas quais há aumento no teor de sedimentos mais grossos como silte e areia.

Os testemunhos FDO-2 e FG-1 exibiram comportamentos similares. Foi possível observar aumento no teor de matéria orgânica com a profundidade. O primeiro apresentou valor máximo de 9,99% no intervalo de 18 a 20 cm e o segundo de 8,24% no intervalo de 32-34 cm, em ambas as profundidades os sedimentos são predominantemente lamosos, com teores de areia inferiores a 1 e 21% no FDO-2 e FG-1, respectivamente. O FDE-1 apresentou variações ao longo de todo o testemunho e exibiu valores mínimos na base (36-38 e 48-50 cm) iguais a 4,9% e valores máximos (>10%) nos primeiros 5 cm, nos quais há predominância de sedimentos finos, evidenciando o aumento no teor total de matéria orgânica, ou seja, a somatória dos teores de MO do topo à base (até a profundidade máxima do menor testemunho – 44 cm) em direção à foz do estuário do rio Caeté (Fig. 22).

Figura 21- Perfil de distribuição do teor de matéria orgânica (%) nos testemunhos da Planície Costeira de Bragança. (A) FDT-1; (B) FDO-2; (C) FG-1; (D) FDE-1

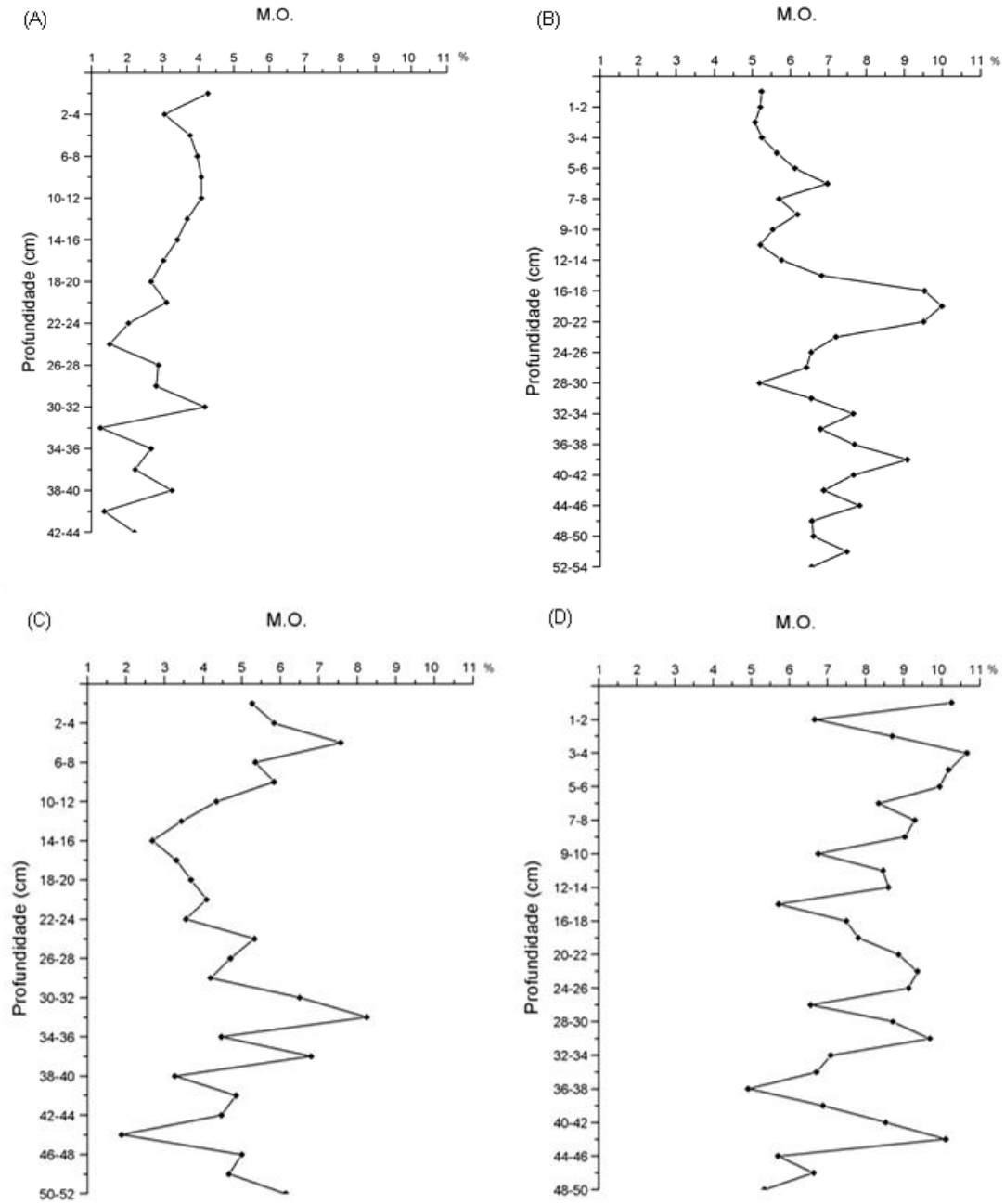
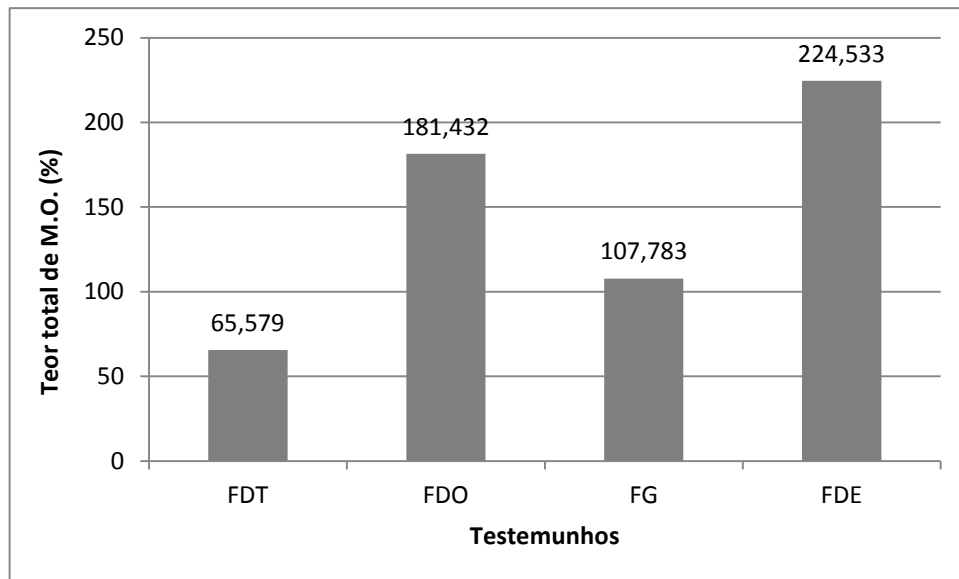


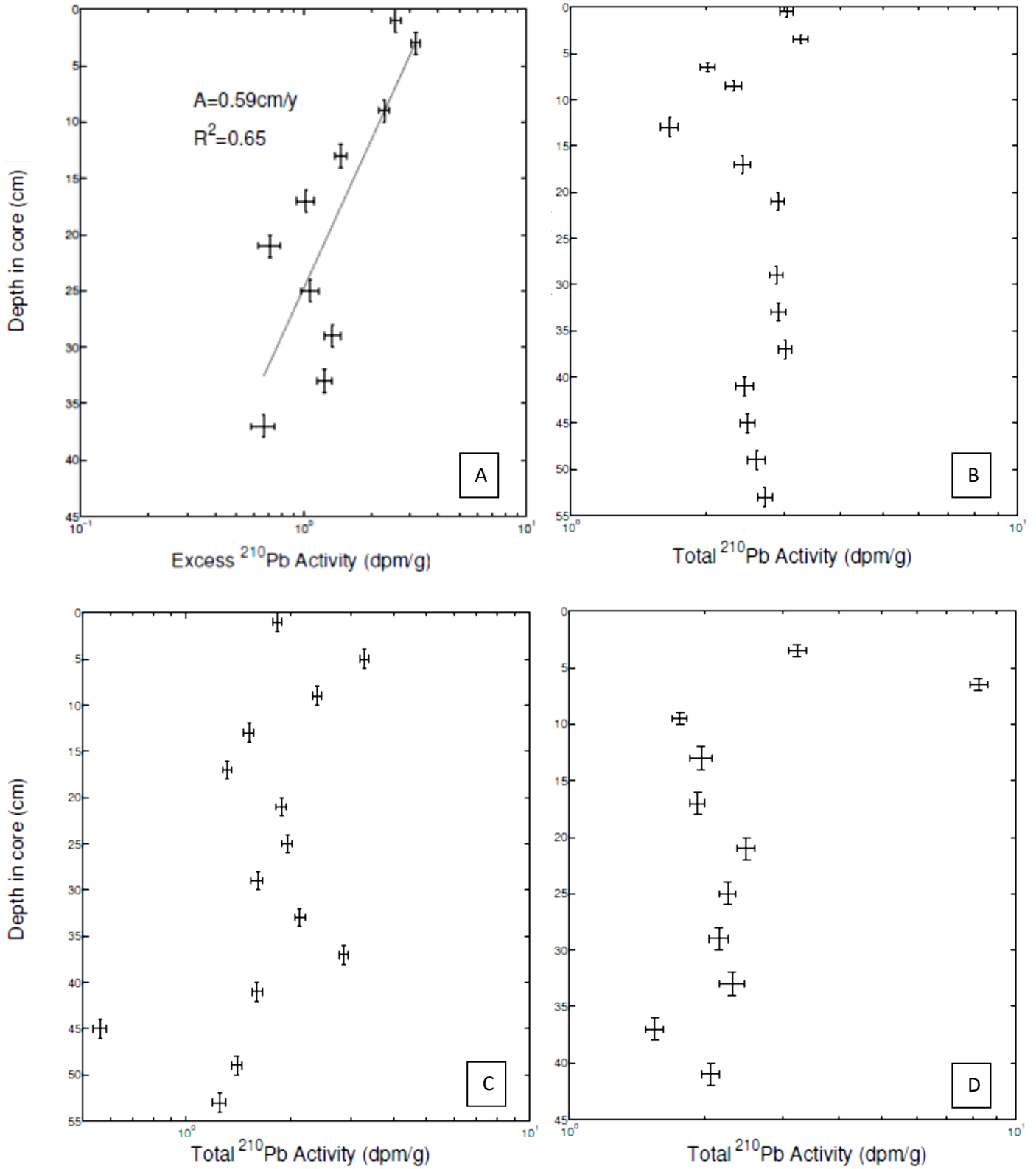
Figura 22: Teor total de matéria orgânica nos testemunhos da Planície de Bragança.



6.4 TAXA DE SEDIMENTAÇÃO (^{210}Pb)

Os perfis de atividade total do ^{210}Pb dos testemunhos das planícies lamosas de Bragança são mostrados na Figura 23 (A-D). Nenhum dos perfis mostrou uma diminuição exponencial na atividade do chumbo em direção aos estratos mais profundos, a partir do qual é possível calcular uma taxa de acumulação de sedimentos, com exceção do FDT-1 que apresentou uma taxa de acumulação de sedimentos igual a 0,59 cm/ano. Este último exibiu um perfil tipicamente estável, diminuindo exponencialmente com o aumento da profundidade, sendo a atividade total do Pb-210 maior na camada superior (enriquecida em lama) que na camada basal (enriquecida em areia) (Fig. 15). Nos demais perfis, a atividade total do ^{210}Pb variou significativamente do topo à base, com valor máximo de ~9 dpm/g (FDE-1) e com indicação de uma zona de mistura dos sedimentos nos primeiros 10 cm. Com exceção do FDT-1, todos os testemunhos da Península Bragantina são classificados como tendo atividades em estado não-estável (*non-steady-state*), ou seja, não puderam ser utilizados para o cálculo da taxa de acumulação.

Figura 23: Distribuição vertical da atividade total e excesso (FDT-1) de ^{210}Pb nos testemunhos da Planície Costeira Bragantina. A) FDT-1; B) FDO-2; C) FG-1; D) FDE-1.



7 DISCUSSÃO

7.1 SEDIMENTAÇÃO NO AMBIENTE DE MAGUEZAL

Os perfis dos parâmetros estatísticos dos testemunhos FDT-1 e FDO-2 mostraram uma diminuição na fração areia a partir dos 20 cm de profundidade em direção ao topo, o que indica que o ambiente apresentava uma hidrodinâmica mais alta, possibilitando assim o transporte de grãos maiores, como areia. Com a gradativa diminuição da energia do ambiente, possivelmente causada pela colonização do mangue, houve aumento na deposição das frações finas, que proporcionou uma hidrodinâmica mais baixa a esta margem, e assim a acresção dos sedimentos lamosos. Segundo Adame et al. (2010), os sistemas de raízes e caules aumentam a deposição de sedimentos que impulsionam o crescimento e a expansão do manguezal, pois aumentam o atrito e reduzem a velocidade da corrente de maré. O que explica a predominância de sedimentos siltico-argilosos e argilo-silticos nos testemunhos (FDT-1, FDO-2, FG-1 e FDE-1) da Península Bragantina, resultado semelhante ao obtido por Vilhena et al. (2010) no manguezal do estuário do rio Marapanim.

A diminuição da energia pode também ter sido ocasionada pela migração dos canais de maré, no qual o eixo principal dos mesmos desloca-se lateralmente, deslocamento este, ocasionado pelo mecanismo de meandramento (SUGUIO, 2003), que permite o desenvolvimento de extensas barras em pontal, na qual as correntes de maré são menos intensas, favorecendo a deposição dos sedimentos pelíticos. Estudos realizados por Marius; Lucas (1991) em manguezais na costa Oeste da África evidenciaram a evolução lateral dos canais do estuário de Casamance, marcada pela mudança de sedimentos basais arenoso-argilosos para sedimentos essencialmente finos na porção superior dos testemunhos coletados.

Nos testemunhos (FG-1 e FDE-1) mais externos à planície bragantina verificam-se intercalações de camadas de sedimentos siltico-argilosos e arenosos. No FG-1, é possível observar uma forte gradação dos sedimentos lamosos para arenosos, o que sugere uma margem exposta a freqüentes variações na hidrodinâmica (RAMANATHAN et al., 2009), com períodos de deposição e erosão, como mostra o gráfico de média no qual passa de 6 ϕ (silte médio) para 4 ϕ (areia

muito fina) na porção central do testemunho, apresentando portanto uma assimetria negativa neste último intervalo, com posterior enriquecimento em sedimentos finos em direção à base com média entre 8 e 9 ϕ , silte muito fino e argila grossa, respectivamente, e assim assimetria positiva.

No FDE-1, por sua vez, é possível observar características semelhantes aos testemunhos FDT-1 e FDO-2, pois este apresentou maiores teores de areia na base, havendo o aumento gradativo nos teores de silte e argila em direção ao topo, compatível com o padrão observado em estudos anteriores realizados por Costa et al. (2004) e Schwendenmann; RIECKE; LARA, (2006) na Planície Bragantina. Segundo Vilhena *et al.* (2010), a contribuição de areia é proveniente de barras em pontal, que constituem substrato e barreiras dos manguezais e a predominância de sedimentos finos nos testemunhos infere aumento no transporte e deposição dos mesmos e diminuição do aporte de sedimentos mais grossos (arenosos) em direção ao manguezal.

A deposição dos sedimentos finos como silte e argila resulta diretamente do decréscimo da velocidade e da rápida diminuição da competência da corrente durante o período de estufa da maré (SUGUIO, 2003). E o alto teor desses sedimentos nos manguezais está fortemente ligado ao processo de floculação de sedimentos argilosos, que segundo Pryor (1975) apud Souza Filho; El-Robrini (1996), é um mecanismo de geração de aglomerados de partículas de tamanho argila, com densidade suficiente para depositar, mesmo em condições de águas pouco agitadas. Uma das características mais importantes dos flocos de argila está relacionada ao fato destas serem eletricamente carregadas. Essa carga é causada principalmente pela adsorção de íons pela partícula e a razão desta adsorção é dada pela enorme área total que as partículas expõem à solução (KRAUSKOPF, 1972). Assim, em áreas onde, por exemplo, as concentrações de íons Na^+ e Cl^- são altas, ou seja, onde a influência marinha é intensa, a adsorção destes íons pelas partículas é alta, favorecendo a floculação destas e posteriormente sua deposição, o que explica os altos teores nos testemunhos FG-1 e FDE-1, que estão situados nos canais de maré mais próximos ao oceano.

A distribuição dos sedimentos pode variar também em função da topografia do terreno. Zonas com diferenças na frequência de inundação refletem de forma diferenciada as condições químicas e físico-químicas do substrato, que pode interferir na colonização das espécies vegetais de *Avicennia germinans*, *Rhizophora*

mangle e *Laguncularia racemosa* ao longo da planície lamosa (CRUZ, 2009). No estuário do rio Mucuri, na Bahia, Cuzzuol; Campos (2001) observaram que o substrato de *A. germinans* é constituído por sedimentos finos, enquanto que o de *R. mangle*, o substrato é enriquecido em sedimentos arenosos. Na península bragantina, o testemunho FDT-1 coletado na zona de intermaré vegetada por *A. germinans* apresentou predominância das frações mais finas (>95%) sobre a arenosa (0,90%), por outro lado, os demais testemunhos FDO-2 (próximo a bosque de *Rhizophora*), FG-1 e FDE-1 situados na zona de inframaré não-vegetada apresentaram um aumento nos teores de areia iguais a 2,06, 14,80 e 1,81% nos primeiros 20 cm, respectivamente. O aumento no conteúdo de areia reflete a intensidade das correntes de maré que, por sua vez, aumenta nas proximidades do canal e somada à ausência de vegetação que reduz a velocidade das mesmas, ocorre maior sedimentação de areia (ELLISON, 1998). Além disso, a proximidade dos canais de maré (FG-1 e FDE-1) com o oceano proporciona o transporte de sedimentos arenosos provenientes do ambiente marinho em direção aos mesmos.

No estudo realizado por Sanders et al. (2010a) em áreas de manguezais ao longo do litoral brasileiro, que inclui Guaratuba (PR), Paranaguá (PR), Cananéia (SP), Ilha Grande (RJ); Paraty (RJ) e Tamandaré (PE), comparou-se a taxa de acumulação dos sedimentos na floresta de mangue, na margem (limite entre a floresta e a planície lamosa) e na planície lamosa. Foi observada uma variação na taxa de acumulação dos sedimentos entre as diferentes zonas, sendo a planície lamosa caracterizada como a porção do manguezal com maior acumulação, isto se deve provavelmente a freqüente inundação que esta zona está submetida, o que permite uma alta taxa de deposição dos sedimentos durante os períodos de estofa da maré enchente.

7.2 MECANISMOS DE TRANSPORTE, *INPUT* E PRESERVAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA NO MANGUEZAL

Nos testemunhos coletados verificou-se que o conteúdo de matéria orgânica (MO) correlacionou positivamente com o conteúdo de silte e argila. Segundo Ferreira; Fernandes; Curi (1999), as argilas apresentam em sua composição silicatos de Fe e Al e a unidade dessas partículas forma agregados estáveis de óxidos metálicos e substâncias húmicas. Em determinadas condições do ambiente, tipo de argila, clima e pH, o teor de matéria orgânica é diretamente proporcional ao teor de argila, mostrando a alta afinidade química da carga negativa da matéria orgânica (grupo carboxílico e fenólico) com a carga positiva da argila (STEVENSON, 1982 apud Miyazawa; Barbosa, 2011), o que explica o aumento no conteúdo de matéria orgânica em direção ao topo dos testemunhos FDT-1 e FDE-1, onde há predominância da fração mais fina. As bases dos testemunhos possuem maiores teores de areia, o que indica que a intensidade da corrente de maré era maior, ocorrendo a remoção e o transporte da matéria orgânica em direção aos demais ambientes costeiros (DITTMAR; LARA, 2001). Resultado semelhante foi obtido por Costa et al. (2004), no qual o conteúdo de matéria orgânica aumentou da base para o topo, indicando uma relação direta desta com o teor de sedimentos finos.

A afinidade existente entre os sedimentos argilosos e os materiais orgânicos permite explicar também a distribuição desses últimos no testemunho FG-1, o qual apresenta valores que oscilam de forma considerável do topo à base, devido à variação nos teores de silte, argila e areia, promovida pela variação de energia no ambiente de sedimentação. Nos testemunhos (FDT-1, FDO-2, FG-1 e FDE-1), foi possível observar que o conteúdo de matéria orgânica aumentou gradativamente à medida que os sedimentos finos aumentaram. No FDO-2, o valor máximo de matéria orgânica em profundidade (18-20 cm) deve-se provavelmente a presença de um fragmento de raiz em decomposição (SCHWENDENMANN; RIECKE; LARA, 2006). E a oscilação em seu conteúdo deve-se provavelmente as variações nos teores de sedimentos finos.

A quantidade de matéria orgânica no sedimento pode variar com o tipo de tecido vegetal presente no ambiente, além de ser influenciada pela produtividade primária, taxa de acumulação do sedimento, bioturbação, atividade microbiana e

bentônica. Quanto a este último, a grande abundância de caranguejos consumidores de material vegetal do mangue acelera a decomposição de folhas no manguezal (SCHWENDENMANN; RIECKE; LARA, 2006). O testemunho FDT-1 que está localizado em uma zona vegetada por árvores de *Avicennia germinans*, apresentou em relação aos demais menor conteúdo de matéria orgânica e, isto se deve a ação das raízes e de organismos bentônicos que facilitam a entrada de oxigênio no sedimento tanto pela difusão molecular quanto pela mistura física do sedimento (LIBES, 2009).

Os principais mecanismos de controle da degradação de folhas provenientes da vegetação do mangue que compõem a principal fonte de matéria orgânica sedimentar (DITTMAR; LARA, 2001; BOUILLON et al., 2007; KOCH et al., 2011), constituindo 60% desta (PRASAD; RAMANATHAN, 2009) são: frequência de inundação, abundância da fauna detritívora, espécies de mangue, além da idade da floresta, atividade fisiológica do sistema de raízes, extensão da inundação e intensidade da atividade de escavação pela fauna. A matéria orgânica não-degradada pela atividade microbiana é armazenada permanentemente no sedimento (KRISTENSEN et al., 2008).

Segundo Perry; Berkeley; Smithers (2008), a matéria orgânica é mais facilmente preservada quanto menor for a exposição subaérea e maior o predomínio de condições anóxicas. No bosque de *Rhizophora*, a maior frequência com que esses sedimentos são inundados durante o ano (136 dias/ano) favorece processos de redução mais intensos quando comparado ao bosque de *Avicennia* (54 dias/ano), que devido sua posição topográfica mais elevada em relação ao bosque anterior, a exposição aérea é maior e os sedimentos apresentam características oxidantes (CARLSON et al., 1983; CRUZ, 2009), pois as raízes desta última criam uma rizosfera oxidada maior do que em qualquer outra espécie, favorecendo a oxidação da matéria orgânica (MARCHAND; LALLIER-VERGE'S; BALTZER, 2003). De acordo com Lacerda; Ittekkot; Patchineelam, (1995), o material orgânico presente no sedimento de *Avicennia* é mais degradável que de *Rhizophora*, provavelmente devido a menor concentração em tanino, o que justifica os baixos teores de matéria orgânica do FDT-1 em relação ao FDO-2.

Segundo Kristensen et al. (2008), as algas constituem as fontes mais importantes de material orgânico alóctone para os manguezais, apresentando uma contribuição de aproximadamente 40% (PRASAD; RAMANATHAN, 2009). A presença destas juntamente com o material orgânico autóctone (folhas e fragmentos de raízes) enriquecem o substrato lamoso em matéria orgânica, como é observado nos testemunhos FDO-2, FG-1 e FDE-1, situados na porção inferior do manguezal, onde há maior influência da maré, maior taxa de acumulação de sedimentos (KRISTENSEN et al., op. cit.) e conseqüentemente maior *input* de matéria orgânica no sedimento.

7.3 TAXA DE ACUMULAÇÃO DOS SEDIMENTOS NOS MANGUEZAIS DE BRAGANÇA

O testemunho FDT-1 mostrou uma diminuição relativamente estável da atividade do Pb-210 em direção à base, o que permitiu estimar a taxa de acumulação dos sedimentos (0,59 cm/ano). Por outro lado, os demais testemunhos (FDO-2, FG-1 e FDE-1) apresentaram uma alta atividade de ^{210}Pb suportado, o que sugere que há excesso de Pb-210 nos sedimentos. A presença de excesso de ^{210}Pb sugere que esses locais estão recebendo sedimentos modernos e, talvez, a taxa de acumulação de sedimentos é muito alta para ser estimada em um testemunho curto (50 cm). É também possível que estes locais apresentem acumulação em estado não-estável (*non-steady-state*) (WALSH; NITTROUER, 2004), e o cálculo da taxa de acumulação seria muito difícil, mesmo com um testemunho de comprimento maior.

O testemunho FG-1 mostrou uma variação significativa nos teores de areia, silte e argila do topo a base. Estas variações afetam fortemente a atividade do ^{210}Pb , pois este último é rapidamente removido da coluna d'água pela adsorção em material particulado e orgânico (DUKAT; KUEHL, 1995), o que explica a diminuição da atividade total do ^{210}Pb na base dos testemunhos, onde estes são enriquecidos em sedimentos arenosos e o conteúdo de matéria orgânica é menor. Resultados semelhantes foram obtidos por Aalto; Nittrouer (2012) em planícies de inundação no Rio Beni, na Bolívia. Eles observaram uma forte relação da atividade do ^{210}Pb com os sedimentos, havendo aumento da atividade com o decréscimo do tamanho do grão. Da mesma forma, Sanders et al. (2009; 2010b) observaram no manguezal do

sistema lagunar-estuarino de Cananéia (SP) e em Tamandaré (PE), respectivamente, uma diminuição da atividade do ^{210}Pb em direção à base, que foi atribuída também a variação no conteúdo de lama nos testemunhos.

Cheevaporn; Mookongpai (1996) utilizaram o ^{210}Pb para calcular a taxa de sedimentação em diferentes porções do estuário do Rio Bang Pakong, na Tailândia. Os resultados mostraram aumento nas taxas de acumulação em direção à foz do estuário, com valores iguais a 0,46 cm/ano na montante e 0,69 cm/ano na foz. Os autores inferiram que essa característica se deve ao decréscimo na velocidade do fluxo do rio, devido ao encontro com as águas e sedimentos oceânicos, que favorece a floculação dos grãos de argila e conseqüentemente maior sedimentação. Na planície bragantina, os testemunhos evidenciaram um comportamento semelhante, maiores acumulações de sedimentos no Furo Grande e no Furo da Estiva, que estão situados na foz do estuário do Rio Caeté.

8 CONCLUSÕES

A distribuição dos sedimentos observada nos manguezais da Península Bragantina é semelhante ao descrito por Vilhena et al. (2010) para os depósitos de planície de maré do Estuário do Rio Marapanim, nos quais os sedimentos são predominantemente silte-argilosos.

O padrão de sedimentação observado nas barras em pontal obedece às condições de variação do nível do mar sob as quais a planície costeira bragantina evoluiu. A diminuição nos níveis de energia observada no testemunho do FDT-1 juntamente com a colonização da vegetação (*Avicennia*), favoreceu a rápida deposição dos sedimentos finos (silte e argila), a progradação lamosa costeira e, conseqüentemente, o desenvolvimento dos manguezais, compatível com os estudos realizados por Cohen et al. (2005) e Souza Filho et al. (2004).

Os testemunhos evidenciaram um forte controle da topografia, da vegetação e da influência marinha sobre a sedimentação das frações finas nos manguezais. No FDT-1, sua localização na zona de intermaré superior e a presença da vegetação (*Avicennia*) permitiram que a deposição fosse predominantemente de silte e argila. No FG-1 e FDE-1, a influência de águas mais salinas, devido à proximidade com o oceano, favoreceu o processo de floculação da argila, promovendo o enriquecimento dessa fração nos testemunhos citados acima, que alcançou teores iguais a 80 e 53%, respectivamente.

O alto teor de matéria orgânica presente no FDO-2, FG-1 e FDE-1, situados na zona de intermaré inferior, reflete a constante influência da maré sobre estes, sendo compostos por grandes quantidades de material alóctone, derivado de algas marinhas. No FDT-1, o caráter progradacional do ambiente e maior concentração de matéria orgânica na superfície do testemunho, corrobora com a conclusão de Marchand; Lallier-verge's; Baltzer (2003), na qual afirmaram que o conteúdo de matéria orgânica dos sedimentos de manguezais aumenta com a evolução da floresta.

O conteúdo de matéria orgânica presente nos sedimentos é controlado por um conjunto de processos biológicos e físico-químicos atuantes no ambiente que dão a este um padrão de acumulação de material orgânico que varia tanto pontual

como espacialmente, por meio da atividade microbiana, bioturbação, abundância da fauna detritívora, frequência de inundação, composição das espécies vegetais, tamanho e taxa de acumulação dos sedimentos. Estes últimos fatores favorecem maior *input* de matéria orgânica no sedimento, isto se deve a alta afinidade existente entre os materiais orgânicos e os sedimentos argilosos que combinada a alta taxa de acumulação destes últimos, permite o soterramento e, conseqüentemente, a preservação da matéria orgânica no substrato lamoso.

Os perfis das planícies lamosas vegetadas e não-vegetadas exibiram uma intensa flutuação na atividade total do ^{210}Pb , o que impossibilitou a obtenção das taxas de sedimentação dos ambientes investigados. Essas variações evidenciaram uma forte relação entre ^{210}Pb , os teores de sedimentos finos e matéria orgânica. Contudo, faz-se necessários mais estudos, além da inserção de tubos mais longos (~1m) que possam talvez permitir o cálculo da taxa de acumulação ou a utilização de outra técnica para estimar a taxa de acumulação dos sedimentos nesta região de atividade de ^{210}Pb não-regular (*non-steady-state*). Uma técnica alternativa seria o uso do radionuclídeo Cs-137, pois este é aplicado em áreas com altas taxas de acumulação, como é o caso dos manguezais da Planície Costeira Bragantina.

REFERÊNCIAS

- AALTO, R.; NITTRouer, C. A. ^{210}Pb geochronology of flood events in large tropical river systems. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, v.370, p. 2040-2074. 2012.
- ADAME, M. F. et al. Sedimentation within and among mangrove forests along a gradient of geomorphological settings. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v.86, p. 21-30. 2010.
- ALONGI, D. M.; CLOUGH, B. F.; ROBERTSON, A. I. Nutrient-use efficiency in arid-zone forests of the mangroves *Rhizophora stylosa* and *Avicennia marina*. **Aquatic Botany**, v.82, p. 121–131. 2005.
- ASP, N. E. et al. Geomorfologia de bacias hidrográficas e implicações para a zona costeira - Nordeste Paraense, Norte do Brasil. **Resumo**. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 12., 2007, Florianópolis., Associação Brasileira de Oceanografia, 2007.
- BOUILLON, S. et al. Resource utilization patterns of epifauna from mangrove forests with contrasting inputs of local versus imported organic matter. **Marine Ecology Progress Series**, v.278, p. 77–88. 2004.
- BOUILLON, S. et al. Importance of intertidal sediment processes and porewater exchange on the water column biogeochemistry in a pristine mangrove creek (Ras Dege, Tanzania). **Biogeosciences**, v.4, p. 311–322. 2007.
- BRAGA, F. P. S. **Morfologia e sedimentologia da praia de macromaré de Ajuruteua, Pará**: um estudo para definição de índices de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo. 2007. 116f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2007.
- CAMARGO, M. G. Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, n.2, v.36, p. 371-378. 2006.
- CARLSON, P. R. et al. Pore water chemistry of an overwash mangrove island. **Florida Scientist**, v.46, p. 239-249. 1983.
- CARVALHO, C. A. **Estudo morfoestratigráfico e sedimentológico dos depósitos Holocênicos da Planície Costeira de Maracanã – NE do Pará**. 2007. 142f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2007.
- CHAPMAN, V. J. Mangrove biogeography. **Proceedings**. In. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON BIOLOGY AND MANAGEMENT OF MANGROVES, 1975, Gainesville. Gainesville: University of Florida Press; Walsh, S.C.Snedaker & H.J.Teas (Eds.), 1975, n.20, v.1, p. 3-22.
- CHEEVAPORN, V.; MOKKONGPAI, P. Pb-210 radiometric dating of estuarine sediments from the eastern coast of Thailand. **Journal of the Science Society of Thailand**, v.22, p. 313-324. 1996.

COHEN, M. C. L. et al. Factors influencing the variability of Mg, Ca and K in waters of a mangrove creek in Bragança, North Brazil. **Mangroves and Salt Marshes**, v.3, p. 9–15. 1999.

COHEN, M.C.L et al. A Model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (Northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management**, v.13, p. 433 – 443. 2005.

COSTA, J. B. S. et al. Neotectônica da região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, n.4, p. 23-44. 1996.

COSTA, M. L. et al. Mineralogical, geochemical and palynological studies of Late Holocene mangrove sediments from Northeastern Pará state, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.34, p. 479-488. 2004.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (CPTEC). Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 14 de Abril de 2012.

CRUZ, C. C. **Biogeoquímica dos sedimentos lamosos e sua influência no padrão de distribuição da vegetação, no manguezal de Bragança, NE do Pará**. 2009. 182f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2009.

CUZZUOL, G. R. F.; CAMPOS, A. Aspectos nutricionais na vegetação de manguezal do estuário do Rio Mucuri, Bahia, Brasil. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 24, p. 227-234. 2001.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuary facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Petrology**, n.2, v.62, p. 1130-1146. 1992.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). Disponível em: <<http://www.dhn.mar.mil.br/>>. Acesso em: 30 de Janeiro de 2010.

DITTMAR, T.; LARA, R. J. Driving forces behind nutrient and organic matter dynamics in a mangrove tidal creek in North Brazil. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v.52, p. 249–259. 2001.

DITTMAR, T.; LARA, R. J. Molecular evidence for lignin degradation in sulfate-reducing mangrove sediments (Amazônia, Brazil). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n.9, v.65, p. 1417–1428. 2001a.

DITTMAR, T.; LARA, R. J. Do mangroves rather than rivers provide nutrients to coastal environments south of the Amazon River? Evidence from long-term flux measurements. **Marine Ecology Progress Series**, v.213, p. 67-77. 2001b.

DITTMAR, T.; LARA, R. J.; KATTNER, G. River or mangrove? Tracing major organic matter sources in tropical Brazilian coastal waters. **Marine Chemistry**, v.73, p. 253–271. 2001.

DUKAT, D. A.; KUEHL, S. A. Non-steady-state ^{210}Pb flux and the use of $^{226}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$ as a geochronometer on the Amazon continental shelf. **Marine Geology**, v.125, p. 329-350. 1995.

ELLISON, J. C. Impacts of sediment burial on mangroves. **Marine Pollution Bulletin**, v.37, p. 420-426. 1998.

FERNANDES, M. E. B. **Os Manguezais da Costa Norte Brasileira**. Maranhão: Fundação Rio Bacanga, 2003. 142p.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de latossolos da região Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, p. 515-524. 1999.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, n.1, v.27, p. 3-27. 1957.

FRANZINELLI, E. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. **Resumo**. In: Évolution des littoraux de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire. 1992, Orstom, Paris, Prost M. T. (Ed.), 1992, p. 203-230.

FUKUMOTO, M. M. **Determinação da história deposicional recente do Alto Estuário Santista, com base nos teores de metais e na suscetibilidade magnética dos sedimentos**. 2007. 134f. Tese (Doutorado em Oceanografia Química e Geológica) – Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, São Paulo, 2007.

GÓES, A. M. et al. Modelo deposicional preliminary da Formação Pirabas no Nordeste do Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra**, v.2, p. 3-15. 1990.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Precipitação acumulada mensal da estação de Tracuateua**. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/>>. Acesso em: 15 de Julho de 2009.

JORGE, J. A. Eficácia de métodos de oxidação da matéria orgânica do solo para análise granulométrica. **REVISTA BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO**, v.4, p. 118-12. 1980.

KOCH, B. P. et al. Triterpenols in mangrove sediments as a proxy for organic matter derived from the red mangrove (*Rhizophora mangle*). **Organic Geochemistry**, v.42, p. 62–73. 2011.

KRAUSKOPF, K.B. **Introdução à geoquímica**. São Paulo, Polígono, 1972, v.2, 311p.

KRISTENSEN et al. Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: A review. **Aquatic Botany**, v.89, p. 201–219. 2008.

KUEHL, S. A.; DEMASTER, D. J.; NITTROUER, C. A. Nature of sediment accumulation on the Amazon continental shelf. **Continental Shelf Research**, n.1/2, v.6, p. 209-225. 1986.

LACERDA, L. D.; ITTEKKOT, V. & PATCHINEELAM, S. R. Biogeochemistry of mangrove soil organic matter: a comparison between *Rhizophora* and *Avicennia* soils in South-eastern Brazil. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v.40, p. 713–720. 1995.

- LIBES, M. S. **Introduction to marine biogeochemistry**. 2° Ed. Elsevier Inc., 2009. 925p.
- LYNCH, J. C. et al. Recent accretion in mangrove ecosystems based in ^{137}Cs and ^{210}Pb . **Estuaries**, n. 12, p. 284-299. 1989.
- MARCHAND, C.; LALLIER-VERGE'S, E.; BALTZER, F. The composition of sedimentary organic matter in relation to the dynamic features of a mangrove-fringed coast in French Guiana. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v.56, p. 119–130. 2003.
- MARIUS, C.; LUCAS, J. Holocene mangrove swamps of West Africa sedimentology and soils. **Journal of African Earth Sciences**, n.12, p. 41-54. 1991.
- MARTORANO, L. G. et al. **Estudos climáticos do estado do Pará, classificação climática (KÖPPEN) e deficiência hídrica (THORNTON, MATHER)**. Belém, SUDAM/ EMBRAPA, 1993. 53p.
- MATSUI, N. Estimated stocks of organic carbon in mangrove roots and sediments in Hinchinbrook Channel, Australia. **Mangroves Salt Marshes**, v.2, p. 199-204. 1998.
- MIYAZAWA, M.; BARBOSA, G. M. C. Efeitos da agitação mecânica e matéria orgânica na análise granulométrica do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, n.7, v.15, p. 680–685. 2011.
- NASCIMENTO JUNIOR, et al. Mapping changes in the largest continuous Amazonian mangrove belt using object-based classification of multisensor satellite imagery. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v.117, p. 83-93. 2013.
- NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. Blackwell Science. 1999. 355p.
- NITTROUER, C. A. et al. The use of Pb-210 geochronology as a sedimentological tool: Application to the Washington Continental Shelf. **Marine Geology**, v.31, p. 297-316. 1979.
- PERRY, C. T.; BERKELEY, A.; SMITHERS, S. G. Microfacies characteristics of a Tropical, mangrove-fringed shoreline, Cleveland bay, Queensland, Australia: sedimentary and taphonomic controls on mangrove facies development. **Journal of Sedimentary Research**, v.78, p. 77–97. 2008.
- PRASAD, M. B. K.; RAMANATHAN, A. L. Organic matter characterization in a tropical estuarine-mangrove ecosystem of India: Preliminary assessment by using stable isotopes and lignin phenols. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 84, p. 617–624. 2009.
- RAMANATHAN, A. L. et al. Textural characteristics of the surface sediments of a tropical mangrove Sundarban ecosystem India. **Indian Journal of Marine Sciences**, v.38, p. 397-403. 2009.
- SANDERS, C. J. et al. Mangrove forest sedimentation and its reference to sea level rise, Cananeia, Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v.60, p. 1291-1301. 2009.
- SANDERS, C. J. et al. Organic carbon accumulation in Brazilian mangal sediments. **Journal of South American Earth Sciences**, v.30, p. 189-192. 2010a.

SANDERS, C. J. et al. Organic carbon burial in a mangrove forest, margin and intertidal mud flat. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v.90, p. 168-172. 2010b.

SANTOS, I. R.; BURNETT, W. C.; GODOY, J. M. Radionuclides as tracers of coastal processes in Brazil: review, synthesis, and perspectives. **Brazilian Journal of Oceanography**, n.2, v.52, p. 115-131. 2008.

SCHWAMBORN, R.; SAINT-PAUL, U. Mangroves – Forgotten Forest? **Natural Resources and Development**, v.43/44, p. 13 – 36. 1996.

SCHWENDENMANN, L.; RIECKE, R. & LARA, R.J. Solute dynamics in a North Brazilian mangrove: the influence of sediment permeability and input. **Wetlands Ecology and Management**, v.14, p. 463-475. 2006.

SILVA, C. A. **Análise Morfoestratigráfica do Estuário do Rio Marapanim – NE do Estado do Pará**. 1998. 133f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1998.

SMITH, C. B. **A influência marinha nas águas do Lago Arari (Ilha de Marajó-PA) durante o Holoceno com base em indicadores biológicos e isotópicos**. 2011. 210f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2011.

SOUZA FILHO, P. W. M. **A Planície Costeira Bragantina (NE do Pará): Influência das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia Costeira durante o Holoceno**. 1995. 123f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1995.

SOUZA FILHO, P. W. M. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of the Northeastern Pará State. **Revista Brasileira de Geociências**, n.3, v.30, p. 527-530. 2000a.

SOUZA FILHO, P. W. M. **Avaliação e aplicação de dados de sensores remotos no estudo de ambientes costeiros tropicais úmidos, Bragança, Norte do Brasil**. 2000. 236f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2000b.

SOUZA FILHO, P. W. M. Costa de Manguezais de Macromaré da Amazônia: Cenários Morfológicos, Mapeamento e Quantificação a partir de Dados de Sensores Remotos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.23, p. 427–435. 2005.

SOUZA FILHO, P. W. M.; EL-ROBRINI, M. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da Planície Costeira Bragantina – Nordeste do Pará (Brasil). **Geonomos**, v.4, p. 1-16. 1996.

SOUZA FILHO, P.W.M.; EL-ROBRINI. As variações do nível do mar e a estratigrafia de sequências da Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Pará, Brasil. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v.10, p. 45-78. 1998.

SOUZA FILHO, P. W. M.; EL-ROBRINI, M. Geomorphology of the Braganca coastal zone, Northeastern Pará state. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, p. 522–526. 2000.

SOUZA FILHO, P. W. M. & PARADELLA, W.R. Use of RADARSAT-1 Fine and Landsat-5 TM selective principal component analysis for geomorphological mapping in a macrotidal mangrove coast, Amazon Region. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v.31, p. 214-224. 2005.

SOUZA FILHO, P. W. M. et al. Holocene coastal evolution and facies model of the Bragança macrotidal flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v.39, p. 306–310. 2004.

SOUZA FILHO, P. W. M. et al. The Subsiding Macrotidal Barrier Estuarine System of the Eastern Amazon Coast, Northern Brazil. In: *Geology and geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Dillenburg, Sérgio F.; Hesp, Patrick A. (Org.). 1 Ed. New York: Springer, 2009, v.1, p. 347-375.

SPALDING, M.; KAIMUNA, M.; COLLINS, L. **World Atlas of Mangroves**. Earthscan London, 2010. 319 p.

SUGUIO, K. et al. Flutuações do Nível Relativo do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas implicações da Sedimentação Costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, n.4, v.15, p. 273-286. 1985.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. 1º Ed. São Paulo, Edgard Blücher Ltda. 2003. 400p.

TESSLER, M. G. **Taxas de sedimentação Holocênica na Plataforma Continental Sul do estado de São Paulo**. 2001. 163f. Tese (Doutorado em Oceanografia Física) – Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, São Paulo, 2001.

TWILLEY, R. R.; CHEN, R. H.; HARGIS, T. Carbon sinks in mangrove forests and their implications to the carbon budget of tropical coastal ecosystems. **Water, Air & Soil Pollution**, v.64, p. 265–288. 1992.

VILHENA, M. P. S. P.; COSTA, M.L.; BERRÊDO, J.F. Continental and marine contributions to formation of mangrove sediments in an Eastern Amazonian mudplain: The case of the Marapanim Estuary. **Journal of South American Earth Sciences**, v.29, p. 427-438. 2010.

WALSH, J. P. & NITTROUER, C. A. Mangrove-bank sedimentation in a mesotidal environment with large sediment supply, Gulf of Papua. **Marine Geology**, v.208, p. 225–248. 2004.

WOODROFFE, C. Mangrove sediments and geomorphology. In: *Tropical Mangrove Ecosystems, Coastal and Estuarine Studies*. 1992. Robertson, A.L., Alongi, D.M. (Eds.). American Geophysical Union Press, Washington, D.C., 1992, v.7, 42p.