



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE OCEANOGRÁFIA**

**LORENA PACHECO DO NASCIMENTO BATISTA DE  
OLIVEIRA**

**MORFODINÂMICA E SEDIMENTOLOGIA DAS  
PRAIAS ESTUARINAS DA ILHA DO MOSQUEIRO  
(PA)**

**BELÉM  
2011**

LORENA PACHECO DO NASCIMENTO BATISTA DE  
OLIVEIRA

MORFODINÂMICA E SEDIMENTOLOGIA DAS PRAIAS  
ESTUARINAS DA ILHA DO MOSQUEIRO (PA)

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. Msc. Marcelo  
Augusto Moreno da Silva Alves

Belém  
2011

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

---

O48m Oliveira Lorena Pacheco do Nascimento Batista de

Morfodinâmica e sedimentologia das praias estuarinas da ilha do Mosqueiro (PA) / Lorena Pacheco do Nascimento Batista de Oliveira; Orientador: Marcelo Augusto Moreno da Silva Alves – 2011

106 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em oceanografia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Oceanografia, Belém, 2011.

1. Geomorfologia - Pará 2. Morfodinâmica Praial 3. Praias arenosas. 4. Sedimentologia. 5. Ilha do Mosqueiro. I. Alves, Marcelo Augusto Moreno da, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 20 ed.: 551.41098115

---

*“Dedico esta obra primeiramente a DEUS,  
aos meus pais, aos meus filhos Luís Felipe e Luana  
e ao meu amor Luisinho”*



## AGRADECIMENTOS

Este Trabalho de Conclusão de Curso é graças ao esforço de muitas pessoas que de alguma forma ajudaram e incentivaram-me, no decorrer desses anos que se passaram, pois nunca é tarde quando temos pessoas que nos dão coragem e força para alcançarmos nossos objetivos. Portanto o mínimo que posso fazer é agradecer de coração a essas pessoas que no decorrer da minha vida pessoal e acadêmica me auxiliaram;

Agradeço a **Deus** e a **Nossa Senhora do Perpétuo Socorro** que sempre me guiaram e me deram forças para vencer os obstáculos da vida;

A **Antônio Carlos Nascimento**, meu pai e à **Edilene** minha mãe, que em nenhum momento mediram esforços para realização dos meus sonhos, que me guiaram pelos caminhos corretos, me ensinaram a fazer as melhores escolhas, me mostraram que a honestidade e o respeito são essenciais à vida, e que devemos sempre lutar pelo que queremos. A eles devo a pessoa que me tornei, sou extremamente feliz e tenho muito orgulho por chamá-los de pai e mãe. Serei eternamente grata, em especial ao meu pai que me aconselhou ao escolher este curso, e que no decorrer desses anos que se passaram me deu forças para continuar, e com toda certeza esta monografia é mérito dele, que nos momentos mais difíceis ele estava lá ao meu lado me pedindo para não desistir, não medindo esforços para que alcançasse esta etapa da minha vida;

Ao meu esposo, **Luís Batista Júnior** que jamais me deixou desistir, sempre me apoiando e incentivando constantemente com seu amor, amizade, carinho, compreensão e paciência. Agradeço também a você as críticas, pois com elas aprendi que amanhã serei melhor do que hoje graças a você. Serei eternamente grata a você, por tudo que você fez e faz por mim.

Aos meus filhos, **Luís Felipe** e **Luana** vocês são a razão do meu viver e meu maior incentivo para conclusão deste trabalho;

A minha irmã, **Jaqueline** pelo apoio e carinho, concedido durante todos esses anos, por estarmos sempre juntos nos momentos mais importantes, obrigada por “contar” com você!;

Aos meus sogros, **Luis Batista e Conceição Menezes**, que sempre me estenderam a mão, em especial a minha sogra pelo estímulo e carinho e apoio nos momentos difíceis;

E aos meus cunhados, **Rafael Amado, Luiz Carlos e Luizienes Oliveira** que torcem para que eu realize meus sonhos;

Agradeço a poucos, mas verdadeiros amigos que fazem parte da minha vida que sempre torceram pelo meu sucesso: **Marcelo Gomes, Margo Saldanha, Fábio Araújo, Káthia Marques** e em especial **Lorena Solano** apesar da distância, nunca se opôs a me ajudar, obrigada a vocês pela contínua amizade que estabelecemos;

Obrigado a todos por compreenderem a minha ausência, incentivando-me e me dando forças para que eu pudesse alcançar esse objetivo e muitos outros. A eles dedico este trabalho, por reconhecer as suas importâncias na minha vida;

Agradeço a alguns amigos e pessoas que fizeram parte da minha vida, nesses anos que estudei na UFPA: **Clyvea, Juliana, Aline, Josicléia, Ronaldo, Fábio e Tiago Brito**;

Ao meu orientador, Prof. Msc. **Marcelo Augusto Moreno da Silva Alves**, meus agradecimentos pela paciência e incentivo no decorrer desses anos, que estava sempre ali disposto a me ajudar me possibilitando à execução deste trabalho, me orientando acerca das confecções, análises e estatísticas dos Perfis, pela presença e apoio na elaboração dessa dissertação, pela colaboração nos trabalhos de campo. Principalmente pela sua amizade, pois sempre que precisei esteve presente para me estender as mãos, o que você fez por mim, só um pai faria, por isso não tenho nem palavras para agradecer, serei grata a você sempre. Esta vitória também é sua;

A **Adriana Melo**, pelas inúmeras conversas, pelo incentivo, e pela grande ajuda diariamente durante este trabalho. Muito obrigada por ter doado um pouco do seu tempo para me ajudar. Você foi um anjo enviado por Deus na minha vida!

Ao Prof. Dr. **Maâmar El-Robrini** pela orientação no decorrer do curso e inúmeras oportunidades de pesquisa e trabalho no período acadêmico, compartilhando com todo seu conhecimento;

À **Universidade Federal do Pará**, através do Instituto de Geociências pela oportunidade de ter acesso a um ensino público, gratuito e de extrema qualidade;

À **Universidade Federal Rural da Amazônia**, através do Laboratório de Geologia de Ambientes Aquáticos pela oportunidade de estagiar na área de dinâmica de ambientes costeiros, com ênfase em morfodinâmica praial;

Em especial aos membros do **CONSEPE**, que me deram esta oportunidade para que eu retomasse e conclui-se esta etapa acadêmica;

Aos funcionários da **Biblioteca do Instituto de Geociências**, em especial a Lúcia Sousa;

A todos que eu me esqueci de colocar nessa lista, que indiretamente me ajudaram no decorrer da minha vida;

Obrigada a todos.

*"Duas coisas que aprendi são que você é tão poderoso e forte quanto você se permite ser, e que a parte mais difícil de qualquer empreendimento é dar o primeiro passo, tomar a primeira decisão."*

*( Robyn Davidson )*

## RESUMO

A zona costeira do Estado do Pará apresenta três setores com características fisiográficas diferenciadas: (1) Setor Costa Atlântica do Salgado Paraense; (2) Setor Insular Estuarino da Ilha do Marajó; e (3) Setor Continental Estuarino, onde se enquadra a Ilha do Mosqueiro. No Setor Continental Estuarino, as praias estão caracterizadas por estarem ligadas às influências da Baía do Guajará e das falésias dos sedimentos do Grupo Barreiras. O litoral paraense na área em estudo é constituído basicamente por duas ilhas de maior extensão – Caratateua e Mosqueiro e por numerosas outras ilhas menores. A Ilha do Mosqueiro é caracterizada por uma orla que estende ao longo de 220,85 km<sup>2</sup>, onde foram realizados estudos em apenas quatro praias: Farol, Chapéu Virado, Ariramba e São Francisco. Essas praias sofrem influências das mesomares semidiurnas que alcançam 3,5m e ondas de baixa energia, que atuam como agente geológico-geomorfológico, no qual desempenham importante papel no transporte sedimentar desta região. No geral, as praias da Ilha do Mosqueiro configuram estreitas faixas de praia e zonas de intermaré, e de moderada a alta declividade (5° a 12°). São nestas zonas onde ocorrem as principais mudanças ao longo do perfil praial. Os objetivos deste trabalho foram analisar a variabilidade da morfologia praial e dos aspectos sedimentológicos das praias estuarinas do Farol, Chapéu Virado, Ariramba e São Francisco na Ilha do Mosqueiro (PA). Para isso, foram realizados trabalhos de campo nos meses de Junho/2003, Março/2004, Março/2005 e Novembro/2006 e incluíram monitoramento de perfis praias e coleta de amostras de sedimentos. A praia do Farol apresenta-se como uma faixa arenosa de 1.060m de extensão e 80m de largura, com declividade acentuada, composta de areias quartzosas grossas moderadamente selecionadas e ondas do tipo mergulhantes. É classificada como praia Reflectiva e Intermediária do tipo Terraço de Maré Baixa e Correntes de Retorno. A praia do Chapéu Virado apresenta-se como uma faixa arenosa de 720m de extensão e 70m de largura, com declividade bem acentuada, areias quartzosas médias moderadamente selecionadas e ondas do tipo mergulhantes. É classificada como praia Reflectiva e Intermediária do tipo Terraço de Maré Baixa e Correntes de Retorno. A praia do Ariramba apresenta-se como uma faixa arenosa de 1.130m de extensão e 40m de largura, com declividade moderada, composta de areias quartzosas médias moderadamente selecionadas e ondas do tipo mergulhantes. É classificada como praia Reflectiva e Intermediária do tipo Terraço de Maré Baixa. A praia de São Francisco apresenta-se como uma faixa arenosa de 1.200m de extensão e 60m de largura, com declividade acentuada, composta de areias

quartzosas médias moderadamente seleccionadas e ondas do tipo deslizantes. É classificada como praia Intermediária do tipo Terraço de Maré Baixa e Ultradissipativa.

**Palavras-chave:** Geomorfologia-Pará. Morfodinâmica Praial; Praias arenosas; Sedimentologia; Ilha do Mosqueiro.

## ABSTRACT

The coastal zone of the Pará State presents three different physiographic features sectors: (1) Pará Salty Atlantic Coast Sector; (2) Insular Estuarine Sector of the Marajó Island; and (3) Continental Estuarine Sector, where fits the Mosqueiro Island. In the Continental Estuarine Sector, the beaches are characterized by the influences of the Guajará Bay and the Barreiras Group sediments cliffs. The Pará coastal zone in the study area, is basically constituted by two wide extension islands: Caratateua and Mosqueiro and by other lesser islands. The Mosqueiro Island is characterized by an coast that extends throughout 220,85 km<sup>2</sup>, where had been carried through studies in only four beaches: Farol, Chapéu Virado, Ariramba e São Francisco. These beaches are influenced by 3,5m semidiurne mesotides and low energy waves, whose acts as geologic-geomorphologic agent, in which play important role in the sedimentary transport in this region. Generally, the Mosqueiro's Island beaches shows narrow beach bands and intertidal zones, and moderate to high declivity (5° at 12°). In these zones where occur the main changes in the beach profile. The objectives of this work is to analyze the beach morphology variability and sedimentological aspects of the Farol, Chapéu Virado, Ariramba and São Francisco estuarine beaches in Mosqueiro's Island (PA). For this, field studies were conducted in June/2003, March/2004, March/2005 and November/2006 and included beach profiles monitoring and sediment sampling. The Farol Beach is a 1.060m extents and 80m wide sandy beach, with steep slope, composed of moderately selected quartzous coarse sands and plunging breaker waves type. It is classified as Reflective beach and Intermediate Low Tide Terrace and Rip Current. The Chapéu Virado Beach is a 720m extents and 70m wide sandy beach, with steep slope, moderately selected quartzous medium sands and plunging breaker waves type. It is classified as Reflective beach and Intermediate Low Tide Terrace and Rip Current. The Ariramba beach is a 1.130m extents and 40m wide sandy beach, with moderate slope, moderately selected quartzous medium sands and plunging breaker waves type. It is classified as Reflective beach and Intermediate Low Tide Terrace. The São Francisco beach is a 1.200m extents and 60m wide sandy beach, with gentle slope, moderately selected quartzous medium sands and spilling breaker waves type. It is classified as Intermediate Low Tide Terrace and Ultradissipative.

**Keywords:** Geomorphology. Beach Morphodynamics; Sandy Beaches; Sedimentology; Mosqueiro Island.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Setorização da Zona Costeira Paraense. Setor 1 - Costa Atlântica do Salgado Paraense; Setor 2 - Insular Estuarino; Setor 3 - Continental Estuarino. ....	19
Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo. As setas indicam as posições dos perfis nas praias selecionadas. ....	21
Figura 3 - Utilização da estação total durante levantamento topográfico da praia do Farol. ....	24
Figura 4 - Utilização de prisma para leitura dos dados durante levantamento topográfico da praia do Ariramba. ....	24
Figura 5 - Tomada de coordenadas geográficas do início do perfil topográfico na praia do Ariramba. ....	24
Figura 6 - Procedimento de análise granulométrica no Laboratório de Geologia de Ambientes Aquáticos. ....	27
Figura 7 - Célula ativa do software Grapher Six (2-D Graphing System 6.2.24). ....	28
Figura 8 - Principais estruturas do quaternário da região nordeste do Estado do Pará. ....	30
Figura 9 - Coluna Estratigráfica da Região Nordeste do Estado do Pará. ....	31
Figura 10 - Tipos de quebra de onda nas zonas costeiras. ....	43
Figura 11 - Ondas do tipo mergulhantes na praia do Farol. ....	44
Figura 12 - Efeitos de lençol freático no corte e preenchimento do perfil praiial durante as marés de enchente (A) e vazante (B). ....	47
Figura 13 - Classificação das principais zonas do perfil praiial sob o ponto de vista hidrodinâmico. ....	48
Figura 14 - Classificação das principais zonas do perfil praiial sob o ponto de vista morfológico. ....	49
Figura 15 - Seqüência típica de configurações de um perfil de praia com detalhes da concavidade da praia. Em vermelho, são as mudanças por erosão, em azul, as mudanças por acreção. ....	55
Figura 16 - Relação entre o parâmetro A da equação $h = Ax^{0.67}$ com o diâmetro de grão (d) versus velocidade de queda ( $\omega s$ ). ....	57
Figura 17 - Relação entre velocidade de decantação de sedimentos (cm/s) em função do diâmetro médio ( $\phi$ ). ....	60
Figura 18 - Modelo de classificação morfodinâmica segundo Wright e Short de 1984. ....	62
Figura 19 - Modelo de classificação morfodinâmica segundo Masselink e Short de 1993. ....	64
Figura 20 - Praia do Farol. A-Localização do ponto inicial do perfil praiial; B-Vista parcial da praia; C-Perfil praiial médio e seus subambientes. ....	67
Figura 21 - Praia do Chapéu Virado. A-Localização do ponto inicial do perfil praiial; B-Vista parcial da praia; C-Perfil praiial médio e seus subambientes. ....	69

Figura 22 - Praia do Ariramba. A-Localização do ponto inicial do perfil praial; B-Vista parcial da praia; C-Perfil praial médio e seus subambientes. ....	71
Figura 23 - Praia de São Francisco. A-Localização do ponto inicial do perfil praial e vista parcial da praia; B-Perfil praial médio e seus subambientes. ....	73
Figura 24 - Envelope de perfis consecutivos da Praia do Farol. ....	75
Figura 25 - Envelope de perfis consecutivos da Praia do Chapéu Virado. ....	77
Figura 26 - Envelope de perfis consecutivos da Praia do Ariramba. ....	79
Figura 27 - Envelope de perfis consecutivos da Praia do São Francisco. ....	81
Figura 28 - Feições sedimentares deposicionais nas praias estudadas da Ilha de Mosqueiro. ....	85

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Coordenadas geográficas das praias estudadas na Ilha do Mosqueiro.....	25
Tabela 2 - Médias das estimativas de previsões harmônicas de maré para as praias da Ilha do Mosqueiro, para os meses do ano de 2010.....	37
Tabela 3 - Estágios de classificação morfodinâmica segundo Wright e Short (1984). ....	61
Tabela 4 - Variação da declividade ( $\beta$ ) das zonas do perfil praiial entre os perfis consecutivos da Praia do Farol. ....	75
Tabela 5 - Variação da declividade ( $\beta$ ) das zonas do perfil praiial entre os perfis consecutivos da Praia do Chapéu Virado. ....	77
Tabela 6 - Variação da declividade ( $\beta$ ) das zonas do perfil praiial entre os perfis consecutivos da Praia do Ariramba. ....	79
Tabela 7 - Variação da declividade ( $\beta$ ) das zonas do perfil praiial entre os perfis consecutivos da Praia do São Francisco. ....	81
Tabela 8 - Parâmetro velocidade de decantação dos sedimentos $\omega$ s para as praias da Ilha do Mosqueiro. ....	82
Tabela 9 - Índices morfodinâmicos de Wright e Short (1984) para as praias da Ilha do Mosqueiro. ....	82
Tabela 10 - Índices morfodinâmicos de Masselink e Short (1993) para as praias da Ilha do Mosqueiro. ....	83
Tabela 11 - Classificação de uma amostra baseada no tamanho médio do grão.....	86
Tabela 12 - Grau de seleção de uma amostra à partir do desvio padrão. ....	87
Tabela 13 - Grau de assimetria de uma amostra. ....	87
Tabela 14 - Classificação da curtose de uma amostra.....	88

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>17</b>
1.1 APRESENTAÇÃO .....	17
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE TRABALHO .....	20
<b>2 OBJETIVOS .....</b>	<b>22</b>
2.1 GERAL .....	22
2.2 ESPECÍFICOS .....	22
<b>3 METODOLOGIA.....</b>	<b>23</b>
3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	23
3.2 TRABALHO DE CAMPO .....	23
3.2.1 Levantamento de Perfis Topográficos .....	23
3.2.2 Amostragem de Sedimentos Arenosos .....	25
3.2.3 Levantamento de Dados Oceanográficos .....	25
3.2.3.1 Medição de Ondas .....	25
3.2.3.2 Medição de Marés .....	26
3.3 PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO .....	26
3.3.1 Análise de Sedimentos Arenosos .....	26
3.3.2 Processamento Digital de Dados de Amostras Arenosas .....	26
3.3.3 Processamento Digital de Dados de Perfis Praiais .....	28
<b>4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA .....</b>	<b>29</b>
4.1 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS .....	29
4.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS .....	29
4.3 ESTRATIGRAFIA .....	31
4.3.1 Formação Pirabas .....	32
4.3.2 Formação Barreiras .....	32
4.3.3 Formação Pós-Barreiras .....	33
4.3.4 Sedimentos Quaternários .....	33
4.4 SOLOS E VEGETAÇÃO .....	34
4.5 ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS E METEOROLÓGICOS .....	34
4.6 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS E ATMOSFÉRICOS ATUANTES NA COSTA .....	35
4.6.1 Marés e Correntes de Marés .....	36
4.6.2 Ventos .....	37
4.6.3 Ondas .....	38
<b>5 AMBIENTE PRAIAL: DEFINIÇÕES, PROCESSOS COSTEIROS E MORFODINAMICA .....</b>	<b>39</b>
5.1 INTRODUÇÃO .....	39
5.2 PRAIAS ESTUARINAS DA ILHA DO MOSQUEIRO .....	41
5.2 PROCESSOS COSTEIROS .....	41
5.2.1 Ondas .....	41
5.2.2 Marés .....	44
5.2.3 Correntes associadas .....	
5.3 MORFOLOGIA PRAIAL .....	
5.3.1 Zonação hidrodinâmica .....	48
5.3.2 Zonação morfológica .....	49

5.4 FONTE, COMPOSIÇÃO, TRANSPORTE E TIPOS DE SEDIMENTOS .....	50
5.5 GRANULOMETRIA DOS SEDIMENTOS PRAIAIS .....	51
5.6 PROCESSOS MORFODINÂMICOS .....	52
5.6.1 Modelo de Dean (1977).....	56
5.6.2 Modelo de Wright e Short (1984).....	59
5.6.3 Modelo de Masselink e Short (1993).....	63
<b>6. RESULTADOS .....</b>	<b>65</b>
6.1 MORFOLOGIA DOS PERFIS DAS PRAIAS ESTUARINAS DA ILHA DO MOSQUEIRO .....	66
6.1.1 Praia do Farol .....	66
6.1.2 Praia do Chapéu Virado .....	68
6.1.3 Praia do Ariramba .....	70
6.1.4 Praia do São Francisco.....	72
6.2 PERFIS DE COMPARAÇÃO .....	74
6.2.1 Praia do Farol .....	74
6.2.2 Praia do Chapéu Virado .....	76
6.2.3 Praia do Ariramba .....	78
6.2.4 Praia do São Francisco.....	80
6.3 PARÂMETROS MORFODINÂMICOS.....	82
6.3.1 Modelo de Dean (1977).....	82
6.3.2 Modelo de Wright e Short (1984).....	82
6.3.3 Modelo de Masselink e Short (1993).....	83
6.4 FEIÇÕES SEDIMENTARES DEPOSICIONAIS .....	83
6.5 PARÂMETROS ESTATÍSTICOS .....	86
6.5.1 Praia do Farol .....	88
6.5.2 Praia do Chapéu Virado .....	89
6.5.3 Praia do Ariramba .....	90
6.5.4 Praia do São Francisco.....	91
<b>7 DISCUSSÕES .....</b>	<b>92</b>
<b>8 CONCLUSÕES.....</b>	<b>97</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>98</b>

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO

A zona costeira caracteriza-se por ser uma área de transição, onde há a ocorrência de mudanças de curto, médio e longos períodos, caracterizadas por processos costeiros, que são uma mistura de processos marinhos e continentais que interagem entre si, resultando em um mosaico de paisagens cuja dinâmica é diferenciada pela alta complexidade (CARVALHO; RIZZO, 1994).

Na zona costeira do estado do Pará, ocorrem inúmeras praias arenosas oceânicas e estuarinas que, estando sujeitas a um dinamismo natural intenso, apresentam alterações em suas morfologias (ALVES, 2001; EL-ROBRINI, 2001; FRANÇA, 2003; SILVA, 2001; SOUZA FILHO, 2000). Essa variabilidade morfológica e sedimentar das praias paraenses é controlada pela fisiografia da zona costeira intensamente recortada, resultado da atuação de um sistema de falhas miocênicas.

As características sazonais locais aliadas a essa fisiografia fazem com que as praias estuarinas e os estuários sejam fortemente influenciados por macro e mesomarés, bem como por ação de ondas possibilitando a coexistência de diferentes ambientes deposicionais como: planícies de maré lamosa e arenosa, deltas de maré, praias etc.

Apesar da constante variabilidade das praias, elas expressam múltiplas funções entre elas, proteção costeira para os ecossistemas adjacentes e as atividades urbanas, recreação, turismo e habitat para várias espécies animais e vegetais (SOUZA et al., 2005).

A dinâmica costeira é a principal responsável pelo desenvolvimento das praias arenosas e pelos processos de erosão e/ou acresção que as mantêm em constante alteração. As marés, correntes, ondas e ventos são agentes que atuam nos ambientes costeiros, os quais são responsáveis pelo deslocamento dos sedimentos e pelo modelamento fisiográfico da costa, produzindo formas e feições erosivas e deposicionais bastante variáveis (ALVES, 2001; FARIAS Jr. et al., 1987; SANTOS, 2000).

De acordo com Nordström (1992), os estuários são zonas preferenciais de acumulação de sedimentos finos, margeados por manguezais. No entanto, a ocorrência de praias arenosas ou de cascalho nas suas margens, nos diversos trechos (superior, médio e inferior) é freqüente, devido principalmente à migração de bancos arenosos de fundo, pelas correntes de maré, assim como ao caráter transgressivo da costa.

Segundo Suguio (1992), as praias estão sujeitas à atuação da dinâmica costeira e ação antrópica, o que pode levar a algumas variações em suas morfologias, onde os estudos sobre a variabilidade morfossedimentar de praias permitem o acompanhamento de sua dinâmica (ciclos de erosão e sedimentação), o que leva, por exemplo, a elucidação de causas ou de fatores determinantes que influenciam os processos costeiros na modificação do equilíbrio praiial.

As praias estuarinas podem ter características morfológicas distintas das praias oceânicas, devido principalmente à importância da amplitude de maré relativamente à altura de ondas (NORDSTRÖM, 1992). O estado morfológico praiial depende de uma série de fatores interdependentes que condicionam o “equilíbrio morfológico-dinâmico” do sistema (WESCHENFELDER; ZOUAIN, 2002).

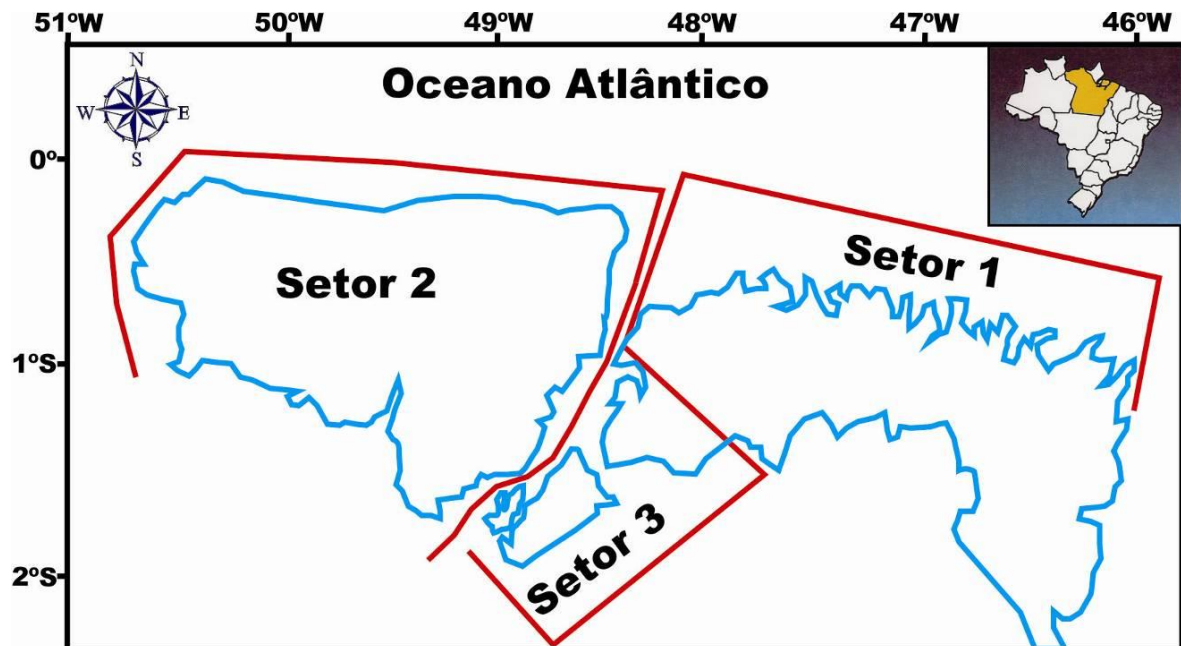
Dentre esses fatores, o clima de ondas é o responsável pelas variações temporais da zona de arrebentação e pela variação espacial, ao interagir com a topografia e o tipo de sedimento (TOZZI; CALLIARI, 2000), pois, a interação entre a energia proveniente desses agentes, através de processos erosivos ou de acresção, modificam as características morfológicas de um sistema praiial (CALLIARI; KLEIN, 1993).

Na zona costeira do estado do Pará, a partir de 1998, foi iniciado o ciclo de estudos da dinâmica costeira em diversos pontos do litoral paraense (ALVES, 2001, 2007; ALVES et al., 2005, 2011; SILVA, 2001; SOUZA FILHO, 2000; SOUZA FILHO; EL-ROBRINI, 1998).

A zona costeira do Estado do Pará apresenta três setores com características fisiográficas diferenciadas (Figura 1):

- a) **Setor 1 - Costa Atlântica do Salgado Paraense:** Baía do Marajó/Rio Gurupi;
- b) **Setor 2 - Insular Estuarino:** Ilha do Marajó/Rio Amazonas;
- c) **Setor 3 - Continental Estuarino:** Rio Pará.

Figura 1 - Setorização da Zona Costeira Paraense. Setor 1 - Costa Atlântica do Salgado Paraense; Setor 2 - Insular Estuarino; Setor 3 - Continental Estuarino.



Fonte: Modificado de Alves et al. (2011).

No Setor Continental Estuarino, as praias estão ligadas às influências da Baía do Guajará e das falésias dos sedimentos do Grupo Barreiras. Neste setor, as várzeas são alcançadas pela influência marinha (ALVES et al., 2005, 2011).

Portanto, o litoral paraense nessa área fisiográfica em estudo, é constituído basicamente por duas ilhas de maior extensão – Caratateua e Mosqueiro e por numerosas outras ilhas menores. Nesta área do litoral apresentam praias de areia branca, enseadas arenosas, bem como também áreas de mangue entre os rios mais estreitos, com abundância de vegetação e a intensa rede hidrográfica, constituída de grandes, médios e pequenos rios, “furos” (canais que interligam rios) e igarapés (córregos mais ou menos caudalosos) (DIAS, 1995).

A Ilha do Mosqueiro é caracterizada por uma orla formada ao todo de 21 praias, que se estendem ao longo de 220,85km<sup>2</sup>. Neste trabalho foram realizadas pesquisas em quatro praias, que são: praia do Farol, Chapéu Virado, Ariramba e São Francisco.

Essas praias sofrem influências das marés, que atuam como agente geológico-geomorfológico, no qual desempenham importante papel no transporte sedimentar. Em geral, estas praias apresentam influências de mesomaré semidiurna, amplitudes de maré de até 3,6m (DHN, 2001) e ondas de baixa energia.

O clima é do tipo Am<sup>2</sup>, segundo classificação de KÖPPEN, caracterizado por ser quente e úmido, com estação seca prolongando-se de junho a novembro, 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% (MARTORANO et al., 1993). Na costa paraense há predominância de ventos alísios de NE, com variações NNE e ENE.

Vários trabalhos de morfologia praial foram feitos, sendo que em praias influenciadas por micromaré e macromaré, mas referindo-se às praias estuarinas especificamente a Ilha do Mosqueiro (mesomaré) poucos trabalhos foram realizados, destacando-se o de El-Robrini (2001).

Sendo que o principal objetivo desta pesquisa é mostrar a análise da morfologia praial e sua variabilidade, além da variação sazonal dos sedimentos, ressaltando também os fatores condicionantes da dinâmica litorânea. Um trabalho que traz importantes contribuições sobre praias estuarinas de meso-maré, pois os dados obtidos fornecerão subsídios importantes para o conhecimento desses ambientes costeiros.

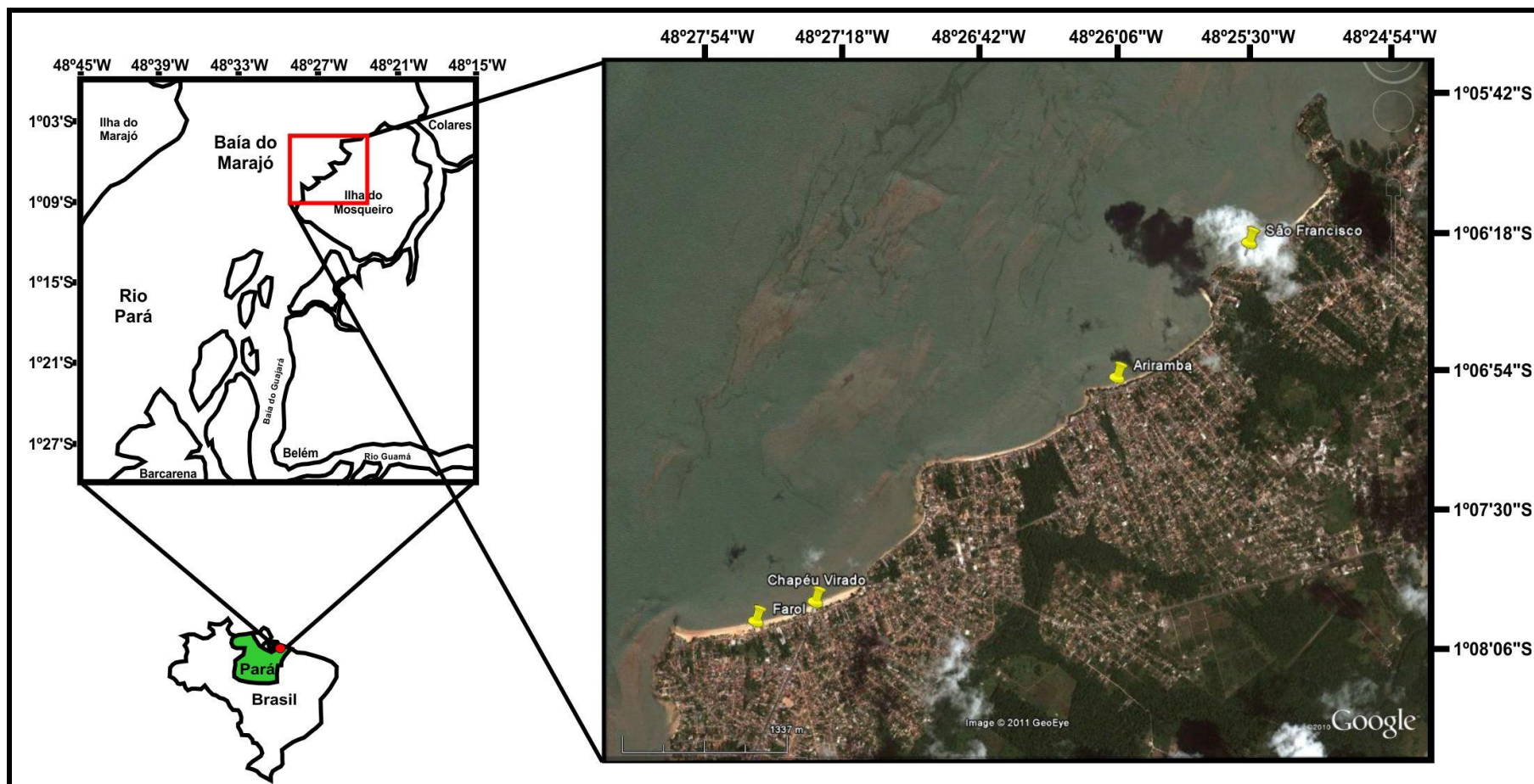
## 1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE TRABALHO

A Ilha de Mosqueiro, é a maior das 39 ilhas que, juntamente com a área continental, compõem o município de Belém, capital do Estado do Pará (Figura 2). Está situada na microrregião Guajarina, costa oriental do rio Pará em um típico ambiente estuarino, possuindo 17km de praias de água doce.

Localiza-se geograficamente entre as latitudes 01°03'15"S e 01°13'56"S, e longitudes 48°18'15"W e 48°28'09"W, com altitude média de 15 metros acima do nível do mar.

Os principais acessos à ilha são pela rodovia PA-391 a uma distância de cerca de 85km e por via fluvial, sendo a ligação com o continente realizada a partir de 1976 pela ponte Sebastião R. de Oliveira, com 1.485m de extensão sobre o Furo das Marinhas.

Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo. As setas indicam as posições dos perfis nas praias selecionadas.



Fonte: Mapa .... (2011).

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 GERAL**

Avaliar a variabilidade da morfologia praial e dos aspectos sedimentológicos das praias estuarinas do Farol, Chapéu Virado, Ariramba e São Francisco na Ilha do Mosqueiro (PA).

### **2.2 ESPECÍFICOS**

-Caracterizar a morfologia praial através da interpretação dos dados levantados nos perfis topográficos transversais às praias estudadas;

-Caracterizar texturalmente os sedimentos das praias estudadas sob o ponto de vista granulométrico, considerando os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) e parâmetros de decantação de sedimentos de Dean (1977);

-Aplicar os modelos de Wright e Short (1984) e Masselink e Short (1993) para a classificação morfodinâmica das praias estudadas.

### 3 METODOLOGIA

Os métodos utilizados neste trabalho foram através de pesquisa bibliográfica, dos trabalhos de campo e procedimentos de laboratório.

#### 3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Nesta etapa foram realizadas as pesquisas em publicações na literatura brasileira e estrangeira (teses de mestrado e doutorado, relatórios, artigos científicos, etc.) e internet para auxiliar na composição do texto do trabalho de conclusão de curso (aspectos fisiográficos, geológicos, oceanográficos e outros) disponíveis para a área em questão, bem como referente aos procedimentos de campo e de laboratório.

#### 3.2 TRABALHO DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados no mês de Junho/2003, Março/2004, Março/2005 e Novembro/2006 e incluiu o monitoramento de perfis de praias, coleta de amostras de sedimentos e tomadas de fotografias.

##### 3.2.1 Levantamento de Perfis Topográficos

O levantamento do perfil praiial foi realizado segundo a metodologia de Bierkemeier (1981) através de nivelamento topográfico da *Stadia*. Este levantamento utilizou uma Estação Total Nikon DTM 332, que consta de uma mira telescópica eletrônica apoiada em um tripé (Figura 3) e um prisma de 2,55m de altura para leitura dos dados (Figura 4).

A declividade da praia foi obtida por meio de medição de uma Bússola de Brunton, sempre em direção perpendicular a linha da praia (ALVES, 2001). O início dos perfis foi georreferenciado com o auxílio de um GPS, onde foram anotadas as coordenadas geográficas (Figura 5, Tabela 1).

Para a uniformização das cotas levantadas nos diferentes perfis, tomou-se como *datum* (nível de referencia), para quais as leituras foram niveladas. A medição desses perfis foi realizada com base em um ponto fixo, que garantisse sua estabilidade local. Para a descrição das zonas do perfil praiial, utilizou-se a definição proposta por Masselink e Short (1993).

Figura 3 - Utilização da estação total durante levantamento topográfico da praia do Farol.



Figura 4 - Utilização de prisma para leitura dos dados durante levantamento topográfico da praia do Ariramba.



Figura 5 - Tomada de coordenadas geográficas do início do perfil topográfico na praia do Ariramba.

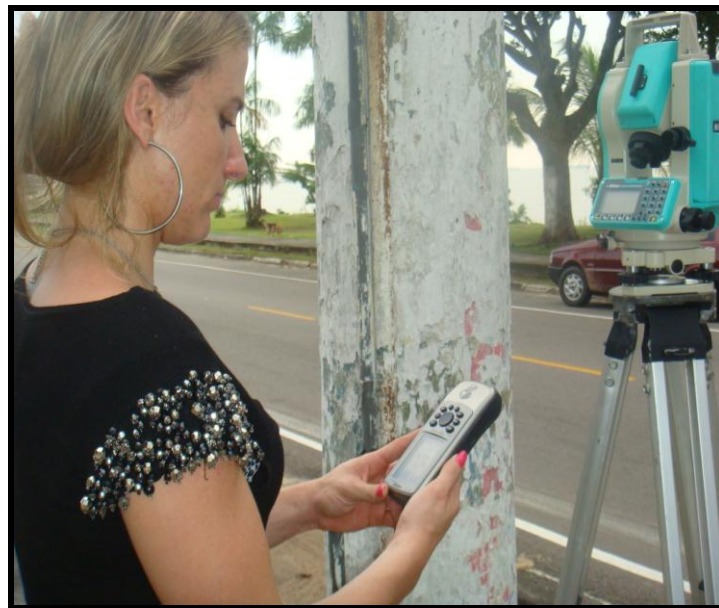


Tabela 1 - Coordenadas geográficas das praias estudadas na Ilha do Mosqueiro.

<b>Ilha de Mosqueiro – Coordenadas geográficas</b>		
Praia do Farol	1°08'02"S	48°27'41"W
Praia do Chapéu Virado	1°07'56"S	48°27'25"W
Praia do Ariramba	1°06'59"S	48°26'06"W
Praia do São Francisco	1°06'24"S	48°25'30"W

### **3.2.2 Amostragem de Sedimentos Arenosos**

Foram realizadas coletas sistemáticas de sedimentos nas zonas morfológicas das praias do Farol, Chapéu Virado, Ariramba e São Francisco, simultaneamente à realização dos perfis. Após a coleta, as amostras dos sedimentos arenosos foram acondicionadas em sacos plásticos devidamente etiquetados, e transportados ao Laboratório de Geologia de Ambientes Aquáticos da Universidade Federal Rural da Amazônia, para a realização dos procedimentos analíticos.

### **3.2.3 Levantamento de Dados Oceanográficos**

#### **3.2.3.1 Medição de Ondas**

A altura significativa das ondas na zona de arrebentação ( $H_b/3$ ) foi medida segundo a metodologia descrita por Muehe (1998), observando-se diretamente suas alturas, calculadas pelas diferenças entre as passagens de uma crista e uma calha subsequentes, para isso, utilizou-se uma régua graduada, foi medido também o período das ondas, através da passagem de 11 cristas consecutivas correspondente a 1/10 do tempo total. O regime ou clima é definido pela distribuição das alturas, períodos e direções de propagações das ondas, durante um intervalo de tempo em uma dada localidade.

Não há diferenças significativas para o clima de ondas nas praias da Ilha do Mosqueiro, que apresentou durante a arrebentação da maré alta, alturas de até 0,5m. O período das ondas ( $T$ ) apresentou um intervalo de aproximadamente 4 segundos. Já durante a maré baixa, a superfície da água apresenta-se relativamente tranqüila, com pequenas ondulações que atingem no máximo 0,2m de altura com períodos de 2 a 3 segundos.

### 3.2.3.2 Medição de Marés

Os dados sobre a amplitude das marés e seus horários de preamar e baixamar para as praias da Ilha do Mosqueiro, foram obtidos à partir dos dados de previsões harmônicas de maré para o ano de 2010, na seção Tábuas de Marés da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil (DHN, 2009, 2010).

## 3.3 PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO

### 3.3.1 Análise de Sedimentos Arenosos

Em laboratório, as amostras de sedimentos coletados que foram acondicionadas em sacos plásticos devidamente etiquetados (Figura 6-A), foram inicialmente lavadas com água destilada para retirada dos sais solúveis, posteriormente foram levadas para secar em estufa a aproximadamente 100°C (Figura 6-B). Em seguida, a amostra foi pesada em balança analítica (Figura 6-C), e após isso foi realizado o quarteamento da amostra total, para a separação de uma sub-amostra de 150g que foi submetida à análise granulométrica, conforme descrito por Suguio (1973).

Essa quantidade foi processada em peneiras empilhadas em um agitador automático (Figura 6-D), onde as amostras foram peneiradas a seco por 10 minutos utilizando-se peneiras com malhas no intervalo de 2 a 0.062mm, sendo que as malhas das peneiras utilizadas foram as seguintes na ordem de abertura: 2.000, 1.410, 1.000, 0.710, 0.500, 0.350, 0.250, 0.125, 0.082 e 0,062mm, numa frequência de 2,5 vibrações, em peneirador automático, adotando-se a escala de tamanho proposta por Wentworth (1922), com peneiras a cada  $\frac{1}{2} \phi$  nas malhas.

### 3.3.2 Processamento Digital de Dados de Amostras Arenosas

Para o processamento digital, utilizou-se o *software* Sistema de Análise Granulométrica (SAG-LAGEMAR/UFF), para caracterizar os parâmetros texturais (média, mediana, selecionamento, assimetria e curtose) dos sedimentos, segundo a classificação de Folk e Ward (1957).

Figura 6 - Procedimento de análise granulométrica no Laboratório de Geologia de Ambientes Aquáticos.

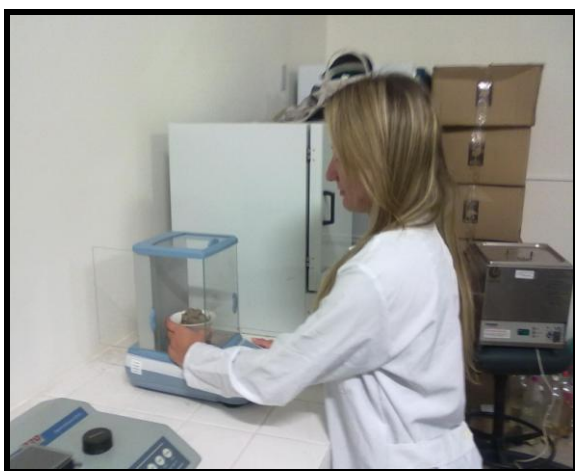
A: Amostras de sedimentos arenosos ensacadas e etiquetadas.



B: Estufa para secagem de amostras dos sedimentos arenosos.



C: Balança utilizada para a pesagem dos sedimentos arenosos.



D: Peneirador e jogo de peneiras utilizados para a separação das amostras dos sedimentos arenosos.

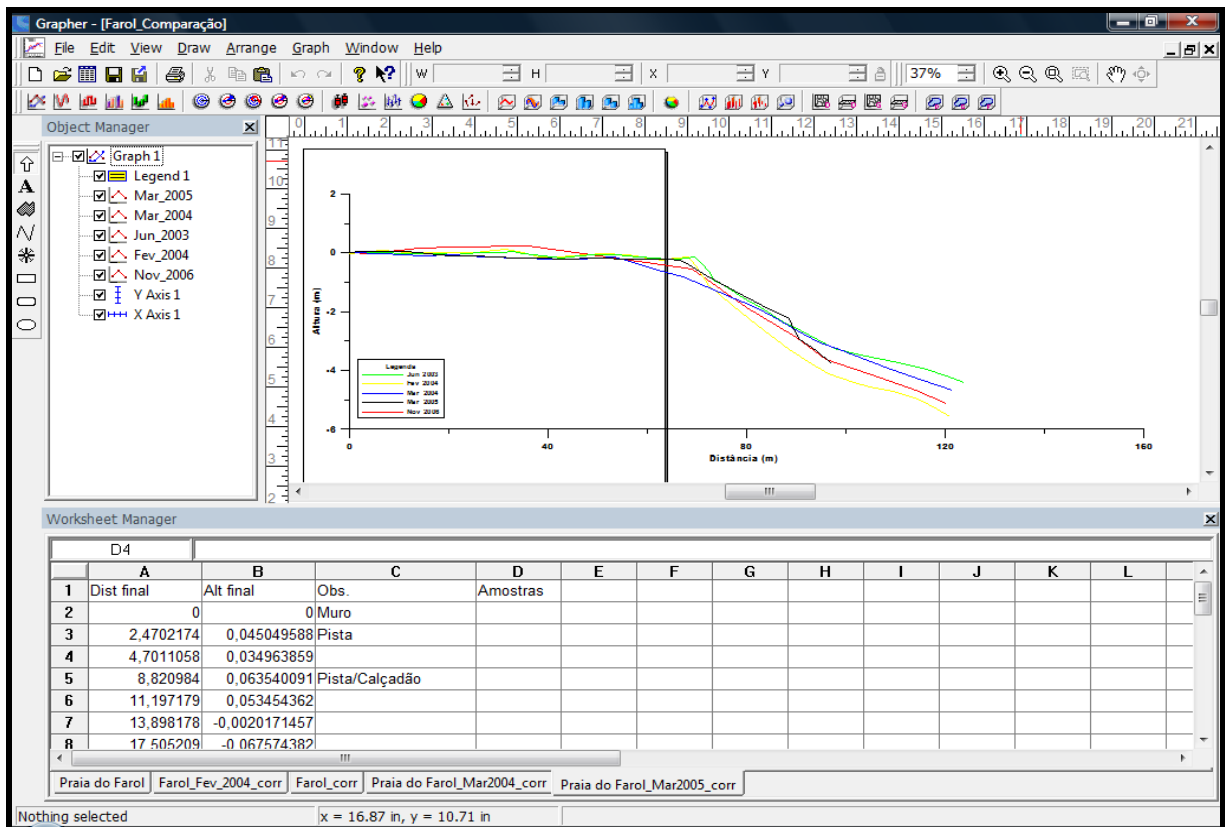


Fonte: Fotos da autora.

### 3.3.3 Processamento Digital de Dados de Perfis Praiais

Posteriormente, os dados topográficos levantados no campo foram processados através da utilização do programa Excel, no qual foi gerado um banco de dados dos perfis levantados. Foi utilizado o *software Grapher Six (2-D Graphing System 6.2.24)* (GOLDEN SOFTWARE, 2011) (Figura 7), para a plotagem e visualização dos perfis topográficos consecutivos, através de uma representação gráfica do perfil praiial, e para que pudessem ser notadas as mudanças na morfologia de cada perfil analisado.

Figura 7 - Célula ativa do software Grapher Six (2-D Graphing System 6.2.24).



Fonte: GOLDEN SOFTWARE (2011).

## 4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

### 4.1 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

O relevo do NE do Pará, de acordo com Costa et al. (1977), é sustentado por três unidades geomorfológicas distintas: o Maciço Residual, a Zona dos Platôs e o Peneplano.

O litoral NE do Pará perfaz 600 km de extensão, indo desde a foz dos rios Amazonas e Gurupi, e é subdividido por Franzinelli (1982, 1992), em dois tipos de costa: Costa de emersão (oeste Baía do Marajó) e Costa de submersão (leste da Baía do Marajó).

Enquanto que Monteiro et al. (1992), dentro do contexto da geomorfologia regional da região do Nordeste do Pará, verificou as seguintes unidades de relevo: Planície Amazônica e Litoral de “rias” e “Lençóis Maranhenses”, Planalto Setentrional Pará-Maranhão, Planalto Rebaixado da Amazônia (BARBOSA; PINTO, 1974).

A compartimentação geomorfológica da Ilha de Mosqueiro compreende duas unidades (SILVA, 1975):

a) **Terraços Pleistocênicos:** São terrenos quase planos situados entre 15 e 25m de altitude, A declividade não ultrapassa 10 %. Estas áreas são sustentadas por sedimentos arenosos, siltosos e argilosos cauliniticos.

b) **Planície Aluvial de Inundação:** Situa-se entre as cotas de 0 a 5m. Apresenta áreas com declives inferiores a 3%, conhecidas popularmente por várzeas (alta e baixa). Nestas áreas ocorrem sedimentos holocênicos argilosos e siltosos.

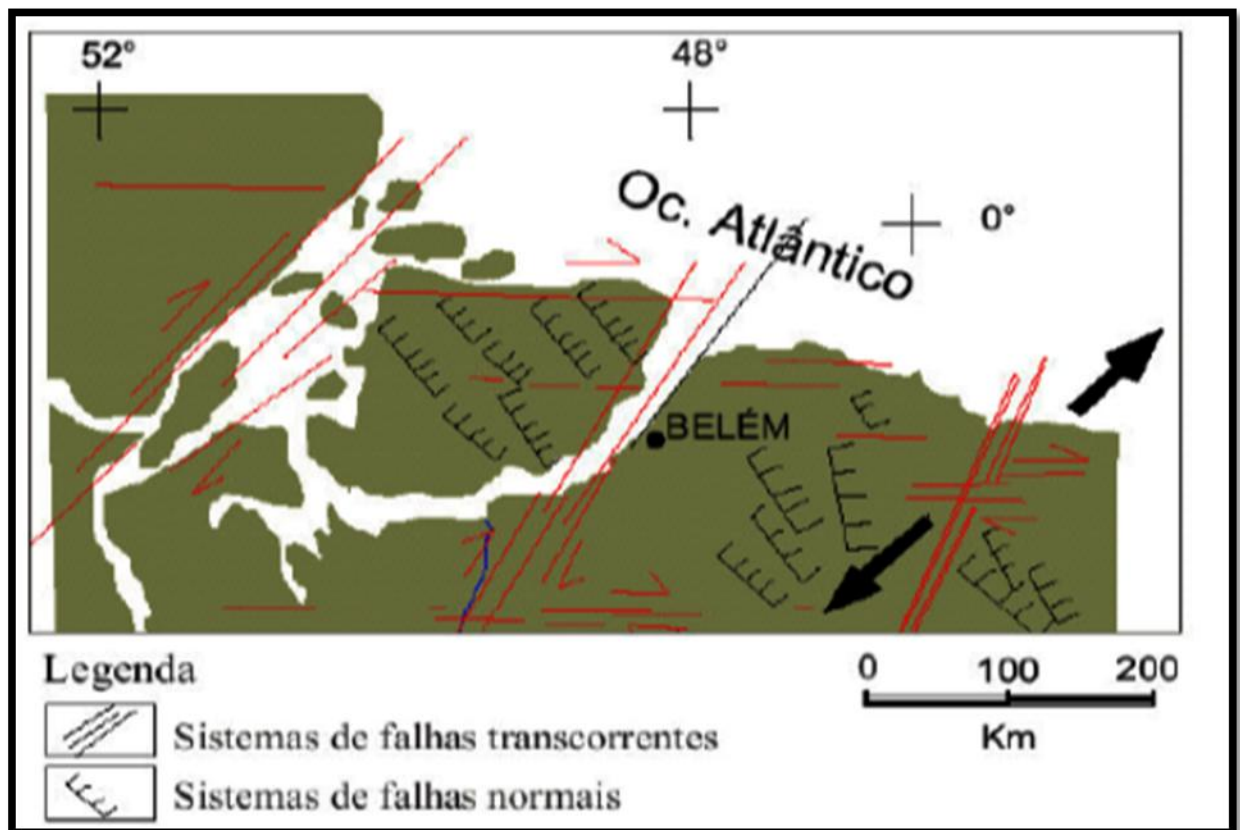
### 4.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS

No nordeste do Estado do Pará, ocorrem unidades do Pré-Cambriano, Eo-Paleozóico e Cenozóico (ARAI et al., 1988; COSTA et al., 1991; ROSSETTI, 1990).

O Pré-Cambriano agrupa rochas do Complexo Maracaçumé, Formações Santa Luzia, Tromai, Gurupi, Viseu e Igarapé de Areia e Granito Cantão, seguindo-se a Formação Piriá posicionada no Eo-Paleozóico. O Cenozóico é representado pelas Formações do Pirabas (Oligo-Mioceno) e do Grupo Barreiras (Mio-Plioceno).

Para Igreja et al. (1990), a costa transicional do Guarujá-Marajó no nordeste do Pará, onde se localizam diversas ilhas, inclusive a do Mosqueiro, é constituída por um arranjo de blocos losangulares ativos desde o Terciário (Figura 8). Estas ilhas resultam do retrabalhamento das rochas sedimentares do Grupo Barreiras e delineiam as falhas normais dos blocos em geral basculados para SE, segundo um leque lístrico com convergência para NW e N. Os manguezais, em posições obliquas, comportam as zonas de transferência. Os horizontes lateríticos concrecionários, nos cantos W dos blocos basculados, afloram e sofrem uma forte ação erosiva atual, uma vez que constituem as feições positivas predominantes e delimitadoras das praias.

Figura 8 - Principais estruturas do quaternário da região nordeste do Estado do Pará.

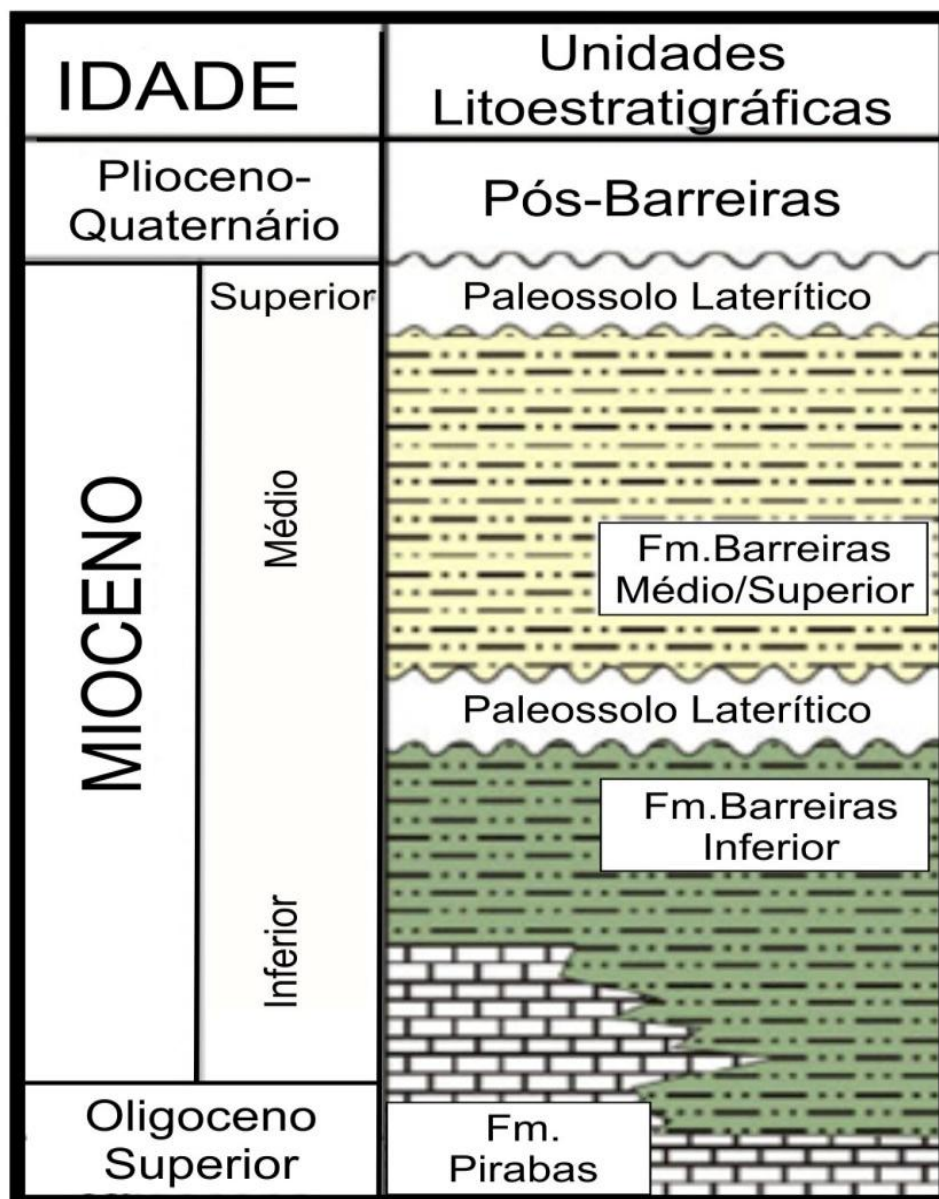


Fonte: Adaptado de COSTA et al. (1996).

#### 4.3 ESTRATIGRAFIA

As unidades geológicas da região de Belém são representadas pelas formações Pirabas e Barreiras, e sedimentos Pós-Barreiras (Figura 9). A deposição dessas unidades foi particularmente controlada pela formação e reativação de falhas normais e transcorrentes (COSTA et al., 1996), como também por mudanças eustáticas e climáticas que geraram flutuações do nível relativo do mar (ROSSETTI, 2001).

Figura 9 - Coluna Estratigráfica da Região Nordeste do Estado do Pará.



Fonte: Modificado de Carvalho (2007).

A estratigrafia Cenozóica da Bacia Sedimentar de Mosqueiro é composta pelos grupos Pirabas (Oligoceno Superior ao Mioceno Inferior), Barreiras (Mioceno Médio ao Superior) e Pós-Barreiras (Plioceno Superior ao Holoceno Inferior (ROSSETI, 2001).

Com base em vários estudos, principalmente sedimentológicos e paleontológicos, (ROSSETTI, 2001) integralizou informações sobre estas formações e propôs uma divisão por seqüências para região Nordeste do Pará que engloba a região de Belém. São elas:

**a) Seqüência A:** compreende a Formação de Pirabas e a parte inferior da Formação Barreiras. A seqüência representa a passagem gradual lateral e ascendente dos depósitos de Pirabas para os sedimentos da Formação Barreiras. As fases finais da sedimentação Pirabas e o início da deposição Barreiras são considerados da idade contemporânea (COSTA et al., 1991; GÓES et al., 1990; ROSSETTI, 2001);

**b) Seqüência B:** corresponde à parte intermediária e superior da Formação Barreiras;

**c) Seqüência C:** representa os sedimentos da Formação Pós-Barreiras.

#### 4.3.1 Formação Pirabas

A Formação Pirabas faz contato com as rochas do pré-cambriano (TEIXEIRA; COSTA, 1992). Esta formação é representada por calcários marinhos, argilito carbonático e arenitos calcíferos.

A sedimentação da Formação Pirabas ocorreu em um momento de transgressão marinha, no Terciário, com sedimentos de origem marinha, após esse período ocorre uma regressão do nível do mar, onde acima da Formação Pirabas se deposita a Formação Barreiras, com sedimentos oriundos da descarga dos estuários.

#### 4.3.2 Formação Barreiras

Esta formação comporta três lito-fácies: argilo-arenosa, arenosa e conglomerática (GÓES et al., 1981, 1980), depositadas sob condições transicionais (planície de mar, manguezais e canais de maré, ambientes de clima úmido) (ROSSETI et al., 1989; ROSSETI, 2001).

O Grupo Barreiras é constituído por uma seqüência de sedimentos siliciclásticos, que variam de argilas multicoloridas a sedimentos inconsolidados, argilo-arenosos e areno-argilosos, geralmente apresentando coloração amarelada, alaranjada e avermelhada, às vezes com leitos de material grosso a conglomerático. Observam-se ainda níveis descontínuos de um arenito ferruginoso (Gress do Pará) em blocos soltos, irregulares e de tamanhos variados (GÓES et al., 1990).

### 4.3.3 Formação Pós-Barreiras

Corresponde aos sedimentos areno-argilosos amarelados sobrepostos ao Grupo Barreiras. Segundo Silva (1996) são de constituição areno-argilosa, composta principalmente por grãos de quartzo e frações de silte e argila, com leitos finos de seixos de arenitos ferruginosos.

Está em discordância erosional com este grupo, com contato, evidenciado por seixos rolados de arenito ferruginoso ou fragmentos dos sedimentos Barreiras (Figura 5). As características deposicionais da Formação Pós-Barreiras sugerem deposição por movimentos gravitacionais e eólicos na faixa litorânea. Sua idade ainda é objeto de controvérsias, sendo assumida constantemente como pleistocênica (ROSSETTI et al., 1989).

Na ilha de Mosqueiro, os sedimentos Pós-Barreiras são constituídos por materiais arenosos, argiloarenosos a argiloconglomeráticos, e apresentam estrutura maciça (COSTA et al., 1991; IGREJA et al., 1990). O contato com as rochas da formação Barreiras indica origem autóctone, segundo transição gradual, e localmente alóctone, em contato abrupto. Apresentam espessuras, variando de 0,5 a 3m. Estão sotopostos à crosta ferruginosa, as vezes sobre saprólito mosqueado do perfil laterítico imaturo imposto na Formação Barreiras.

Basicamente toda superfície da ilha é composta por latossolos derivados dos lateritos. Porém, porções de areia quartzosas brancas (pódzois) surgem em meio a estes solos, provenientes de lixiviação “in loco” dos mesmos (SÁ, 1969).

### 4.3.4 Sedimentos Quaternários

Apesar de pouco espessos, ocupam grandes áreas na região costeira. O Quaternário é representado por sedimentos areno-argilosos pleistocênicos do Pós-Barreiras e pelos depósitos da planície aluvionar, estuarina e costeira da cobertura sedimentar recente (ALVES, 2001).

Os sedimentos quaternários são representados por pântanos, mangues, terraços marinhos, campos de dunas colonizadas, barras, praias e cordões litorâneos atuais, além de dunas costeiras. São compostos por areias, siltes e argilas intercaladas. Sua espessura é variada, podendo chegar, no máximo, a 50m (COSTA et al., 1991). É comum a ocorrência de argilas orgânicas, com restos vegetais, bioturbadas e intercaladas a siltes e areias finas, com espessuras milimétricas a centimétricas (GÓES; TRUCKENBRODT, 1980).

#### 4.4 SOLOS E VEGETAÇÃO

Os solos da área de estudo encontram-se em duas seções fisiográficas distintas: Terraços Aluviais Pleistocênicos e Planície Aluvial de Inundação, Holocênica. Estes solos estão distribuídos nas seguintes grandes classes: Latossolo Amarelo textura média, Concrecionário Laterítico textura argilosa, Areia Quartzosa e Podzólico Vermelho-Amarelo textura argilosa, Podzol Hidromórfico textura arenosa, Glay Pouco Húmico textura argilosa e hidromórficos indiscriminados.

As classes de solos individualizados por Silva (1975), também se relacionam ao controle geomorfológico:

**a) Terraços Pleistocênicos:** São constituídos por latossolos amarelos álicos de textura média, areias quartzosas álicas, materiais concrecionários lateríticos álicos de textura argilosa, podzólicos vermelho amarelados álicos de textura argilosa e podzóis hidromórficos de textura arenosa.

**b) Planície Aluvial:** Formado por solos Glay pouco húmicos de textura arenosa (álico e eutrófico) e solos hidromórficos indiscriminados.

A cobertura vegetal natural da ilha está sob o domínio da Floresta Ombrófila Densa, onde a grande diversidade florística representa a exuberância da floresta amazônica. São encontrados dois subtipos, cujos limites são coincidentes ao das seções fisiográficas presentes na área: nos terraços pleistocênicos ocorre a mata de terra firme enquanto nas planícies aluviais, a mata de várzea. Nas áreas de maior influência salina, encontram-se ainda, os manguezais (VENTURIERI et al., 1998). Além disso, ocorre vegetação secundária, no terreno onde a mata primária foi retirada.

#### 4.5 ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS E METEOROLÓGICOS

O clima é do tipo Am<sup>2</sup> (segundo adaptação da classificação de KÖPPEN), caracterizado por ser quente e úmido, com estação seca prolongando-se de junho a novembro, 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% (MARTORANO et al., 1993).

Segundo dados do Laboratório de Climatologia da Embrapa Amazônia Oriental, uma média anual média de 25,9° C, com mínima de 21,9° C e a máxima de 31,4° C. A média anual da umidade relativa do ar é de 84%, sendo a precipitação pluviométrica de 2.900 mm, onde o trimestre mais chuvoso corresponde aos meses de janeiro, fevereiro e março.

O clima apresenta uma estação marcante chuvosa que se estende de janeiro a julho (inverno) e outra menos chuvosa (seco) que vai de julho a dezembro (verão). Sua densidade hidrográfica apresenta-se maior na parte sudoeste de seu território onde se tem a existência de alguns pequenos rios nos que nascem próximos as áreas centrais da ilha.

#### 4.6 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS E ATMOSFÉRICOS ATUANTES NA COSTA

Os processos costeiros interagem com a geologia (movimentação dos sedimentos e a morfologia das praias), assim produzindo um sistema particular ou ambiente costeiro, envolvendo a ação das correntes de marés, ventos e ondas.

O estuário amazônico resulta da mistura de aproximadamente de 6.300km<sup>3</sup>/ano de águas continentais e 9,3x10<sup>8</sup>ton/ano de sedimentos com águas oceânicas; representando cerca de 20% do total de água doce e 7% do total de sedimentos que são carreados pelos rios de todo mundo para o mar. Essa zona de mistura é fortemente influenciada pela ação das Correntes das Guianas, ramo da corrente Sul-Equatorial do Oceano Atlântico que desloca a massa de água doce em direção aproximadamente NW e faz com que a descarga do Amazonas atinja a costa do Amapá e das Guianas (BARTHEM, 1985).

Os ventos Alísios de Nordeste (ENE) são responsáveis pela formação das ondas no litoral paraense e, segundo Silva (1996) possuem velocidades médias de 7,9m/s, principalmente, entre os meses de dezembro e maio. Esses ventos são, geralmente, precedidos de calmaria e, quase sempre, acompanhados de rajadas violentas e chuvas intensas. Entre os meses de junho e novembro, predominam os ventos de E, com intensidades moderadas (ALVES, 2001).

Os ventos possuem papel importante na formação de ondas e na dinâmica da morfologia costeira, sendo responsáveis não só pelo processo de transporte dos grãos nos ambientes praias, como também pela geração de ondas, que ao atingirem a costa, atuam na deriva litorânea favorecendo o transporte ao longo da mesma.

Estes processos causam retrabalhamento nos sedimentos depositados na zona de intermaré, periodicamente exposta, levando-os para as dunas (FONZAR, 1994) e ainda formando bancos arenosos longitudinais, ilhas barreiras, pontais arenosos, etc (SUGUIO, 1973).

As principais correntes que atuam no litoral paraense são as correntes de maré e, secundariamente, as correntes litorâneas resultantes da chegada das ondas à costa, que são responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma continental para o litoral (ALVES, 2001). França (2003) observou que, no período menos chuvoso as águas ficam salobras devido à maior influência das marés sobre essas águas.

#### **4.6.1 Marés e Correntes de Marés**

As marés são caracterizadas por preamares (PM) e baixamares (BM) e, o padrão normal de marés é a ocorrência de duas PM e duas BM no período de um dia lunar (24h50m). Este tipo de maré é chamado de semidiurna. A maré semidiurna, então, apresenta duas PM e duas BM no período de um dia lunar, sendo o intervalo de tempo entre uma PM e uma BM consecutiva de aproximadamente 6 horas. As maiores amplitudes coincidem em regra geral, com as datas das posições de Lua Cheia e de Lua Nova (maré de Sизígia), entretanto, as menores amplitudes coincidem com aquelas de Quarto Minguante e Crescente (maré de Quadratura) (MARTINS, 2005).

Segundo Pinheiro (1987), ao penetrar na região estuarina, as marés provenientes do Oceano Atlântico, tem sua amplitude aumentada devido a pouca profundidade do fundo marinho da costa brasileira. França (2003) observou que, no período menos chuvoso as águas ficam salobras devido à maior influência das marés sobre essas águas.

Segundo Carvalho (2003), as correntes de maré são as principais correntes que atuam na costa do Estado do Pará. São produzidas pelos movimentos verticais, resultantes da variação (amplitude) do nível do mar. Na costa paraense, estas correntes agem durante todo ano, sendo que nos períodos de maré de sизígia atinge velocidade máxima de 2,8 nós e mínima de 2,2 nós. Na maré de quadratura, a velocidade máxima não ultrapassa 1,48 nós; e a velocidade mínima é de 1,16 nós.

A Ilha do Mosqueiro é denominada por mesomaré semidiurna. Segundo Short (1982) espera-se que em ambientes meso e macromarés, a hidrodinâmica e a mobilidade da praia sejam alteradas com a variação de maré. As marés exercem uma função extremamente importante no transporte de sedimentos no litoral paraense (ALVES, 2001).

As informações levantadas demonstraram que as praias da Ilha do Mosqueiro sofrem uma variação média de marés de 3,5m durante a sizígia e 1,4m durante a quadratura (Tabela 2), o que configura, então, um regime de mesomarés (ALVES, 2002).

Tabela 2 - Médias das estimativas de previsões harmônicas de maré para as praias da Ilha do Mosqueiro, para os meses do ano de 2010.

Meses	Amplitude média de Sizígia (m)	Amplitude média de Quadratura (m)
Janeiro	3,4	1,8
Fev	3,6	1,7
Mar	3,5	1,1
Abr	3,5	1,1
Mai	3,3	1,3
Jun	3,2	1,5
Jul	3,4	1,7
Ago	3,5	1,2
Set	3,6	1,2
Out	3,5	1,2
Nov	3,6	1,3
Dez	3,4	1,6
<b>Média</b>	<b>3,5</b>	<b>1,4</b>

Fonte: DHN (2010).

#### 4.6.2 Ventos

Os ventos possuem papel importante na formação de ondas e na dinâmica da morfologia costeira, sendo responsáveis não só pelo processo de transporte dos grãos nos ambientes praias, como também pela geração de ondas, que ao atingirem a costa, atuam na deriva litorânea favorecendo o transporte ao longo da mesma, retrabalhando os sedimentos depositados na zona de intermaré, periodicamente exposta levando-os para as dunas (FONZA, 1994).

Os dados de vento são referente à costa nordeste do estado do Pará, onde os ventos alísios de NE e SE são os mais atuantes. Tais ventos são originados pelo Anticiclone Tropical Atlântico (ATA) e pelo Anticiclone Tropical Atlântico Norte (ATAN). A ação desses ventos em convergência com a linha do Equador resulta na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que apresenta uma área de extensão variável, com ventos fracos de direções variáveis (FONZA, 1994).

De acordo com a média das velocidades dos ventos nos últimos quatro anos, fornecidos pelo INMET-2° DISME (2004), percebe-se que ocorre um aumento desta velocidade média durante o período mais seco do ano, e uma diminuição durante o período chuvoso. Observa-se ainda que os ventos sejam provenientes das direções E-NE.

#### **4.6.3 Ondas**

A principal variável para avaliar os processos costeiros de curto e médio prazo, é o clima das ondas (MUEHE, 1998).

As ondas são extremamente importantes na configuração da topografia de costa e na deposição/transporte de sedimentos, e estão associadas geralmente à influência dos ventos e realizam selecionamento e redistribuição de sedimentos trazidos pelos rios, formando praias, bancos arenosos longitudinais, ilhas barreiras, pontais arenosos, etc. (SUGUIO, 1973).

Segundo Alves (1999), os ventos alísios ENE são responsáveis pela formação das ondas no litoral paraense.

Informações relacionadas às características das ondas foram observadas *in loco* por El-Robrini (2001), que as ondas quebram com uma altura de até 1m, e períodos em torno de 8s. Em condições de maré baixa, a superfície da água na ilha é tranqüila, com presença de pequenas ondulações, que não chegam 0,3m de altura. As praias de água doce das baías têm ondas volumosas que lembram as praias oceânicas.

## **5 AMBIENTE PRAIAL: DEFINIÇÕES, PROCESSOS COSTEIROS E MORFODINAMICA**

### **5.1 INTRODUÇÃO**

Até pouco tempo, costumava-se pensar que as praias arenosas, não representavam mais do que grandes depósitos de areias praticamente estéreis. Porém, hoje são considerados ecossistemas viáveis e produtivos que sustentam uma variada comunidade de invertebrados e vertebrados (HOEFEL, 1998). Assim, nas últimas décadas ocorreu um aumento da preocupação com a proteção das praias estuarinas e o interesse pelo seu estudo (FREIRE et al., 2006).

Com o progresso científico e tecnológico associado à necessidade de solucionar uma gama de problemas ambientais envolvendo as praias arenosas (antrópicos e naturais), houve uma motivação ao desenvolvimento de seu estudo, uma vez que através da compreensão das respostas morfodinâmicas e hidrodinâmicas das praias frente às variações espaço-temporais, buscam-se chegar a meios de modelagem cada vez mais preditivos, realísticos e de aplicabilidade global (HOEFEL, op cit.).

Ao mesmo tempo, tem-se verificado uma procura crescente das praias estuarinas devido ao seu elevado potencial para atividades de lazer. Dessa forma, a crescente ocupação antrópica das zonas marginais dos estuários tem favorecido, em alguns casos, a eliminação de praias naturais e noutros, a criação de praias artificiais (FREIRE, op cit.)

Os conceitos utilizados para definir o termo praia diferem consideravelmente entre si, mas levam em consideração o caráter não coesivo dos sedimentos e a dominância de fatores hidrodinâmicos primários atuantes. É através desses processos que se busca uma delimitação e caracterização do ambiente praial (HOEFEL, 1998), porém ainda não há uma nomenclatura padronizada para designar os subambientes praias, e mesmo seus limites.

Reineck e Singh (1980) definem praia como uma parte do grande ambiente marinho costeiro, tipicamente transicional, o qual se caracteriza particularmente pela interação direta dos processos geológicos que ocorrem no ar e no continente.

Sugio (1992) descreve a praia como sendo uma zona perimetral de um corpo aquoso (lago, mar, oceano), composta de material inconsolidado, em geral arenoso, que se estende desde o nível de baixamar média para cima, até a linha de vegetação permanente (limite das ondas de tempestade), ou onde há mudanças na fisiografia, como campo de dunas ou falésias.

Segundo Nordström e Roman (1996), as praias estuarinas são definidas como depósitos de sedimentos inconsolidados (areia, cascalho ou conchas) livremente retrabalhados por ondas e correntes associadas. São comumente encontradas ao longo de linhas de costa onde a energia das ondas é adequada para erodir o material inconsolidado das formações costeiras. Também dominam em linhas de costa estuarina próximas a *inlets* oceânicos, onde os sedimentos são depositados e redistribuídos no estuário por ondas e correntes da maré enchente.

As praias estuarinas são depósitos de sedimentos inconsolidados formados devido à movimentação de bancos arenosos de fundo, através de correntes (FISCHER, 2005; FARIAS 2006).

Nordström (1992) considera este ambiente como constituído por finas camadas de sedimentos semelhantes às formações litorâneas erodidas próximas a elas.

Para Muehe (2004), as praias são feições deposicionais no contato entre terra emersa e água, comumente constituídas por sedimentos arenosos, podendo também ser formadas por seixos e por sedimentos lamosos. Sua declividade da terra ao mar varia segundo a natureza dos materiais dominantes: maior nas praias de seixos rolados, e menor em sedimentos arenosos finos.

Santos (2005) diz que a praia é uma zona perimetral de um corpo aquoso composto de material inconsolidado, em geral arenoso ou mais raramente composta de cascalhos, conchas de moluscos, etc., que se estende desde o nível de baixo mar, média para cima, até a linha de vegetação permanente, ou de falésias marinhas.

Dentro de um mesmo estuário podem-se observar praias com uma grande variedade de formas, tamanhos e composições, refletindo a variação nas condições do vento, ondas e correntes, além de alterar as características dos sedimentos provenientes das áreas fontes, da topografia, do crescimento vegetal e das atividades humanas (FISCHER, op cit.).

Sendo as praias, ambientes tão variáveis espaço-temporalmente, a delimitação dos subambientes deve considerar também a ação dos agentes dos processos hidrodinâmicos dominantes, que acabam por promover modificações morfológicas nesses ambientes (ALVES, 2001).

## 5.2 PRAIAS ESTUARINAS DA ILHA DO MOSQUEIRO

As praias possuem diferentes características umas das outras, principalmente em relação à variedade de grãos, formas do perfil praial, grau de exposição a ventos e ondas, correntes associadas, padrões de crescimento de vegetação e atividades humanas (ALVES et al., 2011).

De acordo com Nordström (1992), a praia estuarina é um ambiente constituído por finas camadas de sedimentos inconsolidados (3-30 cm), variando em extensão de alguns metros para vários quilômetros, normalmente, compostas de materiais similares de formações litorâneas erodidas atrás da praia. Possuem uma baixa energia de onda, e uma variação significativa de amplitude de maré. Sendo dominantes nestes ambientes, ondas geradas localmente e correntes de maré de estuários (NORDSTRÖM, 1992). Portanto, as praias estuarinas estudadas na Ilha de Mosqueiro enquadram-se dentro deste conceito.

Em geral, as praias desta Ilha são curtas e estreitas, formando enseadas, com suas larguras diminuindo em direção as pontas, caracterizando uma orla marcada por sucessivos pontões e enseadas.

As praias da Ilha do Mosqueiro apresentam semelhanças, com a seqüência estratigráfica local, representada pelos sedimentos do Grupo Barreiras, o qual aflora em muitas praias durante a baixamar, e o Pós-Barreiras (SÁ, 1969). As melhores exposições do Grupo Barreiras ocorrem nas falésias ativas ou inativas, na orla da Ilha. Na área de estudo, as falésias ativas foram observadas na praia da Ariramba; e as falésias inativas, praia do São Francisco.

## 5.2 PROCESSOS COSTEIROS

### 5.2.1 Ondas

Segundo Reineck e Singh (1980), a energia das ondas é um dos principais fatores controladores do desenvolvimento e das variações morfológicas das praias.

A movimentação dos sedimentos e a morfologia das praias estão intrinsecamente associadas à atuação dos processos oceanográficos físicos. Esses processos envolvem basicamente a ação das ondas, marés e ventos, além das correntes geradas por cada um destes fatores (ALVES, 2001)

A morfologia resultante depende de fatores adicionais como: tipo e disponibilidade de sedimentos, geologia, variação do nível relativo do mar, modificações geoidais, etc, mas a identificação da abrangência espacial de diferentes climas de ondas constitui um primeiro e importante passo para a identificação de compartimentos costeiros (MUEHE, 1998).

As ondas são extremamente importantes na configuração da topografia de costa e na deposição/transporte de sedimentos, e estão associadas geralmente à influência dos ventos e realizam selecionamento e redistribuição de sedimentos trazidos pelos rios, formando as praias, bancos arenosos longitudinais, ilhas barreiras, pontões arenosos, etc. (SUGUIO, 1973).

As ondulações que chegam à costa (ondas incidentes ou gravitacionais) sofrem o efeito de refração no fundo marinho (em função da diminuição da profundidade) ou difração, que é o fenômeno de transmissão lateral de energia de uma onda através de sua crista, ao redor de obstáculos (presença de ilhas, promontórios, etc.). Esses fenômenos geram perturbações na direção de propagação das ondas, de tal modo que, quando convergem para um determinado local, há concentração de energia no mesmo, predominando a erosão, e quando divergem, há dispersão de energia, ocorrendo, então, a deposição.

Outro fenômeno que ocorre, é a reflexão das ondas, quando voltam em direção contrária à de propagação inicial, após chocar-se com um obstáculo (praias fortemente inclinadas, barreiras, muros de arrimo, etc.) gerando um novo tem de ondas, que acaba se superpondo ao interior.

Praias de baixa declividade são propícias para a formação de ondas deslizantes, nas quais, as ondas empinam-se gradualmente para então deslizar pelo perfil, dissipando sua energia através de uma larga faixa da zona de surfe (ALVES, 2001).

O litoral norte sofre influência das ondas formadas a partir dos alísios, que apresentam em regra geral, alturas abaixo de 2m em mar aberto, corroborada com os dados do site Previsão Oceânica Modelo WWATCH GLOBAL do CPTEC/INPE. As ondas em sua maioria são geradas pelos ventos e, notadamente, pouco se conhece sobre o regime de ondas no litoral paraense (SILVA, 2001).

Segundo Souza Filho (2001), a posição geográfica do NE do Estado do Pará, aliada a seus embaiamentos costeiros ("rias"), e à grande extensão da plataforma continental, proporciona um ambiente de alta energia, onde as praias da zona costeira do Estado do Pará têm sua morfologia relacionada principalmente, devido às meso-macromarés associadas com a ação das ondas.

Segundo Nordström (1992), a variação sazonal é refletida, principalmente na energia das ondas, que se tornam mais energética, devido à ação das macromarés de sizígia.

A incidência de ondas nas linhas de costa gera grande variedade de correntes costeiras, onde predominam as componentes paralelas à praia (SOUZA, 1997).

Segundo Pinheiro (1987), na Baía de Guajará, as ondas quebram com altura de 1m e períodos em torno de 8 segundos.

Alves (2001) descreve que os ventos alísios ENE são responsáveis pela formação das ondas de cerca de 1-1,5m na praia de Ajuruteua.

A superfície das águas na Ilha do Mosqueiro caracteriza um tranquilo sistema de enseadas, com presença de pequenas ondulações, que variam entre 0,3 e 0,6m de altura (ALVES et al., 2011).

A quebra das ondas (Figura 10) se dá basicamente de 4 modos distintos:

**a) Ascendentes (*surging breaker*):** ocorre em praias de alta declividade;

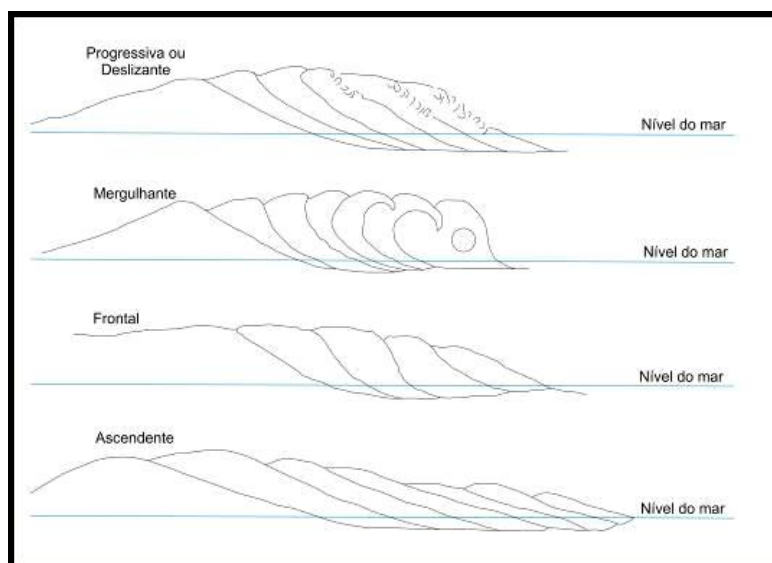
**b) Mergulhantes (*plunging breaker*):** ocorre em praias de declividade moderada a alta.

Quando as cristas das ondas se rompem após formarem um enrolamento em espiral;

**c) Deslizante ou Progressiva (*spilling breaker*):** ocorre nas regiões de topografia de fundo mais suave, quando as ondas quebram percorrendo uma grande distância;

**d) Frontal (*collapsing breaker*):** ocorre em praias de pendente abrupta e é considerado um tipo intermediário entre os tipos mergulhante e ascendente.

Figura 10 - Tipos de quebra de onda nas zonas costeiras.



Fonte: Alves (2002).

Figura 11 - Ondas do tipo mergulhantes na praia do Farol.



Fonte: Foto de Marcelo Moreno.

### 5.2.2 Marés

São os movimentos periódicos de elevação e abaixamento da superfície dos oceanos, mares, rios e lagos. Este fenômeno é provocado pela atração gravitacional simultânea entre Sol, Lua e massas d'água na terra. Pelo fato de ser mais próxima da Terra a Lua lhe causa maior influência.

Nos períodos em que o Sol e a Lua estão em conjunção, nas fases de Lua Nova e de Lua Cheia, ocorre uma somatória de forças desses astros, fazendo, assim, que ocorram as grandes marés, chamadas de marés de sizígia ou marés de águas vivas, fazendo com que as águas possuam maiores amplitudes e velocidades de correntes.

A margem leste da Ilha de Marajó pertence a uma região dominada por um regime de macromarés, com amplitude de 4,3m durante a sizígia (DHN, 2009), que representa um importante parâmetro nas variações morfológicas das praias em curto tempo (FARIA JR.; MARÇAL; PINHEIRO, 1987).

Os setores Insular Estuarino do rio Amazonas e Continental Estuarino do rio Pará/Baía do Marajó sofrem influência da mesomaré, que representam amplitudes de até 3,65m durante as marés de sizígia, no período chuvoso. As menores amplitudes de marés registradas são de 0,5m, durante as marés de Quadratura.

De acordo com Nordström (1980), as mudanças de curto período referem-se a flutuações cíclicas, que ocorrem numa escala de tempo de dias a um ano, conforme a sazonalidade. Nesse caso, as mudanças podem estar relacionadas aos padrões cíclicos de frequência e intensidade de tempestades, de alternância entre períodos úmidos e secos, de direção e intensidade dos ventos, de regime de ondas, de ocorrência de marés de sizígia, de transporte sedimentar e de balanço local de sedimentos.

Devido sua grande amplitude na região, as marés assumem um papel de grande relevância para as variações morfológicas rápidas das praias (ALVES et al., 2011).

Tais registros podem ocorrer nas praias da Ilha de Marajó, como encontrados por El-Robrini (2001) onde observou também que a amplitude das marés de sizígia está em torno de 3,6m.

### 5.2.3 Correntes associadas

No litoral paraense as principais correntes que atuam são as correntes de maré, e, secundariamente, as correntes litorâneas que são resultantes das chegadas das ondas à costa, responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma continental para o litoral.

A incidência de ondas na linha de costa gera correntes costeiras, onde o ângulo de incidência das mesmas nas praias é que determinará o tipo de circulação costeira. As correntes induzidas por ondas são geradas por dois tipos de mecanismos e divididas em: correntes de deriva litorânea (*longshore currents*) e correntes de retorno (*rip currents*).

Segundo Fonseca et al. (2000), a Corrente Costeira Norte Brasileira (CCNB) é a maior corrente de contorno oeste nas latitudes tropicais do Oceano Atlântico. Esta fecha o giro equatorial dirigido pelos ventos, sustentando um sistema zonal de contracorrentes, e transporta águas do Atlântico Sul através do Equador.

A região norte é altamente influenciada pela CCNB, que transporta as águas da plataforma continental externa e do talude na direção noroeste, com uma velocidade que chega até  $1,2 \text{ m.s}^{-1}$  (RICHARDSON et al., 1994).

As correntes constituem alguns dos importantes agentes de remobilização de sedimentos e, são responsáveis pelo transporte de material ao longo da costa e, muitas vezes seguem, nas praias, os sistemas de crista e calha (*ridge and runnel systems*) (ALVES, 2001; MICHEL; HOWA, 1999). Constituem também, o grande mecanismo de circulação responsável pela manutenção da estabilidade e equilíbrio dos ambientes praias (TESSLER; MAHIQUES, 2008).

De acordo com Komar (1976), duas correntes convergentes de deriva litorânea, com ondas se aproximando paralelamente à linha de costa, ou correntes com apenas um sentido preferencial e geradas por ondas que atingem a praia em ângulos  $\leq 5^\circ$ , podem produzir correntes de retorno concentradas.

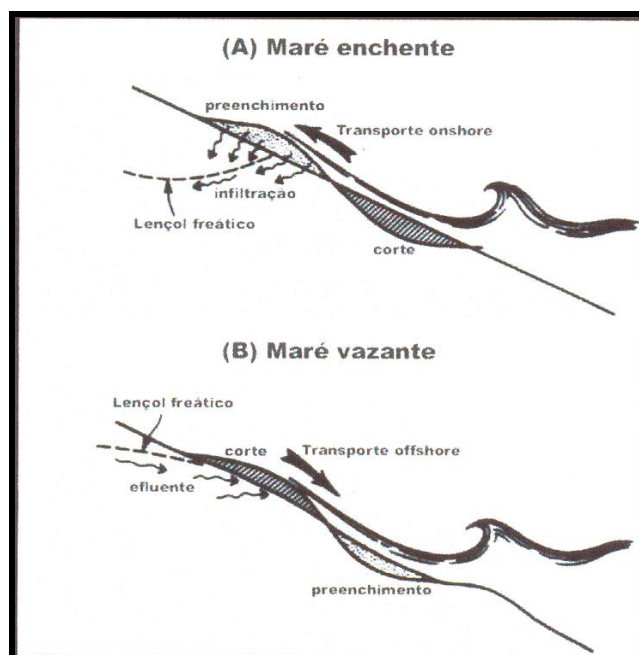
As correntes de retorno podem ser resultantes de ondas oblíquas que se aproximam das praias. Segundo Reineck e Singh (1980), representam um produto de águas acumuladas por onda se ventos nas praias, no sistema crista e calha.

Este acúmulo chega a um *stress* máximo, e a água acumulada retorna em ângulos quase retos em direção do mar, sob a forma de fortes correntes, que geram canais de ângulos igualmente retos em direção à linha de costa.

A migração dos canais de maré e foz de canais ao longo da costa tem sido utilizada para se determinar a direção da deriva litorânea.

Duncan (1964) investigando os efeitos do lençol freático no padrão de reajustamento dos perfis em ciclo de maré caracterizou que, a maior parte dos sedimentos transportados através do estirâncio pelo processo de *swash* durante a maré enchente, é depositada no limite superior do *swash* (Figura 12). Em oposição durante a maré vazante, o processo de *backwash*, mais intenso, remove a areia e a deposita em direção à costa, onde o mesmo colide com a zona de surfe incidente, e perde sua capacidade de transporte.

Figura 12 - Efeitos de lençol freático no corte e preenchimento do perfil praiial durante as marés de enchente (A) e vazante (B).



Fonte: Alves (2001).

### 5.3 MORFOLOGIA PRAIAL

A morfologia praiial relaciona-se com as características dos sedimentos, ondas imediatas e antecedentes, condições de maré e vento, e estágio da praia antecedente, e, durante um longo período de tempo, uma determinada praia tende a exibir um estágio recorrente modal ou mais freqüente dependente das condições ambientais (ALVES, 2001).

A dinâmica costeira é a principal responsável pelo desenvolvimento das praias arenosas e pelos processos de erosão e/ou acreção que as mantêm em constante alteração.

Os ventos, as ondas por eles geradas e as correntes litorâneas que se desenvolvem quando as ondas chegam à linha de costa, além das marés, atuam ininterruptamente sobre os materiais que se encontram na praia, erodindo, transportando e depositando sedimentos.

A corrente de maré, principal corrente que atua no litoral paraense, é a movimentação horizontal alternante da água em função da subida ou da descida das marés causadas por fatores astronômicos (SUGUIO, 1992).

Segundo El-Robrini (2001), essas correntes são as principais responsáveis pelas trocas *onshore* e *offshore*, causando impactos maiores na morfologia praiial. E representam, ainda, um dos principais agentes que controlam tanto a distribuição espacial como temporal, de partículas em áreas costeiras e estuarinas.

### 5.3.1 Zonação hidrodinâmica

Do ponto de vista hidrodinâmico distinguem-se três zonas principais (Figura 13):

**a) Zona de arrebentação (*Breaking zone*):** porção da praia onde ocorre a quebra das ondas. Aos pontos de quebra, comumente, associa-se a ocorrência de um banco arenoso seguido de uma cava;

**b) Zona de surfe (*Surf zone*):** esta zona depende diretamente do modo de dissipação energética das ondas incidentes, ou seja, do tipo de quebra. Em praias com baixa declividade, as ondas quebram-se formando vagalhões. Em praias muito íngremes, a zona de surfe tende a ser dominada por movimentos de frequência sub-harmônica. A menos que a arrebentação seja pontual ou muito estreita numa praia, é impossível dissociá-la da zona de surfe;

**c) Zona de espraiamento (*Swash zone*):** é identificada como sendo a região da praia delimitada entre a máxima e a mínima excursão das ondas sobre a zona de intermaré, onde atuam os processos de fluxo e refluxo (*swash e backwash*, respectivamente). Nesta zona pode acontecer uma feição deposicional de sedimentos, através da ação das ondas, denominada de berma.

Figura 13 - Classificação das principais zonas do perfil praial sob o ponto de vista hidrodinâmico.



Fonte: Alves (2002).

### 5.3.2 Zonação morfológica

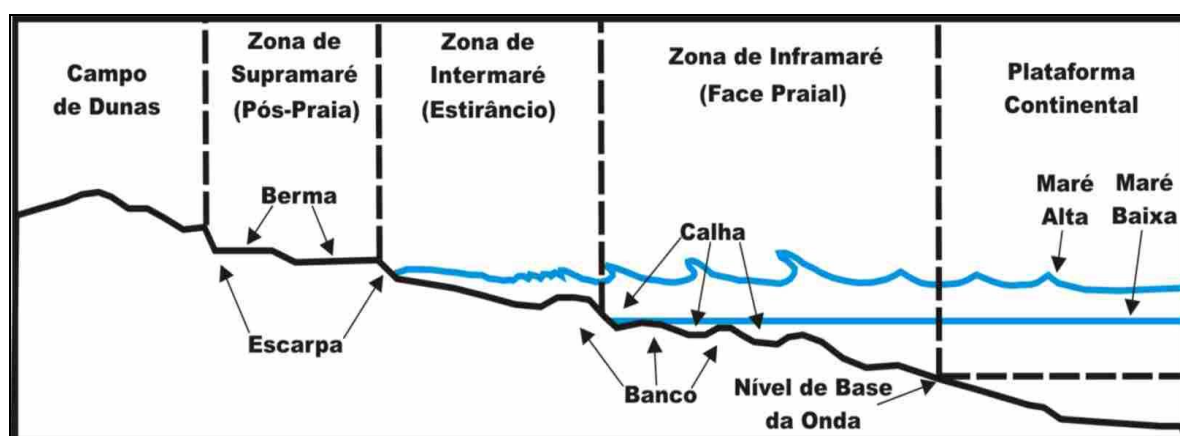
Do ponto de vista morfológico distinguem-se as três zonas principais (Figura 14):

a) **Zona de Supramaré (*Supratidal Zone*)** ou **Pós-praia (*Backshore*)**: está limitada, em direção ao mar, pelo nível de maré alta de sizígia, onde se observa uma escarpa de praia, e em direção ao continente por dunas costeiras. As dunas, constituídas de areia fina bem selecionada, são o resultado do retrabalhamento dos sedimentos arenosos da zona de intermaré, que, expostos durante a maré baixa, são transportados pela atividade eólica;

b) **Zona de Intermaré (*Intertidal Zone*)** ou **Estirâncio (*Foreshore*)**: é a face de praia propriamente dita e está limitada pelos níveis de maré alta e baixa de sizígia. O limite entre o pós-praia e a zona de intermaré é uma feição chamada de crista de berma. A zona de intermaré é, freqüentemente, subdividida em três zonas: zona de intermaré superior (à partir do nível de maré alta de quadratura até o nível de maré alta de sizígia), zona de intermaré média (entre o nível de maré baixa e alta de quadratura), e zona de intermaré inferior (à partir do nível de maré baixa de sizígia até o nível de maré baixa de quadratura) e;

c) **Zona de Inframaré (*Infratidal Zone*)** ou **Face praial (*Shoreface*)**: está situada entre a linha de maré baixa e o limite em direção ao mar, onde ocorre a ação das ondas no substrato. Esta zona é caracterizada por barras arenosas, paralelas à linha de costa.

Figura 14 - Classificação das principais zonas do perfil praial sob o ponto de vista morfológico.



Fonte: Alves (2002).

#### 5.4 FONTE, COMPOSIÇÃO, TRANSPORTE E TIPOS DE SEDIMENTOS

Existem outras fontes de sedimento para a praia, além dos sedimentos trazidos pelos rios e da produção biológica, tais como a formação de precipitados químicos e a erosão de costões rochosos (BROWN et al., 1989; KENNET, 1982).

Para Shepard (1973), a fonte direta de quase todas as praias arenosas é a plataforma continental, que recebeu previamente sedimentos do continente durante o Pleistoceno, quando o nível relativo do mar estava mais baixo. Uma outra fonte vem da erosão de falésias por ação das ondas.

Os sedimentos de uma praia podem ser compostos de qualquer material que seja disponível em quantidades significantes e que possua características apropriadas (como tamanho e durabilidade) a permanecer sobre as condições hidrodinâmicas da praia (KOMAR, 1976).

De acordo com Milliman (1983), a composição dos grãos terrígenos, em grande parte determinada pelo tamanho dos grãos, depende diretamente dos agentes de transporte e deposição.

Segundo Komar (1976) a morfologia de uma praia reflete a composição dos seus sedimentos, e os processos físicos. Ondas e correntes costeiras retrabalham continuamente os sedimentos acumulados na praia, arredondando as partículas, e selecionando-as por tamanho, forma e densidade, começando com a composição da (s) rocha (s) fonte. Incluem ainda os vários processos que modificam os sedimentos ao longo do caminho entre a sua área fonte e o sítio final de deposição. A praia, portanto, toma a forma que reflete o movimento da água e dos sedimentos.

Uma das causas frequentes da erosão ou progradação costeira é a alteração no volume de sedimentos transportados paralelamente à linha de costa. Este transporte, efetuado pelas correntes longitudinais na zona surfe ocorre de maneira vetorial, sendo importante não só a corrente longitudinal, mas também os vetores gerados pela agitação das águas (KOMAR, 1976).

Geralmente, não é muito fácil realizar no campo, medições diretas de deriva litorânea, entretanto, alguns métodos indiretos podem mostrar, aproximadamente, a evolução da deriva litorânea (ALVES, 2001).

Segundo Komar (1976), três métodos têm sido utilizados para medições diretas de deriva litorânea:

a) **Método 1:** medindo-se taxas de acreção ou *bypassing* de areias em um litoral com obstáculos, como *jetties* ou quebra-mares;

b) **Método 2:** calculando a deriva litorânea, através de dados estatísticos de onda, utilizando uma equação que os relacione e;

c) **Método 3:** medindo-se a taxa de diluição dos minerais pesados nas areias de praia.

## 5.5 GRANULOMETRIA DOS SEDIMENTOS PRAIAIS

A inter-relação entre o tamanho do grão do sedimento e a morfologia do perfil de praia é de uma forma geral, bem conhecida. Muitos estudos têm sido conduzidos para investigar a variação espacial do sedimento ao longo do perfil. Para isso, todos os modelos assumem que diferentes diâmetros de grão mostram um grau distinto de variabilidade espacial, que induz a conclusão que cada tamanho de sedimento responde diferentemente à mesma hidrodinâmica (MEDINA et al., 1994).

As maiores partículas de areia de qualquer praia podem ser encontradas no ponto de mergulho, onde observações indicam ser o ponto de máxima turbulência.

A próxima maior partícula é encontrada no topo do berma de verão: após a agitação do ponto de mergulho, o material grosso é aprisionado em suspensão e carregado pelo espraiamento até o limite da face da praia e sobre o berma, onde não consegue retornar.

A areia mais fina é encontrada nas dunas, pois esta é transportada pelo vento, que age seletivamente sobre os grãos mais leves. Na porção submersa, os sedimentos se tornam menores com o aumento da profundidade (BASCUM, 1951).

A morfologia praias está diretamente relacionada às características texturais dos sedimentos, de forma que, segundo (BASCUM, op cit.), a declividade das praias é controlada principalmente por dois fatores: (1) o tamanho do grão de areia e (2) a intensidade das ondas. Quanto maior a inclinação da praia, maior será o tamanho de grão que pode ser mantido em suspensão e retirado da praia. Isto provoca um aumento e manutenção da granulometria.

De acordo com o declive da praia, os sedimentos finos podem ser encontrados próximos à linha de espraiamento onde a água é estacionária, ou tão proximamente dos grossos ao longo da calha onde estão as maiores velocidades (EVANS, 1939).

Segundo Bird (1996), algumas praias mostram uma variação na concentração de sedimentos finos para sedimentos grossos em uma ou outra direção ao longo da costa. A composição de tamanho de grão do material praiado pode variar lateralmente, particularmente nos arredores de costões rochosos em erosão, onde a proporção de material grosso localmente derivado pode ser alta, e perto a desembocaduras de rios, onde é provável que uma proporção maior de sedimento fluvial grosso esteja presente. Tal variação pode ser observada nas praias da Ilha de Mosqueiro, haja vista a presença de promontórios do planalto costeiro.

## 5.6 PROCESSOS MORFODINÂMICOS

As praias e as zonas litorâneas adjacentes agem como acumuladores de energia das ondas, em consequência disso, são muito sensíveis a mudanças, em escalas que variam de poucos segundos a vários anos.

A ampla observação de praias arenosas no mundo inteiro levou à identificação das variáveis e dos processos globais responsáveis pelo seu comportamento dinâmico.

Nos últimos anos, a descrição morfológica das praias recebeu um novo enfoque, resultante, principalmente, dos estudos realizados em praias australianas.

A escola australiana de geomorfologia costeira têm tido ampla aceitação e uso de seus princípios, já que empregavam com sucesso uma abordagem essencialmente morfodinâmica, onde identificaram estudos morfológicos distintos associados a diferentes regimes de ondas.

O termo morfodinâmica refere-se à interação entre a atividade dinâmica de alguns processos físicos e as feições morfológicas construídas por estas atividades dinâmicas.

A morfologia de uma praia em um determinado tempo é função da característica dos sedimentos, ondas imediatas e antecedentes, condições de maré e vento, e estágio da praia antecedente. Entretanto, durante um longo período de tempo, uma dada praia tende a exibir um estágio recorrente modal ou mais freqüente, que depende das condições ambientais.

Wright et al. (1979), Short e Hesp (1982) e Wright et al. (1982) realizaram trabalhos que empregando uma abordagem morfodinâmica, identificaram que os estágios ou estados morfológicos de uma praia estão associados a diferentes regimes de ondas. Seus estudos mostraram que após determinado evento de alta energia, na busca de um perfil de equilíbrio, a praia se modifica.

Essas modificações se dão segundo uma seqüência de situações morfológicas envolvendo erosão dos sedimentos das zonas de supramaré e intermaré, e o armazenamento destes na zona de inframaré, sob a forma de bancos arenosos, e seu gradual retorno à praia. Durante períodos normais de baixa energia, ocorre a formação de dunas embrionárias e de berma praial (SHORT, 1991).

Segundo Wright e Short (1984) embora o conceito de estágios ou estados morfológicos impliquem em uma assembléia completa de formas deposicionais e processos hidrodinâmicos, que resultam em 6 diferentes configurações morfodinâmicas praias, estes estágios podem ser examinados à partir de seus dois extremos:

- **Dissipativo:** com praias suaves, extensas e com grande estoque de sedimentos subaquosos e,
- **Reflectivo:** com praias íngremes, pequenos estoques de sedimentos subaquosos, porém, grande estoque de sedimentos subaéreos.

Faria Jr et al. (1987) estudando a dinâmica sedimentar da praia do Maçarico em Salinópolis (PA), fizeram os primeiros estudos descritivos na zona costeira do nordeste paraense.

Muehe e Albino (1992) descreveram a erosão e recuperação de um pontal arenoso, junto à foz do Rio Macaé, onde processos erosivos provocaram o desaparecimento de 300m do mesmo, e com os resultados evitaram a construção de um quebra-mar na região.

Segundo Muehe (1995), o perfil transversal de uma praia vai depender do ganho ou perda de areia, de acordo com a energia das ondas, ou seja, de acordo com as alternâncias entre tempo bom (engordamento = ganho de sedimento) e tempestade (erosão = perda de sedimento). Nas zonas em que o regime de ondas se diferencia significativamente entre verão e inverno, a praia desenvolve perfis sazonais típicos de acumulação (perfil de verão) e erosão (perfil de inverno).

Com isso, atingindo a praia um equilíbrio às diferentes condições oceanográficas, ela desempenhará um essencial papel de proteção da costa contra a erosão marinha.

Muehe (1998) estudando 4 praias a norte e oeste de Cabo Frio (RJ), propôs uma nova abordagem para a determinação do estado morfodinâmico utilizando as características das ondas no momento da observação. Para tal fez a inferência da morfologia da praia e das zonas de surfe e arrebentação, por meio de comparação da altura e período da onda significativa, na zona de arrebentação mais externa, e altura e duração do espraiamento da onda na face praial.

Alves (2001) estudando a praia de Ajuruteua caracterizou que ciclos de erosão e acreção são condicionados naquela praia pela sazonalidade climática dos períodos seco e chuvoso, além da ação das marés e ondas, responsáveis pelos processos erosivos atuantes. Revelaram também o padrão de variação sazonal de praias dissipativas, que mostram a alternância de formação de berma e barra arenosa com sistema de crista e calha (*ridge and runnel*).

Farias (2006) estudando as praias do Amor e dos Artistas classificou-as com base nos parâmetros morfodinâmicos como Terraço de Maré Baixa no período seco, e Correntes de Retorno e Barras Transversais no período chuvoso, e como praia intermediária, com dois estágios morfológicos: Terraço de maré baixa, durante o período seco e Banco e Calha Longitudinal no período chuvoso.

Costa (2008) estudando a variabilidade morfossedimentar das principais praias da Ilha de Algodual visando principalmente a caracterização destas praias, quanto aos períodos de erosão ou deposição, estabeleceu que a Praia da Caixa D'Água apresentou a classificação de Banco e Calha Longitudinal e declividade média  $0^{\circ}48'$ . Na Praia da Princesa verificaram-se características de ambiente praial Dissipativo com predominância de eventos erosivos. Na Praia Grande ocorreu variação do estágio Banco e Calha Longitudinal para o estágio Dissipativo.

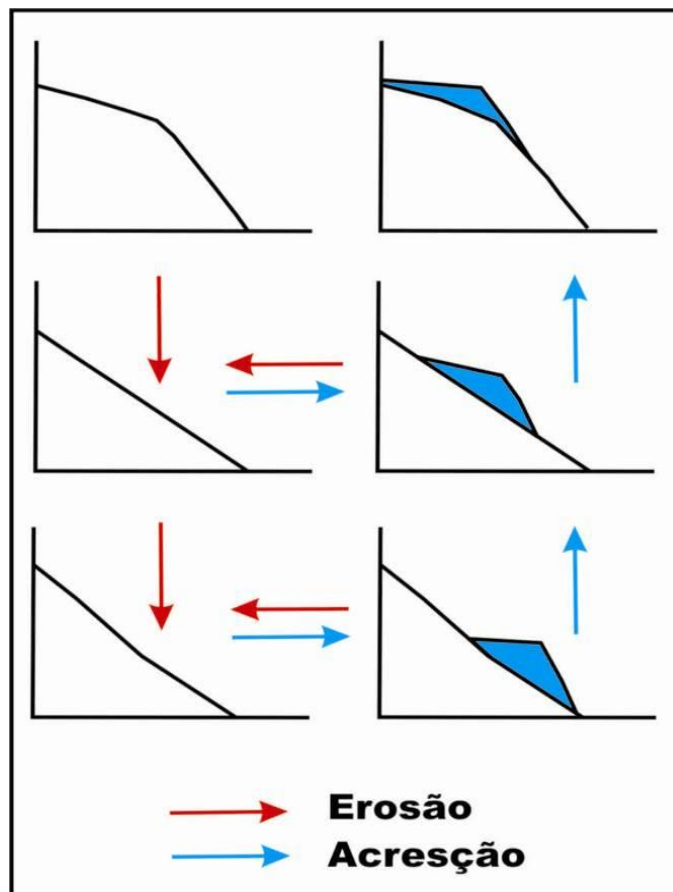
Nogueira (2008) estudando a Praia Grande de Salvaterra (PA) demonstrou que a praia apresenta perfis estreitos de declividades acentuadas, com as falésias ao norte e o campo de dunas ao sul, além de berma praial bem definida. Afirma que a praia é constituída, predominantemente, por areias médias e grossas, moderadamente selecionadas, sendo classificada como praia reflectiva, onde a intensa ação erosiva das ondas foi o principal agente causador das variações morfológicas observadas durante esse período.

Saldanha (2009) estudando a variabilidade morfossedimentar das praias do Caripi e de Itupanema demonstrou que os resultados para a praia do Caripi no período seco a classificam como praias Reflectivas, Terraço de Maré Baixa e Terraço de Maré Baixa e Correntes de Retorno. Na praia de Itupanema, os valores são para praias Reflectivas e Terraço de Maré Baixa.

O ciclo de armazenagem e retirada de sedimentos na praia foi caracterizado por Sonu e Van Beek (1971), que definiram uma seqüência típica das configurações dos perfis praias, onde a convexidade da praia está ligada a um perfil mais construtivo e a concavidade a um perfil mais erosivo (Figura 15).

Segundo estes autores, as propriedades geométricas, expressas em termos de largura da praia, estoque de sedimentos, e configuração do perfil, são governadas essencialmente pela distribuição do excesso do depósito sedimentar na superfície da praia. Esse depósito local, denominado de berma, aumenta durante processos de acresção, mas diminui em tamanho, e eventualmente desaparece, em eventos de erosão.

Figura 15 - Seqüência típica de configurações de um perfil de praia com detalhes da concavidade da praia. Em vermelho, são as mudanças por erosão, em azul, as mudanças por acresção.



Fonte: Sonu e Van Beek (1971).

Segundo Nordström (1992) e Nordström e Jackson (1992), há dois padrões de mudança morfológica em praias estuarinas de mesomare:

**a) Tipo A:** caracteriza-se pela remoção de sedimentos da porção superior da praia e deposição na parte inferior, resultando num perfil côncavo para cima; e

**b) Tipo B:** consiste no deslocamento vertical de todo o perfil praial, acompanhado por pequena ou nenhuma mudança do gradiente praial.

Os tipos de mudança do perfil praial estão relacionados a diferenças no estoque sedimentar, à energia das ondas e correntes de maré e às trocas sedimentares no sentido transversal e longitudinal à praia.

#### 5.6.1 Modelo de Dean (1977)

O modelo de Dean foi desenvolvido à partir da análise de 504 perfis ao longo de praias arenosas da costa do Golfo e costa leste dos EUA, dominadas por ondas. Dean (1977) estendeu a sua aplicação para dentro da zona de arrebentação até a linha de costa, e através da análise destes perfis, encontrou que um perfil formado predominantemente por ondas irá ter a forma de perfil de equilíbrio através da Equação 1:

---


$$\mathbf{h} = \mathbf{A}\mathbf{x}^{\mathbf{m}} \quad (1)$$


---

onde:

**h** é a profundidade d'água (m);

**A** é a constante empírica forma do perfil de equilíbrio;

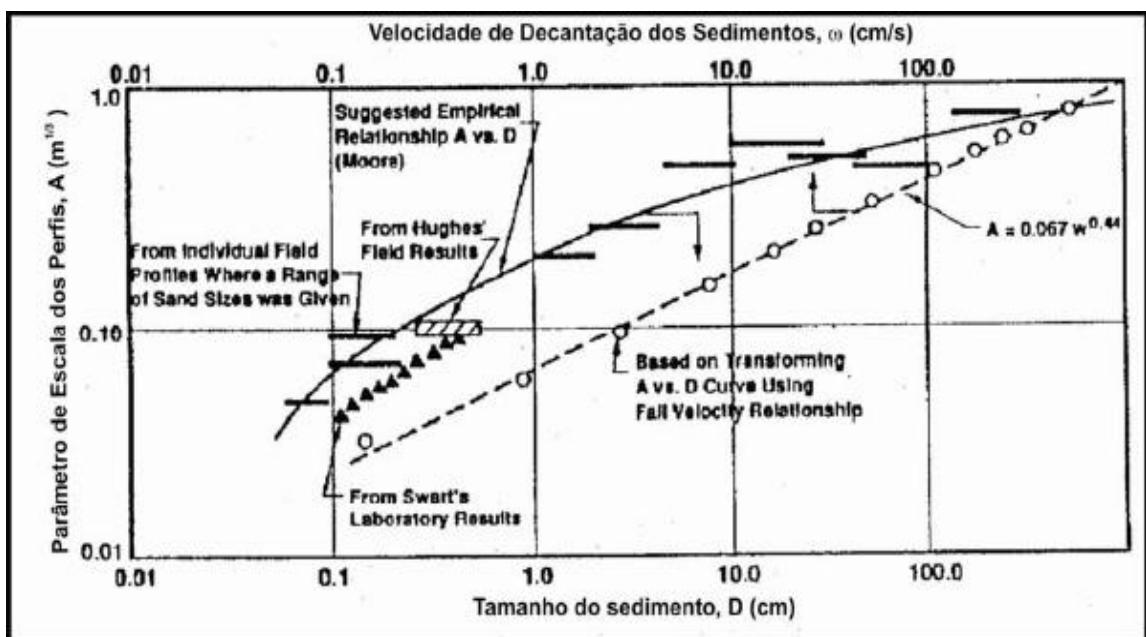
**x** é a distância da linha de costa (m);

**m** é o fator forma (0,67).

A forma de perfil de equilíbrio mais utilizada é aquela que utiliza o parâmetro  $m$  como 0,67, mas análises de perfis de praia e antepraia têm demonstrado que outros valores podem ocorrer.

Estudos de Wright et al. (1982) utilizaram o modelo de Dean (1977) para ajustar perfis das praias da Austrália. A partir do modelo de Dean (1977), Fachin (1998) aplicou o método de mínimos quadrados em perfis de praias de diferentes granulometrias e desenvolveu um gráfico que relaciona o parâmetro A, o diâmetro do grão  $d$  e a velocidade decantação das partículas  $\omega_s$  (Figura 16). Esta correlação foi baseada na observação de que na zona de arrebenção, o decaimento da altura de onda não é linear.

Figura 16 - Relação entre o parâmetro A da equação  $h=Ax^{0.67}$  com o diâmetro de grão ( $d$ ) versus velocidade de queda ( $\omega_s$ ).



Fonte: Dean (1987).

A partir da Figura 16, é possível obter o tamanho de grão diretamente, tendo sido utilizado para diversas formulações (DEAN, 1987, 1991), como a relação empírica em que o parâmetro A é relacionado à velocidade de decantação dos sedimentos  $\omega_s$ . A forma expressa o ajuste entre sedimentos e processos, de maneira a produzir um gradiente que minimize o efeito da energia de ondas e é mostrada pela Equação 2.

---


$$A = 0,067 \omega_s^{0,44} \quad (2)$$


---

Fachin (1998) relacionou a velocidade de decantação dos sedimentos  $\omega_s$  ao diâmetro do sedimento  $d$ , através de uma equação para a velocidade de queda para areias de praia com diâmetros entre 0,15-0,85mm e temperaturas de 15 a 25°C.

Desta forma, foi utilizado o parâmetro a seguir, através da Equação 3, para se calcular a velocidade de decantação dos sedimentos das praias estudadas:

---

$$\omega_s = 14d^{1,1} \quad (3)$$

---

Baseado nas duas equações acima, Houston (1996) encontrou que o parâmetro  $A$  (forma do perfil de equilíbrio), pode ser encontrado através da equação 4:

---

$$A = 0,21d^{0,48} \quad (4)$$

---

O modelo de perfil de equilíbrio de Dean (1977) tem sido amplamente aplicado de inúmeras maneiras, obtendo resultados variados além de servir de base para vários outros modelos de perfis de equilíbrio. Mas, uma de suas mais importantes atribuições é o fato de servir como perfil de entrada para modelos numéricos e analíticos de evolução praial.

### 5.6.2 Modelo de Wright e Short (1984)

Os estudos pioneiros de Wright e Short em praias australianas culminaram com a publicação de um modelo evolutivo baseado na descrição de seis estágios ou estados morfodinâmicos praias observados (Wright e Short, 1984). O modelo é fundamentado por dados coletados durante seis anos de observações. Porém, as praias estudadas eram praias de micromarés dominadas por ondas.

Este modelo proposto por Wright e Short (op cit.), introduziu a classificação morfodinâmica de praias, para referir-se às assembléias deposicionais completas, processos de redistribuição de sedimentos e os registros de processos hidrodinâmicos associados a uma praia.

Wright e Short (op cit.) propõem neste modelo que o estado da praia  $\Omega$  é relacionado às características das ondas e sedimentos, via parâmetro de velocidade de decantação  $\omega_s$ , e através deste parâmetro, caracterizam o estágio das praias através da seguinte equação:

---


$$\Omega = \frac{Hb}{\omega_s \cdot T} \quad (5)$$


---

onde:

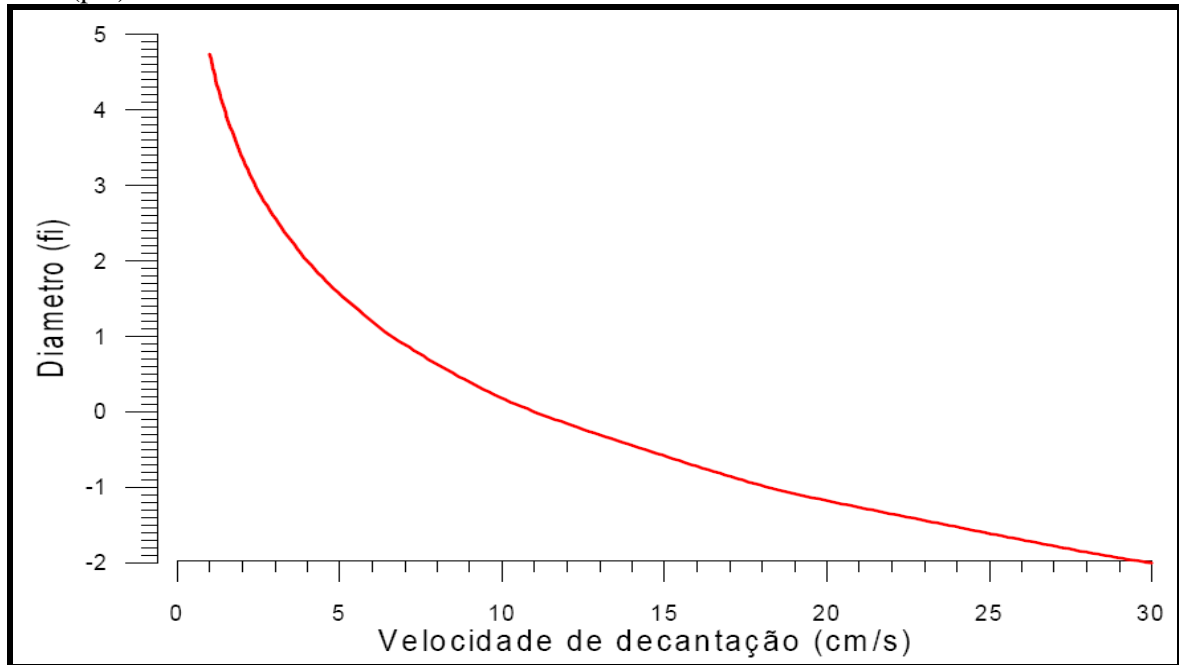
**Hb** é a altura da onda na arrebentação;

**$\omega_s$**  é a velocidade de decantação dos sedimentos;

**T** é o período da onda.

A velocidade de decantação dos sedimentos pode ser obtida a partir da granulometria utilizando o gráfico abaixo (Figura 17).

Figura 17 - Relação entre velocidade de decantação de sedimentos (cm/s) em função do diâmetro médio ( $\phi$ ).



Fonte: Sabaini (2005).

Segundo esses autores, à medida que as praias se ajustam a um estado de equilíbrio, em função das condições ambientais locais, as mesmas variam entre dois estágios morfodinâmicos extremos (Figuras 18A e F). Tipicamente, os extremos podem ser descritos desta forma:

- **Dissipativo (D):** Neste estágio, as zonas de surfe muito bem desenvolvidas em decorrência da incidência de ondas de alta energia e/ou de granulometria geralmente fina em praias de declividade suave. A arrebentação é deslizante e a progressiva dissipação da energia da onda ao longo de uma larga porção do perfil promove a excitação de oscilações estacionárias de infragravidade;
- **Reflectivo (R):** Neste estágio, as condições de energia são baixas, nota-se na porção superior do pós-praia, uma berma linear bem desenvolvida. A porção subaquosa do perfil é caracterizada por um relevo de alta declividade. Comumente, a granulometria é grossa, e dominam as ondas incidentes de energia moderada, que passam a exercer um papel erosivo sobre o perfil praiial.

Os estágios intermediários denominados de Terraço de Maré Baixa (TMB), Bancos Transversais (BT), Banco e Praia em Cúspide (BPC) e Banco e Calha Longitudinais (BCL) são caracterizados por uma progressiva redução da largura da calha longitudinal, devido à migração do banco submerso da zona de arrebentação em direção à praia, respondendo às variações nas características morfodinâmicas (Tabela 3).

Tabela 3 - Estágios de classificação morfodinâmica segundo Wright e Short (1984).

<b>Estado Morfodinâmico</b>	<b><math>\Omega</math></b>	<b>Desvio Padrão</b>
Reflectivo (R)	$\leq 1,5$	-
Terraço de Maré Baixa (TMB)	2,40	0,19
Bancos Transversais (BT)	3,15	0,64
Banco e Praia de Cúspide (BPC)	3,50	0,76
Banco e Calha Longitudinais (BCL)	4,70	0,93
Dissipativo (D)	$> 5,5$	-

Os estágios intermediários de **Banco e Calha Longitudinal** (Figura 18B) e **Banco e Praia em Cúspides** (Figura 18C) podem se desenvolver a partir de um perfil dissipativo em uma seqüência acrescional. A amplitude do relevo entre o banco e a calha é maior e a face da praia é mais íngreme do que no perfil dissipativo. A face da praia mais íngreme apresenta localmente características refletivas e as ondas de baixa esbeltez se espraiam na face da praia ao passo que as ondas mais esbeltas sofrem colapso próximo à base da face praial. Em ambos os casos, o espraiamento atinge altura considerável e é freqüente a presença de cúspides de praia.

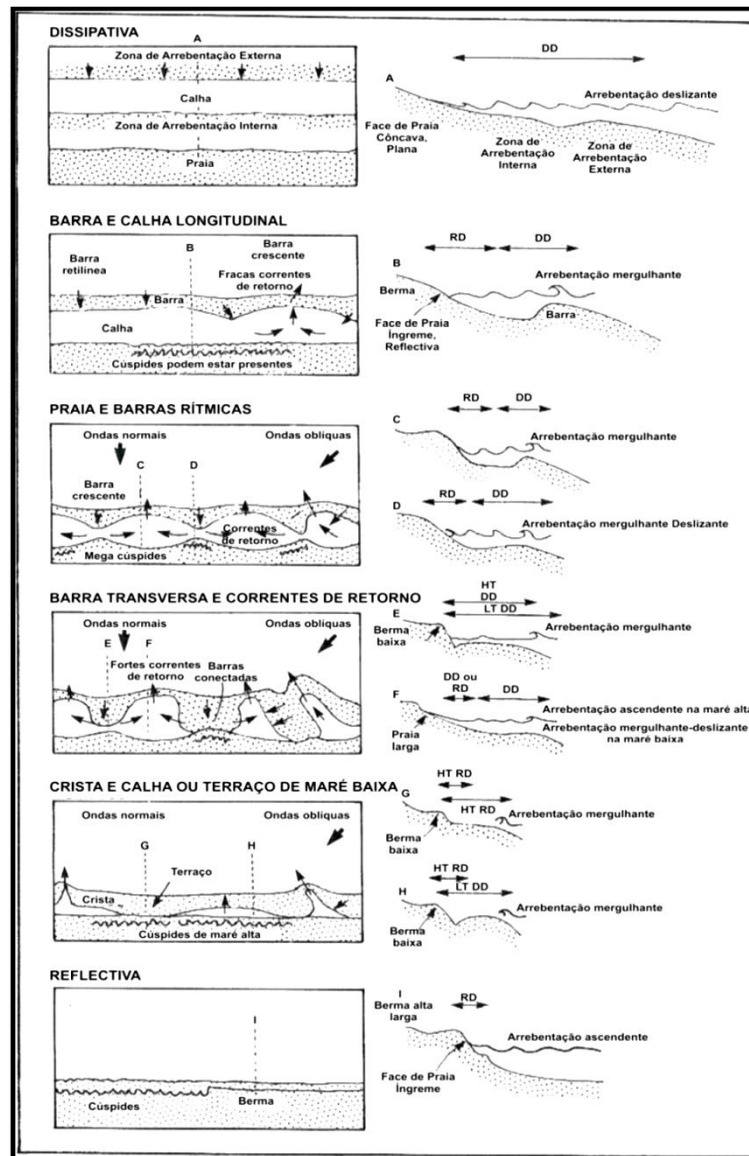
O estágio intermediário de **Bancos Transversais** (Figura 18D) é caracterizado pela presença de megacúspides ou bancos dispostos transversalmente à praia e fortes correntes de retorno. Resulta em uma morfologia que alterna lateralmente bancos transversais à praia, de características dissipativas, e embaiamentos profundos com características refletivas e fortes correntes de retorno, que nesse estágio atingem seu maior desenvolvimento.

O **Terraço de Maré Baixa** (Figura 18E) é caracterizado por uma acumulação plana de areia, no nível de baixamar ou um pouco abaixo, moderadamente dissipativa e limitada por uma face praial mais íngreme e refletiva durante a preamar. Pode apresentar correntes de retorno de baixa intensidade, com espaçamento irregular entre elas.

Uma praia pode variar amplamente de configuração dependendo da variabilidade do clima de ondas, da maré, do vento e características do sedimento, e assim modificar seu estado modal mais freqüente.

Geralmente, no inverno, as ondas atingem maiores alturas e as ressacas são mais freqüentes, ocorrendo assim, a retirada de sedimentos do estirâncio e, em algumas vezes, da duna frontal e a deposição na antepraia. Deste modo, formam-se barras arenosas imersas, as quais provocam a arrebentação das ondas antes de atingir a praia, evitando uma erosão mais intensa. No verão, as ondas são mais fracas e os sedimentos são transportados da antepraia para a praia, chegando a pós-praia. As barras vão desaparecendo, enquanto o estirâncio tende a aumentar e a pós-praia, a reconstruir, estabelecendo um novo equilíbrio (PEREIRA, 1995).

Figura 18 - Modelo de classificação morfodinâmica segundo Wright e Short de 1984.



### 5.6.3 Modelo de Masselink e Short (1993)

Este modelo apresentado por Masselink e Short (1993), como continuação do trabalho Wright e Short (1984), combinou e ampliou as idéias anteriormente propostas por aqueles autores, e propuseram um modelo conceitual baseado no parâmetro  $\Omega$ , passando a considerar também, os efeitos relativos às marés na morfologia das praias.

O parâmetro RTR caracteriza a variação relativa das marés (*relative tide range*) e é introduzido como um novo parâmetro (Figura 19). Este parâmetro é dado pela equação (Equação 6)

---


$$\mathbf{RTR} = \frac{\mathbf{TR}}{\mathbf{Hb}} \quad (6)$$


---

onde:

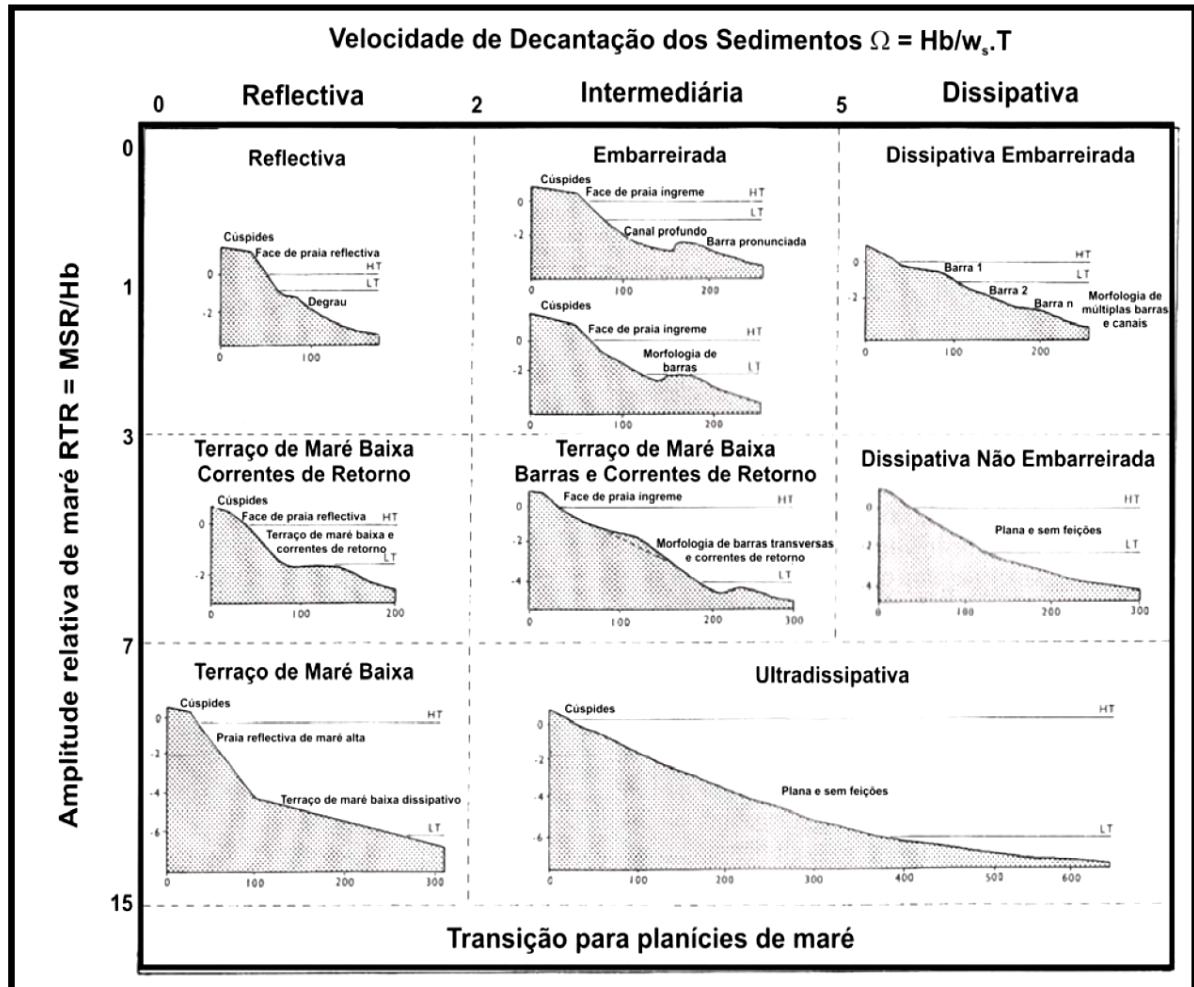
**TR** é a amplitude das marés;

**Hb** é a altura da onda na arrebentação.

Altos valores de RTR indicam domínio de maré, e baixos valores indicam dominância de ondas. Embora tenha caráter conceitual, este modelo representa um importante ponto de partida, para o desenvolvimento de trabalhos, que considerem a maré como fator importante na dinâmica de praias, e devem estabelecer mais informações sobre praias meso-macromarés.

Os processos de *swash* e da zona de surfe dominam a parte superior do perfil, quando o valor de RTR se situa entre 3 e 7, porém, ondas do tipo *shoaling waves* dominam a porção inferior do perfil. Essas praias de macromarés têm energia de alta a moderada.

Figura 19 - Modelo de classificação morfodinâmica segundo Masselink e Short de 1993.



Fonte: Alves (2002).

## 6. RESULTADOS

De acordo com as definições de Nordström (1992), as praias estuarinas são ambientes afetados por correntes de maré e por ondas de baixa a moderada energia, geradas localmente dentro de baías ou estuários. As ondas retrabalham os sedimentos trazidos pelas correntes de maré ou provenientes de formas costeiras em erosão.

As praias estuarinas apresentam mudanças mais lentas ou de menor efeito, se comparadas com as praias oceânicas (FRANÇA, 2003).

As praias estuarinas da Ilha do Mosqueiro situam-se ao largo do sistema flúvio-estuarino da Baía do Guajará, o que lhes conferem o caráter de praias estuarinas.

Configuram-se como estreitas faixas de areia, com suas larguras diminuindo da porção central em direção às extremidades, caracterizando uma orla marcada por sucessivas enseadas e promontórios (ALVES et al. 200x).

As praias apresentam similaridades entre si, com a seqüência estratigráfica local, representada pelos sedimentos da Formação Barreiras, o qual aflora em muitos locais, e os sedimentos da Formação Pós-Barreiras (EL-ROBRINI, 2001). Suas melhores exposições ocorrem nas falésias ativas da praia do Ariramba, e as nas falésias inativas da praia do São Francisco.

Os levantamentos topográficos revelaram padrões de variação sazonal nas praias estudadas, que se traduziu em mudanças nas larguras e declividades, e suas maiores variações ocorreram na zona de intermaré. As principais formas verificadas foram: berma praial, escarpas de praia na zona de supramaré, bancos e calhas na zona de intermaré e barras arenosas e terraços de laterita na zona de inframaré.

## 6.1 MORFOLOGIA DOS PERFIS DAS PRAIAS ESTUARINAS DA ILHA DO MOSQUEIRO

### 6.1.1 Praia do Farol

A praia do Farol está situada no setor leste da Ilha do Mosqueiro, onde apresenta-se como uma faixa de areia de cerca de 1.060m de extensão e 80m de largura, com declividade moderada em direção à Baía do Marajó.

Seu traçado é retilíneo e orientado segundo a direção ENE-WSW, onde apresenta a extremidade esquerda encurvada que apresenta-se na forma de um tómbolo. É composta de areias quartzosas grossas moderadamente selecionadas e suas ondas são do tipo mergulhantes ( $H_b=0,6m$ ), apresentando uma única zona de arrebentação próxima da praia.

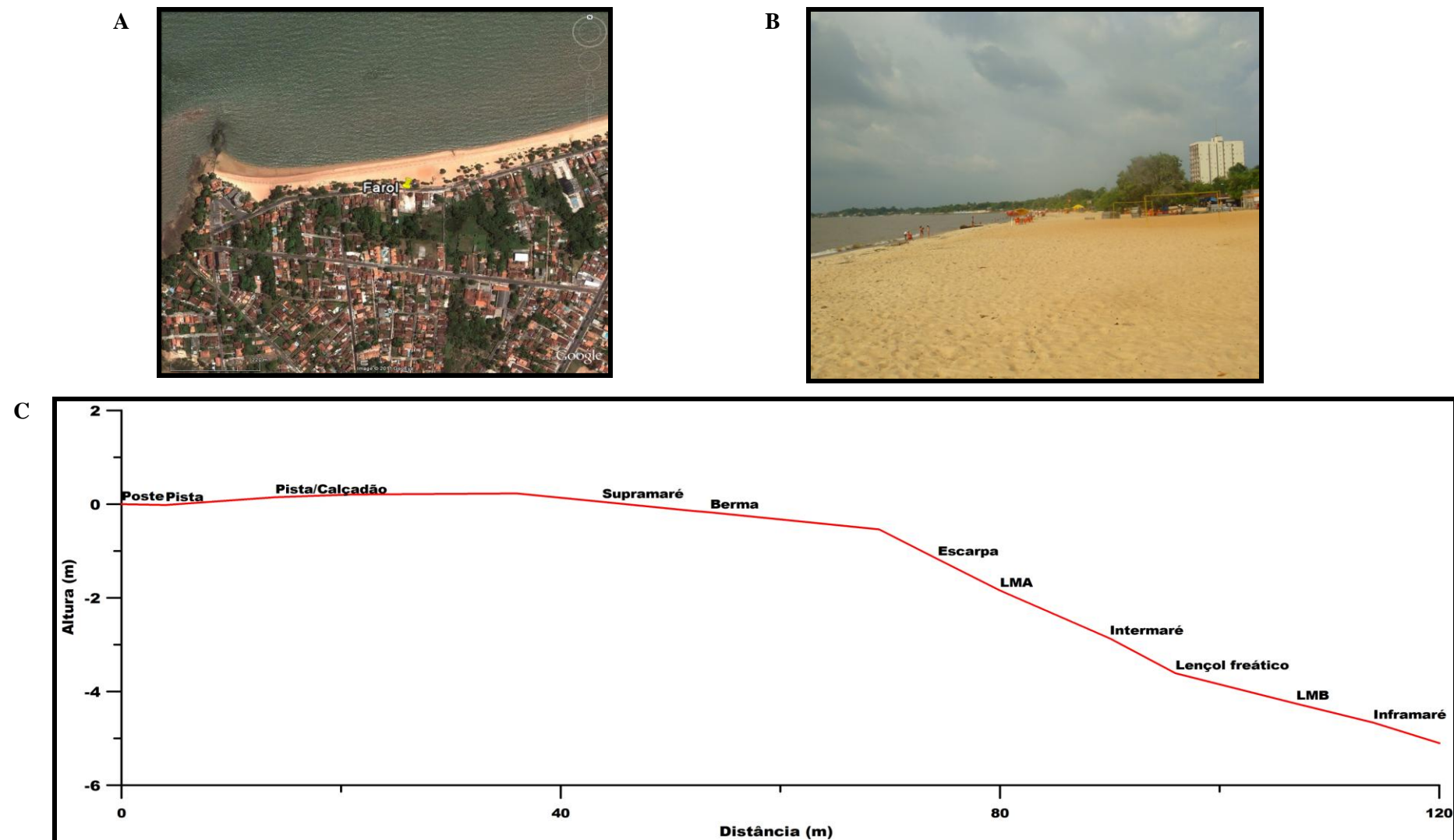
O perfil médio da Praia do Farol tem cerca de 120m de extensão, onde o ponto inicial do perfil (nível de referência) foi um poste na Av. Beira-Mar e o ponto final na zona de inframaré a 120m de distância (Figura 20). A diferença topográfica entre os pontos inicial e final é de 5m.

A partir de 44m do início do perfil ocorre a zona de supramaré, onde se desenvolve uma berma praial aos 53m que se estende até os 69m. Neste ponto inicia uma escarpa de praia, cuja declividade é bem acentuada ( $D=8^{\circ}40'$ ), que se estende até 80m.

A partir da escarpa de praia inicia a zona de intermaré que tem cerca de 27m de extensão, representada pela zona situada ente as linhas de maré alta (LMA) a 80m e maré baixa (LMB) a 107m. A declividade acentuada entre essas duas zonas coincide com a declividade iniciada na escarpa. Na zona de intermaré há um afloramento do lençol freático a cerca de 95m que se estende até a LMB (108m). A diferença topográfica existente entre os limites da zona de intermaré é de 2,41m.

A zona de inframaré inicia-se a cerca de 107m do início do perfil.

Figura 20 - Praia do Farol. A-Localização do ponto inicial do perfil praiat; B-Vista parcial da praia; C-Perfil praiat médio e seus subambientes.



### 6.1.2 Praia do Chapéu Virado

A Praia do Chapéu Virado está situada no setor leste da Ilha do Mosqueiro, onde apresenta-se como uma faixa de areia de cerca de 720m de extensão e 70m de largura, com declividade acentuada em direção à Baía do Marajó.

Seu traçado é retilíneo e orientado segundo a direção NE-SW, onde apresenta a extremidade direita finalizada em um promontório. É composta de areias quartzosas médias moderadamente selecionadas e suas ondas são do tipo mergulhantes ( $H_b=0,5m$ ), apresentando uma única zona de arrebentação próxima da praia.

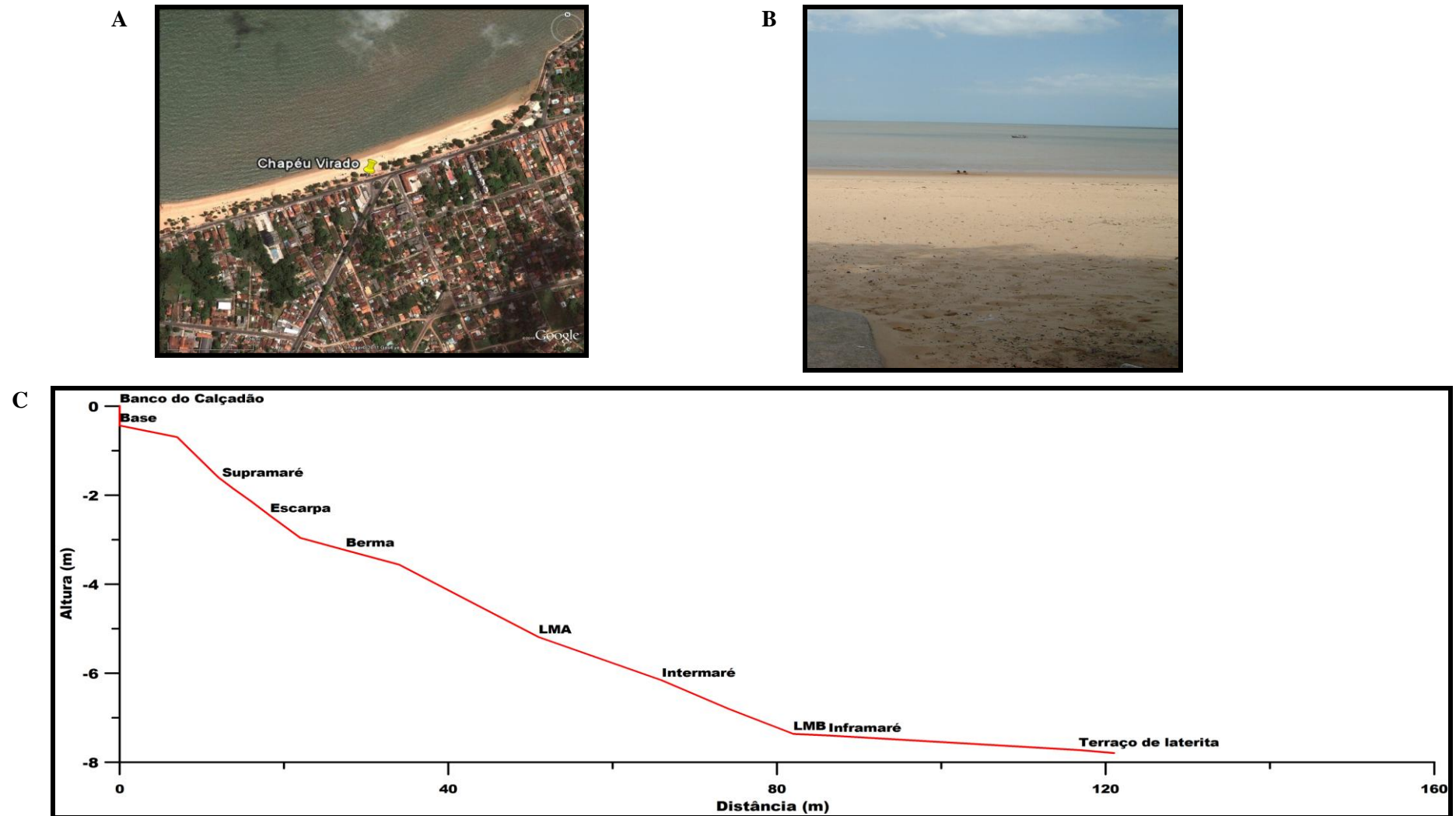
O perfil médio da Praia do Chapéu Virado tem cerca de 121m de extensão, onde o ponto inicial (nível de referência) foi um banco do calçadão da praça e o ponto final na zona de inframaré a 121m de distância (Figura 21). A diferença topográfica entre os pontos inicial e final é de 7,79m.

A partir de 12,5m do início do perfil, ocorre a zona de supramaré, onde se desenvolve uma escarpa de praia que se estende de 18 a 22m, cuja declividade é bem acentuada ( $D=12^{\circ}10'$ ). Logo após, uma berma praial que se estende de 22 aos 34m, onde a declividade é suavizada ( $D=7^{\circ}10'$ ).

Em seguida inicia a zona de intermaré que tem cerca de 31m de extensão, representada pela zona situada entre as linhas de maré alta (LMA) a 51m e maré baixa (LMB) a 82m. Nesta zona há uma queda significativa da declividade ( $D=3^{\circ}30'$ ). A diferença topográfica existente entre os limites da zona de intermaré é de 2,17m.

A zona de inframaré inicia-se a cerca de 82m do início do perfil, onde se observa um Terraço de Laterita que se estende de 90 a 121m.

Figura 21 - Praia do Chapéu Virado. A-Localização do ponto inicial do perfil praiar; B-Vista parcial da praia; C-Perfil praiar médio e seus subambientes.



### 6.1.3 Praia do Ariramba

A Praia do Ariramba está situada no setor noroeste da Ilha do Mosqueiro, onde apresenta-se como uma faixa de areia de cerca de 1.130m de extensão e 40m de largura, com declividade acentuada em direção à Baía do Marajó.

Seu traçado é encurvado e orientado segundo a direção NE-SW, onde apresenta a sua zona de supramaré limitada por falésias ativas da Formação Barreiras, e suas extremidades finalizadas em promontórios. É composta de areias quartzosas médias moderadamente selecionadas e suas ondas são do tipo mergulhantes ( $H_b=0,35m$ ), apresentando uma única zona de arrebentação próxima da praia.

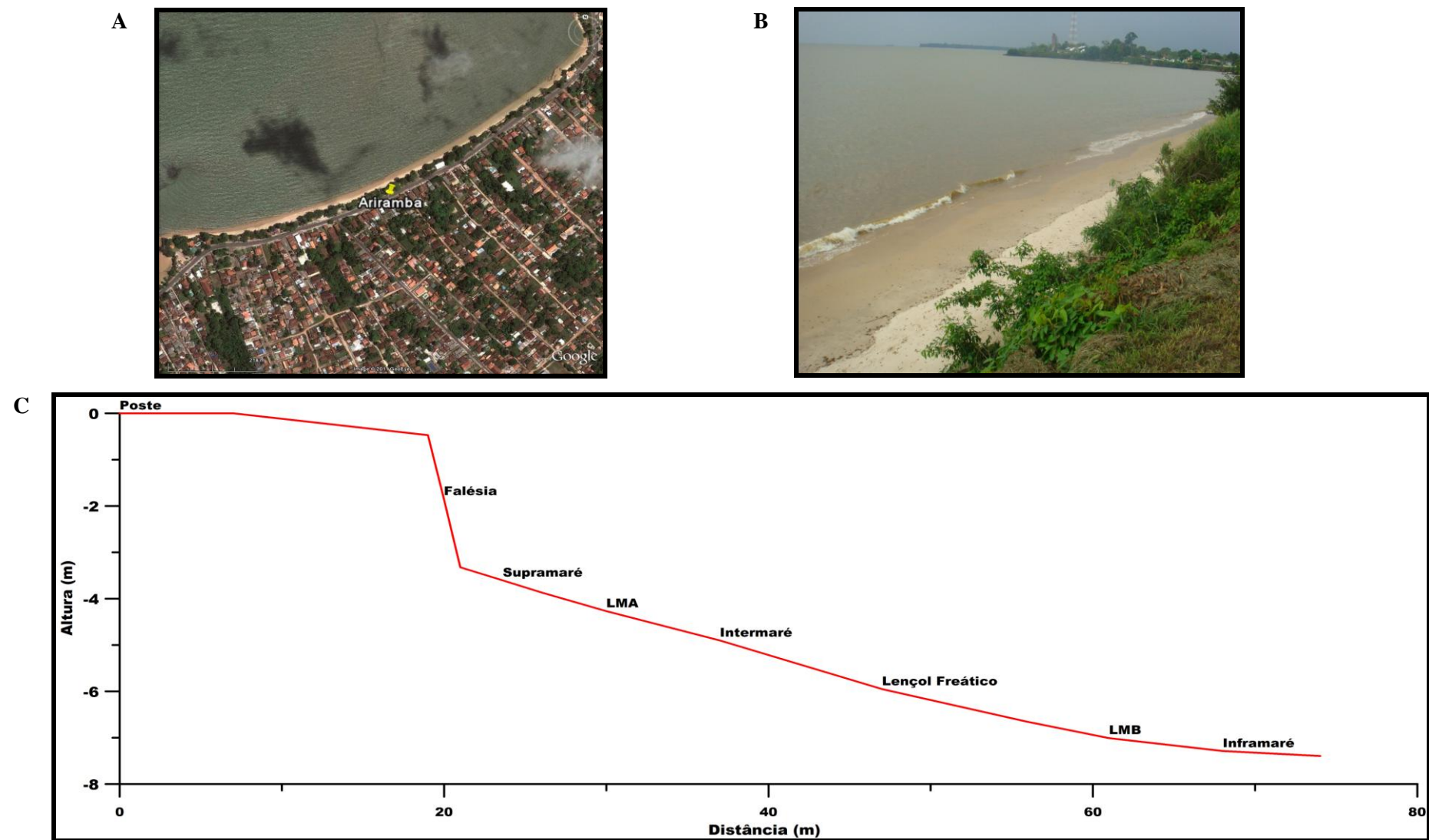
O perfil médio da praia do Ariramba tem cerca de 74m de extensão, onde o ponto inicial (nível de referência) foi um poste do calçadão da Av. Beira Mar e o ponto final na zona de inframaré a 74m de distância (Figura 22). A diferença topográfica entre os pontos inicial e final é cerca de 7,4m.

A partir de 20m do início do perfil, ocorre a zona de supramaré, onde há uma falésia cuja altura é de 3m. A zona de supramaré se estende da base da falésia até 30m.

Em seguida inicia a zona de intermaré que tem cerca de 31m de extensão, representada pela zona situada ente as linhas de maré alta (LMA) a 30m e maré baixa (LMB) a 61m. Nesta zona há uma declividade moderada ( $D=5^{\circ}30'$ ). Na zona de intermaré há um afloramento do lençol freático a cerca de 47m que se estende até a LMB (61m). A diferença topográfica existente entre os limites da zona de intermaré é de 2,74m.

A zona de inframaré inicia-se a cerca de 68m do início do perfil.

Figura 22 - Praia do Ariramba. A-Localização do ponto inicial do perfil praiial; B-Vista parcial da praia; C-Perfil praiial médio e seus subambientes.



#### 6.1.4 Praia do São Francisco

A Praia do São Francisco está situada no setor noroeste da Ilha do Mosqueiro, onde apresenta-se como uma faixa de areia de cerca de 1.200m de extensão e 60m de largura, com declividade suave em direção à Baía do Marajó.

Seu traçado é retilíneo e orientado segundo a direção NE-SW, onde apresenta a sua zona de supramaré limitada por falésias inativas da Formação Barreiras. É composta de areias quartzosas médias moderadamente selecionadas e suas ondas são do tipo deslizantes ( $H_b=0,40\text{m}$ ), apresentando duas zonas de arrebentação distantes da praia.

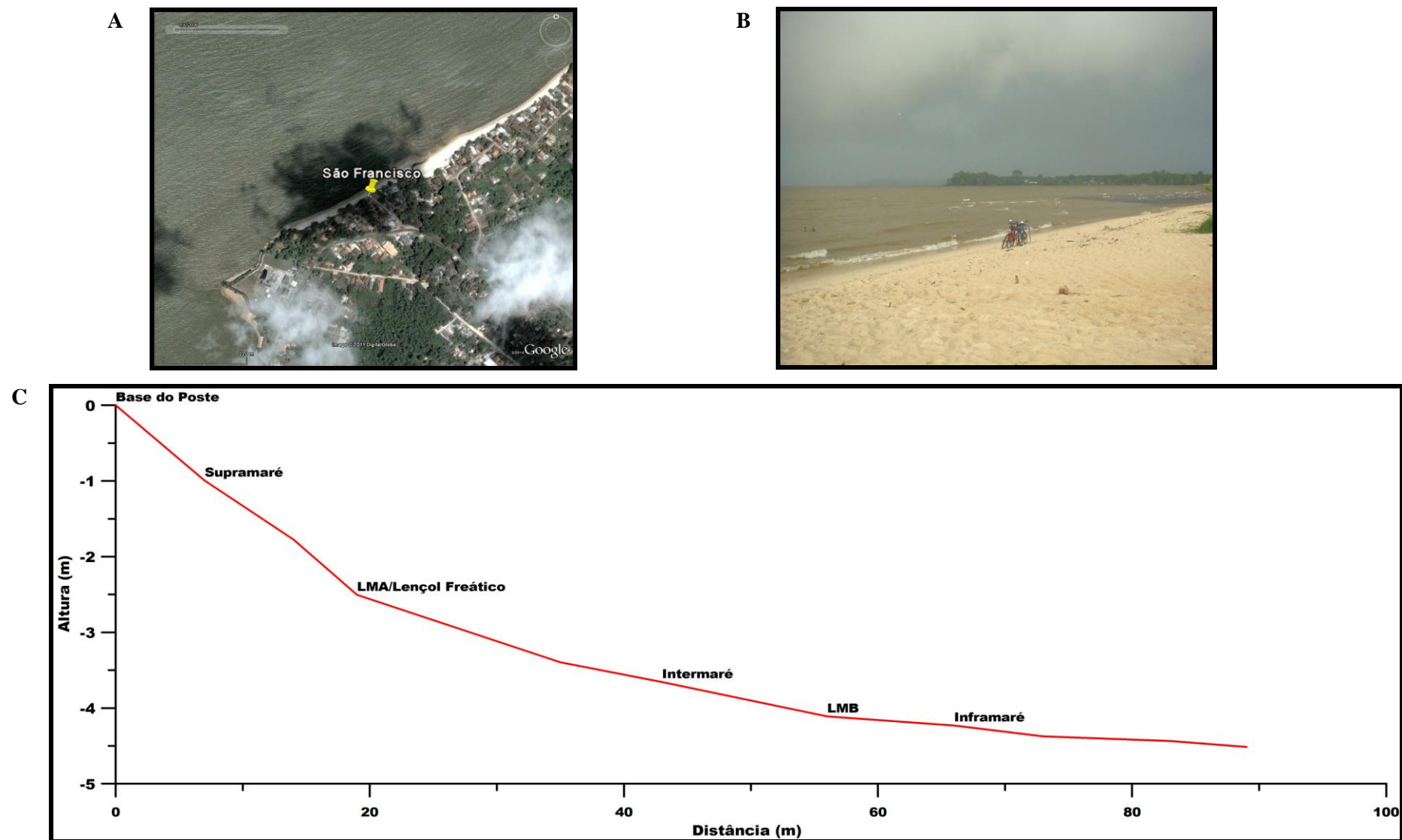
O perfil médio da praia do São Francisco tem cerca de 74m de extensão, onde o ponto inicial (nível de referência) foi um poste na rua da entrada da praia e o ponto final na zona de inframaré a 89m de distância (Figura 23). A diferença topográfica entre os pontos inicial e final é cerca de 4,5m.

A partir do início do perfil, ocorre a zona de supramaré que se estende até 19m, cuja declividade é acentuada ( $D=7^\circ50'$ ).

Em seguida inicia a zona de intermaré que tem cerca de 37m de extensão, representada pela zona situada ente as linhas de maré alta (LMA) a 19m e maré baixa (LMB) a 56m. Nesta zona a declividade é mais suave ( $D=2^\circ28'$ ). Na zona de intermaré há um afloramento do lençol freático que se inicia na LMA e estende por toda a zona de intermaré até a LMB. A diferença topográfica existente entre os limites da zona de intermaré é de 1,6m.

A zona de inframaré inicia-se a cerca de 66m do início do perfil.

Figura 23 - Praia de São Francisco. A-Localização do ponto inicial do perfil praiar e vista parcial da praia; B-Perfil praiar médio e seus subambientes.



## 6.2 PERFIS DE COMPARAÇÃO

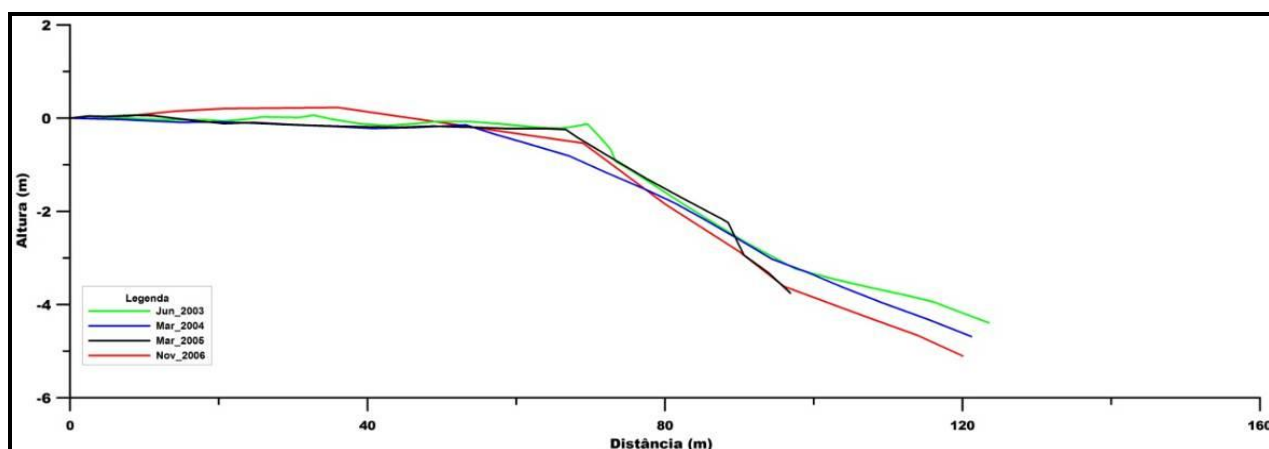
### 6.2.1 Praia do Farol

Os perfis de comparação para a Praia do Farol (Figura 24), mostram que no período entre Jun/2003 e Mar/2004, houve erosão significativa com variação negativa na altura na zona de supramaré que apresentou mudanças em seu limite interno na berma praial que variou cerca de 0,08m na altura a aproximadamente 33m do início do perfil, assim como, no seu limite externo na escarpa de praia que variou cerca de 0,85m na altura do perfil a aproximadamente 70m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação negativa na altura de cerca de 0,30m aproximadamente a 75m do início do perfil. Na zona de inframaré as mudanças são observadas à partir de 100m do início do perfil com variação negativa na altura de cerca de 0,4m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré de Jun/2003 a Mar/2004 passou de 4,23m para 2,68m, respectivamente.

Durante o período entre Mar/2004 e Mar/2005, houve acresção com variação positiva na altura na zona de supramaré que apresentou mudanças apenas em seu limite externo na escarpa de praia que variou cerca de 0,53m na altura do perfil a aproximadamente 66m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação positiva na altura de cerca de 0,3m aproximadamente a 77m do início do perfil. Na zona de inframaré as mudanças são observadas à partir de 95m do início do perfil com variação negativa na altura de cerca de 0,5m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré de Mar/2004 a Mar/2005 passou de 2,68m para 1,9m, respectivamente.

Durante o período entre Mar/2005 e Nov/2006, houve acresção com variação positiva na altura na zona de supramaré que apresentou mudanças em seu limite interno na berma praial que variou cerca de 0,40m na altura a aproximadamente 35m do início do perfil, assim como, no seu limite externo na escarpa de praia que variou cerca de 0,25m na altura do perfil a aproximadamente 66m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação positiva na altura de cerca de 0,42m aproximadamente a 83m do início do perfil. Na zona de inframaré não são observadas mudanças. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré passou de 1,9m para 3,1m.

Figura 24 - Envelope de perfis consecutivos da Praia do Farol.



Quanto à declividade (Tabela 4), durante o período entre Jun/2003 e Mar/2004, o perfil apresentou diminuição da declividade na zona de supramaré ( $-0^{\circ}07'29''$ ) e aumento na zona de intermaré ( $+0^{\circ}36'25''$ ) e na declividade na zona de inframaré ( $+0^{\circ}56'11''$ ). Durante o período entre Mar/2004 e Mar/2005, o perfil apresentou aumento da declividade na zona de supramaré ( $+0^{\circ}16'35''$ ) e na zona de intermaré ( $+2^{\circ}48'40''$ ) e diminuição da declividade na zona de inframaré ( $-2^{\circ}21'12''$ ). Durante o período entre Mar/2005 e Nov/2006, o perfil apresentou aumento da declividade na zona de supramaré ( $+0^{\circ}07'51''$ ), diminuição da declividade na zona de intermaré ( $-1^{\circ}11'18''$ ) e aumento da declividade na zona de inframaré ( $+0^{\circ}10'24''$ ).

Tabela 4 - Variação da declividade ( $\beta$ ) das zonas do perfil praiial entre os perfis consecutivos da Praia do Farol.

Zona	Jun/2003	Mar/2004	Mar/2005	Nov/2006	Varição
Supramaré	$0^{\circ}08'22''$	$0^{\circ}01'53''$	$0^{\circ}18'28''$	$0^{\circ}26'19''$	$0^{\circ}24'26''$
Intermaré	$4^{\circ}28'44''$	$5^{\circ}05'09''$	$7^{\circ}53'49''$	$6^{\circ}42'31''$	$3^{\circ}25'05''$
Inframaré	$3^{\circ}48'50''$	$4^{\circ}45'01''$	$2^{\circ}23'49''$	$2^{\circ}34'13''$	$2^{\circ}21'12''$

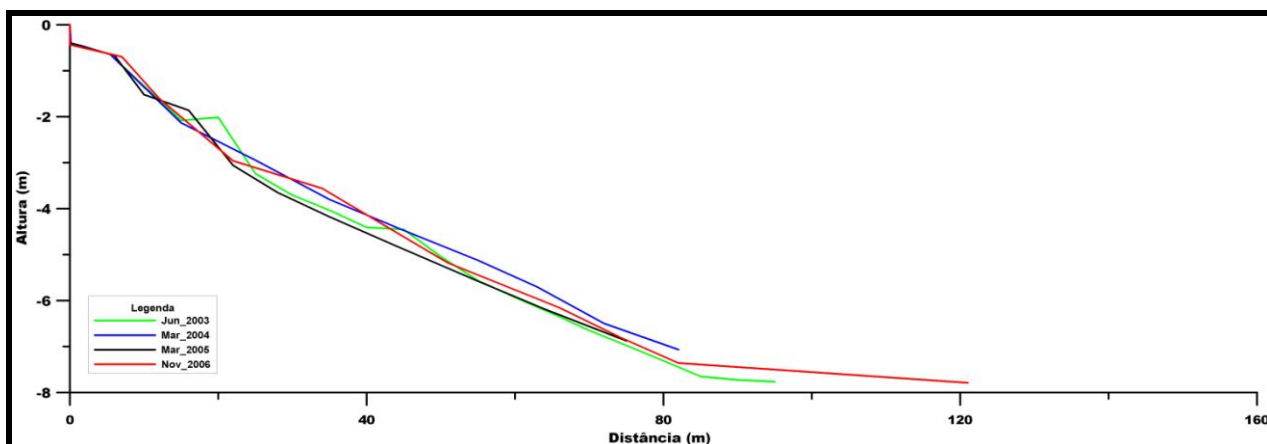
### 6.2.2 Praia do Chapéu Virado

Os perfis de comparação para a Praia do Chapéu Virado (Figura 25), mostram que no período entre Jun/2003 e Mar/2004, houve erosão significativa com variação negativa na altura da zona de supramaré que apresentou mudanças em seu limite interno que variou negativamente cerca de 0,5m na altura do perfil a aproximadamente 20m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação positiva na altura de cerca de 0,4m aproximadamente a 31m do início do perfil. Na zona de inframaré as mudanças são observadas à partir de 82m do início do perfil com variação negativa na altura de cerca de 0,4m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré passou de 7,0m para 6,4m.

Durante o período entre Mar/2004 e Mar/2005, houve erosão com variação negativa na altura na zona de supramaré que apresentou mudanças apenas em seu limite interno que variou cerca de 0,4m na altura do perfil a aproximadamente 16m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação negativa na altura de cerca de 0,4m aproximadamente a 40m do início do perfil. Na zona de inframaré as mudanças são observadas à partir de 75m do início do perfil com variação negativa na altura de cerca de 0,2m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré passou de 6,4m para 6,2m.

Durante o período entre Mar/2005 e Nov/2006, houve acresção com variação positiva na altura na zona de supramaré que apresentou mudanças em seu limite interno que variou cerca de 0,3m na altura a aproximadamente 10m do início do perfil, assim como erosão, no seu limite externo na escarpa de praia que variou cerca de 0,3m na altura do perfil a aproximadamente 16m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação positiva na altura de cerca de 0,6m aproximadamente a 34m do início do perfil. Na zona de inframaré não são observadas mudanças significativas na altura. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré passou de 6,3m para 6,7m.

Figura 25 - Envelope de perfis consecutivos da Praia do Chapéu Virado.



Quanto à declividade (Tabela 5), durante o período entre Jun/2003 e Mar/2004, o perfil não apresentou variações de declividade na parte inicial da zona de supramaré, diminuição na zona de intermaré ( $-0^{\circ}24'46''$ ) e diminuição da declividade na zona de inframaré ( $-3^{\circ}40'33''$ ). Durante o período entre Mar/2004 e Mar/2005, o perfil apresentou aumento da declividade na zona de supramaré ( $+2^{\circ}42'42''$ ), na zona de intermaré ( $+0^{\circ}55'09''$ ) e na zona de inframaré ( $+0^{\circ}28'34''$ ). Durante o período entre Mar/2005 e Nov/2006, o perfil apresentou aumento da declividade na zona de supramaré ( $+1^{\circ}20'15''$ ), diminuição da declividade na zona de intermaré ( $-1^{\circ}04'18''$ ) e na zona de inframaré ( $-2^{\circ}45'56''$ ).

Tabela 5 - Variação da declividade ( $\beta$ ) das zonas do perfil praiar entre os perfis consecutivos da Praia do Chapéu Virado.

Zona	Jun/2003	Mar/2004	Mar/2005	Nov/2006	Varição
Supramaré	$4^{\circ}07'51''$	$4^{\circ}07'51''$	$6^{\circ}50'33''$	$8^{\circ}10'48''$	$4^{\circ}02'57''$
Intermaré	$4^{\circ}43'51''$	$4^{\circ}19'05''$	$5^{\circ}14'14''$	$4^{\circ}09'56''$	$1^{\circ}04'18''$
Inframaré	$6^{\circ}31'11''$	$2^{\circ}51'44''$	$3^{\circ}20'18''$	$0^{\circ}34'22''$	$5^{\circ}56'49''$

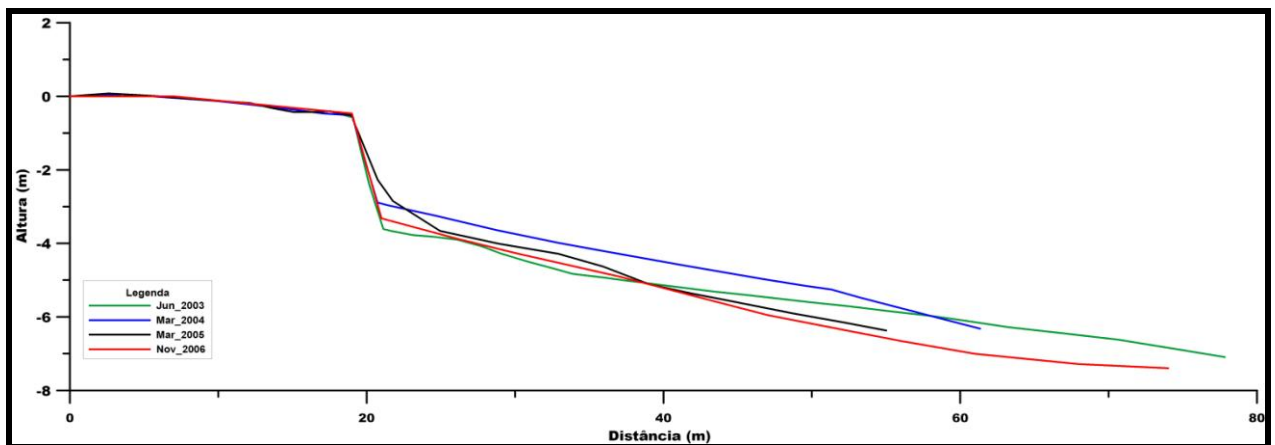
### 6.2.3 Praia do Ariramba

Os perfis de comparação para a Praia do Ariramba (Figura 26), mostram que no período entre Jun/2003 e Mar/2004, houve acresção significativa com variação positiva na altura na zona de supramaré que apresentou mudanças de cerca de 0,70m na altura a aproximadamente 22m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação negativa na altura de cerca de 0,6m aproximadamente a 40m do início do perfil. Na zona de inframaré as mudanças são observadas à partir de 100m do início do perfil com variação negativa na altura de cerca de 0,20m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré passou de 2,3m para 1,95m.

Durante o período entre Mar/2004 e Mar/2005, houve erosão com variação negativa na altura na zona de supramaré que apresentou mudanças apenas em seu limite interno que variou cerca de 0,4m na altura do perfil a aproximadamente 25m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação negativa na altura de cerca de 0,7m aproximadamente a 40m do início do perfil. Na zona de inframaré as mudanças são observadas à partir de 55m do início do perfil com variação negativa na altura de cerca de 0,7m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré passou de 1,95m para 2,3m.

Durante o período entre Mar/2005 e Nov/2006, houve erosão com variação negativa na altura na zona de supramaré que apresentou mudanças em seu limite interno que variou cerca de 0,5m na altura a aproximadamente 22m do início do perfil. A zona de intermaré não apresentou mudanças significativas no perfil. Na zona de inframaré as mudanças são observadas à partir de 55m do início do perfil com variação negativa na altura de cerca de 0,25m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré passou de 2,3m para 2,7m.

Figura 26 - Envelope de perfis consecutivos da Praia do Ariramba.



Quanto à declividade (Tabela 6), durante o período entre Jun/2003 e Mar/2004, o perfil apresentou aumento da declividade na zona de supramaré (+0°04'42''), na zona de intermaré (+0°52'40'') e na zona de inframaré (+2°40'54''). Durante o período entre Mar/2004 e Mar/2005, o perfil apresentou aumento da declividade na zona de supramaré (+2°44'58'') e na zona de intermaré (+1°04'37''), e diminuição da declividade na zona de inframaré (-1°37'30''). Durante o período entre Mar/2005 e Nov/2006, o perfil apresentou aumento da declividade na zona de supramaré (+4°05'30''), não apresentou mudanças na declividade na zona de intermaré e aumento da declividade na zona de inframaré (+0°40'41'').

Tabela 6 - Variação da declividade ( $\beta$ ) das zonas do perfil praiar entre os perfis consecutivos da Praia do Ariramba.

Zona	Jun/2003	Mar/2004	Mar/2005	Nov/2006	Varição
Supramaré	5°00'04''	5°04'46''	7°49'44''	11°55'14''	6°55'10''
Intermaré	3°18'06''	4°10'46''	5°15'23''	5°15'23''	1°57'17''
Inframaré	2°51'44''	5°42'38''	4°05'08''	4°45'49''	2°40'54''

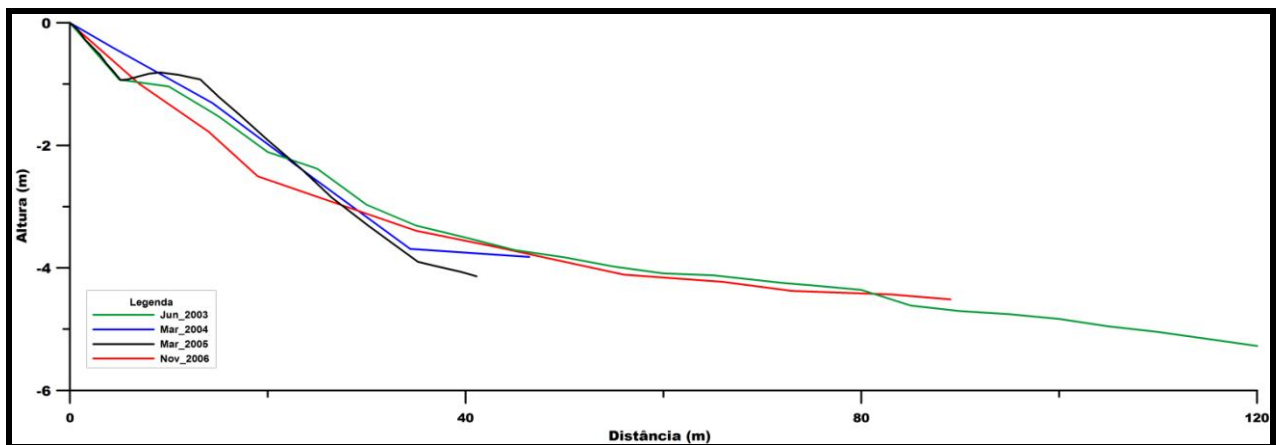
#### **6.2.4 Praia do São Francisco**

Os perfis de comparação para a Praia do São Francisco (Figura 27), mostram que no período entre Jun/2003 e Mar/2004, houve acresção com variação positiva na altura na zona de supramaré que variou cerca de 0,5m na altura a aproximadamente 5m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação negativa na altura de cerca de 0,4m aproximadamente a 35m do início do perfil. Na zona de inframaré as mudanças são observadas à partir de 60m do início do perfil com variação positiva na altura de cerca de 0,12m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré passou de 4,09m para 3,93m.

Durante o período entre Mar/2004 e Mar/2005, houve erosão com variação negativa na altura na zona de supramaré que variou cerca de 0,44m na altura do perfil a aproximadamente 5m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação negativa na altura de cerca de 0,3m aproximadamente a 40m do início do perfil. Na zona de inframaré as mudanças são observadas à partir de 50m do início do perfil com variação negativa na altura de cerca de 0,3m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré passou de 3,93m para 4,18m.

Durante o período entre Mar/2005 e Nov/2006, houve erosão com variação negativa na altura na zona de supramaré que variou cerca de 0,34m na altura a aproximadamente 5m do início do perfil. A zona de intermaré apresentou uma variação negativa na altura de cerca de 0,52m aproximadamente a 36m do início do perfil. Na zona de inframaré as mudanças são observadas à partir de 60m do início do perfil com variação positiva na altura de cerca de 0,25m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final na zona de intermaré passou de 4,18m para 3,8m.

Figura 27 - Envelope de perfis consecutivos da Praia do São Francisco.



Quanto à declividade (Tabela 7), durante o período entre Jun/2003 e Mar/2004, o perfil apresentou aumento da declividade na zona de supramaré (+3°42'31'') e na zona de intermaré (+4°10'33''), e diminuição da declividade na zona de inframaré (-0°01'58''). Durante o período entre Mar/2004 e Mar/2005, o perfil apresentou aumento da declividade na zona de supramaré (+0°40'38'') e diminuição da declividade na zona de intermaré (-2°56'34'') e aumento da declividade na zona de inframaré (+0°57'15''). Durante o período entre Mar/2005 e Nov/2006, o perfil apresentou diminuição da declividade na zona de supramaré (-3°58'29''), diminuição da declividade na zona de intermaré (-0°05'41'') e aumento da declividade na zona de inframaré (+0°07'24'').

Tabela 7 - Variação da declividade ( $\beta$ ) das zonas do perfil praiial entre os perfis consecutivos da Praia do São Francisco.

Zona	Jun/2003	Mar/2004	Mar/2005	Nov/2006	Variação
Supramaré	5°56'14''	9°38'15''	10°18'53''	6°20'24''	4°22'39''
Intermaré	4°00'15''	8°10'48''	5°14'14''	5°08'33''	4°10'33''
Inframaré	0°59'15''	0°57'17''	1°54'32''	2°01'56''	1°04'39''

### 6.3 PARÂMETROS MORFODINÂMICOS

#### 6.3.1 Modelo de Dean (1977)

O parâmetro Velocidade de Decantação de Sedimentos  $\omega_s$  utilizado por Dean (1977), baseado na Equação 3, apresentou os seguintes resultados para as praias da Ilha do Mosqueiro (Tabela 8).

Tabela 8 - Parâmetro velocidade de decantação dos sedimentos  $\omega_s$  para as praias da Ilha do Mosqueiro.

Perfis	Tamanho Médio do Grão ( $\phi$ )	Velocidade de Decantação $\omega_s$ (cm/s)
Farol	0,69	8,3
Chapéu Virado	1,29	7,0
Ariramba	1,87	4,5
São Francisco	1,19	6,5

#### 6.3.2 Modelo de Wright e Short (1984)

O parâmetro  $\Omega$  para classificação de praias de Wright e Short (1984) apresentou para as praias estudadas da Ilha do Mosqueiro valores variando entre 1,43 e 2,05 que as posicionam no campo de praias Reflectivas e Intermediárias do tipo Terraço de Maré Baixa (Tabela 9).

Tabela 9 - Índices morfodinâmicos de Wright e Short (1984) para as praias da Ilha do Mosqueiro.

Parâmetros	Farol	Chapéu Virado	Ariramba	São Francisco
Hb (m)	0,6	0,5	0,35	0,4
$\omega_s$ (cm/s)	8,3	7,0	4,5	6,5
T (s)	5	5	4	3
$\Omega$	1,45	1,43	1,94	2,05
Classificação Morfodinâmica	Reflectiva	Reflectiva	Reflectiva	Terraço de Maré Baixa

### 6.3.3 Modelo de Masselink e Short (1993)

Os valores obtidos pelo modelo de Masselink e Short (1993) para classificação de praias de meso-macromarés, caracterizaram as praias estudadas da Ilha do Mosqueiro como praias Intermediárias em estágio Terraço de Maré Baixa e Correntes de Retorno, Terraço de Maré Baixa e Ultradissipativa (Tabela 10).

Tabela 10 - Índices morfodinâmicos de Masselink e Short (1993) para as praias da Ilha do Mosqueiro.

Parâmetros	Farol	Chapéu Virado	Ariramba	São Francisco
Hb (m)	0,6	0,5	0,35	0,4
TR (m)	3,5	3,5	3,5	3,5
$\Omega$	1,45	1,43	1,94	2,05
RTR	5,8	7	10	8,8
<b>Classificação Morfodinâmica</b>	Terraço de Maré Baixa e Correntes de Retorno	Terraço de Maré Baixa e Correntes de Retorno	Terraço de Maré Baixa	Ultradissipativa

### 6.4 FEIÇÕES SEDIMENTARES DEPOSICIONAIS

As estruturas sedimentares desenvolvidas nas praias da Ilha do Mosqueiro, cuja granulometria varia de areia fina média a muito grossa são resultantes, segundo El-Robrini (2001) das variações a exposição ao vento, ondas e correntes como também as características de materiais erodidos de formações litorâneas, topografia pré-existente, padrões de crescimento de vegetação e atividades humanas.

Desta forma, a superfície praial das praias estudadas exhibe várias feições deposicionais, tais como: marcas onduladas (*ripple marks*), estratificação cruzada (*cross bedding*), estratificação plano-paralela (*plane bedding*), bancos e calhas (*ridge and runnel*), cúspides praias (*beach cusps*), marcas de espraiamento (*swash marks*) e marcas de escoamento (*rill marks*), em resposta à ação destes agentes.

Uma das feições características da praia são os sistemas de crista e calha (*ridge and runnel*) (Figura 28-A), que geralmente ocorrem na zonas de intermaré média/inferior nas praias (ALVES, 2001). As calhas (*runnels*) estão dispostas paralelas à linha de costa. Uma feição característica tanto do leito dessas calhas, quanto da superfície das cristas do banco

arenoso, são as marcas onduladas.

Durante o período chuvoso, os sedimentos areno-argilosos das falésias da Formação Barreiras (Figura 28-B), acumulam águas das chuvas por infiltração, desta forma, o nível do lençol freático (*water table*) sobe, e, quando está mais alto, vez por outra, aflora nas zonas de intermaré média/inferior por onde a água escoar (Figura 28-C), causando a formação de marcas de escoamento (*rill marks*) na zona de intermaré inferior (Figura 28-D).

Ao realizar o espraiamento sobre a zona de intermaré superior, as ondas chegam na praia em ângulo reto, quando há as correntes de retorno e o refluxo das águas, e formam-se em alguns trechos, morfologias rítmicas conhecidas como cúspides praias (*beach cusps*) (Figura 28-E), comumente formadas próximo ao nível de maré alta (MASSELINK et al.,1997).

Figura 28 - Feições sedimentares deposicionais nas praias estudadas da Ilha de Mosqueiro.

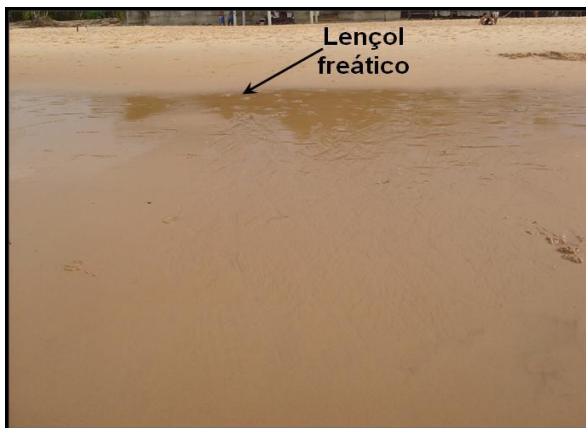
A: Sistema de crista e calha localizado na zona de intermaré média/inferior. Praia do São Francisco.



B: Falésias esculpidas nos sedimentos arenó-argilosos do Grupo Barreiras. Praia do Ariramba.



C: Afloramento do lençol freático na zona de intermaré média. Praia do Chapéu Virado.



D: Formação de marcas de escorrimento na zona de intermaré inferior. Praia do Farol.



E: Cúspides praias irregulares fracamente desenvolvidas na zona de supramaré. Praia do Ariramba.



Fonte: Fotos de Marcelo Moreno.

## 6.5 PARÂMETROS ESTATÍSTICOS

As distribuições granulométricas das amostras sedimentares foram classificadas de acordo com os parâmetros desenvolvidos por Folk e Ward (1957), os quais possibilitam através de suas interpretações, a caracterização do ambiente deposicional das praias estudadas. Os parâmetros utilizados foram: média, selecionamento, assimetria e curtose.

A mediana apresentou valores semelhantes aos da média e por essa razão, não foi apresentada. A média ( $M_z$ ) é o parâmetro granulométrico que indica a tendência central do tamanho médio dos grãos de um dado sedimento (Tabela 11). Segundo Sahu (1964), o tamanho médio do grão, fornece dados sobre a energia cinética média do agente de deposição, embora a mesma seja, também, dependente da distribuição do tamanho do grão dos materiais disponíveis na fonte (FARIAS, 2006).

Tabela 11 - Classificação de uma amostra baseada no tamanho médio do grão.

<b>Classificação</b>	<b>Diâmetro (<math>\phi</math>)</b>
Grânulos	-2 a -1
Areia muito grossa	-1 a 0
Areia grossa	0 a 1
Areia média	1 a 2
Areia fina	2 a 3
Areia muito fina	3 a 4
Silte	4 a 8
Argila	>8

Fonte: Wentworth (1922).

O selecionamento (desvio padrão) mede o grau de uniformidade (seleção) de um sedimento, indicando o grau de dispersão em torno da média (Tabela 12), as flutuações do nível energético do agente deposicional, além da sua capacidade de classificar os materiais mobilizados. Entretanto, se não houver uma disponibilidade da área fonte, em fornecer diferentes tamanhos de grão ao agente de deposição, as diferenças energéticas do meio não serão retratadas no material acumulado, demonstrando que a distribuição de tamanho dos materiais da área fonte influencia, de certo modo, o grau de seleção dos sedimentos depositados em um dado ambiente (Sahu, 1964).

Friedman (1962) estabeleceu o intervalo de  $0,35\phi$  a  $0,50\phi$  para a faixa de distribuição das areias de praia bem selecionadas. Nordström (1977), por sua vez, caracterizou que valores de selecionamento no intervalo entre  $0,37\phi$  e  $0,48\phi$ , representam sedimentos de praias com níveis de energia alta a moderada (FARIAS, 2006).

Tabela 12 - Grau de seleção de uma amostra à partir do desvio padrão.

<b>Classificação</b>	<b>Diâmetro (<math>\phi</math>)</b>
Muito bem selecionado	< 0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,5
Moderadamente bem selecionado	0,5 a 0,71
Moderadamente selecionado	0,71 a 1,0
Mal selecionado	1,0 a 2,0
Muito mal selecionado	2,0 a 4,0
Extremamente mal selecionado	> 4,0

Fonte: Folk e Ward (1957).

A assimetria (Ski) de uma distribuição granulométrica traduz a posição da mediana (Md) em relação à média (Mz) (Tabela 13). Em sedimento, com predominância de material fino sobre o grosseiro, a assimetria é positiva, mostrando que o tamanho médio é menor que a mediana. A mais defendida utilização da assimetria como parâmetro estatístico sensível aos processos sedimentares é sua característica de apresentar predominância de valores negativos nos sedimentos da face praial (MASON e FOLK, 1958; FRIEDMAN, 1962; FOLK, 1966; entre outros).

Tabela 13 - Grau de assimetria de uma amostra.

<b>Classificação</b>	<b>Diâmetro (<math>\phi</math>)</b>
Muito negativa	-1,0 a -0,3
Negativa	-0,3 a -0,1
Simétrica	-0,1 a 0,1
Positiva	0,1 a 0,3
Muito Positiva	0,3 a 1,0

Fonte: Folk e Ward (1957).

A curtose relaciona medidas de selecionamento das porções central e extrema da curva de distribuição granulométrica (Tabela 14). Tem sido amplamente estudada e relacionada com sucesso ao nível de energia das ondas (ALVES, 2001), ou ao nível de energia do ambiente deposicional, sendo inversamente proporcionais. Os valores altos de curtose indicam uma diminuição no nível de energia das ondas, e os valores baixos de curtose, indicam um aumento no nível de energia das ondas (FARIAS, 2006).

Tabela 14 - Classificação da curtose de uma amostra.

Classificação	Diâmetro ( $\phi$ )
Muito platicúrtica	< 0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito Leptocúrtica	1,50 a 3,0
Extremamente Leptocúrtica	> 3,0

Fonte: Folk e Ward (1957).

### 6.5.1 Praia do Farol

A análise sedimentológica para se caracterizar os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) dos sedimentos coletados apresentaram os resultados que são mostrados a seguir:

- Na zona de supramaré na berma praial (BP) o sedimento apresentou-se com predominância de 99,88% de areia, além de 0,10% de cascalho e 0,02% de silte. Sua classificação é de areia média (média=1,313 $\phi$  e mediana=1,309 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,607 $\phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (0,0235 $\phi$ ) e curtose mesocúrtica (1,023 $\phi$ ).
- Na linha de maré alta (LMA) o sedimento apresentou-se com predominância de 53,54% de areia, além de 46,46% de cascalho. Sua classificação é de areia muito grossa (média=0,139 $\phi$  e mediana=0,8999 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,5733 $\phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (1,902 $\phi$ ) e curtose muito leptocúrtica (1,528 $\phi$ ).

- Na zona de intermaré superior (ZIS), no setor da escarpa, o sedimento apresentou-se com predominância de 98,3% de areia, além de 1,7% de cascalho, Sua classificação é de areia grossa (média=0,7372 $\phi$  e mediana=0,7753 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,6531 $\phi$ ), assimetria negativa (-0,1184 $\phi$ ) e curtose mesocúrtica (1,098 $\phi$ ).
- Na zona de intermaré inferior (ZII), no início do lençol freático, o sedimento apresentou-se com predominância de 94,32% de areia, além de 5,68% de cascalho. Sua classificação é de areia grossa (média=0,636 $\phi$  e mediana=0,6564 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,8494 $\phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (-0,04528  $\phi$ ) e curtose leptocúrtica (1,166 $\phi$ ).
- Na linha de maré baixa (LMB) o sedimento apresentou-se com predominância de 99,83% de areia, além de 0,13% de cascalho e 0,03% de silte. Sua classificação é de areia média (média=1,737 $\phi$  e mediana=1,746 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,7901 $\phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (-0,03464 $\phi$ ) e curtose platicúrtica (0,876 $\phi$ ).

### 6.5.2 Praia do Chapéu Virado

A análise sedimentológica para se caracterizar os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) dos sedimentos coletados apresentaram os resultados que são mostrados a seguir:

- Na zona de supramaré na escarpa de praia (EP) o sedimento apresentou-se com predominância de 99,65% de areia, além de 0,21% de cascalho e 0,14% de silte. Sua classificação é de areia média (média =1,841 $\phi$  e mediana=1,819 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,5143 $\phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (0,07778 $\phi$ ) e curtose mesocúrtica (1,1 $\phi$ ).
- Na linha de maré alta (LMA) o sedimento apresentou-se com predominância de 99,90% de areia, além de 0,10% de cascalho. Sua classificação é de areia média (média= 1,664 $\phi$  e mediana =1,658 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,5429 $\phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (0,02863 $\phi$ ) e curtose mesocúrtica (1,107 $\phi$ ).
- Na zona de intermaré superior (ZIS) o sedimento apresentou-se com predominância de 99,31% de areia, além de 0,68% de cascalho e 0,01% de silte. Sua classificação é de areia média (média =1,011 $\phi$  e mediana=1,086 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,8532 $\phi$ ), assimetria negativa (-0,1243 $\phi$ ) e curtose platicúrtica (0,8793 $\phi$ ).

- Na zona de intermaré inferior (ZII) o sedimento apresentou-se com predominância de 99,67% de areia, além de 0,33% de cascalho. Sua classificação é de areia média (média = 1,56 $\phi$  e mediana = 1,737 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,9171 $\phi$ ), assimetria negativa (-0,2634 $\phi$ ) e curtose platicúrtica (0,7961 $\phi$ ).
- Na linha de maré baixa (LMB), o sedimento apresentou-se com predominância de 93,92% de areia, além de 6,08% de cascalho. Sua classificação é de areia média (média = 1,432 $\phi$  e mediana = 1,734 $\phi$ ), mal selecionada (1,251 $\phi$ ), assimetria muito negativa (-0,348 $\phi$ ) e curtose platicúrtica (0,7921 $\phi$ ).
- Na Zona da Inframaré (ZI) o sedimento apresentou-se com predominância de 98,14% de areia, além de 1,349% de cascalho e 0,5075% de silte. Sua classificação é de areia fina (média = 2,605 $\phi$  e mediana = 2,687 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,5088 $\phi$ ), assimetria negativa (-0,2576 $\phi$ ) e curtose leptocúrtica (1,461 $\phi$ ).

### 6.5.3 Praia do Ariramba

A análise sedimentológica para se caracterizar os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) dos sedimentos coletados apresentaram os resultados que são mostrados a seguir:

- Na linha de maré alta (LMA) o sedimento apresentou-se com predominância de 100% de areia. Sua classificação é de areia fina (média = 2,002 $\phi$  e mediana = 1,928 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,6272 $\phi$ ), assimetria positiva (0,1366 $\phi$ ) e curtose mesocúrtica (0,9356 $\phi$ ).
- Na zona de intermaré superior (ZIS) na base da falésia, o sedimento apresentou-se com predominância de 99,35% de areia, além de 0,65% de cascalho. Sua classificação é de areia média (média = 1,335 $\phi$  e mediana = 1,441 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,7157 $\phi$ ), assimetria negativa (-0,2002 $\phi$ ) e curtose mesocúrtica (0,9669 $\phi$ ).
- Na zona de intermaré inferior (ZII) , na escarpa , o sedimento apresentou-se com predominância de 99,95% de areia, além de 0,05% de cascalho. Sua classificação é de areia fina (média = 2,412 $\phi$  e mediana = 2,426 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,6999 $\phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (-0,03615 $\phi$ ) e curtose platicúrtica (0,8816 $\phi$ ).

- Na linha de maré baixa (LMB), no afloramento do lençol freático, o sedimento apresentou-se com predominância de 94,82% de areia, além de 4,91% de cascalho e 0,27% de silte. Sua classificação é de areia fina (média= 2,833 $\phi$  e mediana= 2,876 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,7622 $\phi$ ), assimetria negativa (-0,2612 $\phi$ ) e curtose muito leptocúrtica (1,657 $\phi$ ).

#### 6.5.4 Praia do São Francisco

A análise sedimentológica para se caracterizar os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) dos sedimentos coletados apresentaram os resultados que são mostrados a seguir:

- Na zona de supramaré (ZS) o sedimento apresentou-se com predominância de 99,88% de areia, além de 0,10% de cascalho e 0,02% de silte. Sua classificação é de areia média (média=1,313 $\phi$  e mediana=1,309 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,607 $\phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (0,0235 $\phi$ ) e curtose mesocúrtica (1,023 $\phi$ ).
- Na linha de maré alta (LMA) o sedimento apresentou-se com predominância de 98,59% de areia, além de 1,41% de cascalho. Sua classificação é de areia grossa (média = 0,9895 $\phi$  e mediana= 1,031 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,8373 $\phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (-0,06643 $\phi$ ) e curtose mesocúrtica (1,063 $\phi$ ).
- Na zona de intermaré superior (ZI) o sedimento apresentou-se com predominância de 99,31% de areia, além de 0,68% de cascalho e 0,01% de silte. Sua classificação é de areia média (média =1,011 $\phi$  e mediana=1,086 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,8532 $\phi$ ), assimetria negativa (-0,1243 $\phi$ ) e curtose platicúrtica (0,8793 $\phi$ ).
- Na linha de maré baixa (LMB) o sedimento apresentou-se com predominância de 97,25% de areia e 2,75% de cascalho. Sua classificação é de areia média (média= 1,185 $\phi$  e mediana= 1,302 $\phi$ ), moderadamente selecionada (0,8828 $\phi$ ), assimetria negativa (-0,2351 $\phi$ ) e curtose mesocúrtica (1,065 $\phi$ ).

## 7 DISCUSSÕES

Durante o período estudado, os resultados obtidos à partir da morfologia dos perfis das praias estudadas da Ilha do Mosqueiro mostraram que ocorrem variações morfológicas (positivas e negativas) principalmente nas zonas de intermaré e inframaré.

A sazonalidade climática é um fator marcante na Ilha do Mosqueiro e pode sugerir uma relação entre as variações morfológicas da praia com as variações que predominam na região que se traduzem na forma de ventos, precipitação, ondas, marés, correntes associadas e descarga dos rios.

A presença de sucessivos promontórios e enseadas na Ilha de Mosqueiro exerce uma influência importante sobre as ondas e as correntes de marés, na dispersão e deposição dos sedimentos e, por conseguinte, na evolução da linha de costa. Promontórios não só capturam a energia da onda causando um raio de convergência, mas também eles têm uma tendência para impulsionar os fluxos de maré, criando um redemoinho de maré (CARTER, 1988).

As praias são regiões extremamente dinâmicas, cujas características morfológicas refletem o agente modificador predominante, no caso de ondas ou maré e os atributos dos sedimentos que as compõem, principalmente a granulometria, normalmente arenosa (SILVA et al. 2004).

As praias da Ilha do Mosqueiro são influenciadas por mesomarés semidiurnas (3,5m), e baixa energia de ondas (0,35-0,6m), apresentando perfis com características semelhantes ao padrão de perfis praias intermediários. Neste modelo, as mudanças morfológicas são caracterizadas, pela retirada de material sedimentar da zona de intermaré, mas com pouca ou nenhuma mudança de inclinação do perfil praias (FREIRE e ANDRADE, 2000).

Segundo Muehe (2004), o perfil transversal de uma praia vai depender do ganho ou perda de areia, de acordo com a energia das ondas, ou seja, de acordo com as alternâncias entre tempo bom (*fair weather*), onde há engordamento da praia (ganho de sedimento), e tempestade (*storm weather*), onde há erosão (perda de sedimento).

Nas zonas em que o regime de ondas se diferencia significativamente entre verão e inverno, a praia desenvolve perfis sazonais típicos de acumulação (perfil de verão) e erosão (perfil de inverno) (ALVES, 2001). Com isso, a praia atingindo um equilíbrio às diferentes condições oceanográficas, ela desempenhará um papel de proteção da costa contra a erosão marinha.

O ciclo de armazenagem e retirada de sedimentos na praia foi caracterizado por Sonu e Van Beek (1971), que definiram uma seqüência típica das configurações dos perfis praias, onde a concavidade convexa da praia está ligada a um perfil mais construtivo e a concavidade côncava a um perfil mais erosivo.

A declividade média de um perfil, tanto em praias oceânicas quanto em praias estuarinas, é um importante parâmetro na caracterização morfológica de uma praia juntamente com a granulometria dos sedimentos e com o nível de energia (ALVES, 2001).

Para Komar (1976), a granulometria e a declividade da praia estão diretamente relacionadas uma para a outra. No caso das praias em enfoque, as areias das praias foram predominantemente areias médias e grossas, com os sedimentos grossos confinados às zonas de intermaré e de inframaré, onde os perfis estiverem mais íngremes. Desta forma, observa-se uma íntima relação entre o tamanho do grão e a declividade da zona de intermaré nas praias estuarinas da Ilha do Mosqueiro, onde as praias possuem declividades moderadas a altas e granulometria variando de areias médias a muito grossas. Na zona de inframaré estas areias estão sob a forma de barras arenosas. As barras estão associadas à zona de arrebentação das ondas e às correntes longitudinais (REINECK e SINGH, 1980).

Segundo El-Robrini (2001) as barras estacionárias são corpos alongados paralelos ou transversais à linha de costa gerada pelas ações hidrodinâmicas. Abaixo da linha de maré baixa média, estende-se a zona de inframaré, que inclui as zonas de arrebentação e de surfe. Sempre submersa, é também constituída de uma ou mais barras e calha longitudinais, onde se acumulam sedimentos mais grossos, vindos da zona de intermaré.

O estágio morfodinâmico de uma determinada praia é caracterizado pelas condições hidrodinâmicas mais freqüentes, no que se refere ao tipo de arrebentação das ondas, amplitude das marés e aos tipos de sedimentos predominantes (ALVES et al., 2011).

De acordo com o grau de intensidade destes fatores, as praias podem ser classificadas quanto à morfodinâmica em dois estados extremos, dissipativos e refletivos, e quatro intermediários (SHORT; WRIGHT, 1984).

Hoefel (1998) ressaltou outro aspecto comum a todas as praias meso-macromarés, que seria a exibição de um padrão refletivo na maré alta e, de outro mais dissipativo na maré baixa intermediária. Porém, estas praias sob ação de ondas altas, sofreriam escarpamento das porções superiores do perfil praias e, passariam a ser dominadas por condições mais dissipativas também. Tornando-as, então, bem mais estáveis, espacial e temporalmente.

O parâmetro  $\Omega$  para classificação de praias de Wright e Short (1984) apresentou bons resultados para as praias estudadas da Ilha do Mosqueiro. Seus valores de  $\Omega$  condicionaram as mesmas variando entre 1,43 e 2,05, que as posicionam no campo de praias Reflectivas, no caso das praias do Farol Chapéu Virado e Ariramba, e no campo de praias Intermediárias do tipo Terraço de Maré Baixa, no caso da praia do São Francisco.

Porém, em praias onde existe uma amplitude de marés variável, ambientes de meso-macromarés, que são o caso das praias paraenses, onde se incluem as praias estuarinas da Ilha do Mosqueiro, Short (1999) discute que a aplicação do parâmetro  $\Omega$ , por si só, não é suficiente para caracterizar o comportamento morfodinâmico das praias estuarinas. Aponta ainda que as condições apresentadas pelo ambiente a partir do parâmetro  $\Omega$ , em localidades com grande amplitude de maré, não condizem com as que demonstram as reais condições morfodinâmicas, sendo necessário incorporar o fator variação da amplitude da maré RTR para se obter uma classificação mais satisfatória. Isso pode ser comprovado pelos valores encontrados nas praias da Ilha do Mosqueiro, que as condicionaram melhor neste modelo.

Os valores obtidos pelo modelo de Masselink e Short (1993) para classificação de praias de meso-macromarés, também apresentaram bons resultados para as praias estudadas da Ilha do Mosqueiro. Seus resultados as caracterizaram como praias Intermediárias do tipo Terraço de Maré Baixa e Correntes de Retorno, no caso das praias do Farol e Chapéu Virado, Terraço de Maré Baixa, no caso da praia do Ariramba, e Ultradissipativa, no caso da praia do São Francisco.

Em confirmação neste modelo, ainda podem ser observadas a presença de cúspides praias relacionadas com o espraiamento e refluxo das ondas na zona de supramaré, combinadas com a ação das marés.

A cobertura sedimentar da faixa de praia da Ilha de Mosqueiro é constituída de areias médias a muito grossas. Apresenta diferenças na distribuição da granulometria ao longo de suas zonas no perfil praias. Apesar de existirem mudanças significativas no tamanho médio do grão, observa-se, neste caso, que a classe predominante é areia média (1,52 $\phi$ ).

O parâmetro média mostrou que existe um controle na sua distribuição ao longo do perfil praias das praias estudadas na Ilha do Mosqueiro, com predominância de areias médias (1,086 a 1,819 $\phi$ ) com 57,9% das amostras, seguida de areias finas (2,002 a 2,833 $\phi$ ) com 21,1%, areias grossas (0,636 a 0,9895 $\phi$ ) com 15,8% e areias muito grossas com 5,3% (-0,139 $\phi$ ).

Na zona de supramaré encontram-se areias médias, situadas na berma praial (1,313 $\phi$ ) e nas escarpas de praia (1,841 $\phi$ ) da praia do Farol e Chapéu Virado, respectivamente. Na zona de intermaré predominam areias médias e subordinadamente areias grossas, com a seguinte distribuição: na LMA, limite interno da zona de intermaré ocorrem areias muito grossas (-0,139 $\phi$ ) na praia do Farol, areias médias (1,664 $\phi$ ) na praia do Chapéu Virado, areias finas (2,002 $\phi$ ) na praia do Ariramba e areias grossas (1,031 $\phi$ ) na praia do São Francisco; na zona de intermaré ocorrem areias grossas (0,690 $\phi$ ) na praia do Farol e areias médias (1,290 $\phi$ , 1,870 $\phi$ , 1,190 $\phi$ ) nas praias do Chapéu Virado, Ariramba e São Francisco, respectivamente. Na LMB, limite externo da zona de intermaré ocorrem areias médias (1,737 $\phi$ , 1,432 $\phi$ , 1,185 $\phi$ ) nas praias do Farol, Chapéu Virado e São Francisco, respectivamente, e areias finas (2,833 $\phi$ ) na praia do Ariramba.

O parâmetro selecionamento mostrou uma total predominância da classe de sedimento moderadamente selecionado (0,5143 a 0,9171 $\phi$ ) em praticamente todos os ambientes praias, com 94,7% das amostras, com exceção na classe de sedimento pobremente selecionado (1,251 $\phi$ ), com 5,3% que ocorreu na LMB da praia do Chapéu Virado.

O parâmetro assimetria mostrou uma predominância de classe aproximadamente simétrica (-0,06643 e 1,902 $\phi$ ) com 47,4%, ocorrendo nas zonas de supramaré e LMA, e assimetria negativa (-0,2634 e -0,1184 $\phi$ ) com 42,1%, ocorrendo nas zonas de intermaré e LMB. Além destes, ocorreram 5,3% com assimetria muito negativa (-0,348 $\phi$ ) na LMB da praia do Chapéu Virado, e 5,3% com assimetria positiva (0,1366 $\phi$ ) na LMA da praia do Ariramba.

Segundo Duane (1964) valores negativos de assimetria são indicativos de áreas em processo de erosão, enquanto valores positivos indicam deposição. Todavia, autores como Shepard e Young (1961) e Bigarella e Popp (1966) não encontraram resultados significativos nesse sentido.

Bittencourt (1992) mostrou em seus resultados que a assimetria negativa não é um atributo da face da praia, pois nela predominam valores simétricos de assimetria. Mostrou também que inexistia uma relação direta entre o sinal dos valores da assimetria, e que os mesmos não têm nenhuma relação com as fases erosivas e construtivas das praias, bem como com a granulometria do sedimento praial.

Farias (2006) estudando praias estuarinas na Ilha do Outeiro obteve valores de assimetria negativa para a zona de intermaré das praias estudadas.

Segundo Nordström (1977), tal característica, deve estar relacionada a baixa variabilidade das ondas locais, sendo resultante dos baixos valores da assimetria.

O parâmetro curtose mostrou uma predominância de classe mesocúrtica (0,9356 e 1,107 $\phi$ ) com 52,6%, ocorrendo nas zonas de supramaré, LMA e zona de intermaré superior das praias estudadas, seguidas de classe platicúrtica (0,7921 e 0,8816 $\phi$ ) com 26,3%, ocorrendo na LMB das praias do Farol e Chapéu Virado, e zonas de intermaré inferior das praias do Chapéu Virado e Ariramba. Além destes, ocorreram 10,5% de classe leptocúrtica (1,166 e 1,461 $\phi$ ) na zona de intermaré da praia do Farol e na zona de inframaré da praia do Chapéu Virado, e 10,5% de classe muito leptocúrtica (1,528 e 1,657 $\phi$ ) na LMA da praia do Farol e na LMB da praia do Ariramba, respectivamente.

Segundo Alves (2001), a curtose tem sido amplamente relacionada com sucesso ao nível de energia das ondas, ou ao nível de energia do ambiente deposicional, sendo inversamente proporcionais. Tal característica indica que valores altos de curtose indicam uma diminuição no nível de energia das ondas, e valores baixos de curtose, indicam um aumento no nível de energia das ondas.

A erosão praial é um dos fenômenos mais impressionantes entre os processos costeiros, que acabou transformando-se em um problema emergencial, na maioria das áreas costeiras do mundo. Os perfis levantados indicaram que a praia está sendo afetada por processos erosivos, decorrentes, principalmente, da ação das marés equinociais de sizígia, que amplificam a energia das ondas.

De maneira geral, as porções estudadas na Ilha do Mosqueiro vêm sofrendo problemas erosivos, que podem estar relacionados com um déficit de sedimentos ocorridos nos últimos anos por motivos ainda não bem esclarecidos na literatura, assim como uma possível elevação do nível relativo do mar. Nesta área, os sedimentos foram removidos da zona de supramaré e intermaré, e se depositam na zona de intermaré inferior/inframaré sob forma de bancos arenosos.

Outro fator relacionado a erosão, segundo Duncan (1964), é a perda de sedimentos, devido a entrada e saída da maré na zona subsaturada, onde, durante os períodos de maré baixa, ocorre a retirada de sedimentos através de uma ampla rede de marcas de escorrimento (*rill marks*), que são bastante notadas nas praias estudadas nas zonas de intermaré.

## 8 CONCLUSÕES

- A comparação entre os perfis no período estudado mostrou que existem mudanças na morfologia praial nas praias estuarinas da Ilha do Mosqueiro, e estas mudanças indicam mudanças no perfil praial observadas pelas variações de declividade, além de ganhos e perdas significativas no volume sedimentar das praias.
- A praia do Farol apresenta-se como uma faixa arenosa de 1.060m de extensão e 80m de largura, com declividade acentuada, composta de areias quartzosas grossas moderadamente selecionadas e ondas do tipo mergulhantes. É classificada como praia Reflectiva e Intermediária do tipo Terraço de Maré Baixa e Correntes de Retorno.
- A praia do Chapéu Virado apresenta-se como uma faixa arenosa de 720m de extensão e 70m de largura, com declividade bem acentuada, areias quartzosas médias moderadamente selecionadas e ondas do tipo mergulhantes. É classificada como praia Reflectiva e Intermediária do tipo Terraço de Maré Baixa e Correntes de Retorno.
- A praia do Ariramba apresenta-se como uma faixa arenosa de 1.130m de extensão e 40m de largura, com declividade moderada, composta de areias quartzosas médias moderadamente selecionadas e ondas do tipo mergulhantes. É classificada como praia Reflectiva e Intermediária do tipo Terraço de Maré Baixa.
- A praia de São Francisco apresenta-se como uma faixa arenosa de 1.200m de extensão e 60m de largura, com declividade suave, composta de areias quartzosas médias moderadamente selecionadas e ondas do tipo deslizantes. É classificada como praia Intermediária do tipo Terraço de Maré Baixa e Ultradissipativa.
- De uma forma geral, não houve diferenças significativas no padrão da distribuição dos sedimentos entre os diversos períodos.
- Os processos costeiros dominantes nas praias estudadas na Ilha do Mosqueiro mostraram-se altamente dinâmicas, tendo como principal agente modificador as marés e suas correntes, e secundariamente as ondas, desta forma, este conjunto comanda as mudanças que ocorrem, principalmente nas zonas de intermaré das praias estudadas, e possibilitam a movimentação de grandes volumes sedimentares.

## REFERÊNCIAS

- ALVES, M.A.M.S. **Caracterização sedimentológica e geomorfológica da plataforma e parte superior do talude continental do estado do Pará.** 1999. 114f. (Trabalho de Conclusão de Curso) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, 1999.
- ALVES, M.A.M.S. **Morfodinâmica e sedimentologia da praia de Ajuruteua, Nordeste do Pará.** 2001. 104f. Dissertação (mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2001.
- ALVES, M.A.M.S. **Introdução à morfodinâmica de praias arenosas de meso-macromarés.** Belém: Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 2002. 182p (Apostila do Curso de Graduação em Oceanografia).
- ALVES, M.A.M.S. Projeto Petropraia: Índice de sensibilidade ambiental das praias de meso-macromarés da zona costeira do estado do Pará. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 12., 2007, Florianópolis. **Resumo dos trabalhos.** Florianópolis: AOCEANO, 2007. 1 CD-ROM.
- ALVES, M.A.M.S.; EL-ROBRINI, M. Morfodinâmica da praia de Ajuruteua–NE do Pará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9. CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DE PAÍSES DE LÍNGUAS IBÉRICAS, 2.; CONGRESSO SOBRE PLANEJAMENTO E GESTÃO DAS ZONAS COSTEIRAS DOS PAISES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA, 2., 2003, Recife. **Resumo dos trabalhos.** Recife: ABEQUA, 2003. 1 CD-ROM.
- ALVES, M.A.M.S.; EL-ROBRINI, M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; FARIAS, D.R.; FRANÇA, C.F. Morfodinâmica das praias de meso-macromarés da zona costeira do estado do Pará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10., 2005, Vitória. **Resumo dos trabalhos.** Vitória: ABEQUA, 2005. 1 CD-ROM.
- ALVES, M.A.M.S.; RIBEIRO, A.M.; LIMA, M.W.; FARIAS, D.R.; LIMA, A.Q., CORRÊA, J.M., FONTES, E.F. Efeitos da erosão costeira no litoral do estado do Pará – Costa Norte do Brasil. In: CONGRESSO SOBRE PLANEJAMENTO E GESTÃO DAS ZONAS COSTEIRAS DOS PAISES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA, 6., 2011, Cabo Verde. **Resumo dos trabalhos.** Cabo Verde: ABRH, 2011. 1 CD-ROM.
- ARAI, M; VESUGUI, N.; ROSSETI, D.F.; GÓES, A.M. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do estado do Pará. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais**, SBG, V.2, p.738-752.
- BARBOSA, G.V.; RENNÓ, C.V.; FRANCO, E.M.S. Geomorfologia da Folha SA-22. Belém. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam Brasil. **Folha SA. 22 - Belém:** Geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, v.5).
- BASCOM, W.N. The relationship between sand-size and beach face slope. **Transactions, American Geophysical Union**, n.32, p. 866-874. 1951.

BIGARELLA, J.J.; POPP, J.H., Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes. Praias e dunas de Barrado Sul (SC) - IV. **Boletim Paranaense de Geografia**, p.18-20. 1966.

BIRD, E.C.F. **Beach management**. London: John Wiley & Sons Ltd., 1996. 281p.

BIRKEMEIER, R.L. **Fast, accurate two-person beach survey**. Mississipi: Coastal Engineering Research Center – CERC. U.S. Army, Corps of Engineers, 1981. (Coastal Engineering Technical Aid No. 81-11). 19p.

BITTENCOURT, A.C.S.P. A questão da predominância ou não de valores negativos de assimetria das distribuições granulométricas para os depósitos da face da praia - uma polêmica revisitada. **Revista Brasileira de Geociências**, v.22, n.1, p.107-111.1992.

BROWN, J.; COLLING, A.; PARK, D.; PHILLIPS, J. ROTHERY, D.; WRIGHT, J. **Waves, tides, and shallow water processes**. Oxford: Pergamon Press, 1989. (The Oceanography Course Team. The Open University). 187p.

CALLIARI, L.J.; KLEIN, A.H.F. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 20, n. 1, p. 48-56. 1993.

CARVALHO, C.A. **Caracterização textural e mineralógica dos minerais leves na Plataforma Continental do Pará (entre a foz dos Rios Pará e Gurupí)**. 2003. 84f. (Trabalho de Conclusão de Curso) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, 2003.

CARVALHO, C.A. **Estudo morfoestratigráfico e sedimentológico dos depósitos holocênicos da planície costeira de Maracanã – NE do Pará**. 2007. 129f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2007.

CARVALHO, V.C.; RIZZO, H.G. **A zona costeira brasileira: subsídios para uma avaliação ambiental**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente e da Amazônia Legal, 1994. 211p.

CARTER, R.W.G. **Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines**. New York: Academic Press. 1988. 617p.

HOEFEL, F.G. Morfodinâmica de praias arenosas oceânicas: uma revisão bibliográfica. Itajaí: Univali, 91p, 1998.

COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUY, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C.P.R.; BEZERRA, P.E.L.; COSTA, M.L.; FERNANDES, J.M.G. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, v.4, n. 2, p. 23-44. 1996.

COSTA, J.L; ARAÚJO, A.A.V.; VILLAS-BOAS, J.M.; FARIAS, C.A.S.; SILVA NETO, C.S. e WANDERLEY FILHO, V.J.R. **Projeto Gurupí**. Belém: DNPM/CPRM, 1977. 258p. (Relatório Técnico, v.1).

COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S.; AVELAR, J.O.G. Outeiro e Mosqueiro: exemplos de evolução laterítica imatura. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG/Núcleo Norte. V.3, p: 479-494.

DEAN, R.G. Coastal sediment processes: toward engineering solutions. In: COASTAL SEDIMENTS '87, 1987, New Orleans. **Anais...** New Orleans: American Society Civil Engineers, 1987. p. 1-24.

DEAN, R.G. Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. **Journal of Coastal Research**, v. 7, n.1, p. 53-84. 1991.

DEAN, R.G. Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulfs Coasts. **Ocean Engineering Technical Report**, v.12, n.1, p.1-45. 1977.

DIAS, L.M.M. **Balneabilidade das praias estuarinas da ilha de Mosqueiro (PA): uma visão Geoquímica Ambiental.** 1995.131f Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. Belém, 1995.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). **Tábua das marés.** Marinha do Brasil. 2009. Disponível em: <http://www.mar.mil.br>. Acesso em: 20 out.2009.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). **Tábua das marés.** Marinha do Brasil.2010. Disponível em: <http://www.mar.mil.br>. Acesso em: 18 nov.2010.

DUANE, D.B. Significance of skewness in recent sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.34, n.4, p.864-874. 1964

DUNCAN, J.R., The effects of water table and tidal cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. **Marine Geology**. v.2, p. 186-197. 1964.

EL-ROBRINI, M.H.S. **Estudo da variabilidade morfo-sedimentar sazonal de praias estuarinas - Ilha de Mosqueiro.** 2001. 69f. Dissertação (mestrado em geologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2001.

EVANS, O.F. Sorting and transportation of material in the swash and backwash. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.9, n.1, p.28-31. 1939.

FACHIN, S. **Caracterização do perfil de equilíbrio da antepraia na costa do Rio Grande do Sul.** 1998. 114f. Dissertação (mestrado). Centro de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

FARIA JR., L.E.C.; MARÇAL, M.S.; PINHEIRO, R.V.L. A dinâmica sedimentar da praia do Maçarico e sua importância para a geologia da região costeira do estado do Pará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO DO QUATERNÁRIO, 1., 1987, Porto Alegre. **Anais.** Porto Alegre: ABEQUA, 1987. v.1, p.343-356.

FARIAS, D.R. **Variabilidade morfo-sedimentar das praias estuarinas da Ilha de Caratateua – PA.** 2006. 142f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

FISHER, A. **Morfodinâmica do “saco do laranjal”:** costa nordeste do estuário da laguna dos Patos – RS. 2005. 160f. Dissertação (mestrado em engenharia oceânica) – Curso de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica. Universidade Federal do Rio Grande. Rio Grande, 2005.

FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. **Journal of sedimentary petrology**, 1957, v.27, n.1, p.3-26.

FOLK, R.L. A review of grain-size parameters. **Sedimentology**, n.6, p.13-93. 1966.

FONSECA, C.A.; PATTI, J.R.; CAMPOS, E.J.D.; SILVEIRA, I.C.A. **Estudo numérico dos vórtices emitidos pela corrente Norte do Brasil.** Laboratório de Modelagem dos Oceanos (Lab. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP), 2000. p.28

FONZA, B.C. A circulação atmosférica na América do Sul, os grandes sistemas planetários e subsistemas regionais que atingem o continente: localização e trajetória. **Caderno de Geociências**, v.11, p. 11-33. 1994.

FRANÇA, C.F. **Morfologia e mudanças costeiras da margem leste da Ilha de Marajó-PA.** 2003, 144f. Tese (doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2003.

FRANZINELLI, M. Contribuição a geologia da Costa do Estado do Pará : entre as baías de Curuçá e Maiaú. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL, 4., Rio de Janeiro, 1988, Rio de Janeiro. **Atas**. Rio de Janeiro: CENPES-PETROBRAS, 1988. p.305-323.

FRANZINELLI, M. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. In: PROST, M.T. (edits). **Évolution des littoraux de Guyane et de la zone Caraibe Meridionale pendant le quaternaire.** Paris: ORSTOM, 1992. p.203-230.

FREIRE, P.; ANDRADE, C. Morphodynamics of Estuarine Beaches: Short-term Evolution of Alfeite Beach. In: SIMPÓSIO SOBRE A MARGEM CONTINENTAL IBÉRICA ATLÂNTICA, 3., Universidade do Algarve, 2000, p.39-40.

FRIEDMAN, G.M. On sorting, sorting coefficients and grain size distribution of sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.31, n.4, p.514-529. 1962.

FREIRE, P.; TABORDA, R.; ANDRADE, C. Caracterização das praias estuarinas do Tejo. In: CONGRESSO DA ÁGUA, 8., 2006, Figueira da Foz. **Anais...** Figueira da Foz: APRH, 2006. 1 CD-ROM.

FRIEDMAN, G.M. On sorting, sorting coefficients and grain size distribution of sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, 1962, v.31, n.4, p. 514-529.

GÓES, A. M. **Estudo sedimentológico dos sedimentos barreiras, ipixuna e itapecuru no NE do Pará e do Maranhão.** 1981. 55f. Dissertação (mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 1981.

GÓES, A. M.; TRUKENBRODT, W. **Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos barreiras na região bragantina, Nordeste do Estado do Pará.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v.2, p.766-771.

GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; TOLEDO, P.M., Modelo deposicional preliminar da formação pirabas no nordeste do estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi**, Série Ciências da Terra, v.1, n.2, p.3-15, 1990.

GOLDEN SOFTWARE. **Grapher 9 User's Guide. 2D & 3D Graphing for Scientists, Engineers & business professionals.** Golden Software, Inc., Colorado 80401-1866, 76p, 2011.

HOEFEL, F.G. **Morfodinâmica de praias arenosas oceânicas: uma revisão bibliográfica.** Itajaí: Univali, 1998. 91p.

HOUSTON, J.R. Simplified Dean's method for beach-fill design. **Journal of Waterway, Port, Coastal and Oceanic Engineering**., ASCE, v.122, n.3, p.143-146. 1996.

IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; ALVES, R.J.; COSTA JÚNIOR, P.S.; COSTA, J.B.S. Estudos neotectônicos nas ilhas de Outeiro e Mosqueiro – Nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36.,1980, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990.v.1, p. 2110-2123.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Relatório de ventos e de índices pluviométricos para a região metropolitana de Belém entre 2001 e 2004.** 2º DISME, 2004.

KENNETT, J.P. **Marine Geology.** USA: Prentice Hall inc., 1982. 814p.

KOMAR, P.D. **Beach process and sedimentation.** Englewood cliffs; New Jersey: Prentice-Hall, 1976. 429p

MAPA da ilha do Mosqueiro. Disponível em: <http://earth.google.com>. Acesso em: 10 jun 2011.

MARTINS, A.C.S. **Marés e ondas oceânicas.** 2005. 81f. (Trabalho de Conclusão de Curso) - Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 2005.

MARTORANO, L.G.; PEREIRA, L.C.; CÉSAR, E.G.M.; PEREIRA, I.C.G. **Estudos climáticos do estado do Pará, classificação climática (köppen) e deficiência hídrica (thornthwaite, mather).** Belém: Sudam/Embrapa, 1993. 53p.

MASSELINK, G.; SHORT, A.D. The effects of the tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. **Journal of Coastal Research**, v.9, n.3, p. 785-800. 1993.

MASSELINK, G.; HEGGE, B.J.; PATTIARATCHI, C.B. Beach cusp morphodynamics. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.22, p. 1139-1155. 1997.

- MASON, C.C.; FOLK, R.L., Differentiation of beach, dune and Aeolian flat environments by size analyses, Mustang Island, Texas. **Journal Sedimentary Petrology**, v.28, n.2, p.196-214. 1958.
- MEDINA, R.; LOSADA, M. A.; LOSADA, I. J.; VIDAL, C. Temporal and spatial relationship between grain size and beach profile. **Marine Geology**, v.118, 1994. p.195-206.
- MICHEL, D. & HOWA, H.L. Short term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. **Journal of Coastal Research**, 1999. v.15, n.2, p.429-437.
- MILLIMAN, J.D.; MEADE, R.H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. **Journal Geology**, v. 91, n.1, p.1-21. 1983.
- MONTEIRO, E.C; LUCZYNSKI, E.; SOUSA, P.G.N. **Projeto Nordeste do Estado do Pará: Relatório final**. Belém: Pará. 121p. 1992. (Estágio de Campo III).
- MUEHE, D. **Geomorfologia costeira**. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (org.) Geomorfologia: Atualização de Bases e Conceitos. Rio de Janeiro, Ed. Bertrand Brasil.1995. p.253-308.
- MUEHE, D. O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: CUNHA, S.B; GUERRA, A.J. T., (ed). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro. Ed. Bertrand Brasil. 1998, p.273-349.
- MUEHE, D. Definição de limites e tipologias morfodinâmico e evolutivo. In: Ministério do Meio Ambiente. **Projeto Orla: subsídios para um projeto de gestão**. Brasília: MMA E MPO, 2004 p.13-32.
- MUEHE, D.; ALBINO, J. **Erosão e recuperação de um pontal arenoso – Macaé (RJ)**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Anais**. São Paulo: SBG, 1992. v.1, p.188-189.
- NOGUEIRA, J.C., **Características morfológicas e sedimentológicas dos setores falésia e duna da Praia Grande – Salvaterra, Ilha de Marajó (NE do Estado do Pará), nos meses de agosto/2006 e agosto/2007**. 2008. 94f. (Trabalho de Conclusão de Curso) – Faculdade de Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.
- NORDSTROM, K. **Estuarine beaches**. London, Elsevier Science Publishers, 1992. 225p.
- NORDSTROM, K.F.; JACKSON, N.L. Two-dimensional change on sandy beaches in mesotidal estuaries. **Z.Geomorphologie**, v.36, n.4, p.465-478, 1992.
- NORDSTROM, K.F.; JACKSON, N.L., Effect of source width and tidal elevation on Aeolian transport on an estuarine beach. **Sedimentary**, v.39, p.769-788. 1992.
- NORDSTROM, K.F. Cyclic and seasonal beach response: a comparison of Oceanside and bayside beaches. **Physical Geography** v. 1-2, p.177-196, 1980.

NORDSTROM, K.F. The use of grain size statistics to distinguish high and moderate energy beach environments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.47, p. 1287-1294. 1977.

NORDSTROM, K.F.; ROMAN, C.T. **Estuarine shores: evolution, environments and human alterations**. Chichester: John Wiley e Sons, 1996. 486p.

PEREIRA, L.C.C. **Conseqüências ambientais causadas por obras de contenção do avanço do mar nas praias de Casa Caiada e rio Doce, Olinda-PE (Brasil)**. 1995. 121f. (Trabalho de Conclusão de Curso) - Centro de Tecnologia e Geociência, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1995.

PINHEIRO, R.V.L. **Estudo hidrodinâmico e sedimentológico do Estuário Guajará-Belém**. 1987. 152f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências, Belém, 1987.

REINECK, H.E.; SINGH, I.B. **Depositional sedimentary environments**. 2. Ed. New York, Springer-Verlag, 1980. 543p.

RICHARDSON, P.L.; ARNAULT, S.; GARZOLI, S.; BROWN, W.S. North Brazil current retroflection eddies. **Journal of Geophysical Research**, v.99, n.6, p.997-1014. 1994.

ROSSETI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e pós-barreiras na região bragantina, Nordeste do Pará. **Boletim do Museu Emílio Goeldi. Ciências da Terra**, v.1, p. 25-74, 1989.

ROSSETTI, D.F. **Caracterização faciológica e diagenética da formação Barro Duro – Bacia de Barreirinhas**. 1990. 191f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1990.

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

SÁ, J.H.S. Contribuição a geologia e os sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina. **Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro**, v.3, p.21-36, 1969.

SABAINI, R.S. **Morfodinâmica praial, segurança ao banho e perfil do banhista da praia de Camburi, Vitória-ES**. 2005. 71f. (Trabalho de Conclusão de Curso)-Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2005.

SAHU, B.K. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.34, n.1, p. 73-83, 1964.

SALDANHA, D.S., **Variabilidade morfossedimentar das praias estuarinas de Caripi e Itupanema (Barcarena, Pará)**. 2009. 119f. (Trabalho de Conclusão de Curso) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.

SANTOS, L. **Classificação do litoral de marataízes, Espírito Santo quanto à vulnerabilidade erosiva**. 2005. 144f. (Trabalho de Conclusão de Curso) - Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, 2005.

SANTOS, V.F. Dinâmica de formação de cristas praias na Planície Costeira da Ilha de Algodual – Nordeste do Pará, Brasil. In: WORKSHOP ECOLAB, 5., 2000, Macapá. **Boletim de resumos**, p:129-133. 2000.

SHEPARD, F.P. **Submarine Geology**. Haper e Row publishers. 1973. 517p.

SHEPARD, F.P.; YOUNG, R., Distinguishing Between Beach and Dune Sands. **Journal Sedimentary Petrology**, v.31, n.2, p.196-214. 1961.

SHORT, A.D. Morphodynamics of a macrotidal beach. **Marine Geology**. v.50, n.1-2, p.97-128, 1982.

SHORT, A.D. Macro-meso tidal beach morphodinamycs – an overview. **Journal of Coastal Research**, v.7, n .2, p.417-436, 1991.

SHORT, A.D.; HESP, P.A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. **Marine Geology**, v.48, p. 259-284, 1982.

SILVA, B.N.R. **Levantamento de reconhecimento detalhado dos solos da Ilha de Mosqueiro (Pará) com auxílio de fotointerpretação**. 1975. 156f. Dissertação (mestrado) – USP/ESALQ, Piracicaba, 1975.

SILVA, I.R. **Praias da costa do descobrimento: uma contribuição para a gestão ambiental**. 2004, 232f. Salvador. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2004.

SILVA, M.G.L. **Avaliação multitemporal da dinâmica costeira da praia do pescador. Bragança (norte do Brasil)**. 2001, 103f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2001.

SILVA, M.S., **Morfoestratigrafia e evolução da planície costeira de Salinópolis, NE do estado do Pará**. 1996, 122f. Dissertação (mestrado)- Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.

SILVA, C.G.; PATCHINEELAN, S.G.; BATISTA NETO, J.A.; PONZI, V.R.A. Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos Morfodinâmicos atuantes nas linhas de costa. In: BAPTISTA NETO, J.A.; PONZI, V.R.A.; SICHEL, S.E. (Ed.). **Introdução à geologia marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004, p.175-218.

SONU, C.J.; VAN BEEK, J.L. Systematic beach changes on the outer banks, North Carolina. **Journal of Geology**, v.79, p. 416-425, 1971.

SOUZA FILHO, P.W.M.; EL-ROBRINI, M. As variações de nível relativo do mar e estratigrafia de sequências da planície costeira bragantina, Nordeste do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi**, v.10. p. 45-78. 1998.

SOUZA FILHO, P.W.M. **Avaliação e aplicação de dados de sensores remotos no estudo de ambientes costeiros tropicais-úmido. Bragança, Norte do Brasil**. 2000. 219f. Tese (doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará . Belém, 2000.

SOUZA FILHO, P.W.M. Impactos naturais e antrópicos na planície costeira de Bragança (NE do Pará) In: PROST, M.T.; MENDES, A.C. (Orgs.). **Ecosistemas costeiros: impactos e gestão ambiental**. Belém: Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p.132-144.

SOUZA, C.R.G. **As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do estado de São Paulo**. 1997. 184f. Dissertação (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

SOUZA, C.R.G.; SOUZA FILHO, P.W.M.; ESTEVES, L.S.; VITAL, H.; DILLEMBURG, S.R.; PATCHINELLAM, S.M. ; ADDAD, J.E. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S. ; OLIVEIRA, P.E. (Orgs.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: HOLOS, 2005. 378p.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo, Edgar Blucher e Edusp. 1973. 317p.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia marinha**. São Paulo, Editora T.A.Queiroz. 1992. 171p.

TEIXEIRA, J.V.B.; COSTA, L.T. **Estudo integrado da região de Soure-Salvaterra (Marajó)**. Belém: Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 1992. 153f. (Relatório de Estágio de Campo III).

TESSLER, M.G.; MAHIQUES, M.M. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. (Orgs.). **Decifrando a terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2008. p. 262-284.

TOZZI, H.A.M.; CALLIARI, L.J. Morfodinâmica da praia do Cassino, **RS**. **Pesquisas em Geociências**, n.27, v.1, 2000. p.29-42.

VENTURIERI, A.; WATRIN, O.S.; ROCHA, A.M.A.; SILVA, B.N.R., Avaliação da dinâmica da paisagem da ilha do Mosqueiro, município de Belém, Pará. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9., 1998, Santos. **Resumo dos Trabalhos**. Santos: INPE, 1998. p.247-256.

WENTHWORTH, W.C. Grade and class terms for clastic sediments. **Journal Geology**. v.30, p.377-372, 1922.

WESCHENFELDER, J.; ZOUAIN, R.N.A. **Variabilidade morfodinâmica das praias oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal,RS, Brasil**. **Pesquisas em Geociências**, v.29, n.1, 2002, p.3-13.

WRIGHT, L.D.; GUZA, R.T.; SHORT, A.D. Dynamics of high energy dissipative surf zone. **Marine Geology**, v.45, 1982, p.41-62.

WRIGHT, L.D.; CHAPPEL, J.; THOM, B.G.; BRADSHAW, M.P.; COWEL, P. Morphodynamycs of reflective and dissipative beach and inshore systems: southeastern Australia. **Marine Geology**, v.32, 1984. p.105-140.

WRIGTH, L.D.; SHORT, A.D. Morphodynamycs variability of surf zones and beaches: a synthesis. **Marine Geology**, v.56, 1984. p.93-118.