

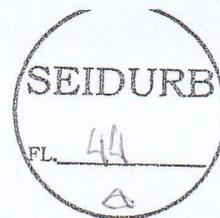
**"PROJETO DE MONITORAMENTO DA DINÂMICA MORFO-
SEDIMENTAR DA PRAIA DE ATALAIA - MUNICÍPIO DE
SALINÓPOLIS (ESTADO DO PARÁ)" - PARTE II**



Belém/PA
AGOSTO/2013

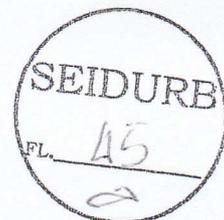
SEIDURB
43
2

<p>Governador Simão Robison Oliveira Jatene</p>	 <p>GOVERNO DO PARÁ</p>
<p>Diretor Técnico de Investimento e Projetos NAGIB CHARONE FILHO</p>	<p>SECRETARIA DE ESTADO DE INTEGRAÇÃO REGIONAL, DESENVOLVIMENTO URBANO E METROPOLITANO</p>  <p>GOVERNO DO PARÁ</p>
<p>Reitor CARLOS EDILSON DE ALMEIDA MANESCHY</p>	 <p>Universidade Federal do PARÁ 1957</p>
<p>Diretor Executivo SINFRÔNIO BRITO</p>	 <p>Fadesp Fundação de Amparo e Desenvolvimento da Pesquisa</p>
<p>Coordenador MAÂMAR EL ROBRINI</p>	 <p>UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ GEMC PESQUISA CENTRO DE ESTUDOS MARINHOS E COSTEIROS CNPq</p>



SUMÁRIO

1. CARACTERÍSTICAS DAS PRAIAS DE ATALAIA.....	
1.1. Planalto Costeiro.....	
1.2. Planície Costeira.....	
1.2.1. Planície de Maré Lamosa ou Supramaré.....	
1.2.1.1. Manguezais.....	
1.2.2. Planície de Maré Lamosa ou Meso/Inframaré	
1.2.2.1. "Cheniers".....	
1.2.3. Planície Arenosa "Sand Flat"	
1.2.3.1. Cordões de dunas frontais.....	
1.2.3.2. Deltas de Maré	
1.2.3.3. Dunas Móveis	
1.2.3.4. Praias barreiras Arenosas "barrier-beach ridge".....	
1.2.3.5. Lagos.....	
1.2.3.6. Canal estuarino.....	
1.2.3.7. Barras arenosas de maré.....	
2. ASPECTOS CLIMÁTICOS E METEOROLÓGICOS.....	
2.1. Precipitação	
2.2. Ventos	
3. ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS.....	
4. METODOLOGIA.....	
4.1. Trabalhos de Campo.....	
4.1.1. Perfil Topográfico.....	
4.1.2. Amostragem de Sedimentos.....	
4.1.3. Medições Oceanográficas.....	
4.2. Procedimentos Laboratoriais.....	
4.2.1. Classificação Granulométrica dos Sedimentos.....	
4.2.2. Parâmetros Morfométricos e Classificação Morfodinâmica.....	
5. MORFODINÂMICA PRAIAL E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	
5.1. Relação Morfologia X Granulometria.....	
5.2. Parâmetros Estatísticos Granulométricos.....	
5.3. Morfodinâmicas das Praias.....	
5.3.1. Perfis de Praia.....	
5.3.2. Parâmetros Derivados da Morfologia Praial.....	



5.3.3.Hidrodinâmica.....

5.3,4,Estados Morfodinâmicos

5,4,Transporte Litorâneo

5.4,1,Quantificação Sedimentar do Transporte Longitudinal.....

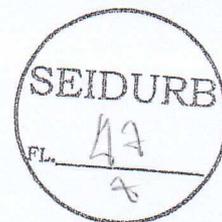
5,4,2,Balanço Sedimentar do Transporte Transversal.....

5.4.3.Relação entre o Trânsito Costeiro e Periculosidade ao Banho.....

6.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....

LSTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Praias de Atalaia: Farol Velho (A) e Atalaia (B).....
- Figura 2** – Precipitação e registros de El Niño e La Niña no período de 1990 a 2011 em Salinópolis (ANA, 2013 e INPE, 2013).....
- Figura 3** – Precipitação registrada para o período menos chuvoso do ano de 2011 em Salinópolis (ANA, 2013).....
- Figura 4** – Precipitação registrada para o período mais chuvoso do ano de 2012 em Salinópolis (ANA (2013).....
- Figura 5** – Velocidade dos ventos anual registrada no município de Salinópolis em 2012 (CPTEC/INPE).....
- Figura 6** – Direção dos ventos anual registrada no município de Salinópolis em 2012 (CPTEC/INPE).
- Figura 7** – Média anual da velocidade (a) e direção (b) dos ventos a cada 6 h no município de Salinópolis durante o ano de 2012 (CPTEC/INPE).....
- Figura 8** – Magnitude, direção dos ventos, altura e direção média de ondas modelada para o município de Salinópolis Fonte: Modelo WWATCH (CPTEC, 2013).....
- Figura 9** – Amplitude de maré registrada no município de Salinópolis em março de 2012 (marés equinociais)(DHN, 2013).....
- Figura 10** – Trabalhos de campo desempenhados nas praias de Atalaia.....
- Figura 11** – Armadilhas portáteis de coleta de sedimentos. Vista frontal do *trap* de espraçamento (A). Suporte com *traps*, vista frontal (B). Experimentação com *trap* de espraçamento e *traps* portáteis na zona de *surf* das praias do Atalaia (D).....
- Figura 12** – Relação morfologia x granulometria do perfil Farol Velho 1.....
- Figura 13** – Relação morfologia x granulometria do perfil Farol Velho 2.....
- Figura 14** – Relação morfologia x granulometria do perfil Atalaia 1.....
- Figura 15** – Relação morfologia x granulometria do perfil Atalaia 2.....
- Figura 16** – Parâmetros estatísticos granulométricos das amostras de sedimentos coletadas nos perfis praias do Farol Velho 1 (C), Farol Velho 2 (D), Atalaia 1 (E) e Atalaia 1 (F)



- Figura 17** – Parâmetros estatísticos granulométricos: média (A), seleção (B) e assimetria (C) e curtose (D).....
- Figura 18** – Perfis topográficos das praias e granulometria média identificada nos perfis..
- Figura 19** – Altura de onda na arrebentação registrada.....
- Figura 20** – Ângulo de incidência de ondas observado durante a maré vazante (A) e maré enchente (B).
- Figura 22** – Massa de sedimentos amostrada nos *traps* portáteis.....
- Figura 23** - Direção oeste durante a maré vazante. Direção leste durante a maré enchente nas praias do Atalaia e direção oeste na praia do Farol Velho.....
- Figura 24** – Percentual granulométrico obtido para os sedimentos coletados com os *traps* portáteis na praia do Atalaia (Setor Leste).....
- Figura 25** – Percentual granulométrico obtido para os sedimentos coletados com os *traps* portáteis praia do Farol Velho (Setor Central).....
- Figura 26** – Peso bruto dos sedimentos obtidos nos *traps* de espriamento.....
- Figura 27** – Percentual granulométrico obtido para os sedimentos coletados com os *traps* espriamento na praia do Farol Velho (Setor Central).....
- Figura 28** – Percentual granulométrico obtido para os sedimentos coletados com *traps* de espriamento na praia do Atalaia (Setor Leste).....



LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** – Período de onda registrado.....
- Tabela 2** – Estado morfodinâmico, segundo o parâmetro Ω utilizado por Wright e Short (1984).....
- Tabela 3** – Estado morfodinâmico, segundo o parâmetro RTR utilizado por Masselink e Short (1993).....
- Tabela 4** – Grau de segurança que as praias de Salinópolis oferecem aos banhistas.....
- Tabela 5** – Dados de correntes longitudinais nas praias dos setores oeste (Maçarico), central (Farol Velho) e leste (Atalaia).....



1. CARACTERÍSTICAS DAS PRAIAS DE ATALAIA

1.1. Planalto Costeiro

De acordo com Franzinelli (1992), o Planalto Costeiro é recortado por baías a W, constituindo assim, falésias ativas, que alcançam o Oceano Atlântico e a Leste deste, está recuado, formando falésias baixas e inativas. O planalto costeiro é conhecido como Planalto Rebaixado da Amazônia e corresponde à relevos ondulados, com superfície arrasada e plana, não alcançando mais que 60 m de elevação (Costa *et al.*, 1991). Silva Jr. (1998) mostra que o Planalto Costeiro é formado essencialmente por falésias, com superfície plana, formando tabuleiros com vertentes retilíneas e íngremes e podem mostrar uma superfície suavemente ondulada, com altitudes em torno de 25 m. Nas margens das baías do Arapepó e Salinas e em Salinópolis, a ação erosiva das águas estuarinas sobre os tabuleiros resulta na geração de falésias ativas. Estas feições ocorrem descontinuamente nestas margens.

O Planalto Costeiro está representado por uma superfície tabular erosiva, pouco dissecada e suavemente ondulada, com altitudes baixas em torno de 20 m, onde as maiores cotas topográficas não ultrapassam os 30 m. Este apresenta vertentes com perfis côncavo-convexos e declividade baixa, com valores menores que 5 % (Costa *et al.*, 1991). Encontra-se sustentado pelos sedimentos areno-argilosos do Grupo Barreiras e do Pós-Barreiras. O Planalto Costeiro aparece principalmente em Salinas sob forma de falésias, nas margens da Baía de Salinas, Arapepó.

Na Península de Atalaía, o Planalto Costeiro (Grupo Barreiras/Pirabas) apesar de estar numa posição rebaixada suporta toda topografia e ocorre de forma gradativa, formando rampas suaves a partir da diminuição das cotas topográficas, evidenciado pela aparição das plataformas de erosão no setor Leste e na praia do Farol Velho e também afloramento episódico do Pirabas na faixa praias de Atalaía.

1.2. Planície Costeira

A planície costeira é recortada por baías e extensas áreas de planície de maré e manguezais (Franzinelli, 1992). Segundo Silva Jr. (1998) a planície costeira corresponde aos depósitos arenosos e argilosos pleistocênicos e holocênicos e é limitada

ao Sul, pelo planalto costeiro de Salinas e planície estuarina, e ao Norte, pela Plataforma Continental do Pará.

A planície costeira compreende amplas planícies: (i) arenosa *Sand Flat* (Praias Barreiras Arenosas, Dunas Atuais, Dunas Fixas, Interdunas, *Overwash Flat*, *Overwash Flat* recente, Paleodunas, Lagos, *Chenier*; (ii) Marés *Tidal Flat* (Manguezal Meso/inframaré e Manguezal Supramaré), Plataformas de abrasão e; (iii) Estuarina "*Estuarine Flat*" (Barras Arenosas de Maré).

É a unidade de maior expressão na área, limita-se ao Sul com o Planalto Costeiro em Salinas, a norte com a Plataforma Continental do Pará, a oeste com o estuário do rio Sampaio e a Leste, com a Baía de Arapeté. Nesta unidade, foram individualizadas várias subunidades.

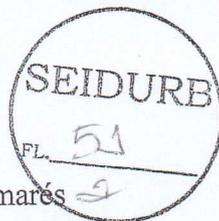
1.2.1. Planície de Maré Lamosa ou Supramaré

As Planícies estuarinas são formadas pela acumulação de sedimentos finos, como areia, silte e argila na linha de costa. São encontradas geralmente nos estuários. As Planícies de maré são caracterizadas por planícies arenosas, lamosas ou pântanos. As condições necessárias para a formação da planície de maré incluem uma grande amplitude de maré e a ausência de uma forte ação de ondas. Ou seja, as planícies de maré se desenvolvem em regiões de macromarés e em regiões protegidas ao longo da costa, como estuários e baías e são recortadas por canais e córregos de maré.

A planície de maré pode ser subdividida em ambientes supramaré, intermaré e inframaré. Cada uma destas zonas é distinguida por diferentes características morfológicas, sedimentológicas, frequências de inundação e regimes dinâmicos (Wright *et al.*, 1982) e topográficas.

O subambiente de supramaré localiza-se acima do nível médio das marés de preamar, a influência das marés que ocorre apenas nos canais que drenam a região. O subambiente de intermaré é a região mais significativa de toda a planície de maré, situa-se entre os níveis médios de preamar e baixa-mar. O agente dominante é a corrente de maré. A intensidade da energia aumenta no sentido terra-mar (Della Fávera, 2001).

A região de menor energia é a planície lamosa (parte superior da intermaré, também conhecida como "*mud flats*") os sedimentos são essencialmente lamosos. As planícies de maré lamosas constituem uma extensa área de sedimentos finos originados da descarga dos estuários e da dinâmica das marés, sobretudo durante a sizígia.



As planícies lamosas estão localizadas entre o nível médio do alcance das marés de quadratura e o maior nível de alcance das marés de sizígia. Sofrem influência direta das marés, os sedimentos lamosos são depositados na planície de maré quando as águas provenientes das marés reduzem-se com a diminuição das correntes. Encontram-se recortados por canais de maré.

No subambiente de inframaré, os sedimentos associados à planície de maré, apresentam características semelhantes ao de intermaré. Nesta zona, são encontradas Barras, que se estendem tanto para a zona de inframaré, quanto para a zona de intermaré. Os sedimentos vão ficando mais argilosos para o interior da planície, enquanto que na foz dos canais tornam-se mais arenosos.

Os processos costeiros atuantes na planície de Maré dão a esta unidade características morfológicas distintas. Na região de maior energia, a intensa atuação das marés provoca uma atuação erosiva nesta área, proporcionando o desenvolvimento de feições retrogradacionais, representadas por terraços erosivos (Silva Jr., 2008). Enquanto que em zonas de menor energia ocorre à deposição de sedimentos finos. Em áreas mais protegidas desses processos costeiros, dominam os processos deposicionais, sendo responsáveis pela formação de mangues jovens.

1.2.1.1. Manguezais

Os manguezais ocorrem em todo o litoral do NE do Pará. Ocupam toda a faixa de terras abrangidas pela foz e as margens de estuários, até o limite interno da influência de maré, nas reentrâncias. De acordo com Rebelo & Medeiros (1988), as áreas abrigadas da ação das ondas, associadas ao clima quente e úmido, constituem o paraíso desse ecossistema litorâneo, pois as águas calmas e salobras favorecem o surgimento dos depósitos de sedimentos finos (silte e argila). São caracterizados por terrenos baixos quase horizontais, constituídos por sedimentos lamosos ricos em matéria orgânica com intensa bioturbação e fitoturbação, sob influência das marés (Silva Jr., 1998). São desenvolvidas nas baías estuarinas e recortadas por córregos e canais de maré.

Os manguezais são bordejados por praias, e estão presentes também na parte interna, junto aos “*cheniers*” e aos depósitos arenosos das praias-barreira “*barrier-beach ridge*”.

Esta subunidade corresponde a uma área que ocupa áreas pequenas na parte interna em contato com os depósitos eólicos da Planície Costeira da Península de

Atalaia, com uma superfície de 324327,09m², sendo caracterizada por terrenos baixos quase horizontais, constituídos por sedimentos lamosos ricos em matéria orgânica com intensa bioturbação. Estão sob influência das marés e desenvolvem-se nas baías estuarinas, sendo recortados por canais e córregos de marés. Apresentam-se maciços (sem estruturação aparente), contendo concentrações granulares de matéria orgânica de dimensões milimétricas dispersas nestes sedimentos. Em profundidade, são observadas laminações contínuas e descontínuas, onduladas, bem como, lentes de areia fina a muito fina de coloração cinza claro médio e estratificação heterolítica inclinada, típicas de planície de intermaré lamosa. A cobertura vegetal está representada por manguezais compostos por "*Rhizophora mangle*", "*Avicenia germinas*" e "*Laguncularia racenosa*", estas com porte arbóreo e como vegetação herbácea encontra-se a "*Spartina sp.*" (gramínea).

Segundo Shaeffer-Novelli (1989), essas formações estão associadas a costas de baixa energia ou a ambientes estuarinos, lagunares, baías e enseadas, que fornecem a proteção necessária ao seu estabelecimento, caracterizando uma zona de transição entre os ambientes oceânico e terrestre. A dinâmica dos processos costeiros atuantes na Planície de Maré Lamosa dá a esta unidade características morfológicas distintas. A atuação de processos erosivos em resposta à ação direta das correntes de marés e ondas proporciona o desenvolvimento de feições retrogradacionais, representadas por terraços lamosos erosivos, principalmente nas margens estuarinas. Estas feições estão parcialmente ou totalmente recobertas por areias provenientes de barras arenosas e estão bem evidenciadas.

1.2.2. Planície de Maré Lamosa ou Meso/Inframaré

Esta subunidade ocupa a maior parte da planície de maré, banhada pelas águas estuarinas do rio Sampaio a Oeste e da Baía de Arapepó a Leste, com uma área de 8147250,74m². Esta área mais protegida da ação das correntes de marés dominam os processos deposicionais, responsáveis pela formação de feições progradacionais marcadas por frentes de colonização de mangue jovem.

1.2.2.1. "Cheniers"

Os "cheniers" são uma forma particular de planícies de crista de praia (cordões praias e dunas-praias). São corpos arenosos isolados na planície de maré lamosa. O processo sedimentar responsável por seu desenvolvimento está associado com retração da linha de costa durante as condições de transgressivas do nível do mar seguido da progradação lamosa (Souza Filho & El-Robrini, 2000). A altura dos "cheniers" não ultrapassa 2 m e são colonizados por vegetação do tipo arbustivo (Silva Jr., 1998).

Os "cheniers" são corpos arenosos (cordões de praia e de duna-praia) que repousam sobre depósitos lamosos de manguezais, isolados dos processos costeiros por uma planície lamosa subsequente, implicando que a progradação da planície lamosa foi interrompida pela formação dos "cheniers" (Otvos & Price, 1979).

Na Planície Costeira da Península de Atalaia, os "chenier" são observados principalmente na margem da Baía de Arapepó, próximo à linha de costa e ocupam uma área de aproximadamente 25021,59 m². Estas são colonizadas por vegetação do tipo arbustivo.

1.2.3. Planície Arenosa "Sand Flat"

A região de maior energia é a planície arenosa "sand flats", localizada próxima ao nível de maré baixa. Representada pela zona de intermaré, onde podem se observar as barras arenosas, as escarpas de praia, os canais e córregos de maré, os quais escoam para a zona de inframaré, além do delta de maré vazante.

1.2.3.1. Cordões de dunas frontais

As planícies de cristas de praia resultam da progradação da linha de costa em direção a parte interna, através do processo de acumulação de sedimentos por ondas, onde cada crista de praia representa um depósito individualizado, associado a uma linha de praia ativa (Dominguez *et al.*, 1992). Estes cordões representam cristas de praias antigas, que estão alinhados na direção SE-NW, de acordo com a direção de incidência de ondas. O cordão litorâneo atual está sendo recoberto por sedimentos provenientes da ação eólica e por vegetação arbustiva de pequeno porte.

Os Cordões de Dunas Frontais representam feições mais comuns no litoral paraense, eles são isolados nas áreas estuarinas longitudinais a linha de costa. Nas

extremidades das praias arenosas, ocorrem estes cordões, que são resultantes da acumulação de sedimentos, em trânsito ao longo da linha de costa. Estes sedimentos são carregados pelas frentes de ondas e sistema de ventos dominantes de NE-ENE.

Os cordões de dunas frontais possuem uma maior representatividade principalmente nas partes NW e NE. Estão situados logo após o pós-praia e possuem uma direção geral NE-SW na parte NW e NE-SW na parte NE, constituindo-se em cristas paralelas à linha de costa. Na parte NW, esta subunidade é formada por uma sequência de vários cordões de dunas frontais, o que demonstra perfeitamente que esta parte está em real crescimento. É comum, observar ainda pequenos canais longitudinais e rasos bordejando estes cordões.

As dunas são o resultado do retrabalhamento dos sedimentos arenosos da zona de intermaré, que, expostos durante a maré baixa, são transportados pela atividade eólica, causando a migração destes depósitos em direção aos manguezais. Esses depósitos têm forma linear, às vezes piramidal, e são transversais à direção principal do vento. Estas dunas estão recobertas total ou parcialmente por vegetação (El-Robrini *et al.*, 2006).

Ocorrem na planície arenosa de Salinópolis, com campos de dunas costeiras, parcialmente estabilizados pela vegetação, no setor central (praia do Farol Velho) e sul (praia do Atalaia), sendo mais ativas, menos vegetadas e de maior ocorrência neste último setor.

A unidade paleoduna também está localizada em Salinópolis sobre o planalto costeiro.

1.2.3.2. Deltas de Maré

Segundo Mácola & El-Robrini (2004), são barras arenosas coalescentes, normais à costa, expostas durante a maré baixa, e recortadas por canais de maré rasos. Este sistema contém uma variedade de formas de leito, entre elas, marcas onduladas em várias escalas e "sand waves". São constituídas por areias finas a muito finas, bem selecionadas, contendo fragmentos de conchas. Ocorrem nos limites dos canais de maré, e configuram deltas de maré vazante, com suas barras e canais associados.

1.2.3.3. Dunas Móveis

As dunas se formam em locais em que a velocidade do vento e a disponibilidade de areias praias com granulometria fina são adequadas para o transporte eólico. O desenvolvimento de dunas está relacionado aos períodos de progradação costeira com ampla disponibilidade de sedimentos (Muehe, in Guerra & Teixeira, 1994).

As correntes litorâneas transportam grandes quantidades de areia depositando parte destes grãos na zona de intermaré e de supramaré no decorrer das marés altas. Este estoque de areia acumulada é remobilizado durante a maré baixa pelos ventos alísios dominantes de NE e SE para as áreas mais elevadas da praia. As dunas vegetadas formam os Campos de Dunas. A vegetação arbustiva nativa desempenha um importante papel na formação e fixação das dunas. As dunas embrionárias desenvolvem-se junto ao Pós-Praia e caracterizam-se por pequenos montes de areia de até 1 m de altura com vegetação rasteira, do tipo ajuru. As dunas ocorrem em todo o litoral, seguindo em direção ao continente e são situadas na zona contígua à linha máxima de preamar, com aproximadamente 1 a 2.5 m de altura. Estas formações são constituídas predominantemente por areias finas a muito finas.

As dunas são o resultado do retrabalhamento dos sedimentos arenosos da zona de intermaré, que, expostos durante a maré baixa, são transportados por vento, causando a migração destes depósitos em direção aos manguezais. Esses depósitos tem forma linear, às vezes piramidal, e são transversais à direção principal do vento.

1.2.3.4. Praias barreiras Arenosas "*barrier-beach ridge*"

As praias bordejam frontalmente a Península de Atalaia ao norte, apresentando morfologia de praias planas (perfil geralmente retilíneo) de configuração convexa, com ligeira inclinação em direção a Plataforma Continental do Pará. Estão dispostas concordantemente à linha de costa e à foz das baías, com terminações recurvadas "*spits*", como verificado nas Pontas. Estas praias barreiras arenosas estão totalmente fora do padrão mais comum de arcos praias que geralmente se apresentam côncavos.

Esta subunidade está representada por barras pré-litorais e de baía que formam, durante a maré baixa, uma extensa planície arenosa com cerca de 2492812,8 m² de área. Ocorrem como corpos alongados, dispostos de forma paralela ou perpendicular à linha de costa, onde desenvolvem-se ondulações, mega-ondulações e sistemas de cristas e calhas. Em alguns casos, migram sobre os manguezais causando o seu soterramento.

As barras arenosas, que se estendem desde o cordão de dunas vegetadas até a linha média de maré baixa de sizígia. Margeiam os manguezais interiores, e são dominadas por macromaré semidiurna.

As praias-barreiras são constituídas por cordões arenosos lineares, formados por areias quartzosas unimodais finas, de coloração cinza clara a esbranquiçada, bem selecionadas, com fragmentos de conchas, plantas e outros organismos. As Pontas são praias-barreiras, formadas por um conjunto de barras coalescentes, o que pode indicar um processo de progradação. A praia é subdividida em pós-praia, estirâncio e face praial.

As praias são constituídas predominantemente por areias quartzosas, associadas, em alguns pontos próximos à foz dos córregos e estuários, observa-se também a presença de fácies areno-siltosa e restos de vegetais.

São as áreas mais dinâmicas da planície costeira, e configuram elevações arenosas, que se estendem desde o cordão de dunas vegetadas até a linha média de maré baixa de sizígia. Margeiam as áreas de manguezais interiores, e são dominadas por processos de macromaré semi-diurna.

As praias-barreiras são formadas essencialmente por cordões arenosos lineares constituídos, principalmente, por areias quartzosas unimodais finas, de coloração cinza clara a esbranquiçada, bem selecionadas, plantas e outros organismos. Estas praias possuem uma declividade suave, larga e extensa zona de estirâncio, resultante da ação da macro-maré que chega a 5,5 m em Salinópolis (El-Robrini & Barbosa, 2011). Na praia, observam-se ainda canais naturais formados sobre o estirâncio, pelas correntes de maré, ou seja canaletas, as quais assumem dimensões variadas e são constituídas por sedimentos finos que assumem aspecto de areia movediça (Feitosa & Cristofolletti, 1993). Entretanto, outras feições foram identificadas como as crostas e as cangas ferruginosas.

Apresentam-se depósitos relativamente contínuos, situados na zona contígua à linha de preamar, com aproximadamente 1 a 2.5 m de altura, constituídos por sedimentos arenosos provindos da zona de estirâncio pela ação de processos oceanográficos e climáticos. Estas feições alcançam às vezes 500 m de extensão. Localmente, observam-se ocorrências de concentração de minerais pesados, ao longo da linha de maré alta, ocorrendo também na base de dunas frontais.

Há várias definições para o termo praia. Segundo Suguio (2003) a praia corresponde à zona perimetral de um corpo aquoso (lago, mar ou oceano), dominada

por ondas e composta de material granular inconsolidado, comumente arenoso (0,062-2 mm) ou mais raramente cascalho (2 a 60 mm), além de conter teores variáveis de biodetritos (fragmentos de conchas de moluscos, etc). Komar (1976) define a praia como um depósito de sedimentos não coesivos e inconsolidados sobre a zona costeira. É dominada primariamente por ondas, limitada internamente pelos níveis máximos da ação de ondas de tempestades, ou onde haja mudança abrupta de sedimentos e/ou declividade (como zonas de dunas ou falésias) e externamente pelo início da zona de arrebentação ou o nível de maré mais baixo de sizígia, quando o corpo de água é sujeito a oscilações de macromarés.

De acordo com Short (1999), a ocorrência de praias é totalmente dependente das ondas e de sedimentos, e de muitos outros processos. Podem ser, entretanto, influenciadas e modificadas por processos como marés e ventos e outros parâmetros, tais como, biota, química da água, ar e temperatura, e por eventos meteorológicos extremos.

A zona costeira constitui uma zona de fronteira sujeita às contínuas alterações morfodinâmicas ocorridas temporalmente e espacialmente, em função de uma série de processos geológicos continentais e marinhos (Silva *et al.*, 2004). Diante deste contexto, as praias compõem o ambiente frontal do sistema costeiro, tornando-se altamente dinâmica. Suas características morfológicas refletem o agente modificador predominante (ondas e marés) e os atributos dos sedimentos que as compõem, principalmente a granulometria.

Baseado na subdivisão proposta por Wright *et al.* (1982), a morfologia da praia é subdividida em 3 zonas:

- **Zona de Supramaré** - compreende a parte superior do espraiamento da onda até o limite topográfico da praia em direção ao continente (dunas costeiras). Pode ou não ocorrer berma (s) e areias retrabalhadas pelo vento;
- **Zona de Intermaré** - é a face praial que ocorre entre os níveis de maré alta e baixa de sizígia;
- **Zona de Inframaré** - representa a parte inferior do perfil praial e ocorre abaixo da linha de maré baixa de sizígia, estendendo-se em direção ao mar.

De acordo com a hidrodinâmica da praia, distinguem-se 3 zonas:

- **Zona de Arrebentação "Breaking zone"** - é a parte do perfil praiial, onde ocorre a dissipação das ondas, compreendida entre o limite da quebra das ondas mais distante e a mais próxima da costa. O número de zonas de arrebentação está consequentemente relacionado com o número de bancos de areia e calhas existentes na praia e o seu conjunto forma a zona de arrebentação;

- **Zona de Surfe "surf zone"** - a caracterização desta zona é dependente do modo como ocorre a dissipação energética das ondas incidentes. Segundo Wright *et al.* (1982), em praias com uma baixa declividade, as ondas quebram e formam vaga "bores". Porém, o reconhecimento das diferenças das zonas de "surfe" e arrebentação se torna difícil em praias dissipativas;

- **Zona de Espraçamento "swash zone"** - caracteriza a região entre a máxima e a mínima excursão da vaga sobre a face da praia. Após esta zona, aparece a escarpa de praia e/ou por vezes uma feição deposicional de sedimentos chamada de berma.

Pós-praia - O pós-praia estende-se desde os campos de dunas costeiras atuais, em direção ao interior das ilhas, até o nível de maré alta, em direção ao mar, onde ocorre uma escarpa de praia alta de 25 cm. Está representado por uma superfície plana que alcança os 15 m de extensão máxima.

Estirâncio - Está localizado na zona de intermaré. Possui uma suave inclinação em direção ao oceano e uma extensão variada, alcançando até 800m, onde são observadas sistemas de cristas e calhas.

Sistema de crista e calha - Estas feições são resultantes da abundância de sedimento na zona rasa de inframaré adjacente a praia. A formação da crista e da calha pode ser o resultado das ondas de baixa energia que constroem as barras arenosas rasas que migram em direção a costa pelas mesmas ondas e pelas correntes geradas por elas. Também podem ser o resultado da erosão nas condições de tempestade que erodem a praia e fazem ter sedimentos disponíveis para o desenvolvimento de barras arenosas no ambiente raso de inframaré devido a baixa energia das ondas (Davies, 1964)

Deltas de maré - São barras arenosas coalescentes, normais à costa, expostas durante a maré baixa, e recortadas por canais de maré rasos. Este sistema contém uma variedade



de formas de leito, entre elas, marcas onduladas em várias escalas e “*sand waves*”. São constituídas por areias finas a muito finas, bem selecionadas, contendo fragmentos de conchas.

Ocorrem nos limites dos canais de maré, e configuram deltas de maré vazante “*ebb tidal delta*”, com suas barras e canais associados. Não foi possível observar deltas de maré de enchente “*flood tidal delta*”, indicando, assim, que as correntes de maré vazante são mais energéticas, o que pode impedir a formação do delta de maré enchente. Apresenta uma dinâmica complexa, inclusive com incursões na zona de intermaré inferior.

1.2.3.5.Lagos

Os Lagos estão associados aos campos de cordões de dunas frontais (mais expressivos). São alimentados principalmente por águas pluviais, secando quase totalmente durante a estação menos chuvosa, que vai de junho a novembro.

1.2.3.6.Canal estuarino

Os canais estuarinos são subambientes, onde ocorrem os movimentos de maré. Os canais são afunilados com áreas de inundação, deltas de maré, e bancos de areia e recortam a zona de intermaré e mangues. Os canais podem ser intermitentes, e também podem ser abandonados quando as marés mudam de curso. Estes são ambientes não-depositivos e às vezes erosivos ou podem ser expostos na maré baixa. Os canais estuarinos são margeados pela planície de maré. Na região, ocorrem em toda a planície costeira e formam uma rede de canais.

Na planície arenosa, o leito do canal fica exposto durante a maré baixa, onde afloram as barras arenosas de maré, que ocorrem com mais frequência na foz do canal, que seguem a direção preferencial das correntes de maré.

1.2.3.7.Barras arenosas de maré

Nas baías de Salinas, Arapepó, inúmeras barras arenosas de maré ou “*tidal bars*” ocorrem e afloram em geral durante a maré baixa. Estas barras são extensas e são

desenvolvidas de acordo com a orientação das correntes de maré. É comum, observar currais nestas barras.

As praias de Atalaia possuem características morfodinâmicas e sedimentológicas pouco variadas, em função de suas posições serem bem expostas às águas do oceano Atlântico. As praias de Atalaia apresentam prismas praias dinâmicos. A praia do Farol Velho (Figura A) é uma praia com declives suaves, granulometria fina a média, onde atuam ondas dissipativas, ocorrência de afloramentos dos sedimentos do Pirabas. Esta praia esta encostada em falésias e nos muros de casas de veraneio.

A praia de Atalaia (Figura B) com declives suaves, ondas dissipativas, granulometria fina a muito fina e é limitada por dunas frontais e permanentes (campo de dunas), e restinga na linha de costa.



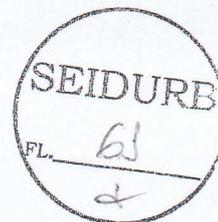
(A)



(B)

Figura 1 – Praias de Atalaia: Farol Velho (A) e Atalaia (B).

As praias-barreiras são constituídas essencialmente por cordões arenosos lineares (Souza Filho, 1995) formados principalmente, por areias quartzosas unimodais finas, de coloração cinza clara a esbranquiçada, bem selecionadas, com fragmentos de conchas, plantas e outros organismos.



Segundo Souza Filho & El-Robrini (1996), as praias bordejam a planície de maré lamosa (manguezal de intermaré), sendo recortada pelos canais de marés. São representadas por cordões arenosos (*beach ridges*) lineares, que migram em direção ao continente sobre os manguezais, constituindo uma costa retrogradacional.

Esta subunidade também pode ser reconhecida como cordões praias de intermaré quando em contato terrestre com dunas costeiras recentes e com as praias de macromarés em direção ao mar, como ressaltado por Silva (2009).

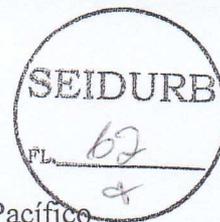
2. ASPECTOS CLIMÁTICOS E METEOROLÓGICOS

O clima no NE do Pará é do tipo Am (Tropical Úmido), que é caracterizado por ser quente e úmido (Clima Equatorial Amazônico), de acordo com a classificação de Köppen. O clima é quente e úmido em função da proximidade com o Equador e da floresta amazônica, que transporta umidade. A Umidade Relativa do Ar (Média Anual) varia em torno de 80 % a 90 %, indicando assim, uma alta taxa de umidade na região (Martins e Luz, 2004).

A temperatura apresenta uma pequena variação anual, oscilando entre 18 °C (mínima) e 33 °C (máxima), com média de 27 °C, sendo, os valores mais elevados, observados nos meses de agosto a outubro, com valor máximo de 42 °C (El-Robrini *et al.*, 2006).

O clima da Amazônia Oriental é grandemente influenciado pela variabilidade climática natural que ocorre nos oceanos Pacífico e Atlântico.

O Oceano Pacífico influencia a variabilidade da precipitação amazônica interanual através do El Niño-Oscilação Sul (ENOS), o qual é um fenômeno de grande escala resultante de duas componentes, uma oceânica (aquecimento ou resfriamento das águas no Oceano Pacífico Tropical) e outra atmosférica (alteração da circulação atmosférica e deslocamento da região de máxima atividade convectiva). Na fase quente do ENOS (El Niño) o deslocamento da região de máxima atividade convectiva se dá do Pacífico Oeste para o Central, e na fase fria (La Niña) este deslocamento é para oeste. Os eventos mais intensos de El Niño foram os ocorridos nos anos de 1982, 1987 e 1998, destacando o El Niño ocorrido entre os anos de 1997/98, o qual foi considerado o evento mais intenso do século passado, produzindo anomalias de temperatura do ar de cerca de 0,8 °C e o La Niña de 1984/85, um resfriamento de - 0,5 °C (Christy; Spencer, 2003 *apud* Silva, 2010).



Além da influência da variabilidade interanual que ocorre no oceano Pacífico através do ENOS, a que se considerar a variabilidade interanual que ocorre no Oceano Atlântico Tropical, conhecida como Dipolo do Atlântico, os quais mostraram um padrão de anomalias da TSM sobre o oceano Atlântico Tropical (Silva, 2010).

Segundo De Souza (1997 *apud* Silva, 2010), a manifestação do modo de Dipolo no Atlântico, agindo em conjunto com os padrões anômalos de pressão ao nível médio do mar (PNM) e vento superficial constituem os principais fatores dinâmicos e termodinâmicos que modulam a intensidade e o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no Atlântico Equatorial.

2.1. Precipitação

A região Nordeste do Pará está situada no Hemisfério Sul (HS), segundo sua posição geográfica no globo terrestre, contudo por estar localizada também na Linha do Equador, apresenta particularidades climáticas, tendo um inverno (verão e outono no HS) e um verão (inverno e primavera no HS) amazônico ao longo do ano.

Desta forma, há um período menos chuvoso (de junho a novembro) e outro mais chuvoso (dezembro a maio). Segundo Martorano *et al.* (1993), a época de maiores concentrações de chuvas fica entre fevereiro e abril, com um máximo de 216 dias de Sol ao ano e mínimo de 200 dias de insolação. Particularmente no município de Salinópolis, a precipitação é cerca de 2.100 mm (SEPOF/PA, 2011)(Figura 2).

A precipitação é determinada pela influência de vários sistemas atmosféricos que variam desde a escala convectiva a escala sinótica: Linhas de Instabilidade (LI); Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); Ondas de Leste (OL); Sistemas de Brisas (marítima e terrestre), e em períodos intervalares, a região é afetada pelos fenômenos El Niño e La Niña, causando desta forma, modificação no regime de precipitação da mesma (Cohen, 1996).

O ciclo anual das chuvas na Amazônia Oriental é marcado pelo movimento migratório latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico Equatorial. As Linhas de Instabilidade (LIS) são as que produzem intensas precipitações na região. O regime de precipitação da Amazônia é ainda determinado, pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e pela Alta da Bolívia (AB) (Silva, 2010).

Os impactos na região norte do Brasil do fenômeno El Niño são: diminuição da precipitação e secas. Enquanto que, os impactos causados na mesma região pela La Niña são: aumento de precipitação e maior vazão dos rios. Ambos os impactos são mais

perceptíveis nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, no entanto, a partir destes fenômenos pode-se definir se o restante do ano será mais chuvoso ou mais seco (ex. se a precipitação for mais intensa nos primeiros meses do ano, o verão amazônico será mais rigoroso também) (Marengo e Nobre, 2006 *apud* Corrêa, 2011).

Durante o período menos chuvoso amazônico, com a diminuição de precipitação na região, o continente fica mais aquecido, implicando num diferencial de temperatura maior entre o continente e o oceano, aumentando assim, a brisa marítima. Com o aumento de precipitação durante o período chuvoso, diminui o contraste térmico entre o continente e o oceano, influenciando na menor intensidade da brisa marítima (Mácola & El-Robrini, 2004). Durante a noite, o continente resfria-se mais rapidamente que o oceano, e o vento passa a soprar do continente em direção ao oceano, substituindo-se neste turno a brisa terrestre.

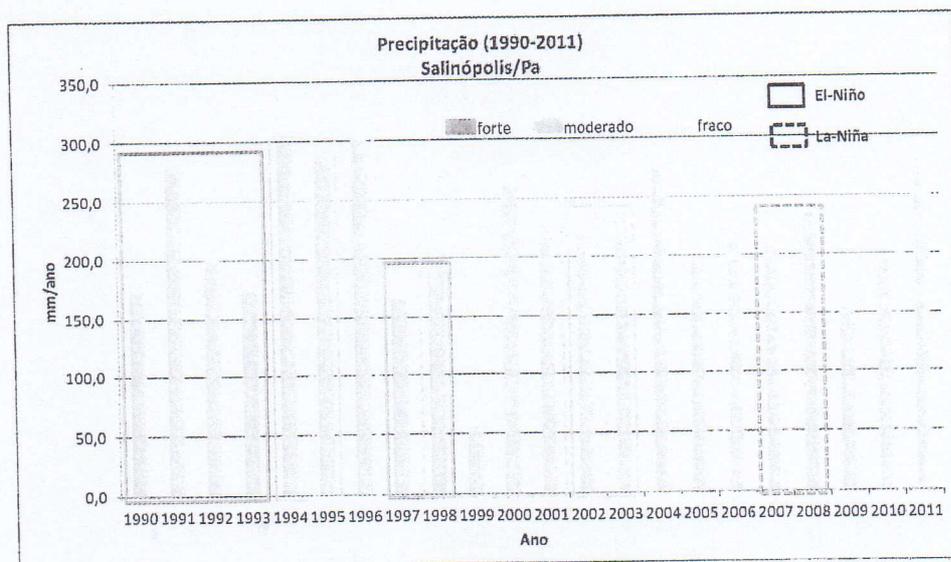


Figura 2 – Precipitação e registros de El Niño e La Niña no período de 1990 a 2011 em Salinópolis **Fonte:** ANA (2013) e INPE (2013).

Albuquerque *et al.* (2009) analisaram a distribuição espacial da precipitação climatológica anual para as mesorregiões do estado do Pará, no período de 1978 a 2008 e constataram que os maiores índices pluviométricos estão concentrados no Nordeste Paraense, com precipitação superior a 2.000 mm. Fato justificado pela influência de sistemas de grande-escala como a ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), forte convecção local, aglomerados de *Cumulunimbus* e por estar localizada às proximidades de áreas litorâneas.

A época menos chuvosa ocorre durante o inverno e a primavera, pois a ZCIT desloca-se para o Hemisfério Norte, assim, predominam as chuvas de caráter convectivo na forma de pancadas de chuvas isoladas. As mesorregiões localizadas no Nordeste Paraense apresentam seus menores índices pluviométricos na primavera (Setembro-Outubro-Novembro). Já a época chuvosa inicia-se em dezembro e tem duração de cinco a seis meses, sendo o outono o período mais chuvoso em todas as mesorregiões paraense, fato que é justificado pela intensificação dos efeitos locais associados à presença da ZCIT (Albuquerque *et al.*, 2010).

Na análise sazonal da distribuição espacial da precipitação para o trimestre de Dezembro-Janeiro-Fevereiro, observa-se acentuados índices de precipitação em todas as mesorregiões do estado, caracterizando o início do período chuvoso determinado pela chegada da ZCIT que coincide com a época de maior ocorrência da ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul) e AB (Alta da Bolívia). Para o trimestre Março-Abril-Maio nota-se que as mesorregiões localizadas no Nordeste Paraense são as que apresentam maior índice pluviométrico entre as demais mesorregiões do estado. Este alto índice de precipitação está associado à posição da ZCIT que se desloca mais ao Hemisfério Sul neste período (Albuquerque *et al.*, 2010).

Dados pluviométricos do município de Salinópolis são apresentados nas figuras 3 e 4.

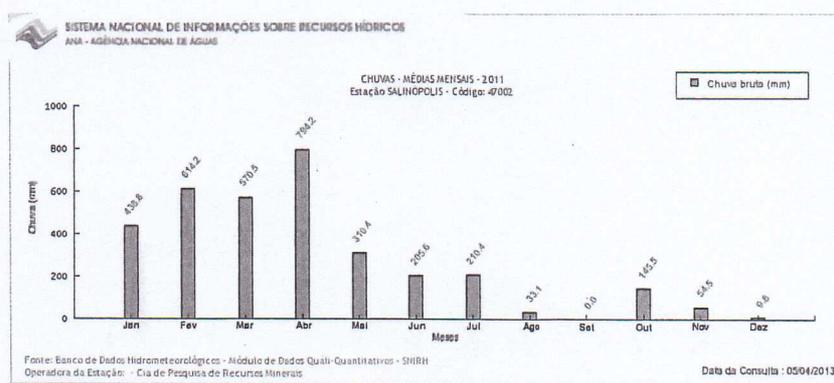


Figura 3 – Precipitação registrada para o período menos chuvoso do ano de 2011 em Salinópolis.

Fonte: ANA (2013).

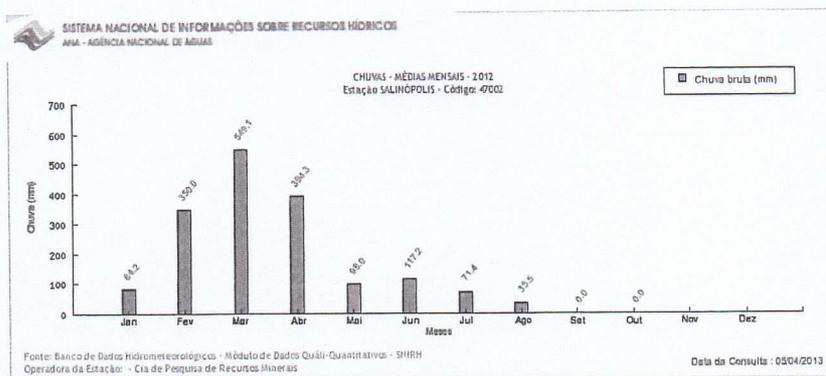


Figura 4 – Precipitação registrada para o período mais chuvoso do ano de 2012 em Salinópolis.

Fonte: ANA (2013).

2.2. Ventos

O regime de ventos dominante no NE do Pará é representado pelos alísios de NE que atuam continuamente durante o ano todo, com máximo de dezembro a março, quando se somam aos alísios de SE. Estes são responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma continental interna em direção a costa (Geyer *et al.*, 1996).

Durante o período menos chuvoso, os ventos predominantes na região costeira do Pará fluem na maior parte de norte-nordeste, enquanto que no período mais chuvoso, fluem na direção leste-nordeste (Figura 16), associado ao deslocamento da ZCIT para o Hemisfério Norte.

A velocidade do vento aumenta com a proximidade do litoral, devido ao efeito de brisa acentuado. Entre os dois tipos de brisas – Marítima e Terrestre, a Brisa Marítima é a mais intensa.

Durante o período mais chuvoso, os ventos da brisa marítima são menos fortes, devido ao aumento de precipitação na região diminuir o contraste térmico entre o continente e o oceano, pois neste período, o continente fica menos aquecido. Durante o período menos chuvoso ocorre o contrário, e com a diminuição de precipitação na região, o continente fica mais aquecido, implicando num diferencial de temperatura maior entre o continente e o oceano, aumentando assim, a velocidade do vento no NE do Pará (Mácola & El-Robrini, 2004).

A partir de dados da estação SYNOP (Estação de superfície terrestre) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pode-se observar que a velocidade dos ventos em 2012 no município de Salinópolis foi em média 3,78 m/s (Figura 5), sendo a variação da direção de 20 a 120°, mas predominantemente com a incidência dos ventos

alísios de NE (0-90°) (Figura 6). Nos meses de dezembro e março (84° e 105°, respectivamente), pode-se observar a adição dos ventos alísios de SE.

Sazonalmente, verificam-se poucas variações na velocidade dos ventos, contudo a maior constância nos valores ocorreu no período menos chuvoso (junho a novembro de 2012).

Diariamente, verifica-se que os ventos intensificam-se pela parte da tarde (Figura 7a) e que os maiores ângulos de incidência de ventos ocorrem no período noturno (Figura 7b).

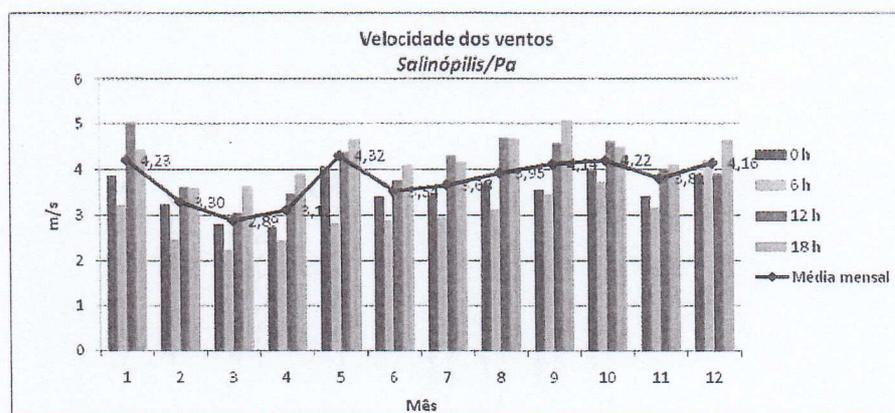


Figura 5 – Velocidade dos ventos anual registrada no município de Salinópolis em 2012.

Fonte: CPTEC/INPE.

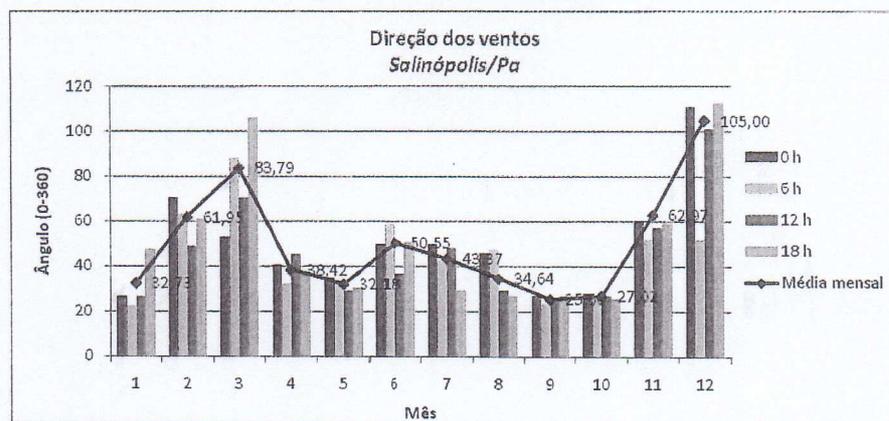


Figura 6 – Direção dos ventos anual registrada no município de Salinópolis em 2012.

Fonte: CPTEC/INPE.

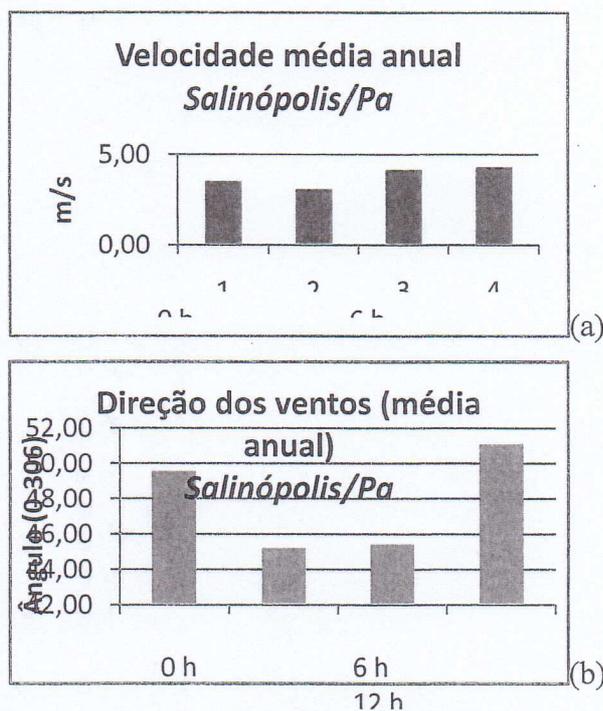


Figura 7 – Média anual da velocidade (a) e direção (b) dos ventos a cada 6 h no município de Salinópolis durante o ano de 2012 **Fonte:** CPTEC/INPE.

3.ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS

O NE do Pará sofre influência das ondas formadas a partir dos ventos alísios. Estes cruzam a plataforma continental em direção a oeste, gerando “trends” de ondas incidentes, que associados a morfologia de fundo, ocasionam correntes de deriva litorânea para noroeste (Geyer *et al.*, 1996).

Segundo o modelo WWATCH do CPTEC/INPE (CPTEC, 2013), a altura de onda modelada para o município de Salinópolis/Pa varia de 0,5 a 1,5 m (Figura 8). Este modelo é apropriado para águas acima de 40 m de profundidade.

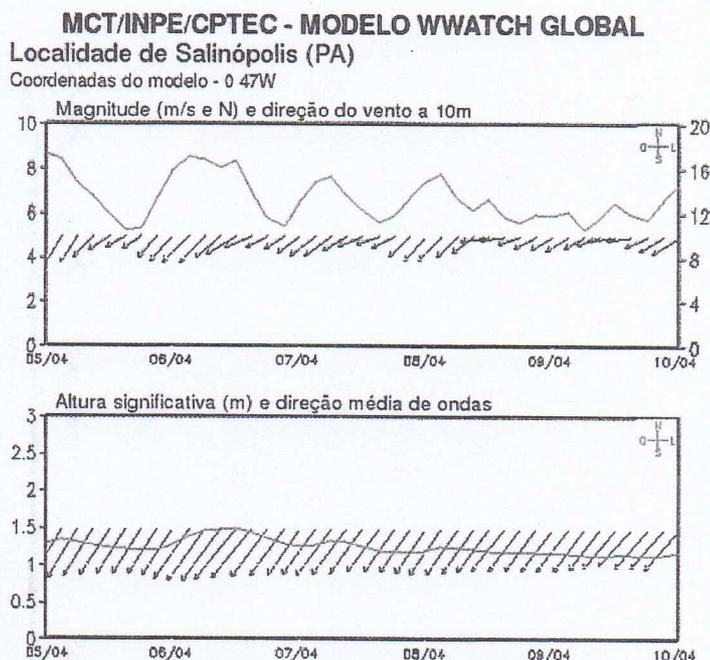


Figura 8 – Magnitude, direção dos ventos, altura e direção média de ondas modelada para o município de Salinópolis **Fonte:** Modelo WWATCH (CPTEC, 2013).

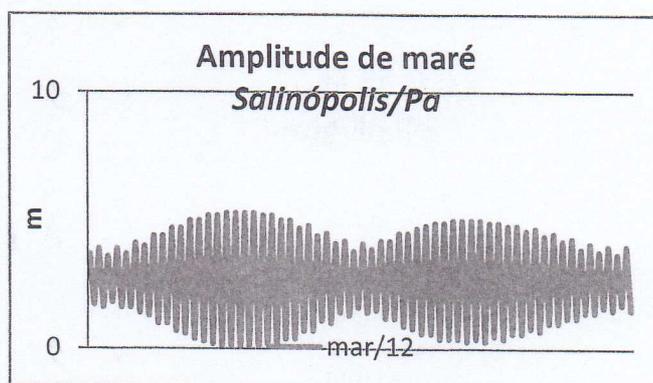


Figura 9 – Amplitude de maré registrada no município de Salinópolis em março de 2012 (marés equinociais)(DHN, 2013).

As correntes de marés são as principais correntes que atuam no NE do Pará. Secundariamente, são as correntes litorâneas resultantes da chegada das ondas à costa. Estas são responsáveis pelo transporte de grandes quantidades de sedimentos da plataforma continental para o litoral (Braga, 2007).

A região costeira do Pará é influenciada pela Corrente Norte do Brasil (CNB). As correntes de superfície da CNB são afetadas pela intensidade dos ventos alísios de sudeste e, principalmente, de nordeste sobre a região equatorial no Oceano Atlântico.

Quando a ZCIT está mais ao sul ($\sim 2^{\circ}\text{S}$ – março e abril), o vento torna-se mais fraco sobre o Equador e as correntes de superfície ficam relativamente fracas, a Corrente Norte do Brasil (CNB) situa-se distante da região costeira. Quando a ZCIT desloca-se mais ao norte ($\sim 10^{\circ}\text{N}$ – setembro), os ventos alísios de sudeste intensificam as correntes de superfície, fazendo com que a CNB se aproxime da área costeira (Segundo, 2007).

As correntes de maré semidiurnas na região norte têm grande alcance entre a sizígia e a quadratura com velocidade máxima na plataforma continental interna de 2 m/s, durante a maré de sizígia e 0,7 m/s na quadratura. As correntes de superfície na direção noroeste alcançam velocidades superiores a 1,5 m/s. Já nas correntes de fundo, as velocidades variam de 0 a 0,2 m/s (Segundo, 2007).

4.METODOLOGIA

A metodologia consistiu em: (a) *aquisição de dados em campo*; (b) *análise laboratorial* para o tratamento e processamento dos dados e (c) elaboração dos relatórios.

4.1.Trabalhos de Campo

Realização de campanhas de campo em Atalaia. Os trabalhos desempenhados (Figura 10) foram: levantamento topográfico, amostragem de sedimentos.

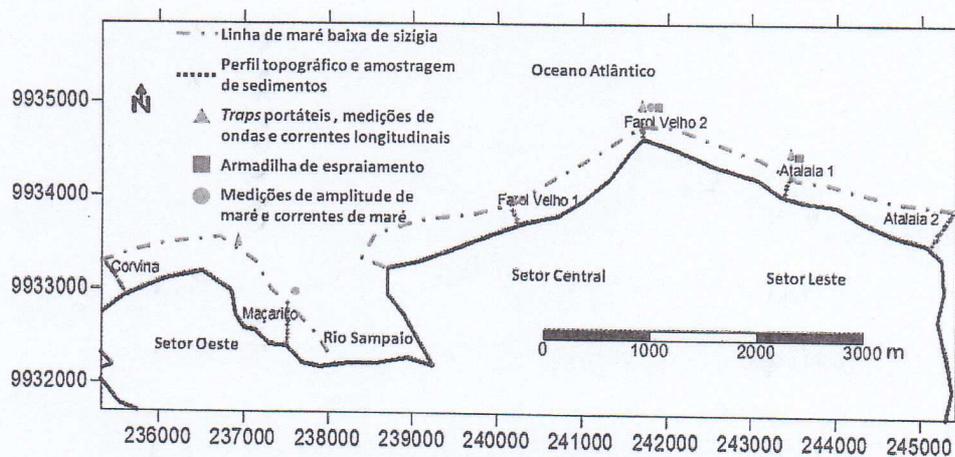
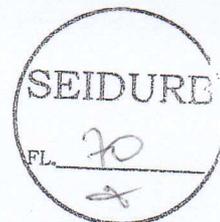


Figura 10 – Trabalhos de campo desempenhados nas praias de Atalaia.



4.1.1. Perfil Topográfico

Para a análise das alterações morfológicas das praias do Farol Velho e de Atalaia foram realizados perfis topográficos com auxílio de Estação Total marca Topcon GTS 212 em cada ponto pré-definido da área de estudo, durante a baixamar (Figura 10). Os perfis iniciaram a partir da linha de costa de cada setor, prosseguindo-se a cada 40 m linearmente até a linha de baixamar (Birkemeier, 1985).

O objetivo da perfilagem topográfica foi de fornecer a morfologia do prisma praial e de verificar a tendência erosiva ou progradacional. Marcos previamente determinados e assinalados (barracas, casas, marcações em árvores, etc) e GPS (*Global Positioning System*) serviram de pontos de identificação dos perfis praias. O levantamento topográfico foi iniciado com a leitura ré de um ponto fixo em cada perfil.

4.1.2. Amostragem de Sedimentos

Coleta de sedimentos superficiais das praias foram realizadas em paralelo aos perfis topográficos (Figura 10). As coletas ocorrerão com o uso de tampa de PVC de 5 cm e iniciaram a partir da linha de costa de cada setor, a cada 40 m linearmente, finalizando-se até a linha de baixamar. Após a coleta das amostras de sedimentos, os mesmos foram acondicionados em sacos plásticos de 1 kg previamente identificados com pontos em ordem crescente.

Nas praias do Atalaia foram realizadas coletas de sedimentos provenientes do transporte transversal no final de perfis topográficos (zona de inframaré), no tempo fixo de coleta de 5 minutos, utilizando-se uma armadilha de espraiamento (instrumento composto por uma rede de captura de 12,5 x 6 cm) (Figura 11a) ora no sentido contrário ao mar, ora no sentido contrário ao continente (Figura 11c). O objetivo foi de comparar o volume de sedimentos trazidos e removidos da face praial durante o fluxo e refluxo das ondas (Fontoura, 2004). Além desta também foi aplicado em cada setor definido para o estudo, o método dos *traps* portáteis (um conjunto de redes de 63 micrômetros e 15 x 9 cm fixado a uma torre de metal (Figura 11b), posicionada em sentido contrário a corrente longitudinal (Figura 11d) para reter os sedimentos transportados longitudinalmente na zona de *surf*. O tempo de operação foi de aproximadamente 5 minutos como sugerido por Fontoura (2004).

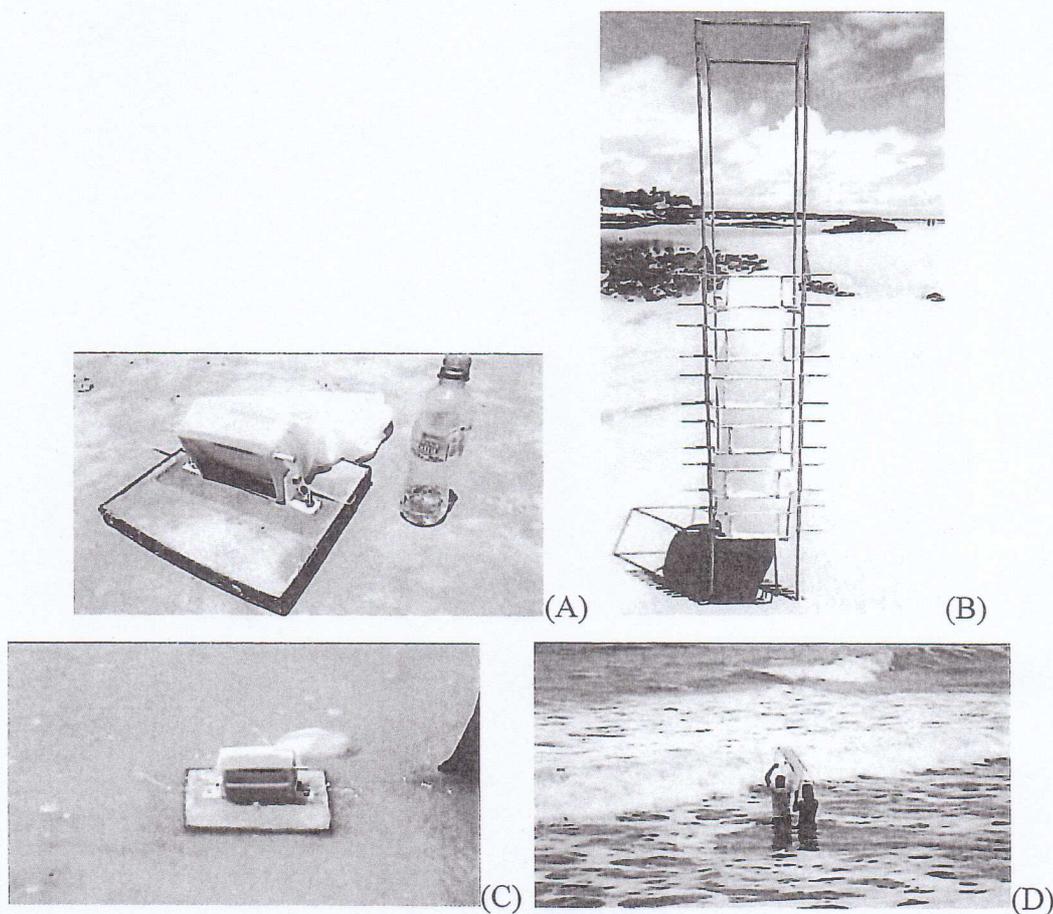


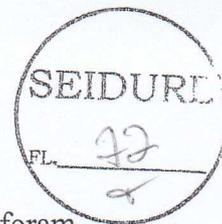
Figura 11 – Armadilhas portáteis de coleta de sedimentos. Vista frontal do *trap* de espraçamento (A). Suporte com *traps*, vista frontal (B). Experimentação com *trap* de espraçamento e *traps* portáteis na zona de *surf* das praias do Atalaia (D).

4.1.3. Medições Oceanográficas

Foram observados os parâmetros de onda (altura e período) em cada setor do trecho estudado, através de filmagem da passagem das cristas de 11 de ondas consecutivas na torre (suporte) de *traps*. Este último, com dimensões conhecidas, serviu como referência para aplicação de escala dos vídeos e, assim, para obtenção das alturas de ondas (H_b) registradas.

Utilizando-se a metodologia proposta por Muehe (2002) para obtenção do período de ondas (T), o tempo da passagem das 11 cristas de ondas sucessivas filmadas foi dividido por 10.

Para o ângulo de incidência de ondas (α), ângulo que as ondas fazem após a arrebentação, um observador na face praial com o auxílio de uma bússola de geólogo verificou a direção de aproximação das ondas na altura da arrebentação.



Para verificação do comportamento do transporte litorâneo sobre a costa foram realizados os seguintes procedimentos:

- Medições de variação do nível das águas e correntes na foz do rio Sampaio e na divisa das praias do Farol Velho e Atalaia através do OBS e correntômetro. Os valores de altura da coluna d'água foram registrados a cada 1 seg. visando obter registros de altura de onda, e os valores de correntes foram registrados a cada 10 min. durante o período de 12 horas (1 ciclo de maré).
- Medições de intensidade e direção de correntes longitudinais nas praias do Farol Velho e do Atalaia foram realizadas também através de bóia de deriva entre o ponto de quebra de onda e a linha de praia (Fontoura, 2004).

4.2. Procedimentos Laboratoriais

4.2.1. Classificação Granulométrica dos Sedimentos

No Laboratório de Geologia Marinha, foram realizadas separações, por peneiramento e com auxílio de centrífuga, das diferentes frações granulométricas das amostras de sedimentos. Este método iniciou-se com a lavagem das amostras e decantação das mesmas. Depois, as amostras foram secadas em estufa a 60 °C, e em seguida quarteadas (100gr.) e peneiradas, mediante o uso de um conjunto de peneiras com os seguintes intervalos em mm: 0,71 – 0,50 – 0,35 – 0,25 – 0,18 – 0,125 – 0,09 – 0,063 – <0,063, de acordo com Suguio (1973). As frações granulométricas foram pesadas e as frações de silte e argila separadas na centrífuga. O *SysGran 3.0* permitiu a determinação de parâmetros estatísticos granulométricos de Folk & Ward (1957) e a classificação de Wentworth (1922) para sedimentos arenosos e lamosos. O *Surfer 8* da *Golden Software* serviu para geração de mapas de distribuição espacial da granulometria nas praias.

4.2.2. Parâmetros Morfométricos e Classificação Morfodinâmica

O *Grapher 8* da *Golden Software* serviu para representação gráfica dos perfis topográficos, e o cálculo dos parâmetros morfométricos de Short & Hesp (1982): variação do volume sedimentar (Vv); declividade da face praial (β); largura da praia



(Yb), variação da largura da praia (DpYb), coeficiente de variação da linha de costa (CVYb) e velocidade de decantação das partículas sedimentares (Ws).

A classificação morfodinâmica utilizada foi baseada no modelo sequencial de evolução morfológica do Wright & Short (1984), e Masselink & Short (1993).

Considerando-se também os efeitos relativos às marés na morfologia das praias (Tabela 3), será utilizada a expressão estabelecida por Davis & Hayes (1984), sugerida por Masselink & Short (1993):

$$RTR = MSR/Hb$$

RTR é a variação relativa da maré (*Relative Tide Range*);

5. MORFODINÂMICA PRAIAL E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

5.1. Relação Morfologia X Granulometria

Nota-se nas figuras 12, 13, 14 e 15 a diminuição da granulometria dos sedimentos ($> \phi$) nos últimos metros da face praial correspondente à zona de inframaré (último ponto de cada perfil praial), evidenciando a distribuição sedimentar característica das praias, onde os grãos mais grosseiros e mais pesados são os primeiros a decantar na face praial durante o transporte transversal e os mais finos, direcionados em direção à porção submersa da praia (zona de *surf* e arrebentação), além de serem parcialmente agrupados aos sedimentos transportados longitudinalmente.

O fato acima é o esperado para qualquer tipo de praia. Contudo, deve-se considerar a escala granulométrica envolvida ao longo de cada perfil praial, normalmente relacionado ao estado morfodinâmico da praia, e a presença de feições morfológicas na face praial que implica nas maiores variações da distribuição sedimentar ao longo dos perfis.

Em todos os perfis praias (Figuras 12, 13, 14, 15), nota-se a relação entre a morfologia e a sedimentologia ao observar a presença de cristas-calhas. Onde há presença dessas calhas, há aumento na granulometria, pois grãos maiores ($< \phi$) tendem a decantar no meio do canal e os mais finos, nas bordas do canal. À medida que aumenta a elevação do perfil, volta a aumentar o diâmetro médio dos grãos em escala ϕ (grãos mais finos).

Nos perfis Farol Velho 1 e Farol Velho 2 (Figuras 12, 13, respectivamente) – Setor Central, afloramentos dos sedimentos do Pirabas ocorrem ao longo dos perfis,

desde a linha de maré alta, evidenciando a alta erosão no local. Neste ponto os grãos foram maiores, sendo 2,621 phi (areia fina) no perfil Farol Velho 1 e 1,924 phi (areia média) no perfil Farol Velho 2.

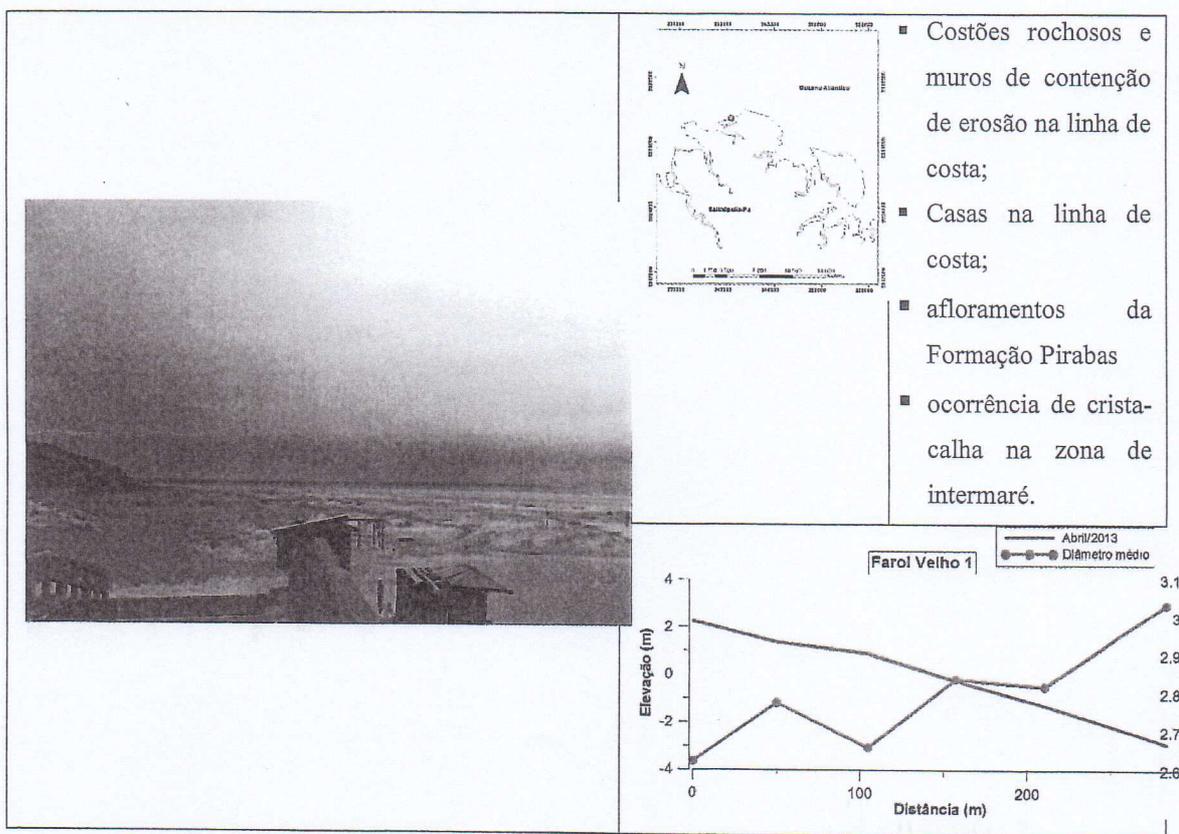


Figura 12 – Relação morfologia x granulometria do perfil Farol Velho 1.

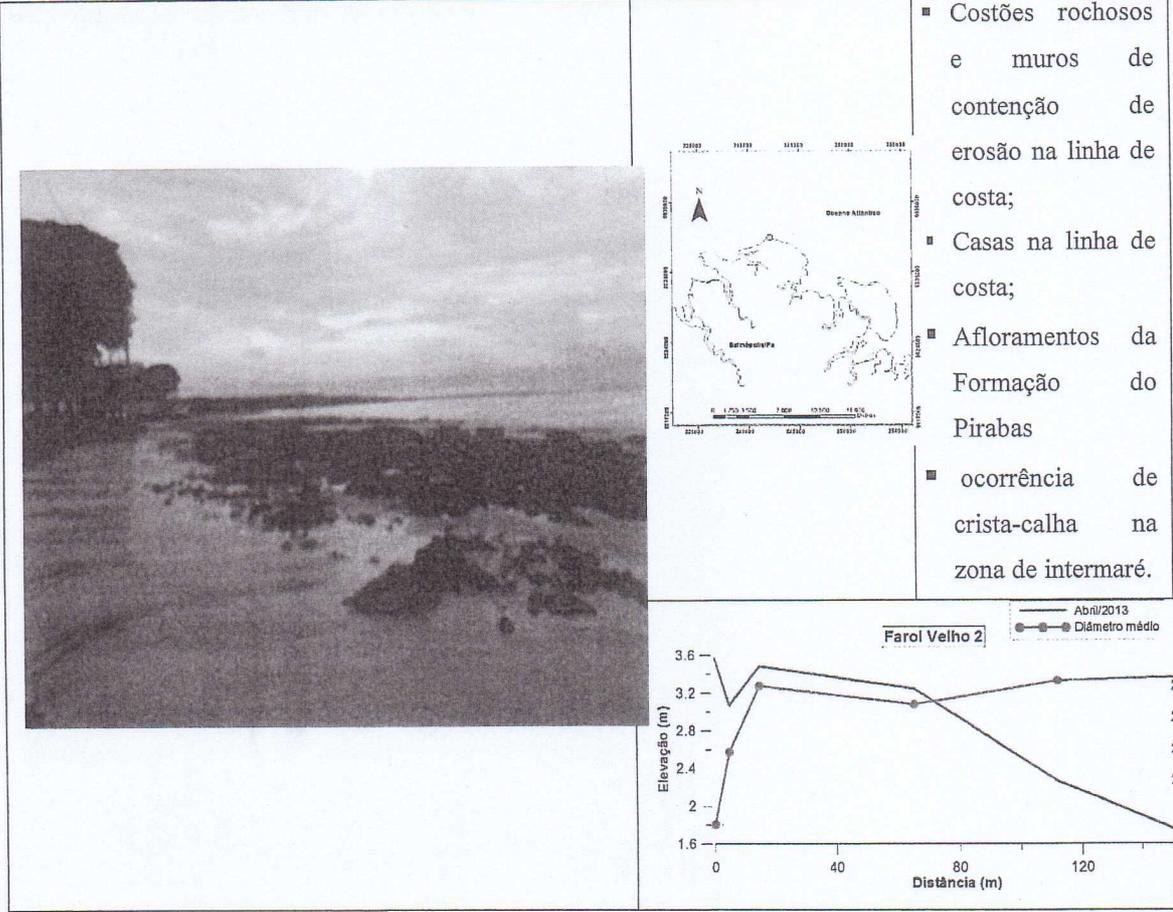


Figura 13 – Relação morfologia x granulometria do perfil Farol Velho 2.

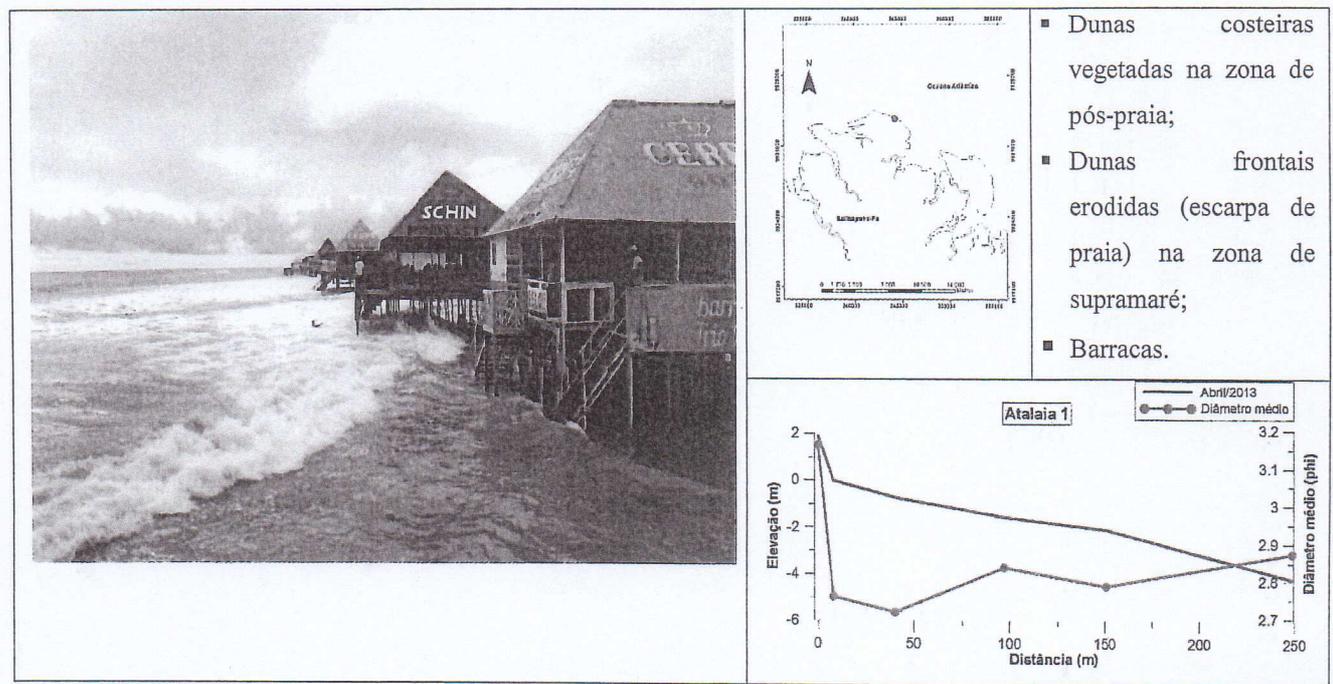


Figura 14 – Relação morfologia x granulometria do perfil Atalaia 1.

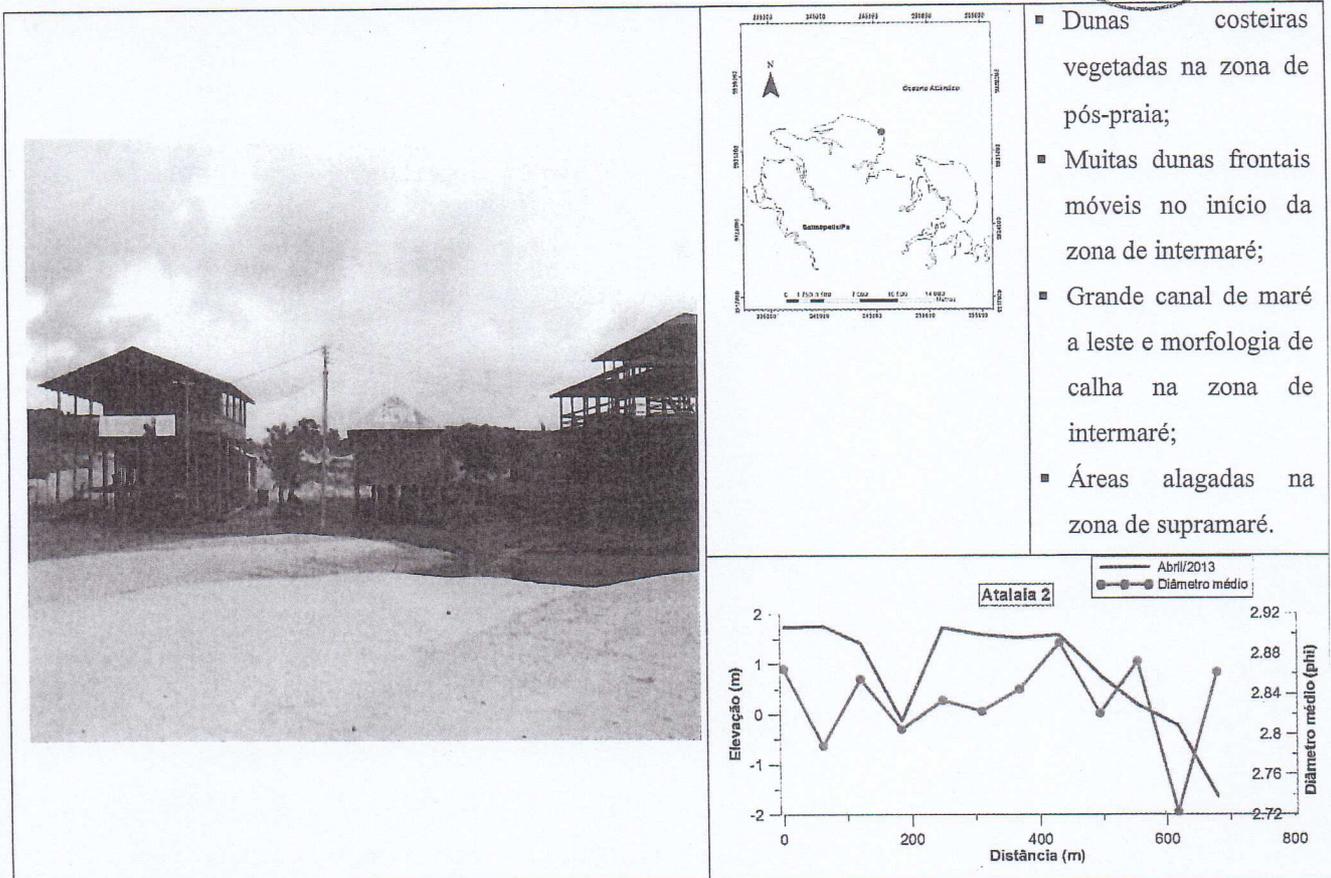


Figura 15 – Relação morfologia x granulometria do perfil Atalaia 2.

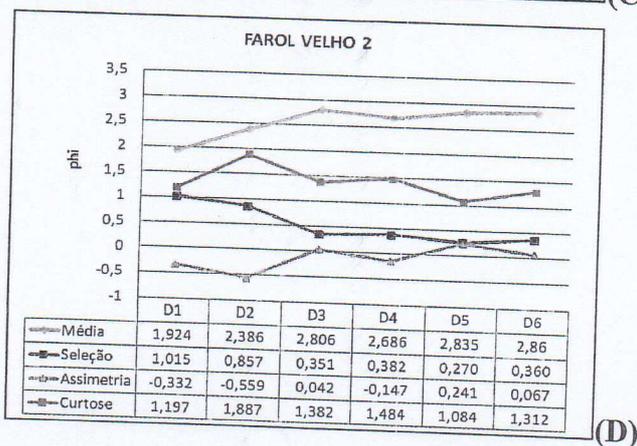
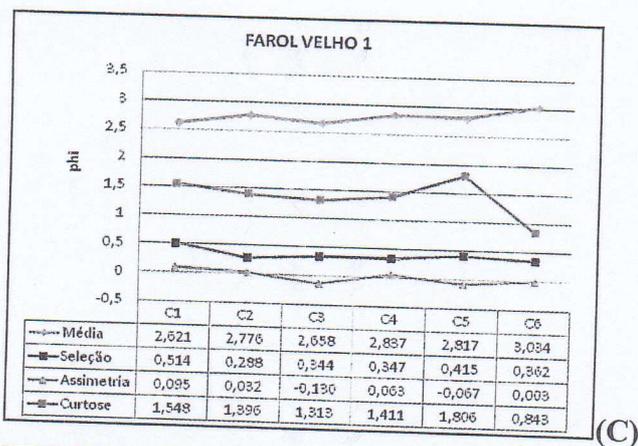
5.2. Parâmetros Estatísticos Granulométricos

A média granulométrica obtida das amostras apresentou variação predominante de 2,6 a 2,8 phi, indicando a ocorrência quase absoluta de areia fina nas praias de Atalaia (Figura 16). No setor central (perfil Farol velho 1 e perfil farol velho 2) ocorreu o valor mais baixo da escala granulométrica (phi) constatada, além das maiores variações granulométricas (Figuras 16c e 16d). Neste setor foi obtido o valor de 1,924 phi (areia média) na zona de supramaré (ponto D1) do perfil Farol Velho 2 (Figura 32d). Neste setor há grande exposição dos sedimentos do Pirabas na face praial, por isso há presença de sedimentos mais grosseiros. O valor mais alto constatado foi de 3,163 phi (areia muito fina) na zona de supramaré (ponto E1) do perfil Atalaia 1 (Figura 16e). Esta zona é composta por uma série de dunas frontais erodidas pelas marés. O setor do Atalaia 1 e Atalaia 2 (setor leste) foi o que apresentou menor variação granulométrica, sendo especialmente de 2,7 a 2,9 phi (Figuras 16e e 16f).

O grau de seleção predominante dos sedimentos foi de 0,2 a 0,5 phi (muito bem selecionados e bem selecionados), mas principalmente de sedimentos muito bem selecionados (<0,35 phi), em especial no setor leste (Atalaia 1 e 2) (Figuras 16e e 16f). Nestes trechos, não há presença de afloramentos rochosos contendo sedimentos mais grosseiros, por isso a melhor seleção dos mesmos. O menor valor (0,237 phi – ponto F2) ocorreu no perfil Atalaia 2 (Figura 16f), e o maior valor (ponto D1) ocorreu no perfil Farol Velho 2 (setor central), sendo de 1,015 phi (pobremente selecionado) (Figura 16d).

A classificação predominante da assimetria foi de positiva (0,10 a 0,30) em Atalaia 2 (Figura 16f), contudo nos outros perfis as variações verificadas para assimetria foram grandes, sendo de positiva a negativa (0,3 a -0,1) e até mesmo assimetria muito negativa (-1 a -0,3), como é o caso dos pontos D1 e D2 (Figura 16d) do perfil Farol Velho 2 (setor central).

O grau de curtose predominante foi de mesocúrtica (0,90 a 1,11) em Atalaia 2 (Figura 16f) e leptocúrtica (0,11 a 1,5) nos outros perfis, contudo os valores deste parâmetro variaram de muito platicúrtica (<0,67) a muito leptocúrtica (1,50 a 3,00). As maiores variações ocorreram no perfil Farol Velho 1 (Figura 16c) do setor central.



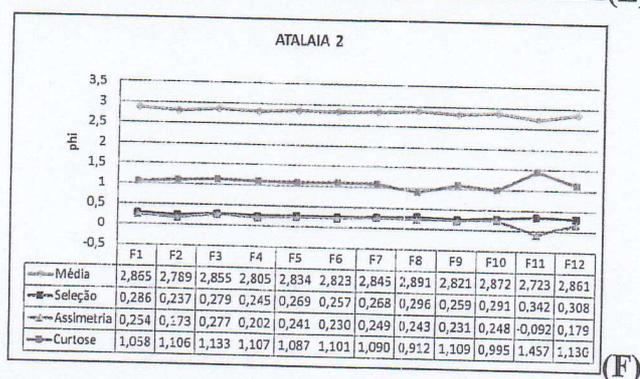
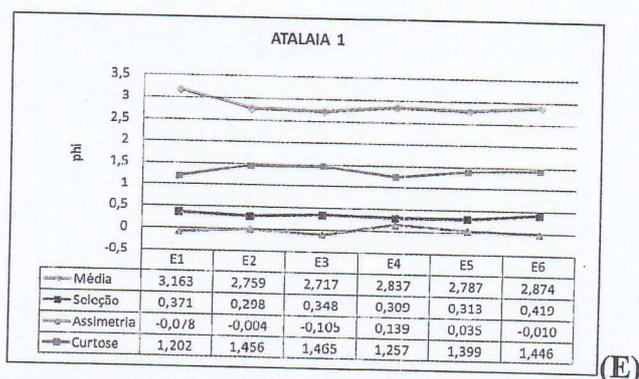


Figura 16 – Parâmetros estatísticos granulométricos das amostras de sedimentos coletadas nos perfis praias do Farol Velho 1 (C), Farol Velho 2 (D), Atalaia 1 (E) e Atalaia 1 (F).

Observou-se a presença de sedimentos mais finos em direção ao setor leste. Neste a presença de dunas desde a linha de costa proporciona um benefício contra a erosão costeira, retirada de areia da praia do Atalaia e exposição de afloramentos rochosos de sedimentações antigas. A presença desses afloramentos no setor central (praia do Farol Velho) proporciona menores valores da média granulométrica. Nestes locais, ao contrário do que se tem na linha de costa de parte da praia do Atalaia (dunas), há urbanização mais próxima da praia, sendo diretamente sobre ela no setor central.

Ao analisar a figura 17c nota-se um aumento da assimetria em direção aos extremos da área de estudo (perfil Atalaia 2), assim como acontece no grau de seleção dos sedimentos (Figura 17b). A Curtose apresentou escala bem variada ao longo dos setores estudados (Figura 17d), contudo nota-se que esta variação foi menor nos perfis Farol Velho 1 e Atalaia 1, sendo de 1,08 a 1,88.

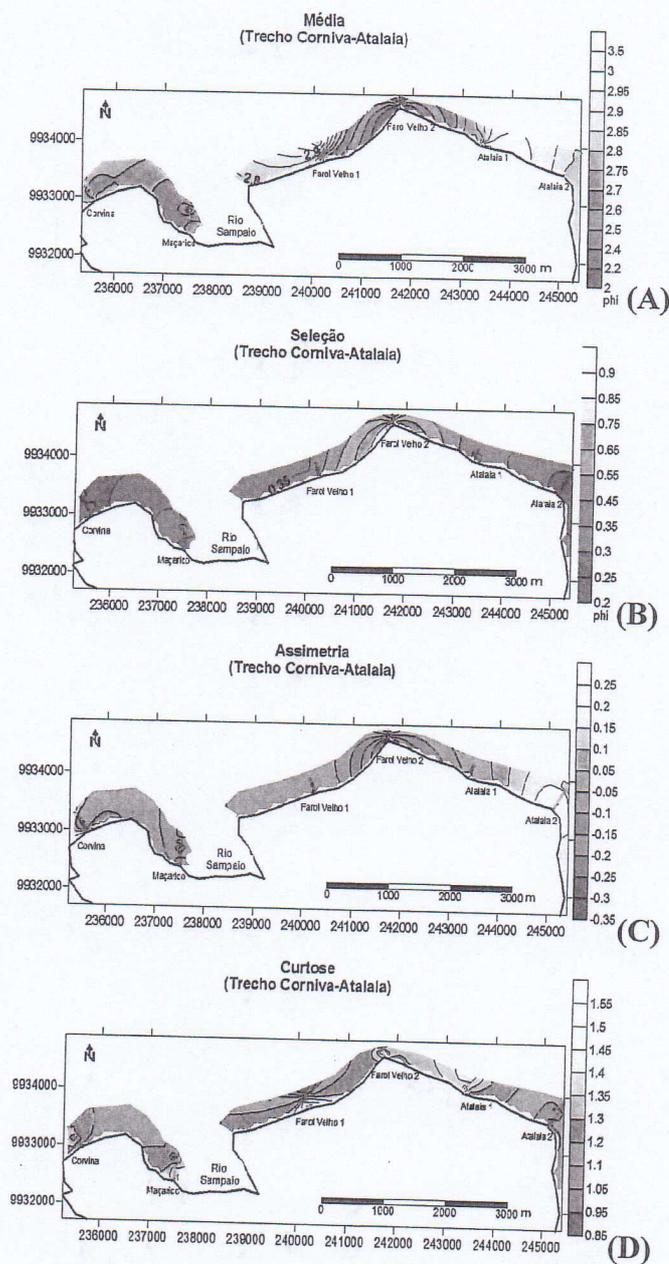


Figura 17 – Parâmetros estatísticos granulométricos: média (A), seleção (B) e assimetria (C) e curtose (D).

5.3. Morfodinâmicas Das Praias

5.3.1. Perfis de Praia

Com exceção dos perfis Farol Velho 1 e Atalaia 1, observou-se a presença de feições de crista-calha (*ridge-runnel*) (Figura 18) ao longo dos mesmos. Estas feições estavam presentes desde a linha de maré alta no setor oeste e central. Na praia do Farol Velho, as crista-calhas estão mais presentes em direção a leste. No setor Leste (praia de Atalaia) estas feições estão presentes na adjacência com o setor central e ao final da

praia, onde localiza-se o perfil Atalaia 2 e um grande canal de maré que ao encher forma uma espécie de lagoa no local onde encontra-se o perfil.

A presença de dunas pôde ser observada no início dos perfis Atalaia 1 e Atalaia 2 (Figura 18).

Os perfis Farol Velho 1 e Farol Velho 2 foram os que obtiveram maior percentual de sedimentos mais grosseiro (1,4 a 0,250 mm – areia muito grossa a média, respectivamente), sendo 3 % para o Farol Velho 1 e 14 % para o Farol Velho 2 (Figura 18).

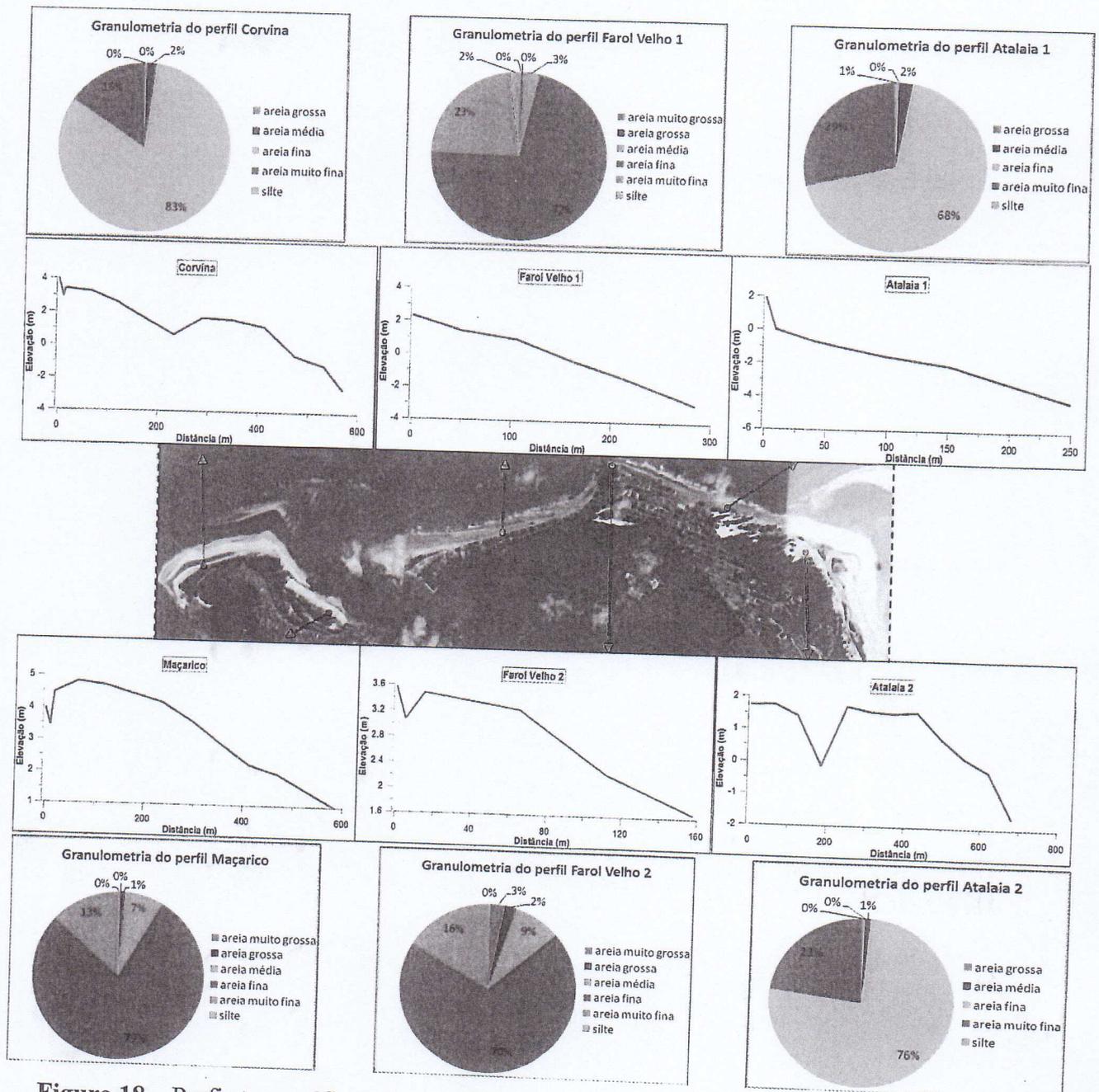


Figura 18 – Perfis topográficos das praias e granulometria média identificada nos perfis.

5.4. Parâmetros Derivados da Morfologia Praial

A largura de praia (Y_b) foi maior nos extremos do trecho de costa estudado em Atalaia, especialmente no perfil Atalaia 2 (setor leste), sendo de 679 m. O perfil Atalaia 1 do mesmo setor apresentou largura menor, sendo de 249 m. No setor central, a largura de praia foi de 283 m no perfil Farol Velho 1 e 158 m no perfil Farol Velho 2, a menor largura registrada dentre os perfis praias. Este último perfil representa o ponto mais exposto e, portanto, com o estirâncio mais curto. O declive da face praial (β) no perfil Farol Velho 2 foi $0,69^\circ$.

Nos perfis Farol Velho 1 e Atalaia 1, a declividade de praia também foram as maiores encontradas, sendo $1,03^\circ$ e $1,37^\circ$, respectivamente.

5.3.2. Hidrodinâmica

Foram realizadas medições de ondas. Sendo escolhidos os perfis localizados em pontos mais urbanizados da costa (Farol Velho e Atalaia). As maiores alturas de ondas (H_b) foram registradas no setor central (Farol Velho), tanto na maré vazante como na maré enchente, diminuindo em direção aos setores oeste e leste (Atalaia). Na maré enchente, as alturas registradas foram maiores nestes setores da costa, podendo indicar o efeito aditivo da corrente de maré enchente (Figura 19).

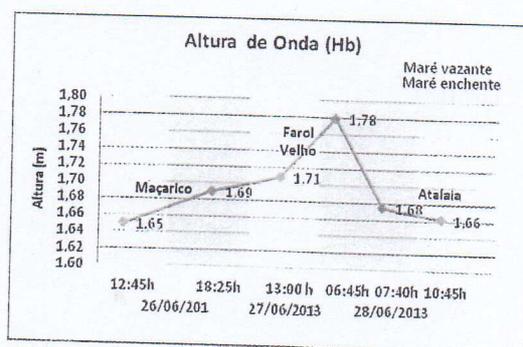


Figura 19 – Altura de onda na arrebentação registrada.

O período de onda (T) foi pouco variado ao longo dos setores estudados, sendo de 4 a 8 segundos. Os menores valores registrados ocorreram no setor oeste (Tabela 1). O ponto de medição deste setor corresponde à adjacente da foz do rio Sampaio. A

intercepção das correntes de maré vazante e enchente entrando e saindo no rio podem propiciar uma redução no período das ondas que incidem na costa do Maçarico.

Tabela 1 – Período de onda registrado.

Período de onda (T seg)		
	Vazante	Enchente
Farol Velho	00:00:07	00:00:08
Atalaia	00:00:07	00:00:08

Nota-se o deslocamento no ângulo de incidência de ondas com a linha de costa (α) da maré vazante para a maré enchente. Sendo verificado no setor leste (Atalaia) os maiores ângulos.

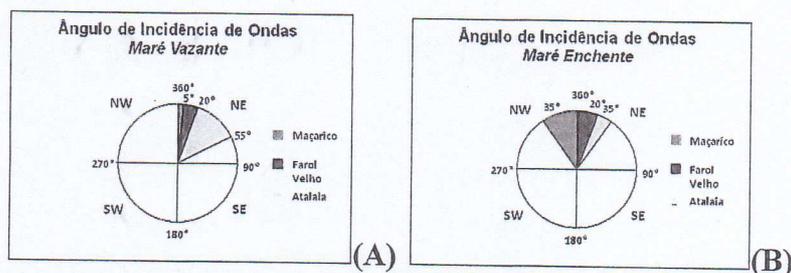


Figura 20 – Ângulo de incidência de ondas observado durante a maré vazante (A) e maré enchente (B).

5.3.4. Estados Morfodinâmicos

Considerando o parâmetro Ω utilizado por Wright e Short (1984), prevaleceu o estado morfodinâmico dissipativo ($\Omega > 5,50$) para as praias de Atalaia, ou seja, baixo gradiente da praia caracterizado pela alta energia de onda e larga zona de surfe. O perfil menos dissipativo foi o Farol Velho (Tabela 2).

Tabela 2 – Estado morfodinâmico, segundo o parâmetro Ω utilizado por Wright e Short (1984).

PARÂMETRO	SIGLA	MAÇARICO	FAROL VELHO	ATALAIA
Altura de onda (m)	Hb	1,67	1,74	1,67

Período de onda (s)	T	5,1	7,15	7,5
Velocidade de decantação (m/s)	Ws	0,029	0,0325	0,0265
Parâmetro empírico adimensional	Ω	11,29	7,49	8,40

Para o parâmetro RTR utilizado por Masselink e Short (1993), nos setores da praia verificou-se a interação entre o estado de praia dissipativa dominado por ondas ($RTR < 3$) e estado de praia dissipativa sem barras e correntes de retorno ($3 < RTR < 7$), cujas modificações na morfologia praial são mais por efeito das marés (Tabela 3).

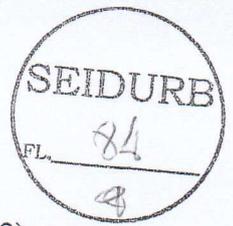
Tabela 3 – Estado morfodinâmico, segundo o parâmetro RTR utilizado por Masselink e Short (1993).

PARÂMETRO	SIGLA	MAÇARICO	FAROL VELHO	ATALAIA
Variação da maré (m)	MSR	5,3	5,3	5,1
Altura de onda (m)	Hb	1,67	1,74	1,67
Variação relativa da maré	RTR	3,17	3,05	3,05

5.4. TRANSPORTE LITORÂNEO EM SALINÓPOLIS, NORDESTE DO PARÁ

5.4.1. Quantificação Sedimentar do Transporte Longitudinal

Nas experimentações com *traps* portáteis realizadas na praia do Farol Velho (Setor Central), obteve-se maior quantidade de sedimentos (maior peso em gramas) durante a maré vazante (Figura 21). Já na praia do Atalaia (Setor Leste), o peso (g/m^3) foi maior durante a maré enchente (Figura 21), assim como a intensidade das correntes longitudinais (Figura 22), sendo esta a maior registrada (231 m/s) no trecho estudado. A corrente longitudinal foi também mais intensa durante a experimentação na maré enchente dos outros setores estudados (Figura 22). Contudo, ao contrário do que se observou na direção das correntes das praias do Atalaia, que foram para leste durante a maré enchente, no setor central, correspondente a praia do Farol Velho, a corrente longitudinal foi nas duas fases de maré para direção oeste, levando a concluir três possibilidades: (1) que no ponto da experimentação, a energia de ondas sobrepõem-se a



força da maré enchente e é a responsável pela geração da corrente longitudinal, (2) que nos outros setores estudados (oeste e central) as correntes atuantes na zona de *surf* durante a enchente são provenientes principalmente do efeito das marés, (3) ou que a influência da corrente de maré enchente é maior que a corrente de maré vazante na costa, tanto que a intensidade da corrente longitudinal aumenta consideravelmente durante a enchente (Figura 22) como se sofresse uma adição em sua força, porém no setor central (praia do Farol Velho) a corrente de enchente apresenta direção oposta (oeste) aos setores leste (praia do Atalaia) e oeste, cuja direção das correntes registradas foram de leste na maré enchente.

A massa de sedimentos retida nos *traps* portáteis foi bem homogênea ao longo dos níveis do suporte que os segura. Somente nos *traps* experimentados na praia do Farol Velho (Setor Central) que se obteve mais sedimentos no fundo do que em suspensão. A situação de homogeneidade é esperada para o período da coleta (período chuvoso), onde há muito mobilidade de sedimentos no litoral e maior suspensão dos mesmos (Figura 22).

Tanto na maré vazante como na maré enchente, os *traps* portáteis do setor oeste foram os que obtiveram o menor peso de sedimentos coletados, indicando um enfraquecimento da célula de circulação costeira, e uma provável zona de deposição de sedimentos (Figura 22).

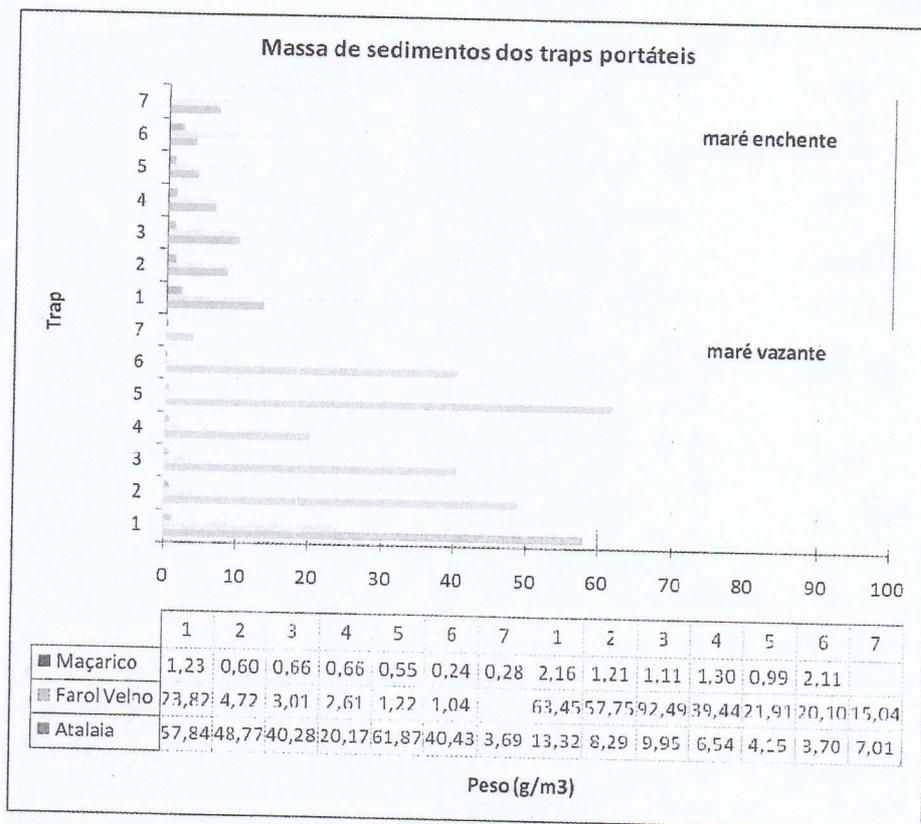


Figura 22 – Massa de sedimentos amostrada nos *traps* portáteis.

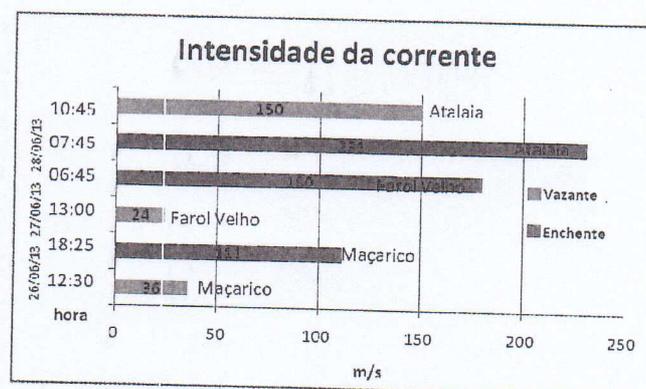


Figura 23 - Direção oeste durante a maré vazante. Direção leste durante a maré enchente nas praias do Atalaia e direção oeste na praia do Farol Velho.

Através da análise granulométrica dos sedimentos coletados, verifica-se que o percentual de areia foi elevado, principalmente na praia do Atalaia (Setor Leste), sendo desde 94 % no *trap* 6 a quase 100 % no *trap* 7, durante a maré enchente, por exemplo (Figura 24).

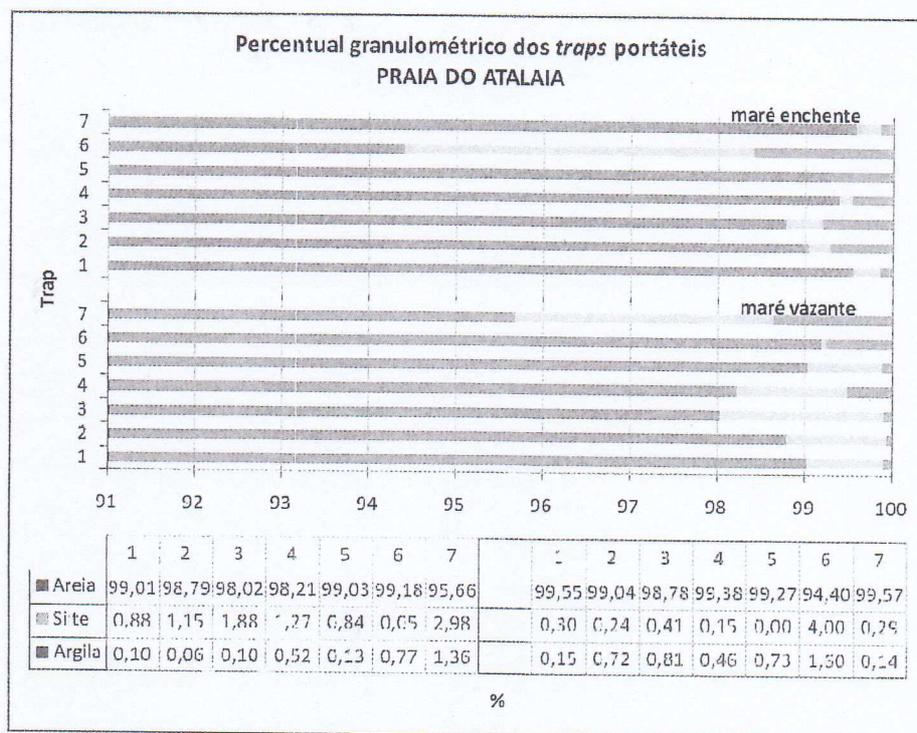


Figura 24 – Percentual granulométrico obtido para os sedimentos coletados com os *traps* portáteis na praia do Atalaia (Setor Leste).

No Setor Oeste, o percentual de areia foi elevado apenas durante a maré vazante (86 % no *trap* 7 a 97 % no *trap* 3). Já na maré enchente, quando o canal de maré adjacente ao ponto de coleta está enchendo, a escala granulométrica entre areia, e silte e argila juntos, obteve proporções semelhantes (Figura 25).

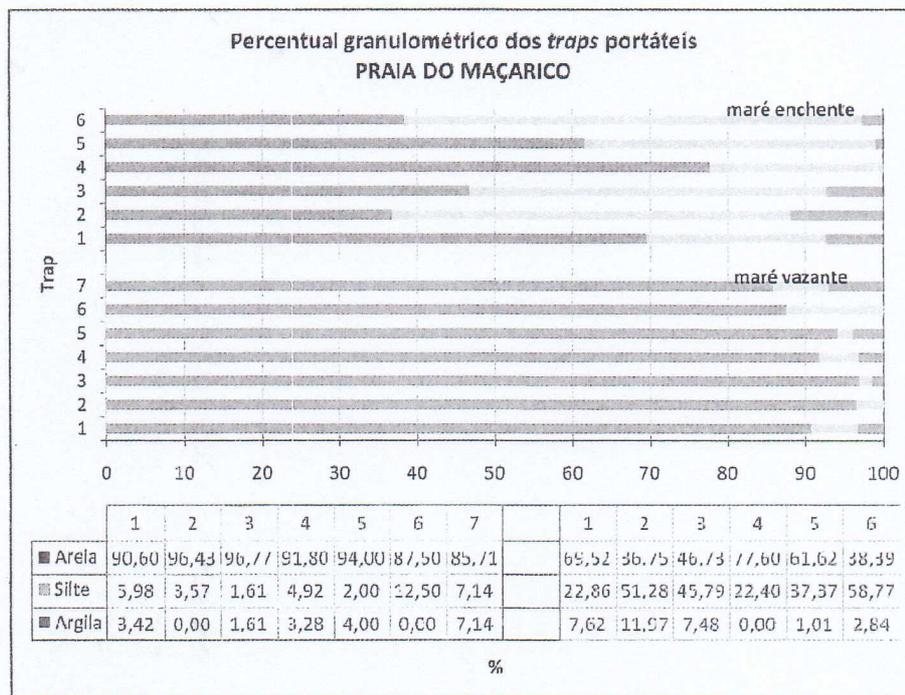


Figura 25 – Percentual granulométrico obtido para os sedimentos coletados com os traps portáteis praia do Farol Velho (Setor Central).

Na praia do Farol Velho (Setor Central) aconteceu algo semelhante, mas durante a maré vazante, por efeito da elevada energia de ondas. Durante a enchente, o percentual de areia foi bem maior (87 % no trap 7 a 98 % no trap 3) (Figura 26). Desta forma, o percentual de silte e argila coletado foi maior nos setores oeste e central, indicando uma capacidade de transporte regular. Este parece ser mais elevado no setor leste, pois há grande quantidade de sedimentos menos finos suspensos e sendo transportados.

5.4.2. Balanço Sedimentar do Transporte Transversal

Houve mais sedimentos coletados nos traps de espraiamento na praia do Atalaia, especialmente durante a maré vazante. Já na praia do Farol Velho, a maior quantidade ocorreu durante o período de enchente. Contudo, nota-se a semelhança das experimentações nas duas praias ao verificar que a quantidade de sedimentos entrando (proveniente do fluxo da deriva praial) foi bem maior que a quantidade de sedimentos saindo (proveniente do refluxo da deriva praial) (Figura 26), como era de se esperar, caso contrário não haveria mais praia nos dois locais estudados. Mas percebe-se que o balanço entre a entrada e saída de sedimentos é mais desfavorável na praia do Farol Velho.

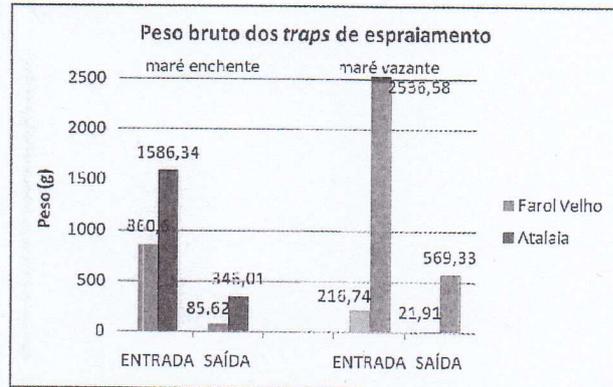


Figura 26 – Peso bruto dos sedimentos obtidos nos traps de espraimento.

O espraimento de ondas gera a deriva praial que é caracterizada por correntes transversais de fluxo e refluxo. Nas praias do Farol Velho (Figura 27) e do Atalaia (Figura 28), a grande maioria dos sedimentos mobilizados durante a deriva praial foram areia fina (2,5 a 3 phi) e muito fina (3,5 a 4 phi). Na maré vazante, o percentual de areia fina saindo é um pouco maior, principalmente na praia do Farol Velho (Figura 27), já na enchente o percentual eleva-se para areia muito fina (Figuras 27 e 28), indicando maior capacidade do transporte transversal durante a maré vazante.

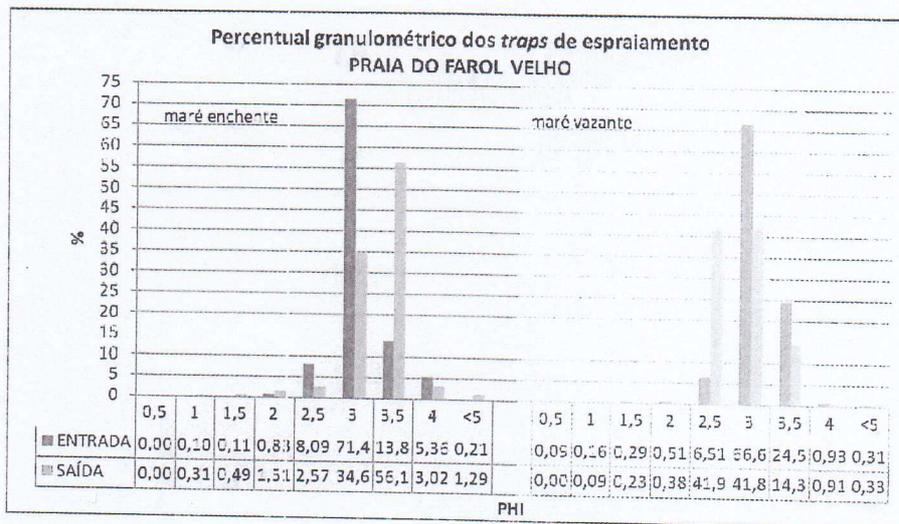


Figura 27 – Percentual granulométrico obtido para os sedimentos coletados com os traps espraimento na praia do Farol Velho (Setor Central).

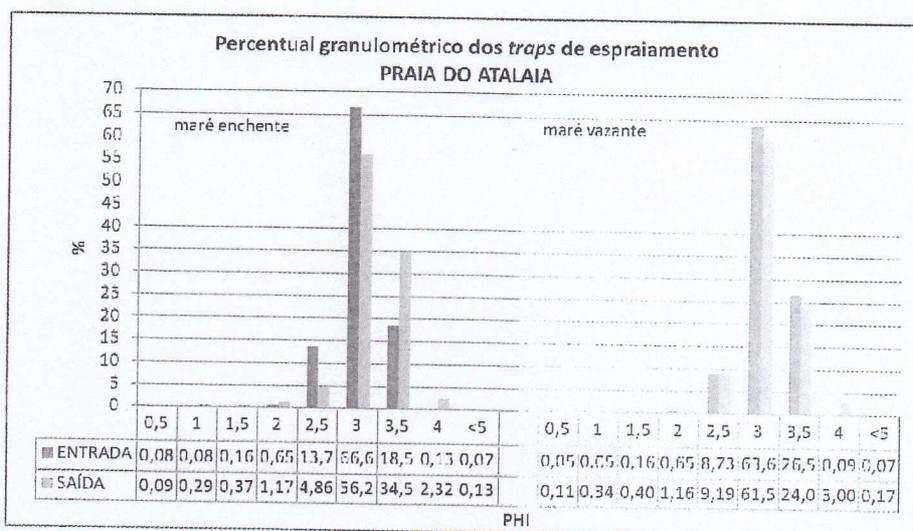


Figura 28 – Percentual granulométrico obtido para os sedimentos coletados com traps de espraçamento na praia do Atalaia (Setor Leste).

5.4.3. Relação entre o Trânsito Costeiro e Periculosidade ao Banho

A partir da tabela de Hogan, pôde-se identificar o grau de periculosidade das praias de cada setor (Tabela 4). Como as características morfodinâmicas das praias do Atalaia são semelhantes, o grau de periculosidade foi invariável, com escala de 7 a 8. Isso indica que no trecho de costa estudado, a escala de segurança é baixa, ou seja, com elevado grau de periculosidade. Além disso, a presença de feições de crista-praia ao longo do trecho estudado, principalmente os setores oeste e central, fornecem risco aos banhistas quando a maré está enchendo, podendo deixá-lo isolado da linha de costa e saídas das praias.

Sendo assim, os riscos ao banho são grandes devido aos perigos associados na zona de surf de cada setor: as fortes correntes longitudinais (Tabela 5), possíveis presenças de correntes de retorno e alta turbulência gerada pela arrebentação de ondas altas. Por isso, para adultos que levam crianças à praia é indicado que frequentem apenas os locais mais próximos da zona de espraçamento, longe da arrebentação de ondas, onde as correntes são também mais fracas.

Para surfistas e praticantes de outros esportes aquáticos, as praias apresentam alturas de ondas relativamente altas, mas as mesmas são do tipo deslizante, menos desejáveis por esse grupo de pessoas. No entanto, para praticantes de Kite Surf, os ventos fortes, especialmente na praia do Atalaia (Setor Leste), e as correntes intensas,



são favoráveis. Na praia do Farol Velho (Setor Central) a presença de afloramentos rochosos oferece maior risco.

Para frequentadores de outros estados que não conhecem o estado do mar em praias de macromarés deve-se ter atenção redobrada, pois as correntes longitudinais geradas por ondas são acrescidas das fortes correntes de maré e podem levar banhistas a longas distâncias.

Setor da costa	Estado morfodinâmico	Perigos associados	Hb médio (m)	Escala de segurança
Oeste (praia do Maçarico)	Dissipativo	Correntes de retornos, longitudinais e arrebenções muito altas	1,67	Baixa (7-8)
Central (praia do Farol Velho)	Dissipativo	Correntes de retornos, longitudinais e arrebenções muito altas	1,74	Baixa (7-8)
Leste (praia do Atalaia)	Dissipativo	Correntes de retornos, longitudinais e arrebenções muito altas	1,67	Baixa (7-8)

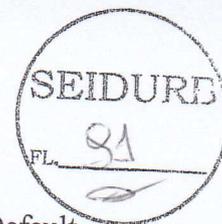
Tabela 4 – Grau de segurança que as praias de Salinópolis oferecem aos banhistas no mês de abril (período chuvoso).

Tabela 5 – Dados de correntes longitudinais nas praias dos setores oeste (Maçarico), central (Farol Velho) e leste (Atalaia).

Praia	Fase da maré	Intensidade da corrente (m/s)	Direção da corrente	Horário da medição	Data da medição
Maçarico	vazante	36	oeste	12:30	26/06/2013
Maçarico	enchente	111	leste	18:25	26/06/2013
Farol Velho	vazante	24	oeste	13:00	27/06/2013
Farol Velho	enchente	180	oeste	06:45	28/06/2013
Atalaia	enchente	231	leste	07:45	28/06/2013
Atalaia	vazante	150	oeste	10:45	28/06/2013

6.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

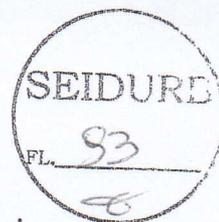
- Albuquerque M.G., Calliari L.J., Corrêa I.C.S., Pinheiro L.S. 2009. Morphodynamic of Futuro Beach, Fortaleza-CE: a synthesis of two years of study *Quaternary and Environmental Geosciences*, **1(2)**:49-57.
- Albuquerque M.F, Souza E.B., Oliveira M.C.F., Souza e Souza P.F., Souza Junior J.A., Barros A.N.F. 2010. Distribuição espacial da precipitação climatológica nas Mesorregiões do Estado do Pará, nas últimas décadas (1978-2008). In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 16, *Anais*, p. 143.
- ANA – Agência Nacional das Águas. 2013. Portal do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH). Estações da ANA. Disponível em:



- <<http://portalsnrh.ana.gov.br/Esta%C3%A7%C3%B5esdaANA/tabid/359/Default.aspx>>. Acesso em: 15 jan 2013.
- Birkemeier W. 1985. Field data on seaward limit of profile change. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 111(3):598-602.
- Braga F.P.S. 2007. Morfologia e Sedimentologia da Praia de Macromaré de Ajuruteua, Pará: Um estudo para definição de índices de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 116 p.
- Cohen J.C.P. 1996. Mecanismo de propagação e estrutura das linhas de instabilidade da Amazônia. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 173 p.
- Costa J.B.S., Borges M. S., Igreja H. L. S., Pinheiro R. V. L. 1991. Aspectos da Tectônica Cenozóica da Região do Salgado, Litoral nordeste do Estado do Para. In: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 3, *Anais*, p. 156.
- CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. 2013. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Banco de dados meteorológico (Estação Synop). Disponível em: <<http://bancodedados.cptec.inpe.br/downloadBDM/login.do;jsessionid=C6D7F66A4DC3B139F487EA7042392AE0.base1>>. Acesso em: 14 jan 2013.
- Davis R.A. (Ed.) 1985. *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, N.Y., 716 pp.
- Davies J.L. 1964. A morphologic approach to the world's shorelines. *Geomorphology*, 8:127-142.
- DHN - DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. 2013. Tábuas de Maré: Fundeadouro de Salinópolis (Estado do Pará). Disponível em: <<http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/20520Mar2012.htm>>. Acesso em: 20 de julho de 2013.
- El-Robrini M., Brandão E & Rocha, G. (no prelo). Manual de Gestão de Orlas Estuarinas Amazônicas. MOPG.
- El-Robrini M., Alves M.A.M.S., Souza Filho P.W.M., El-Robrini M.H.S., Silva Júnior O.G. & França C.F. 2006. Atlas de erosão e progradação da zona costeira do Estado do Pará – Região Amazônica: Áreas oceânica e estuarina. In: D. Muehe (ed.) *Atlas de Erosão e Progradação da Zona Costeira Brasileira*. São Paulo, p.: 1-34.



- Folk R.L. & Ward W.C. 1957. Brazas river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary petrology*, 27:3-26.
- Fontoura J.A.S. 2004. Hidrodinâmica costeira e quantificação do transporte longitudinal de sedimentos não-coesivos na zona de surfe das praias adjacentes aos molhes da barra do Rio Grande, RS, Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 273 p.
- Franzinelli E. 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Para, Brazil. In: M.T. Prost (ed) *Évolution des littoraux de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire*. Orstom, Paris, p.: 203-230.
- Geyer W.R., Beardsley R.C., Lentz S.J., Candela J., Limeburner R., Johns W.E., Castro B.M., Soares I.D. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, 16:575-616.
- INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2013. Tabela de El Niño e La Niña. Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/tab_elnino.shtml>. Acesso em: 20 de agosto de 2013.
- Komar P.D. (Ed.) 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, New Jersey, 129 pp.
- Komar P.D. 1977. Selective longshore transport rates of different grain-size fractions within a beach. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47(4):1444-1453.
- Komar P.D. (Ed.) 1983. *Handbook of coastal processes and erosion*. Boca Raton, Florida: CRC Press Inc., 305 pp.
- Köppen W. (Ed.) 1948. *Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra*. Fondo de Cultura Económica, México, 479 pp.
- Mácola G. & El-Robrini M. 2004. Ilha dos Guarás (Mariteua) – Município de Curuçá (NE do Pará): Aspectos Físicos, Meteorológicos e Oceanográficos. Relatório Final. Belém, DNPM/CPRM, 35 p.
- Martins A.C.S. & Luz M.S.F.C. 2004. Cenário climatológico atuante no Litoral Norte da Amazônia Brasileira. Monografia de Especialização, Centro de Geociências, Universidade Federal do Para, 63 p.
- Martorano L.G., Pereira L.C., Cesar E.G.M, Pereira I.C.B. 1993. Estudos Climáticos do Estado do Pará, Classificação Climática (Köppen) e Deficiência Hídrica (Thornthwhite, Mather). In: Belém, SUDAM/EMBRAPA, SNLCS, 53 p.
- Masselink G. & Short A.D. 1993. The effect of tide range of beach morphodynamics: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9:785-800.



- Masselink G. & Turner I.L. 1999. The effect of tide range on beach morphodynamics. *In: A.D. Short (ed.) Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, p.: 204-229.
- Muehe D. 1996. Geomorfologia costeira. *In: S.B. Cunha & A.J.T. Guerra (eds.) Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações*. 2. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, p.: 191-236.
- Muehe D. 2001. Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo. *In: Projeto Orla: subsídios de um projeto de gestão*. Ministério do Meio Ambiente, p.: 11-30.
- Muehe D. 2002. Geomorfologia Costeira. *In: S.B. Cunha & A.J.T. Guerra (eds.) Geomorfologia: Exercícios, Técnicas e Aplicação*. 2. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, p.: 191-238.
- SEPOF/PA – Secretaria de Planejamento, Orçamento e Finanças. 2011. Estatística municipal, município de Marapanim. *In: Secretaria Executiva de Estado de Planejamento, Orçamento e Finanças – SEPOF/Instituto de Desenvolvimento Econômico, Social e Ambiental do Pará – IDESP, Governo do Estado do Pará*.
- SEPOF/PA – Secretaria de Planejamento, Orçamento e Finanças. 2007. Curuçá, município do Pará. *In: Portal Amazônia 06/02/2007*. Disponível em: <http://portalamazonia.globo.com/pscript/amazoniadeaaz/artigoAZ.php?idAz=594>
- Segundo G.H.C. 2007. Processos oceanográficos na região costeira e estuarina do rio Caeté, Pará, Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense. 139 p.
- Short A.D. 1999. Beaches. *In: Short A. D. (ed.) Handbook of beach and shore face morphodynamics*. John Wiley & Sons, Chichester, p.: 1-19.
- Short A.D. & Hesp P.A. 1982. Wave beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Gology*, **48**:259-284.
- Short A.D. & Hogan C.L. 1993. Rip Currents and Beach Hazards: Their Impact on Public Safety and Implications for Coastal Management. *Journal of Coastal Research*, Special Issue **12**: 197-209.
- Silva C.A. 1998. Análise morfoestratigráfica do estuário do Rio Marapanim - NE do Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 133 p.



- Souza Filho P.W.M., Tozzi H.A.M. & El-Robrini M. 2000. Geomorphology, land-use and environmental hazards in Ajuruteua macrotidal sandy beach, northeastern Pará, Brazil. *In: Simpósio Brasileiro de Praias Arenosas, 1, Itajaí, 2000. Anais.* p.: 401-402.
- Suguo K. (Ed.) 2003. *Geologia Sedimentar*, 1. Edgard Blücher: São Paulo, 400 pp.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**:377-392.
- Wright L.D. & Short A.D. 1984. Morphodynamics variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, **56**: