



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**TRANSPORTE SEDIMENTAR LONGITUDINAL E  
MORFODINÂMICA PRAIAL: EXEMPLO DO LITORAL NORTE  
DE SANTA CATARINA**

**JANETE JOSINA DE ABREU**

**FLORIANÓPOLIS  
2011**



**JANETE JOSINA DE ABREU**

**TRANSPORTE SEDIMENTAR LONGITUDINAL E  
MORFODINÂMICA PRAIAL: EXEMPLO DO LITORAL NORTE  
DE SANTA CATARINA**

Tese submetida ao Programa de Pós-graduação em Geografia, área de concentração em Utilização e Conservação de Recursos Naturais, do Departamento de Geociências, Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina, como requisito para a obtenção do Grau de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Norberto Olmiro  
Horn Filho

Florianópolis  
2011

Catálogo na fonte elaborada pela biblioteca da  
Universidade Federal de Santa Catarina

A162t Abreu, Janete Josina de

Transporte sedimentar longitudinal e morfodinâmica  
praial [tese] : exemplo do litoral norte de Santa Catarina /  
Janete Josina de Abreu ; orientador, Norberto Olmiro Horn  
Filho. - Florianópolis, SC, 2011.  
484 p.: il., tabs.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Catarina,  
Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Programa de Pós-  
Graduação em Geografia.

Inclui referências

1. Geografia. 2. Sedimentologia. 3. Praias – Santa  
Catarina. 4. Ondas - (Oceanografia). I. Horn Filho, Norberto  
Olmiro. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa  
de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

CDU 91

**JANETE JOSINA DE ABREU**

**TRANSPORTE SEDIMENTAR LONGITUDINAL E  
MORFODINÂMICA PRAIAL: EXEMPLO DO LITORAL NORTE  
DE SANTA CATARINA**

Esta Tese foi julgada adequada para obtenção do Título de  
“Doutor em Geografia”, e aprovada em sua forma final pelo  
Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Florianópolis, 29 de Agosto de 2011.

---

Prof. Dra. Ruth Emilia Nogueira  
Coordenador do Curso

**Banca Examinadora:**

---

Prof. Dr. Norberto Olmiro Horn Filho (Orientador)  
Universidade Federal de Santa Catarina

---

Prof. Dr. Antônio Henrique da Fontoura Klein  
Universidade Federal de Santa Catarina

---

Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr.  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

---

Prof. Dr. Jarbas Boenetti Filho  
Universidade Federal de Santa Catarina

---

Prof. Dr. Lauro Calliari Jr.  
Universidade Federal do Rio Grande



*Aos meus amados pais, João e Olga (in memoriam).  
Pelas certezas transmitidas e pela liberdade que  
me proporcionaram para questionar...*



## AGRADECIMENTOS

Gostaria de registrar aqui meus agradecimentos àqueles que, de forma fundamental, determinaram a trajetória que levou à presente tese.

A pesquisa desenvolvida é fruto de uma longa caminhada, marcada por experiências e trocas que balizaram minha formação acadêmica e profissional.

Essa caminhada começou ainda na graduação, quando, sob a tutela do Prof. Roland Paskoff, da Université Lyon II, iniciei minhas pesquisas no domínio da morfodinâmica costeira. Dedico meu especial agradecimento (póstumo) ao Professor, pelos ensinamentos, rigor e paixão transmitida na abordagem científica das praias arenosas.

Externo minha especial gratidão à Professora Olga Cruz (USP/UFSC), com quem tive minha iniciação nos processos dinâmicos das praias da ilha de Santa Catarina. Agradeço à Professora pelos ensinamentos valiosos e experiência transmitida durante nossos campos nas praias da ilha, com a doce lembrança das paradas obrigatórias no final do dia, para um expresso com chantilly.

Sou grata também ao Professor Lauro Calliari, da Fundação Universidade Federal de Rio Grande (FURG), que me orientou em dissertação de mestrado sobre a praia da Armação, na ilha de Santa Catarina, desenvolvida junto ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFSC. Suas sugestões, rigor e entusiasmo durante o mestrado, sempre foram um incentivo para prosseguir na tarefa de decifrar o comportamento morfodinâmico das praias oceânicas.

Agradeço ao Departamento de Geologia e Oceanografia – DGO, da Université Bordeaux I, onde a investigação sobre a dinâmica de praias teve continuidade, com o início do projeto da presente tese.

Meu agradecimento particular ao Professor André Klingebiel, cuja colaboração viabilizou a experiência em Bordeaux, pelos ensinamentos e visão transmitida sobre a dinâmica sedimentar na zona costeira e escala de atuação dos processos sedimentares costeiros. Sua larga experiência e facilidade em traduzir os fenômenos estudados, durante as

inúmeras horas de discussão, foram decisivas para o esboço da presente tese.

Ainda no DGO agradeço também aos Professores Patrice Castaing e Hélène Howa, pela orientação da pesquisa durante minha estadia na França.

Dedico especial agradecimento à Professora Hélène Howa, cuja parceria foi determinante para a realização de experimentos com traçadores fluorescentes para a quantificação do transporte sedimentar longitudinal na área de estudo. Os agradecimentos se estendem ao Engenheiro Amaury de Resseguier, pela participação, juntamente com a Professora Hélène Howa, das atividades de campo para a realização dos experimentos.

Gostaria de agradecer ao Professor Eloi Melo e à equipe do LHAIMAR-UFSC, pelo apoio no estudo de propagação de ondas, em particular ao amigo Marco Aurélio Rígola Romeu, pelas horas de trabalho e aprendizado conjunto, nos primeiros passos com o modelo REFDIF.

Meus agradecimentos aos Professores Norberto Horn Filho e João Carlos Rocha Gré, do Departamento de Geociências da UFSC, pela colaboração, desde o mestrado, nas pesquisas sobre a planície costeira e as praias do litoral central e norte de Santa Catarina.

Externo meu agradecimento especial ao Professor Norberto Horn Filho, por ter aceitado a orientação e pelo apoio para a conclusão do projeto de tese, no âmbito do Programa de Pós-graduação em Geografia da UFSC. Devo ao Professor a valiosa sugestão de concluir o trabalho com apenas uma de duas áreas iniciais de trabalho, o que permitiu maior aprofundamento da análise dos resultados da pesquisa.

Ao Professor João Carlos Rocha Gré, minha profunda gratidão pela oportunidade e colaboração no monitoramento do comportamento morfodinâmico das praias analisadas na presente tese, possibilitando a pesquisa de tese efetuada. Agradeço ainda sua disponibilidade em discutir vários aspectos relacionados ao estudo granulométrico das praias.

Meus agradecimentos à CAPES, pela outorga de bolsa de estudos durante a estadia na França, no âmbito do programa CAPES/COFECUB.

À PETROBRAS, agradeço pela disponibilização para a pesquisa acadêmica dos dados levantados através de convênio com a UFSC, contribuindo para o avanço do conhecimento científico sobre os processos costeiros no litoral de Santa Catarina.

Estendo os agradecimentos à Comunidade Européia, pelo financiamento dos experimentos com traçadores fluorescentes efetuados durante a pesquisa.

Aos funcionários e bolsistas do Laboratório de Sedimentologia da UFSC, agradeço o apoio durante a realização de trabalhos de campo, em especial ao Sr. Edemar de Lima e Silva Hoerhan e ao então acadêmico e amigo Maurício Nunes, cujo apoio foi fundamental durante os experimentos com traçadores fluorescentes.

Externo, minha gratidão a todos os colegas que me acolheram no Departamento de Geologia e Oceanografia da Université Bordeaux I. A lista é vasta para citar todos, mas não posso deixar de destacar o carinho e amizade de Virginie Lafon e Didier Burdloff durante a estadia na França.

Meus agradecimentos a todos os colegas e professores do Programa de Pós-graduação em Geografia da UFSC, pelo apoio e incentivo constante para a conclusão do Doutorado.

Agradeço também o incentivo dos professores e colegas do Departamento de Geografia da UDESC para a conclusão da tese.

Não poderia deixar de agradecer à grande amiga Isabel Ninow pela paciência e ajuda na revisão do manuscrito final.

Enfim, sou imensamente grata a todos aqueles que, pelo apoio e amizade, contribuíram para a realização e conclusão da presente tese.



## RESUMO

A presente tese buscou aprofundar a compreensão da interação entre processos longitudinais e ortogonais na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praiial. A pesquisa foi desenvolvida a partir do exemplo de sistemas praiiais de diferente configuração planimétrica do litoral norte de Santa Catarina, Brasil, submetidos à incidência oblíqua de ondas de S/SE e ENE. A metodologia adotada incluiu: a análise de perfis de praia e da granulometria dos sedimentos da face praiial; a propagação do regime de ondas; o estabelecimento do balanço de transporte sedimentar longitudinal, apoiado na calibração de equações empíricas com o uso de traçadores fluorescentes; a classificação do perfil praiial baseada no parâmetro ômega e a análise de sua capacidade em prever o comportamento morfodinâmico de praiias submetidas a um regime misto de ondas e correntes longitudinais. Os resultados obtidos apontaram a presença de dois domínios granulométricos e morfodinâmicos distintos na área de estudo, com o predomínio de areia média e estado morfodinâmico intermediário a reflectivo associado às praiias mais expostas e de areia fina e comportamento dissipativo a intermediário nas praiias mais protegidas. O modelamento do regime de ondas evidenciou a ocorrência de fluxo hidrodinâmico longitudinal dominante para norte, com intensidade modulada pelo grau de exposição das praiias. Os experimentos com traçadores fluorescentes apontaram a equação de Kamphuis-1991 como a mais adequada para o estabelecimento do balanço sedimentar longitudinal na área de estudo. O balanço sedimentar confirmou a ocorrência de deriva litorânea resultante para norte, associada à incidência de ondas de quadrante sul. As taxas de transporte oscilaram entre 200.000 a 550.000m<sup>3</sup>/ano nas praiias expostas e entre 20.000 a 200.000m<sup>3</sup>/ano nas praiias mais protegidas. A pesquisa apontou o impacto da deriva litorânea resultante nos processos morfossedimentares praiiais, com o aumento e redução das taxas de transporte entre setores adjacentes definindo, respectivamente, tendência erosiva e deposicional, resultando no incremento da granulometria média dos sedimentos no primeiro caso, e na redução do tamanho médio do grão, no segundo. A declividade da face praiial

acompanhou largamente a granulometria média e as oscilações no transporte sedimentar, mas os resultados apontaram a influência da interação entre processos ortogonais e longitudinais na determinação do parâmetro ao longo das praias. Nesse sentido, os resultados indicaram maior influência dos processos longitudinais no comportamento morfodinâmico do perfil praiar nos setores praias menos expostos, onde a capacidade previsional do parâmetro  $\omega$  foi limitada. Nos setores praias mais expostos, o comportamento do perfil praiar sugere maior interação entre processos ortogonais e longitudinais, com maior adequação do parâmetro  $\omega$  em prever o estado morfodinâmico da praia. Os resultados demonstraram a importância do transporte longitudinal para os processos morfossedimentares praias em diferentes escalas espaço-temporais. A verificação de ajuste entre transporte sedimentar longitudinal e declividade da face praiar em outros setores costeiros e em presença de maior espectro de energia permitirá avaliar o alcance da relação identificada no presente estudo, ampliando os horizontes analíticos relativos à configuração dos processos morfodinâmicos praias e os subsídios científicos à gestão do estoque sedimentar costeiro.

**Palavras-chave:** Transporte sedimentar costeiro. Morfodinâmica de praias. Refração e difração de ondas. Traçadores fluorescentes.

## ABSTRACT

This thesis examines the influence of longshore and shore-normal coastal processes interaction on beach morphodynamic behavior. The research was developed from the example of different planimetric systems beach of the north coast of Santa Catarina, Brazil, subjected to oblique wave from S/SE and ENE. The methodology adopted in this research included: beach profile survey and beach face sediment control; wave propagation modelling; the use of fluorescent tracer to calibrate some longshore sediment transport equations, in order to establish the annual longshore sediment budget in the study area; the beach morphodynamic classification from application of omega parameter and the analysis of its ability to predict the morphodynamic behavior of sandy beaches subjected to mixed regime of waves and significant alongshore currents. The results found indicated the occurrence of two distinct granulometric domains in the study area with a predominance of medium sand beaches combined with the highest exposure coast and fine sand beaches on less exposed sectors. The first one domain is marked by the predominance of intermediate to reflective beach state and the second one by dissipative to intermediate beach morphology. The wave characteristics in the surf zone confirmed the occurrence of hydrodynamic dominant vectors northwards in the study area, with their intensity modulated by degree of coastline exposure. The use of sand fluorescent tracers pointed the Kamphuis-1991 equation as the most suitable to establish the annual alongshore sediment budget in the study area. The calculation of littoral drift indicate a net alongshore sediment transport towards the north, associated with waves from the southern quadrant. The magnitude of the rates found were of 200.000 to 550.000m<sup>3</sup>/yr on exposed beaches and of 20.000 to 200.000m<sup>3</sup>/yr on semi-exposed beaches. The results pointed out the impact of the longshore sediment transport on predominant morphosedimentary beach processes, with increasing and decreasing sediment transport rates reflecting erosional and depositional trends respectively, with the increment of mean granulometry of beach face, in the first case, and the reduction of mean grain size in the second. The beach face slope broadly

followed the alongshore mean granulometry and sediment transport rates oscillations, but the results showed the influence of orthogonal and longitudinal process interaction on determining the behavior of the variable along the beaches systems. In this sense, the results indicated increased influence of longshore sediment transport in the morphodynamic behavior of the beach profile in the beach sectors with less exposure, where the predictive ability of omega was limited. In the more exposed beach sectors, the beach profile behavior is defined by greater interaction between orthogonal and longitudinal processes, resulting in greater adequacy of omega to predict the morphodynamic beach state. Taking into account the different studies undertaken in this thesis, the set of results showed the importance of longshore sediment transport to morphosedimentary beach process at different time and space scales. The examination of the adjustment between longshore sediment transport rates and slope beach face in other coastal sectors covering a more wide spectrum of wave energy will determine the extent of the relationship identified in this study, expanding the analytical horizon of morphodynamic beach processes and scientific input to the coastal sediment management.

**Keywords:** Coastal sediment transport. Beach morphodynamics. Wave refraction and diffraction. Fluorescent tracers.

## RESUMÉ

Cette thèse a cherché à approfondir la compréhension de l'interaction entre les processus orthogonaux et longitudinaux dans la définition du comportement morphodynamique du profil de plage. Les travaux de recherche se sont développés à partir de l'exemple de plages ayant différentes configurations planimétriques situées sur la côte nord de Santa Catarina, Brésil, et soumises à l'incidence de houles obliques de S/SE et ENE.

La méthodologie de travail adoptée comprend l'analyse de profils de plage et de la granulométrie des sédiments de la zone intertidale; la propagation du régime des houles; l'établissement du bilan sédimentaire longitudinal, appuyé sur l'utilisation de traceurs fluorescents pour la calibration d'équations empiriques; la classification morphodynamique des plages à partir du paramètre omega et l'analyse de sa capacité de prévision du comportement morphodynamique des plages soumises à un régime mixte de houles et courants longitudinaux. Les résultats ont indiqué la présence de deux grands domaines granulométriques et morphodynamiques dans la zone d'étude, avec la prédominance de sable moyen et état morphodynamique intermédiaire à réfléchissant associés aux plages exposées et de sable fin et comportement dissipatif à intermédiaire dans les plages plus protégées. La modélisation du régime des houles a mis en évidence la présence de flux hydrodynamique dominant vers le nord, avec son intensité modulée par le degré d'exposition des plages. Les expériences avec les traceurs fluorescents ont indiqué l'équation de Kamphuis-1991 comme étant la plus appropriée à l'établissement du bilan sédimentaire longitudinal dans la zone d'étude. Les résultats ont confirmé la direction de la dérive littorale résultante vers le nord, engendrée par les houles incidentes de S/SE. Les taux de transport sédimentaire ont été situés entre  $200.000\text{m}^3/\text{an}$  et  $550.000\text{m}^3/\text{an}$  pour les plages exposées et entre  $20.000\text{m}^3/\text{an}$  et  $200.000\text{m}^3/\text{an}$  dans les plages moins exposées. La recherche développée a montré l'impact de la dérive littorale résultante sur les processus morphosédimentaires le long des plages, avec l'augmentation et la diminution des taux de transport entre des secteurs adjacents correspondant, respectivement, à une tendance érosive et

d'accrécion, avec l'augmentation de la taille moyenne des sables dans le premier cas et sa réduction dans le second. La pente de la zone intertidale a largement suivi la granulométrie des sédiments et les oscillations des taux de transport résultant, mais les données suggèrent la présence d'interactions entre processus orthogonaux et longitudinaux dans la définition du paramètre le long des plages. Dans ce sens, les résultats ont indiqué une influence plus marquée des processus longitudinaux dans les plages plus protégées, où la capacité de prévision du paramètre  $\omega$  a été limitée. Sur les plages plus exposées, un meilleur ajustement entre  $\omega$  et le comportement morphodynamique observé suggère une plus grande interaction entre processus orthogonaux et longitudinaux. Les résultats ont démontré l'importance du transport longitudinal pour les processus morphosédimentaires sur les plages analysées à différentes échelles spatio-temporelles. L'investigation, sur d'autres secteurs côtiers, et en présence d'un plus large spectre d'énergie, de la relation entre la pente de la plage et le transport sédimentaire identifiée dans l'étude menée, permettra de vérifier l'étendue de ces résultats, élargissant l'horizon analytique des processus morphodynamiques des plages et les supports scientifiques à la gestion du stock sédimentaire côtier.

**Mots clés:** Transport sédimentaire côtier. morphodynamique des plages. Réfraction et diffraction des houles. Traceurs fluorescents.

## LISTA DE FIGURAS

### CAPÍTULO 2

<b>Figura 2.1:</b> Configuração planimétrica das praias.....	69
<b>Figura 2.2:</b> Diferentes setores de uma praia de enseada.....	70
<b>Figura 2.3:</b> Incidência de ondas ao longo de praias de enseada em contexto de equilíbrio estático.....	72
<b>Figura 2.4:</b> Terminologia adotada para o ambiente praial....	76
<b>Figura 2.5:</b> Correntes longitudinais e formação de correntes de retorno nas praias.....	82
<b>Figura 2.6:</b> Modelo de tendência granulométrica na direção do transporte proposto por McLaren (1981).....	87
<b>Figura 2.7:</b> Modelo de transporte sedimentar proposto por McLaren & Bowles, 1985).....	89
<b>Figura 2.8:</b> Intensidade do fluxo e função de transferência sedimentar de acordo com o tamanho médio da partícula (McLaren & Bowles, 1985).....	89
<b>Figura 2.9:</b> Relação entre a distribuição granulométrica ( $X_s$ ) entre dois depósitos sucessivos ( $D_1$ e $D_2$ ).....	90
<b>Figura 2.10:</b> Relação entre declividade da praia, granulometria e energia de onda.....	92
<b>Figura 2.11:</b> Comportamento morfodinâmico do perfil praial de acordo com Wrigth & Short (1984).....	99
<b>Figura 2.12:</b> Estabilidade do estado morfodinâmico praial, direção e taxas de mudanças em função do parâmetro $\Omega$ ....	100
<b>Figura 2.13:</b> Variação típica do perfil praial durante eventos de alta energia.....	104
<b>Figura 2.14:</b> Transporte sedimentar longitudinal por deriva litorânea na face praial e por correntes longitudinais na zona de arrebentação.....	105
<b>Figura 2.15:</b> Padrões de transporte longitudinal na zona costeira.....	107

**Figura 2.16:** Variações nas taxas de transporte sedimentar longitudinal de acordo com a energia das ondas em praias dos Estados Unidos e da Holanda..... 108

**Figura 2.17:** Variações nas taxas de transporte sedimentar longitudinal na zona de arrebentação e de espreadimento..... 109

### **CAPÍTULO 3**

**Figura 3.1:** Localização da área de estudo..... 116

**Figura 3.2:** Vista panorâmica do litoral norte de Santa Catarina abrangendo a área de estudo..... 116

**Figura 3.3:** Mapa geológico da ilha de São Francisco do Sul e seu entorno..... 121

**Figura 3.4:** Posição média dos centros de ação atmosférica e de deslocamento dos sistemas móveis..... 125

**Figura 3.5:** Direção predominante do vento para a região de São Francisco do Sul..... 127

**Figura 3.6:** Freqüências relativas de direções dominantes (a), períodos de pico (b) e alturas significativas (c) para todas as medições de ondas em São Francisco do Sul..... 131

**Figura 3.7:** Vista do setor centro-sul da Praia Grande..... 138

**Figura 3.8:** Vista do setor centro-norte da Praia Grande..... 138

**Figura 3.9:** Vista do setor centro-norte da Praia Grande, mostrando a ocorrência de dunas parabólicas na área de estudo..... 139

**Figura 3.10:** Vista da Praia da Saudade ou Prainha..... 140

**Figura 3.11:** Vista do setor norte da área de estudo mostrando o contexto de relativa proteção das praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu..... 141

**Figura 3.12:** Vista da Praia de Enseada/Ubatuba..... 143

**Figura 3.13:** Vista da Praia de Itaguaçu..... 144

### **CAPÍTULO 4**

<b>Figura 4.1:</b> Localização das estações de monitoramento praias na Praia Grande (A), praia da Saudade (B) e nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu (C).....	149
<b>Figura 4.2:</b> Distribuição granulométrica e assimetria.....	152
<b>Figura 4.3:</b> Batimetria da plataforma continental adjacente à região de São Francisco do Sul.....	163

## **CAPÍTULO 5**

<b>Figura 5.1:</b> Distribuição do tamanho médio do grão na face praias, nas praias oceânicas de São Francisco do Sul.....	176
<b>Figura 5.2:</b> Distribuição do tamanho médio do grão da face praias no setor centro-sul da Praia Grande.....	177
<b>Figura 5.3:</b> Distribuição do tamanho médio do grão da face praias no setor norte da Praia Grande.....	177
<b>Figura 5.4:</b> Distribuição do tamanho médio do grão da face praias entre a praia da Saudade e a praia de Itaguaçu.....	177
<b>Figura 5.5:</b> Desvio padrão da granulometria média dos sedimentos da face praias nas praias oceânicas de São Francisco do Sul.....	178
<b>Figura 5.6:</b> Desvio padrão da granulometria média dos sedimentos da face praias na Praia Grande e praia da Saudade.....	179
<b>Figura 5.7:</b> Desvio padrão da granulometria média dos sedimentos da face praias, nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.....	179
<b>Figura 5.8:</b> Frequência do grau de assimetria nos sistemas praias analisados (1=Praia Grande; 2=P. da Saudade; 3=P. de Enseada/Ubatuba e 4=P. de Itaguaçu).....	181
<b>Figura 5.9:</b> Grau de assimetria para os sedimentos da face praias na Praia Grande.....	181
<b>Figura 5.10:</b> Grau de assimetria para os sedimentos da face praias nas praias da Saudade, Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.....	182

<b>Figura 5.11:</b> Valores de curtose para os sedimentos da face praial, nas praias oceânicas de São Francisco do Sul.....	183
<b>Figura 5.12:</b> Valores de curtose para os sedimentos da face praial na Praia Grande.....	183
<b>Figura 5.13:</b> Valores de curtose para os sedimentos da face praial, entre a praia de Enseada e de Itaguaçu.....	184
<b>Figura 5.14:</b> Valores médios para o tamanho médio do grão (Mz), desvio padrão (Dp), assimetria (Ski) dos sedimentos da face praial e altura de onda na arrebentação (Hb).....	187
<b>Figura 5.15:</b> Correlação entre tamanho médio dos sedimentos da face praial e a altura de onda na arrebentação para o conjunto das praias analisadas.....	190
<b>Figura 5.16:</b> Correlação entre a assimetria dos sedimentos da face praial e a altura de onda na arrebentação para o conjunto das praias analisadas.....	190
<b>Figura 5.17:</b> Correlação entre o tamanho médio dos sedimentos e a altura de onda na arrebentação, na Praia Grande e praia da Saudade.....	191
<b>Figura 5.18:</b> Correlação entre o desvio padrão dos sedimentos e a altura de onda na arrebentação, na Praia Grande e praia da Saudade.....	191
<b>Figura 5.19:</b> Correlação entre tamanho médio dos sedimentos e a distância de referência para o conjunto das praias analisadas.....	194
<b>Figura 5.20:</b> Correlação entre o desvio padrão dos sedimentos e a distância de referência para o conjunto das praias analisadas.....	194
<b>Figura 5.21:</b> Correlação entre tamanho médio do grão da face praial e a distância de referência para adotada para as praias de Enseada/Ubatuba de Itaguaçu.....	195
<b>Figura 5.22:</b> Correlação entre o desvio padrão dos sedimentos da face praial e a distância de referência nas praias expostas.....	196

<b>Figura 5.23:</b> Correlação entre o desvio padrão dos sedimentos da face praial e a distância de referência nas praias mais protegidas.....	196
<b>Figura 5.24:</b> Correlação entre a assimetria dos sedimentos da face praial e a distância de referência nas praias expostas.....	196
<b>Figura 5.25:</b> Freqüência das direções de deriva litorânea na área de estudo durante o monitoramento realizado entre 1995 e 1996.....	205
<b>Figura 5.26:</b> Direção e intensidade das correntes de deriva litorânea durante o monitoramento praial.....	206
<b>Figura 5.27:</b> Comparação entre o coeficiente de determinação dos parâmetros granulométricos pela distância e a freqüência de amostras indicativas de transporte sedimentar longitudinal, segundo o domínio granulométrico (1 - areia média; 2 - areia fina).....	209
<b>Figura 5.28:</b> Comparação entre o coeficiente de determinação dos parâmetros granulométricos pela distância e a freqüência de amostras indicativas de transporte sedimentar longitudinal, segundo o grau de exposição das praias (1 – praias expostas; 2 – praias semi-protegidas).....	210
<b>Figura 5.29:</b> Transporte sedimentar sob diferentes regimes de energia e deslocamento de partículas de diferente granulometria (baseado em McLaren & Bowles (1985).....	218
<b>Figura 5.30:</b> Valores médios para o tamanho médio do grão (a), assimetria (b) e desvio padrão (c) dos sedimentos na Praia Grande.....	220
<b>Figura 5.31:</b> Valores médios dos parâmetros granulométricos (tamanho médio (Mz), assimetria (Ski) e desvio padrão (Dp) ao longo da Praia Grande.....	231
<b>Figura 5.32:</b> Processos sedimentares predominantes e regime de transporte associado nos diferentes setores de tendência granulométrica na Praia Grande.....	232
<b>Figura 5.33:</b> Tamanho médio do grão (a), assimetria (b) e desvio padrão (c) dos sedimentos na praia da Saudade.....	233

<b>Figura 5.34:</b> Concentração de minerais pesados no P11, adjacente ao costão norte da praia da Saudade, dentro do campo de atuação de corrente de retorno no local, indicada pelas setas.....	235
<b>Figura 5.35:</b> Tendências granulométricas na praia da Saudade: padrão A (à direita) e padrão B (à esquerda).....	237
<b>Figura 5.36:</b> Processos sedimentares predominantes e regime de transporte associados aos setores de tendência granulométrica na praia da Saudade.....	237
<b>Figura 5.37:</b> Tamanho médio do grão (a), assimetria (b) e desvio padrão (c) dos sedimentos na praia de Enseada/Ubatuba.....	238
<b>Figura 5.38:</b> Valores médios para os parâmetros granulométricos ao longo da praia de Enseada/Ubatuba.....	242
<b>Figura 5.39:</b> Processos sedimentares predominantes e regime de transporte associado, nos diferentes setores de tendência granulométrica da praia de Enseada/Ubatuba.....	242
<b>Figura 5.40:</b> Tamanho médio do grão (a), assimetria (b) e desvio padrão (c) dos sedimentos na praia de Itaguaçu.....	243
<b>Figura 5.41:</b> Processos sedimentares predominantes e regime de transporte associados, nos diferentes setores de tendência granulométrica da praia de Itaguaçu.....	246

## **CAPÍTULO 6**

<b>Figura 6.1:</b> Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de SE na área de estudo sob condições de baixa energia ( $H_s = 0,5m$ e $T = 8s$ ).....	255
<b>Figura 6.2:</b> Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de SE na área de estudo sob condições médias de energia ( $H_s = 1,5m$ e $T = 10s$ ).....	257
<b>Figura 6.3:</b> Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de SE na área de estudo sob condições de máxima energia ( $H_s = 3,0m$ e $T = 15s$ ).....	259

<b>Figura 6.4:</b> Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de leste na área de estudo sob condições médias de energia ( $H_s = 1,0m$ e $T = 8s$ ).....	263
<b>Figura 6.5:</b> Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de leste na área de estudo sob condições de máxima energia ( $H_s = 1,5m$ e $T = 10s$ ).....	265
<b>Figura 6.6:</b> Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de leste-nordeste na área de estudo sob condições médias de energia ( $H_s = 1,0m$ e $T = 8s$ ).....	267
<b>Figura 6.7:</b> Altura de onda e ângulo de incidência a simulação na arrebentação para a simulação da propagação de ondulações de SE na área de estudo.....	272
<b>Figura 6.8:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação nas praias com maior grau de exposição sob condições de ondulações de SE.....	272
<b>Figura 6.9:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação nas praias com menor grau de exposição sob condições de ondulações de SE.....	272
<b>Figura 6.10:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação para condições ondas de leste na área de estudo.....	276
<b>Figura 6.11:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação nas praias com maior grau de exposição sob condições de ondas de leste.....	276
<b>Figura 6.12:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação nas praias com menor grau de exposição sob condições de ondas de leste.....	276
<b>Figura 6.13:</b> Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência na arrebentação ( $\alpha$ ) para condições ondas de ENE na área de estudo (Cenário III médio - $1,0m - 6s$ ).	279
<b>Figura 6.14:</b> Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência na arrebentação ( $\alpha$ ) nas praias com maior grau de exposição na área de estudo sob condições de ondas de ENE (cenário III médio - $1,0m - 6s$ ).	279

<b>Figura 6.15:</b> Altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação nas praias menor grau de exposição sob condições de ondulações ENE.....	279
<b>Figura 6.16:</b> Valores médios de altura e ângulo de incidência de onda na arrebentação na praia da Saudade, com simulação de ondulações de SE na aplicação de detalhe do modelo REFDIF.....	283
<b>Figura 6.17:</b> Valores médios de altura e ângulo de incidência de onda na arrebentação na praia da Saudade, com simulação de ondas de leste na aplicação de detalhe do modelo REFDIF.....	283
<b>Figura 6.18:</b> Valores médios de altura e ângulo de incidência de onda na arrebentação na praia da Saudade, com simulação de ondas de ENE na aplicação de detalhe do modelo REFDIF.....	283
<b>Figura 6.19:</b> MDT da plataforma continental média e interna adjacente à ao litoral norte de Santa Catarina.....	287
<b>Figura 6.20:</b> MDT, com orientação SE-NW do diagrama, destacando variações na declividade da plataforma continental média e interna no litoral norte de Santa Catarina.....	287
<b>Figura 6.21:</b> MDT, com orientação NE-SW do diagrama, evidenciando variações morfológicas na plataforma continental média e interna adjacente ao litoral norte de Santa Catarina.....	288
<b>Figura 6.22:</b> Perfis batimétricos da plataforma continental média e interna adjacente à Praia Grande e ao segmento costeiro ao sul da ilha de São Francisco do Sul.....	288
<b>Figura 6.23:</b> Perfis batimétricos da plataforma continental interna, adjacente à Praia Grande e ao segmento costeiro ao sul da ilha de São Francisco do Sul.....	289
<b>Figura 6.24:</b> MDT da plataforma interna superior no setor centro-sul da Praia Grande, ilustrando a menor exposição da praia e o menor gradiente da antepraia no setor.....	291

<b>Figura 6.25:</b> MTD da plataforma interna superior no setor centro-norte da Praia Grande, ilustrando o maior gradiente da antepraia no setor.....	291
<b>Figura 6.26:</b> Perfis batimétricos da antepraia nos pontos de monitoramento praiial no setor centro-sul da Praia Grande...	292
Figura 6.27: Perfis batimétricos da antepraia nos pontos de monitoramento praiial no setor centro-norte da Praia Grande.....	292
<b>Figura 6.28:</b> MTD da plataforma interna superior adjacente aos sistemas praiiais de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.....	293
<b>Figura 6.29:</b> MTD da plataforma interna superior adjacente à praia da Saudade, elaborada a partir de levantamento batimétrico efetuado em novembro de 2002 e da carta 1804 da DHN.....	294
<b>Figura 6.30:</b> Valores médios globais para a altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação, relativos à simulação da incidência de ondas de SE, leste e ENE na área de estudo, sob de condições moderadas de energia....	296
<b>Figura 6.31:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação para condições de ondulações de SE na área de estudo.....	297
<b>Figura 6.32:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação no setor centro-sul da Praia Grande para a simulação de incidência de ondulações de SE.....	299
<b>Figura 6.33:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação no setor centro-norte da Praia Grande para a simulação de incidência de ondulações de SE.....	301
<b>Figura 6.34:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação na praia da Saudade na simulação de incidência de ondulações de SE.....	303
<b>Figura 6.35:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação na praia da Saudade na simulação de incidência de ondulações de SE. (aplicação de detalhe do modelo de propagação de ondas).....	303

<b>Figura 6.36:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação na praia de Enseada/Ubatuba na simulação de incidência de ondulações de SE.....	304
<b>Figura 6.37:</b> Fotografia aérea de 1957 mostrando a incidência oblíqua de ondas na praia de Enseada/Ubatuba (escala aproximada da imagem: 1:40.000.....	305
<b>Figura 6.38:</b> Altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação na praia de Itaguaçu na simulação de incidência de ondulações de SE.....	306
<b>Figura 6.39:</b> Energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal (P <sub>ts</sub> ) ao longo dos sistemas praias da área de estudo sob condições moderadas de ondulações de SE.....	307
<b>Figura 6.40:</b> Energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal e tamanho médio do grão da face praial, ao longo das praias.....	310
<b>Figura 6.41:</b> Energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal e assimetria (Ski) dos sedimentos da face praial, ao longo das praias.....	311
<b>Figura 6.42:</b> Energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal e desvio padrão da granulometria média dos sedimentos da face praial, ao longo das praias.....	311

## CAPÍTULO 7

<b>Figura 7.1:</b> Direções de incidência de ondas durante os experimentos com traçadores fluorescentes.....	326
<b>Figura 7.2:</b> Perfis praiais levantados durante a realização dos experimentos com traçadores fluorescentes e posição de injeção do marcador na zona intertidal e do nível da preamar.....	327
<b>Figura 7.3:</b> Dispersão do traçador fluorescente no experimento realizado no P7, sob incidência de ondas de Leste.....	330
<b>Figura 7.4:</b> Dispersão do traçador fluorescente no experimento realizado no P2, sob incidência de ondas de ENE.....	331

<b>Figura 7.5:</b> Dispersão do traçador fluorescente no experimento realizado no P6, sob incidência de ondas de ENE a ESSE.....	332
<b>Figura 7.6:</b> Dispersão do traçador fluorescente no experimento realizado no P16, sob condição de ondas incidentes de SE.....	333
<b>Figura 7.7:</b> Comparação entre transporte sedimentar mensurado e previsto pelas equações utilizadas para o P2.....	343
<b>Figura 7.8:</b> Comparação entre transporte sedimentar mensurado e previsto pelas equações utilizadas para o P16.....	343
<b>Figura 7.9:</b> Comparação entre transporte sedimentar mensurado e previsto pelas equações utilizadas para o P6.....	343
<b>Figura 7.10:</b> Comparação entre transporte sedimentar mensurado e previsto pelas equações utilizadas para o P7.	344
<b>Figura 7.11:</b> Comparação entre a energia potencial do fluxo longitudinal ( $\times 10^{-1}$ ) e as taxas de transporte sedimentar obtidas a partir dos experimentos efetuados e calculadas através da equação de Kamphuis- 1991.....	345
<b>Figura 7.12:</b> Comparação entre a energia potencial do fluxo longitudinal ( $\times 10^{-1}$ ) e as taxas de transporte sedimentar obtidas a partir dos experimentos efetuados e calculadas através da equação do CERC (1984).....	345
<b>Figura 7.13:</b> Comparação entre a energia potencial do fluxo longitudinal ( $\times 10^{-1}$ ) e as taxas de transporte sedimentar obtidas a partir dos experimentos efetuados e calculadas através de Bailard (1984).....	346
<b>Figura 7.14:</b> Transporte médio anual e balanço sedimentar longitudinal anual nas praias da área de estudo da área de estudo, obtidos a partir de dados não refratados.....	351

<b>Figura 7.15:</b> Transporte médio anual e balanço sedimentar longitudinal anual nas praias da área de estudo, obtidos a partir das características das ondas na arrebentação, obtidas no modelamento dos processos de refração e difração.....	351
<b>Figura 7.16:</b> Transporte sedimentar longitudinal resultante, obtido com dados refratados e energia do fluxo longitudinal, para a incidência de ondulações de SE de energia moderada na área de estudo.....	352
<b>Figura 7.17:</b> Transporte médio anual e balanço sedimentar longitudinal anual nas praias expostas da área de estudo (Praia Grande e praia da Saudade).....	356
<b>Figura 7.18:</b> Transporte médio anual e balanço sedimentar longitudinal anual nas praias semi-protegidas da área de estudo (Praia de Enseada/Ubatuba e praia de Itaguaçu).....	357
<b>Figura 7.19:</b> Correlação entre transporte sedimentar resultante médio e energia potencial do fluxo longitudinal para condições médias de SE.....	358
<b>Figura 7. 20:</b> Correlação entre transporte sedimentar resultante médio e granulometria média dos sedimentos da face praial.....	358
<b>Figura 7.21:</b> Desembocadura do canal do Linguado em de 1994, mostrando a presença dos molhes de fixação do canal e a dinâmica de transposição de sedimentos entre a praia de Barra do Sul e a Praia Grande, na direção do transporte sedimentar resultante.....	363
<b>Figura 7.22:</b> Desembocadura do rio Acaraí em 1957(A), após rompimento do pontal e em 1966 (B), com a barra arenosa restabelecida pelo transporte sedimentar longitudinal (escala aproximada das imagens: A - 1:22.000 e B - 1:18.000.....	363
<b>Figura 7.23:</b> Imagem aérea da ponta de Ubatuba (1978), entre as praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, ilustrando a reduzida projeção do obstáculo ao transporte longitudinal (escala aproximada da imagem: 1:38.000.....	364

**Figura 7.24:** Ponta da Saudade e do promontório de Enseada em 1957 (A) e 1966 (B) sob condição de incidência de ondas de SSE, e processos de transporte e de deposição sugerindo o bypassing de sedimentos entre os diferentes sistemas praias (escala aproximada das imagens: A - 1:30.000 e B - 1:40.000..... 366

**Figura 7.25:** Imagem do promontório de Enseada em 1995, mostrando a interferência de estrutura portuária no aporte de sedimentos para o setor sul da praia de Enseada/Ubatuba pela deriva litorânea resultante. (escala aproximada da imagem: 1:15.000..... 367

**Figura 7.26:** Imagem LANDSAT-7 WRS 220.78 de 25/08/1999, ilustrando a presença de ampla faixa de sedimentos em suspensão ao longo das praias na área de estudo..... 368

**Figura 7.27:** Transporte sedimentar resultante médio, energia potencial do fluxo longitudinal e granulometria média dos sedimentos da face praial, nas praias expostas.. 372

**Figura 7.28:** Transporte sedimentar resultante médio, energia potencial do fluxo longitudinal e granulometria média dos sedimentos da face praial, nas praias expostas com menor grau de exposição..... 372

**Figura 7.29:** Vista panorâmica da ilha de São Francisco do Sul na direção norte-sul, ilustrando a ocorrência de feições geomorfológicas associadas ao transporte longitudinal resultante na área de estudo..... 373

## **CAPÍTULO 8**

**Figura 8.1:** Variação do perfil praial na Praia Grande durante o período de monitoramento praial.... 381

**Figura 8.2:** Setor centro-sul da Praia Grande: vista para sul do P1, em fase erosiva (2011)..... 382

<b>Figura 8.3:</b> Setor centro-sul da Praia Grande: vista para sul do P2 em fase deposicional (esquerda) e erosiva (direita), com ataque da duna frontal e maior declividade da face praial.....	382
<b>Figura 8.4:</b> Setor centro-sul da Praia Grande: vista para sul do P2 em fase deposicional (esquerda) e erosiva (direita), com ataque da duna frontal e maior declividade da face praial.....	382
<b>Figura 8.5:</b> Setor central da Praia Grande: vista para sul do P4, em fase erosiva do pós-praia com escarpa na duna frontal (2,0m) e terraço de berma plano-horizontal (2011)l...	383
<b>Figura 8.6:</b> Setor centro-norte da Praia Grande: vista para norte do P5 mostrando, à esquerda, situação similar ao P3, com baixa recuperação da duna frontal após evento extremo de erosão. À esquerda, novo ataque da duna frontal e maior declividade da face praial.....	383
<b>Figura 8.7:</b> Setor centro-norte da Praia Grande: vista para norte do P6 mostrando, à esquerda, situação fase predominantemente deposicional, mas com indícios de erosão na duna frontal. À esquerda episódio erosivo com expressivo ataque da duna frontal, com escarpa da ordem de 2,00 a 2,5m.....	383
<b>Figura 8.8:</b> Setor centro-norte da Praia Grande: vista para norte do P7 ilustrando fase deposicional e a formação de duas bermas (à esquerda) e erosiva (à direita), com ataque da duna frontal e erosão da primeira berma.....	384
<b>Figura 8.9:</b> Setor centro-norte da Praia Grande: vista para sul do P8, mostrando a presença de berma extensa e duna frontal preservada, indicando baixo impacto no setor de evento erosivo que afetou a maioria dos setores da praia (2011).....	384
<b>Figura 8.10:</b> Setor centro-norte da Praia Grande: vista para sul do P8, ilustrando o alargamento da zona de arrebatção em fase predominantemente erosiva do perfil praial.....	384

<b>Figura 8.11:</b> Variação do perfil praiar na praia da Saudade durante o período de monitoramento praiar.....	385
<b>Figura 8.12:</b> Vista da praia da Saudade, mostrando o comportamento dissipativo do sistema praiar, com larga zona de arrebentação, e quebra da onda do tipo deslizante.	385
<b>Figura 8.13:</b> Vista do setor centro-sul da praia da Saudade em direção ao P9, mostrando, à esquerda, fase deposicional do setor sul da praia, com desenvolvimento de duna frontal e fase erosiva com redução da faixa de dunas, à esquerda.....	386
<b>Figura 8.14:</b> Vista do setor central da praia da Saudade (P10), mostrando condições morfológicas extremas para o pós-praia, com desaparecimento da faixa de dunas.....	386
<b>Figura 8. 15:</b> Praia da Saudade, vista para sul do P12, contexto deposicional (à esquerda) e erosivo, com ataque parcial da duna frontal.....	386
<b>Figura 8.16:</b> Variação do perfil praiar na praia de Enseada/Ubatuba (P12, P13 e P14) e de Itaguaçu (P15, P16 e P17) durante o período de monitoramento praiar.....	387
<b>Figura 8.17:</b> Vista para norte do P12, setor sul da praia de Enseada/Ubatuba mostrando a presença de terraço de berma e maior declividade da praia (2011).....	387
<b>Figura 8.18:</b> Vista do P12 para sul ilustrando a variação no estoque sedimentar nesse segmento da praia de Enseada/Ubatuba (2003 à esquerda e 2011 à direita).....	387
<b>Figura 8.19:</b> Setor centro-sul da praia de Enseada/Ubatuba: vista para norte mostrando o segmento praiar de transição entre o setor protegido da praia, e o setor mais exposto (2011).....	388
<b>Figura 8.20:</b> Vista para norte do P13, mostrando a baixa declividade setor centro-norte da praia de Enseada/Ubatuba, comparativamente ao setor centro-sul (2011).....	388
<b>Figura 8.21:</b> Vista para norte do P14, mostrando condição morfológica do perfil praiar no setor norte da praia de Enseada/Ubatuba (2011).....	388

<b>Figura 8.22:</b> Variação do perfil praial na praia de Itaguaçu (P15, P16 e P17) durante o período de monitoramento praial.....	389
<b>Figura 8.23:</b> Vista para sul da praia de Itaguaçu mostrando a ocorrência de arrebetnação do tipo deslizante no local.....	389
<b>Figura 8.24:</b> Vista do setor sul da praia de Itaguaçu (P15) (à esquerda) e do setor central (P16) (à direita), após ocorrência de episódio erosivo com ataque da duna frontal (2011).....	390
<b>Figura 8.25:</b> Setor norte da praia de Itaguaçu (P17). Nota-se, apesar da condição erosiva, a maior declividade da face praial no setor (2011).....	390
<b>Figura 8.26:</b> Vista para sul da praia de Itaguaçu a partir do setor centro-norte da praia sob condição predominantemente deposicional (2009), com o alargamento da faixa de praia e redução da declividade da face praial.....	390
<b>Figura 8.27:</b> Estoque sedimentar e largura média do perfil praial subaéreo.....	392
<b>Figura 8.28:</b> Imagem da praia da Saudade em 1957 (esquerda) e 2009 (direita) ilustrando a presença de corrente de retorno expressiva adjacente ao costão norte da praia (escala aproximada das imagens: 1:14.000 - 1957 e 1:10.500 – 2009.....	402
<b>Figura 8.29:</b> Sistema de banco longitudinal único do tipo banco-canal no setor centro-norte (A) e central (B) da Praia Grande (escala aproximada das imagens: A - 1:35.000 e B - 1:30.000 –.....	405
<b>Figura 8.30:</b> Comportamento morfodinâmico da praia no setor norte da Praia Grande, com sistema de banco e canal longitudinal único e formação de cúspides sobre a face praial.....	405

<b>Figura 8.31:</b> Vista para Leste do setor centro-sul da praia de Enseada/Ubatuba, mostrando a formação de barra arenosa longitudinal pela atuação de deriva litorânea e a ausência de zona de arrebenção significativa no local (1994).....	407
<b>Figura 8.32:</b> Vista do setor norte da praia de Enseada/Ubatuba e do setor sul da praia de Itaguaçu, mostrando a ocorrência no local de sistema de banco único	407
<b>Figura 8.33:</b> Vista do setor norte da praia Itaguaçu, mostrando comportamento morfológico da zona de arrebenção, com sistema de banco único, interrompidos por seqüência de canais transversais à linha de costa.....	407
<b>Figura 8.34:</b> Correlação entre a declividade média da face praial e o parâmetro ômega ( $\Omega$ ) para o conjunto das praias analisadas.....	412
<b>Figura 8.35:</b> Correlação entre a declividade média da face praial e o parâmetro ômega ( $\Omega$ ) para o domínio de areia média (Praia Grande).....	412
<b>Figura 8.36:</b> Correlação entre a declividade média da face praial e o parâmetro ômega para o domínio de areia fina (praias da Saudade, de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu).....	412
<b>Figura 8.37:</b> Valores máximos e mínimos para a declividade da face praial nas praias da área de estudo.....	413
<b>Figura 8.38:</b> Valores máximos e mínimos para o parâmetro ômega ( $\Omega$ ) nas praias da área de estudo.....	413
<b>Figura 8.39:</b> Coeficiente de variação da declividade da face praial ( $\beta$ ) e do parâmetro ômega ( $\Omega$ ).....	414
<b>Figura 8.40:</b> Valores médios para o parâmetro ômega ( $\Omega$ ), ômega teórico ( $\Omega_t$ ) e para a declividade da face praial ( $\beta$ )....	416
<b>Figura 8. 41:</b> Correlação entre tamanho médio do grão e declividade média da face praial nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.....	418
<b>Figura 8.42:</b> Correlação entre altura de onda na arrebenção e declividade média da face praial nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.....	419

<b>Figura 8.43:</b> Correlação entre tamanho médio do grão e energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal no domínio de areia fina (praia da Saudade, de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu).....	420
<b>Figura 8.44:</b> Correlação entre tamanho médio do grão (Mz) e energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal no domínio de areia média (Praia Grande).....	420
<b>Figura 8.45:</b> Correlação entre taxas de TSLR e tamanho médio do grão no domínio de areia média (Praia Grande).....	421
<b>Figura 8.46:</b> Correlação entre taxas de TSLR e tamanho médio do grão no domínio de areia fina (praia da Saudade, de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu).....	422
<b>Figura 8.47:</b> Correlação entre taxas de TSLR e declividade da face praial no domínio de areia média (Praia Grande).....	423
<b>Figura 8.48:</b> Correlação entre taxas de TSLR e a declividade da face praial no domínio de areia fina (praia da Saudade, de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu).....	423
<b>Figura 8.49:</b> Correlação entre taxas de TSLR e volume subaéreo do perfil praial (V) na Praia Grande.....	424
<b>Figura 8.50:</b> Correlação entre taxas de TSLR e volume subaéreo do perfil praial nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.....	425
<b>Figura 8.51:</b> Correlação entre volume e largura média do perfil praial subaéreo nas praias da área de estudo.....	425
<b>Figura 8.52:</b> Correlação entre TSLR e coeficiente de variação do volume subaéreo do perfil praial (CVV) nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.....	426
<b>Figura 8.53:</b> Correlação entre taxas de TSLR e coeficiente de variação do volume subaéreo do perfil praial (CVV) na Praia Grande.....	426
<b>Figura 8.54:</b> Correlação entre taxas de TSLR e coeficiente de variação da largura média do perfil praial (CV) na Praia Grande.....	427

<b>Figura 8.55:</b> Correlação entre taxas de TSLR e coeficiente de variação da largura média do perfil praiial (CV) nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.....	427
<b>Figura 8.56:</b> Correlação entre taxas de TSLR e valor médio para o parâmetro adimensional ômega na Praia Grande.....	429
Figura 8.57: Correlação entre taxas de TSLR e valor médio para o parâmetro adimensional ômega na praia da Saudade.....	429
<b>Figura 8.58:</b> Correlação entre taxas de TSLR e valor médio para o parâmetro adimensional ômega nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.....	429
<b>Figura 8.59:</b> Valores médios para o TSLR e o volume do perfil subaéreo na Praia Grande e na praia da Saudade.....	434
<b>Figura 8.60:</b> Valores médios para o TSLR e o volume do perfil subaéreo nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.....	434
<b>Figura 8.61:</b> Valores médios para o TSLR e a largura do perfil subaéreo na Praia Grande e na praia da Saudade.....	435
<b>Figura 8.62:</b> Valores médios para o TSLR e a largura do perfil subaéreo nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.....	435
<b>Figura 8.63:</b> Valores médios para o TSLR e tamanho médio do grão da face praiial na Praia Grande e na praia da Saudade.....	437
<b>Figura 8.64:</b> Valores médios para o TSLR e tamanho médio do grão da face praiial nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.....	437
<b>Figura 8.65:</b> Valores médios para TSLR e declividade da face praiial na Praia Grande e na praia da Saudade.....	439
<b>Figura 8.66:</b> Valores médios para oTSLR e a declividade da face praiial nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.....	439

## **CAPÍTULO 9**

Figura 9.1: Taxas de transporte sedimentar resultante e processos erosivos recorrentes nas praias da Saudade (A-2011 e B - 2002), de Enseada/Ubatuba (C), de Itaguaçu (C) e no setor entre o P5 e o P6 na Praia Grande (E e F)..... 450

## LISTA DE QUADROS E TABELAS

### CAPÍTULO 5

<b>Quadro 5.1:</b> Síntese do comportamento médio dos parâmetros granulométricos no sentido do transporte sedimentar longitudinal resultante e processos sedimentares atuantes, de acordo com os modelos de tendência granulométrica de McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985) .....	214
--	-----

### CAPITULO 2

<b>Tabela 2.1:</b> Estado morfodinâmico e valor médio de ômega (Wright et al.,1985).....	96
--	----

### CAPITULO 3

Tabela 3.1: Área, densidade de drenagem e comprimento total dos cursos fluviais das bacias hidrográficas da vertente Atlântica no litoral norte de Santa Catarina (SANTA CATARINA, 1986).....	122
---	-----

### CAPITULO 4

<b>Tabela 4.1:</b> Coordenadas geográficas das estações de monitoramento praial.....	148
--	-----

<b>Tabela 4.2:</b> Comparação entre tamanho médio do grão (Mz), assimetria (Ski) e grau de seleção (Dp) entre amostras sucessivas de sedimentos da face praial (01, 02, 03...) relativas ao perfil 1 - P1 e perfil 2 – P2).....	155
---	-----

<b>Tabela 4.3:</b> Relação entre os intervalos numéricos do parâmetro de banco (B*) e o número de bancos a serem formados na praia (Short & Aagaard.1993).....	159
--	-----

## CAPITULO 5

**Tabela 5.1:** Valores médios dos parâmetros estatísticos granulométricos (tamanho médio do grão (Mz), desvio padrão (Dp), assimetria (Sk), curtose (KG') e da altura de onda na arrebentação (Hb) nos pontos de monitoramento do perfil praial..... 185

**Tabela 5.2:** Coeficiente de correlação linear (r) e de determinação ( $r^2$ ) entre a altura da onda na arrebentação (Hb) e o tamanho médio do grão (Mz), o desvio padrão (Dp) e assimetria (Sk) dos sedimentos da face praial ..... 189

**Tabela 5.3:** Coeficiente de correlação linear (r) e de determinação ( $r^2$ ) entre a distância ao longo da costa e o tamanho médio do grão (Mz), o desvio padrão (Dp) e a assimetria (Sk) dos sedimentos da face praial..... 193

**Tabela 5.4:** Coeficiente de correlação linear (r) e de determinação ( $r^2$ ) entre a altura da onda na arrebentação (Hb), o tamanho médio do grão (Mz), o desvio padrão (Dp) e a assimetria (Ski) dos sedimentos da face praial ..... 198

**Tabela 5.5:** Coeficiente de correlação linear (r) e de determinação ( $r^2$ ) entre a distância ao longo da costa e o tamanho médio do grão (Mz), o desvio padrão (Dp) e a assimetria (Ski) dos sedimentos da face praial..... 199

## CAPITULO 6

**Tabela 6. 1:** Direções e respectivas alturas significativas (Hs) e períodos (T) utilizados na aplicação do modelo de propagação das ondas com comprimentos de onda (L) correspondentes e valores de altura de onda na arrebentação previstos segundo Komar & Gaughan (1988)..... 252

**Tabela 6.2:** Valores médios de altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação para ondulações de sudeste de média e máxima energia e valor previsto pela equação de Komar & Gaughan (1979)..... 270

<b>Tabela 6. 3:</b> Valores médios de altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação para incidência de ondas de leste de média e máxima energia e valor previsto pela equação de Komar & Galgam (1979).....	273
<b>Tabela 6. 4:</b> Valores médios de altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação para incidência de ondas de leste-nordeste de média e máxima e valor previsto pela equação de Komar & Gaughan (1979).....	277
<b>Tabela 6. 5:</b> Valores médios de altura (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação, para incidência de ondas de SE (cenário I), leste (cenário II) e leste-nordeste (cenário III) de média e máxima energia, obtidos em aplicação de detalhe do modelo REFDIF na praia da Saudade e previsto pela equação de Komar & Gaughan (1979).....	281
..	
<b>Tabela 6. 6:</b> Valores médios de altura (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação, para incidência de ondas de SE (cenário I), leste (cenário II) e leste-nordeste (cenário III) de média e máxima energia, obtidos na aplicação regional do modelo REFDIF na praia da Saudade e previsto pela equação de Komar & Gaughan (1979).....	281
<b>Tabela 6.7:</b> Altura (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação e intensidade de fluxo hidrodinâmico longitudinal.....	298
<b>Tabela 6. 8:</b> Coeficiente de correlação linear (r) e de determinação ( $r^2$ ) entre o fator de energia do fluxo longitudinal ( $P\ell_s$ ) e a altura de onda (B) e o ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação.....	309
<b>Tabela 6. 9:</b> Coeficiente de correlação linear (r) e de determinação ( $r^2$ ) entre o tamanho médio do grão ( $Mz$ ), a assimetria ( $Ski$ ), o desvio padrão ( $Dp$ ) dos sedimentos da face praial e o fator de energia de fluxo longitudinal ( $P\ell_s$ ), a altura (Hb) e o ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação .....	313

**Tabela 6. 10:** Coeficiente de correlação linear ( $r$ ) e de determinação ( $r^2$ ) entre o tamanho médio do grão ( $Mz$ ), a assimetria ( $Ski$ ), o desvio padrão ( $Dp$ ) dos sedimentos da face praial e o fator de energia de fluxo longitudinal ( $P\ell_s$ ), a altura ( $Hb$ ) e o ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação..... 314

.....  
**Tabela 6.11:** 2: Coeficiente de correlação linear ( $r$ ) e de determinação ( $r^2$ ) entre o tamanho médio do grão ( $Mz$ ), a assimetria ( $Ski$ ), o desvio padrão ( $Dp$ ) dos sedimentos da face praial e o fator de energia de fluxo longitudinal ( $P\ell_s$ ), a altura ( $Hb$ ) e o ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação..... 315

**CAPITULO 7**

**Tabela 7. 1:** Condições oceanográficas durante a realização dos experimentos com traçadores fluorescente..... 326

**Tabela 7. 2:** Características morfométricas da zona intertidal, granulometria e aspectos morfológicos do perfil praial durante a realização dos experimentos com traçadores..... 329

**Tabela 7. 3:** Dados relativos ao volume de traçador fluorescente utilizado em cada teste efetuado e taxas de recuperação do marcador durante a detecção..... 335

**Tabela 7. 4:** Quantificação do transporte sedimentar longitudinal médio, obtida através dos experimentos com traçadores fluorescentes na área de estudo..... 337

**Tabela 7. 5:** Taxas de transporte sedimentar longitudinal médio, previstas pelas equações selecionadas..... 342

**Tabela 7. 6:** Dados hidrodinâmicos e frequência direcional do regime de ondas para a área de estudo (Alves, 1996)..... 349

**Tabela 7. 7:** Taxas de transporte sedimentar médio e balanço sedimentar longitudinal nos sistemas praias da área de estudo, estabelecidos a partir da equação de Kamphuis-1991..... 353

## **CAPITULO 8**

<b>Tabela 8. 1:</b> Parâmetros morfométricos e morfodinâmicos das praias da área de estudo.....	379
---	-----



## SUMÁRIO

	<b>PARTE I.....</b>	<b>53</b>
<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>55</b>
1.1.	PROBLEMÁTICA.....	56
1.2.	JUSTIFICATIVA.....	60
1.3.	OBJETIVOS.....	63
1.3.1.	Objetivo Geral.....	63
1.3.2.	Objetivos Específicos.....	63
1.4.	HIPÓTESES.....	64
1.5.	ESTRUTURA DA TESE.....	65
<b>2.</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>67</b>
2.1.	FORMA PLANIMÉTRICA DAS PRAIAS.....	67
2.1.1.	Praias retilíneas.....	67
2.1.2.	Praias de bolso.....	68
2.1.3.	Praias de enseada.....	70
2.2.	CARACTERIZAÇÃO DO PERFIL PRAIAL TERMINOLOGIA ADOTADA.....	73
2.3.	PROCESSOS HIDRODINÂMICOS COSTEIROS.....	76
2.3.1.	Transformações das ondas em águas rasas.....	77
2.3.1.1.	Refração.....	77
2.3.1.2.	Difração.....	77
2.3.2.	Propagação de ondas na zona costeira: instrumentos analíticos.....	78
2.3.3.	Circulação litorânea .....	79
2.3.3.1.	Arrebentação das ondas.....	79
2.3.3.2.	Processos hidrodinâmicos ortogonais.....	80
2.3.3.3.	Processos hidrodinâmicos longitudinais.....	82

2.4.	SEDIMENTOLOGIA.....	83
2.4.1.	Área fonte e distribuição granulométrica dos sedimentos.....	83
2.4.2.	Granulometria dos sedimentos e morfologia do perfil praial.....	91
2.5.	COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO DO PERFIL PRAIAL.....	93
2.6.	TRANSPORTE SEDIMENTAR COSTEIRO.....	102
2.6.1.	Transporte Sedimentar transversal.....	104
2.6.2.	Transporte Sedimentar longitudinal.....	105
2.6.3.	Quantificação do transporte sedimentar.....	111
2.6.3.1.	Quantificação do transporte sedimentar transversal.....	111
2.6.3.2.	Quantificação do transporte sedimentar longitudinal.....	112
2.6.3.3.	Utilização de traçadores fluorescentes na quantificação do transporte sedimentar longitudinal.....	113
<b>3.</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>115</b>
3.1.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	115
3.2.	GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA.....	117
3.3.	HIDROGRAFIA.....	122
3.4.	CLIMA E CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA.....	123
3.5.	REGIME DE ONDAS.....	128
3.6.	CORRENTES DE DERIVA LITORÂNEA.....	132
3.7.	MARÉS.....	133
3.8.	SISTEMAS PRAIAS OCEÂNICOS.....	134
3.8.1.	Praias expostas.....	136

3.8.1.1.	Praia Grande.....	137
3.8.1.2.	Praia da Saudade.....	139
3.8.2.	Praias semi-expostas.....	140
3.8.2.1.	Praia de Enseada/Ubatuba.....	142
3.8.2.2.	Praia de Itaguaçu.....	143
3.9.	APORTES SEDIMENTARES COSTEIROS.....	144
<b>4.</b>	<b>METODOLOGIA.....</b>	<b>147</b>
4.1.	MONITORAMENTO MORFODINÂMICO DO PERFIL PRAIAL.....	147
4.1.1.	Estudo sedimentológico.....	150
4.1.1.1	Coleta e tratamento granulométrico dos sedimentos.....	150
4.1.1.2.	Tratamento estatístico dos dados granulométricos.....	150
4.1.1.3.	Tendências granulométricas e processos ortogonais e longitudinais.....	154
4.1.2.	Morfometria e Volume do perfil praial.....	155
4.1.3.	Dados Oceanográficos.....	156
4.1.4.	Classificação morfodinâmica do perfil praial.....	157
4.2.	MODELAMENTO DOS PROCESSOS DE REFRAÇÃO E DIFRAÇÃO DE ONDAS.....	160
4.3.	TRANSPORTE SEDIMENTAR TRANSVERSAL E LONGITUDINAL.....	164
4.3.1.	Transporte sedimentar transversal.....	164
4.3.2.	Transporte sedimentar longitudinal.....	165
4.3.2.1.	Aplicação de traçadores fluorescentes na quantificação do transporte sedimentar longitudinal.....	165
4.3.2.2.	Aplicação de fórmulas empíricas na quantificação do transporte sedimentar longitudinal.....	169

4.4.	BALANÇO SEDIMENTAR LONGITUDINAL.....	171
	<b>PARTE II.....</b>	<b>171</b>
<b>5.</b>	<b>SEDIMENTOLOGIA.....</b>	<b>175</b>
5.1.	CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E ANÁLISE DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DO AMBIENTE PRAIAL.....	175
5.2.	CORRELAÇÃO ENTRE PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS E FATORES HIDRODINÂMICOS.....	187
5.2.1	Parâmetros granulométricos e processos ortogonais.....	188
5.2.2	Parâmetros granulométricos e processos longitudinais.....	192
5.3.	DOMÍNIOS GRANULOMÉTRICOS E PROCESSOS LONGITUDINAIS EM LARGA ESCALA TEMPORAL....	201
5.4.	PROCESSOS LONGITUDINAIS E DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA LATERAL.....	203
5.4.1	Correntes de deriva litorânea.....	204
5.4.2	Distribuição granulométrica lateral.....	206
5.4.3	Tendências granulométricas e processos sedimentares.....	213
5.4.3.1.	Praia Grande.....	219
5.4.3.2.	Praia da Saudade.....	233
5.4.3.3.	Praia de Enseada/Ubatuba.....	238
5.4.3.4.	Praia de Itaguaçu.....	242
5.5.	CONCLUSÕES.....	247
<b>6.</b>	<b>REFRAÇÃO E DIFRAÇÃO DE ONDAS E PROCESSOS COSTEIROS ORTOGONAIS E LONGITUDINAIS.....</b>	<b>251</b>

6.1.	PROCESSOS DE REFRAÇÃO E DIFRAÇÃO SOBRE A PLATAFORMA CONTINENTAL.....	252
6.1.1.	Cenário I: Ondas de Sudeste.....	253
6.1.2.	Cenário II: Ondas de Leste.....	260
6.1.3.	Cenário III: Ondas de Leste-Nordeste.....	266
6.2.	ALTURA E ÂNGULO DE INCIDÊNCIA NA ARREBENTAÇÃO.....	268
6.2.1.	Cenário I: Ondulações de Sudeste.....	269
6.2.2.	Cenário II: Ondulações de Leste.....	273
6.2.3.	Cenário III: Ondas de Leste-Nordeste.....	277
6.3.	MORFOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL, REFRAÇÃO E DIFRAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS ONDAS NA ARREBENTAÇÃO.....	285
6.4.	CARACTERÍSTICAS DAS ONDAS NA ARREBENTAÇÃO E VETORES HIDRODINÂMICOS LONGITUDINAIS.....	294
6.4.1.	Praia Grande.....	298
6.4.2.	Praia da Saudade.....	302
6.4.3.	Praia de Enseada/Ubatuba.....	303
6.4.4.	6.4.4. Praia de Itaguaçu.....	305
6.4.5.	Fluxo hidrodinâmico longitudinal e processos sedimentares.....	306
6.5.	CONCLUSÕES.....	321
7.	<b>QUANTIFICAÇÃO DO TRANSPORTE SEDIMENTAR LONGITUDINAL.....</b>	<b>325</b>
7.1.	EXPERIMENTOS COM TRAÇADORES FLUORESCENTES.....	325
7.1.1	Padrão de dispersão do traçador fluorescente.....	329

7.1.2.	Quantificação do transporte sedimentar longitudinal.....	334
7.1.2.1.	Taxas de recuperação do traçador fluorescente.....	334
7.1.2.2.	Taxas transporte sedimentar.....	336
7.2.	APLICAÇÃO DE FÓRMULAS EMPÍRICAS.....	341
7.3.	BALANÇO SEDIMENTAR LONGITUDINAL (BSL).....	348
7.4.	BSL E BYPASSING ENTRE SISTEMAS PRAIAIS.....	360
7.5.	BSL E PROCESSOS SEDIMENTARES.....	368
7.6.	CONCLUSÕES.....	374
<b>8.</b>	<b>TRANSPORTE SEDIMENTAR LONGITUDINAL RESULTANTE (TSLR) E MORFODINÂMICA PRAIAL</b>	<b>377</b>
8.1.	PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS E VARIABILIDADE MORFOLÓGICA DO PERFIL PRAIAL.....	378
8.1.1.	Parâmetros morfométricos.....	378
8.1.1.1.	Volume médio da praia subaérea.....	391
8.1.1.2.	Largura média do perfil praiial.....	392
8.1.1.3.	Declividade da face praiial.....	392
8.1.2.	Variabilidade do perfil praiial.....	393
8.1.2.1	Varição no volume e largura da praia subaérea.....	394
8.1.2.2.	Varição na declividade da face praiial.....	396
8.2.	COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO DO PERFIL PRAIAL.....	398

8.2.1.	Contexto hidrodinâmico.....	398
8.2.1.1.	Parâmetro Relativo de Maré (RTR).....	399
8.2.1.2.	Parâmetro de Similaridade de Surfe ( $\xi$ ).....	400
8.1.2.3.	Parâmetro adimensional de embaimento ( $\delta'$ ).....	401
8.2.2.	Classificação morfodinâmica do perfil praiar.....	402
8.2.2.1.	Parâmetro ômega ( $\Omega$ ).....	403
8.2.2.2.	Parâmetro de Banco ( $B^*$ ).....	404
8.2.2.3.	Estado morfodinâmico modal previsto.....	408
8.3.	COMPARAÇÃO ENTRE COMPORTAMENTO MORFODINAMICO PRAIAL PREVISTO E INDICADO PELA DECLIVIDADE DA FACE PRAIAL.....	411
8.3.1.	Ajuste entre parâmetro ômega e a declividade da face praiar.....	411
8.3.2.	Calibração do parâmetro ômega pela declividade da face praiar.....	415
8.4..	CORRELAÇÃO ENTRE OS PARÂMETROS MORFODINÂMICOS, HIDRODINÂMICOS E O TSLR..	417
8.4.1.	Correlação entre declividade, granulometria e altura de onda na arrebentação.....	418
8.4.2.	Correlação entre a granulometria e o fluxo hidrodinâmico longitudinal.....	419
8.4.3.	Correlação entre TSLR e parâmetros morfodinâmicos.....	421
8.4.3.1.	Correlação entre TSLR e parâmetros morfodinâmicos.....	421
8.4.3.2.	Correlação entre TSLR e declividade da face praiar.....	422
8.4.3.3.	Correlação entre TSLR, volume e largura da praia subaérea.....	423

8.4.3.4.	Correlação entre TSLR e parâmetro $\omega$ .....	428
8.5.	<b>OSCILAÇÕES ESPACIAIS NO TSLR E COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO DO PERFIL PRAIAL.....</b>	<b>431</b>
8.5.1.	TSLR e volume da praia subaérea.....	432
8.5.2.	TSLR e largura da praia subaérea.....	434
8.5.3.	TSLR e granulometria da face praial.....	436
8.5.4.	TSLR, declividade da face praial e tendência morfodinâmica do perfil praial.....	437
8.6.	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>440</b>
	<b>PARTE III.....</b>	<b>443</b>
9.	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>445</b>
10.	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>455</b>

## PARTE I



# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. PROBLEMÁTICA

As praias oceânicas são ambientes formados por sedimentos inconsolidados, depositados e constantemente mobilizados pela ação predominante das ondas e correntes resultantes, conjugada em maior ou menor grau à presença de correntes de maré.

Os processos morfossedimentares praias têm sido tratados na literatura desde a primeira metade do século XX, sendo referência para esse período o trabalho clássico de Johnson (1919). A partir da década de cinquenta as pesquisas na área se intensificaram, tanto do ponto de vista geomorfológico como sob a ótica da engenharia costeira. Entre as inúmeras contribuições destacam-se os trabalhos de King (1959), Sonu (1973), Komar (1976), Davis (1978), Horikawa (1988), Carter (1988) e as pesquisas desenvolvidas pela “escola australiana de geomorfologia costeira”, sintetizadas na obra de Short (1999).

O estudo das variações morfológicas do perfil praias com abordagem bi-dimensional e a identificação de perfis de acreção e erosão deram lugar, nos anos setenta, aos primeiros estudos tridimensionais, com o estabelecimento de modelos evolutivos complexos do ambiente praias subaéreo e da zona de arrebenção (DAVIS & FOX, 1972; SONU, *op. cit.*; SASAKI & HORIKAWA; 1975). Investigações conduzidas por Guza & Inman (1975), levaram à classificação do perfil praias quanto ao grau de reflectividade ou de dissipação das ondas incidentes pela face praias e ao reconhecimento de um comportamento transicional entre as duas condições extremas. Entre as décadas de setenta e noventa, as pesquisas desenvolvidas pela “escola australiana de geomorfologia” ampliaram as perspectivas na abordagem tridimensional de classificação morfodinâmica do perfil praias, abrangendo o comportamento evolutivo associado entre a praia emersa e a zona de arrebenção (WRIGHT & THOM, 1977; WRIGHT *et al.*, 1979; SHORT, 1979; WRIGHT & SHORT, 1984).

Introduzido por Wright & Thom (*op. cit.*), o termo morfodinâmica traduz o mútuo ajuste entre a topografia e a dinâmica dos fluidos que envolvem o transporte sedimentar. Em outras palavras, define a relação recíproca entre forma e

processo, com o ajuste da morfologia do perfil praial em resposta às forças hidrodinâmicas, representadas principalmente pela ação das ondas e correntes de marés e, por sua vez, o condicionamento das características desses processos hidrodinâmicos pela configuração morfológica da praia.

O enfoque morfodinâmico adotado pela escola australiana, com o monitoramento das condições morfológicas e hidrodinâmicas do perfil praial, possibilitou uma melhor compreensão do comportamento morfológico das praias arenosas. A partir de dados obtidos para a costa australiana e com base no parâmetro adimensional de Dean (1973), Wright & Short (1984) propuseram um modelo predictivo que descreve o comportamento morfológico do ambiente praial. O modelo é fundamentado nos processos dinâmicos transversais à linha de costa, que traduzem a interação entre a energia das ondas na arrebentação e as características granulométricas da praia.

O modelo proposto, testado principalmente em condição de micromarés, permite a classificação do comportamento morfodinâmico modal do perfil praial em seis estados morfológicos, delimitados pelos extremos dissipativo e reflectivo, bem como a análise evolutiva, em escala temporal e espacial, dos estados morfodinâmicos identificados.

O modelo de Wright & Short (*op. cit.*) tem sido amplamente empregado nas duas últimas décadas. Apesar da grande aceitação quanto à sua aplicabilidade em praias submetidas a um regime de micromarés, alguns problemas de adequação do estado morfodinâmico previsto pelo modelo e observado têm sido relatados por diferentes autores (MASSELINK & PATTIARATCH, 2001, ANFUSO *et. al.*, 2003; JACKSON *et. al.*, 2005).

Para a costa brasileira, Calliari *et al.* (2003) sugerem a maior aplicação do modelo de classificação morfodinâmica da escola australiana em praias sob regime de micromarés e dominadas por ondulações de energia moderada a alta. Para as praias com menor grau de exposição e dominadas por vagas, os autores destacam a possibilidade de diferenças entre o estado morfodinâmico previsto e observado. Inconsistências dessa ordem foram relatadas por Abreu de Castilhos (1995) e Klein & Menezes (2001) em praias da costa central e centro-norte do

estado de Santa Catarina e por Muehe (1998) em praias do Rio de Janeiro.

Komar (1998) também relaciona a possibilidade de inadequações do modelo proposto por Wright & Short (1984) a particularidades locais. Dentro dessa perspectiva, a defasagem entre estado morfodinâmico previsto e observado tem sido mais comumente relacionada às variações no grau de exposição dos sistemas praias e suas conseqüências na distribuição de energia das ondas ao longo da costa, bem como às características granulométricas iniciais do estoque sedimentar praias, associadas à fonte de sedimentos.

Alguns poucos trabalhos têm relacionado inconsistências entre comportamento morfodinâmico previsto e dados de campo à ocorrência de processos de rotação praias, decorrente da inversão de vetores de transporte sedimentar longitudinal, ocasionada por oscilações sazonais no regime de ondas. Resultados dessa natureza foram obtidos por Masselink & Pattiaratch (2001) em estudo na costa ocidental da Austrália. Tais resultados levantam a questão sobre o papel do transporte sedimentar longitudinal no comportamento morfodinâmico do perfil praias.

Embora o transporte sedimentar longitudinal venha recebendo maior atenção pelos pesquisadores nas últimas décadas, as relações entre deriva litorânea e a as características morfológicas do perfil praias têm sido pouco exploradas. Uma das razões para esse quadro reside nas dificuldades de se integrar, nos estudos realizados, as diferentes escalas temporais e espaciais de atuação dos processos costeiros.

Classicamente, as variações na morfologia do perfil praias são atribuídas às oscilações no nível de energia das ondas incidentes, ou seja, aos processos morfossedimentares ortogonais atuantes sobre o ambiente praias. De acordo com Hardisty (1990) e outros autores, os processos ortogonais são responsáveis pelas variações morfodinâmicas do perfil praias de curto prazo, enquanto os processos longitudinais respondem pela evolução da linha de costa no longo prazo.

A abordagem dos processos de sedimentação costeira em diferentes escalas foi inicialmente proposta por Horikawa (1981), com a classificação de fenômenos operantes em três escalas

espaço-temporais: macro-escala, que traduzem as tendências gerais dos processos costeiros; meso-escala, que incluem variações na linha de costa, na topografia do ambiente praiar e a formação de barras e cúspides sob ação das correntes e, por fim, fenômenos operantes em micro-escala, que abrangem os diferentes processos resultantes da interação entre ondas incidentes e correntes.

Larson & Kraus (1995) ampliaram o conceito proposto por Horikawa (1981) para o tratamento da dinâmica sedimentar e das variações morfológicas do perfil praiar, classificando os processos atuantes em: mega-escala, onde as variações ocorrem em escala de décadas a séculos, implicando em variações morfológicas de larga escala; macro-escala, que traduzem variações em escala sazonal ou anual, sobre distâncias de quilômetros; meso-escala, abrangendo distâncias métricas até um quilômetro, com a ocorrência de transporte sedimentar residual sobre vários períodos de onda, e processos de micro-escala, atuantes sobre comprimentos de milímetros até centímetros, relacionados a sub-períodos até vários períodos de onda.

De acordo com Horikawa (*op. cit.*), em teoria, a completa superposição de fenômenos atuantes em micro-escala deveria compor os fenômenos de meso-escala e a superposição destes levaria aos fenômenos operantes em macro-escala. Para De Vriend (1997), processos operantes em diferentes escalas não podem ser separados e podem sofrer influência mútua, sendo explícito o condicionamento de fenômenos atuantes em pequena escala por aqueles de larga escala e vice-versa. Para o autor, lidar com a interação entre essas diferentes escalas é um dos maiores desafios para a modelagem dos processos morfodinâmicos costeiros.

Outra limitação para a investigação das interações entre processos de transporte longitudinal e comportamento morfodinâmico praiar estaria na dificuldade de se acoplar processos longitudinais e ortogonais de transporte sedimentar nos modelos preditivos de variações morfológicas do ambiente praiar, em particular da praia subaérea. De acordo com Van Rijn *et. al.* (2003), a complexidade dos processos hidrodinâmicos operantes na face praiar e as características tridimensionais das

feições morfológicas resultantes limitam o alcance dos modelos existentes. De Vriend (1991) sugeriu que as limitações inerentes à modelagem das interações entre transporte sedimentar e evolução morfológica praial resultam do conhecimento insuficiente dos processos que governam essas interações, bem como da forma como esses processos são descritos por meio de equações.

Embora fundamentalmente associados à incidência oblíqua de ondas na costa, dentro da perspectiva apontada por Horikawa (1981) e De Vriend (*op cit.*), os processos morfossedimentares longitudinais atuam concomitantemente aos processos ortogonais em diferentes escalas espaço-temporais. Por sua vez, a magnitude dos processos longitudinais é modulada pelas características das ondas, pela granulometria e morfologia da praia, fatores esses que determinam igualmente o comportamento morfodinâmico do perfil praial.

Tanto os processos ortogonais quanto os longitudinais são influenciados pelo grau de exposição da linha de costa, pela orientação da praia em relação às ondulações incidentes e pelos efeitos da refração e difração das ondas que se propagam sobre a zona costeira.

Com base na problemática levantada, a presente tese de doutorado aborda a dinâmica processual das praias arenosas oceânicas, buscando elucidar as inter-relações entre processos morfossedimentares longitudinais e ortogonais na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praial, através da análise de três diferentes tipos de sistemas praias do litoral norte do estado de Santa Catarina.

Submetidos à incidência oblíqua de ondas, os sistemas praias selecionados apresentam diferentes contextos de exposição da linha de costa, incluindo uma praia extensa de conformação retilínea, duas praias de bolso e uma praia parabólica. Do ponto de vista sedimentológico, o primeiro e os dois últimos sistemas são compostos por sedimentos de características granulométricas distintas.

Entre as questões desenvolvidas no presente trabalho estão:

- o papel dos processos de transporte sedimentar costeiro na configuração, em larga escala temporal, de domínios granulométricos distintos na área de estudo;

- a contribuição do regime regional de ondas e dos processos de refração e difração sobre a plataforma continental, na definição da intensidade dos processos ortogonais e longitudinais na área de estudo;

- a relação entre intensidade do transporte sedimentar longitudinal e processos morfossedimentares predominantes em meso escala espaço-temporal, ao longo dos diferentes sistemas praias abordados;

- a relação entre processos morfossedimentares longitudinais e ortogonais na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praias.

## **1.2. JUSTIFICATIVA**

O desenvolvimento da presente tese tem sua motivação na necessidade de se ampliar o conhecimento sobre os processos longitudinais e ortogonais de transporte sedimentar que operam sobre a zona litorânea, e suas implicações para o comportamento dinâmico e evolutivo do ambiente praias.

O entendimento desses processos é de fundamental importância para o planejamento e uso sustentável da zona costeira. Considerada patrimônio natural e econômico, a zona costeira abriga atualmente grande parte da população mundial, sendo palco de diversas atividades sócio-econômicas. Dentre essas, se destacam as atividades portuárias e a ocupação urbana da orla, que apresentam grande potencial de impacto sobre a dinâmica sedimentar costeira.

Enquanto a instalação de portos introduz comumente perturbações no trânsito sedimentar longitudinal, a urbanização da orla resulta, freqüentemente, em interferências no balanço sedimentar transversal à linha de costa. Em muitos casos, os dois tipos de processos se somam, acentuando a degradação do balanço sedimentar da orla.

As características dinâmicas do ambiente praias conferem às praias arenosas grande vulnerabilidade à erosão costeira. Nesse contexto, as interferências antrópicas no balanço sedimentar transversal e longitudinal à costa podem comprometer a manutenção do estoque sedimentar dos sistemas praias, com a aceleração dos processos erosivos.

De acordo com Paskoff (1985), além do impacto de obras portuárias e do avanço da urbanização sobre o ambiente praias, o balanço sedimentar nas praias pode ser afetado por outras formas de intervenção na zona costeira. Essas intervenções incluem as obras de proteção costeira, a atividade de mineração no perfil praias emerso ou submerso e a captação excessiva de água subterrânea, que leva ao rebaixamento do nível freático dos terrenos, favorecendo os processos erosivos. O autor destaca ainda o papel da construção de barragens que limita os aportes sedimentares fluviais para a zona costeira.

Segundo Bird (1985) dois terços das praias mundiais sofrem com a erosão costeira. Esse quadro torna-se relevante diante da grande concentração populacional na zona costeira, que abriga a maioria das grandes cidades do planeta (NICHOLLS, 1995). Na costa brasileira, onde vive aproximadamente 25% da população do país (IBGE, 2000), o problema da erosão costeira afeta cerca de 35% do litoral, atingindo particularmente as praias arenosas (MUEHE, 2006, NEVES & MUEHE, 2008).

Diante desse cenário, a erosão marinha se tornou um dos maiores problemas que afetam a zona costeira em escala mundial. A preocupação com os impactos das interferências antrópicas sobre a dinâmica sedimentar na orla tem motivado o estabelecimento de diretrizes específicas ao tema, no âmbito das políticas governamentais voltadas ao gerenciamento costeiro.

Dentro dessa perspectiva, o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro - PNGC, instituído no Brasil pela lei nº 7.661/88, regulamentada posteriormente pelo Decreto nº 5.300/04, determina, como princípio fundamental para a gestão costeira, a necessidade de se considerar a ocorrência de processos de transporte sedimentar na orla. As diretrizes estabelecidas para a costa brasileira preconizam a observância, na faixa marítima, da área onde a atuação de processos de

transporte sedimentar promove a modificação topográfica do fundo marinho e, no limite terrestre, aquela área onde o efeito dos aportes sedimentares sobre os ecossistemas marinhos é mais significativo.

Sobre os limites da orla, o PNGC instituiu para a área marinha a isóbata de 10 metros, considerada como a profundidade a partir da qual a ação das ondas passa a influenciar mais efetivamente a topografia do fundo marinho próximo, com o transporte de sedimentos em direção à costa. Para o limite terrestre da orla, o PNGC determina que as áreas sujeitas à erosão recebam tratamento especial, incluindo a realização de estudos específicos para definição da largura adequada de faixa de amortecimento a ser considerada. As diretrizes para a definição dos limites da orla preconizam ainda a alteração ao longo do tempo dos limites estabelecidos. Essa possibilidade de alteração é justificada pelo diagnóstico de eventual tendência erosiva da linha de costa em intervalos decenais, capaz de modificar a largura inicialmente prevista para os segmentos submersos e emersos da orla.

Uma das conseqüências da degradação da orla pelos processos erosivos é a perda de seu valor paisagístico e, conseqüentemente turístico. Aliado à ameaça de destruição de patrimônio público e privado, esse contexto pode representar importantes perdas econômicas para a sociedade.

As soluções mais utilizadas na atualidade no combate à erosão costeira incluem a construção de estruturas pesadas de engenharia para proteger as instalações urbanas, portuárias ou industriais e a alimentação artificial de praias arenosas para recompor o estoque sedimentar praial. Essas soluções apresentam custo elevado e têm, freqüentemente, caráter paliativo, na medida em que demandam manutenção periódica.

Nos Estados Unidos milhões de dólares são investidos todos os anos na recuperação do ambiente praial e, na Europa, países como Portugal têm aumentado os investimentos anuais em projetos dessa natureza, visando a manutenção de suas praias.

Ao longo do litoral brasileiro são encontrados vários iniciativas de contenção da erosão costeira, incluindo projetos de

engordamento artificial de praias arenosas (ARAÚJO *et. al.*, 2007; NEVES & MUEHE, 2008).

Na região Sul do Brasil, a zona costeira do estado de Santa Catarina se destaca pela concentração demográfica, abrigando mais da metade da população do estado. Esse contexto resulta em forte pressão sobre a orla, que sofre com problemas de erosão costeira, com destaque para as praias da costa central, centro-norte e norte do estado.

Entre os fatores naturais que condicionam a suscetibilidade das praias arenosas à erosão estão as características morfodinâmicas do perfil praiial e a presença de vetores longitudinais de transporte sedimentar. Esse quadro coloca a necessidade de se ampliar o conhecimento sobre a interação entre os processos morfossedimentares ortogonais e longitudinais nos sistemas praias, buscando contribuir para o uso e ocupação sustentável da orla, através da gestão do estoque sedimentar costeiro.

### **1.3. OBJETIVOS**

#### **1.3.1. Objetivo Geral**

A presente tese tem como principal objetivo analisar as possíveis interações entre processos ortogonais e longitudinais na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praiial, com ênfase na contribuição do transporte sedimentar longitudinal, a partir do exemplo de três diferentes sistemas praiiais do litoral norte do estado de Santa Catarina.

O estudo proposto visa contribuir para elucidação dos processos morfossedimentares praiiais em meso e macro escala espaço-temporal, subsidiando o planejamento voltado ao uso sustentável da orla na costa regional.

#### **1.3.2. Objetivos Específicos**

Para alcançar o objetivo geral definido a presente pesquisa inclui os seguintes objetivos específicos:

- Caracterizar a distribuição granulométrica dos sedimentos ao longo dos sistemas praias abordados e analisar sua relação com o grau de exposição da linha de costa, processos ortogonais e vetores longitudinais de transporte sedimentar;

- Identificar a distribuição de energia e ângulo de incidência das ondas na arrebentação ao longo das praias, buscando analisar sua relação com os processos de refração e difração decorrentes da interação do regime regional de ondas com as características morfológicas da plataforma continental adjacente;

- Analisar o papel das características das ondas na arrebentação na determinação de fluxo hidrodinâmico longitudinal na área de estudo, com destaque para a ocorrência vetores de fluxo longitudinal dominante;

- Estabelecer uma primeira avaliação quantitativa do transporte sedimentar longitudinal e do balanço anual de sedimentos por deriva litorânea nas praias analisadas, buscando identificar a relação entre a magnitude do transporte sedimentar resultante com fatores hidrodinâmicos, processos morfossedimentares predominantes e o comportamento da granulometria dos sedimentos da face praial;

- Identificar o comportamento morfodinâmico dos diferentes sistemas praias oceânicos abordados e analisar sua relação com a interação entre processos ortogonais e longitudinais.

#### **1.4. HIPÓTESES**

Com base nos questionamentos levantados no escopo da presente tese, são apresentadas abaixo as hipóteses de trabalho que balizaram o desenvolvimento da pesquisa:

- A incidência oblíqua de ondas de quadrante sul com transporte sedimentar longitudinal resultante para norte, e a presença de estoque sedimentar praial originalmente bimodal definem, em larga e meso escala espaço-temporal, a ocorrência de dois domínios granulométricos distintos nas praias da área de estudo. Esses domínios representados por areia média e fina e controlados pelo grau de exposição da linha de costa;

- A interação entre processos refrativos e difrativos das ondas sobre a plataforma continental adjacente, a orientação da

linha de costa e a morfologia da praia controlam a magnitude do transporte sedimentar longitudinal;

- A ocorrência de transporte sedimentar longitudinal residual para norte, além de influenciar as características granulométricas dos sedimentos, também resultaria no aumento do estoque sedimentar praias na direção do transporte resultante. A partir desse cenário, a interação entre processos longitudinais e ortogonais definiria as características do comportamento morfodinâmico do perfil praias;

- Considerando a ocorrência de transporte sedimentar longitudinal, o comportamento morfodinâmico das praias é influenciado pela variação no grau de exposição da linha de costa, o qual controla a interação entre processos ortogonais e longitudinais;

- A ocorrência de transporte residual costeiro para norte, aliada à presença de obstáculos na linha de costa, representados pelo embasamento cristalino ou por estruturas antrópicas, limita o aporte sedimentar longitudinal para o setor sul das praias, conferindo maior suscetibilidade desses setores dos sistemas praias aos processos erosivos costeiros.

## **1.5. ESTRUTURA DA TESE**

A apresentação dos trabalhos de pesquisa desenvolvidos no âmbito da presente tese está estruturada em três partes principais. A primeira parte é composta por quatro capítulos iniciais, de introdução ao tema da pesquisa e contextualização geral da tese de doutorado. Após abordagem no capítulo 1 da temática, justificativa, objetivos e hipóteses científicas, são apresentados, no capítulo 2, os fundamentos teóricos que nortearam o desenvolvimento da tese, assim como a terminologia e definições adotadas referentes ao ambiente praias. O capítulo 3 traz as características físicas da área de estudo, enquanto o capítulo 4 apresenta a metodologia adotada nas diferentes etapas de da pesquisa.

A segunda parte, que reúne outros quatro capítulos, apresenta os resultados e discussão relativos às diferentes abordagens do tema em estudo. Os capítulos 5 e 6 são dedicados, respectivamente, ao estudo sedimentológico e

hidrodinâmico das praias. Nos capítulos 7 e 8 são apresentados respectivamente, os resultados e análise referentes ao transporte sedimentar longitudinal e à interação entre processos longitudinais e morfodinâmica praial na área de estudo. Ao final de cada capítulo são apresentadas as principais conclusões do estudo específico realizado, buscando, entretanto, integrar as conclusões obtidas nos capítulos precedentes, estabelecendo a interdependência dos processos analisados.

A terceira e última parte inclui dois capítulos. No capítulo 9 são apresentadas as considerações finais acerca da pesquisa desenvolvida e das implicações do transporte longitudinal para a ocorrência de processos erosivos mais acentuados na área de estudo, além de apontar as perspectivas em relação às possibilidades futuras de investigação na área temática. O capítulo 10 é dedicado as referências bibliográficas que fundamentaram o desenvolvimento da pesquisa.

## **2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

Este capítulo aborda o referencial teórico que norteou o desenvolvimento da pesquisa de tese, abrangendo os seguintes temas: forma planimétrica e orientação da linha de costa em relação às ondulações dominantes, que determinam a prevalência de processos costeiros ortogonais ou longitudinais nas praias; terminologia adotada para o ambiente praias; componentes hidrodinâmicos, sedimentológicos e morfológicos envolvidos na análise do comportamento morfodinâmico do perfil praias e na definição da magnitude dos processos morfossedimentares ortogonais e longitudinais na zona costeira.

### **2.1. FORMA PLANIMÉTRICA DAS PRAIAS**

As praias oceânicas podem assumir configurações planimétricas distintas, definidas pelo grau de controle geológico exercido pelo embasamento sobre a linha de costa e pelo padrão direcional de incidência das ondas na zona costeira. A interação entre esses dois fatores determina o grau de exposição das praias.

De acordo com Woodroffe (2002), as praias podem assumir configuração planimétrica alongada e retilínea ou se apresentar na forma de praias de bolso ou de enseada (Figura 2.1).

#### **2.1.1. Praias retilíneas**

As praias alongadas e retilíneas resultam da ausência de controle estrutural direto do embasamento rochoso na linha de costa. Sua conformação constitui feição fisiográfica marcante na zona costeira, podendo atingir desde dezenas até mais de 100 km de extensão, apresentando freqüentemente alto grau de exposição às ondulações incidentes.

A formação desse tipo de praia é condicionada pela abundância de material sedimentar na zona costeira, estando comumente relacionada à presença de planícies costeiras bem desenvolvidas, predominantemente arenosas, e à ocorrência de

sistemas deposicionais do tipo “barreira-laguna”, associados às oscilações do nível do mar durante o Quaternário.

De acordo com o ângulo de incidência das ondulações, as praias retilíneas podem ser dominadas por espraiamento das ondas ou por correntes longitudinais (WOODROFFE, 2002). No primeiro caso, o ângulo de incidência das ondas dominantes com a costa é praticamente nulo, com o alinhamento das frentes de onda paralelamente à face praial resultando na ausência de transporte longitudinal, prevalecendo a ocorrência de processos morfossedimentares ortogonais. Segundo Woodroffe (*op.cit.*), esse comportamento é relativamente raro, com a incidência das ondas acarretando, na maioria dos casos, na formação de algum ângulo com a linha de costa. Quando dominadas por correntes longitudinais, as ondas atingem a praia obliquamente, levando ao transporte sedimentar por deriva litorânea.

A ocorrência de praias retilíneas marca a zona costeira em diferentes locais no mundo. No Brasil, alguns exemplos são representados pelos segmentos praias associados às restingas de Araruama e Marambáia no Rio de Janeiro, com extensão aproximada de 35 e 42 km respectivamente e o segmento praial do litoral sul de Santa Catarina, que se estende por cerca de 120 km, além da praia do Cassino, no litoral do Rio Grande do Sul, com aproximadamente 220 km de extensão.

### 2.1.2. Praias de bolso

As praias de bolso são delimitadas pela presença de promontórios em ambas as extremidades, apresentando pequena extensão, freqüentemente inferior a dois quilômetros. Ocorrem principalmente em zonas costeiras caracterizadas por embaiamentos e, teoricamente, não efetuam trocas sedimentares ou muito pouco com setores costeiros adjacentes (WOODROFFE, *op.cit.*).

Dependo do grau de projeção dos promontórios que as delimitam e da incidência das ondulações, as praias de bolso podem mostrar variações na configuração planimétrica e na orientação linha de costa, exibindo aspecto relativamente retilíneo ou diferentes ângulos de curvatura. A projeção dos

promontórios define também o maior ou menor grau de proteção das praias de bolso em relação às ondulações incidentes.

As praias de bolso têm recebido pouca atenção na literatura. Entre as referências mais recentes pode ser citado o trabalho de Finkl (2004), que abordou a configuração de setores costeiros rochosos em estudo sobre a classificação geomorfológica da zona costeira. Brunel & Sabatier (2007) e Pranzini & Rosas (2007) estudaram a evolução da linha de costa e a erosão costeira nas praias de bolso, através de exemplos da costa mediterrânea francesa e italiana, respectivamente. Em outro estudo, Dehouck *et al.* (2009) investigaram os processos hidrodinâmicos em praias de bolso situadas na costa noroeste da França.

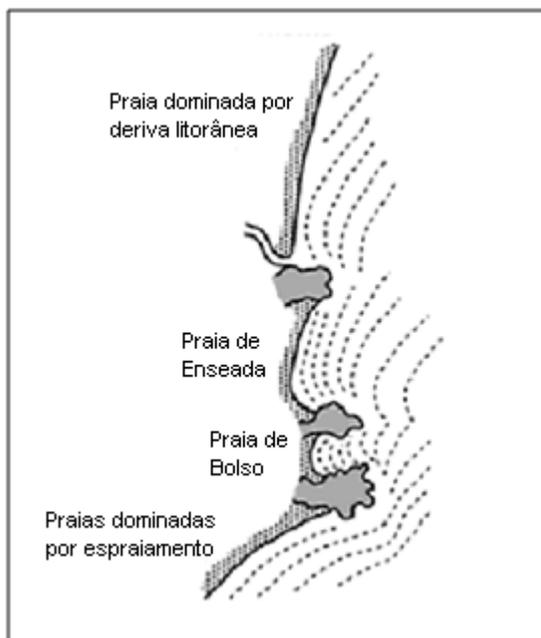
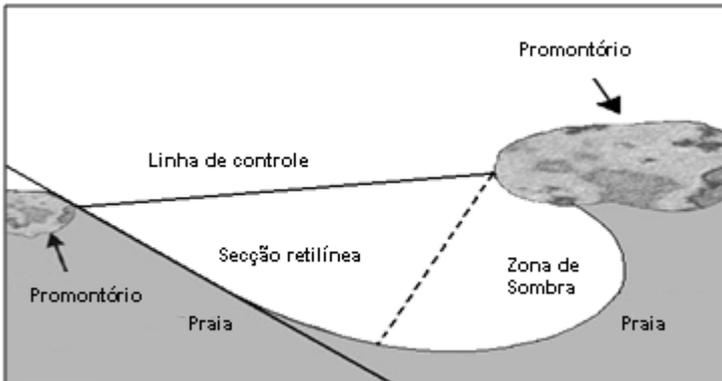


Figura 2. 1: Configuração planimétrica das praias (adaptado de Woodroffe, 2002).

### 2.1.3. Praias de enseada

As praias de enseada representam outro padrão planimétrico recorrente nas áreas onde o embasamento rochoso atinge a costa, podendo apresentar variada extensão e maior ou menor grau de curvatura da linha de costa. Delimitadas em suas extremidades por blocos do embasamento rochoso, essas praias são caracterizadas pela presença de um promontório mais pronunciado em uma de suas extremidades. De acordo com Silvester & Hsu (1993), essa característica resulta em uma forma em planta assimétrica do arco praial, com o desenvolvimento de uma zona de sombra adjacente ao promontório mais proeminente, marcada por forte curvatura da linha de costa, seguida de uma zona de transição levemente curvada e de um segmento relativamente retilíneo tangencial, em direção à outra extremidade da praia (Figura 2.2).



**Figura 2. 2: Diferentes setores de uma praia de enseada (Vargas et al. (2002).**

As características planimétricas das praias de enseada induzem à ocorrência de processos difrativos das ondas em torno do promontório de controle. Esse contexto resulta em variação longitudinal da energia de onda e direção de incidência ao longo da praia, definindo um setor mais protegido na zona de sombra associada ao promontório, onde as alturas de ondas são menores. Nos demais segmentos, a praia se torna

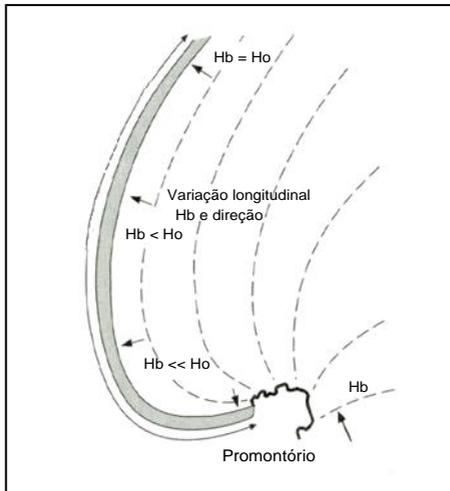
progressivamente mais exposta, com o aumento contínuo da altura de ondas nessa direção (Figura 2.3).

As praias de enseada têm recebido relativa atenção na literatura, com a utilização de vários modelos numéricos e analíticos para reproduzir sua forma planimétrica. Algumas das variáveis consideradas nesses modelos referem-se à energia das ondas, ao tamanho dos sedimentos e à declividade da praia.

Entre os trabalhos mais representativos na literatura sobre as praias de enseada podem ser citados estudos realizados por Krumbein (1944), Silvester (1960), Yasso (1965), Leblond (1979), e Hsu *et al.* (1987), Silvester & Ho (1972), Silvester & Hsu (1993), Moreno & Kaus (1999) e Klein & Menezes (2001).

Vários termos foram propostos para designar as praias de enseada. Entre as denominações encontradas na literatura estão as de praia logarítima em espiral (*logarithmic spiral beaches*), (KRUMBEIN, *op.cit.*; YASSO, *op.cit.*) e praia parabólica (HSU & EVANS, 1989), associados a modelos numéricos explicativos; praia em forma de meio-coração (*half heart shaped bays*) (SILVESTER, *op.cit.*), e praia de enseada associada a promontório (*headland bay beach*), proposto por Yasso (*op.cit.*).

De acordo com o modelo parabólico apresentado por Hsu & Evans (*op.cit.*) e retomado por Silvester & Hsu (*op.cit.*), a configuração em planta desse tipo de praia pode apresentar equilíbrio estático ou dinâmico. Segundo Silvester (1974) e Leblond (*op. cit.*), em condição de equilíbrio estático, ocorre o ajuste das ondulações incidentes ao longo do arco praiial, com o alinhamento da arrebentação das ondulações simultâneo e paralelamente à linha de costa, conforme ilustrado na figura 2.3. Nesse caso a praia seria dominada por processos ortogonais associados à arrebentação e ao espraiamento das ondas, não sendo afetada por aportes de sedimentos e praticamente sem a ocorrência de transporte sedimentar longitudinal.



**Figura 2. 3: Incidência de ondas ao longo de praias de enseada em contexto de equilíbrio estático (adaptado de Short, 1999).**

Quando em equilíbrio dinâmico, a incidência oblíqua das ondas nas praias de enseada promove a ocorrência de transporte sedimentar longitudinal e a praia é dominada por correntes de deriva litorânea, com a entrada de sedimentos no sistema.

Para Bremner (1983), o cenário de equilíbrio estático representa uma situação ideal, na medida em que o gradiente lateral de altura de onda na praia resultaria em correntes longitudinais em direção à zona de sombra, capazes de transportar sedimentos finos para o local. Segundo Gourlay (1974) os sedimentos transportados podem inclusive ultrapassar o promontório, em direção às águas mais profundas. Nesse contexto, Bremner (*op. cit.*) postulou que o estado de equilíbrio de uma praia de enseada em planta não é estático, mas representa uma média entre um grande número de configurações provocadas por modificações nas condições ambientais.

De acordo com Silvester & Ho (1972) e Silvester *et al.* (1980), o estado de equilíbrio das praias de enseada é baseado na proporção da reentrância da costa e do ângulo de incidência das ondulações predominantes. Pequenas modificações na

incidência das ondas, no fluxo de sedimentos ou variações de baixos fundos, promontórios ou ilhas podem causar desequilíbrios na forma planimétrica dessas praias (CARTER, 1988). Segundo Bremner (1983), modificações na linha de costa podem também ser introduzidas por estruturas artificiais.

Em termos de ocorrência, embora possam ser encontradas de forma isolada em setores litorâneos predominantemente arenosos, as praias de enseada, juntamente com as praias de bolso, caracterizam principalmente as costas rochosas. Segundo Emery & Kuhn (1982), esse tipo de costa representa aproximadamente 80% da zona costeira mundial, o que reflete a representatividade dos dois tipos de sistemas praias em termos globais. Um exemplo clássico de praia de enseada é representado pela praia de Half Moon Bay na Califórnia, estudada por Krumbein (1944).

No Brasil, esse tipo de praia é recorrente em parte da costa sul e sudeste. Em Santa Catarina, as praias de enseada caracterizam principalmente o litoral central e centro-norte do estado.

O comportamento morfodinâmico e de estabilidade desse tipo de sistema praias na costa catarinense foi abordado nos trabalhos de Abreu de Castilhos (1995); Klein & Menezes (2001) e Klein *et al.* (2002, 2003 e 2005).

## **2.2. TERMINOLOGIA ADOTADA PARA O AMBIENTE PRAIAL**

Na descrição do ambiente praias, a presente pesquisa adotou a terminologia proposta por Shepard & Imman (1950) para a compartimentação relativa à atuação dos processos hidrodinâmicos sobre o prisma praias. Para designar as diferentes feições morfológicas do perfil praias, associadas aos principais processos hidrodinâmicos operantes nas praias arenosas, a terminologia utilizada corresponde àquela adotada por autores como Komar (1976) e Davis (1978).

Considerando-se um perfil transversal à linha de costa, podem ser distinguidos os seguintes segmentos: antepraia inferior, antepraia superior, face praias, pós-praia e duna frontal (Figura 2.4).

- **Antepraia inferior** (*offshore zone*): zona que se estende desde o limite externo da praia, a uma profundidade variável entre 10 e 20m, até a proximidade da zona de arrebentação. O processo de empinamento das ondas (*shoaling*) caracteriza esta zona do ponto de vista hidrodinâmico. A expressão morfológica associada ao processo de empinamento das ondas é definida por marcas de onda assimétricas na direção da costa, de ordem centimétrica ou métrica.

- **Antepraia superior** (*nearshore zone*): zona compreendida entre a linha de arrebentação e a baixa-mar. Esse segmento do perfil praiial inclui:

a) **linha de arrebentação** (*breaking line*), que corresponde ao ponto máximo de empinamento e de instabilidade das ondas na costa, onde a onda atinge sua máxima esbelteza e tende a romper seu equilíbrio, sofrendo uma primeira quebra. Esse processo é responsável pela dissipação de parte da energia das ondas na costa. A formação de uma barra arenosa longitudinal caracteriza geralmente a morfologia desse segmento do perfil praiial;

b) **zona de arrebentação ou de surfe** (*surf zone*), que designa o segmento entre a linha de arrebentação e o limite inferior do refluxo do espraiamento sobre a praia emersa. Morfologicamente o segmento é marcado pela presença de um canal paralelo à costa. De acordo com a declividade do prisma praiial, várias barras arenosas podem se formar paralela ou obliquamente à linha de costa, podendo ser intercaladas por canais de correntes de retorno (*rip currents*). Nesse segmento do perfil de praia, a dissipação da energia das ondas é significativa, mas uma parte dessa energia contribui para a geração do campo de correntes ortogonais e longitudinais à costa e para a formação de ondas de infragravidade ou oscilações de longo período na zona costeira;

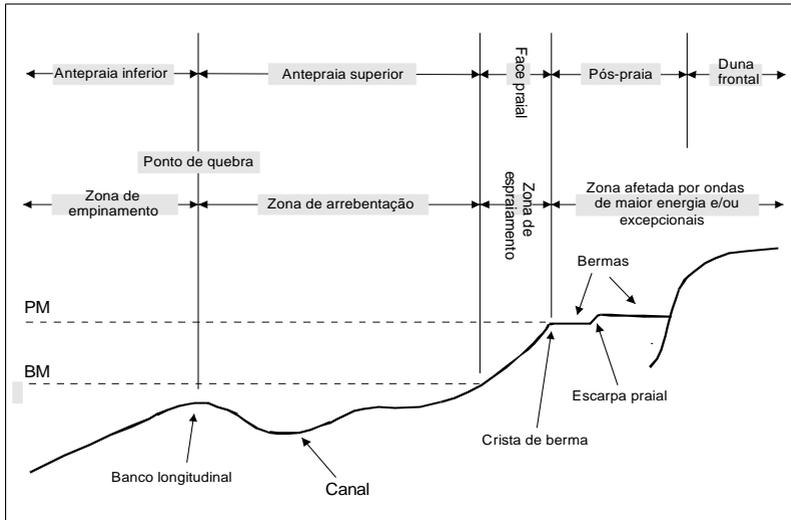
- **Face praiial** (*foreshore*), que corresponde à zona de espraiamento das ondas (*swash zone*), sendo delimitada pela baixa mar e a preamar. É igualmente designada de zona de

intermarés ou intertidal (*intertidal zone*), sendo submetida à ação do fluxo (*swash*) e refluxo (*backwash*) das ondas incidentes. É geralmente caracterizada por uma declividade regular, podendo ser delimitada na sua porção inferior pela ocorrência de um degrau (*step*). A presença de feições métricas a decimétricas, como cúspides praias (*beach cusps*), caracteriza frequentemente a morfologia desta zona do perfil praias. A face praias compõe, juntamente com o pós-praias, o perfil praias subaéreo.

- **Pós-praias** (*backshore*): designa a parte do perfil entre o limite superior da face praias e o início da duna frontal ou de outra variação topográfica. A morfologia deste segmento do perfil depende da ação predominante de processos hidrodinâmicos em presença de ondas de alta energia e da atuação de processos eólicos em períodos de ondas de baixa energia. Durante as fases de acumulação do perfil praias, quando os bancos submersos são acoplados à praias subaérea, uma ou mais bermas podem caracterizar a morfologia do pós-praias, na forma de terraços planos ou com leve inclinação negativa na direção da duna frontal. Uma variação abrupta pode marcar o contato da berma com a face praias, definindo uma crista de berma, que pode evoluir, por ataque erosivo das ondas, para um desnível centimétrico a métrico, caracterizando uma escarpa erosiva. A ação dos ventos sobre o pós-praias contribui para a formação da duna frontal e fornece material sedimentar para alimentar os campos de dunas à retaguarda do ambiente praias;

- **Duna frontal**: define o depósito sedimentar formado a partir da atuação conjunta de processos hidrodinâmicos e eólicos, apresentando aspecto relativamente retilíneo e paralelo à linha de costa e delimitando a transição entre o ambiente praias e o interior das terras. Do ponto de vista hidrodinâmico, a duna frontal pode ser atingida em condições excepcionais de energia por ondas de tempestades, ou sofrer transposição por essas ondas (*overwash*). No primeiro caso tem-se a formação de escarpas erosivas e, no segundo, a ocorrência de transporte de sedimentos pelas ondas para o reverso da duna frontal. Durante a atuação de condições extremas de energia na zona costeira, a

duna frontal representa, freqüentemente, a última zona de dissipação de energia das ondas na costa.



**Figura 2. 4: Terminologia adotada para o ambiente praiado (adaptado de USACE, 2002).**

Os diferentes compartimentos do perfil praiado são marcados por sua forte dinâmica, evoluindo constantemente de maneira solidária, sob a ação predominante das ondas e correntes, em estreita relação com a granulometria dos sedimentos.

### 2.3. PROCESSOS HIDRODINÂMICOS COSTEIROS

A energia potencial das ondas na arrebenção determina a magnitude dos processos morfossedimentares ortogonais à linha de costa. Conforme o nível de energia e o ângulo de incidência na costa, as ondas são também responsáveis pela geração e intensidade do campo de correntes que promovem o trânsito sedimentar costeiro longitudinal.

O nível de energia das ondas na arrebenção e a incidência angular das frentes de ondas na costa dependem das características das ondas em águas profundas e das

transformações que sofrem durante a propagação sobre as águas intermediárias e rasas, ao se aproximarem da zona costeira.

### 2.3.1. Transformações das ondas em águas rasas

Ao se propagarem em direção à costa, as ondas procedentes de águas profundas começam a sentir a influência do fundo quando a relação entre a altura da onda e seu comprimento se torna inferior à  $\frac{1}{2}$ , com as transformações mais significativas ocorrendo quando essa relação atinge  $\frac{1}{4}$  (KOMAR, 1976). Essas transformações das ondas em águas rasas incluem a refração, o empinamento e a difração das ondas.

#### 2.3.1.1. Refração

O processo de refração designa a mudança de direção de propagação de uma onda que entra em águas rasas, resultando das variações na velocidade de propagação induzidas pelo atrito da base da onda com o fundo. A parte da onda que avança sobre zonas de menor profundidade apresenta menor velocidade de propagação do que aquela se propagando em área mais profunda, de modo que as ondas incidentes na zona costeira tendem a se alinhar paralelamente às isóbatas, mudando a direção inicial de propagação.

O empinamento das ondas ao se propagarem sobre águas rasas obedece ao princípio de conservação de fluxo de energia e consiste no aumento da altura de onda em função da diminuição do seu comprimento. É originado pelas variações na velocidade de propagação das ondas, induzidas pela diminuição progressiva da profundidade em direção à costa.

#### 2.3.1.2. Difração

O processo de difração das ondas consiste na mudança de direção de propagação de uma onda quando ela atinge e contorna um obstáculo. Pode resultar da interrupção parcial da propagação de uma frente de onda pela presença de ilhas, promontórios, molhes ou quebra-mares (KOMAR, 1976). Nesse

processo a energia da onda é transferida lateralmente, sendo a zona afetada caracterizada por ondas de baixa amplitude.

Aos processos de refração, empenamento e de difração podem se somar processos de reflexão das ondas. Embora secundários e não exclusivos de águas rasas, esses processos podem assumir importância considerável na zona costeira.

A reflexão ocorre quando as ondas atingem um obstáculo natural, como costões, estruturas artificiais ou a face praias. Em presença de estruturas rígidas no pós-praia, a reflexão das ondas pode acarretar em aumento do potencial erosivo do refluxo das ondas durante episódios de alta energia. O problema da reflexão das ondas em presença de estruturas sobre a costa foi abordado, entre outros, por Madsen (1974) e Goda (1985). As características morfológicas do perfil praias podem assumir aspecto relevante para a ocorrência de processo de reflexão das ondas nas costas arenosas.

### 2.3.2. Propagação de ondas na zona costeira: instrumentos analíticos

A determinação das características da altura e ângulo de incidência das ondas na linha de costa é fundamental para a compreensão dos processos costeiros ortogonais e longitudinais e para a aplicação desse conhecimento em projetos de engenharia costeira.

Além da aplicação de equações para determinar a altura das ondas na arrebentação a partir de dados em águas profundas, a análise das mudanças de direção das ondas impostas pela batimetria pode ser efetuada através da elaboração de diagramas de refração, baseados no método clássico das ortogonais (JOHNSON *et al.*, 1948).

A aplicação desse método sobre uma dada batimetria mostra a aproximação ou o afastamento das ortogonais no sentido da propagação, resultando, de acordo com o princípio de conservação de fluxo de energia, na geração de zonas de concentração ou de dissipação de energia na costa, com o respectivo aumento ou diminuição da altura das ondas na arrebentação.

Nas últimas duas décadas, o aumento da demanda por projetos de engenharia e de dados para a investigação nas áreas de transporte sedimentar e circulação litorânea tem motivado avanços significativos voltados ao estabelecimento de modelos numéricos de transformação das ondas em águas intermediárias e rasas (MEI & LIU, 1993, *apud* LIU & LOSADA, 2002). Entre os modelos numéricos mais utilizados na atualidade estão os modelo REF/DIF, REF/DIF S e o modelo SWAN.

O SWAN (*Simulating WAVes Nearshore*) (BOOIJ *et al.*, 1999; RIS *et al.* 1999) consiste em um modelo numérico que obtém estimativas dos parâmetros espectrais da agitação marítima em áreas costeiras, lagos e estuários, tomando em consideração a batimetria e os campos de correntes e ventos. O modelo pode se aplicado a grandes áreas costeiras e tem como principal limitação o fato de não integrar o processo de difração das ondas.

Desenvolvido por DALRYMPLE & KIRBY (1991), o RE/FDIF é um modelo matemático monocromático de propagação e deformação da agitação marítima em zonas de profundidade variável. Esse modelo efetua a propagação de ondas regulares em zonas de declive suave e na presença de correntes, tendo em conta os efeitos da refração, difração, dissipação de energia (por atrito ou por percolação do fundo e arrebentação das ondas) e dispersão em amplitude (FORTES *et al.*, 2004).

Uma versão espectral do REFDIF foi desenvolvida por Kirby & Ozkan (1994) (REFDIF S). De acordo com Fortes (*op. cit.*), as duas versões do modelo REF/DIF são essencialmente adaptadas para a modelagem da propagação e deformação da agitação marítima em áreas costeiras de dimensões da ordem da dezena de quilômetros.

### 2.3.3. Circulação litorânea

#### 2.3.3.1. Arrebentação das ondas

Com a redução progressiva da profundidade ocorre o aumento na altura da onda, em resposta à redução do seu comprimento, induzida pelo processo de empinamento. O

aumento da altura ou da esbeltez de uma onda culmina com o processo de arrebentação, quando a profundidade é próxima da altura da onda (HORIKAWA, 1988). A quebra e propagação das ondas dentro da zona de arrebentação são acompanhadas do processo de refração e, eventualmente, de difração e reflexão.

A relação entre as características das ondas e a morfologia do fundo define o tipo de arrebentação e o grau de reflexão ou de dissipação das ondas pela face praiial.

Três tipos principais de arrebentação foram descritos por Galvin (1968): deslizante (*spilling breaker*), quando ondas de amplitude elevada quebram sobre uma praia de baixo gradiente, com dissipação da energia sobre uma larga zona de arrebentação; mergulhante, (*plunging breaker*), observado em praias com gradiente moderado a elevado, sendo caracterizado por quebra brusca e assimétrica da onda, na forma de movimento turbulento, com dissipação da energia sobre estreita zona do perfil praiial; e ascendente (*surging breaker*), associado à incidência de ondas de pequena amplitude sobre praias de elevado gradiente, com fluxo remontante sobre o perfil praiial, de baixa turbulência. Parte da energia das ondas é refletida e interage com as ondas incidentes.

A altura da onda na arrebentação e o ângulo de incidência na linha de costa determinam as características do campo de correntes perpendiculares e longitudinais à costa, responsáveis pela circulação hidrodinâmica e movimentos sedimentares entre a primeira linha de arrebentação e a praia subaérea.

### 2.3.3.2. Processos hidrodinâmicos ortogonais

Com a proximidade da arrebentação, a transformação da energia potencial das ondas em energia cinética atinge sua expressão máxima, decorrente do achatamento do movimento oscilatório orbital das partículas de água, responsável pela propagação das ondas (KOMAR, 1976). Esse processo provoca o deslocamento horizontal da massa de água em direção à praia. Em condições de incidência de onda normal à costa, essa corrente ou transporte da massa d'água se produz na forma de um fluxo de superfície, que culmina com o processo de espraiamento sobre a face praiial, onde provoca uma sobrelevação do nível das águas marinhas. O deslocamento de

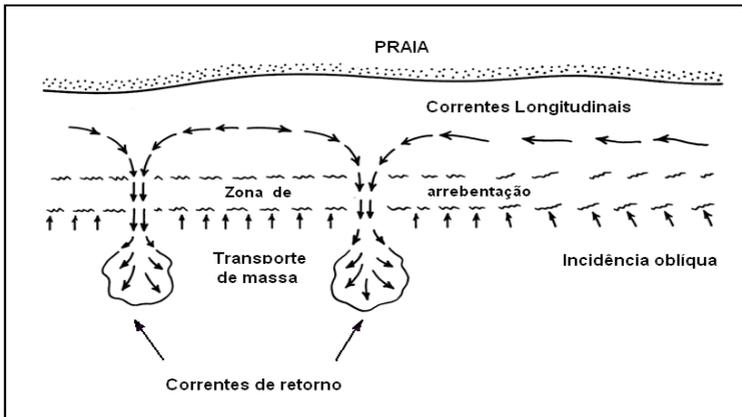
água em direção à costa é contrabalançado por correntes compensatórias de fundo em direção ao mar (*undertow*). Ingle (1966) e Isobe (1983), baseados em medições de campo, confirmaram o mecanismo desses fluxos hidrodinâmicos perpendiculares à costa, resultantes do processo de arrebentação das ondas.

A ação dessas correntes perpendiculares sobre os processos sedimentares ao longo do perfil de praia se traduz pelo transporte próximo ao fundo por escoamento laminar, antes da arrebentação, se tornando turbulento com a quebra da onda e provocando, a partir desse ponto, o transporte em suspensão das partículas (MIGNOT, 1979). A magnitude e direção do movimento das partículas é função da esbeltez das ondas. Ondas maiores provocam uma acumulação mais importante de água sobre a costa e maiores gradientes de pressão que tornam as correntes de compensação mais eficazes no transporte de sedimentos em direção à antepraia, enquanto ondas de menor energia favorecem o deslocamento e deposição das partículas em direção ao perfil subaéreo da praia (DAVIS, 1978). A intensidade das correntes de compensação é igualmente influenciada pela declividade da face praial (ROELVINK & STIVE, 1989).

Outro mecanismo de compensação do acúmulo da massa d'água sobre a zona costeira, resultante do processo de arrebentação das ondas, é a formação de correntes de retorno (*rips currents*) (Figura 2.5). Esse tipo de corrente se desenvolve a partir de gradientes laterais na altura de onda na zona de arrebentação e promove a evacuação da água acumulada na praia em direção à antepraia. A formação dessas correntes é ainda favorecida pela presença de obstáculos naturais ou artificiais ao longo da costa, principalmente em presença de correntes longitudinais.

As correntes de retorno ocorrem perpendicularmente ou levemente oblíquas à linha de costa, se caracterizando por velocidades de escoamento relativamente importantes, podendo levar à formação de células de circulação costeira. Essas correntes apresentam espaçamento regular, freqüentemente da ordem de algumas dezenas de metros, agindo sobre toda a coluna d'água e se dissipando logo após a zona de

arrebentação, podendo ocasionar transporte sedimentar efetivo em direção à antepraia (BOWEN & INMAN, 1969; AAGAARD *et al.*, 1997).



**Figura 2.5:** Correntes longitudinais e formação de correntes de retorno nas praias (adaptado de Walker & James, 1992).

### 2.3.3.3. Processos hidrodinâmicos longitudinais

As correntes longitudinais estão associadas principalmente à presença de ondulações que atingem a praia obliquamente (KOMAR, 1976, CARTER, 1988) (Figura 2.5). Confinadas entre a primeira linha de arrebentação das ondas e a linha de praia, sua formação e intensidade dependem do ângulo de incidência, período, altura das ondas na arrebentação e da declividade do perfil praiial (KOMAR, *op.cit.*).

De acordo com Wright (1985), a formação de correntes longitudinais também pode resultar da presença de gradiente longitudinal da altura das ondas na zona de arrebentação. Localmente, a atuação de ventos pode influenciar a formação desse tipo de correntes na zona costeira.

As correntes longitudinais podem ocorrer em apenas uma direção, ou ser bidirecionais, quando duas direções opostas de ondulações atingem a costa obliquamente. Neste caso, pode haver predominância de uma direção sobre a outra, associada à frequência e/ou intensidade de cada uma das direções incidentes. A intensidade das correntes longitudinais é

proporcional ao ângulo de incidência da ondulação com a costa, sendo que as maiores velocidades ocorrem com ângulos próximos de 45° a 50 (KOMAR, 1976).

As correntes longitudinais são responsáveis pelo transporte de sedimentos paralelamente à linha de costa, entre a zona de arrebentação e a face praial, desempenhando papel fundamental nos processos morfodinâmicos ao longo da costa.

## **2.4. SEDIMENTOLOGIA**

### **2.4.1. Área fonte e distribuição granulométrica dos sedimentos**

As principais áreas fontes de sedimentos para a zona costeira e para a formação das praias são os rios e os sedimentos provenientes da plataforma continental interna adjacente. A erosão de setores costeiros rochosos e de segmentos de planícies arenosas fornece igualmente material ao trânsito sedimentar costeiro e à alimentação de depósitos praiais.

As características granulométricas e a magnitude do depósito sedimentar praial estão relacionadas à natureza e abundância da área fonte e à capacidade das ondas e correntes costeiras resultantes em deslocar, transversal e longitudinalmente à linha de costa, o material sedimentar disponível.

No caso de área fonte relacionada a sedimentos relícticos, oriundos da erosão de planície costeira, a ocorrência de paleodrenagens pode representar um fator importante de diversificação granulométrica longitudinal do ambiente praial, conforme verificado por Calliari (1994), em estudo sobre praias da Carolina do Norte, costa leste dos Estados Unidos.

Além da área fonte, de acordo com Komar (1976), a granulometria dos sedimentos também reflete a intensidade da turbulência do fluxo e o grau de dissipação de energia pela praia, constituindo um fator de controle importante na morfologia do perfil praial.

Desse modo, a análise das características da distribuição granulométrica dos sedimentos praiais, das ondas incidentes e do campo de correntes resultantes, bem como de suas variações espaciais e temporais, permite avançar na elucidação do

comportamento morfodinâmico do ambiente praiial. Nesse contexto, as investigações no campo dos processos morfossedimentares em ambiente praiial buscam identificar as inter-relações entre as diferentes variáveis envolvidas na definição das características texturais dos depósitos praiiais.

Dois principais postulados têm norteado as pesquisas relatadas na literatura para explicar a granulometria dos sedimentos nas praias. O primeiro deles está relacionado à energia das ondas na arrebentação, modulada pelas características das ondulações incidentes, processos de refração-difração e pelo grau de exposição da linha de costa, e preconiza o aumento do tamanho do grão e do grau de seleção dos sedimentos com o incremento da energia das ondas. Por sua vez, o segundo postulado remete ao atrito entre as partículas sedimentares e/ou ao transporte longitudinal por deriva litorânea, que explicariam a ocorrência de gradação lateral na granulometria dos sedimentos ao longo das praias (BRYANT, 1982; BIRD, 1996).

O primeiro postulado decorre do fato de vários estudos indicarem a relação entre tamanho médio do grão e energia das ondas (BAGNOLD, 1940; BASCOM, 1951; KING & MATHER 1972, DEAN, 1973 e outros). O estudo de Bascom (*op.cit.*) na praia de Half Moon Bay, situada na Califórnia, é um exemplo clássico apresentado na literatura. Típica praia de enseada, os resultados obtidos pelo autor mostraram um aumento no tamanho médio de grão associado ao nível de energia ao longo da praia, passando de areia fina no setor mais protegido a areia grossa no segmento de maior exposição às ondulações incidentes.

Entretanto, a literatura mostra que a relação direta entre a granulometria e a energia de ondas não é universal, como ilustra o estudo realizado por Nordstrom (1977) em praias com diferentes graus de exposição na costa leste dos Estados Unidos, onde não foram identificadas variações no tamanho médio do grão entre as praias. Os resultados obtidos pelo autor sugerem que diferenças no grau de dispersão do tamanho de grão seriam um indicador mais efetivo das variações do nível de energia em praias que não apresentam diferenças nas características granulométricas.

Resultados na linha de raciocínio do segundo postulado, com a influência de transporte costeiro longitudinal sobre as características granulométricas, têm sido igualmente relatados na literatura.

Para Folk & Ward (1957), além de guardar relação com as características texturais da área fonte, tanto o tamanho médio do grão como o grau de selecionamento da distribuição granulométrica estão relacionados à distância da área fonte. Nesse sentido, de acordo com Folk (1980), McLaren (1981), McLaren & Bowles (1985), Carter (1988) e Hsu (1989), parâmetros como tamanho médio do grão e grau de selecionamento dos sedimentos refletem o padrão de transporte sedimentar, sendo esperada uma redução do tamanho médio e um melhor selecionamento dos sedimentos na direção do transporte.

Por sua vez, vários autores consideram a assimetria como um dos parâmetros mais sensíveis para a identificação de ambientes de sedimentação, e em particular para a distinção entre ambiente praiado e eólico, conforme destacado por Martins (2003), a partir de revisão da literatura sobre ambientes costeiros e marinhos.

Folk & Ward (*op.cit.*) também assinalaram a importância da assimetria, mas também da curtose na identificação de bimodalidade da distribuição granulométrica. De acordo com os autores, variações na assimetria, curtose e no grau de selecionamento dos sedimentos durante o transporte sedimentar estariam associados a variações na proporção entre as subpopulações texturais presentes na distribuição granulométrica. Esse contexto remete às variações de energia do ambiente e suas oscilações espaço-temporais e à noção de processos predominantes na direção do transporte sedimentar, como erosão, transporte ou deposição.

A partir do pressuposto de que dos parâmetros granulométricos traduzem os processos sedimentares, McLaren (*op. cit.*) e McLaren & Bowles (*op. cit.*) propuseram modelos de análise combinada da tendência do tamanho médio do grão, do desvio padrão e da assimetria de depósitos na direção provável do transporte (abordagem linear). Os modelos analíticos

ppropostos pelos autores permitiriam elucidar o padrão direcional dos sedimentos e dos processos sedimentares predominantes.

De Acordo com McLaren (1981), as características granulométricas de um depósito sedimentar dependem não apenas da área fonte, mas também da deposição seletiva dos sedimentos durante o transporte e da deposição total da carga sedimentar.

Considerando uma determinada fonte de sedimentos, com base nos pressupostos de que partículas mais leves (ou mais finas) apresentam maior probabilidade de serem transportadas e de que partículas mais densas (ou mais grossas) têm maior probabilidade de serem depositadas durante o processo de transporte, o autor postula que três principais tendências refletem a direção preferencial do transporte sedimentar (Figura 2.6).

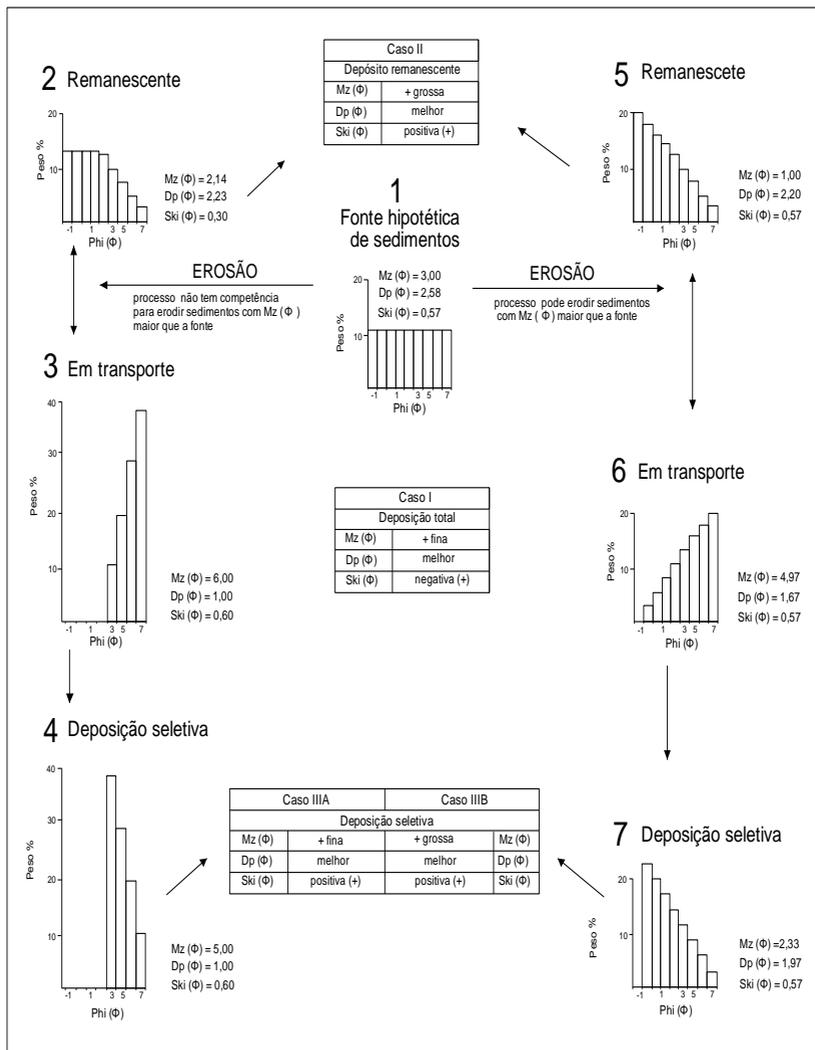
Em relação a uma área fonte hipotética, independentemente das condições iniciais de erosão (maior ou menor competência do agente em erodir partículas mais grossas), um depósito pode se tornar mais fino, melhor selecionado e assimetricamente mais negativo quando sofre deposição total (Caso II).

Em caso de deposição seletiva do material durante o transporte, os depósitos sucessivos podem manter o tamanho médio do grão ou se tornar mais finos (Caso IIIA) ou mais grossos (Caso IIIB) no sentido do transporte, mas sempre devem apresentar melhor grau de selecionamento e assimetria mais positiva. Um segundo caso, que reflete a granulométrica remanescente de um depósito após ter sido erodido, é caracterizado pelo incremento na granulometria média, melhor seleção dos sedimentos e assimetria mais positiva (Caso II).

De acordo com McLaren (*op.cit.*) exceções nas tendências apresentadas podem ocorrer, podendo resultar, entre outros fatores, da ocorrência de mais uma área fonte disponível.

Buscando elucidar as tendências dos parâmetros granulométricos e dos processos atuantes na direção do transporte, McLaren & Bowles (1985) introduziram a noção de intensidade de fluxo de energia. Essa noção, já subtendida no modelo anterior, determina a maior ou menor competência do agente de transporte para o deslocamento de partículas de

diferentes densidades e/ou tamanhos que compõem a distribuição granulométrica.



**Figura 2.6: Modelo de tendência granulométrica na direção do transporte proposto por McLaren (1981) (adaptado de McLaren, 1981).**

Baseados na abordagem probabilística de transporte de sedimentos e em dados experimentais disponíveis na literatura, os autores definiram duas principais funções de transferência sedimentar, de baixa e alta intensidade de transferência, relacionadas respectivamente a um regime de fluxo de baixa e alta energia. Nos dois casos McLaren & Bowles (1985) assumem o pressuposto de que a energia diminui na direção do transporte. Quando comparadas duas amostras sucessivas, de oito combinações possíveis dos três parâmetros granulométricos analisados, McLaren & Bowles (*op. cit.*) destacaram três tendências principais, sendo que apenas duas delas poderiam indicar o sentido do transporte sedimentar.

Considerando uma dada distribuição granulométrica, com densidade mineralógica relativamente homogênea, a menor energia inicial do agente de transporte resultaria em baixa transferência sedimentar, com deslocamento de maior proporção de partículas mais leves e menores do que o tamanho médio da distribuição granulométrica. Nesse caso, os sedimentos em transporte devem se tornar mais finos, mais negativamente assimétricos e melhor selecionados no sentido do transporte (Caso B). Quando submetidos a um regime de alta energia, aumenta a probabilidade de deslocamento de partículas maiores, com a deposição subsequente resultando em incremento no tamanho médio do grão, assimetria mais positiva e melhor grau de seleção dos sedimentos (Caso C).

Um primeiro caso considerado pelos autores (Caso A) preconiza que depósitos sucessivos podem se tornar mais grossos, melhor selecionados e mais positivamente assimétricos. Nesse caso McLaren & Bowles (*op. cit.*) postularam que não seria possível identificar a direção do transporte e que a distribuição granulométrica representaria um depósito remanescente, após a atuação de processos erosivos. Como a tendência do caso A e C é a mesma, segundo os autores, a definição por um ou outro caso está sujeita à interpretação do pesquisador, fundamentada no conhecimento das tendências locais esperadas.

A figura 2.7 sumariza o modelo de transporte sedimentar apresentado por McLaren (1981) e McLaren & Bowles (*op cit.*). A figura 2.8 ilustra as variações preconizadas na distribuição granulométrica na direção do transporte de acordo com a

intensidade do regime de transferência sedimentar, segundo o modelo adaptado pelos autores.

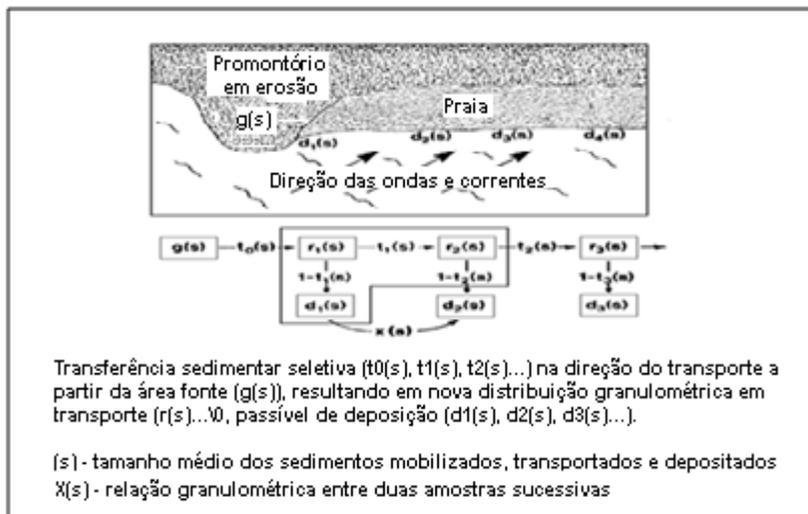


Figura 2.7: Modelo de transporte sedimentar proposto por McLaren & Bowles, 1985).

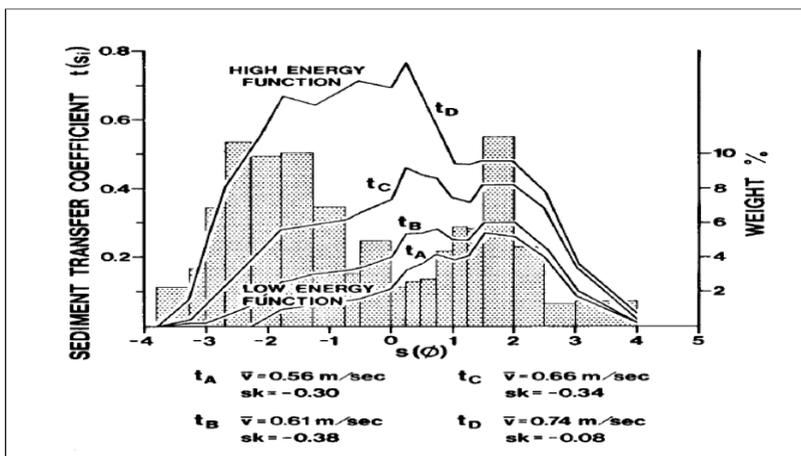


Figura 2.8: Intensidade do fluxo e função de transferência sedimentar de acordo com o tamanho médio da partícula (McLaren & Bowles, 1985).

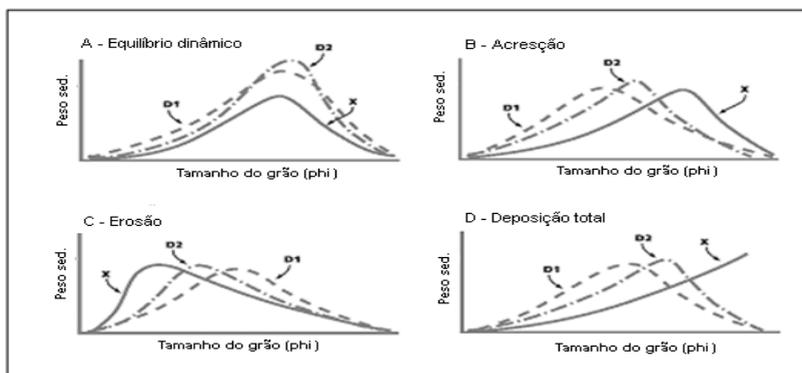
De acordo com McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985), a maioria dos depósitos é caracterizada por uma distribuição granulométrica *log-normal* e os desvios são causados por processos de erosão, transporte e deposição, resultando em distribuição assimétrica. Com base nessa premissa, a partir da análise de tendências granulométricas de amostras sucessivas na direção provável do transporte sedimentar, os autores definiram quatro contextos distintos (Figura 2.9):

- *equilíbrio dinâmico* (A): ocorre quando as amostras sucessivas mostram distribuição granulométrica relativamente similar, com as partículas tendo a mesma probabilidade de serem transportadas ou depositadas;

- *acresção* (B): ocorre quando a deposição de partículas mais finas excede a remoção, refletindo em redução da granulometria média do depósito e em distribuição negativamente assimétrica;

- *erosão* (C): quando a remoção de partículas mais finas excede a deposição, provocando o incremento na granulometria média do depósito, tornando a distribuição positivamente assimétrica;

- *deposição total* (D): reflete o aumento gradativo da proporção de partículas mais finas, resultando na redução do tamanho médio e em assimetria mais negativa.



**Figura 2.9: Relação entre a distribuição granulométrica (Xs) entre dois depósitos sucessivos (D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub>)(adaptado de McLaren & Tuominen, 1998).**

Gao & Collins (1992) apresentaram uma análise crítica do trabalho de McLaren & Bowles (1985) e, apesar de confirmarem que os dois casos principais descritos pelos autores são dominantes, sugeriram que outros casos podem ocorrer na natureza e causar distorções no método.

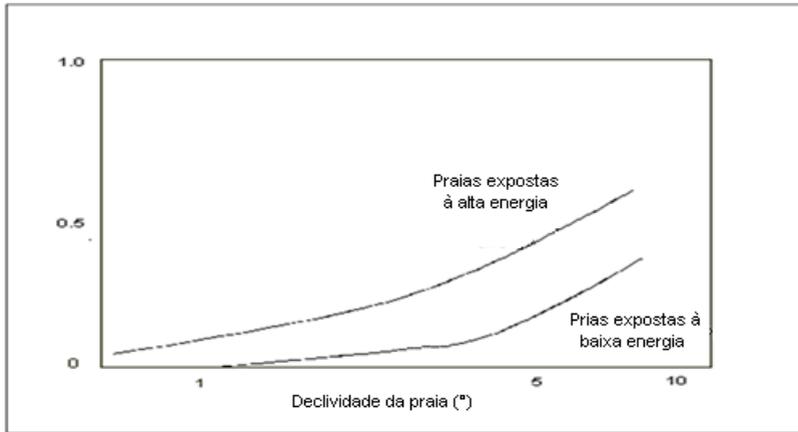
A partir de uma abordagem vetorial, Gao & Collins (*op.cit.*) propuseram um método bidimensional para o estabelecimento de padrão residual de transporte sedimentar, fundamentado na análise de tendência granulométrica. Além dos casos apresentados por McLaren & Bowles (*op.cit.*), os autores apontaram dois outros padrões direcionais, com os sedimentos podendo se tornar mais grossos e mais negativamente assimétricos (tipo 3) ou mais finos e positivamente assimétricos (tipo 4) e melhor selecionados na direção do transporte.

#### 2.4.2. Granulometria dos sedimentos e morfologia do perfil praiial

A granulometria dos sedimentos constitui um fator de controle importante na morfologia do perfil praiial. Estudos realizados por Bagnold (1940) e Bascom (1951) mostraram uma relação estreita entre o tamanho médio do grão e a declividade do perfil praiial. Na maioria dos casos essa estreita relação tem sido atribuída à interação dos sedimentos com a energia das ondas incidentes (KOMAR, 1976).

Como mostra a figura 2.10, as maiores declividades estão freqüentemente, associadas a sedimentos de maior granulometria, expostos à incidência de ondas de alta energia. Nota-se, entretanto, que a relação entre declividade e granulometria não é necessariamente direta, sendo modulada pelo nível de energia das ondas, com uma partícula de determinada granulometria resultando em diferente declividade da face praiial, de acordo com as condições locais de energia.

A relação entre granulometria e declividade da praia é mais evidente na presença de uma população unimodal de sedimentos, com areia fina resultando em baixo gradiente do perfil praiial e areia grossa definindo maiores declividades.



**Figura 2.10: Relação entre declividade da praia, granulometria e energia de onda (adaptado de Pethick, 1984).**

O estudo efetuado por Bascom (1951) em Half Moon Bay exemplifica bem essa relação entre granulometria e declividade da face praial, mostrando, como já citado, o aumento da declividade da praia no mesmo sentido do aumento do tamanho médio do grão. Essa tendência foi atribuída pelo autor ao aumento da energia das ondas na mesma direção.

Em estudo efetuado na praia da Armação, situada na Ilha de Santa Catarina, litoral catarinense, Abreu de Castilhos (1995), identificou a mesma relação entre granulometria e declividade observada em Half Moon Bay por Bascom (*op.cit.*). Entretanto, a autora relacionou a distribuição granulométrica da praia não apenas ao gradiente lateral de energia, mas principalmente à área fonte de sedimentos, representada pela erosão de depósitos marinhos praias mais antigas, constituídos de areia média a grossa e pela erosão do promontório que delimita a praia junto ao segmento retilíneo do arco praial.

Outros autores têm igualmente apontado o papel preponderante da área fonte de sedimentos na da distribuição granulométrica das praias (NORDSTROM, 1977; KOMAR, 1976, 1998, BIRD, 1996; SHORT, 1999, KLEIN *et al.* 2005).

A granulometria dos sedimentos e a declividade da face praial resultante estão intimamente relacionadas com o grau de dissipação ou conservação de energia ao longo do perfil praial.

Estudos realizados por Guza & Inman (1975), Bryant (1982), Wright & Short (1984) e outros autores apontaram uma relação direta entre a presença de areia fina, baixa declividade da face praial e maior grau de dissipação da praia e de areia grossa, declividade elevada e maior grau de reflectividade do perfil praial.

King (1972), Sunamura (1984) e outros autores propuseram formulações empíricas para previsão da declividade da praia a partir do tamanho médio da partícula. Entretanto, segundo Komar (1998), essa abordagem é complexa, devido à interação entre as diversas variáveis envolvidas na definição da declividade da face praial (granulometria, características da energia das ondas na arrebentação, período, interações com o nível freático e marés).

As características granulométricas dos sedimentos desempenham um papel igualmente importante na permeabilidade e conseqüente potencial de infiltração do fluxo hidrodinâmico na praia emersa, submetida à ação do espraiamento. A permeabilidade do depósito praial aumenta com o incremento da granulometria (MASSELINK & LI, 2001).

Por sua vez, a permeabilidade do depósito praial exerce influência sobre a dinâmica dos processos morfossedimentares da face praial. Uma maior permeabilidade favorece a infiltração do fluxo hidrodinâmico durante o espraiamento, reduzindo o potencial de transporte durante o refluxo, resultando na deposição dos sedimentos e na definição de um perfil de acumulação com declividade acentuada (BAGNOLD, 1963, MASSELINK & LI, *op.cit.*).

## **2.5. COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO DO PERFIL PRAIAL**

O ambiente praial caracteriza-se por sua mobilidade no tempo e no espaço. A interação entre as características sedimentológicas e variações na energia de ondas determina o comportamento morfodinâmico de um sistema praial (WRIGHT & SHORT, *op.cit.*). Segundo Komar (1976), a atuação dos ventos, ondas e correntes retrabalham continuamente os sedimentos encontrados no ambiente praial, através de processos de erosão, transporte e deposição das partículas. Desse modo, de acordo

com a energia das ondas, o perfil transversal de uma praia varia com o ganho ou perda de sedimentos, adaptando-se às diferentes condições oceanográficas.

Até a década de sessenta, o estudo dos processos morfossedimentares costeiros levou às primeiras classificações do comportamento dinâmico das praias em perfil praiial de acreção ou de erosão, associados às variações sazonais ou pontuais de energia das ondas incidentes (JOHNSON 1919, SHEPARD 1950, 1963). Através de uma abordagem bidimensional dos processos praiiais, esses estudos indicaram que, em contexto de alta energia e de erosão, parte do material sedimentar da praia subaérea é transferido para a zona de arrebentação, onde é depositado na forma de bancos arenosos. Com o retorno às condições hidrodinâmicas normais, esses bancos migram, gradativamente, em direção à praia emersa.

A partir da década de setenta, os esforços de pesquisa na área buscaram estabelecer modelos previsionais da resposta morfológica do ambiente praiial às variações das condições hidrodinâmicas.

Nessa perspectiva, vários modelos acerca do comportamento morfológico do perfil praiial foram propostos (SONU, 1973; WRIGHT & SHORT, 1984; SUNAMURA, 1988; LIPPMANN & HOLMAN, 1990), fundamentados em parâmetros adimensionais que integram as características das ondas na arrebentação, a declividade da face praiial e a granulometria dos sedimentos. Entre os parâmetros mais utilizados estão os de similaridade de surfe (BATTJES, 1974), escalar de surfe (GUZA & INMAN, 1975), de Dean ou parâmetro Ômega ( $\Omega$ ) (DEAN, 1973). Através da aplicação desses parâmetros o comportamentomorfodinâmico do perfil praiial pode ser descrito, direta ou indiretamente, em termos do grau de refletividade e de dissipação da energia das ondulações incidentes pelo prisma praiial.

De acordo com Wright & Thom (1977), o termo morfodinâmica traduz o mútuo ajuste entre a topografia e a dinâmica dos fluidos que envolvem o transporte sedimentar praiial.

Com base nesse princípio, estudos pioneiros, fundamentados em vasto programa de monitoramento em praias

da costa sudeste australiana, submetidas a diferentes graus de exposição, proporcionaram avanços significativos na compreensão dos processos praias (WRIGHT *et al.*, 1978; WRIGHT *et al.*, 1979; SHORT, 1979; SHORT 1980; SHORT & WRIGHT, 1983; WRIGHT *et al.* 1982; WRIGHT & SHORT, 1983). Os resultados obtidos permitiram a identificação de padrões morfodinâmicos distintos, associados a condições sedimentológicas e hidrodinâmicas específicas, a partir dos quais Wright & Short (1984) propuseram um dos modelos de classificação morfodinâmica do perfil praias mais amplamente difundidos e aceitos na literatura.

Com abordagem tridimensional do ambiente praias, o modelo apresentado pela escola australiana de geomorfologia foi elaborado a partir da aplicação dos parâmetros adimensionais de surfe ( $\epsilon$ ) (GUZA & INMAN, 1975), e do parâmetro ômega ( $\Omega$ ) (DEAN, 1973), tendo sido definidos seis estágios ou estados morfodinâmicos distintos.

A utilização do parâmetro escalar de surfe ( $\epsilon$ ) (dado pela relação  $\epsilon = a_b \sigma^2 / g \tan^2 \beta$ , onde  $a_b$  corresponde à amplitude da onda na arrebentação;  $\sigma$  à frequência angular da onda incidente;  $g$  à aceleração da gravidade e  $\tan \beta$  à declividade do perfil praias), permitiu a determinação da relação entre as características das ondas na arrebentação e a declividade da praia. Com base nesse parâmetro adimensional foram identificados dois estágios morfodinâmicos extremos, representados pelos estados reflectivo e dissipativo, com comportamento transicional do perfil de praia entre as duas condições extremas.

O parâmetro adimensional de Dean (*op.cit.*), ou parâmetro ômega ( $\Omega$ ), foi utilizado por Wright & Short (*op.cit.*) para determinar a relação entre o estado morfodinâmico do perfil praias e as características das ondas e da granulometria dos sedimentos praias. Esse parâmetro é expresso pela equação  $\Omega = H_b / (W_s T)$ , onde  $H_b$  corresponde à altura significativa da onda na arrebentação;  $W_s$ , à velocidade de decantação dos sedimentos da face praias e  $T$  ao período das ondas. Com base no parâmetro ômega os autores estabeleceram seis estados morfodinâmicos distintos do perfil praias, representados pelos estados reflectivo e dissipativo e por quatro estágios

intermediários, com características tanto reflectivas quanto dissipativas.

Valores de  $\Omega < 1$  definem o estado reflectivo e  $\Omega > 6$  indica condição dissipativa. Os quatro estados morfodinâmicos intermediários apresentam valores de  $\Omega > 1$  e  $< 6$ . A tabela 2.1 apresenta os seis estados morfodinâmicos identificados por Wright & Short (1984) e os respectivos valores do parâmetro ômega estabelecidos por Wright *et al.* (1985), além do desvio padrão para os quatro estados intermediários. Os valores de ômega relacionados representam a média ponderada das condições morfológicas antecedentes ao momento da observação.

**Tabela 2. 1: Estado morfodinâmico e valor médio de ômega (Wright *et al.*, 1985.).**

ESTADO MORFODINÂMICO	ÔMEGA ( $\Omega$ )	DESVIO PADRÃO ( $\sigma$ )
Reflectivo	< 1,50	-
Terraço de baixa-mar (TBM)	2,40	0,19
Bancos transversais (BT)	3,15	0,64
Banco de praia e cúspide (BPC)	3,50	0,76
Banco e calha longitudinal (BCL)	4,70	0,93
Dissipativo	> 5,50	-

De acordo com Wright & Short (*op.cit.*), o estado dissipativo é caracterizado pela baixa declividade do prisma praiial, favorecida pela atuação de ondas de maior energia sobre material sedimentar de granulometria frequentemente fina. Essas condições resultam em maior estoque sedimentar submerso, conferindo maior largura para a zona de arrebatção, onde predomina o tipo deslizante (*spilling*) de arrebatção das ondas. As praias dissipativas podem desenvolver sistema de bancos longitudinais paralelos à costa, em resposta à atuação de condições extremas de energia durante as tempestades.

No outro extremo, o estado reflectivo é marcado pela elevada declividade do prisma praiial, induzida pela presença de areia de granulometria grossa e atuação de ondas de baixa energia sobre o perfil praiial. Esse contexto favorece um maior acúmulo de sedimentos na praia subaérea e a conseqüente

redução da largura da zona de arrebentação, acompanhada do aumento da profundidade da antepraia. Essa condição da antepraia, associada ao maior gradiente da face praial, favorece o predomínio de arrebentação das ondas do tipo mergulhante (*plunging*) e ascendente (*surgling*).

O estado intermediário associa características dissipativas e reflectivas e representa condições de transição entre os dois estados morfodinâmicos extremos. De acordo com Short (1980), a ocorrência de praias intermediárias está condicionada à presença de sedimentos de granulometria média e de regime de energia moderada a alta de ondas.

A configuração morfológica das praias intermediárias resulta de oscilações no regime hidrodinâmico e seu impacto sobre a formação e evolução de bancos arenosos na zona de arrebentação, associadas à atuação de correntes litorâneas transversais e longitudinais.

Nesse contexto, a morfologia dos quatro estados intermediários é marcada por forte variabilidade longitudinal, induzida pela alternância entre barras e canais transversais na zona de arrebentação (SHORT, *op.cit.*).

O estado de banco e calha longitudinal (*longshore bar and trough*) é caracterizado pelo aspecto reflectivo da face praial e pela presença de uma calha longitudinal larga, relativamente profunda, e por um banco retilíneo longitudinal que dissipa a energia das ondas incidentes.

O estado morfodinâmico de bancos e praia rítmicos (*rhythmic bar and beach*) decorre do desenvolvimento de correntes de retorno normais ou oblíquas à praia e espaçadas regularmente. Esse contexto resulta na alternância de feições rítmicas erosionais e acrescionais na face praial e zona de arrebentação, na forma de cúspides e embaixamentos, configurando respectivamente, domínios reflectivos e dissipativos ao longo da praia.

A migração contínua de bancos rítmicos crescentes em direção à praia ou a erosão parcial de uma barra arenosa soldada à praia, pode resultar na formação do estado morfodinâmico marcado pela ocorrência de bancos ou mega-cúspides transversais à praia, alternados por embaixamentos submetidos a fortes correntes de retorno (*transverse-bar and rip*).

Os bancos transversais, relativamente rasos, mostram características dissipativas, e os embaixamentos podem assumir características reflectivas ou dissipativas na face praial e dissipativas na zona de arrebentação.

O estado morfodinâmico denominado de terraço de baixa-mar (*low tide terrace*) corresponde ao tipo de praia intermediária desenvolvida em contexto de menor nível de energia. Caracteriza-se por apresentar uma face praial com aspecto reflectivo e presença de cúspides, associada a um terraço de baixa-mar com características dissipativas. O desenvolvimento desse tipo de praia intermediária está associado tanto à evolução do estado morfodinâmico anterior, com a contínua migração dos bancos arenosos em direção à praia e a colmatação dos canais inter-bancos, promovida pela redução do nível energético das ondas, quanto à erosão de uma condição reflectiva do perfil praial. No último caso, o processo erosivo leva à formação de um terraço de baixa-mar incipiente.

A figura 2.11 ilustra as características morfológicas e hidrodinâmicas dos seis estados morfodinâmicos identificados por Wright & Short (1984).

Segundo o modelo proposto pela escola australiana, discrepâncias entre o valor de  $\omega$  obtido e o previsto denotam o estado de desequilíbrio do perfil praial, indicando o cenário de evolução e magnitude dos processos envolvidos na busca do equilíbrio morfodinâmico.

A figura 2.12 mostra o comportamento evolutivo da praia para o restabelecimento do seu estado modal, situado dentro de uma zona de estabilidade definida pelo desvio padrão de cada estado morfodinâmico. Como pode ser observado, quando o estado da praia situa-se abaixo e à direita da região de estabilidade, o equilíbrio será restabelecido com a atuação de maior energia de onda e processos erosivos na porção subaérea do perfil, com a praia tornando-se mais dissipativa. Caso o estado morfodinâmico instantâneo da praia esteja situado acima e à esquerda da região estável, o equilíbrio será retomado a partir da redução da energia das ondas e conseqüente deslocamento de material sedimentar da antepraia em direção à praia subaérea, resultando em perfil praial mais reflectivo.

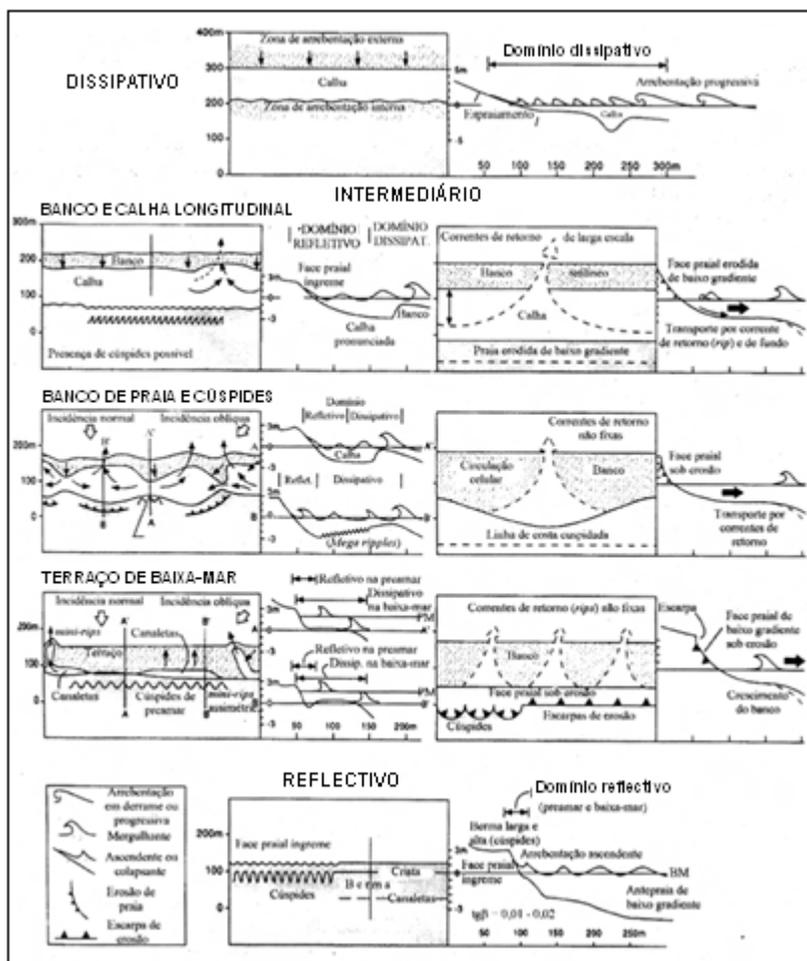
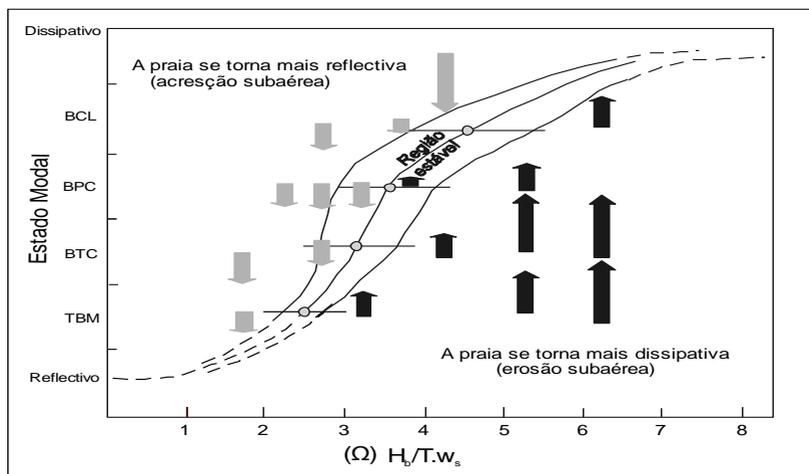


Figura 2.11: Comportamento morfodinâmico do perfil praiá de acordo com Wright & Short (1984) (adaptado de Short, 1999).



**Figura 2.12: Estabilidade do estado morfodinâmico praiar, direção e taxas de mudanças em função do parâmetro  $\Omega$  (adaptado de Wright & Short, 1984).**

As variações do estado morfodinâmico em relação ao seu estado de equilíbrio refletem o caráter dinâmico do ambiente praiar. Segundo Muehe (1994), uma praia pode variar amplamente em relação ao seu estado mais freqüente ou modal, sendo tanto o estado modal quanto a amplitude em relação a este estado que, segundo o autor, diferenciam as praias no tocante a sua morfodinâmica.

De acordo com Short & Hesp (1982), as características dinâmicas de cada tipo de praia podem ser avaliadas a partir da análise da mobilidade do ambiente praiar perpendicularmente à linha de praia. Os autores propuseram parâmetros morfométricos relativos à variação da largura e volume médios da praia ( $\gamma_b/V$ ), e o desvio padrão de ambos os parâmetros ( $\sigma\gamma_b$ ,  $\sigma V$ ), a partir dos quais é possível a obtenção de coeficientes que traduzem a magnitude da mobilidade do perfil praiar ( $CV\%$ ,  $VV\%$ ), e auxiliam a análise do comportamento morfodinâmico das praias. Baixos valores dos coeficientes propostos indicam baixa mobilidade e valores elevados apontam praias com grande mobilidade, altamente suscetíveis aos processos de erosão-acresção.

Segundo Short & Hesp (*op cit.*), os estados morfodinâmicos dissipativo e reflectivo são caracterizados pela

baixa mobilidade da praia. Por outro lado, os estados intermediários mostram maior mobilidade em termos de trocas sedimentares entre a praia subaérea, a zona de arrebentação e a antepraia inferior (SHORT, 1980). Condicionada pelas variações no nível de energia das ondas, a maior mobilidade das praias intermediárias é expressa pela ocorrência de maior desvio padrão em relação ao valor médio de Ômega ( $\Omega$ ), conforme apresentado pela tabela 2.1 acima.

Entre os quatro estados morfodinâmicos intermediários identificados, o estado de terraço de baixa-mar corresponde ao de menor mobilidade, com predomínio de ondas de baixa energia. Os demais estados intermediários apresentam mobilidade crescente, na medida em que aumenta o nível de energia ao qual são expostos.

A classificação morfodinâmica proposta por Wright & Short (1984) a partir do parâmetro ômega foi obtida para praias submetidas a um contexto de micro-marés. A introdução por Masselink & Short (1993) do parâmetro de variação relativa das marés (RTR) à análise do comportamento morfodinâmico do perfil praiial estendeu a aplicação do modelo da escola australiana a ambientes de meso e macro-marés.

Um dos aspectos mais marcantes da dinâmica do ambiente praiial refere-se à formação de bancos arenosos que caracterizam os processos morfossedimentares na zona de arrebentação. Estudos apresentados na literatura mostram que, devido à variabilidade das condições ambientais, diferentes cenários são possíveis, abrangendo desde a ausência desse tipo de feição, à ocorrência de praias com sistemas de banco único ou múltiplos.

Nesse contexto, buscando prever o número de bancos a serem formados, Short & Aagaard (1993) introduziram o "parâmetro de bancos" ( $B^*$ ), que integra a largura da antepraia superior, sua declividade e o período (T) das ondas de tempestade. O parâmetro proposto descreve a ocorrência de bancos como função da geometria da praia e do período das ondas incidentes e permite a identificação de sistemas com até quatro bancos. Juntamente com o parâmetro ômega, o parâmetro de bancos constitui uma ferramenta importante para a

caracterização e previsão do comportamento morfodinâmico do perfil praial.

O conceito de estado morfodinâmico praial tem sido amplamente empregado desde sua introdução na década de oitenta. Entretanto, apesar da grande aceitação pela literatura quanto à sua aplicabilidade, alguns problemas de adequação do estado morfodinâmico observado e previsto pelo modelo de Wright & Short (1984) têm sido relatados por diferentes autores (MASSELINK, G. & PATTIARATCH, 2001, ANFUSO *et. al.*, 2003; JACKSON *et. al.*, 2005).

Conforme comentado anteriormente, de acordo com Komar (1998), possíveis inadequações na aplicação do modelo proposto por Wright & Short (1984) podem estar relacionadas a particularidades locais. Nesse sentido, nas praias brasileiras, os problemas de adequação do parâmetro relatados por Abreu de Castilhos (1995) e Klein & Menezes (2001) foram atribuídos a uma possível influência de variações no grau de exposição dos sistemas praias, conforme sugerido por Calliari *et al.* (2003), ou às características granulométricas iniciais do estoque sedimentar, associadas à área fonte de sedimentos. Os resultados insatisfatórios obtidos por Muehe (1998) em praias do Rio de Janeiro decorrem, segundo o autor, da modificação das características das ondas na zona de surfe, que age como um filtro, modulando a energia que atinge a zona de espraiamento. O grau de amortecimento de energia é função da morfologia do fundo, que traduz o comportamento morfodinâmico da praia.

A manutenção do estado modal do perfil praial ao longo do tempo, bem como de sua amplitude de variação, definem praias com balanço sedimentológico equilibrado. Entretanto, modificações no estoque sedimentar praial, decorrentes de eventos extremos ou do comprometimento da área fonte, podem levar a alterações de maior impacto espaço-temporal no estado modal das praias.

## **2.6. TRANSPORTE SEDIMENTAR COSTEIRO**

A ação das ondas e das correntes resultantes, aliada à atuação dos ventos e das marés, modula os processos de

transporte sedimentar que ocorrem entre a arrebentação e a linha de costa.

Os fundamentos teóricos para o transporte sedimentar em meio hídrico foram apresentados pioneiramente por Einstein (1950, *apud* FONTOURA, 2004) e Bagnold (1956; 1966).

Einsten (*op cit.*) adotou uma abordagem probabilística no tratamento do transporte sedimentar, definida pela probabilidade de qualquer partícula ser mobilizada pelo campo de fluxos hidrodinâmicos.

Para Bagnold (*op. cit.*), o transporte sedimentar está relacionado ao fluxo de energia necessário para movimentar as partículas sobre a camada superficial de fundo, definindo um modelo energético para o processo. Após a mobilização pelo fluxo hidrodinâmico, duas modalidades de transporte podem caracterizar a movimentação das partículas sedimentares: o transporte sedimentar por arrasto sobre o fundo ou o transporte em suspensão das partículas (BAGNOLD, *op. cit.*).

Nas praias oceânicas, o transporte de sedimentos ocorre em três zonas distintas, incluindo a zona representada pela linha de arrebentação ou zona de arrebentação incidente, a zona de arrebentação interna, logo após a primeira linha de quebra das ondas, e a zona de espraiamento, na face praial (SMITH, *et. al.* 2004).

A intensidade do transporte sedimentar costeiro é condicionada primariamente pela energia potencial das ondas e pela granulometria dos sedimentos, sendo influenciada pelo tipo de arrebentação e pela morfologia da zona de arrebentação e da face praial (SMITH, *et. al.*, *op. cit.*).

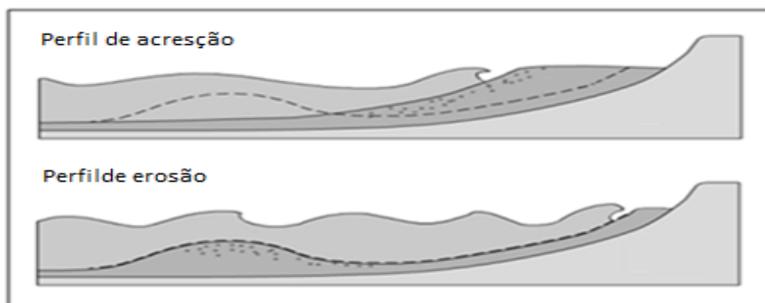
Dois direções de ocorrência marcam o transporte sedimentar na zona costeira: o transporte transversal e longitudinal à linha de costa. Cada uma dessas direções de transporte exerce papel distinto em termos de processos morfossedimentares costeiros, com a primeira respondendo pelos processos ortogonais e a segunda pela dinâmica processual ao longo da linha de costa. Embora muitas vezes analisados separadamente, os processos transversais ou ortogonais e longitudinais podem interagir em diferentes escalas de tempo e espaço, conforme sugerido por De Vriend (1997),

definindo as características morfossedimentares modais e evolutivas dos sistemas praias.

### 2.6.1. Transporte Sedimentar transversal

O transporte sedimentar transversal à linha de costa ocorre ao longo do perfil praias, afetando principalmente segmentos de praia dominados por ataque frontal das ondas. Essa modalidade de transporte sedimentar costeiro resulta do fluxo hidrodinâmico bidirecional perpendicular à linha de costa e de mecanismos de compensação do acúmulo das águas em direção à praia, associados ao processo de arrebentação das ondas.

De acordo com Horikawa (1988), o transporte transversal à linha de costa responde pelas variações de curto prazo no estoque sedimentar praias. As trocas sedimentares entre a praia emersa e submersa, induzidas pelos processos transversais, podem atingir grande magnitude. Em condições de balanço sedimentar equilibrado, a resultante das trocas sedimentares transversais permanece praticamente nula ao longo do tempo, com a praia oscilando entre contextos extremos de erosão e de acresção, ajustando-se às condições energéticas do regime de ondas, conforme ilustrado pela figura 2.13.



**Figura 2.13: Variação típica do perfil praias durante eventos de alta energia (adaptado de PATSCH & GRIGGS, 2006).**

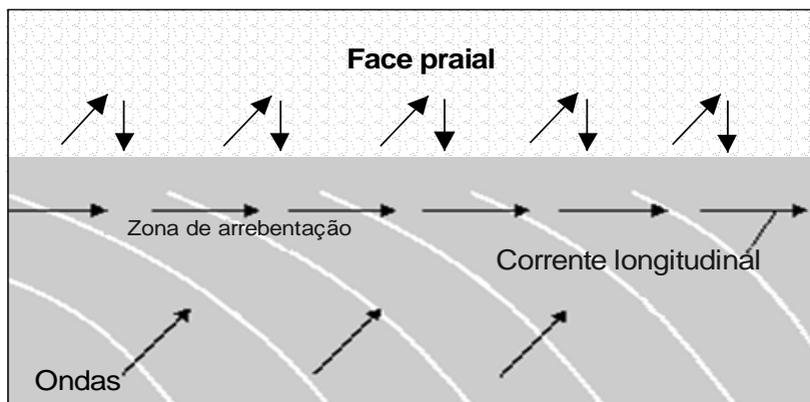
### 2.6.2. Transporte Sedimentar longitudinal

O transporte sedimentar longitudinal é responsável pelos principais processos morfossedimentares ao longo das praias

(CARTER, 1988). Embora freqüentemente associado à evolução dos processos sedimentares praiais de longo prazo, o transporte sedimentar longitudinal participa igualmente da dinâmica processual das praias no curto prazo (HORIKAWA, 1988).

O transporte de sedimentos ao longo das praias resulta da interação entre as correntes longitudinais e os sedimentos paralelamente à linha de costa, definindo a ocorrência de correntes de deriva litorânea. Formadas a partir da incidência oblíqua das ondas na costa, as correntes de deriva litorânea ocorrem entre a linha de arrebentação das ondas e a face praial.

Na zona de arrebentação, o movimento das partículas sedimentares ocorre de forma unidirecional, enquanto na zona de espriamento, os sedimentos descrevem uma trajetória em zig-zag sobre a face praial. Essa trajetória dos sedimentos na face praial é induzida pelo deslocamento oblíquo das partículas durante o fluxo do espriamento e pela ação da gravidade durante o refluxo, com os sedimentos sendo transportados em direção à base da face praial, seguindo a linha de maior declive (Figura 2.14).



**Figura 2.14: Transporte sedimentar longitudinal por deriva litorânea na face praial e por correntes longitudinais na zona de arrebentação (adaptado de Plummer, *et al.*, 1985).**

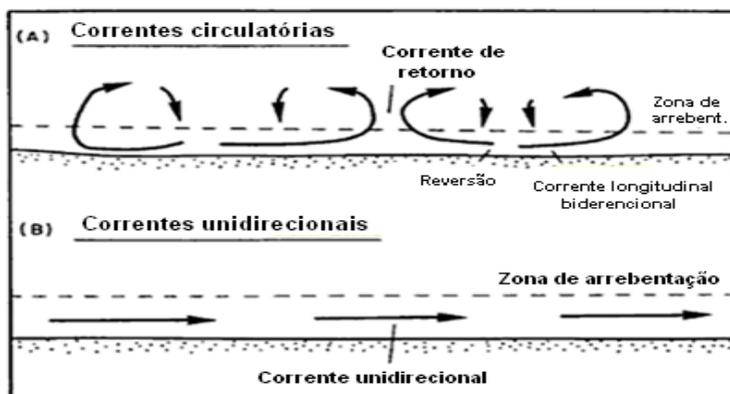
Mecanismos como gradientes laterais de energia e a ação dos ventos e das marés sobre a zona costeira podem influenciar localmente a formação e intensidade das correntes de deriva litorânea (KOMAR, 1976, CARTER, 1988, BIRD, 2000).

As correntes de deriva litorânea desempenham papel fundamental nos processos deposicionais e erosivos ao longo da zona costeira. A deposição de sedimentos veiculados pela deriva litorânea pode levar à formação de pontais arenosos, à progradação da linha de costa e à ocorrência de depósitos praias mais expressivos no sentido do transporte. Por outro lado, nos locais onde a presença de obstáculos na linha de costa induz à deposição total ou parcial da carga sedimentar transportada pela deriva litorânea, a recomposição da corrente longitudinal após o obstáculo favorece a ocorrência de processos erosivos.

A exposição da linha de costa a diferentes direções de ondas ou a atuação de ventos locais pode resultar em vetores bidirecionais de transporte sedimentar longitudinal, com o balanço entre os vetores configurando a ocorrência de deriva litorânea resultante, associada à ondulação de maior energia.

Na presença de correntes longitudinais bidirecionais, o transporte sedimentar por deriva litorânea pode ainda resultar em processos sazonais de rotação praias (MASSELINK & PATTIARATCHI, 2001), com a inversão do fluxo sedimentar resultante.

O transporte sedimentar longitudinal por deriva litorânea pode ser afetado igualmente pelo padrão da circulação hidrodinâmica após a arrebentação, que pode assumir configuração unidirecional ou apresentar-se na forma de trânsito circular, induzido principalmente pela presença de correntes de retorno na zona de arrebentação (CARTER, *op. cit.*) (Figura 2.15). Nesse último caso, nota-se frequentemente o desenvolvimento de feições morfológicas como cúspides ou mega cúspides ao longo da costa.



**Figura 2.15: Padrões de transporte longitudinal na zona costeira (Carter, 1988)**

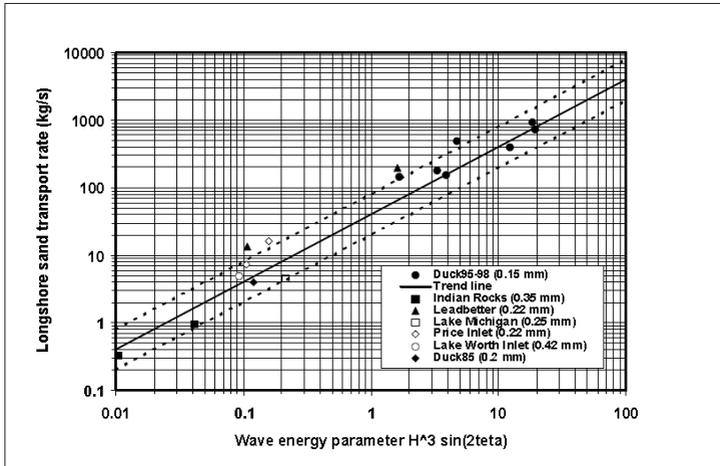
Quanto ao modo de deslocamento das partículas, de acordo com Komar (1978), o transporte por arrasto responde por 75% do transporte longitudinal total. Os estudos realizados sugerem o predomínio do transporte por suspensão na zona de arrebetação, principalmente durante episódios de alta energia, que resultam em grande turbulência vertical do fluxo. Na zona de espraiamento ambas as modalidades de transporte estão presentes. Resultados apresentados por Horn & Mason (1994) sugerem um regime misto de arrasto e suspensão durante o fluxo gerado pelo espraiamento das ondas sobre a face praial e o predomínio de transporte por arrasto durante o refluxo.

A modalidade predominante de transporte está associada ao tipo de arrebetação das ondas, que imprime maior ou menor turbulência ao fluxo hidrodinâmico (DALLY & DEAN, 1984, WANG *et al.*, 2002).

A intensidade do transporte longitudinal ou deriva litorânea depende da energia potencial das ondas, mas também do ângulo de incidência das frentes de ondas em relação à linha de costa. O transporte sedimentar apresenta valores máximos com ângulos próximos de  $45^\circ$  (KOMAR, 1976), sendo reduzido quando a incidência angular se aproxima de  $0^\circ$ .

Variações no ângulo de incidência para uma mesma altura de onda na arrebetação indicam o papel preponderante exercido pelo potencial de energia das ondas na definição da

intensidade dos vetores longitudinais de transporte sedimentar. Essa relação estreita entre magnitude da deriva litorânea e energia de onda é ilustrada pela figura 2.16, que mostra o resultado de medições realizadas por Van Rijn (2002) em praias dos Estados Unidos e da Holanda.

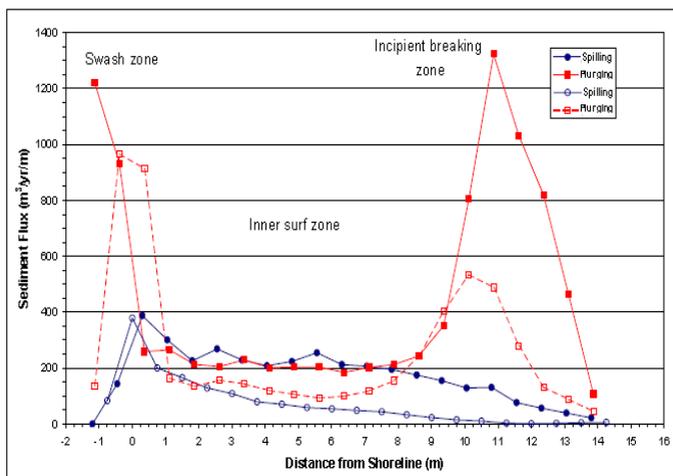


**Figura 2.16: Variações nas taxas de transporte sedimentar longitudinal de acordo com a energia das ondas em praias dos Estados Unidos e da Holanda (VAN RIJN, 2002).**

As transformações provocadas pelos processos de refração e difração influenciam o ângulo de incidência e a energia potencial das ondas na arrebanção (KOMAR, 1998), sendo a modelagem desses processos na zona costeira um instrumento fundamental para a análise da distribuição de energia ao longo da costa e dos padrões de direção e intensidade de vetores longitudinais de transporte sedimentar.

Por outro lado, assim como para o transporte transversal, de acordo com Smith *et al.* (2004), a importância dos volumes transportados pela deriva litorânea é também condicionada pelo tipo de arrebanção das ondas. Com base em estudo experimental, os autores investigaram a relação entre transporte sedimentar longitudinal, variação de energia e tipo de quebra das ondas. Os resultados obtidos mostraram que entre os tipos de arrebanção mergulhante e deslizante, consideradas no estudo,

o transporte sedimentar longitudinal é mais sensível às variações de energia associadas à arrebatção do tipo mergulhante do que à deslizante. (Figura 2.17).



**Figura 2.17:** Variações nas taxas de transporte sedimentar longitudinal na zona de arrebatção e de espreamento (adaptado de Smith *et al.* (2004).

Para Van Rijn (1990) (*apud* FONTOURA, 2004), a turbulência mais efetiva associada à arrebatção do tipo mergulhante é responsável pela maior movimentação de partículas, em comparação à arrebatção do tipo deslizante. Segundo o autor, o transporte sedimentar em suspensão durante a arrebatção é dez vezes maior em condições de arrebatção mergulhante do que deslizante, indicando a importância do parâmetro relativo ao tipo de quebra da onda para a intensidade do transporte sedimentar longitudinal.

O estudo realizado por Smith *et al.* (2004) mostrou ainda a relação entre tipo de arrebatção e distribuição do transporte longitudinal ao longo do perfil praiar. Os resultados obtidos mostraram para o tipo de quebra mergulhante a ocorrência de picos de movimentação longitudinal das partículas associados à zona incipiente de arrebatção e à zona de espreamento, enquanto para o modo deslizante, os picos de transporte ocorrem junto à zona de espreamento (Figura 2.17).

De acordo com King (2005) taxas relativamente importantes de transporte sedimentar longitudinal são frequentemente observadas sobre a face praial. Estudos de campo e de laboratório têm apontado que o transporte sedimentar longitudinal pela ação do espriamento sobre a face praial pode representar 50% do transporte longitudinal total, atingindo até 60% em condições de baixa energia (SMITH *et al.*, 2004).

A granulometria dos sedimentos constitui outro fator fundamental para a magnitude do transporte sedimentar longitudinal, com o incremento no tamanho médio do grão levando à redução da intensidade do transporte (KOMAR, 1977; KING, *op. cit.*).

O transporte sedimentar por deriva litorânea é ainda influenciado pela declividade do perfil praial. Estudos realizados por Komar & Inman (1970), King (*op. cit.*) e Van Rijn & Boer (2006), entre outros, mostram a importância desse parâmetro para a magnitude dos volumes transportados, sendo que taxas elevadas de transporte sedimentar longitudinal estão associadas a maiores declividades da praia e vice-versa. De acordo com King (*op. cit.*), a redução esperada do transporte sedimentar longitudinal com o aumento da granulometria é compensada pela maior declividade da praia, associada ao aumento do tamanho médio das partículas.

A dependência entre transporte sedimentar e declividade da face praial indica a importância do grau de reflectividade da praia na intensidade dos vetores de do trânsito sedimentar. Estudo realizado por Miles *et al.* (2006) comparou a intensidade do transporte sedimentar entre uma praia intermediária e outra dissipativa, mostrando que a intensidade do transporte sedimentar foi mais significativa no primeiro caso do que no segundo.

Por sua vez, vetores de deriva litorânea podem influenciar as variações morfológicas do perfil praial em meso escala temporal, como mostram resultados obtidos por Masselink & Pattiaratchi (2001). Os autores identificaram oscilações no comportamento morfodinâmico praial não apenas associadas à energia das ondas, mas à ocorrência de inversão sazonal no transporte sedimentar longitudinal.

Em larga escala temporal o transporte sedimentar longitudinal assume papel preponderante na evolução da linha de costa. Em meso-escala, pode determinar a distribuição lateral do estoque sedimentar praial e da granulometria dos sedimentos, influenciando os processos morfodinâmicos que caracterizam o ambiente praial.

### 2.6.3. Quantificação do transporte sedimentar

A quantificação dos processos de transporte sedimentar costeiro por correntes transversais e longitudinais contribui para a análise da evolução das planícies costeiras, sendo decisiva em projetos de engenharia que afetem a orla. Nesse sentido, representam subsídio fundamental para a gestão da zona costeira e, particularmente, para a abordagem dos processos erosivos costeiros.

De acordo com Horikawa (1988), as complexas interações entre os sedimentos e os fluxos hidrodinâmicos tornam extremamente difícil a quantificação do transporte sedimentar costeiro.

Apesar das limitações impostas pela complexidade dos processos, a aplicação de métodos de campo e de laboratório permite uma aproximação do problema da quantificação do transporte sedimentar transversal e longitudinal na zona costeira.

#### 2.6.3.1. *Quantificação do transporte sedimentar transversal*

Induzidas pela ação das ondas e correntes, as trocas sedimentares transversais à linha de costa refletem a variabilidade do perfil praial. O monitoramento topográfico da praia é o método mais utilizado para a quantificação do transporte sedimentar normal à praia. Segundo Horikawa (*op. cit.*) esse procedimento permite não apenas acompanhar a evolução do comportamento morfodinâmico das praias, mas também possibilita a identificação dos fluxos hidrodinâmicos e sedimentares sobre o perfil praial, fornecendo subsídios à quantificação do transporte sedimentar transversal à linha de costa e à validação de modelos numéricos previsionais.

### 2.6.3.2. Quantificação do transporte sedimentar longitudinal

De acordo com Bagnold (1963), o transporte longitudinal resulta da mobilização e suspensão das partículas do fundo pela energia da onda, e do carreamento das partículas mobilizadas por uma corrente longitudinal sobreposta, que desloca os sedimentos ao longo da linha de costa.

A relação entre a taxa de transporte sedimentar por deriva litorânea e parâmetros como a altura de onda, o tamanho médio de grão e a inclinação da praia é de particular interesse, suscitando investigações na área voltadas ao desenvolvimento ou à realização de testes de equações preditivas (TONK & MASSELINK, 2005).

Nessa perspectiva, várias formulações empíricas são apresentadas na literatura para a previsão do transporte sedimentar longitudinal (WATTS, 1953; SAVAGE, 1962; CASTANHO, 1966; KOMAR, 1969, LONGUET-HIGGINS, 1970, BAILARD, 1984, KAMPHUIS *et al.*, 1986 E KAMPHUIS, 1991).

Baseadas em dados de campo ou em modelos físicos, a maioria das aproximações matemáticas existentes têm seu fundamento teórico no postulado do fluxo potencial de energia proposto por Bagnold (1956, *op. cit.*, 1966) ou na abordagem probabilística adotada por Einstein (1937, 1950) (*apud* HELMUT & HABERSACK, 2003 e FONTOURA, 2004).

Entre as formulações mais utilizadas pela engenharia costeira na previsão do transporte sedimentar total estão as equações propostas pelo CERC – Coastal Engineering Research Center (1984) e por Bailard (*op cit.*).

Em muitos casos, para uma mesma condição ambiental, a aplicação dessas e de outras aproximações matemáticas mostra resultados muito diferentes, com a superestimação ou subestimação das taxas de transporte sedimentar longitudinal colocando o problema da escolha da equação mais adequada à realidade de campo. Diante dessa dificuldade, os pesquisadores buscam avaliar a capacidade previsional do transporte sedimentar longitudinal pelas equações disponíveis através da calibração com dados de campo, o que pode tornar a quantificação do transporte sedimentar longitudinal um procedimento mais complexo. Os métodos de campo disponíveis

para esse fim incluem as armadilhas para amostragem de sedimentos em transporte, o emprego de obstáculos naturais ou introduzidos, que induzem a deposição dos sedimentos transportados e a utilização de traçadores.

O método com traçadores permite o acompanhamento do processo de transporte sedimentar, podendo ser aplicado localmente para quantificar o trânsito sedimentar na zona de espriamento. Sua utilização possibilita a determinação da direção e da intensidade do fluxo sedimentar induzido pelas correntes longitudinais com precisão satisfatória. O procedimento inclui a utilização de marcadores radioativos ou fluorescentes.

#### *2.6.3.3. Utilização de traçadores fluorescentes na quantificação do transporte sedimentar longitudinal*

A utilização de traçadores fluorescentes em ambiente costeiro para avaliação das taxas de transporte sedimentar longitudinal teve início com Zenkovitch (1960), seguido por estudos realizados por Ingle (1966), Yasso (1966), Duane & James (1980) e White & Inman (1989), entre outros. Nas duas últimas décadas, vários autores trabalharam com a metodologia de traçadores fluorescentes, podendo ser citados os trabalhos de Cheong *et al.*(1993), Michel (1997), Ciavola *et al.* (1998), Voulgaris *et al.* (1998), Abreu de Castilhos *et al.*(1997a;1998), Balouin *et al.* (2005) e Tonk & Masselink (2005).

A avaliação do transporte sedimentar através de traçadores fluorescentes assume vários pressupostos. De acordo com Voulgaris *et al.* (*op. cit.*) o procedimento assume que as partículas fluorescentes têm características geométricas idênticas às do sedimento original e que os traçadores são dispersados pelos mesmos agentes hidrodinâmicos que atuam sobre partículas arenosas naturais. Por sua vez, a aplicação do método admite que o deslocamento dos traçadores possa ser utilizado para avaliar as taxas de transporte sedimentar e que a espessura de sedimento deslocado é constante em cada ponto da zona de dispersão do traçador.

Os pressupostos colocados para aplicação da técnica com traçadores podem ser atendidos com a confecção do traçador a partir de areias nativas, marcadas por uma fina camada de tinta

fluorescente, para não alterar o comportamento hidrodinâmico das partículas sedimentares e pelo controle da qualidade da dispersão do traçador, que indica o grau de sucesso do experimento (BALOUIN *et al.* 2005).

Embora a utilização de traçadores fluorescentes seja relativamente trabalhosa, de acordo com Ciavola *et al.* (1999), a técnica apresenta a vantagem de ser talvez a única que possa ser empregada em uma ampla variedade de escalas temporais e espaciais.

A comparação entre os resultados obtidos em campo com os traçadores fluorescentes com aqueles previstos pelas equações empíricas, propostas na literatura, permite identificar a formulação mais adequada à realidade local para o cálculo de vetores longitudinais de transporte e para o estabelecimento do balanço sedimentar costeiro por deriva litorânea.

### **3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

Situado entre as coordenadas geográficas de 25°57'41" e 29°23'55", o litoral do estado de Santa Catarina, com 538 km de extensão, apresenta um conjunto diversificado de paisagens costeiras. No litoral sul, entre o limite com o Rio Grande do Sul e o cabo de Santa Marta, e no litoral norte, entre Barra Velha até o limite com o Paraná, o recuo do embasamento rochoso favoreceu a formação de extensas planícies costeiras, com destaque para o sul do estado. No setor central e centro-norte do litoral catarinense, o avanço do embasamento cristalino em direção ao oceano Atlântico é responsável pela compartimentação da zona costeira emersa, com a alternância de promontórios rochosos, enseadas e baías que abrigam praias arenosas e manguezais.

Um conjunto de ilhas completa o quadro geológico-geomorfológico da costa catarinense, com destaque, respectivamente nos setores central e norte do estado, para as ilhas de Santa Catarina e de São Francisco do Sul.

Este capítulo apresenta o contexto geográfico, geológico, geomorfológico, climático e hidrodinâmico que caracteriza a Ilha de São Francisco do Sul, definida como área de estudo para o desenvolvimento da presente tese de doutorado.

#### **3.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

Inserida na costa norte catarinense, entre 26°09'48" e 26°27'12" de latitude sul e 48°29'34 e 48°42'49 de longitude oeste (UTM E750488/728237 e N7071186/7103932), a Ilha de São Francisco do Sul apresenta orientação geral NE-SW e uma superfície de 560km<sup>2</sup>. Situada entre as águas oceânicas do Atlântico sul e as elevações continentais da Serra do Mar, a ilha integra o complexo estuarino da Baía da Babitonga. (Figuras 3.1 e 3.2)

Na sua porção oeste, a Ilha de São Francisco do Sul é delimitada pela Baía da Babitonga a noroeste e pelo Canal do Linguado a sudoeste, o qual assegurava, até seu fechamento na década de trinta, a ligação meridional do complexo estuarino com o oceano, no extremo sul da ilha.

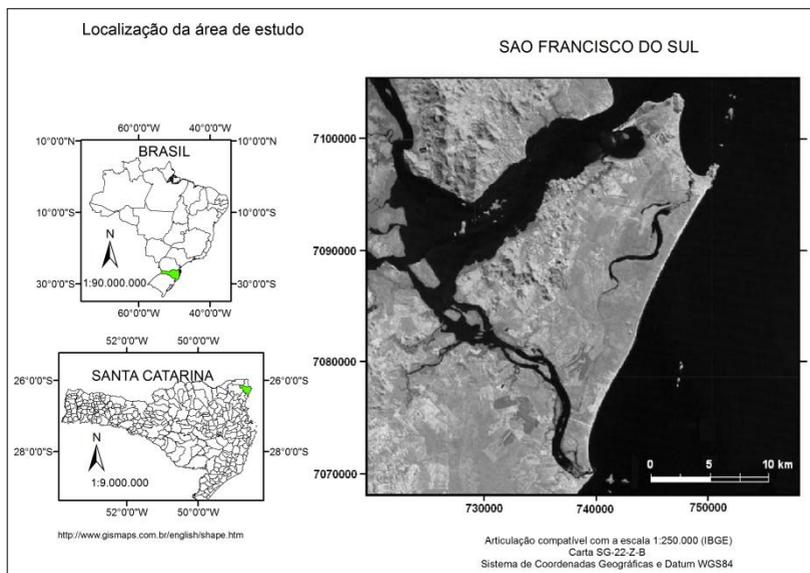


Figura 3.1: Localização da área de estudo.



Figura 3.2: Vista panorâmica do litoral norte de Santa Catarina abrangendo a área de estudo (Foto: NASA, 2004).

### 3.2. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

Duas unidades geológicas maiores caracterizam a zona costeira de Santa Catarina: o embasamento cristalino e as bacias sedimentares marginais de Pelotas e de Santos, de caráter tectônico passivo (HORN, FILHO, 2003). A origem dessas duas unidades está ligada à formação da margem continental brasileira, associada à abertura do oceano Atlântico a partir do Jurássico, com a fragmentação do antigo continente Gondwana.

Na costa norte de Santa Catarina, o embasamento é representado por rochas metamórficas granulíticas e granito-gnáissicas de idade arqueano-proterozóicas (DNPM, 1986), que compõem o Escudo Catarinense. Na área continental, o embasamento cristalino forma as elevações do relevo regional, marcado por forte dissecação pela ação fluvial. As altitudes máximas ultrapassam os 1.400m a noroeste da Ilha de São Francisco do Sul, junto à Serra do Mar, diminuindo em direção ao oceano.

Na Ilha de São Francisco do Sul, as elevações do embasamento cristalino situam-se entre 300m e 70m de altitude, ocorrendo principalmente no setor sudoeste da ilha, sendo interligadas por planos de sedimentação de idade quaternária. Apenas alguns blocos isolados do embasamento estão em contato com a atual linha de costa. A presença de ilhas costeiras marca o afloramento do embasamento cristalino na área costeira marinha (Figura 3.3).

O embasamento cristalino se estende em direção ao oceano, onde é recoberto pelas seqüências sedimentares da Bacia de Santos. Os processos de subsidência nesta bacia marginal desde a sua formação levaram à acumulação de material sedimentar oriundo da erosão continental (ALMEIDA, 1976). Os depósitos sedimentares na Bacia de Santos podem atingir espessura de 10 a 12 km, sendo representados por sedimentos siliclásticos, carbonáticos e evaporitos, depositados desde o Cretáceo Inferior até o Quaternário (CARUSO, 1993).

As rochas do embasamento e as seqüências deposicionais da Bacia de Santos que o recobrem, configuram a Plataforma Continental Sudeste, entre o cabo de Santa Marta e Cabo Frio, no Rio de Janeiro. A Plataforma Continental Sudeste apresenta

largura média de 130 km (CORREA & VILLWOCK, 1996) e gradientes da ordem de 1:500 a 1:1.350 (ZEMBRUSCKI, 1979), com a quebra da plataforma situada entre 120m e 180m de profundidade (GRÉ, 1983).

Em Santa Catarina, a plataforma continental exhibe suas maiores larguras na costa norte do estado, resultando em morfologia geral suave, com gradiente de até 1:1000. Na plataforma continental interna, entre 0 e 50m de profundidade, Gré & Abreu de Castilhos (1998) identificaram, para a região de São Francisco do Sul e adjacências, a ocorrência de variações na extensão e declividade do fundo marinho, associadas à presença de paleocanais de drenagem e de platôs ao largo da Ilha de São Francisco do Sul.

De acordo com Gré (1983) e Corrêa & Villwock (*op. cit.*), a cobertura sedimentar da plataforma continental interna é essencialmente arenosa, passando a areno-siltíca, siltíca-argilosa e argilo-siltíca na plataforma média e siltíca-argilosa na plataforma externa.

Entre a plataforma continental e as elevações do embasamento cristalino no continente, a porção emersa da Bacia de Santos constitui os sistemas deposicionais do litoral norte de Santa Catarina. O contato entre esses depósitos e o embasamento cristalino emerso ocorre na forma de depósitos quaternários de idade indiferenciada. Através da interação entre processos erosivos pluviais, fluviais e deposicionais marinhos, esses depósitos podem influenciar as características sedimentares dos depósitos de planície costeira.

Como para os demais setores costeiros do estado, a planície costeira norte catarinense tem sua origem associada às oscilações do nível do mar durante o Quaternário, sendo composta por depósitos sedimentares formados entre o Pleistocênico Superior e o Holoceno.

Na Ilha de São Francisco do Sul, os depósitos de planície costeira de idade pleistocênica e holocênica afloram amplamente, ocupando a maior parte da área emersa da ilha (Horn Filho (1997).

Os depósitos pleistocênicos apresentam origem marinho praiado e lagunar na base e eólica no topo. Esses depósitos afloram no setor central da ilha, atingindo até 6 km de largura e

altitudes variáveis entre 10 e 17 m. O contato geológico com as demais unidades da planície costeira ocorre de forma interdigitada e/ou brusca, através de falésias bem definidas que alcançam até 4 m de desnível vertical. As formas dominantes dos depósitos são terraços de superfície plana a levemente ondulada, predominando grãos arenosos, finos a médios, selecionados, constituídos de quartzo e minerais pesados (HORN FILHO (1997).

Esses depósitos pleistocênicos resultam do movimento regressivo marinho ocorrido entre 120 e 18 ka A.P., a partir de um nível marinho de  $8\pm 2$ m mais elevado que o atual, relativo ao período interglacial *Riss/Wurm*, correspondendo, no Brasil, à Transgressão Cananéia no estado de São Paulo (SUGUIO & MARTIN, 1978), à Penúltima Transgressão na Bahia (BITTENCOURT *et al.*, 1979) e à deposição da barreira III, na costa do Rio Grande do Sul (VILLWOCK, *et al.*, 1986).

De acordo com Horn Filho (*op. cit.*) o sistema deposicional holocênico da Ilha de São Francisco do Sul inclui depósitos marinhos praias, eólicos, lagunares, flúvio-lagunares, paludiais e estuarinos. Os depósitos marinhos praias, de composição predominantemente areno-quartzosa fina, ocorrem na forma de uma sucessão de cristas praias na faixa leste da ilha, com altitude média de 5,0m, podendo apresentar capeamento eólico superficial.

Os depósitos eólicos mais expressivos ocorrem a nordeste da Ilha de São Francisco do Sul, junto à faixa litorânea, na forma de dunas principalmente parabólicas, com orientação norte-noroeste e constituídas predominantemente de areia média. Os depósitos eólicos ocupam uma extensão de 7 a 8 km e atingem entre 30 e 35m de altitude.

Os depósitos lagunares representam terraços planos, originados pela colmatção de corpos lagunares entre os terraços pleistocênicos e holocênicos e em locais abrigados, de baixa energia, próximos aos cursos fluviais. Predominam na composição granulométrica desses depósitos, sedimentos arenosos finos a muito finos, enriquecidos em matéria orgânica.

Associados aos depósitos holocênicos, ocorrem igualmente depósitos flúvio-lagunares, paludiais e estuarinos, nos quais predomina, respectivamente, sedimentos arenosos

finos, areia fina altamente enriquecida em matéria orgânica e areia fina com teores de silte e argila. A origem desses depósitos está relacionada, respectivamente, à sedimentação fluvial em ambiente lagunar, à ação das correntes de maré em ambiente transicional protegido, junto à baía da Babitonga e ao Canal do Linguado, e aos processos sedimentares estuarinos, na porção centro-oeste da Ilha de São Francisco do Sul. Também são observados na planície holocênica, depósitos conchíferos antropogênicos do tipo sambaqui.

Os depósitos holocênicos têm sua origem nos movimentos transgressivos marinhos que sucederam o final do período glacial *Wurm*, a partir de 11 ka A.P., quando teve início a transgressão Flandriana, que atingiu seu ápice há 5.100 Ka A.P., com  $3,5 \pm 0,5$ m acima do nível do mar atual (SUGUIO *et al.*, 1985). A transgressão Flandriana levou à erosão e submersão de grande parte da planície costeira pleistocênica, restando apenas depósitos testemunhos situados acima do nível máximo transgressivo. Essa transgressão é correlata à Transgressão Santos no estado de São Paulo (SUGUIO & MARTIN, 1978), à Última Transgressão, no litoral da Bahia (MARTIN, *et al.*, 1982) e ao sistema Barreira IV na costa do Rio Grande do Sul (VILLWOCK, *et al.*, 1986).

A regressão marinha que sucedeu ao máximo transgressivo de 5.100 ka AP, associada, de acordo com Suguio *et al.*, (*op cit.*), a dois outros episódios transgressivos entre 3,6 ka AP e o presente, resultaram na formação da planície costeira holocênica e respectivos depósitos sedimentares.

Na costa leste e norte da Ilha de São Francisco do Sul, a planície costeira arenosa e a ocorrência de alguns blocos do embasamento cristalino na linha de costa ancoram os depósitos sedimentares litorâneos atuais, que configuram os sistemas praias oceânicos da área de estudo.

Os blocos do embasamento rochoso presentes na linha de costa influenciam os processos deposicionais costeiros e determinam, localmente, a orientação da linha de costa e a tipologia dos sistemas praias oceânicos situados na porção norte da Ilha de São Francisco do Sul.

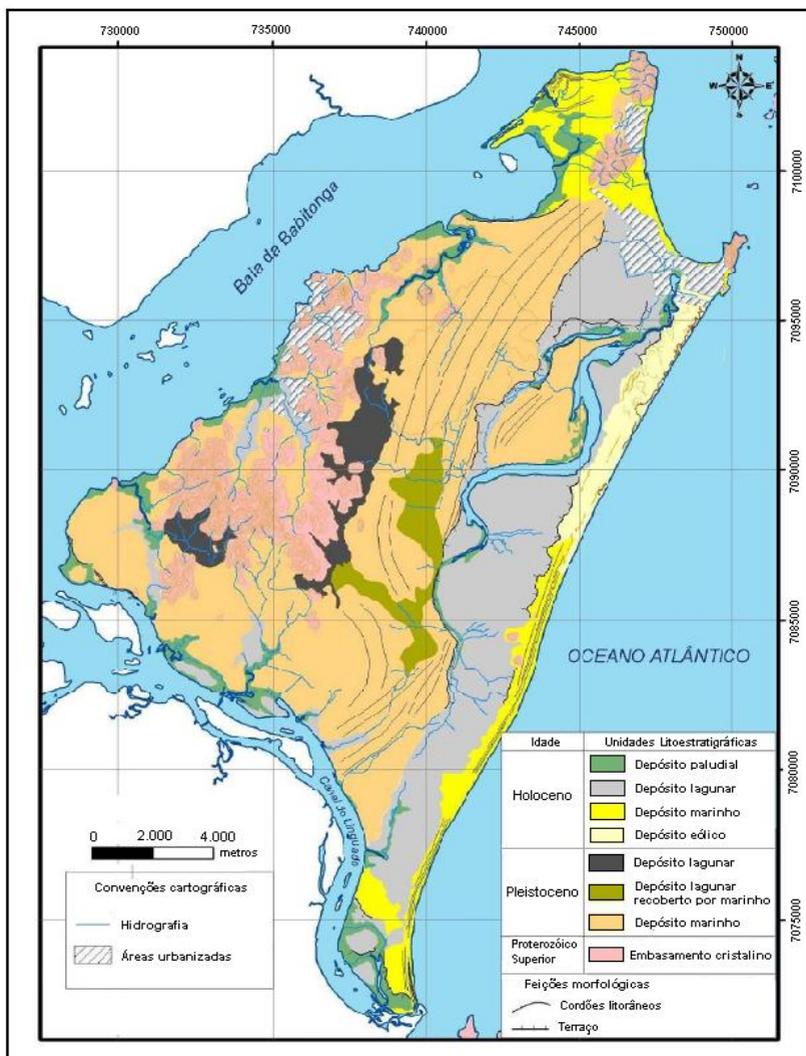


Figura 3.3: Mapa geológico da ilha de São Francisco do Sul e seu entorno (adaptado de POSSAMI *et. al*, 2010).

### 3.3. HIDROGRAFIA

A zona costeira catarinense tem sua rede hidrográfica apoiada no sistema de drenagem da vertente Atlântica, formada por doze bacias hidrográficas (SANTA CATARINA, 1986) que drenam os terrenos do embasamento e da planície costeira em direção a leste.

As principais redes de drenagem do litoral norte são as bacias hidrográficas do rio Cubatão do Norte e do rio Itapocu, que drenam respectivamente uma área de 472Km<sup>2</sup> e 2.930Km<sup>2</sup>, a partir de uma extensão fluvial de 792 e 2.930Km. As duas bacias mostram uma densidade de drenagem média a alta, da ordem de 1,67 km/km<sup>2</sup> para o Cubatão do Norte e 1,59 km/km<sup>2</sup> para o Itapocu (Tabela 3.1). As águas drenadas pela bacia do Cubatão do Norte deságuam no complexo estuarino da Baía da Babitonga, limitando os aportes sedimentares grosseiros em direção aos setores oceânicos da costa. O Itapocu mostra condição semelhante, desaguando na laguna de Barra Velha ao sul da área de estudo.

**Tabela 3.1: Área, densidade de drenagem e comprimento total dos cursos fluviais das bacias hidrográficas da vertente Atlântica no litoral norte de Santa Catarina (SANTA CATARINA, 1986).**

BACIA HIDROGRÁFICA	ÁREA DEDRENAGEM (km <sup>2</sup> )	DENSIDADE DRENAGEM (m <sup>3</sup> /s)	COMPRIMENTO (km/km <sup>2</sup> )
Cubatão do Norte	472	1,67	792
Itapocu	2.930	1,59	4.684

A Ilha de São Francisco do Sul tem suas águas superficiais drenadas por cursos fluviais associados às elevações do embasamento cristalino e por rios de planície, de características meândricas e baixa declividade. Suas águas superficiais são drenadas para o complexo estuarino da Baía da Babitonga ou diretamente para o oceano Atlântico. O rio Acaraí, situado no setor centro-norte, representa o curso fluvial mais importante da ilha, com uma extensão de 19 km, fluindo para nordeste e tendo sua foz na praia da Enseada.

### 3.4. CLIMA E CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA

Entre os principais fatores que definem o clima de uma região, estão sua posição latitudinal e as características das massas de ar atuantes, que determinam as condições de ventos, temperatura, umidade do ar, quantidade e distribuição das precipitações anuais. Com base nas duas classificações climáticas tradicionais (STRAHLER, 1951; KÖPPEN, 1948), estabelecidas a partir desses fatores, o clima da região sul do Brasil é classificado como sendo subtropical úmido, do tipo Cfa e Cfb, sob domínio preponderante da massa de ar Tropical Atlântica (Pa) e secundado pela atuação da massa Polar Atlântica (Pa). Esse contexto define a ocorrência de verão quente (Cfa) e ameno (Cfb) no Brasil meridional, com precipitações médias anuais entre 1.000 e 2.000mm, sem estação seca, apresentando, porém, uma tendência à concentração das chuvas nos meses de primavera e verão.

O clima do litoral de Santa Catarina acompanha o padrão regional, sendo definido como mesotérmico úmido, apresentando temperaturas médias anuais que variam de 21,8°C a 13,0°C e índices pluviométricos médios anuais entre 1.300 e 2.000 mm (SANTA CATARINA, 1986). Na planície costeira, o clima é classificado como super húmido (PEREIRA, 1994), marcado por fracas amplitudes térmicas entre o verão e o inverno, em virtude da forte influência reguladora do oceano. As temperaturas médias mensais oscilam entre 15°C e 18°C no inverno e entre 24°C e 26°C no verão. O regime pluviométrico, com uma média de 1.447 mm (NIMER, 1989), é caracterizado por uma distribuição anual das precipitações. A umidade do ar, igualmente sob influência marítima, atinge 80% (SANTA CATARINA, *op cit.*).

O litoral norte de Santa Catarina apresenta temperatura média anual de 20,3°C e precipitação média anual da ordem de 1.800mm (SANTA CATARINA, *op cit.*). Para a Ilha de São Francisco do Sul, dados locais, apresentados por Horn Filho (1997) para um período de 33 anos (1963-1996), mostram temperaturas médias máximas e mínimas anuais de 25°C e 18°C, respectivamente. Os dados locais indicam índices médios anuais de umidade relativa do ar de 87% e de pluviometria da

ordem e 1.875mm. A insolação média anual foi de 142 horas. O balanço de evapotranspiração para o período não apresentou deficiência hídrica para a região (SANTA CATARINA, 1986).

Os padrões de circulação atmosférica na região sul do Brasil são definidos pela interação entre os anticiclones Tropical Atlântico semi-estacionário e Polar Atlântico migratório, influenciados pelo anticiclone Polar do Pacífico Sul e pelo centro de baixa pressão semi-permanente do Chaco (ALVES,1996) (Figura 3.4). A dinâmica dessas interações é determinada pela movimentação dos seguintes sistemas: centros de alta pressão originários de baixas latitudes; anticiclones extratropicais, que se destacam da massa polar e migram através do sul do continente ou do litoral sul-americano e ciclones extratropicais associados à passagem de frentes frias (ALVES, *op. cit.*).



**Figura 3.4: Posição média dos centros de ação atmosférica e de deslocamento dos sistemas móveis (adaptado de ALVES, 1996).**

Nesse contexto, destaca-se, em condições meteorológicas normais, a atuação preponderante do sistema semi-estacionário de alta pressão representado pelo Anticiclone Tropical Atlântico, responsável pela maior frequência anual de ventos de nordeste na região Sul do país. Essa condição é perturbada pela passagem de frentes frias, com a migração do Anticiclone Polar Atlântico para Nordeste, ocasionando ventos de quadrante sul na região.

De acordo com Stech & Lorenzetti (1992), o basculamento na direção dos ventos ocorre no sentido anti-horário, ocorrendo a rotação dos ventos de NE para NW com a aproximação da frente

fria, passando a soprar de sul durante a permanência da frente. Ao migrar para baixas latitudes, a frente fria se dissipa, resultando no restabelecimento de condições normais, associadas ao Anticiclone Tropical Atlântico (TRUCOLLO, 1998).

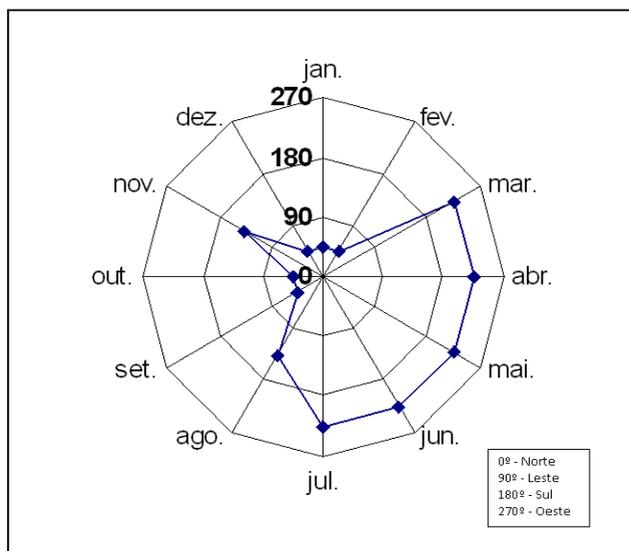
Os sistemas frontais podem sofrer perturbações no seu trajeto para o Norte, tais como a ocorrência de bloqueios que os tornem estacionários, podendo levar ao seu deslocamento para o oceano. Essa última condição resulta na geração de ventos de Leste, trazendo umidade e chuvas do oceano em direção à costa (ALVES, 1996).

De acordo com Nimer (1989), esse padrão atmosférico ocorre regularmente durante todo o ano, havendo apenas variações sazonais na intensidade e frequência dos processos. Os ventos de nordeste, associados à atuação do Anticiclone Tropical Atlântico, são mais frequentes e de menor intensidade, predominando nos meses de primavera e verão. Por sua vez, os ventos de quadrante sul, embora tenham menor incidência, apresentam maiores velocidades, ocorrendo principalmente durante os meses de outono e inverno, com a intensificação dos sistemas frontais durante esse período.

Em Santa Catarina, estudos realizados confirmam a maior incidência anual de ventos de nordeste na zona costeira. Entretanto, dados apresentados por *Veado et al.* (2002) para o litoral norte mostram o predomínio de ventos de quadrante leste, com frequência de 26,5%, seguidos de ventos de quadrante norte, com frequência de 23,1%. Para os ventos de quadrante norte o estudo apontou o predomínio de direção nordeste, com incidência anual de 16,4% e atuação destacada no verão, enquanto os ventos de quadrante sul, com incidência anual de 44,5%, predominam durante o inverno.

Para São Francisco do Sul, dados locais para o período de 1963-1996 (HORN FILHO, 1997) indicam a maior frequência de ventos de sudoeste, predominando durante os meses de março a julho, seguidos de ventos do quadrante norte nos meses de setembro, outubro, dezembro, janeiro e fevereiro (Figura 3.5). As velocidades anuais médias, máximas e mínimas obtidas para o período analisado foram de 3,2 m/s ou 11,52 km/h e 2,5 m/s, equivalente a 9 km/h.

A menor freqüência dos ventos de nordeste nos dados apresentados acima pode estar relacionada a possíveis efeitos provocados pelo relevo sobre o fluxo eólico.



**Figura 3.5: Direção predominante do vento para a região de São Francisco do Sul (Fonte: série de dados 1963-1996 apresentada por Horn Filho, 1997).**

Dados locais coletados durante cinco meses em setor exposto da costa leste da Ilha de São Francisco do Sul, através de estação meteorológica instalada no âmbito de convênio entre a Petrobrás e a UFSC, mostraram uma melhor relação com os padrões regionais de circulação atmosférica. A distribuição de freqüência dos ventos no local em relação à direção e intensidade foi analisada por Trucollo (1998), mostrando a ocorrência de três padrões distintos:

- ventos de direção norte-nordeste, mais expressivos, com intensidade entre 2 a 4m/s, associados à atuação do Anticiclone do Atlântico Sul;

- ventos de direção oeste e leste, com intensidade aproximada de 2m/s, correspondendo às brisas marinha e terra, ortogonais à linha de costa;

- ventos de direção sudeste, alcançando as maiores intensidades, em torno de 6 a 8m/s, associados à passagem de frentes frias.

A série de dados analisada por Trucollo (1998) mostrou o predomínio geral de ventos de nordeste e de quadrante sul durante os meses de inverno. A autora comparou os dados analisados com registros do porto de São Francisco do Sul para o período de 1931-1960, concluindo que os valores obtidos para o curto período de medições permanecem dentro dos padrões percentuais de longo período para a região.

Embora menos intensos, os ventos de nordeste podem persistir durante mais de uma semana, podendo atingir velocidades próximas de 20 km (SALLES, 1992, *apud* MONTEIRO, 1992). Mais intensos, os ventos de quadrante sul atuam durante três a quatro dias consecutivos, alcançando velocidades elevadas, com rajadas de 80 a 90km/h (SALLES, *op cit.*, MONTEIRO, 1992).

### **3.5. REGIME DE ONDAS**

O regime de ondas na costa sul brasileira reflete o padrão meteorológico típico da região, comandado principalmente pelas interações entre o Anticiclone Tropical Atlântico semi-estacionário e o Anticiclone Polar Atlântico migratório. Esses dois sistemas atmosféricos determinam, respectivamente, a geração de ondas locais, decorrentes da atuação de ventos de nordeste, e a incidência de ondulações de quadrante sul, associadas à passagem de frentes frias na região.

Os dados de ondas disponíveis para o litoral de Santa Catarina mostram a ocorrência dessas duas direções principais, associadas à incidência de ondas de leste. As principais fontes de dados de ondas para o litoral catarinense são representadas por séries históricas de observações em alto mar, apresentadas no Ocean Waves Statistics (HOGBEN & LUMB, 1967), e no Global Waves Statistics (HOGBEN *et al.*, 1986), e registros de campo obtidos com o fundeio de ondógrafos por período de alguns meses a um ano (ALVES, 1996; MELO *et al.* 2003; ARAÚJO *et al.*, 2003). Esses registros são complementados por observações visuais de incidência de ondas na zona costeira

efetuadas no âmbito de vários projetos distintos, voltados principalmente ao estudo dos processos morfodinâmicos praias na costa central e centro-norte catarinense (CRUZ, 1993; 1998, ABREU DE CASTILHOS, 1995; SANTOS, 1995; DIEHL, 1997; FARACO, 1998 e 2003; LEAL, 1999; TORRONTÉGUY, 2002; KLEIN & MENEZES, 2001; OLIVEIRA, 2004; PEIXOTO, 2005).

O regime de ondas no litoral norte catarinense foi analisado por Alves (1996), a partir de dados obtidos durante os meses de janeiro a junho de 1996 em São Francisco do Sul, através de registros de ondógrafo direcional (direção, altura e período). De acordo com o autor, os dados obtidos mostram a ocorrência de ondas do tipo vagas, geradas pelos ventos locais, com períodos entre 4 a 8s e de ondulações, geradas ao largo e associadas a maiores pistas de ventos, com períodos da ordem de 10s ou mais, com direção não coincidente com os ventos locais.

Nesse contexto, Alves (*op. cit.*) identificou para o período amostrado quatro padrões de incidência de ondas, associados às condições meteorológicas regionais: 1) vagas de leste-nordeste, 2) vagas de sul-sudeste, 3) ondulações de sudeste, 4) ondas de leste e leste-sudeste.

**1) Vagas de leste-nordeste:** com período de pico de 5 a 10s e altura significativa das ondas entre 0,5 e 1,5 m, correspondendo a 7,21 % das ocorrências. Este padrão de incidência apresentara ocorrência máxima durante o verão, estando associado à intensificação dos ventos de Nordeste no litoral, provocada pela retração do Anticiclone Tropical Atlântico semi-estacionário, durante o avanço ocasional de sistemas frontais sobre a região sul, resultando em fortes gradientes de pressão entre os dois sistemas atmosféricos.

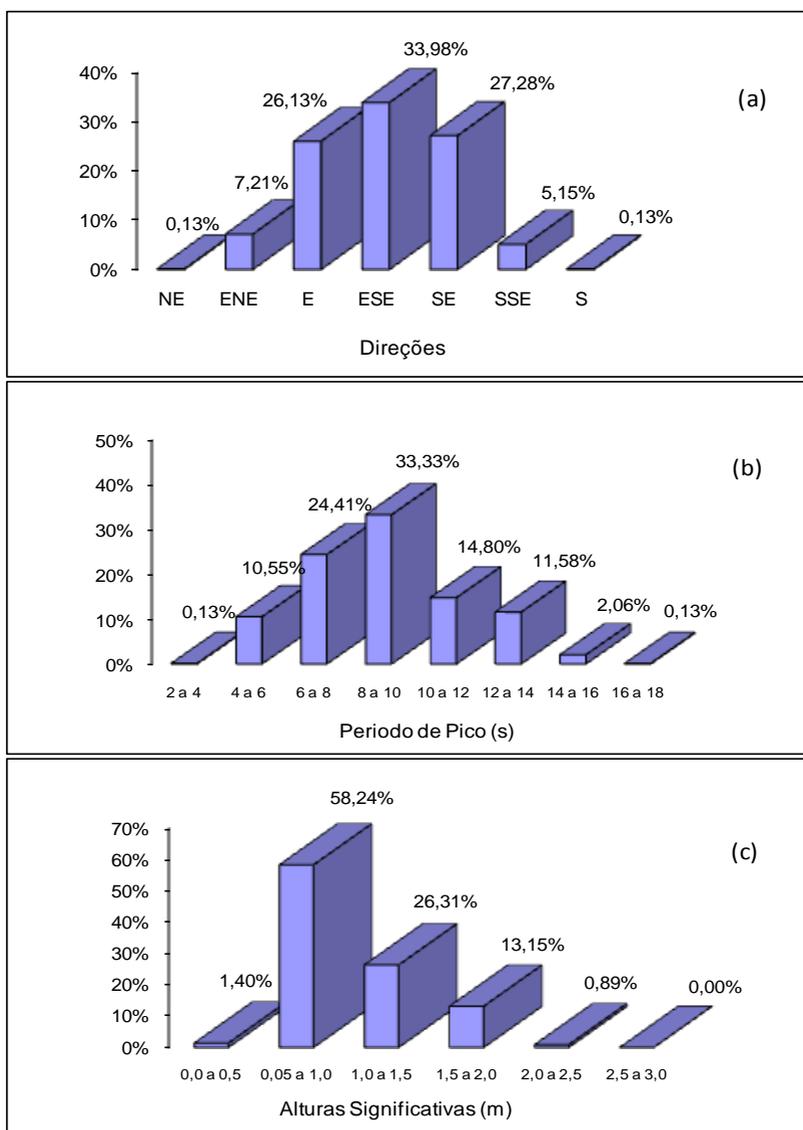
**2) Vagas de Sul-Sudeste:** com período de pico de 4 a 8 s e altura significativa das ondas entre 0,5 e 2,25 m, correspondendo a 5,51 % dos registros. A incidência de vagas de sul-sudeste foi registrada durante todo o período de medições, estando relacionada à ocorrência de fortes ventos que acompanham os primeiros estágios de deslocamento de depressões sobre o litoral, durante a passagem de frentes frias.

**3) Ondulações de Sudeste:** com período de pico de 8 a 15 s e altura significativa das ondas entre 0,5 e 2,5 m, essa direção de incidência correspondeu a 27% dos registros, sendo a segunda direção em termos de frequência relativa. Decorre da incidência na região de ondulações longínquas originárias de sul-sudeste, geradas por tempestades oceânicas ocasionadas pelo deslocamento de ciclones extratropicais no sentido oeste-leste, na faixa entre 40° e 60° de latitude sul.

**4) Ondas de Leste e Leste-Sudeste:** apresentam período de pico de 5 a 11 s e altura significativa das ondas entre 0,3 e 1,7 m e representam aproximadamente 60 % das ocorrências. De acordo com Alves (1996), esta direção reúne ondas incidentes de leste e leste-sudeste, sendo denominadas regionalmente pelo termo de “Lestada”. Apresentam características mistas, associadas a condições meteorológicas e sinóticas semelhantes, razão pela qual são reagrupadas pelo autor em um único estado de mar. Nos estágios iniciais, esta condição se caracteriza pelo domínio de ondas de sul-sudeste geradas localmente, com a passagem de uma depressão ao longo da costa que antecede a chegada de um anticiclone extratropical na região. Gradualmente o mar local é sobreposto por ondulações de leste, geradas pelo campo de ventos do anticiclone extratropical que se desloca para leste e permanece estacionado sobre o litoral da região sul durante alguns dias.

A figura 3.6 mostra a frequência relativa de direção dominante, períodos de pico e alturas significativas para a série de dados obtidos durante as medições, mostrando o predomínio de incidência de ondas com componente direcional no quadrante sul, que totalizam aproximadamente 66% dos registros.

Para o período de pico, a maior frequência relativa ocorreu na classe de 8 a 10 segundos (33,33%), enquanto para a altura significativa, os dados mostram a ocorrência de ondas inferiores a 1,0 m em 59,64% e entre 1,0 e 2,0 m em aproximadamente 40% dos registros.



**Figura 3.6:** Frequências relativas de direções dominantes (a), períodos de pico (b) e alturas significativas (c) para todas as medições de ondas em São Francisco do Sul (elaborado a partir de ALVES, 1996).

Os valores máximos dos parâmetros de ondas durante o período de amostragem foram de 3,13 m, 5,07 m e 16s, respectivamente para a altura significativa, altura máxima e período das ondas. A partir dos dados coletados, Alves (1996) calculou valores extremos de altura máxima com recorrência de 50 e 100 anos na região da ordem de 6,65 e 6,96m, respectivamente.

Os dados apresentados por Alves (*op. cit.*) mostraram que as ondulações de sudeste apresentam maiores alturas significativas e períodos de pico, representando condições de maior energia, associadas à passagem de frentes frias na região. As ondas de leste-nordeste, que se propagam dentro da zona de geração, correspondem a condições de baixa energia, apresentando menores alturas de ondas e períodos de pico. Entre essas duas direções, as ondas incidentes de leste representam condições oceanográficas intermediárias.

Análise realizada por (ARAÚJO *et al.*, 2003), a partir de uma série amostral de dados de ondas obtidos para a costa central catarinense durante um ano, mostrou resultados semelhantes aos apresentados por Alves (*op. cit.*), indicando, para os registros efetuados, altura significativa e períodos de pico predominantes da ordem 1,25 m e 8s a 10s, respectivamente. Os dados analisados por Araújo *et al.* (*op. cit.*) também mostraram o predomínio de incidência de ondas de quadrante sul, seguido da incidência de ondas de leste-nordeste, que totalizaram respectivamente cerca de 60% e 15% das ocorrências e de ondas de leste, com aproximadamente 11% dos registros.

Araújo *et al.*, (*op. cit.*) apontaram a mesma relação entre energia de ondas e direções incidentes identificadas por Alves (*op. cit.*) para o litoral norte do estado. Os resultados obtidos pelos autores indicam que apesar da reduzida série temporal de registros, os dados obtidos para São Francisco do Sul são representativos do regime regional de ondas

### **3.6. CORRENTES DE DERIVA LITORÂNEA**

A interação entre as ondas incidentes e a orientação da linha de costa gera padrões locais de circulação hidrodinâmica, fundamentais para o transporte sedimentar litorâneo. De acordo

com Tessler & Goya (2005) e trabalhos regionais conduzidos por vários autores, a maior capacidade de transporte sedimentar costeiro na região sul do Brasil está relacionada à incidência na região de ondas de quadrantes sul, que representam condições de maior energia hidrodinâmica na costa.

Para o litoral catarinense, são poucos os dados de campo disponíveis sobre a dinâmica de correntes de deriva litorânea. Grande parte dos registros efetuados representa medições pontuais realizadas na costa central de Santa Catarina, em particular nas praias da Ilha de Santa Catarina.

Cruz (1993) e Cruz (1998) encontraram velocidades da ordem de 0,03m/s e 0,23m/s para vetores longitudinais associados respectivamente à incidência de ondas de quadrante norte e sul na praia de Ingleses. Abreu de Castilhos (1995) e Leal (1999) apontaram velocidades de correntes longitudinais entre 0,05 e 0,66 m/s e 0,04 e 1,01 m/s, e predomínio de deriva de norte para norte durante o período de medições realizadas respectivamente na praia da Armação e da Barra da Lagoa-Moçambique. Ainda para a praia de Ingleses, Faraco (2003) identificou velocidades médias entre 0,17m/s e 0,29m/s, respectivamente para a deriva litorânea na direção sul e norte.

Experimentos efetuados com traçadores fluorescentes durante um ciclo de maré por Abreu de Castilhos *et. al.* (1997a; 1998) na praia da Armação, Ilha de Santa Catarina, sob condições oceanográficas médias de nordeste e de sudeste, indicaram para a zona intertidal vetores de deriva litorânea da ordem de  $1,36 \times 10^{-4}$  e  $6,25 \times 10^{-4}$  respectivamente para sul e para norte.

Os dados disponíveis indicam, como esperado, a ocorrência de correntes de deriva litorânea predominantes para norte no litoral de Santa Catarina, compatível com o regime regional de ondas.

### **3.7. MARÉS**

De acordo com a classificação de Davies (1964), a costa de Santa Catarina é submetida a um regime de micromarés, correspondendo a amplitudes inferiores a 2m. O litoral norte é dominado por regime semi-diurno, com altura média de 0,8 e

máxima de 1,2m (SCHETTINI *et al.*, 1996). Através da análise de dados locais coletados em 1996, Trucollo & Melo Filho (1997) identificaram para São Francisco do Sul uma amplitude média de 0,70 m, alcançando 1,05 m durante a maré sizígia e 0,21 m durante a quadratura, com as alturas apresentando desigualdades entre as preamares e baixa-mares consecutivas.

A amplitude da maré astronômica na costa sofre a influência de marés meteorológicas, que correspondem a sobre-elevações do nível do mar associadas às variações no campo de pressão atmosférica e à tensão do vento sobre a superfície oceânica.

De acordo com (TRUCOLLO (1998), a ocorrência de marés meteorológicas na área de estudo pode provocar uma sobre-elevação do nível do mar na costa da ordem de 1,0 m. Segundo a autora, a conjunção de valores altos de maré meteorológica com períodos de sizígia pode levar a níveis excepcionais de mar, superiores aos registros máximos observados na série amostral analisada. Esses eventos extremos de oscilação do nível do mar são mais intensos nos meses de outono e inverno, associados à passagem de frentes frias na região. Quedas bruscas na pressão atmosférica e conseqüente rotação do vento para as direções de quadrante sul durante esses eventos promovem a subida do nível do mar no litoral de Santa Catarina (TRUCOLLO *et al.*, 1996).

### **3.8. SISTEMAS PRAIAS OCEÂNICOS**

As praias de Santa Catarina apresentam composição predominantemente arenosa. Submetidas a um regime de micromarés e expostas à ação das ondulações de maior energia incidentes de sul-sudeste, as praias da costa catarinense são dominadas por ondas e por correntes longitudinais induzidas pela orientação geral norte-sul do litoral no estado e pela incidência oblíqua de ondas.

No litoral sul e norte de Santa Catarina, a partir, respectivamente, do Cabo de Santa Marta e de Barra Velha, o recuo do embasamento rochoso e a ocorrência de planícies arenosas favoreceram o desenvolvimento de extensas praias

predominantemente retilíneas, com elevado grau de exposição às ondulações de quadrante sul.

No setor central da costa catarinense, a configuração das praias oceânicas é controlada pela presença marcante do embasamento cristalino junto à linha de costa. Nesse contexto predominam sistemas praias na forma planimétrica de enseadas assimétricas, apresentando extensão e grau de embasamento variados. A maior compartimentação do embasamento rochoso condiciona a ocorrência de praias de bolso associadas às praias de enseada ao longo da costa central catarinense.

Dependendo da interação entre o contexto local do embasamento cristalino e das condições oceanográficas de maior energia, associadas às ondulações de quadrante sul, as praias de enseada no litoral de Santa Catarina podem ser consideradas expostas, semi-expostas ou protegidas (KLEIN & MENEZES, 2001). O mesmo quadro de exposição pode se estender às praias de bolso, de acordo com o grau de reentrância do arco praias em relação ao embasamento rochoso que delimita esses sistemas praias.

De acordo com o grau de exposição, as praias oceânicas podem ser predominantemente afetadas por processos transversais ou longitudinais. Nos segmentos praias mais expostos, voltados para leste, os dois tipos de processos se alternam, de acordo com as oscilações temporais no regime regional de ondas.

Considerando a orientação geral da linha de costa na região e a incidência de ondas de maior energia de quadrante sul, a deriva litorânea resultante ocorre em direção ao norte, com a incidência de ondas de nordeste e leste-nordeste ocasionado a reversão na direção das correntes longitudinais nos sistemas praias da costa regional.

A partir da década de noventa, vários autores abordaram os processos morfossedimentares e problemas de erosão costeira nas praias oceânicas de Santa Catarina, com ênfase na costa central e centro-norte do estado.

No litoral central podem ser citados os trabalhos de Abreu de Castilhos & Correa (1991), Cruz (1993,1998), Abreu de Castilhos (1995), Abreu de Castilhos & Gré, (1997), Abreu de Castilhos *et.al.* (1997b), Leal (1999), Torronteguy (2002), Faraco

(1998, 2003), Simó (2003), Oliveira (2004), Peixoto (2005), Abreu de Castilhos *et. al.*, (2005), Miot da Silva (2006), Mazzer (2007), Abreu de Castilhos *et. al.*, (2007), Oliveira (2009), entre outros. Para o litoral centro-norte podem ser citados os trabalhos de Hoefel (1998), Klein *et al.* (1999a,1999b), Klein & Menezes (2001), Menezes (2002); Klein *et al.* (2003) e Klein *et.al.*(2005, 2009).

Até o presente, poucos trabalhos abordaram as praias do litoral norte e sul do estado de Santa Catarina. Na costa norte podem ser citados os trabalhos de Soares (1996), Abreu de Castilhos *et al.* (1997c), Abreu de Castilhos & Gré (2004, 2007a, 2007b) para as praias de São Francisco do Sul e os trabalhos de de Souza & Angulo (1997, 1999), que abordaram as praias de Itapoá.

Na Ilha de São Francisco do Sul, a presença de alguns poucos blocos do embasamento cristalino junto à linha de costa introduz variações na configuração planimétrica das praias oceânicas do litoral norte catarinense, caracterizado pelo predomínio de praias extensas e retilinizadas.

De acordo com Abreu de Castilhos *et al.* (1997c), três sistemas praias oceânicos são observados na área de estudo: na costa leste da Ilha de São Francisco do Sul, a Praia Grande, de configuração planimétrica predominantemente retilínea; no setor norte da ilha, as praias da Saudade e de Itaguaçu, representativas dos sistemas praias de bolso e, entre essas duas praias, a praia de Ubatuba/Enseada, com forma em planta do tipo enseada ou parabólica.

As principais características geográficas e ambientais dos três tipos de sistemas praias identificados na área de estudo são apresentadas abaixo, de acordo com o respectivo grau de exposição.

### 3.8.1. Praias expostas

As praias com maior grau de exposição são representadas pela Praia Grande e pela praia da Saudade ou Prainha, ambas voltadas para leste-sudeste e submetidas à ação direta das ondulações de maior intensidade, incidentes de quadrante sul e de leste.

### 3.8.1.1. Praia Grande

Com orientação geral NNE/SSW e 25 km de extensão, a Praia Grande é delimitada ao sul pelo canal do Linguado e, ao norte, pela Ponta Alta. Esse sistema praiial apresenta alto grau de exposição às ondulações de quadrante sul e de leste, e às ondas de menor energia provenientes de leste-nordeste. Sua configuração, predominantemente retilínea, é alterada por uma leve projeção curvilínea da linha de costa em direção ao oceano no setor central da praia, induzida por processos de refração e difração associados às Ilhas Tamboretas, situadas a aproximadamente 4 km da costa (Figuras 3.7 e 3.8).

Nota-se que a presença dessas ilhas no setor central da Praia Grande e das Ilhas dos Remédios, adjacentes ao canal do Linguado, reduz relativamente o grau de exposição de alguns segmentos do setor centro-sul do sistema praiial. Assim como para o arquipélago dos Tamboretas, as Ilhas dos Remédios influenciam a formação de protuberância na linha de costa nas imediações do canal do Linguado.

Os depósitos eólicos atuais são limitados a contribuições para o depósito de duna frontal, mais expressivo no segmento norte da praia. A ocorrência de dunas sub-atuais, fixadas pela vegetação, é visível principalmente no segmento norte, entre a praia e o canal do rio Acaraí (Figura 3.9).

A Praia Grande é composta predominantemente por areia de granulometria média (ABREU DE CASTILHOS *et al.*, 1997c) e sua conformação geral retilínea, associada à incidência frontal e oblíqua de ondas, favorece a ocorrência de processos morfossedimentares transversais e longitudinais à linha de costa.

A orla da Praia Grande apresenta-se pouco impactada pela urbanização. Apenas uma parte do segmento sul e o extremo norte do sistema praiial foram alvo até o presente de ocupação balneária. Esse contexto não deve ser significativamente alterado, na medida em que o sistema praiial integra o Parque Estadual Acaraí, criado pelo decreto Estadual nº 3.517 de 2005, visando à conservação das formações fitogeográficas costeiras da Mata Atlântica e parte do complexo hídrico da Ilha de São Francisco, que inclui o rio Acaraí.

Vários depósitos arqueológicos do tipo sambaquis revelam o interesse paleogeográfico desse segmento costeiro na área de estudo conforme destacado por Horn Filho (1997).



Figura 3.7: Vista do setor centro-sul da Praia Grande (Fonte: Google Earth 2009).

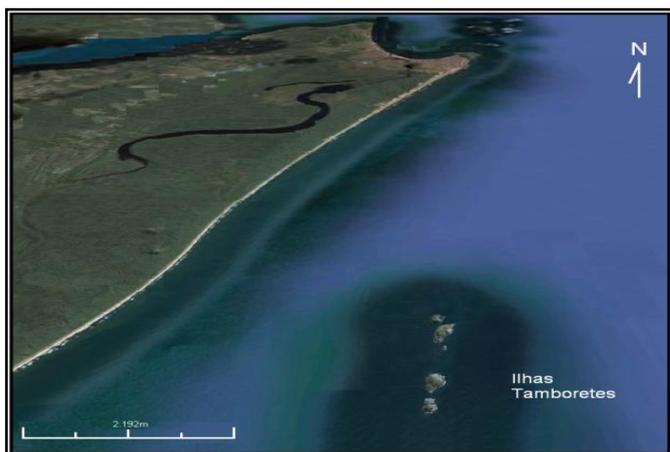


Figura 3.8: Vista do setor centro-norte da Praia Grande (Fonte: Google Earth 2009).



**Figura 3.9: Vista do setor centro-norte da Praia Grande, mostrando a ocorrência de dunas parabólicas na área de estudo (Fonte: Google Earth 2009).**

### 3.8.1.2. Praia da Saudade

A Praia da Saudade ou Prainha, com orientação geral norte-sul e apenas 400m de extensão, representa uma das duas praias de bolso oceânicas da Ilha de São Francisco do Sul. É delimitada ao sul pela Ponta Alta e ao norte pela Ponta da Prainha (Figura 3.10). A projeção reduzida dos promontórios que a delimitam confere à praia da Saudade configuração em arco de baixa curvatura, associada ao padrão de refração e difração das ondas no local. Apresenta elevado grau de exposição à incidência de ondas de maior energia na região, decorrente de sua maior projeção em direção a leste e do baixo grau de reentrância da linha de costa.

Constituída predominantemente por areia fina, a Praia da Saudade representa o limite entre os dois domínios granulométricos das praias na área de estudo, com areia média ao sul da Ponta Alta, na Praia Grande, e de areia fina para norte (ABREU DE CASTILHOS *et al.*, 1997c).

Exposta às mesmas condições de energia da Praia Grande, a pequena extensão da Praia da Saudade e a presença

do embasamento cristalino em nas extremidades do sistema praial favorecem o desenvolvimento de células de circulação, associadas à formação de correntes de retorno junto aos costões, e que podem influir nos processos morfossedimentares locais.

A Praia da Saudade encontra-se completamente urbanizada, apresentando apenas uma estreita faixa de dunas que separam o ambiente praial do calçadão e da estrada de acesso ao local. Desde a década de setenta a praia abrange a faixa de exclusão do oleoduto da Petrobrás na Ilha de São Francisco do Sul. O local abriga ainda um dos sambaquis mais acessíveis da ilha, localizado sobre a Ponta Alta, Ao sul do sistema praial.



**Figura 3.10: Vista da Praia da Saudade ou Prainha (Fonte: Google Earth 2009).**

### 3.8.2. Praias semi-expostas

As praias da área de estudo consideradas semi-expostas estão situadas no setor norte da Ilha de São Francisco do Sul,

incluindo as praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu (Figura 3.11). Juntamente com a Praia da Saudade, essas praias integram o domínio granulométrico de areia fina na área de estudo. O menor grau de exposição das praias no setor norte resulta, principalmente, da presença do Morro da Esperança, que constitui obstáculo à maior penetração no setor das ondulações de maior intensidade, provenientes de sudeste.

Uma série de ilhas costeiras (Ilha da Paz, do Veado, das Graças, do Caçõ, Mandigituba), situadas defronte ao segmento praias Enseada/Ubatuba-Itaguaçu e distantes entre 3 e 4 km da linha de costa, favorecem a maior proteção dessas praias em relação à incidência de ondas de maior energia. Nota-se que as ilhas encontram-se alinhadas com os promontórios que separam a Praia Grande, a praia da Saudade e a praia de Enseada/Ubatuba, na direção NNE-SSW, indicando o controle dos alinhamentos regionais na configuração fisiográfica da zona costeira na área de estudo.



**Figura 3.11: Vista do setor norte da área de estudo mostrando o contexto de relativa proteção das praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu (imagem Google Earth 2009).**

### 3.8.2.1. *Praia de Enseada/Ubatuba*

Com uma extensão de 4,6 km, a praia de Enseada/Ubatuba tem sua forma planimétrica parabólica controlada pelo promontório formado pelo Morro da Esperança no setor sul da praia, sendo delimitada no local pela Ponta da Enseada e, ao norte, pela Ponta de Ubatuba.

A característica planimétrica dessa praia define a ocorrência de segmentos com diferentes graus de exposição ao longo da praia, conforme apresentado no capítulo anterior. O segmento retilíneo no setor centro-norte do arco praial apresenta maior grau de exposição, enquanto o segmento centro-sul, de orientação geral nordeste-sudeste, é protegido da ação direta das ondas de quadrante sul e de leste, constituindo a zona de sombra formada pelo promontório sul (Figura 3.12).

A presença das ilhas próximo à costa pode ainda reduzir o impacto da incidência de ondas de leste no sistema praial. O setor central da praia de Enseada/Ubatuba é interrompido pela foz do rio Acaraí, que separa o segmento do sistema praial denominado de Enseada do segmento designado como praia de Ubatuba, situados respectivamente ao sul e ao norte da desembocadura fluvial. O segmento central da praia de Enseada/Ubatuba é formado pela barra do canal fluvial do Acaraí. A praia não apresenta depósitos expressivos de duna frontal, sendo observado apenas um cordão arenoso de baixa altimetria, fixado pela vegetação, no setor norte da praia e imediatamente ao sul da barra do rio Acaraí.

Assim como a Praia da Saudade, a praia de Enseada/Ubatuba é caracterizada pela urbanização da orla, que afeta particularmente o segmento praial de Enseada. Esse setor da orla concentra atividades comerciais e de pesca artesanal do distrito, com a infraestrutura urbana avançando sobre o ambiente praial. O setor extremo sul da praia, adjacente à Ponta da Enseada, abriga as instalações do atracadouro da Petrobrás na região, cujo molhe deu origem à formação de uma pequena praia artificial no local.



**Figura 3.12: Vista da Praia de Enseada/Ubatuba (imagem Google Earth 2009).**

### 3.8.2.2. Praia de Itaguaçu

Situada ao norte da praia de Enseada/Ubatuba, a praia de Itaguaçu é delimitada ao sul pela Ponta de Ubatuba e ao norte pelo Morro João Dias. Com 2 km de extensão e orientação geral norte-sul, a praia de Itaguaçu representa a segunda praia de bolso na área de estudo (Figura 3.13). Voltada para leste, essa praia constitui o segmento costeiro sob menor influência do promontório formado pelo Morro da Esperança. Nota-se, entretanto, que a presença de ilhas costeiras próximo à costa contribui para a redução do grau de exposição do sistema praial.

Devido à pequena projeção da Ponta de Ubatuba, em condições de baixa-mar significativa, a praia de Itaguaçu poderia ser considerada uma extensão da praia de Enseada/Ubatuba. Apesar da individualização incipiente da praia de Itaguaçu pelo embasamento cristalino, as oscilações na amplitude de maré e

na energia das ondas podem induzir comportamento distinto no sistema praial.



**Figura 3.13:** Vista da Praia de Itaguaçu (imagem Google Earth 2009).

O contexto de ocupação da orla na praia de Itaguaçu segue o padrão geral observado a partir da praia da Saudade, com a urbanização avançando sobre a estreita faixa de duna frontal, também caracterizada no local por sua baixa altimetria.

### **3.9. APORTES SEDIMENTARES COSTEIROS**

De acordo com Martins *et al.* (1970), as praias do litoral catarinense são formadas por duas populações principais de sedimentos, representadas por areias de maior granulometria associadas a um ciclo inicial de deposição, e por areias policíclicas de granulometria fina, retrabalhadas a partir da antiga planície costeira.

Nessa linha de raciocínio, nota-se que área de estudo é marcada pela ausência de aportes atuais importantes de material clástico arenoso de origem fluvial diretamente para as praias

oceânicas. Os possíveis aportes sedimentares dessa natureza para a costa regional pelo rio Cubatão do Norte e o rio Itapocú não atingem diretamente o ambiente praiial, sendo depositados respectivamente em ambiente estuarino e lagunar.

Por sua vez, o rio Acaraí, inserido na planície costeira da Ilha de São Francisco, teria sua contribuição em material grosseiro para a orla limitada pelo baixo gradiente do seu perfil longitudinal.

Soma-se a esse quadro o barramento do Canal do Linguado, ao sul da Ilha de São Francisco, na primeira metade do século passado e que eliminou a possibilidade de aportes sedimentares no local, associados à circulação hidrodinâmica do complexo estuarino da baía da Babitonga.

Nesse contexto, as fontes atuais de sedimentos para as praias na área de estudo estariam relacionadas principalmente aos aportes de areia finas policíclicas, oriundos da plataforma continental adjacente. Essas areias policíclicas podem resultar tanto do retrabalhamento de antiga planície costeira, conforme apontado por Martins *et al.* (1970), como da erosão de segmentos da planície costeira atual na costa regional, com a distribuição do material ao longo da costa por processos longitudinais.

Aos aportes atuais em sedimentos policíclicos se somaria material sedimentar relíctico de maior granulometria, associado ao ciclo inicial de deposição sugerido por Martins *et al.* (*op.cit.*), e retrabalhado localmente pela erosão costeira.

Nesse sentido, Abreu de Castilhos (1995) e Klein *et al.*, (2005) indicaram, respectivamente para algumas praias do litoral central e centro-norte do estado, a presença de sedimentos associados ao retrabalhamento de antigos depósitos de planície costeira.



## **4. METODOLOGIA**

A metodologia adotada na presente pesquisa de tese incluiu a caracterização e análise dos processos morfossedimentares longitudinais e transversais à linha de costa na área de estudo. O desenvolvimento da pesquisa envolveu procedimentos de campo e de laboratório, através das seguintes etapas: monitoramento morfodinâmico do perfil praiial, para o estudo sedimentológico e morfológico das praias; caracterização hidrodinâmica e estudo dos processos de refração e difração das ondas na zona costeira, para análise de seus reflexos sobre as características das ondas na arrebentação e sobre os processos de transporte sedimentar transversal e longitudinal à linha de costa; quantificação de vetores de transporte sedimentar longitudinais, para estabelecimento de balanço sedimentar por deriva litorânea e análise de seu impacto sobre o comportamento morfodinâmico praiial e sobre os processos de erosão costeira na área de estudo.

### **4.1. MONITORAMENTO MORFODINÂMICO DO PERFIL PRAIAL**

O monitoramento de 17 perfis transversais à linha de costa permitiu o levantamento de dados topográficos, sedimentológicos e hidrodinâmicos das praias oceânicas abordadas. Dos perfis monitorados, onze foram situados em praias expostas, sendo oito pontos de monitoramento na Praia Grande e três na praia da Saudade. No segmento costeiro de menor exposição, foram monitorados seis perfis, três deles na praia de Enseada/Ubatuba e três na praia de Itaguaçu. A tabela 4.1 apresenta as coordenadas geográficas dos pontos de monitoramento, cuja localização em cada sistema praiial pode ser observada na figura 4.1.

A distribuição espacial dos pontos de monitoramento praiial obedeceu a critérios de alterações observadas nas características granulométricas, morfológicas e na orientação da linha de costa, ao longo dos sistemas praias.

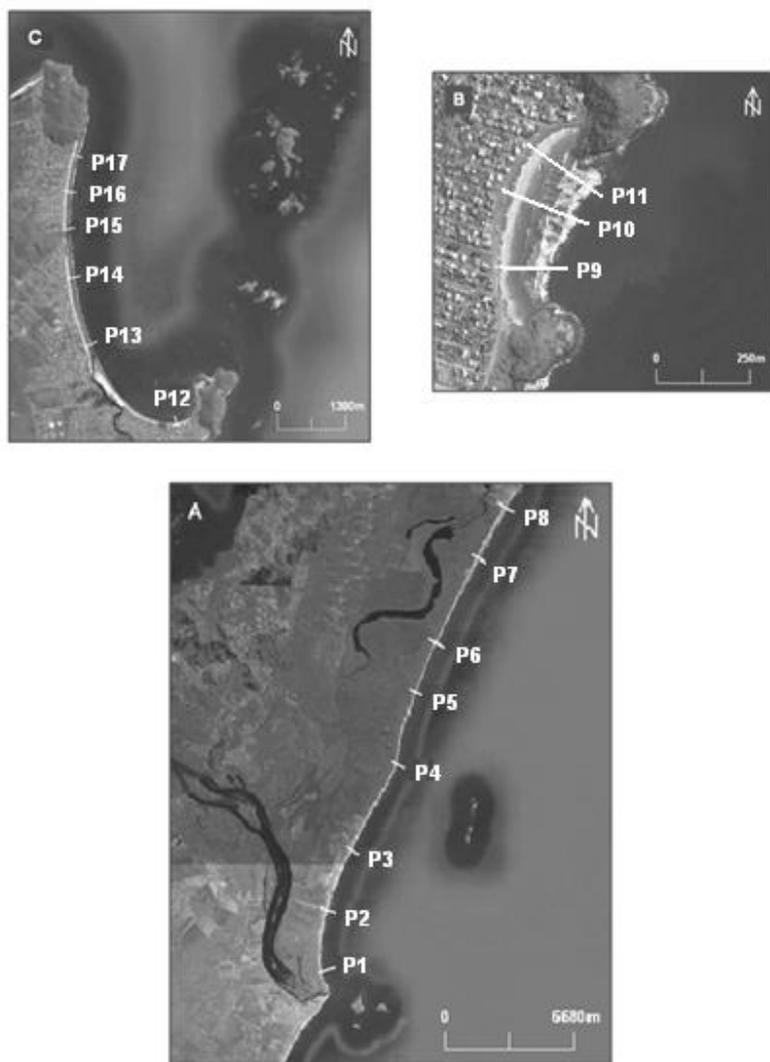
O monitoramento das praias estendeu-se de 15/06/95 a 24/04/96, tendo sido realizado no âmbito de parceria entre a

UFSC e a PETROBRAS (PETROBRAS, 1998). Dos 17 perfis monitorados, dez tiveram frequência mensal de monitoramento (P2, P6, P8, P9, P10, P11, P12, P13, P15 e P17) e sete foram monitorados a cada dois meses (P1, P3, P4, P5, P7, P14 e P16), totalizando onze campanhas de medições no primeiro caso e cinco a seis levantamentos no segundo.

A frequência diferenciada entre os perfis foi definida devido ao fato do monitoramento realizado na ocasião ter se estendido aos municípios de Barra do Sul e Itapoá, respectivamente ao sul e norte da ilha de São Francisco do Sul. Foram estabelecidas dez estações representativas dos segmentos costeiros, monitoradas mensalmente, e dez outras, de caráter complementar, monitoradas a cada dois meses.

**Tabela 4.1: Coordenadas geográficas das estações de monitoramento praias.**

Perfil	Latitude (S)	Longitude (W)
1	26°26'51"	48°35'57"
2	26°25'08"	48°35'50"
3	26°23'19"	48°35'01"
4	26°21'39"	48°33'59"
5	26°20'16"	48°33'31"
6	26°18'17"	48°32'39"
7	26°16'26"	48°31'38"
8	26°14'11"	48°30'15"
9	26°13'53"	48°30'02"
10	26°13'49"	48°30'02"
11	26°13'42"	48°29'58"
12	26°13'03"	48°30'18"
13	26°12'53"	48°31'23"
14	26°12'01"	48°31'40"
15	26°11'34"	48°31'42"
16	26°11'09"	48°31'42"
17	26°10'46"	48°31'37"



**Figura 4.1:** Localização das estações de monitoramento praias na Praia Grande (A), praia da Saudade (B) e nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu (C) (Fonte: Google Earth 2009).

#### 4.1.1. Estudo sedimentológico

##### 4.1.1.1 Coleta e tratamento granulométrico dos sedimentos

Para caracterização granulométrica das praias, foram coletadas, ao longo do período de levantamento de dados, 156 amostras de sedimentos superficiais da face praial nos perfis monitorados.

Após lavagem para retirada dos sais e secagem em estufa, os sedimentos coletados foram quarteados para determinação de fração amostral representativa. Em seguida, as amostras de sedimentos foram pesadas e submetidas à reação com HCl (36%) para eliminação de fração biotétrica e determinação do teor de carbonatos, obtido pela diferença entre o peso inicial e final da amostra. A fração mineral da amostra foi submetida a tratamento granulométrico através do método de peneiração com intervalos de  $1/2 \Phi$ , conforme adaptação por Krumbein (1934) da escala granulométrica em milímetros de Wentworth (1922).

##### 4.1.1.2. Tratamento estatístico dos dados granulométricos

Os dados de granulometria obtidos com o peneiramento foram submetidos a tratamento estatístico descritivo para determinação das medidas de tendência central, como o tamanho médio e a mediana e de dispersão da distribuição granulométrica, incluindo o desvio padrão, a assimetria e a curtose. O cálculo dos parâmetros granulométricos foi efetuado a partir do método gráfico de Folk & Ward (1957), com o auxílio do Programa de Análise Completa – PANCOM (TOLDO Jr. & MEDEIROS, 1986).

De acordo com Folk & Ward (*op. cit.*), com base nos percentis de 16, 50 e 84 da distribuição granulométrica, obtidos a partir das curvas de frequência acumulada, o cálculo do tamanho médio (Mz) é efetuado a partir da seguinte fórmula:

$$Mz = \Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84} / 3$$

As classes de tamanho médio de partículas arenosas em milímetros de Wentworth (1922) têm a seguinte correspondência

na escala em phi ( $\Phi$ ) adotada: areia muito grossa ( $-1\Phi$  a  $0\Phi$ ); areia grossa ( $0\Phi$  a  $1\Phi$ ); areia média ( $1\Phi$  a  $2\Phi$ ); areia fina ( $2\Phi$  a  $3\Phi$ ) e areia muito fina ( $3\Phi$  a  $4\Phi$ ).

Embora seja uma medida de tendência central mais representativa, o tamanho médio do grão pode apresentar limitações no caso de amostras polimodais e muito assimétricas.

A mediana ( $M_d$ ) corresponde ao percentil de 50% nas curvas acumulativas e representa o tamanho de grão na distribuição granulométrica a partir do qual metade da distribuição é composta por material de granulometria maior e a outra metade por tamanho de grão menor. Apesar de não ser influenciada por valores extremos da distribuição, para Folk & Ward (1957), a mediana apresenta o inconveniente de ser baseada em apenas um ponto da distribuição granulométrica.

O cálculo do desvio padrão é obtido a partir dos percentis de 84,16, 95 e 5, com o auxílio da fórmula abaixo:

$$\sigma = \Phi_{84} - \Phi_{16} / 4 + \Phi_{95} - \Phi_5 / 6,6$$

De acordo com os valores encontrados, os sedimentos podem ser classificados como muito bem selecionados ( $\sigma < 0,35$ ); bem selecionados ( $0,35 < \sigma < 0,50$ ); moderadamente selecionados ( $0,50 < \sigma < 1,00$ ); pobremente selecionados ( $1,00 < \sigma < 2,00$ ); muito pobremente selecionados ( $2,00 < \sigma < 4,00$ ) ou extremamente mal selecionados ( $\sigma > 4,00$ ).

Ao refletir o grau de dispersão da distribuição granulométrica em torno das medidas de tendência central, o desvio padrão ( $D_p$ ) indica a competência do agente atuante para o selecionamento das partículas durante os processos sedimentares. Por outro lado, o grau de seleção está também relacionado às características granulométricas da área fonte.

A assimetria ( $S_{ki}$ ) indica o desvio da distribuição granulométrica em relação a uma curva normal, perfeitamente simétrica, quando a moda, que representa a classe granulométrica de maior freqüência, a mediana e a média coincidem, apresentando o mesmo valor para o tamanho de grão. Essa condição não é comum, com os sedimentos mostrando algum grau de assimetria, indicando, mesmo que ligeiramente, o predomínio na distribuição granulométrica de

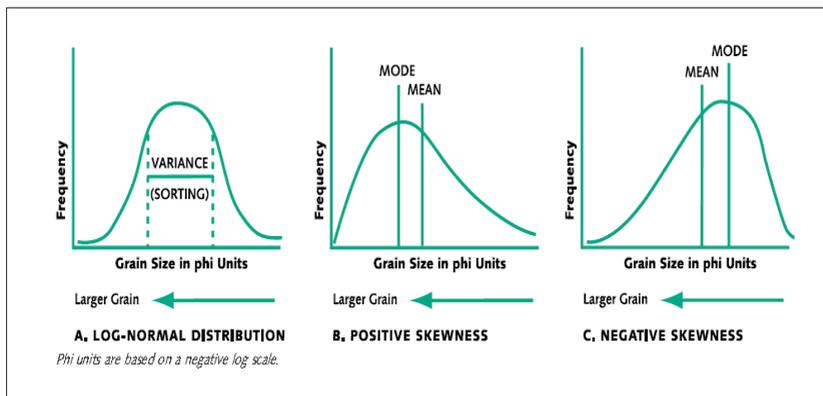
partículas com diâmetro maior ou menor do que o tamanho médio do grão.

Para o cálculo da assimetria Folk & Ward (1957) sugeriram a seguinte fórmula, a partir dos percentis de 5, 16, 50, 84 e 95:

$$SK_1 = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2 \Phi_{50} + \Phi_{5} + \Phi_{95} - 2 \Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16}) + 2(\Phi_{5} - \Phi_{95})}$$

O valor da assimetria varia de -1,0 a +1,0, com a distribuição granulométrica sendo caracterizada, conforme os valores obtidos, por assimetria muito negativa ( $-1,00 < SKI < -0,30$ ); assimetria negativa ( $-0,30 < SKI < -0,10$ ); aproximadamente simétrica ( $-0,10 < SKI < +0,10$ ); assimetria positiva ( $+0,10 < SKI < +0,30$ ) e assimetria muito positiva ( $SKI > +0,30$ ).

Segundo Folk & Ward (*op. cit.*), uma amostra com assimetria negativa, contendo uma maior proporção de partículas mais finas do que a granulometria média, apresenta uma cauda residual nas frações mais grosseiras, enquanto a distribuição positivamente assimétrica é caracterizada por uma cauda residual nas sub-populações menores do que o tamanho médio, conforme ilustrado na figura 4.2.



**Figura 4.2: Distribuição granulométrica e assimetria (in McLaren & Tuominen,1998).**

A assimetria é considerada um parâmetro muito sensível às variações de energia do ambiente. Folk & Ward (1957) destacam também a utilidade do parâmetro na identificação de bimodalidade das populações granulométricas, principalmente quando a presença de moda na distribuição granulométrica não é evidente.

Nota-se na literatura a ocorrência de relativa confusão referente à terminologia utilizada para a assimetria, decorrente da escala utilizada para descrever o diâmetro das partículas. Esse contexto pode gerar problemas de interpretação de dados e, principalmente, de comparação entre resultados obtidos por diferentes autores.

Por sua vez, a curtose descreve o grau de agudez da distribuição granulométrica, associado à maior concentração das partículas em determinada classe de tamanho de grão ou ao relativo espalhamento dos sedimentos nas classes granulométricas presentes no depósito sedimentar. O parâmetro designa a razão entre o espalhamento na parte central da amostra e o espalhamento nas caudas da distribuição, sendo freqüentemente associado ao grau de seleção dos sedimentos. Amostras com maior grau de agudez são denominadas de leptocúrticas, enquanto amostras com baixo grau são definidas como platicúrticas.

Conforme Folk & Ward (*op. cit.*), a curtose de uma amostra de sedimentos pode ser obtida com base nos percentis de 5, 25, 75 e 95, através da fórmula abaixo:

$$K_G = \Phi 95 - \Phi 5 / 2,44 (\Phi 75 + \Phi 25)$$

De acordo com os valores encontrados, uma distribuição granulométrica pode ser classificada como sendo muito platicúrtica ( $< 0,67$ ); platicúrtica ( $0,67 > K_G < 0,90$ ); mesocúrtica ( $0,90 > K_G < 1,11$ ); leptocúrtica ( $1,11 > K_G < 1,50$ ); muito leptocúrtica ( $1,50 > K_G < 3,00$ ) e extremamente leptocúrtica ( $K_G > 3,00$ ).

#### 4.1.1.3. Tendências granulométricas e processos ortogonais e longitudinais

Para avaliar a relação entre as características granulométricas das praias abordadas e os processos ortogonais e longitudinais, recorreu-se a métodos estatísticos de análise de correlação linear simples entre as variáveis granulométricas, a energia de onda na arrebentação e a distância hipotética de área fonte, no caso do transporte sedimentar longitudinal. As variáveis granulométricas utilizadas na análise foram o tamanho médio do grão, o grau de selecionamento e a assimetria das amostras coletadas. Na correlação das variáveis granulométricas com a distância, foram considerados os padrões regionais conhecidos de deriva litorânea.

Buscando complementar a análise sobre o potencial das características granulométricas dos sistemas praias em apontar padrões de transporte sedimentar longitudinal na área de estudo, os dados obtidos na análise granulométrica foram comparados com os modelos de transporte sedimentar propostos por McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985), baseados igualmente no tamanho médio do grão, grau de seleção e assimetria dos sedimentos.

Conforme destacado no capítulo 2, o modelo inicial (MCLAREN, *op. cit.*) preconiza o incremento, redução ou manutenção da granulometria média, aumento do grau de seleção e assimetria mais positiva na direção do transporte. Por sua vez, a versão adaptada (MCLAREN & BOWLES (*op. cit.*)) prevê a redução do tamanho médio do grão, com a assimetria tornando-se mais negativa (caso B), e o incremento da granulometria média (caso C), com assimetria mais positiva, acompanhados de um aumento no grau de seleção dos sedimentos na direção do transporte sedimentar. Nos dois casos, o método é baseado na comparação de pares de amostras sucessivas, na direção esperada do transporte sedimentar.

A tabela 4.2 exemplifica o procedimento adotado para a análise comparativa do tamanho médio do grão, da assimetria e do grau de seleção entre amostras sucessivas de sedimentos, coletadas simultaneamente em cada sistema praias.

Para a comparação dos parâmetros, foi adotado o sinal positivo (+) para indicar o aumento da granulometria média, da

assimetria, na direção de valores mais positivos (ou menos negativos), e do grau de seleção da distribuição granulométrica. O sinal negativo (-) indica a relação oposta, enquanto o sinal de igual (=) traduziu a manutenção dos valores dos parâmetros entre amostras sucessivas lateralmente.

A comparação efetuada contemplou 100 pares de amostras, tendo sido excluídos do procedimento os casos onde não foi possível comparar amostras sucessivas por ausência de dados ou por defasagem na coleta.

**Tabela 4.2: Comparação entre tamanho médio do grão (Mz), assimetria (Ski) e grau de seleção (Dp) entre amostras sucessivas de sedimentos da face praial (01, 02, 03...) relativas ao perfil 1 - P1 e perfil 2 - P2).**

P1 – P2	01	02	03	04	05
<b>Mz</b>	+	+	-	-	+
<b>SKi</b>	+	=	+	+	+
<b>DP</b>	+	-	+	+	=

#### 4.1.2. Morfometria e Volume do perfil praial

As características morfológicas e dinâmicas das praias abordadas foram identificadas a partir do levantamento topográfico de perfis transversais à linha de costa nos 17 pontos de amostragem estabelecidos.

Os perfis de praia foram levantados seguindo metodologia de nivelamento topográfico expedito com o auxílio de nível e mira, descrita por Birkemeier (1981,1985). Após o estabelecimento dos pontos de monitoramento e o georreferenciamento da localização de cada ponto com o auxílio de GPS (*Global Positioning System*), os perfis topográficos foram realizados sucessivamente, com a reocupação periódica de cada estação de monitoramento, de acordo com a frequência amostral definida.

Para efeito de comparação entre os dados topográficos levantados, foi estabelecido o nível de referência (RN) relativo ao nível do mar para cada estação de amostragem, obtido durante a maior a baixa-mar de sizígia registrada durante o período de monitoramento. As medições estenderam-se desde a duna

frontal até o nível médio do mar e, na medida do possível, até a zona de arrebenção.

O tratamento dos dados topográficos dos perfis possibilitou a identificação das características morfológicas das praias. Os dados levantados permitiram a determinação de parâmetros morfométricos, tais como a largura da praia emersa, definida pela distância entre a base da duna frontal e o nível médio relativo do mar no momento da amostragem, e a declividade da face praial, dada pela tangente do ângulo de inclinação desse segmento do perfil praial.

O levantamento topográfico dos perfis permitiu ainda avaliar o volume do estoque sedimentar praial subaéreo e sua variação durante o período de monitoramento. Nesse procedimento, foram utilizados os programas BMAP 2.0 (*Beach Morphology Analysis Package*) (SOMMERFELD *et al.* (1994) e *Interactive Survey Reduction - ISRP* (BIRKEMEIER, 1985), que possibilitaram o cálculo do volume e da largura do perfil subaéreo.

A comparação do conjunto de perfis topográficos para cada ponto de monitoramento possibilitou a avaliação das variações morfológicas das praias durante o período de monitoramento, em particular a identificação de contextos extremos de erosão e acumulação, em resposta às oscilações das condições hidrodinâmicas.

#### 4.1.3. Dados Oceanográficos

Concomitantemente ao levantamento topográfico dos perfis de praia e à coleta de amostras de sedimentos, foram obtidos dados visuais de direção, período da ondulação incidente e altura significativa das ondas na arrebenção ( $H_b$ ), segundo metodologia descrita por Melo Filho (1991). A altura significativa na arrebenção considerou a média métrica de  $1/3$  das maiores ondas observadas durante cada levantamento de campo. Os dados de período de onda foram obtidos a partir da cronometragem do tempo necessário para a passagem de onze ondas por um ponto fixo, determinado no momento da coleta. A divisão do tempo transcorrido para a passagem das ondas dividido por dez forneceu o período em segundos.

A direção e a velocidade de correntes de deriva litorânea foram avaliadas durante os trabalhos de campo, permitindo uma aproximação da direção e intensidade de correntes induzidas pelas ondulações, nos pontos de monitoramento praias. Os dados foram obtidos a partir do lançamento de corpos flutuantes na zona de arrebentação, representados por garrafas de deriva com lastro de areia para contrapor possível efeito de ventos sobre seu deslocamento. A velocidade de deriva litorânea foi obtida a partir da medição da distância e do tempo de deslocamento do corpo flutuante ao longo da praia.

#### 4.1.4. Classificação morfodinâmica do perfil praias

Considerando sua aplicabilidade em contexto ambiental de micromarés, o parâmetro adimensional ômega ( $\Omega$ ), introduzido por Wrigth & Short (1984) a partir de Dean (1973), foi utilizado para a classificação morfodinâmica das praias na área de estudo. O parâmetro integra as características das ondulações incidentes e a granulometria dos sedimentos da face praias, definindo o estado modal do comportamento morfodinâmico da praia, a partir da equação abaixo:

$$\Omega = H_b/W_s.T$$

onde  $H_b$  corresponde à altura das ondas na arrebentação;  $T$  ao período das ondas incidentes e  $W_s$  à velocidade de decantação das partículas.

Os valores de ômega ( $\Omega$ ) indicam comportamento dissipativo ( $\Omega > 6$ ), intermediário ( $1 < \Omega < 6$ ) ou reflectivo ( $\Omega < 1$ ) do perfil praias. De acordo com Short (1999) o aumento da altura da onda na arrebentação e a diminuição do período e da velocidade de decantação das partículas favorecem a ocorrência de praias dissipativas. Por sua vez, a redução da altura da onda e o incremento do período e da velocidade de decantação resultam em praias reflectivas, com as praias intermediárias situadas entre as duas condições extremas.

Para o cálculo de ômega ( $\Omega$ ), a velocidade de decantação das partículas ( $W_s$ ) foi calculada a partir da equação proposta por Gibbs, *et al.* (1971), corrigida para grãos naturais pela

equação de Baba & Komar (1981). A partir do cálculo do parâmetro para todos os levantamentos efetuados em cada ponto de monitoramento, obteve-se o valor médio de ômega ( $\Omega$ ) para cada perfil praiial e seu respectivo desvio padrão.

Para a análise do comportamento morfodinâmico das praias abordadas foram ainda estabelecidos os parâmetros morfométricos introduzidos por Short & Hesp (1982). A largura média da praia ( $y_b$ ) foi obtida a partir da medição da distância entre o limite da duna frontal e o mínimo espriamento observado para cada levantamento. A partir desvio padrão da largura média ( $\sigma y_b$ ) obteve-se o coeficiente de mobilidade do pós-praia (CV%), dado pela relação entre a largura média e o coeficiente de variação da largura da praia ( $CV\% = \sigma y_b / Y_b * 100$ ). O volume médio da praia subaérea ( $V$  m<sup>3</sup>/m) e respectivo desvio padrão ( $\sigma V$ ) foram igualmente calculados, obtendo-se o coeficiente de variação do volume do perfil praiial subaéreo ( $CVV\% = \sigma V / V * 100$ ).

A classificação morfodinâmica das praias foi complementada pelo cálculo do “parâmetro de bancos” ( $B^*$ ), introduzido por Short & Aagaard (1993) para determinação do número de bancos arenosos na zona de arrebentação. Esse parâmetro é descrito pela seguinte equação:

$$B^* = X_s / \tan\beta \cdot T_i^2$$

onde,  $X_s$  corresponde à largura da antepraia superior;  $\tan\beta$  à declividade de da antepraia superior e  $T_i$  ao período de onda incidente durante tempestades.

A equação estabelecida preconiza a ocorrência de um número maior de bancos, com o aumento da largura e redução da declividade da antepraia superior, acompanhadas da diminuição do período das ondas de tempestade. Os intervalos numéricos de  $B^*$  e o número de bancos previstos são indicados na tabela 4.3.

Os valores do parâmetro de bancos encontrados para a área de estudo foram confrontados com fotografias aéreas da região para verificar a adequação dos resultados obtidos.

Em relação ao contexto hidrodinâmico, a classificação das praias abordadas foi complementada pela obtenção do

parâmetro relativo de maré, o parâmetro de embaimento e de similaridade de surfe.

**Tabela 4.3: Relação entre os intervalos numéricos do parâmetro de banco ( $B^*$ ) e o número de bancos a serem formados na praia (Short & Aagaard.1993).**

Parâmetro $B^*$	Número de bancos
$B^* < 20$	ausência de bancos
20 - 50	um banco
50 - 100	dois bancos
100- 400	três bancos
$> 400$	Quatro bancos

O parâmetro relativo de maré (RTR), introduzido por Masselink (1993) e Masselink & Short (1993), é definido pela equação:

$$RTR = TR/H_b$$

onde,  $TR$  = variação média da maré de sizígia em metros e  $H_b$  = altura significativa das ondas na arrebentação. De acordo com os valores de RTR obtidos, as praias são classificadas como sendo dominadas por ondas ( $RTR < 3$ ), mistas, sob influência de ondas e marés ( $3 < RTR < 7$ ) e dominadas por marés ( $RTR > 15$ ).

Tendo em vista a ocorrência de micromarés na área de estudo, o parâmetro  $RTR$  foi aplicado principalmente no intuito de verificar possíveis influências locais das correntes de maré, nos sistemas praias mais protegidos.

De acordo com Short, (1996), o parâmetro de embaimento ( $\delta'$ ) traduz a ocorrência de impacto de promontórios, costões e estruturas artificiais sobre as condições de circulação hidrodinâmica das praias. A magnitude desse impacto é definida pela da distância entre essas estruturas artificiais ou naturais que delimitam as praias, sendo o parâmetro de embaimento expresso pelos seguintes termos:

$$\delta' = S_1^2/100C1B$$

onde,  $S_1$  corresponde à extensão da linha de costa entre os promontórios;  $C_1$  à distância em linha reta entre os promontórios e  $H_b$  à altura significativa das ondas na arrebentação. Valores de  $\delta' > 19$  definem a ocorrência de circulação normal,  $8 < \delta' < 19$ , condição transicional de circulação e para  $\delta' < 8$ , circulação do tipo celular.

O parâmetro de similaridade de surfe ( $\xi$ ) (BATTJES, 1974), baseado em Iribarren & Nogales (1949) e Galvin (1968), é largamente difundido na literatura para prever o tipo de arrebentação, sendo expresso, para condições de onda na costa, pela equação:

$$\xi_b = \tan\beta (H_b/L_o)^{-1/2}$$

onde,  $\tan\beta$  corresponde à declividade do perfil praiial,  $H_b$  à altura de onda na arrebentação e  $L_o$  ao comprimento de onda em águas profundas, dado pela expressão  $L_o = gT^2/2\pi$ , onde  $g$  corresponde à aceleração da gravidade ( $9,81\text{m/s}^2$ ) e  $T$  ao período da onda.

De acordo com Battjes (*op. cit.*), valores de  $\xi_b < 0,4$  definem o tipo de quebra deslizante, e  $0,4 < \xi_b < 2,0$  está associado à arrebentação do tipo mergulhante, enquanto valores de  $\xi_b > 2,0$  remetem à quebra da onda do tipo ascendente e frontal.

Nesse sentido, o estabelecimento dos parâmetros propostos Masselink & Short (1993), Battjes (*op. cit.*) e Short (1999) buscou avaliar o impacto dos fatores acima relacionados sobre o comportamento morfodinâmico dos sistemas praias.

## 4.2. MODELAMENTO DOS PROCESSOS DE REFRAÇÃO E DIFRAÇÃO DE ONDAS

A caracterização das condições hidrodinâmicas ao longo das praias abordadas foi efetuada através de dois procedimentos metodológicos distintos: o levantamento em campo de dados oceanográficos, já descrito anteriormente, e o estudo da propagação do regime regional de ondas na zona costeira.

Os dados obtidos em campo permitiram a identificação pontual das condições hidrodinâmicas atuantes durante o monitoramento das praias e do contexto local de deriva litorânea.

Por sua vez, o estudo da propagação de ondas incluiu os processos de refração e difração. Esse procedimento possibilitou um panorama mais amplo das condições hidrodinâmicas na área de estudo e o aprofundamento na análise do impacto do regime regional de ondas sobre os processos de transporte sedimentar transversal e longitudinal à linha de costa e, conseqüentemente, sobre o comportamento morfodinâmico do perfil praial.

O estudo da propagação de ondas foi efetuado a partir da aplicação do modelo de refração-difração RERFDIF 1 (KIRBY, 1986; DALRYMPLE & KIRBY, 1991). Desenvolvido em colaboração com a equipe do Laboratório de Hidráulica Marinha da UFSC, o modelamento do regime de ondas permitiu avaliar a distribuição da energia e do ângulo de incidência das ondas ao longo da costa, sob diferentes condições oceanográficas. A energia das ondas, expressa pela altura da onda na linha de arrebentação, condiciona a magnitude dos processos transversais à linha de costa. Por sua vez, o ângulo de incidência das frentes de ondas na zona de arrebentação e o nível de energia das ondas definem a direção e intensidade de vetores longitudinais de transporte sedimentar na costa.

A aplicação do modelo de refração e difração de ondas permitiu ainda a identificação de zonas de convergência de energia na costa, sujeitas à ocorrência de processos erosivos mais acentuados, além de elucidar a contribuição do clima regional de ondas na configuração atual da linha de costa.

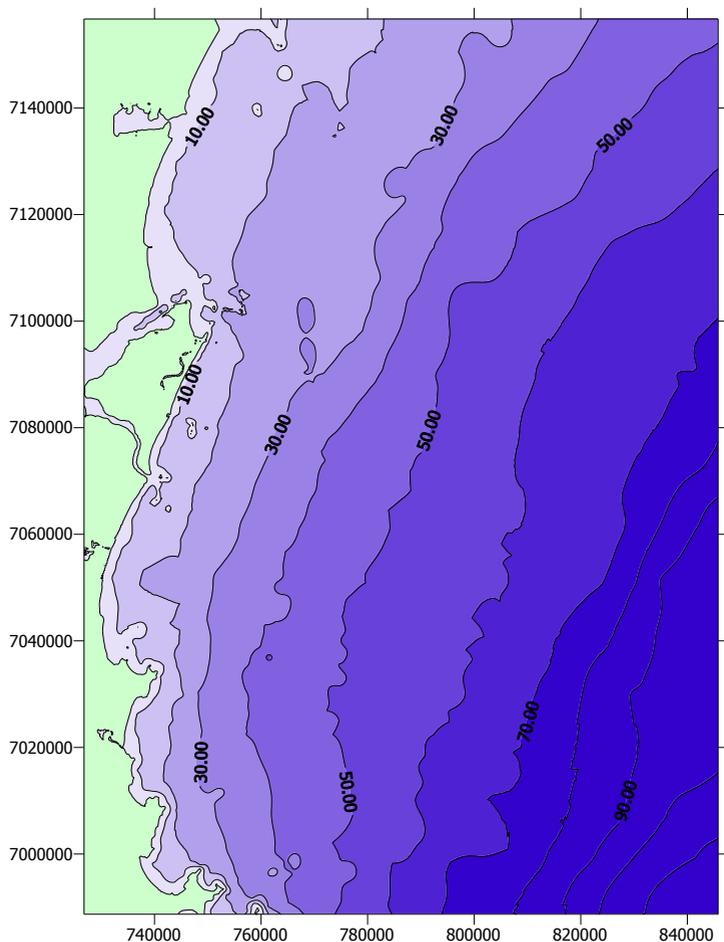
O modelo aplicado é baseado na aproximação parabólica para a equação de declividade suave de Berkoff (1972), que descreve as variações de altura de onda induzidas pelos processos de refração e difração durante o processo de propagação das ondas. De característica inicial monocromática, a utilização da função de espalhamento proposta por Mitsuyasu com base em medições de campo (in Goda, 1985), permitiu a adaptação do modelo RERFDIF 1 para uma abordagem espectral.

Para a aplicação em escala regional, os dados de batimetria que alimentaram o modelo foram obtidos através da digitalização das cartas náuticas nº 1800 e 1830 da Diretoria de Hidrografia e Navegação, relativas à região costeira de São Francisco do Sul (Figura 4.3). Vários métodos de interpolação

foram testados, buscando melhorar a qualidade dos dados batimétricos, tendo sido definido o método de krigagem como o mais adequado para finalização da confecção das cartas batimétricas.

Os dados de ondas apresentados por Alves (1996) para a região de São Francisco do Sul foram utilizados para a aplicação do modelo de refração-difração. O estudo de propagação de ondas contemplou as três principais direções de incidência identificadas pelo autor, relativas às ondulações de sudeste, de leste e de leste-nordeste. Para cada cenário, foram realizadas várias simulações, sob condições máximas e médias de energia.

No cenário referente às ondulações de sudeste, que representou 27% das ocorrências durante os registros efetuados, foram consideradas alturas significativas ( $H_s$ ) e períodos das ondas ( $T$ ) em águas profundas da ordem de 3m – 15s e 1.5m – 10s, respectivamente para os eventos de máxima e média energia. Para o cenário relativo às condições oceanográficas de leste, as quais, juntamente com a componente sudeste, representaram cerca de 60% das ocorrências, foram utilizadas uma altura significativa de onda e período da ordem de 1.5m - 10s e 1.0m e 8s, referentes aos eventos de máxima e média energia. No cenário de leste-nordeste, que corresponde às ondas de geração local e a 7% das ocorrências registradas durante as medições, as simulações efetuadas consideraram ondas de 1.5m e 8s e de 1.0m e 6s, respectivamente para condições hidrodinâmicas máximas e médias.



**Figura 4.3: Batimetria da plataforma continental adjacente à região de São Francisco do Sul (fonte: DHN - cartas náuticas 1800 e 1830).**

Para efeito de controle dos resultados de altura de onda na arrebenção obtidos através do modelo REFDIF, a equação apresentada por Komar & Gaughan (1979, *apud* Horikawa, 1988) foi utilizada para estimar os valores esperados. A equação é definida pelos seguintes termos:

$$H_b/H_o = 0,563 / (H_o/L_o)^{1/5}$$

onde,  $H_b$  corresponde à altura de onda na arrebentação,  $H_o$  à altura de onda significativa em águas profundas e  $L_o$  ao comprimento da onda em águas profundas ( $L_o = gT^2/2\pi$ ).

Considerando a incidência oblíqua de ondas nas praias estudadas, a partir dos dados de onda na arrebentação obtidos com a aplicação do modelo REDIF 1, efetuou-se o cálculo da intensidade do fluxo hidrodinâmico longitudinal, buscando avaliar seu impacto sobre os processos morfossedimentares praias e a granulometria média dos sedimentos da face praial. Nesse procedimento foi utilizada a equação proposta pelo CERC (1984), que define fluxo de energia longitudinal em unidade de força/tempo/metro linear costeiro (J/s/ml), a partir da expressão:

$$P\ell_s = \rho g/16.H_b^2.C_{gb}.\sin(2\alpha_b)$$

onde  $\rho$  corresponde à densidade da água,  $g$  à aceleração da gravidade,  $H_b$  à altura de onda na arrebentação,  $C_{gb}$  à velocidade de grupo de onda na arrebentação e  $\alpha_b$  ao ângulo de incidência da onda na arrebentação.

O cálculo do fluxo de energia longitudinal considerou o cenário médio de ondulações de sudeste, representativo de condições oceanográficas intermediárias de energia para área de estudo.

A escolha da equação acima para avaliar o potencial hidrodinâmico longitudinal se deve ao fato do método do fluxo de energia fundamental, freqüentemente, as formulações propostas na literatura para a quantificação do transporte sedimentar litorâneo. Por sua vez, conforme sugerido na literatura, o procedimento adotado assume que as características granulométricas dos sedimentos traduzem a intensidade do fluxo longitudinal e do transporte sedimentar resultante.

### **4.3. TRANSPORTE SEDIMENTAR TRANSVERSAL E LONGITUDINAL**

#### **4.3.1. Transporte sedimentar transversal**

O transporte sedimentar transversal à linha de costa nas praias oceânicas da ilha de São Francisco do Sul foi avaliado a

partir da variação volumétrica do perfil praial subaéreo, identificada através dos dados topográficos obtidos ao longo do período de monitoramento praial.

#### 4.3.2. Transporte sedimentar longitudinal

A ocorrência de vetores longitudinais de transporte sedimentar foi verificada em campo durante o período de monitoramento das praias, através da identificação da direção e intensidade de correntes de deriva litorânea, conforme procedimento descrito no item 4.1.3.

Com base nos dados de granulometria média da face praial e de direção e ângulo das ondulações incidentes, foi possível efetuar uma avaliação quantitativa do transporte sedimentar por deriva litorânea e estabelecer um primeiro balanço sedimentar longitudinal para a área de estudo.

O procedimento adotado constou de três etapas distintas: a quantificação do transporte sedimentar longitudinal, através de experimentos de campo com traçadores fluorescentes; a comparação dos resultados obtidos nos experimentos efetuados com aqueles previstos por modelos matemáticos selecionados na literatura; e o estabelecimento do balanço sedimentar longitudinal anual nos sistemas praias abordados, baseado na calibração obtida para as formulações empíricas selecionadas.

##### *4.3.2.1. Aplicação de traçadores fluorescentes na quantificação do transporte sedimentar longitudinal*

A quantificação do transporte sedimentar longitudinal, a partir do uso de traçadores fluorescentes, permitiu verificar a adequação de equações empíricas de transporte sedimentar longitudinal às praias do litoral norte catarinense. Foram efetuados quatro experimentos com traçadores fluorescentes. Três deles em segmentos costeiros de maior exposição, junto aos perfis 2, 6 e 7 na Praia Grande e um teste no setor costeiro de menor exposição, junto ao perfil 16, na praia de Itaguaçu.

Os testes com os traçadores foram efetuados sobre a zona de espraiamento ou zona intertidal. O procedimento adotado nos experimentos realizados seguiu metodologia estabelecida por

HOWA *et al.*(1997). As diferentes etapas dos experimentos realizados são descrita abaixo:

1) Preparação do traçador e injeção na zona intertidal: esta etapa constou inicialmente da coleta de sedimentos nos setores praias selecionados para realização dos experimentos. Após lavagem, secagem e peneiração para desagregação adequada das partículas, os sedimentos foram coloridos com tinta glicero-fluorescente. Para cada 100kg de areia seca foram utilizados 5 litros de tinta. A mistura dos sedimentos com a tinta foi efetuada com auxílio de uma betoneira, até a secagem completa do material. Após secagem o traçador sofreu nova peneiração para desagregação e controle da granulometria. Antes da injeção na zona intertidal, o traçador foi molhado com uma mistura de água do mar e solução de detergente para eliminar a tensão superficial entre os grãos. Em seguida, o traçador foi injetado em trincheira de dimensão controlada, no meio da zona intertidal durante a baixa-mar, e recoberto por uma fina camada de sedimento natural.

2) Detecção do traçador: após um ciclo de maré, ou na baixa mar seguinte, efetuou-se a detecção do traçador dispersado pelas ondas e correntes longitudinais. Para mapear a dispersão do traçador fluorescente foi utilizado o método de amostragem espacial, através de uma malha de controle em torno do ponto de injeção do traçador. Uma unidade de área da ordem de  $1000\text{cm}^2$  foi utilizada para a detecção do material sedimentar marcado. Os grãos de areia fluorescente foram contabilizados visualmente com auxílio de luz ultravioleta. Esse procedimento permitiu a contagem do número de grãos de traçador na superfície, para cada ponto da malha de amostragem. A espessura da camada de sedimentos em movimento, ou espessura de retrabalhamento ( $Z_0$ ) do material, foi determinada a partir da realização de sondagens dentro da zona de detecção. A realização de sondagem no ponto de injeção do traçador permitiu determinar a espessura de marcador que sofreu erosão e aquela não afetada pelo processo de dispersão.

3) Dispersão do traçador: os dados brutos de contagem dos grãos foram tratados em laboratório. A utilização de um ábaco de diluição permitiu associar o número de grãos/cm<sup>2</sup> à diluição (razão entre a massa de grãos fluorescentes e a massa do sedimento natural). Assim, uma diluição de 10<sup>-4</sup>, por exemplo, corresponde a 0,1g de areia fluorescente para 1kg de areia natural. Com auxílio do software *SURFER-Microsoft*, foi possível estabelecer cartas de isodiluição do traçador para cada experimento realizado. Estas cartas permitiram uma primeira visualização da nuvem fluorescente em superfície, e de sua evolução em função do tempo decorrido entre a injeção do marcador e a detecção. Essas primeiras observações forneceram uma indicação qualitativa da dispersão do traçador e da direção global do transporte sedimentar longitudinal.

4) Determinação da direção e velocidade do transporte: a direção e a velocidade do transporte ( $\vec{U}$ ) foram determinadas com base no deslocamento, em metros, do centro de gravidade do traçador detectado, dividido pelo tempo de imersão ( $T_i$  (s)) decorrido entre a injeção e a detecção do traçador. A velocidade  $\vec{U}$ , pode ser expressa sob suas duas componentes vectoriais,  $U_y$  (longitudinal) et  $U_x$  (ortogonal), pelas seguintes relações:

$$U_y = Y_i / T_i$$

$$U_x = X_i / T_i$$

As coordenadas longitudinais  $Y_i$  (em metros) e ortogonais  $X_i$  (em metros) da posição do centro de gravidade do marcador em relação ao ponto de injeção, indicam o movimento resultante da nuvem fluorescente e a velocidade média do transporte sedimentar.

5) Cálculo da taxa de recobrimento R (%): para verificar se o deslocamento do traçador ocorreu em condições satisfatórias, é efetuado o cálculo da taxa de recobrimento (R), expressa em percentagem pela seguinte equação:

$$R = 100. MD/MS - MR$$

onde, **MD** é a massa do traçador detectada; **MS** é a massa do traçador que dispersou e **MR** corresponde à massa do traçador encontrada na área fonte. O valor de MD é dado por:

$$\mathbf{MD} = [\Sigma (\mathbf{S.D.Z})] \cdot (\rho_s.N_o)$$

onde, **S** é a superfície ( $m^2$ ) compreendida entre duas curvas de isodiluição; **D** é a diluição média entre duas curvas de isodiluição; **Z** é a espessura média de traçador entre duas curvas de isodiluição;  $\rho_s$  é a densidade do quartzo ( $2,65g/cm^3$ ) e **No** é a concentração volumétrica da areia ( $N_o = 1 - \text{porosidade}$ ). Um valor de 0,60 foi adotado neste estudo (de acordo com WHITE, 1987).

6) Cálculo da taxa de transporte sedimentar :o transporte sedimentar ( $\vec{Q}$ ) durante o ciclo amostrado, expresso em  $m^3/m$  linear paralelamente à linha de costa, é determinado a partir da estimativa de que o sedimento se desloca como uma camada de espessura  $Z_o$  (m), e com uma velocidade  $\vec{U}$  (m/s), sendo determinado a partir da equação:

$$\vec{Q} = N_o \cdot \vec{U} \cdot Z_o$$

onde  $N_o$  corresponde à concentração volumétrica da areia (0,60);  $\vec{U}$  é a velocidade do transporte sedimentar e  $Z_o$  é a profundidade da camada de retrabalhamento sedimentar, obtida com testemunhador no entorno do ponto de injeção e por testes de retrabalhamento de sedimentos.

O cálculo do transporte sedimentar pode ser expresso em volume de sedimentos por unidade de largura (metro linear paralelo à linha de costa) e de tempo ( $m^3/m/s$ ), ou em peso aparente na água ( $\vec{I}$ ) por unidade de largura e de tempo ( $kg/m/s^2$ ). As duas expressões são interligadas pela equação abaixo:

$$\vec{I} = (\rho_s - \rho) \cdot g \cdot \vec{Q}$$

onde  $\rho_s$  é a densidade do sedimento ( $2,65\text{g/cm}^3$ );  $\rho$ , a densidade da água do mar ( $1,025\text{g/cm}^3$  a  $16^\circ\text{C}$ ) e  $g = 9,81\text{m/s}^2$ .

Os experimentos com traçadores fluorescentes foram efetuados entre os dias 08 e 10 de setembro de 1997. Paralelamente aos testes com o marcador fluorescente, foram efetuados testes complementares de retrabalhamento sedimentar ao longo do perfil praiial, para identificar as espessuras de erosão/deposição durante os experimentos.

Os dados obtidos durante os experimentos com a aplicação dos traçadores fluorescentes foram complementados por levantamento topográfico do perfil praiial.

#### 4.3.2.2. *Aplicação de fórmulas empíricas na quantificação do transporte sedimentar longitudinal*

Entre as formulações matemáticas encontrados na literatura, as equações do CERC (1984), de Bailard (1984) e de Kamphuis (1991) foram adotadas para o cálculo do transporte sedimentar por deriva litorânea nas praias da área de estudo. A escolha das equações relacionadas se justificou pela freqüente utilização destas nos projetos de engenharia costeira, em particular a equação do CERC (1984). Baseadas no método do fluxo de energia, as principais características das três formulações empíricas selecionadas são destacadas a abaixo.

##### **a) A fórmula do CERC (1984)**

A equação proposta pelo CERC (1984) assume que o transporte sedimentar é proporcional ao fluxo longitudinal de energia, sendo expressa nos seguintes termos:

$$Q = K / (16 \sqrt{\gamma}) \cdot \rho g^{3/2} \cdot H_{sb}^{5/2} \cdot \sin(2\theta_b)$$

onde  $Q$  corresponde à taxa total de transporte longitudinal;  $K$  é um coeficiente empírico;  $\rho$  é a densidade da água;  $g$  é a aceleração da gravidade;  $H_{sb}$  e  $\theta_b$  são, respectivamente, a altura significativa da onda na arrebentação e o ângulo de incidência da ondulação antes de iniciar a arrebentação e  $\gamma$  corresponde a um índice de arrebentação, geralmente igual a 0,78.

Com base em Komar & Inman (1970), o *Shore Protection Manual* (CERC,1984) recomenda um valor de K de 0,39 nos casos onde a altura de onda na arrebentação ( $H_b$ ) é considerada na fórmula. Nota-se que o modelo proposto não considera a granulometria dos sedimentos em sua formulação.

### b) A fórmula de Bailard (1984)

A equação de Bailard (1984), deduzida a partir do modelo de Bagnold (1963, 1966), assume que o trabalho realizado no transporte de sedimentos é proporcional à energia dissipada pelo escoamento.

Em sua versão inicial (BAILARD, 1981), o modelo divide o transporte sedimentar em deslocamento de fundo e transporte em suspensão. Posteriormente (BAILARD, 1984) o modelo proposto passa a abranger o transporte total, tendo como pressupostos o predomínio de uma corrente longitudinal fraca e o efeito desprezível da declividade. De acordo com o modelo de Bailard (1984), o transporte sedimentar longitudinal é dado pela seguinte equação:

$$K = 0,05 + 2,6 \sin^2(2\alpha_b) + 0,007 U_m W_s$$

onde  $\alpha_b$  corresponde ao ângulo de incidência da ondulação na costa;  $U_m$  é a velocidade máxima de oscilação da onda (m/s) e  $W_s$  a velocidade de sedimentação da partícula (m/s).

A velocidade máxima de oscilação da onda ( $U_m$ ) é dada por:

$$U_m = T \cdot (g H_b)^{1/2}$$

onde  $T$  é igual a 0,8;  $g$  corresponde à aceleração da gravidade ( $9,81\text{m/s}^2$ ) e  $H_b$  à altura significativa da onda na arrebentação (m).

A velocidade de sedimentação da partícula ( $W_s$ ) é dada por:

$$W_s = D^2/18 \cdot [\rho_s - \rho/\mu].$$

onde **D** é o diâmetro médio do sedimento pela mediana (D50 em mm) e **μ** é a velocidade cinemática (m/s).

### **c).A fórmula de Kamphuis (1986 et al., 1991)**

Kamphuis *et al.* (1986) e Kamphuis (1991) propuseram um modelo numérico para o transporte sedimentar longitudinal que, além da granulometria dos sedimentos, integra outro parâmetro importante, referente à declividade da praia. A segunda versão do modelo proposto (Kamphuis, 1991), mais difundida na literatura, foi adotada no presente estudo, sendo descrita pela equação abaixo:

$$Q_l = Hb_s \cdot T_s^{1,5} \beta^{0,75} \cdot D^{-0,25} \cdot \sin^{0,6}(2\alpha_b)$$

onde **Q<sub>l</sub>** corresponde ao trânsito sedimentar longitudinal (m/s); **T<sub>s</sub>** ao período significativo da onda (s); **β** é a declividade da praia na zona de arrebentação e **D** o tamanho médio dos sedimentos, expresso pela mediana (D50 em mm).

Embora baseadas no mesmo princípio, as fórmulas escolhidas para o cálculo de transporte sedimentar longitudinal consideram alguns parâmetros e coeficientes empíricos diferentes. Ao integrar o parâmetro de declividade, o modelo proposto por Kamphuis *et al.* (*op. cit.*) e Kamphuis (*op. cit.*) sugere o incremento das taxas de transporte com a declividade da praia e com a maior intensidade dos processos de arrebentação, aumentando a quantidade de sedimentos em suspensão e a intensidade do transporte sedimentar (FONTOURA, 2004).

## **4.4. BALANÇO SEDIMENTAR LONGITUDINAL**

O confronto entre os resultados obtidos com a utilização dos traçadores fluorescentes e com a aplicação das equações selecionadas permitiu a identificação da formulação empírica mais adaptada para o cálculo de transporte sedimentar costeiro longitudinal na área de estudo. A equação calibrada foi utilizada para o estabelecimento do balanço sedimentar longitudinal anual, com a identificação da direção e magnitude dos vetores de transporte litorâneo residual nos diferentes sistemas praias.

Para alimentar a quantificação dos vetores de deriva litorânea e balanço sedimentar longitudinal, foram utilizados os registros de onda efetuados em 1996 na Ilha de São Francisco do Sul e analisados por Alves (1996). Embora o período de medições de ondas não tenha completado um ano, o autor sugere que os resultados da campanha de medições efetuada, abrangendo os meses de verão e outono, sejam representativos do clima de ondas anual da região. Dessa forma as frequências das direções de ondulações identificadas durante o período de medições foram proporcionalmente extrapoladas para a escala anual. Na ausência de séries mais longas de dados de onda, a aproximação do balanço sedimentar longitudinal anual considerou a ocorrência de condições médias de energia para o regime regional de ondas.

Os dados obtidos no estudo do transporte sedimentar longitudinal, além de dados de campo e de imagens aéreas, permitiram ainda a análise do papel do transporte por deriva litorânea e do balanço sedimentar longitudinal na ocorrência de processos de transposição de sedimentos (*bypassing*) entre os sistemas praias da área de estudo.

## PARTE II



## **5. SEDIMENTOLOGIA**

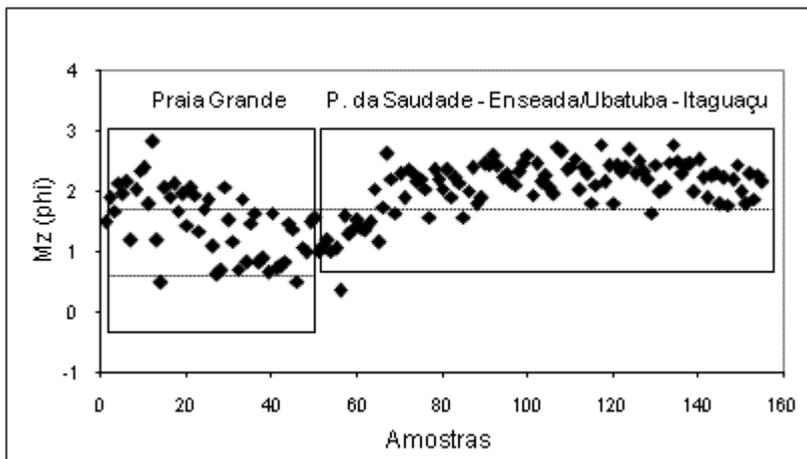
Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos no estudo sedimentológico das praias oceânicas da ilha de São Francisco do Sul, a partir das amostras de sedimentos da face praial, coletadas durante o monitoramento efetuado na área de estudo. São apresentados e discutidos os padrões da distribuição granulométrica nos diferentes sistemas praias abordados e suas possíveis correlações com a energia do ambiente e a presença de vetores longitudinais de transporte sedimentar.

### **5.1. CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E ANÁLISE DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DO AMBIENTE PRAIAL**

A análise das 156 amostras de sedimentos coletadas indicou composição predominantemente quartzosa dos sedimentos da face praial, com teores de carbonato inferiores a 1%, atingido apenas pontualmente teores entre 2 e 4%.

Para o conjunto das amostras coletadas, os resultados da análise granulométrica mostraram a presença de três populações de tamanho de grão distintas na face praial, com o predomínio de areia fina seguido de areia média, que representam, respectivamente, 51,3 e 39,6% das amostras coletadas. Uma terceira população na classe textural areia grossa representa 9,1 % das amostras analisadas.

A figura 5.1 apresenta a distribuição granulométrica dos sedimentos da face praial, ilustrando a ocorrência de dois domínios distintos quanto ao tamanho médio do grão na área de estudo. Nota-se o predomínio de areia média no setor costeiro de maior grau de exposição, associado à Praia Grande, e de areia fina nos sistemas praias mais protegidos e com maior influência do embasamento cristalino, a partir da praia da Saudade até a praia de Itaguaçu, no extremo norte da área. Os resultados obtidos indicaram a participação secundária de areia grossa e areia fina na Praia Grande, e de areia média associada ao domínio de areia fina.



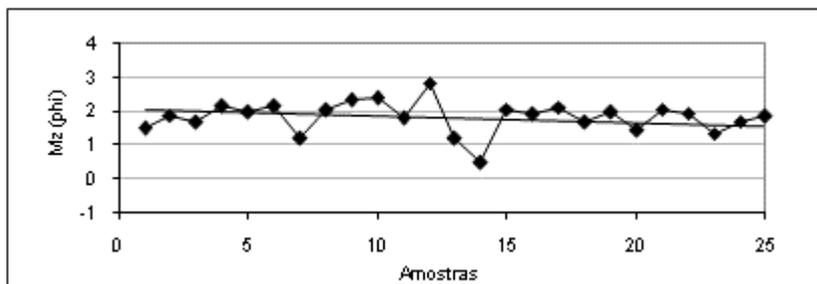
**Figura 5.1: Distribuição do tamanho médio do grão na face praial, nas praias oceânicas de São Francisco do Sul.**

Na Praia Grande, os resultados obtidos mostraram a ocorrência de dois setores distintos quanto ao comportamento do tamanho médio do grão na face praial, delimitados pelas ilhas Tamborettes. O setor centro-sul da praia, entre as ilhas e o canal do Linguado, mostrou uma tendência ao aumento do tamanho médio do grão de sul para norte, sobre um linear costeiro de aproximadamente 10 km, com uma maior concentração de areia fina no sul da praia (Figura 5.2). O setor centro-norte, que se estende sobre aproximadamente 15 km, entre as ilhas Tamborettes e o costão que delimita a praia ao norte, apresentou tendência à diminuição do tamanho médio dos sedimentos no sentido sul-norte, com a granulometria das partículas passando de areia grossa a areia média (Figura 5.3).

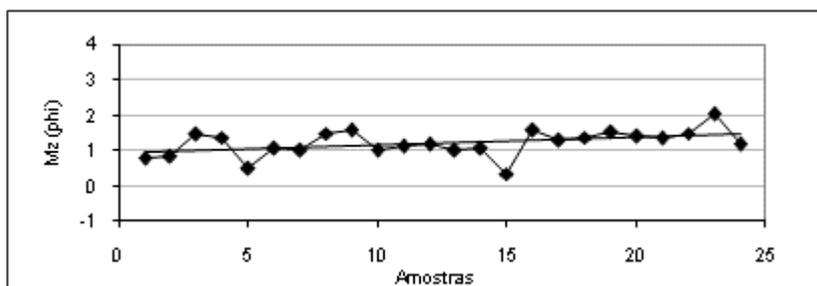
No domínio de areia fina, o tamanho médio do grão das praias apresentou distribuição regular durante o período amostrado, oscilando entre areia fina e, secundariamente, areia média (Figura 5.4). Uma leve tendência à redução e ao aumento da granulometria dentro da classe areia fina, de sul para norte, foi registrada, respectivamente, na praia da Saudade e entre as praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.

Quanto ao grau de selecionamento dos sedimentos, os resultados mostraram, globalmente, o predomínio de areias bem

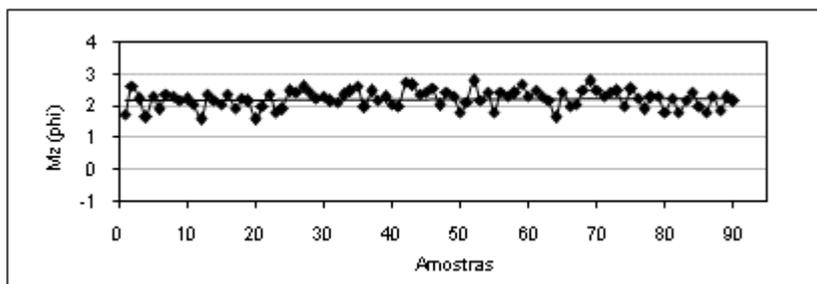
selecionadas, com 50,6% das amostras, seguidas de areias muito bem selecionadas, com 30% do universo amostral. Apenas 19,4% das amostras de sedimentos coletadas acusaram distribuição granulométrica moderadamente selecionada.



**Figura 5.2:** Distribuição do tamanho médio do grão da face praial no setor centro-sul da Praia Grande.



**Figura 5.3:** Distribuição do tamanho médio do grão da face praial no setor norte da Praia Grande.

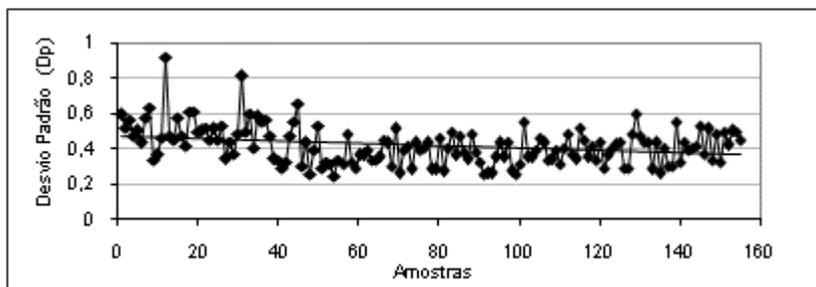


**Figura 5.4:** Distribuição do tamanho médio do grão da face praial entre a praia da Saudade e a praia de Itaguaçu.

Todas as praias com predomínio de areia fina apresentaram sedimentos bem selecionados, seguidos de muito bem selecionados, com as duas classes de seleção perfazendo aproximadamente 97% das amostras nas praias da Saudade e de Enseada/Ubatuba e 81% na praia de Itaguaçu.

Na Praia Grande, 37,65% das amostras de sedimentos foram classificadas como bem selecionadas, seguidas de amostras moderadamente selecionadas, com 34,8%, e muito bem selecionadas para 27% dos casos. Nota-se que a Praia Grande e praia da Saudade concentraram a maior proporção das ocorrências de amostras muito bem selecionadas, com, respectivamente, 38,90% e 27,65% dos registros efetuados. A Praia Grande concentrou ainda ampla maioria das amostras moderadamente selecionadas, com 76,7% dos casos, seguida da praia de Itaguaçu, com 16,7%.

A figura 5.5 ilustra a distribuição do desvio padrão em relação ao tamanho médio dos sedimentos da face praial, durante o monitoramento realizado.

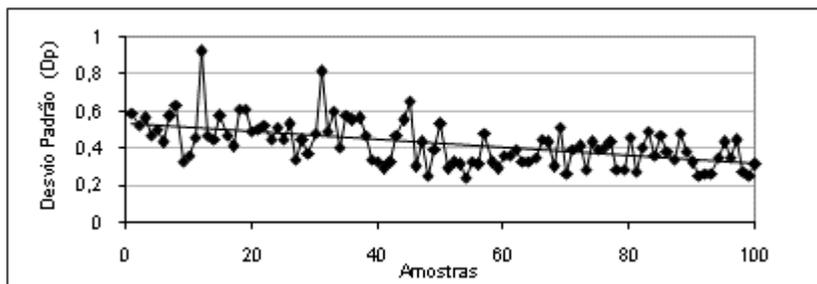


**Figura 5.5: Desvio padrão da granulometria média dos sedimentos da face praial nas praias oceânicas de São Francisco do Sul.**

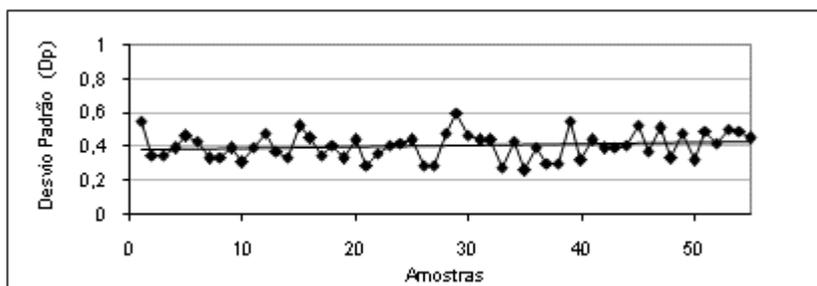
Os resultados indicaram uma tendência geral ao aumento do grau de seleção dos sedimentos de sul para norte na área de estudo, associada principalmente, ao setor centro-norte da Praia Grande e da praia da Saudade. Nota-se que, nesses dois setores, o aumento do grau de seleção dos sedimentos na direção indicada, foi constatado, independentemente do tamanho médio do grão (Figura 5.6).

Entre as praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu, os resultados obtidos indicaram uma leve tendência à redução do

grau de seleção dos sedimentos na face praial, de sul para norte (Figura 5.7).



**Figura 5.6: Desvio padrão da granulometria média dos sedimentos da face praial na Praia Grande e praia da Saudade.**



**Figura 5.7: Desvio padrão da granulometria média dos sedimentos da face praial, nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.**

Em relação à assimetria da distribuição granulométrica, os resultados encontrados acusaram o predomínio de amostras aproximadamente simétricas, seguido de sedimentos com assimetria negativa e positiva, representando, respectivamente, 49,5%, 26,6% e 23,9% das amostras coletadas. Embora as amostras aproximadamente simétricas tenham apresentado proporções similares, os resultados apontaram o predomínio de sinal positivo e negativo, respectivamente nas praias com maior e menor grau de exposição, indicando a maior proporção de partículas acima do granulometria média no primeiro caso e abaixo do tamanho médio, no segundo.

Nas amostras da Praia Grande e da praia da Saudade predominaram sedimentos com distribuição aproximadamente

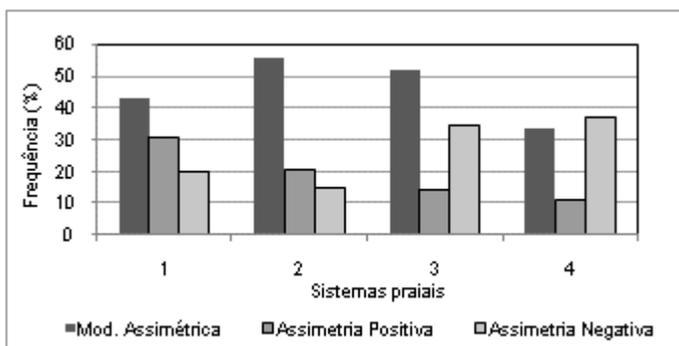
simétrica, representando, respectivamente, 43,7 e 55,8% das amostras, seguidas de assimetria positiva na proporção de 37,7 e 20,6% e de assimetria negativa para 20% e 14,7% dos casos. Na praia de Enseada/Ubatuba predominou distribuição granulométrica aproximadamente simétrica, com 51,7% das amostras, seguida de assimetria negativa e positiva para respectivamente, 34,5% e 13,25 das amostras coletadas. Na praia de Itaguaçu, a maior parte das amostras acusou assimetria negativa, com 37,03% dos casos, seguida de distribuição aproximadamente simétrica para 33,3% e positiva para 29,67% das amostras analisadas.

Como ilustra a figura 5.8, os resultados mostraram a mudança da posição ocupada pelas amostras com assimetria positiva, entre o setor costeiro com maior exposição, onde representam a segunda população dominante, e o segmento das praias menos expostas, onde respondem pela terceira posição. Esse contexto é compatível com o maior nível de energia das praias expostas, favorável à ocorrência de distribuição granulométrica com predomínio de partículas arenosas maiores do que o tamanho médio dos sedimentos. Por outro lado, a redução do grau de energia nas praias mais protegida favorece o transporte e deposição de partículas arenosas mais finas, podendo explicar a menor proporção de amostras com assimetria positiva nessas praias.

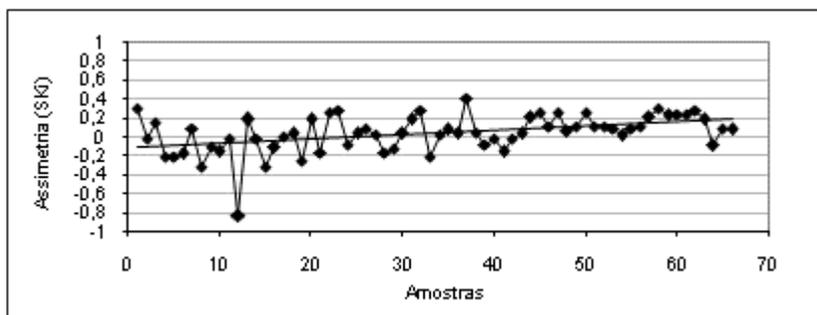
Por sua vez, considerando o domínio de areia fina, nota-se na figura 5.8, o aumento da proporção de assimetria negativa de sul para norte, com 14,7% na praia da Saudade, passando, respectivamente, a 34,5% e a 37,03%, nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu. Esse contexto indica o aumento da participação de partículas arenosas menores nos sedimentos praias de sul para norte no domínio de areia fina, associado ao regime de menor energia nos sistemas praias mais protegidos.

No domínio de areia média, a distribuição dos valores da assimetria ao longo das praias mostrou uma tendência ao aumento dos valores de sul para norte, com o predomínio de sedimentos negativamente assimétricos e aproximadamente simétricos no setor centro-sul da Praia Grande, e aproximadamente simétricos a positivamente assimétricos no setor centro-norte (Figura 5.9).

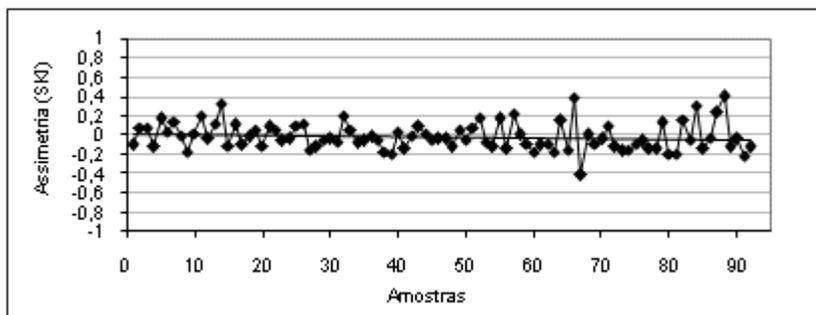
No conjunto, com algumas exceções, os sistemas praias com predomínio de areia fina não apresentaram tendência lateral destacada para a assimetria, apresentando apenas uma leve redução dos valores de sul para norte (Figura 5.10). Essa tendência é influenciada, principalmente, pela praia da Saudade, que apresentou valores mais negativos de assimetria de sul para norte, enquanto nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu os valores tenderam a se tornar menos negativos nessa direção.



**Figura 5.8:** Frequência do grau de assimetria nos sistemas praias analisados (1=Praia Grande; 2=P. da Saudade; 3=P. de Enseada/Ubatuba e 4=P. de Itaguaçu).



**Figura 5.9:** Grau de assimetria para os sedimentos da face praial na Praia Grande.



**Figura 5.10: Grau de assimetria para os sedimentos da face praial nas praias da Saudade, Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.**

Para a curtose, os resultados obtidos indicaram o predomínio de distribuição mesocúrtica para 51,5% das amostras, seguido de distribuição platicúrtica em 29,8% dos registros e leptocúrtica para 18,7 % do universo amostral.

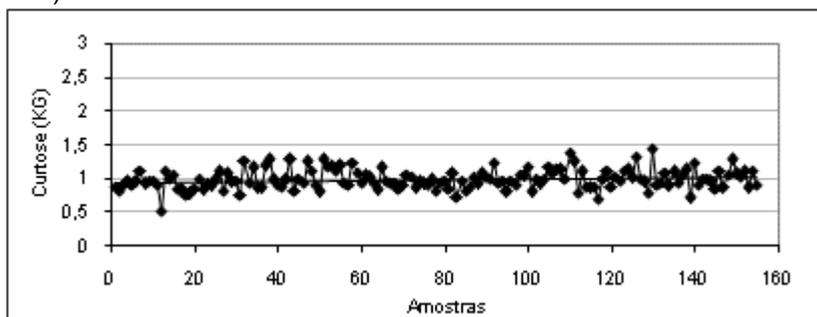
Embora distribuídas entre os diferentes sistemas praias, uma maior proporção de amostras mesocúrticas foi constatada entre na Praia Grande e praia da Saudade, onde representam respectivamente 49,2 e 64,7% das amostras. Nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, as amostras mesocúrticas representaram 44% dos sedimentos coletados.

Sedimentos com distribuição platicúrtica foram registrados em proporção relativamente regular nos diferentes sistemas praias, oscilando entre 32 e 37%. As amostras com distribuição leptocúrtica ocorreram associadas, principalmente, às praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, com 37,03% dos registros no primeiro caso e 27,6%, no segundo.

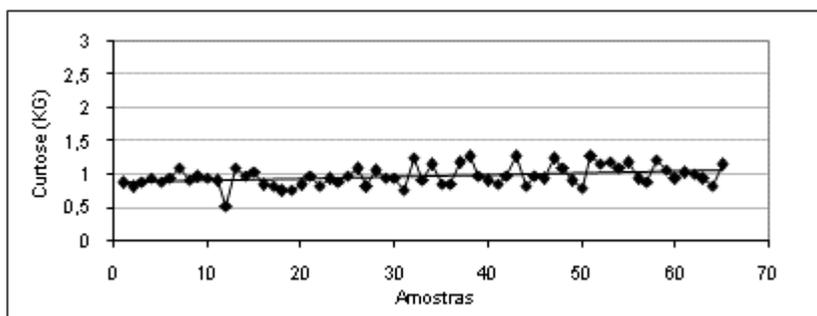
O conjunto das amostras analisadas acusou uma leve tendência ao aumento dos valores da curtose de sul para norte na área de estudo, como pode ser observado na figura 5.11. Essa tendência foi mais acentuada no setor de maior exposição da linha de costa e relacionada, particularmente, à Praia Grande, com a concentração de amostras platicúrticas e mesocúrticas no setor centro-sul da praia, passando a mesocúrticas e leptocúrticas no setor centro-norte, principalmente junto P 6, P7 e P8 (Figura 5.12).

Os resultados obtidos indicaram a ocorrência de mistura de população de sedimentos no setor centro-sul da Praia Grande,

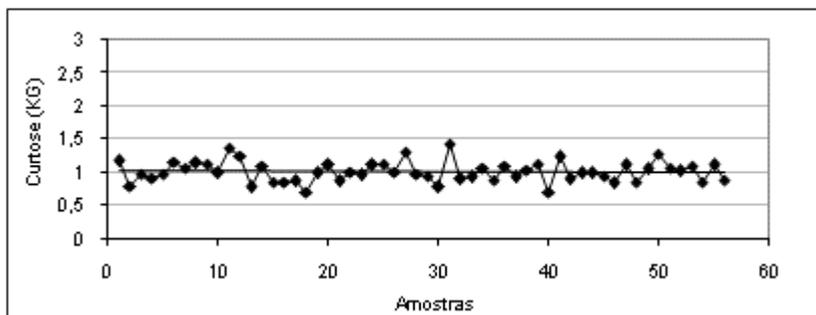
refletindo o menor grau de seleção das areias nesse segmento da praia. No domínio de areia fina, os dados de curtose apontaram uma leve tendência ao incremento dos valores de sul para norte na praia da Saudade, onde espelham o aumento do grau de seleção dos sedimentos nessa direção. No segmento praiial entre Enseada/Ubatuba e na praia de Itaguaçu, os valores obtidos apontaram uma leve tendência à redução da curtose entre o setor sul e central das praias e ao incremento dos valores entre o segmento central e norte dos sistemas praias (Figura 5.13).



**Figura 5.11: Valores de curtose para os sedimentos da face praiial, nas praias oceânicas de São Francisco do Sul.**



**Figura 5.12: Valores de curtose para os sedimentos da face praiial na Praia Grande.**



**Figura 5.13: Valores de curtose para os sedimentos da face praial, entre a praia de Enseada e de Itaguaçu.**

A tabela 5.1 apresenta os valores médios dos parâmetros estatísticos granulométricos para o conjunto de amostras coletadas em cada ponto de monitoramento praial, juntamente com os valores médios para a altura de onda na arrebentação durante a coleta das amostras. Os resultados refletem as tendências identificadas para a distribuição dos parâmetros granulométricos ao longo das praias, com o predomínio de areia média na Praia Grande e de areia fina entre a praia da Saudade e a praia de Itaguaçu.

Na Praia Grande, os resultados obtidos indicaram variações dentro da classe textural predominante, afetando o setor centro-sul da praia. Nesse setor, o tamanho médio do grão aumentou, de sul para norte, passando de valores próximos do limite com areia fina nos perfis P1 e P2, com, respectivamente,  $1,92 \Phi$  e  $1,89 \Phi$ , a uma granulometria média próxima do limite com areia grossa no P4, à retaguarda das ilhas Tamboretas, onde o valor médio foi de  $1,19\Phi$ . No setor centro-norte da praia, os dados mostraram um incremento no tamanho médio do grão no P6, com a ocorrência de areia grossa no local ( $0,99 \Phi$ ). A partir desse setor, os resultados apontaram uma leve tendência à redução da granulometria média dos sedimentos em direção ao norte da praia, com valores de  $1,22 \Phi$  e  $1,35 \Phi$ , respectivamente nos perfis P7 e P8 (Tabela 5.1).

Na praia da Saudade, a tendência de redução do tamanho médio das partículas de sul para norte, não se mostrou absoluta, com valores médios de tamanho de grão da ordem de  $2,17 \Phi$ ,  $2,06 \Phi$  e  $2,36 \Phi$ , respectivamente no P9, P10 e P11. O

incremento da granulometria média, junto ao setor central da praia, decorre, principalmente, do registro de areia média no local, durante alguns dos levantamentos realizados.

**Tabela 5.1: Valores médios dos parâmetros estatísticos granulométricos (tamanho médio do grão (Mz), desvio padrão (Dp), assimetria (Sk), curtose (KG') e da altura de onda na arrebenção (Hb) nos pontos de monitoramento do perfil prai.**

Perfil	N	Mz ( $\Phi$ )	Dp ( $\Phi$ )	Ski	KG' ( $\Phi$ )	Hb (m)
1	6	1,92	0,47	-0,16	0,92	0,7
2	12	1,89	0,50	-0,19	0,81	1,4
3	7	1,75	0,48	-0,12	0,93	1,0
4	5	1,19	0,43	-0,09	0,95	1,0
5	7	1,27	0,56	0,07	1,02	1,3
6	10	0,99	0,46	0,04	1,05	1,6
7	6	1,22	0,32	0,10	1,18	1,4
8	12	1,35	0,34	0,05	0,97	1,0
9	11	2,17	0,41	-0,01	0,91	1,4
10	12	2,06	0,40	-0,05	0,93	1,4
11	11	2,33	0,26	-0,07	1,04	1,4
12	12	2,36	0,37	-0,09	1,20	0,4
13	12	2,25	0,38	-0,07	0,97	0,8
14	5	2,39	0,39	-0,07	0,96	1,0
15	11	2,33	0,44	-0,08	0,91	0,8
16	5	2,24	0,41	-0,17	0,94	0,8
17	11	2,01	0,49	-0,07	1,03	0,6

Na praia de Enseada/Ubatuba, os resultados mostraram uma tendência muito leve à redução das partículas de sul para norte (2,36 a 2,39  $\Phi$ ), mostrando, entretanto, pequeno incremento no tamanho médio do grão no P13, junto à barra do rio Acaraí (2,25  $\Phi$ ). Na praia de Itaguaçu, os valores apontaram

um incremento do tamanho médio dos sedimentos de sul para norte, passando de 2,33 a 2,01  $\Phi$  entre o P15 a P17. Essas oscilações na granulometria média nas duas praias podem estar associadas a variações longitudinais na energia de onda na arrebentação e à intensidade de correntes longitudinais, sob influência dos processos de difração das ondulações em torno da Ponta da Enseada e das ilhas situadas próximo à costa.

Como mostrado na tabela 5.1, a tendência à redução e ao incremento do tamanho médio do grão em direção a norte, respectivamente nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, é acompanhada, na mesma direção, de um aumento da altura média das ondas na arrebentação ( $H_b$ ) no primeiro caso e de uma tendência à diminuição, no segundo.

Em relação à seleção dos sedimentos, a análise dos valores médios para o desvio padrão confirmou o predomínio de areia bem selecionada na maioria dos pontos de amostragem de cada praia, com grau de selecionamento situado entre 0,35 e 0,50. Nota-se a tendência, já identificada anteriormente, de aumento e redução do grau de seleção dos sedimentos de sul para norte, respectivamente no segmento costeiro mais exposto e nos sistemas praias com menor grau de exposição, conforme ilustrado pelas figuras 5.6 e 5.7 acima.

Para a assimetria, os valores médios refletem a mesma tendência identificada anteriormente, com o incremento dos valores de assimetria na direção sul-norte, nos sistemas praias expostos e compostos por areia média e de redução dos valores, nessa mesma direção, nas praias com menor grau de exposição e formadas por areia fina.

Os valores médios para a curtose acompanham as tendências já identificadas para cada sistema praias, confirmando o maior grau de selecionamento no setor norte das praias mais expostas e tendência direcional menos definida, nas praias mais protegidas ou semi-expostas.

Como ilustra a figura 5.14, os parâmetros granulométricos da face praias não mostraram relação aparente definida com os valores médios de altura de onda na arrebentação, mas a ocorrência de padrões distintos.

Tendo em vista a identificação de tendências laterais de variações nos parâmetros granulométricos e a incidência oblíqua

de ondas na área de estudo, os padrões identificados nos sistemas praias podem estar associados, preferencialmente, à atuação de processos de transporte sedimentar longitudinal.

Para verificar essa hipótese e melhor avaliar o papel de processos hidrodinâmicos transversais nas características granulométricas das praias abordadas, recorreu-se a métodos estatísticos de análise de correlação linear simples entre as variáveis envolvidas.

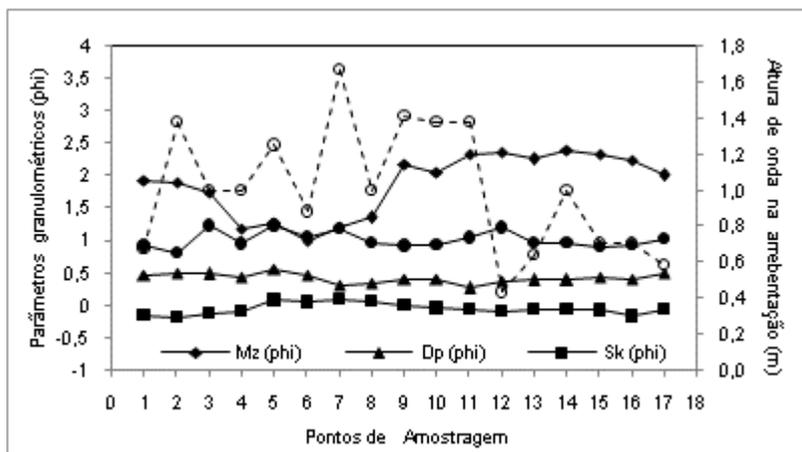


Figura 5.14: Valores médios para o tamanho médio do grão (Mz), desvio padrão (Dp), assimetria (Ski) dos sedimentos da face praiial e altura de onda na arrebentação (Hb).

## 5.2. CORRELAÇÃO ENTRE PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS E FATORES HIDRODINÂMICOS

Para analisar o grau de dependência entre as variáveis granulométricas e os processos ortogonais foram estabelecidos, para cada ponto de amostragem, os coeficientes de correlação entre as variáveis tamanho médio do grão (Mz), grau de selecionamento (Dp) e assimetria (Ski) dos sedimentos e a energia do ambiente, expressa pela altura de onda na arrebentação (Hb).

A análise da relação entre os parâmetros granulométricos e os processos longitudinais considerou a ocorrência de incidência oblíqua de ondulações de maior energia de quadrante

sul na costa regional. Nesse contexto, foram estabelecidas correlações entre os parâmetros granulométricos e a distância do ponto de amostragem em relação ao setor mais setentrional da área de estudo, no caso o P1, na Praia Grande.

Uma primeira análise incluiu todos os sistemas praias indistintamente. Uma segunda abordagem contemplou a análise de correlação entre as variáveis envolvidas, de acordo com o grau de exposição das praias. Nesse último caso, a variável distância teve como referencial o ponto de amostragem P1 para o segmento costeiro mais exposto e o P12, na praia de Enseada/Ubatuba, para o setor costeiro de menor exposição.

A partir do coeficiente de correlação ( $r$ ) encontrado, foi também estabelecido o coeficiente de determinação ( $r^2$ ), expresso em porcentagem, e que traduz em que medida as variáveis granulométricas poderiam ser explicadas pelas oscilações na energia de onda na arrebentação ou pela atuação de processos longitudinais.

Os resultados obtidos são apresentados na tabela 5.2, juntamente com os valores críticos de correlação nos diferentes casos analisados, e ilustrados pontualmente na forma de gráficos de dispersão.

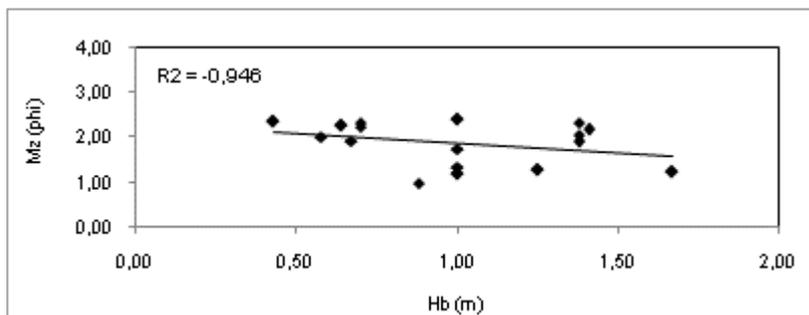
### 5.2.1. Parâmetros granulométricos e processos ortogonais

Com coeficientes abaixo dos valores críticos, os resultados obtidos não indicaram, para o conjunto das praias abordadas, correlação linear significativa entre a altura de onda na arrebentação e os parâmetros estatísticos granulométricos, confirmando a tendência já apontada anteriormente. Os coeficientes de determinação obtidos apontaram fraca relação entre as diferentes variáveis analisadas, como exemplifica o tamanho médio do grão, com apenas 9,46% da variação identificada explicada pelas oscilações na energia de onda na arrebentação (Figura 5.15). O único parâmetro que apresentou correlação positiva moderada com a altura de onda foi a assimetria, mas com coeficiente de determinação baixo, sugerindo que 16,36% da variação do parâmetro seria explicada pela variação da energia de onda ao longo das praias (Figura 5.16).

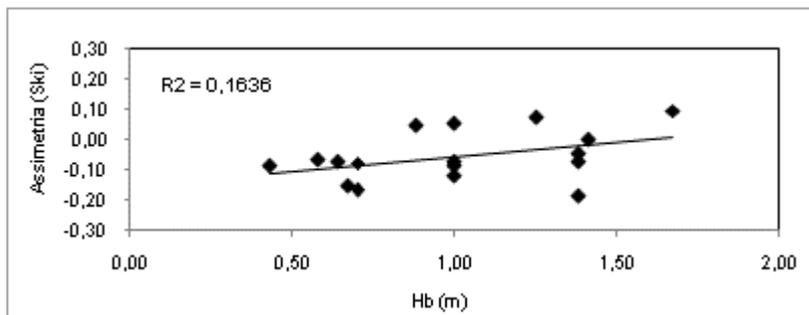
**Tabela 5.2: Coeficiente de correlação linear ( $r$ ) e de determinação ( $r^2$ ) entre a altura da onda na arrebenção ( $H_b$ ) e o tamanho médio do grão ( $M_z$ ), o desvio padrão ( $D_p$ ) e assimetria ( $Sk$ ) dos sedimentos da face praial.**

Coeficiente de correlação	n	Distância/ $M_z$				Distância/ $D_p$			Distância/ $Sk$		
		$r_c$	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)
Área de estudo	17	0,45	0,49	0,24	24,6	-0,48	-0,23	23,64	0,17	0,03	3,1
P. Grande e P. da Saudade	11	0,55	0,10	0,010	1,01	-0,73	-0,53	53,5	0,66	0,43	43,0
P. da Enseada a P. de Itaguaçu	6	0,70	-0,58	-0,34	34,15	0,85	0,72	72,5	-0,22	-0,05	5,04

(n=número de amostras;  $r_c$ = valores críticos de coeficiente de correlação de Pearson –  $\alpha$  0,05).



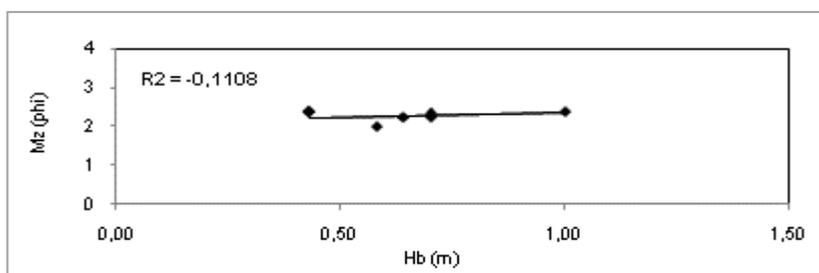
**Figura 5.15: Correlação entre tamanho médio dos sedimentos da face praial e a altura de onda na arrebenção para o conjunto das praias analisadas.**



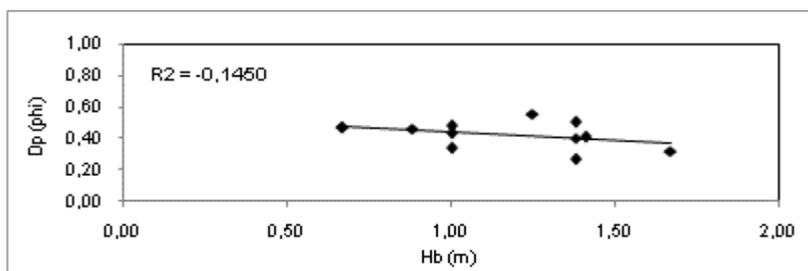
**Figura 5.16: Correlação entre a assimetria dos sedimentos da face praial e a altura de onda na arrebenção para o conjunto das praias analisadas.**

Quando analisados os dois contextos de exposição da linha de costa, a tendência de fraca correlação entre energia de onda na arrebenção e as variáveis granulométricas se mantém, resultando, da mesma forma, em baixos coeficientes de determinação (Tabela 5.2). Os maiores coeficientes de correlação da altura de onda na arrebenção identificados foram com o tamanho médio de grão, no segmento praial de menor exposição, entre a praia de Enseada e Itaguaçu. Nesse setor apenas 11,08% das variações positivas na granulometria, que devido à escala em phi ( $\Phi$ ) correspondem a uma redução do tamanho médio do grão, são explicadas pela variação positiva da energia de ondas na arrebenção (Tabela 5.2 e Figura 5.17).

Para o grau de seleção dos sedimentos, apenas a Praia Grande e a praia da Saudade mostraram melhor ajuste com a energia de onda na arrebentação. Os resultados indicaram correlação negativa entre as duas variáveis nessas praias, indicando um aumento do grau de selecionamento dos sedimentos, explicado em 14,5% pelo aumento da altura de onda na arrebentação (Figura 5.18). Quanto à assimetria, a melhor relação com a energia de onda na arrebentação foi também verificada nas praias expostas, mas com coeficiente de correlação positiva fraca entre as duas variáveis. O coeficiente de determinação resultante apontou que apenas 8,9 % das variações no parâmetro granulométrico podem estar associadas à variação na altura de onda ao longo da praia (Tabela 5.2).



**Figura 5.17:** Correlação entre o tamanho médio dos sedimentos da face praial e a altura de onda na arrebentação, na Praia Grande e praia da Saudade.



**Figura 5.18:** Correlação entre o desvio padrão dos sedimentos da face praial e a altura de onda na arrebentação, na Praia Grande e praia da Saudade.

### 5.2.2. Parâmetros granulométricos e processos longitudinais

Os resultados da análise do grau de dependência entre as variáveis granulométricas e a distância são apresentados na tabela 5.3. Embora não impliquem necessariamente em efeito causal, os resultados obtidos apontaram, para o conjunto dos casos, o predomínio de correlação moderada e forte, positiva ou negativa, entre os parâmetros granulométricos e a distância de referência.

Considerando o conjunto das praias abordadas, os resultados mais significativos mostram correlação moderada positiva e negativa, respectivamente entre o tamanho médio do grão e o desvio padrão com a distância ( $r=0,49$  e  $-0,48$ ). Os resultados alcançados apontaram a redução do tamanho médio do grão e um melhor selecionamento dos sedimentos com o aumento da distância em relação ao setor praiial mais setentrional da área de estudo. A variação do tamanho médio e do grau de seleção seria explicada, respectivamente, em 24,6% e 23,6% dos casos pela distância, conforme indicado pelos coeficientes de determinação obtidos (Figura 5.19 e 5.20).

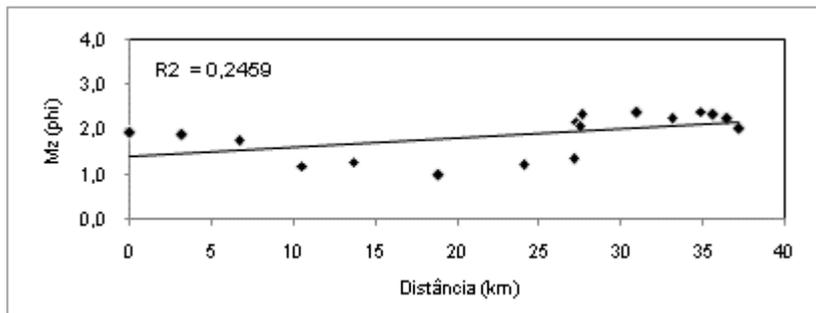
Isoladamente, entre os dois contextos de exposição da linha de costa, o segmento referente às praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu mostrou melhor relação entre a distância e a granulometria, com correlação negativa moderada entre as variáveis apontando o incremento das partículas (escala phi) de sul para norte ( $-0,58$ ). O coeficiente de determinação obtido nesse segmento indicou que 34,15 % das variações no tamanho médio dos sedimentos da face praiial podem estar associadas à distância em relação ao P12 (Figura 5.21).

**Tabela 5.3: Coeficiente de correlação linear ( $r$ ) e de determinação ( $r^2$ ) entre a distância ao longo da costa e o tamanho médio do grão (Mz), o desvio padrão (Dp) e a assimetria (Sk) dos sedimentos da face praial.**

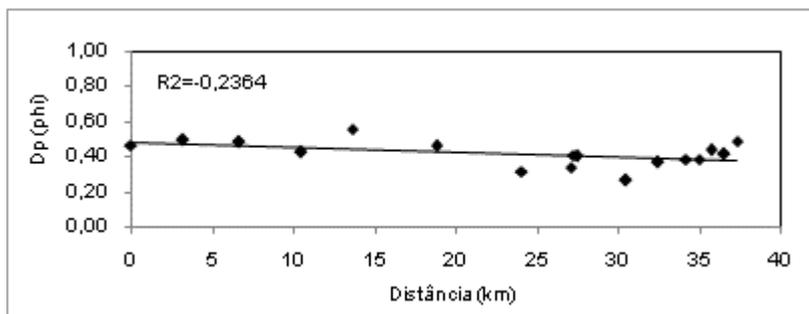
Coeficiente de correlação	n	Distância/Mz				Distância/Dp			Distância/Ski		
		$r_c$	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)
Área de estudo	17	0,45	0,49	0,24	24,6	-0,48	-0,23	23,64	0,17	0,03	3,1
P. Grande e P. da Saudade	11	0,55	0,10	0,010	1,01	-0,73	-0,53	53,5	0,66	0,43	43,0
P. da Enseada a P. de Itaguaçu	6	0,70	-0,58	-0,34	34,15	0,85	0,72	72,5	-0,22	-0,05	5,04

(n=número de amostras;  $r_c$ = valores críticos de coeficiente de correlação de Pearson –  $\alpha$  0,05).

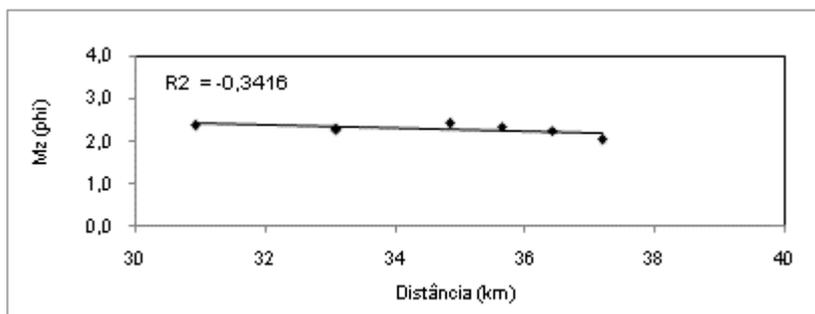
No setor costeiro de maior exposição, o baixo valor de  $r$  para a granulometria média e a distância (0,10) é influenciado pela ocorrência de dois domínios granulométricos distintos. Como será visto mais adiante, considerando apenas o domínio de areia média, os resultados apontam maior correlação entre as duas variáveis.



**Figura 5.19: Correlação entre tamanho médio dos sedimentos da face praial e a distância de referência para o conjunto das praias analisadas.**



**Figura 5.20: Correlação entre o desvio padrão dos sedimentos da face praial e a distância de referência para o conjunto das praias analisadas.**



**Figura 5.21: Correlação entre tamanho médio do grão da face praial e a distância de referência adotada para as praias de Enseada/Ubatuba de Itaguaçu.**

Quanto à dependência do grau de seleção dos sedimentos em relação à distância, os resultados apontaram a ocorrência de coeficiente de correlação moderada negativa ( $r=-0,53$ ) entre as variáveis para o segmento praial de maior exposição, relativo ao setor norte da Praia Grande e a praia da Saudade, e positiva forte ( $r= 0,72$ ) nas praias mais protegidas, entre Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.

Os resultados obtidos confirmam a tendência global de aumento e redução do grau de seleção de sul para norte, respectivamente nos setores costeiros de maior e menor exposição, conforme apontado anteriormente. Os coeficientes de determinação encontrados sugerem que, em 53,5% dos casos nas praias expostas e 72,5 % nas mais protegidas, as variações no grau de seleção podem ser explicadas pela distância em relação aos pontos iniciais dos dois segmentos (Tabela 5.3 e Figura 5.22 e 5.23).

Para a assimetria, a melhor relação com a distância foi identificada no segmento entre a Praia Grande e a praia da Saudade, com coeficiente de correlação positivo moderado ( $r=0,66$ ) indicando o aumento dos valores de assimetria no sentido sul-norte. Conforme o coeficiente de determinação obtido, 42,3 % das variações no parâmetro podem ser explicadas pela distância nesse segmento costeiro (Tabela 5.3 e Figura 5.24).

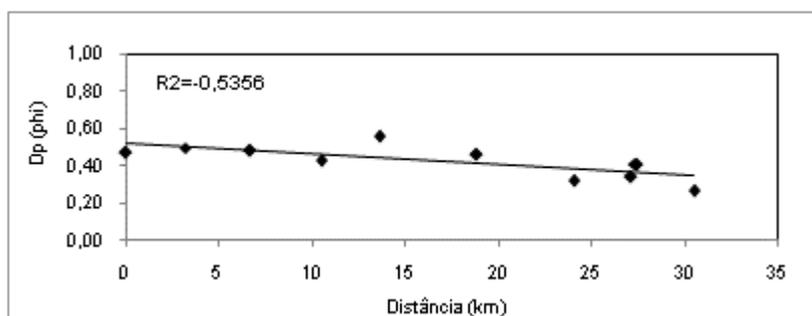


Figura 5.22: Correlação entre o desvio padrão dos sedimentos da face praial e a distância de referência nas praias expostas.

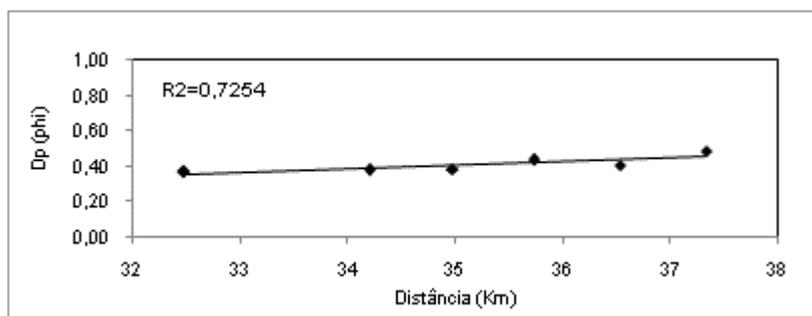


Figura 5.23: Correlação entre o desvio padrão dos sedimentos da face praial e a distância de referência nas praias mais protegidas.

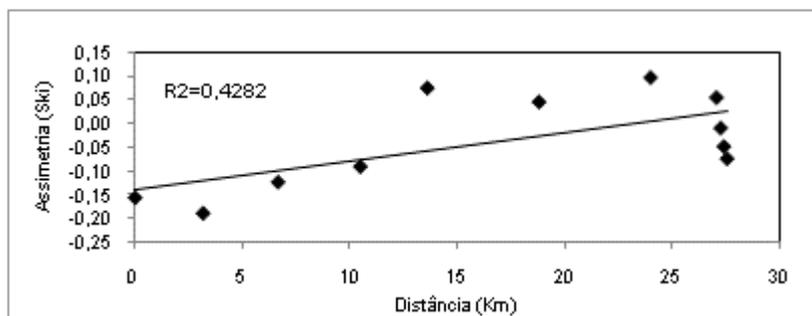


Figura 5.24: Correlação entre a assimetria dos sedimentos da face praial ea distância de referência nas praias expostas

Para descartar problemas nos resultados das correlações efetuadas, associados ao agrupamento de casos definido, foram estabelecidas correlações entre os parâmetros granulométricos e a altura de onda na arrebentação para cada sistema praias. Na Praia Grande, considerando o comportamento diferenciado dos setores centro-sul e centro-norte do sistema praias, foram estabelecidos os coeficientes para cada setor separadamente, buscando evitar interferências relacionadas à presença das ilhas Tamboretas.

O mesmo procedimento foi adotado no estabelecimento dos coeficientes de correlação entre os parâmetros granulométricos e a distância em cada praia, sendo considerada, nesse caso, a distância de cada ponto de monitoramento em relação ao setor sul de cada sistema praias.

Apesar de melhores coeficientes de correlação entre o grau de seleção e a assimetria com a altura de onda na arrebentação, os resultados para as diferentes praias isoladamente corroboram a tendência observada para os dois contextos de exposição da linha de costa, mostrando maior correlação entre os parâmetros granulométricos e o referencial de distância adotado para cada contexto (Tabelas 5.4 e 5.5).

Como mostra a tabela 5.5, aproximadamente 60% dos coeficientes estabelecidos indicaram correlação significativa forte dos parâmetros estatísticos granulométricos considerados com a distância, com valores de  $r$  entre 0,59 e 0,98 e coeficientes de determinação da ordem de 35 a 96%.

**Tabela 5.4: Coeficiente de correlação linear ( $r$ ) e de determinação ( $r^2$ ) entre a altura da onda na arrebentação (Hb), o tamanho médio do grão (Mz), o desvio padrão (Dp) e a assimetria (Ski) dos sedimentos da face praial.**

Coeficiente de correlação	n	Hb/Mz				Hb/Dp			Hb/Ski		
		$r_c$	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)
P. Grande I	4	0,81	-0,001	$-1 \times 10^{-5}$	0,0001	0,44	0,19	19,3	0,36	0,13	13
P. Grande II	4	0,81	0,31	0,09	9,6	-0,33	-0,10	10,9	-0,53	-0,28	28
P. da Saudade	3	0,88	-0,10	0,01	1,0	0,53	0,28	28	-0,93	-0,86	86,5
P. da Enseada	3	0,88	0,35	0,12	12,2	0,82	0,67	67,2	-0,74	-0,54	54,7
P. de Itaguaçu	3	0,88	0,96	0,92	92,1	-0,93	-0,86	86,5	-0,57	-0,32	32,4

(n=número de amostras;  $r_c$ = valores críticos de coeficiente de correlação de Pearson –  $\alpha$  0,05).

**Tabela 5.5: Coeficiente de correlação linear ( $r$ ) e de determinação ( $r^2$ ) entre a distância ao longo da costa e o tamanho médio do grão (Mz), o desvio padrão (Dp) e a assimetria (Ski) dos sedimentos da face praial.**

Coeficiente de correlação	n	Hb/Mz				Hb/Dp			Hb/Ski		
		$r_c$	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)
P. Grande I	4	0,81	-0,90	-0,81	81,0	-0,61	-0,37	37,2	0,82	0,67	67,2
P. Grande II	4	0,81	0,33	0,11	11,0	-0,95	-0,90	90,0	0,64	0,40	40,9
P. da Saudade	3	0,88	0,59	0,35	35,0	-0,88	-0,77	77,4	-0,98	-0,96	96,0
P. da Enseada	3	0,88	0,14	0,19	19,0	0,92	0,84	84,6	0,86	0,74	74,0
P. de Itaguaçu	3	0,88	-0,96	-0,92	92,0	0,62	0,38	38,4	0,07	0,005	0,5

(n=número de amostras;  $r_c$ = valores críticos de coeficiente de correlação de Pearson –  $\alpha$  0,05).

Por sua vez, com exceção de alguns casos isolados, os coeficientes de correlação encontrados confirmaram as tendências já destacadas anteriormente em relação ao comportamento longitudinal dos parâmetros granulométricos para cada sistema praias. Nota-se que os segmentos praias com maior variabilidade granulométrica lateral apresentaram melhores coeficientes de correlação do tamanho médio com a distância, como verificado no setor centro-sul da Praia Grande e da praia de Itaguaçu.

Por outro lado, o aumento do grau de seleção com a distância está associado aos sistemas praias mais expostos, enquanto nos mais protegidos a relação entre as duas variáveis é inversa. Para a assimetria, com exceção da praia de Itaguaçu, os coeficientes de correlação obtidos apontaram relação moderada a forte com a distância, com o aumento dos valores do parâmetro, de sul para norte, na Praia Grande e leve redução nessa mesma direção nas praias da Saudade, de Ubatuba/Enseada e de Itaguaçu.

A fraca correlação obtida entre os parâmetros estatísticos granulométricos e a energia de ondas na arrebentação, ao longo das praias abordadas, contraria a expectativa de ajuste positivo preconizada pelos trabalhos de Bagnold (1940), de Bascom (1951), Folk (1980), King & Mather (1972), Sunamura (1984) e outros.

Considerando o conjunto das praias, os resultados alcançados são mais condizentes com aqueles obtidos por autores como Nordstrom (1977), Short & Ni (1997) e Short (1999), que não identificaram relação direta entre o tamanho médio do grão e o nível de energia das ondas na arrebentação. Estudos realizados por Klein, & Menezes (2001) e Miot da Silva (2002), em praias do litoral centro-norte, central e sul catarinense, não apontaram igualmente relação direta entre granulometria média e energia de ondas.

Embora vários fatores possam afetar a granulometria dos sedimentos da face praias, como a ocorrência de eventos de alta energia, correntes de retorno e a ação eólica durante a baixa-mar, os resultados obtidos na análise de correlação sugerem menor influência direta das ondas e de processos ortogonais nas

características da distribuição granulométrica da face praial na área de estudo.

Por outro lado, a obtenção de melhores coeficientes de correlação e de determinação entre os diferentes parâmetros granulométricos e a distância, corrobora as tendências gerais já identificadas anteriormente, sendo compatíveis com resultados previstos pela hipótese de transporte sedimentar longitudinal. Segundo vários autores, essa hipótese explicaria a ocorrência de gradação lateral das características granulométricas ao longo das praias (BRYANT, 1982; BIRD, 1996) e indicaria o sentido do transporte sedimentar por deriva litorânea (FOLK, 1980; MCLAREN, 1981; MCLAREN & BOWLES, 1985; CARTER, 1988; HSU, 1989).

Entretanto, de acordo com Hughes (2005), a determinação de padrões de transporte sedimentar a partir da análise de tendência das características granulométricas dos sedimentos só é válida quando fundamentada em avaliações lógicas, baseadas na compreensão do passado geológico regional e em evidências do regime de transporte sedimentar.

Nesse sentido, a correlação significativa entre os parâmetros granulométricos e a distância de referência, considerada área fonte hipotética, pode indicar não apenas uma maior influência das correntes longitudinais nas características granulométricas dos sedimentos praias, mas também o papel do transporte sedimentar longitudinal na determinação, em larga escala temporal, dos dois domínios granulométricos distintos identificados na área de estudo.

### **5.3. DOMÍNIOS GRANULOMÉTRICOS E PROCESSOS LONGITUDINAIS EM LARGA ESCALA TEMPORAL**

A importância da herança geológica, representada pelo embasamento cristalino, na definição da configuração planimétrica dos sistemas praias é salientada por Short (2006). Por sua vez, as características granulométricas maiores do estoque sedimentar de uma praia podem traduzir não apenas a existência de fontes atuais e externas de sedimentos, mas também o retrabalhamento de sedimentos relíctos locais, produto de processos atuantes no passado geológico.

De acordo com Souza *et al.* (2001), que investigaram a evolução paleogeográfica da planície costeira de Itapoá, situada ao norte da área de estudo, o padrão de correntes longitudinais atuante na região durante o Holoceno teria sido o mesmo que o atual, com transporte residual de sedimentos para norte. Horn Filho (1997), em mapeamento superficial da ilha de São Francisco do Sul, sugere igualmente a ocorrência pretérita de padrão de correntes longitudinais na costa, similar ao padrão atual. Para Klein *et al.* (2005) a presença de areia média a grossa nas praias do litoral norte catarinense estão associadas à erosão de terraços marinhos mais antigos. Por sua vez, o mapeamento de superfície dos depósitos de planície costeira da ilha de São Francisco do Sul, efetuado por Horn Filho (*op. cit.*), indicou a presença de capeamento eólico composto de areia fina, associado aos terraços marinhos relativos ao Pleistoceno.

Nesse cenário, considerando as oscilações positivas do nível do mar durante o Quaternário Superior, a erosão da planície costeira pleistocênica e da própria planície holocênica, durante os movimentos transgressivos do nível do mar nos últimos 5.100 anos A.P., teria fornecido as duas principais populações de sedimentos para a faixa litorânea atual das praias oceânicas da ilha de São Francisco do Sul. A população de areia média, associada a ciclos iniciais de deposição, resultaria da erosão e retrabalhamento dos terraços marinhos pleistocênicos e a areia fina, de caráter policíclico, seria proveniente da cobertura eólica de depósitos erodidos da planície pleistocênica pela ação das ondas.

Durante o rebaixamento do nível do mar que sucedeu o máximo transgressivo de 5.100 anos A.P. e a progressiva conformação da planície costeira holocênica, a atuação de processos longitudinais resultante para norte teria redistribuído, predominantemente nesse sentido, as partículas arenosas de menor tamanho de grão, mais suscetíveis ao transporte.

No setor norte da área de estudo, a partir do promontório da Ponta Alta, que separa a Praia Grande da praia da Saudade, o menor nível de energia, decorrente da proteção induzida pela presença de elevações do embasamento cristalino, teria propiciado os processos de deposição dos sedimentos arenosos mais finos no local. Essa redução das condições de energia no

setor norte resultaria de processos de refração e, principalmente, de difração das ondas em torno das ilhas formadas pelas elevações do embasamento, que hoje se encontram na linha de costa.

Outro fator que poderia ter influenciado a deposição do material arenoso fino no setor norte, seria um possível efeito hidráulico das correntes de maré vazante na baía da Babitonga. A redução da lâmina d'água durante os períodos de rebaixamento do nível do mar, após o máximo transgressivo de 5.100 anos A.P., teria favorecido os processos deposicionais no local, culminando com a emersão da planície holocênica no setor.

O processo predominante de seleção e transferência de fração arenosa mais fina para o setor ao norte da Ponta Alta continuaria até os dias atuais, com o fornecimento de areias policíclicas para a faixa litorânea a partir da plataforma interna superior adjacente, onde, de acordo com Gré (1983), ocorre o predomínio de sedimentos arenosos nessa classe textural.

A partir desse cenário paleogeográfico para a área de estudo, com a definição dos dois domínios granulométricos distintos, a interação entre processos ortogonais e, principalmente longitudinais com o estoque sedimentar mais heterogêneo da Praia Grande e predominantemente fino a partir da praia da Saudade, poderiam explicar a ocorrência de tendências granulométricas longitudinais, nos sistemas praias abordados.

#### **5.4. PROCESSOS LONGITUDINAIS E DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA LATERAL**

Conforme destacado por Hughes (2005), o conhecimento do contexto local de transporte sedimentar é fundamental para validar a interpretação do comportamento da distribuição granulométrica ao longo das praias.

Embora o regime de ondas regional resulte, nas praias estudadas, em deriva dominante para norte, fatores como a reversão de correntes longitudinais, grau de exposição da linha de costa, variação na energia das ondas, presença de blocos do

embasamento cristalino na linha de costa e células de circulação podem determinar oscilações no fluxo longitudinal de energia.

De acordo com McLaren & Bowles (1985), as variações no regime de fluxo de energia afetam os processos de transporte sedimentar, influenciando as características da distribuição granulométrica.

Neste sentido, as medições de correntes longitudinais, efetuadas durante o monitoramento das praias, forneceram elementos para a confirmação de padrões globais de direção e intensidade do transporte sedimentar por deriva litorânea na área de estudo, subsidiando a interpretação dos padrões de distribuição dos parâmetros granulométricos identificados ao longo dos diferentes sistemas praias.

#### 5.4.1. Correntes de deriva litorânea

Os resultados obtidos nas medições de correntes de deriva litorânea confirmaram o predomínio de vetores longitudinais de transporte sedimentar para norte nas praias da ilha de São Francisco do Sul e a ocorrência de variações na intensidade dos vetores associadas ao grau de exposição da linha de costa. Conforme ilustrado pela figura 5.25, do total de 122 observações efetuadas, 70% registraram a ocorrência de deriva litorânea para norte, contra 25% de deriva para sul, com aproximadamente 5% dos registros não acusando a ocorrência de correntes longitudinais.

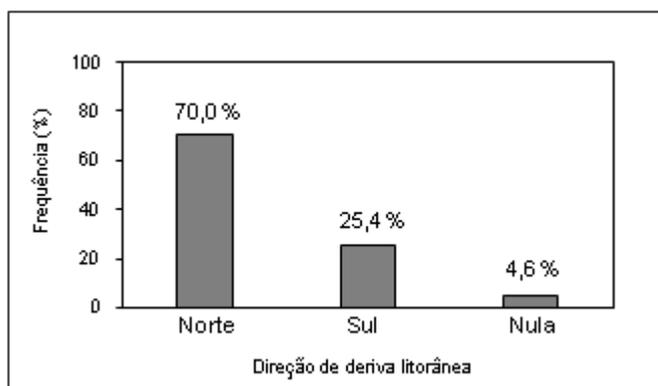
Além da maior frequência, a deriva litorânea para norte apresentou maior intensidade. A figura 5.26 mostra as velocidades registradas para as correntes de deriva litorânea durante os levantamentos de campo. Do total de observações foram realizadas 84 medições de velocidade de correntes longitudinais. Os resultados encontrados indicaram, para a deriva litorânea para norte, velocidade média da ordem de 0,46m/s e intensidade máxima de 1,25m/s. Na deriva litorânea para sul a velocidade média foi de 0,36m/s, com pico de 0,75m/s.

No setor costeiro de maior exposição, os vetores de deriva litorânea para norte e para sul apresentaram maiores velocidades médias, com respectivamente 0,47 e 0,39m/s, na Praia Grande e na praia da Saudade, enquanto no segmento

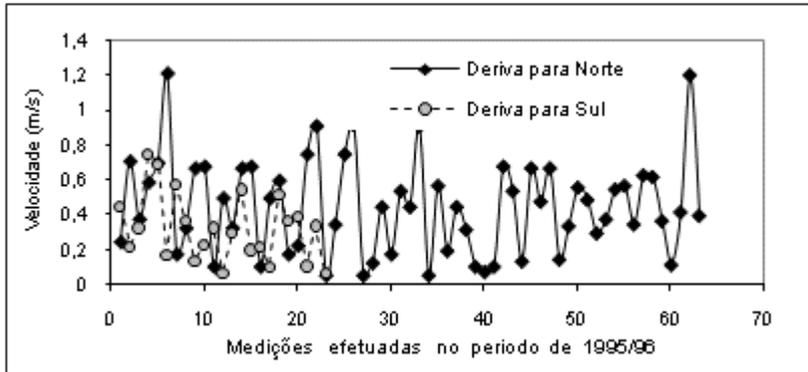
entre a praia de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, as velocidades médias foram da ordem de 0,42 e 0,28m/s, respectivamente nas direções norte e sul. Esses resultados evidenciam o papel do grau de exposição da linha de costa na determinação da intensidade do transporte sedimentar por deriva litorânea na área de estudo.

Por sua vez, as medições de correntes efetuadas sugerem a ocorrência de maiores velocidades da deriva litorânea resultante no setor centro-sul da Praia Grande, comparativamente ao setor centro-norte e, inversamente, maiores velocidades da deriva para sul no setor centro-norte da praia. Essa tendência está associada, provavelmente, à presença das ilhas Tamboretas próximo à costa, e à conseqüente interferência nos processos de refração na plataforma interna superior.

Apesar dos dados levantados cobrirem um intervalo temporal de apenas um ano, os resultados referentes à freqüência e intensidade das correntes de deriva litorânea confirmaram a ocorrência de transporte sedimentar resultante para norte na área de estudo, associado à incidência de ondulações de quadrante sul na costa regional.



**Figura 5.25: Frequência das direções de deriva litorânea na área de estudo durante o monitoramento realizado entre 1995 e 1996.**



**Figura 5.26: Direção e intensidade das correntes de deriva litorânea durante o monitoramento praial.**

#### 5.4.2. Distribuição granulométrica lateral

Considerando a ocorrência na área de estudo, de vetores longitudinais de transporte sedimentar, os resultados apontados pela análise de correlação dos parâmetros estatísticos granulométricos com a distância de referência indicaram relativa coerência com o comportamento preconizado pelos modelos estabelecidos por McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985), no sentido do transporte sedimentar dominante.

Nota-se, entretanto, uma maior aproximação dos resultados obtidos com o modelo inicial proposto por McLaren (*op cit.*). Segundo essa versão inicial do modelo, em relação à área fonte, os depósitos sucessivos podem manter o tamanho médio do grão ou se tornar mais grossos ou mais finos, mas, devendo apresentar, em todos os casos, assimetria mais positiva e melhor grau de selecionamento. No modelo adaptado (MCLAREN & BOWLES, *op. cit.*), a possibilidade dos sedimentos se tornarem mais finos e com assimetria mais positiva ou mais grossos e com assimetria mais negativa no sentido do transporte, não é considerada. Embora preconizem melhor grau de seleção dos sedimentos na direção do transporte, os autores relatam que essa tendência não é necessariamente verificada em campo.

As comparações efetuadas a partir dos 100 pares de amostras sucessivas de sedimentos apontaram, em 45% dos casos, a ocorrência de transporte longitudinal de sul para norte,

nas praias analisadas. Em 36% dos casos, os resultados foram mais coerentes com o modelo de McLaren (1981), com a assimetria tornando-se mais positiva e o grau de seleção aumentando no sentido do transporte residual, independentemente da evolução do tamanho médio do grão. Para 9% dos pares de amostras comparados, o aumento ou redução do tamanho médio esteve associado à ocorrência de assimetria respectivamente mais positiva e negativa, como preconizado por McLaren & Bowles (1985), além do aumento do grau de seleção no sentido da deriva litorânea dominante. Em 21,5 e 9% dos casos, houve concordância parcial, respectivamente com McLaren (*op. cit.*) e McLaren & Bowles (*op. cit.*), no que tange ao comportamento da granulometria e da assimetria dos sedimentos. Nesses casos, o grau de seleção não acompanhou a tendência prevista pelos modelos de transporte sedimentar apresentados pelos autores. Nos demais casos, não foi possível identificar tendências de transporte direcional a partir dos modelos avaliados.

A maior coerência dos parâmetros granulométricos com os pressupostos de transporte longitudinal foi observada no segmento praiial com predomínio de areia fina, onde 48,08% das amostras apresentaram variações laterais de tamanho médio do grão, assimetria e grau de seleção, compatíveis com o padrão de transporte longitudinal resultante, contra 41,75% no domínio de areia média. Em relação ao grau de exposição, os resultados indicaram maior coerência para o segmento praiial menos exposto, com 50% amostras comparadas tendo apresentado comportamento dos parâmetros granulométricos compatível com o modelo de transporte lateral, contra 42,65% dos casos no setor praiial mais exposto.

O percentual de amostras que apresentou comportamento dos parâmetros granulométricos coerente com o pressuposto dos modelos de McLaren (*op. cit.*) ou McLaren & Bowles (*op. cit.*) foi comparado ao índice de determinação obtido a partir da correlação estabelecida entre os parâmetros granulométricos e a distância. Para efeito de comparação, foram utilizados valores médios dos índices de determinação obtidos para os parâmetros granulométricos nos diferentes sistemas praiiais. A comparação efetuada considerou, por um lado a ocorrência dos dois domínios

granulométricos maiores e, por outro lado, o grau de exposição das praias.

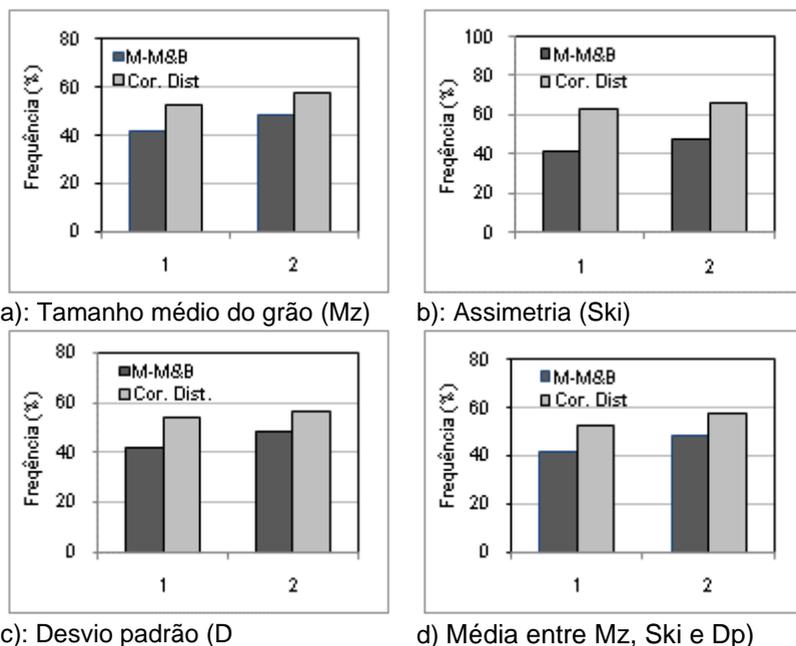
Esse procedimento buscou analisar a coerência entre as tendências de transporte longitudinal, sugerida pela correlação entre os parâmetros estatísticos e a distância de referência, e os resultados obtidos na análise sucessiva das amostras de sedimentos da face praial, segundo os modelos de McLaren (1981) ou McLaren & Bowles (1985).

A análise realizada mostrou relativa confluência dos resultados, como pode ser observado nas figuras 5.27 e 5.28, que mostram a comparação entre o coeficiente de determinação do tamanho médio do grão, da assimetria e do desvio padrão dos sedimentos, pela distância e a frequência de amostras indicativas de transporte sedimentar longitudinal, segundo os modelos de tendência granulométrica considerados. A comparação na figura 5.27 considera os dois domínios granulométricos maiores da área de estudo, enquanto na figura 5.28, a comparação apresentada foi pautada pelo grau de exposição das praias.

Considerando os dois domínios granulométricos, a análise efetuada evidenciou a ocorrência de percentual semelhante de amostras indicativas de transporte longitudinal, segundo o modelo de transporte sedimentar e o grau de dependência entre o tamanho médio de grão e a distância, da ordem de 40 e 48%, respectivamente para o domínio de areia média e fina (Figura 5.27a).

Para a assimetria e o grau de seleção, a comparação mostrou discrepância entre os percentuais indicados pelo modelo de transporte sedimentar e o grau de dependência com a distância, nos dois domínios granulométricos. Nota-se, entretanto, que nas duas abordagens metodológicas, o domínio de areia fina mostrou maior convergência entre os resultados obtidos. Para o comportamento da assimetria durante o transporte sedimentar, os índices de determinação em relação à distância excederam em 15% e 11%, respectivamente no domínio de areia média e fina, os percentuais definidos a partir dos pressupostos de McLaren (*op. cit.*) e McLaren & Bowles (*op. cit.*) (Figura 5.27b).

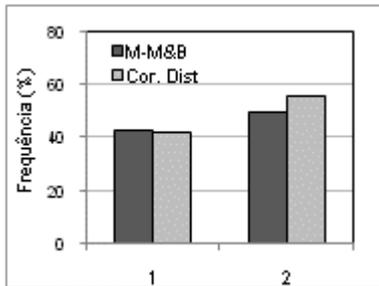
Em relação ao grau de seleção, os índices de determinação foram 22% e 19% superiores aos percentuais baseados no modelo de transporte de sedimentos, respectivamente no segmento praial com predomínio de areia média e areia fina (Figura 5.27c).



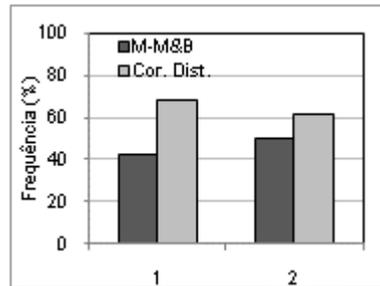
**Figura 5.27: Comparação entre o coeficiente de determinação dos parâmetros granulométricos pela distância e a frequência de amostras indicativas de transporte sedimentar longitudinal, segundo o domínio granulométrico (1 - areia média; 2 - areia fina).**

Na comparação considerando o grau de exposição dos sistemas praias, em relação ao tamanho médio do grão, a maior aproximação dos percentuais obtidos a partir dos dois procedimentos foi observada nas praias mais expostas. Cerca de 40% das amostras nesse contexto apresentaram variação lateral dos parâmetros estatísticos indicativa de transporte longitudinal,

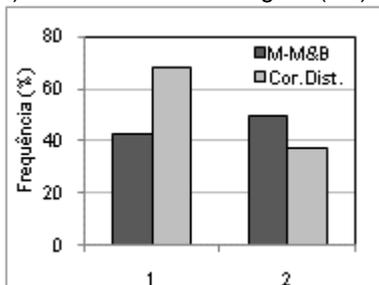
com o grau de dependência da granulometria das partículas, em relação à distância, tendo alcançado a mesma ordem percentual (Figura 5.28a). Nos sistemas praias menos expostos, a correlação da granulometria média dos sedimentos com a distância excedeu em aproximadamente 5% o resultado apontado pelos modelos de transporte sedimentar, conforme indicado pela figura 5.28a.



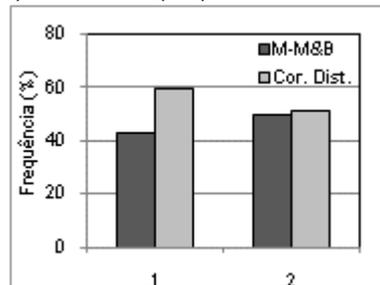
a) Tamanho médio do grão (Mz)



b) Assimetria (Ski).



c) Desvio padrão (Dp).



d) Média entre Mz, Ski e Dp)

**Figura 5.28: Comparação entre o coeficiente de determinação dos parâmetros granulométricos pela distância e a frequência de amostras indicativas de transporte sedimentar longitudinal, segundo o grau de exposição das praias (1 – praias expostas; 2 – praias semi-protegidas).**

Para a assimetria e ao grau de seleção dos sedimentos, os resultados mostraram maior confluência dos percentuais no setor praias menos exposto. Entretanto, enquanto nas praias expostas o índice de determinação do parâmetro com a distância excedeu

em 25% os resultados preconizados pelo modelo de transporte sedimentar, nos sistemas praias mais protegidos, o índice indicando dependência do parâmetro em relação à distância foi 13% inferior ao percentual de amostras condizentes com o modelo de transporte sedimentar (Figura 5.28b).

Quanto ao grau de seleção, a comparação das duas abordagens, segundo o grau de exposição das praias, mostrou maior percentual para o índice de determinação pela distância, nos dois contextos de exposição das praias. Os sistemas praias mais expostos mostraram uma maior diferença entre os resultados obtidos com os dois procedimentos metodológicos. Para esses sistemas, o índice de determinação apontou uma possível dependência do grau de seleção com a distância, 26% superior ao percentual verificado na análise comparativa de amostras sucessivas da face praias, na direção do transporte resultante (Figura 5.28c).

Considerando tanto o domínio granulométrico quanto o grau de exposição das praias, a comparação dos valores médios dos coeficientes de determinação com os percentuais de amostras indicativas de transporte longitudinal obtidos segundo os modelos de McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985), apontou igualmente maior aproximação dos resultados para os sistemas praias com menor grau de exposição (Figura 5.27d e Figura 5.28d).

O confronto dos resultados alcançados a partir de dois procedimentos analíticos distintos, um deles fundamentado na correlação entre variáveis e analisando o parâmetro granulométrico isoladamente, e o outro, baseado no modelo de transporte sedimentar considerado, fundamentado na associação de parâmetros, permitiu melhor avaliar a qualidade dos resultados encontrados.

A comparação efetuada mostrou que, na maioria dos casos, os coeficientes de determinação foram superiores ao percentual de coerência dos parâmetros granulométricos com os pressupostos de transporte sedimentar preconizados por McLaren (1981) ou McLaren & Bowles (1985).

Esses resultados podem decorrer do fato de que, apesar da relação com a distância, parte das variações isoladas nos parâmetros granulométricos esteja associada a fatores não

relacionados ao transporte longitudinal na direção apontada. Tais fatores podem representar variações na altura de onda na arrebentação ao longo das praias, a ocorrência de células de circulação, a presença de correntes de retorno, ou ainda a reversão da deriva litorânea.

A maior diferença de percentual para o grau de seleção entre os dois setores de exposição pode estar relacionada à presença de material arenoso mais heterogêneo no setor mais exposto, associado principalmente, ao domínio de areia média, que apresentou sub-populações arenosas nas classes areia fina e areia grossa.

Em relação à assimetria, nota-se que a ocorrência, no segmento costeiro mais protegido, de índice de correlação com a distância inferior ao percentual de amostras indicativas de transporte longitudinal, pode refletir a influência do regime de menor energia das ondas no setor. Essa condição seria favorável à adição de partículas arenosas mais finas, provenientes da antepraia, na distribuição granulométrica dos sedimentos da face praial.

Por sua vez, admitindo-se que a proporção do coeficiente de determinação comparável ao percentual de amostras indicativas de transporte sedimentar esteja efetivamente relacionada ao transporte sedimentar longitudinal, os resultados obtidos nos dois procedimentos analíticos corroboram a ocorrência de transporte sedimentar resultante para norte na área de estudo, conforme apontado pela tendência regional conhecida e pelas medições de correntes longitudinais efetuadas.

De acordo com os resultados encontrados, a participação de vetores de deriva litorânea resultante na definição das características da distribuição granulométrica ao longo dos sistemas praias seria, no mínimo, da ordem de 50 e 40%, sendo a maior participação associada ao domínio de areia fina e ao segmento costeiro mais protegido.

A possível maior influência de processos longitudinais sobre as características da distribuição granulométrica das praias menos expostas pode, por um lado, estar associada à maior homogeneidade textural dos sedimentos nessas praias e, por outro lado, ao contexto local de menor energia das ondas. Por

sua vez, a distribuição granulométrica lateral nas praias mais expostas pode ser mais impactada por variações nas condições de energia de onda na arrebentação e pelos processos ortogonais.

Por outro lado, a ocorrência de maiores variações no fluxo longitudinal de energia, bem como a atuação de ventos pode influenciar de forma mais significativa a distribuição granulométrica nos sistemas praias com maior grau de exposição.

Os modelos apresentados por McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985) partem do pressuposto de que as características da distribuição granulométrica dos sedimentos refletem a ocorrência de processos predominantes de erosão, transporte e deposição. Com base no modelo apresentado pelos autores e na análise da distribuição granulométrica da face praial, é apresentada abaixo a interpretação sobre as tendências e processos predominantes para o transporte sedimentar longitudinal, nos diferentes setores dos sistemas praias analisados.

#### 5.4.3. Tendências granulométricas e processos sedimentares

A identificação dos processos sedimentares predominantes, a partir dos resultados da comparação sucessiva das características dos sedimentos, está fundamentada, principalmente, na ocorrência de transporte sedimentar resultante para norte na área de estudo, conforme apontado pela tendência regional conhecida e pelos resultados obtidos nas medições efetuadas durante o monitoramento praial. A presença de vetores secundários para sul, que podem localmente afetar os processos sedimentares ao longo da praia, foi também considerada.

O quadro 5.1 apresenta os resultados obtidos para o comportamento médio dos parâmetros granulométricos na direção do transporte resultante, mostrando divergências em relação às tendências previstas pelo modelo adaptado de McLaren & Bowles (*op. cit.*).

**Quadro 5.1: Síntese do comportamento médio dos parâmetros granulométricos no sentido do transporte sedimentar longitudinal resultante e processos sedimentares atuantes, de acordo com os modelos de tendência granulométrica de McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985).**

AM	Tendência Granulométrica	McLaren (1981)	Mcl. & Bowles (1985)	Interpretação		
				McLaren (1981)	Mcl. & Bowles (1985)	Processo Predominante
P1-P2	+ G Ski – Dp -	?	?	?	?	?
P2-P1	+ F Ski + Dp +	caso IIIA	?	Deposição seletiva Baixa energia inicial	?	Deposição seletiva
P2-P3	+ G Ski + Dp +	caso IIIB	Caso C	Deposição seletiva Alta energia inicial	Alta energia inicial e alta função de TS	Erosão
P3-P4	+ G Ski + Dp +	caso IIIB	Caso C	Deposição seletiva Alta energia inicial	Alta energia inicial e alta função de TS	Erosão
P4-P5	+ F Ski + Dp -	caso IIIA	?	Deposição seletiva Baixa energia inicial	?	Deposição seletiva
P5-P6	+ G Ski + Dp +	caso IIIB	Caso C	Deposição seletiva Alta energia inicial	Alta energia inicial e alta função de TS	Erosão
P6-P7	+ F Ski + Dp +	caso IIIA	?	Deposição seletiva Baixa energia inicial	?	Deposição seletiva
P7-P8	+ F Ski – Dp +	(caso I)	Caso B	Deposição seletiva Baixa energia inicial	Baixa energia inicial e baixa função de TS	Acréscimo/ Deposição total
P9-P10	+ G Ski – Dp +	?	?	?	?	?
P10-P11	+ F Ski + Dp +	(caso IIIA)	?	Deposição seletiva Baixa energia inicial	?	Deposição seletiva
P12-P13	+ G Ski – Dp -	?	?	?	?	?
P13-P14	+ F Ski = Dp +	(caso IIIA)	?	Deposição seletiva Baixa energia inicial	?	Deposição seletiva/ Equilíbrio
P15-P16	+ G Ski – Dp +	?	?	?	?	?
P16-P17	+ G Ski + Dp +	(caso IIIB)	Caso C	Deposição seletiva Alta energia inicial	Alta energia inicial e alta função de TS	Erosão

(G e F = granulometria mais grossa ou mais fina; Ski +/- = assimetria mais positiva ou mais negativa e Dp +/- = melhor ou pior grau de seleção. TS = transporte sedimentar (?) = tendências não explicadas pelos modelos considerados).

No caso do modelo de McLaren (1981), apesar da maior aproximação, os resultados, para alguns setores, sugerem concordância apenas parcial com o modelo.

Em relação ao modelo adaptado (MCLAREN & BOWLES, 1985), a maior discordância refere-se ao comportamento observado em alguns setores dos sistemas praias, onde a comparação de amostras sucessivas apontou, para a distribuição média dos sedimentos, uma tendência a se tornarem mais finos e mais positivamente assimétricos ou mais grossos e mais negativamente assimétricos, na direção conhecida do transporte sedimentar resultante.

A ocorrência de assimetria positiva, associada à redução de tamanho médio do grão no sentido do transporte sedimentar, tem sido relatada por outros autores (LANCKNEUS *et al.*, 1992, HARRIS *et al.*, 1990), sendo considerada por Gao & Collins (1992) como indicativa de direção de transporte. Em alguns casos, a análise das tendências granulométricas baseadas no método “McLaren” não mostrou resultados satisfatórios, colocando em questão a validade do modelo proposto para a identificação de padrão residual de transporte (FLEMMING, 1988; MASSELINK, 1992).

McLaren *et al.* (2007), ao avaliarem a utilização da análise de tendência granulométrica para identificação de padrões de transporte sedimentar, destacaram a presença na literatura, de resultados tanto concordantes, como parcialmente concordantes ou ainda discordantes das tendências apontadas pelo método “McLaren”. Os autores argumentaram que mudanças sequenciais perfeitas, como previstas pelos modelos de tendência granulométrica, são raramente observadas, em razão de uma série de problemas ou ruídos, que podem ser introduzidos nos diferentes estágios de aplicação do método. Entre as causas apontadas pelos autores que poderiam comprometer a validade dos resultados obtidos com o método, estão incertezas relacionadas aos pressupostos que fundamentam o modelo de transporte sedimentar, aspectos relativos ao espaçamento da amostragem e flutuações temporais nos processos sedimentares, além da possibilidade da

distribuição granulométrica resultar da atuação de diferentes processos de transporte.

McLaren *et al.* (2007) destacaram igualmente, vários fatores importantes que devem ser considerados na análise de tendências granulométricas para avaliar padrões direcionais de transporte sedimentar. Entre esses fatores, a familiaridade com os dados é considerada essencial para avaliar os resultados encontrados, com destaque para o conhecimento preliminar das características da distribuição espacial dos parâmetros granulométricos, a ocorrência ou não de mistura de populações granulométricas, além de informações complementares sobre a área de trabalho, como a batimetria e a configuração planimétrica local. Outro aspecto salientado pelos autores está relacionado, na abordagem linear, a variações nas tendências granulométricas associadas à introdução de novas fontes de sedimentos no regime de transporte sedimentar ou mudanças no comportamento dinâmico, que podem iniciar uma nova tendência granulométrica na direção do transporte. Esse contexto pode levar à identificação de ambientes ou setores individuais de processos sedimentares, os quais podem apresentar fonte e/ou comportamento dinâmico distinto.

Tendo em vista as observações apresentadas por McLaren *et al.* (*op cit.*), algumas considerações podem ser feitas acerca dos resultados obtidos na direção da deriva litorânea resultante na área de estudo e sobre as incoerências identificadas com os modelos considerados.

Primeiramente, apesar da série de dados analisada não ter sido obtida com o objetivo principal de aplicação do método “McLaren”, o que poderia colocar problemas relativos à amostragem, os pontos escolhidos para coleta dos sedimentos obedeceu a critérios de variações espaciais da granulometria ao longo das praias e, na maioria dos casos, de mudanças na orientação da linha de costa.

Por sua vez, apesar de possíveis limitações relacionadas ao espaçamento da amostragem na Praia Grande, os resultados globais da comparação entre amostras sucessivas e os modelos de tendência granulométrica mostrou relativa coerência com o padrão conhecido de transporte sedimentar resultante para a

área de estudo, conforme atestado pelas medições de campo e respaldado por indicadores geomorfológicos locais.

Neste sentido, as incoerências observadas entre as tendências granulométricas e os modelos de transporte sedimentar podem estar relacionadas tanto a problemas de interpretação direta dos resultados, sem considerar a ocorrência de fatores locais que possam alterar as tendências previstas pelos modelos, quanto a limitações dos modelos propostos em descrever os complexos mecanismos que envolvem os processos de transporte sedimentar.

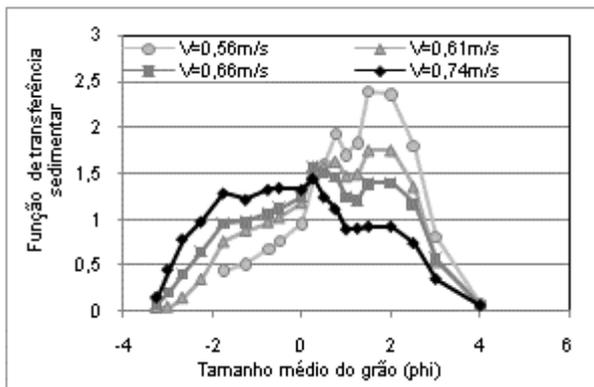
Entre os fatores locais, as variações na linha de costa, acompanhadas ou não de mudanças no grau de exposição da praia, podem induzir a ocorrência de oscilações no fluxo longitudinal de energia, delimitando setores distintos, ao longo das praias, quanto ao comportamento dos processos sedimentares predominantes e as tendências granulométricas. A interação dos processos longitudinais com processos ortogonais, como a ocorrência de correntes de retorno, aspectos relacionados à delimitação física dos sistemas praias, além da atuação de ventos na costa, são exemplos de fatores que podem, localmente, alterar o comportamento granulométrico preconizado na direção do transporte.

Por sua vez, tanto o modelo de McLaren (1981), quanto sua versão adaptada, parte do pressuposto de que a energia do fluxo é decrescente no sentido do transporte. Entretanto, variações sutis na orientação da linha de costa, na energia de ondas incidentes ou na morfologia da praia podem resultar em aumento da intensidade de correntes longitudinais sobre distâncias relativamente reduzidas. Nesse contexto, a premissa imperativa de fluxo decrescente pode não representar adequadamente a realidade das forças hidrodinâmicas do ambiente praias, cuja intensidade é marcada por oscilações espaciais e temporais contínuas.

Por outro lado, o modelo inicial de McLaren (*op cit.*) é baseado no pressuposto de que partículas mais leves se deslocam mais facilmente do que partículas mais densas e na probabilidade de transporte de qualquer partícula aumentar com o incremento na velocidade do fluxo.

Entretanto, dados experimentais de laboratório, disponíveis na literatura e analisados por McLaren & Bowles (1985), não confirmaram necessariamente, os pressupostos relativos ao processo de transporte sedimentar assumidos pelos autores. Como mostra a figura 5.29, contrariamente ao previsto no modelo inicial, os dados experimentais mostraram que o aumento da intensidade do regime de transporte e da competência do fluxo resulta no aumento do deslocamento de partículas mais densas e mais grossas e na redução da proporção de transporte de partículas mais finas.

Resultados semelhantes foram apresentados por outros autores, tanto a partir de experimentos em laboratório, quanto de medições em campo, abrangendo dados de sedimentos em transporte ou de depósitos de fundo (SENGUPTA *et al.* 1999 ; KLEINHANS & VAN RIJN, 2002).



**Figura 5.29: Transporte sedimentar sob diferentes regimes de energia e deslocamento de partículas de diferente granulometria (baseado em McLaren & Bowles (1985).**

Para McLaren & Bowles (*op. cit.*), esse comportamento pode resultar da interação entre partículas de diferentes tamanhos durante o processo de transporte sedimentar, contrariando a noção implícita no pressuposto de maior probabilidade de transporte das partículas finas em relação às mais grossas, que sugere o transporte de partículas sedimentares de forma independente.

Outra hipótese levantada pelos autores para explicar o deslocamento diferenciado de partículas de diferente diâmetro, com o incremento da intensidade do fluxo, sugere que o aumento do transporte de partículas maiores possa comprometer a capacidade de carga para o deslocamento de partículas mais finas.

Com base nos experimentos de laboratório analisados, McLaren & Bowles (1985) estabeleceram funções de transferência sedimentar que traduzem a competência do regime de transporte em deslocar partículas mais finas ou mais grossas da distribuição granulométrica. Essas funções de transporte sedimentar foram definidas como sendo de baixa e alta energia, associadas, respectivamente, a menores e maiores velocidades de fluxo, conforme ilustrado pela figura 5.29 acima. Segundo os autores, um determinado regime de transporte pode resultar em maior ou menor deslocamento de partículas, dependendo da granulometria dos sedimentos.

O comportamento diferenciado, sob diferentes regimes de energia, do transporte sedimentar em relação à distribuição granulométrica, representa um fator considerável, principalmente em presença de mistura de populações granulométricas. Esse fator, aliado à possibilidade de aumento de energia de fluxo na direção do transporte sobre distâncias reduzidas, decorrente de variações na linha de costa, no grau de exposição, ou ainda na morfologia da face praial, pode elucidar a ocorrência, nas praias analisadas, de padrões granulométricos direcionais não necessariamente previstos pelos modelos propostos por McLaren (1981) e McLaren & Bowles (*op. cit.*).

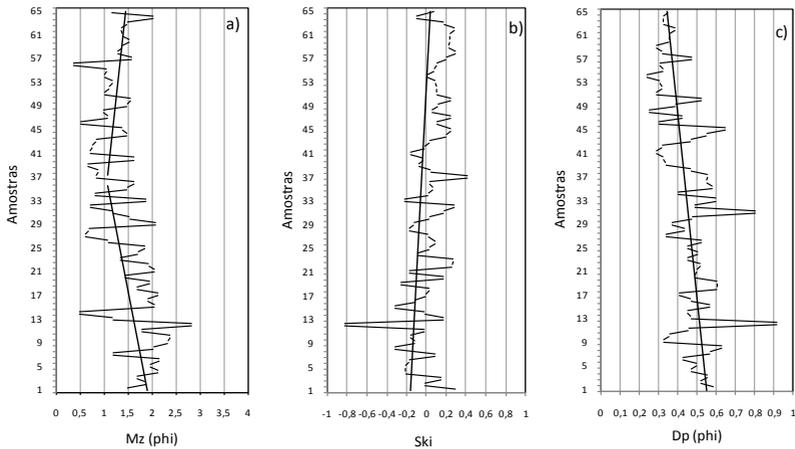
A partir das considerações efetuadas, o comportamento granulométrico das praias abordadas é apresentado a seguir, buscando identificar a relação das tendências observadas com os processos de transporte longitudinal resultante.

#### 5.4.3.1. Praia Grande

A figura 5.30 mostra a distribuição do tamanho médio do grão, assimetria e desvio padrão para as amostras coletadas ao longo da Praia Grande. Como assinalado anteriormente, a granulometria média da praia aumenta entre o P1 e o P4

(amostras 1 a 33) e diminui a partir desse ponto em direção ao P8 (amostras 33 a 64). Tanto o incremento do tamanho médio do grão na direção norte no setor centro-sul da praia, quanto a sua redução, na mesma direção, no setor centro-norte do sistema praiar, são acompanhados de tendência ao aumento do grau de seleção dos sedimentos e de assimetria menos negativa no primeiro caso e mais positiva, no segundo.

Com base nas tendências granulométricas apontadas por McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985), foi possível identificar, para a Praia Grande, a sucessão de sete setores distintos quanto aos principais processos sedimentares operantes.



**Figura 5.30: Valores médios para o tamanho médio do grão (a), assimetria (b) e desvio padrão (c) dos sedimentos na Praia Grande.**

Como destacado anteriormente, algumas divergências em relação ao modelo discutido foram observadas. Nota-se, entretanto, que a comparação entre os valores médios dos parâmetros reflete as tendências predominantes identificadas durante a comparação entre os pares de amostras sucessivas para cada levantamento efetuado, como pode ser observado da figura 5.30.

O primeiro setor abrange o segmento praiial representado pelo P1 e P2, que, como visto anteriormente, apresentou a menor granulometria média da praia, com destaque para as amostras do P1, com valor médio para o tamanho de grão próximo do limite com areia fina ( $1,92\Phi$ ) (Tabela 5.1).

Na direção do transporte resultante, a relação granulométrica entre o P1 e o P2 mostrou um leve aumento da granulometria média, acompanhada de assimetria mais negativa, tendência não indicativa de transporte longitudinal na direção do P2, segundo o modelo discutido (Quadro 5.1).

Embora o transporte resultante seja para norte, a menor granulometria média no P1 sugere a ocorrência, no local, de processos deposicionais associados à ocorrência de deriva secundária para sul, induzida pela incidência de ondas de leste-nordeste, com competência para o transporte longitudinal de partículas arenosas menores.

Outro fator que favorece a deposição no extremo sul da praia é a ocorrência de processos difrativos em torno das ilhas dos Remédios, situadas próximo à linha de costa, defronte à desembocadura do canal do Linguado. Esses processos de difração provocam o deslocamento de sedimentos no sentido norte-sul, contribuindo para a deposição e formação de saliência na linha de costa, em direção à desembocadura do canal. Por sua vez, a presença de molhes de fixação da barra do canal do Linguado favorece a retenção do material depositado.

Nota-se que o mesmo processo ocorre junto ao molhe sul, já na praia de Barra do Sul, mas com área deposicional maior e granulometria média mais grossa para o depósito de face praiial, indicando maior influência no local, de deriva resultante para norte.

Nesse contexto, considerando a redução do tamanho médio das partículas e a assimetria menos negativa do P2 para o P1, esse setor da praia poderia ser interpretado, de acordo com de McLaren (1981), como sujeito a processos de deposição seletiva, sob regime de baixa energia decrescente na direção do transporte (Quadro 5.1).

Embora esses processos deposicionais ocorram em presença de obstáculo que poderia forçar a deposição completa da carga sedimentar, o conceito de deposição total definido por

McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985) não se aplicaria nessa condição, na medida em que os sedimentos depositados em direção ao P1 podem ser remobilizados, contrariamente ao preconizado pelos modelos considerados.

Além de poderem ser transportados por vetores longitudinais para norte, outra possibilidade é a remoção da fração arenosa mais fina, deslocada em regime decrescente de fluxo de energia em direção ao canal do Linguado, onde pode ser transportada para o interior do canal pelas correntes de maré, como sugerem os depósitos encontrados no local. A remoção dessas partículas menores explicaria o valor menos negativo da assimetria no P1 em relação ao P2, indicativo de ligeiro aumento da proporção, no local, de partículas com diâmetro acima do tamanho médio dos sedimentos da face praial.

A redução do grau de assimetria em relação ao P2 exclui a possibilidade de aplicação, no setor representado pelo P1, do caso B definido por McLaren & Bowles (*op. cit.*), que prevê a ocorrência de assimetria mais negativa associada à redução do tamanho médio do grão, na direção do transporte.

Por outro lado, quando desconsiderada uma das amostragens realizadas no P2, que apresentou granulometria próxima do limite com a areia muito fina e assimetria muito negativa (-0,8), a relação granulométrica sugere a ocorrência de transporte sedimentar do P1 em direção ao P2, sob regime de maior energia (+ G e + Ski). Essa tendência seria decorrente da atuação de vetores longitudinais induzidos por ondas incidentes de sudeste e sul-sudeste, contexto esse coerente com o caso C de McLaren & Bowles (*op. cit.*).

Entretanto, a relativa proteção oferecida pelas ilhas dos Remédios reduziria o impacto da deriva resultante no local, com o aumento de sua capacidade de transporte em direção ao P2 ocorrendo, principalmente, a partir da redução da influência dos processos difrativos das ondas em torno das ilhas.

Nesse contexto de relativa proteção entre os dois pontos de amostragem, a relação granulométrica entre o P2 e o P1 se manteria, indicando processos de acreção na direção do P1 em consonância com o caso B de McLaren & Bowles (*op. cit.*), com os sedimentos se tornando mais finos e mais negativamente assimétricos na direção do transporte.

Os resultados obtidos sugerem, portanto, a ocorrência de processos predominantemente deposicionais e seletivos neste primeiro setor (setor I), associados, principalmente, à atuação de correntes opostas ao trânsito sedimentar dominante na área de estudo (Quadro 5.1). Caracterizadas por menor competência e capacidade de transporte, a atuação dessas correntes resultaria em transporte e deposição menos expressiva em direção ao P1. Esse comportamento deposicional do setor I se estenderia sobre aproximadamente 2,8km de linear costeiro, a partir do molhe do canal do Linguado em direção ao P2.

Por sua vez, o transporte de partículas arenosas de menor granulometria para sul a partir do P2, sugere a adição de areia fina proveniente da plataforma interna nesse segmento da praia, favorecida pela maior exposição do setor representado pelo P2.

O aporte sedimentar, em partículas mais finas, para o setor sul da Praia Grande poderia também refletir a atuação da deriva litorânea resultante, com a maior exposição do setor norte da praia de Barra do Sul possibilitando o *bypassing* de areia fina, através do canal do Linguado, em direção à Praia Grande.

Na seqüência do setor I, o segundo setor identificado (setor II) abrange o segmento praiar entre o P2 e o P3, sobre um linear costeiro aproximado de 3,6Km. Em relação ao P2, os parâmetros granulométricos no P3 mostraram um incremento no tamanho médio do grão, acompanhado de aumento do valor da assimetria e do grau de seleção (Quadro 5.1). A tendência granulométrica encontrada indicaria, de acordo com McLaren & Bowles (1985), a ocorrência de transporte de sedimentos em regime de alta energia e elevada função de transferência sedimentar em direção ao P3. Segundo McLaren (1981) e McLaren & Bowles (*op. cit.*), esse contexto refletiria um comportamento predominantemente erosivo no setor, conforme indicado no quadro 5.1.

Entretanto, assim como para o setor precedente, a ocorrência pontual de valor elevado para o tamanho médio e para a assimetria no P2 sugere cautela na interpretação, quando considerados valores médios.

Desconsiderados esses dados pontuais, a relação granulométrica do P3, comparativamente ao P2, mostra uma condição de relativo equilíbrio entre os dois pontos de

amostragem, sem alteração significativa no tamanho médio do grão (da ordem de  $1,75\Phi$ ) e com a redução do grau de assimetria (que nesse caso passa de -0,07 a -0,12) (Tabela 5.1). Esse resultado indica o aumento da participação de partículas menores do que o tamanho médio do grão na distribuição granulométrica do P3. Essa tendência granulométrica entre os dois pontos de amostragem, segundo o modelo de McLaren (1981), seria compatível inclusive, com a ocorrência de deposição total no P3. No modelo revisado (MCLAREN & BOWLES, 1985), essa a relação granulométrica encontrada refletiria a transferência predominante, a partir do P2, de partículas arenosas mais finas em direção ao P3, sob condições iniciais de baixa intensidade de transporte sedimentar.

Nota-se, nesse contexto de relativo equilíbrio entre os dois pontos de amostragem, que a assimetria mais negativa no P3 em presença de granulometria média comparável ao P2, também sugere a transferência, na direção do transporte resultante, de partículas próximas ou até maiores do que o tamanho médio no P2. Essa tendência indicaria uma condição inicial de transferência sedimentar baixa, mas com oscilação positiva na intensidade do transporte sedimentar residual em direção ao P3. A intensificação do fluxo na direção do transporte resultante seria suficiente para agregar partículas mais grossas à distribuição granulométrica do P3, mas sem reduzir, significativamente, a contribuição de partículas menores do que a média granulométrica do P2.

Nesse cenário, o aumento da competência de transporte entre o P2 e o P3 poderia resultar da intensificação do fluxo hidrodinâmico predominante entre os dois setores, decorrente de variações na incidência angular das ondas, induzidas pela orientação na linha de costa e/ou pelo aumento da energia de onda na arrebentação.

Apesar da possibilidade de ocorrência dessas oscilações, a adição de partículas arenosas finas no P2, tanto pela atuação de transporte longitudinal resultante a partir do P1, quanto a partir da plataforma interna superior por processos ortogonais, sugere igualmente uma condição predominante de equilíbrio para as condições granulométricas modais entre o P2 e o P3. Nesse contexto, haveria probabilidade semelhante de deposição e

deslocamento das partículas menores do que a granulometria média no setor.

O setor entre o P3 e o P4 (setor III), com cerca de 3,8km de extensão, é marcado, conforme indicado no quadro 5.1, pelo aumento significativo do tamanho médio do grão, assimetria mais positiva e melhor grau de seleção dos sedimentos na direção do transporte longitudinal resultante. O incremento no tamanho médio do grão, que passa de  $1,75\Phi$  no P3 a  $1,19\Phi$  no P4 (Tabela 5.1), apontaria, segundo o modelo de McLaren & Bowles (1985), a atuação de processos iniciais predominantemente erosivos, em regime de maior intensidade do transporte sedimentar. Esse contexto poderia deslocar partículas acima do tamanho médio do grão do P3, levando à deposição seletiva dessas partículas em direção ao P4, em regime decrescente de energia (MCLAREN,1981) (Quadro 5.1).

Por sua vez, o setor III está submetido à influência dos processos de difração induzidos pelas ilhas Tamboretas, que, somados à relativa exposição do segmento representado pelo P3 às ondulações de maior energia, podem levar à definição de contexto progressivo de erosão a partir do P3, passando a deposicional em direção ao P4, sob influência da proteção induzida pelas ilhas.

A assimetria menos negativa no P4 em relação ao P3, passando de -0,12 a -0,09 (Tabela 5.1), indica leve redução da proporção de partículas menores do que o tamanho médio do grão na distribuição granulométrica no local, em comparação ao P3. Essa tendência sugere que a redução do regime de transporte na direção no P4, preconizada pelo modelo de McLaren & Bowles (*op. cit.*), não seria suficiente para limitar o deslocamento, em direção ao norte do P4, de partículas arenosas mais finas. Em outras palavras, a redução da competência de transporte longitudinal resultante entre o P3 e P4, favorecida pela relativa proteção oferecida pelas ilhas Tamboretas, seria suficiente para forçar a deposição de partículas maiores no P4, incrementando o tamanho médio do grão no local, não interrompendo, entretanto, a migração de sedimentos de menor granulometria na direção do transporte residual.

O segmento praial entre o P4 e o P5, com aproximadamente 3,0Km de extensão, abrange o setor norte da saliência induzida na linha de costa pelos processos difrativos das ondas em torno das ilhas Tamboretas, definindo um quarto setor de tendência granulométrica na Praia Grande (setor IV). Também nesse setor, a distância das ilhas em relação à costa linha de costa não impediria a manutenção de transporte longitudinal resultante para o setor norte da praia.

Nesse contexto, a redução da granulometria média entre o P4 e o P5, passando de  $1,19 \Phi$  no P4 a  $1,27\Phi$  (Tabela 5.1) e acompanhada de assimetria mais positiva da distribuição granulométrica no P5 (-0,09 a 0,07) (Tabela 5.1), sugere, conforme pelo modelo teórico de McLaren (1981), a ocorrência predominante de deposição seletiva em direção ao P5, em regime de baixa energia inicial (Quadro 5.1).

Essa tendência seria favorecida pela relativa proteção do setor e a ocorrência, nas imediações do P4, de saliência na linha de costa associada à presença das ilhas Tamboretas. Nesse contexto local, o regime inicial do transporte sedimentar, de baixa energia e decrescente, resultaria no deslocamento residual de partículas menores do que o tamanho médio dos sedimentos do P4, e a deposição preferencial, no P5, de partículas maiores do que a granulometria média dos sedimentos transportados.

Outra hipótese a ser considerada seria a inversão do sentido de transporte entre o P5 e o P4, associada aos processos difrativos ao norte das ilhas Tamboretas, em regime inicial de maior energia, deslocando partículas mais grossas em direção ao P4. O balanço na granulometria média entre os dois perfis pode estar ainda associado a uma menor influência dos processos difrativos das ondulações dominantes, ao norte das ilhas, sugerida pelo deslocamento da saliência na linha de costa, na direção do transporte sedimentar dominante.

A atuação de deriva para sul também contribuiria para a adição de partículas arenosas mais finas no P5, mas não em proporção suficiente para induzir a ocorrência de assimetria negativa no local. A adição de partículas arenosas mais finas no P5, a partir da interação com processos ortogonais, também poderia ser considerada, mas esses aportes para o local

poderiam ser limitados pela relativa proteção do setor em relação as ondulações dominantes.

Entre o P5 e o P6, um quinto setor de tendência granulométrica se estende sobre 3,2 Km de praia (setor V). Esse setor mostrou novo incremento na granulometria os sedimentos no sentido do transporte resultante, com o tamanho médio do grão atingido a classe textural areia grossa no P6 ( $0,99\Phi$ ), acompanhado de leve redução do grau de assimetria, que se mantém, entretanto, com sinal positivo (Tabela 5.1). A tendência verificada para o setor indica um deslocamento da distribuição granulométrica para partículas maiores no P6, mas apresentando, em relação ao P5, uma ligeira redução da proporção de partículas mais grossas do que a granulometria média dos sedimentos.

Esse comportamento no sentido do transporte resultante nesse setor da praia é coerente com as tendências apontadas por McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985), e indicaria a ocorrência de regime de maior energia atuando entre o P5 e o P6. Esses resultados definiriam, segundo os modelos considerados, um comportamento predominantemente erosivo para o setor (Quadro 5.1). A remoção e deposição seletiva mais expressiva, entre os dois pontos, de partículas maiores do que a granulometria média do P5, refletiria a atuação de maior energia das correntes longitudinais na direção do transporte resultante.

O contexto mais erosivo no setor V é compatível com a redução, no sentido do transporte residual, da influência dos processos difrativos em torno das ilhas Tamboretas e o conseqüente aumento da exposição da praia às ondulações de maior energia de sudeste e sul-sudeste. O maior grau de exposição desse setor praiar pode resultar no incremento da intensidade das correntes longitudinais predominantes, favorecendo a ocorrência de um regime de transporte sedimentar com intensidade crescente, entre o P5 e o P6, compatível com o comportamento erosivo sugerido pela tendência granulométrica identificada.

Nota-se que a ocorrência de tamanho médio na classe areia grossa no P6, não foi influenciada por maior granulometria média pontual dos sedimentos na série amostral obtida. Do total de amostras coletadas no local, aproximadamente 50%

apresentaram tamanho médio na classe textural areia grossa. Considerando a proximidade do sistema flúvio-lagunar do rio Acaraí, além da maior intensidade as correntes longitudinais, o registro recorrente de areia grossa no P6 pode estar relacionado à ocorrência de fonte pontual de sedimentos, associada à possível presença de paleodrenagem no local.

Na seqüência, o segmento praial entre o P6 e o P7, com aproximadamente 5km de extensão, define o sexto setor de tendência granulométrica identificado na Praia Grande (setor VI). Em relação ao P6, a redução do tamanho médio do grão no P7 (0,99 $\Phi$  a 1,22 $\Phi$ ), acompanhada de assimetria mais positiva dos sedimentos (0,04 a 0,10) (Tabela 5.1) indicaria, de acordo com McLaren (1981), o deslocamento e deposição seletiva de sedimentos em transporte, sob regime inicial de menor energia (Quadro 5.1).

Entretanto, no modelo de McLaren & Bowles (1985), a assimetria mais positiva no P7 seria indicativa de regime de transporte com maior energia inicial, que resultaria no incremento do tamanho médio do grão na direção do transporte.

Esse comportamento, aparentemente contraditório, da relação assimetria/granulometria média/energia do regime de transporte, segundo os modelos considerados, pode estar associado à maior distância entre os pontos de amostragem. De acordo com McLaren *et al.* (2007), a repetição de etapas de mobilização e deslocamento dos sedimentos pode interferir no sinal da assimetria, levando à inversão do sinal na direção preferencial de transporte.

Por outro lado, a tendência granulométrica obtida entre os dois pontos de amostragem reforça a hipótese de fluxo de energia decrescente no sentido do transporte, mas sob condições médias de maior energia.

Tendo em vista o elevado grau de exposição entre o P6 e o P7, a ocorrência de fluxo decrescente entre os dois setores, pode estar associada à redução do ângulo de incidência das ondas na direção do transporte resultante.

Esse contexto de fluxo longitudinal decrescente resultaria no deslocamento, em direção ao P7, de partículas com diâmetro menor do que a granulometria média do P6. A elevada exposição da praia, entre os dois pontos de amostragem, e o conseqüente

nível de energia do fluxo longitudinal favoreceria a deposição, no P7, de maior proporção de partículas com diâmetro superior ao tamanho médio dos sedimentos em transporte, levando ao deslocamento da assimetria do depósito praial para valores mais positivos no local.

Nesse cenário de maior energia do regime de transporte residual, mesmo em presença de fluxo de energia decrescente, as partículas com menor diâmetro do que a granulometria média dos sedimentos em transporte entre o P6 e o P7, seriam transportadas, predominantemente, em direção ao extremo norte da praia.

Outro fator que poderia contribuir para a assimetria mais positiva dos sedimentos no P7, pode estar associado à remoção de partículas mais finas em direção ao pós-praia e à planície costeira, com a atuação de ventos de sul-sudeste.

A ocorrência a partir do P6, de depósitos eólicos sub-atuais mais desenvolvidos na planície costeira, é indicativa desse processo em maior escala espaço-temporal. Esses depósitos, formados por dunas de tipologia predominantemente parabólica, ocupam uma faixa crescente a partir do P6, onde apresentam cerca de 350m de largura, atingindo aproximadamente 800m, em direção ao extremo norte da praia.

O segmento praial entre o P7 e o P8, com aproximadamente 3,5Km de extensão, define o sétimo setor de tendência granulométrica da Praia Grande (setor VII). Em relação ao P7, o P8 apresentou redução do tamanho médio do grão ( $1,22\Phi$  a  $1,35\Phi$ ), acompanhada de leve diminuição do valor médio da assimetria (0,10 – 0,05) (Tabela 5.1).

De acordo com o modelo de McLaren (1981), essa tendência granulométrica seria indicativa de deposição seletiva ou total em direção ao P8, sob regime de menor intensidade de transporte, com o deslocamento preferencial de partículas menores do que o tamanho médio do P7. Segundo McLaren & Bowles (1985), a redução do tamanho médio e a assimetria mais negativa (no caso menos positiva), decorrente de função de transferência sedimentar de baixa energia, confirma o contexto de acresção entre os dois pontos de amostragem (Quadro 5.1).

Nesse sentido, a delimitação do sistema praial pelo embasamento cristalino nas imediações do P8, favorece a

diminuição do fluxo de energia na direção do transporte resultante e a conseqüente deposição mais expressiva de carga sedimentar mais fina no local.

Entretanto, a leve redução da assimetria no P8 mostra que não houve adição significativa de partículas mais finas na distribuição granulométrica média da face praial, além do necessário para a redução do tamanho médio do grão. A verificação de valor pontual elevado de diâmetro médio em uma das amostragens no P8, a qual minimiza a redução da granulometria média do setor (que passaria a  $1,56\Phi$  no lugar de  $1,32\Phi$ ), não influenciou o grau de assimetria. Esse fato confirma, na distribuição granulométrica média do P8, mesmo em presença de tamanho médio de grão menor, a adição, ou pelo menos a permanência, pouco expressiva, de partículas menores do que a granulometria média no local.

Considerando o exposto, o setor VII foi definido como de deposição predominante, mas ainda seletiva, com a possibilidade de remoção de partículas mais finas do que a granulometria média do P8. Diante do elevado grau de exposição do setor, o regime decrescente de energia do transporte resultante no local, aliado à reduzida projeção do promontório que delimita a praia ao norte, favoreceria a remoção de partículas menores do que granulometria média do P8, representadas, principalmente, por areia fina e muito fina, mas também por fração secundária de areia média.

O material arenoso mais fino do setor VII seria deslocado em direção à antepraia e às praias situadas ao norte da ponta Alta, que separa a Praia Grande da praia da Saudade. A baixa projeção e profundidade do promontório, inferior a 5m, aliado a uma profundidade interna de fechamento do perfil praial da ordem de 9,0m, no setor sul da praia da Saudade (ABREU DE CASTILHOS & GRÉ, 2007a), favoreceriam esse processo de transposição de sedimentos na direção do transporte dominante. Nesse contexto, o material arenoso fino e médio removido do setor norte da Praia Grande poderia ser deslocado por correntes de fundo em direção ao domínio de areia fina. A ocorrência de fácies arenosa média entre as isóbatas de 4 e 10 m de profundidade, na praia da Saudade (PETROBRAS, 2003), confirma o trânsito de material arenoso de maior granulometria,

proveniente da Praia Grande, na direção do transporte sedimentar resultante.

Além das partículas arenosas menores, parte da fração arenosa média depositada na antepraia pode ser mobilizada, sob condições favoráveis, em direção às praias com predomínio de areia fina, onde ocorrem de forma secundária.

As figuras 5.31 e 5.32 ilustram, respectivamente, o comportamento dos parâmetros granulométricos e os processos sedimentares predominantes, identificados nos diferentes setores da Praia Grande.

Como pode ser observado, no setor centro-sul da praia, mais protegido, os setores granulométricos I e II, entre o P1 e o P3, apresentam predomínio de fração arenosa mais fina e negativamente assimétrica, sendo associados, segundo os dados analisados, a regime de menor energia crescente na direção do transporte resultante. No setor centro-norte, mais exposto, predominam nos setores granulométricos V, VI e VII, entre o P5 e o P8, sedimentos de maior granulometria média com sinal positivo de assimetria, associados à ocorrência de regime de alta energia, com característica inicial crescente, passando a decrescente na direção do transporte residual.

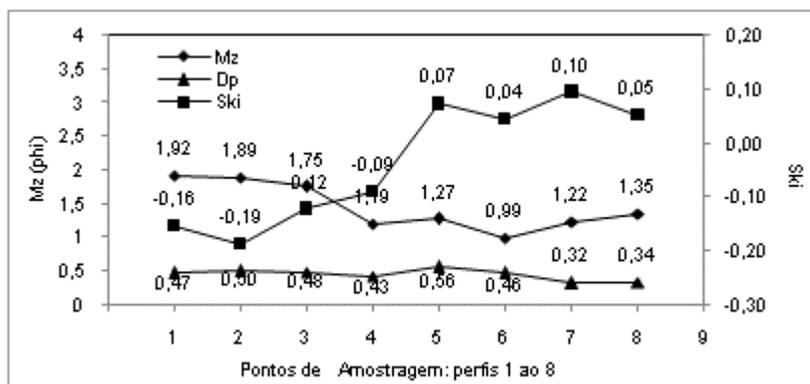
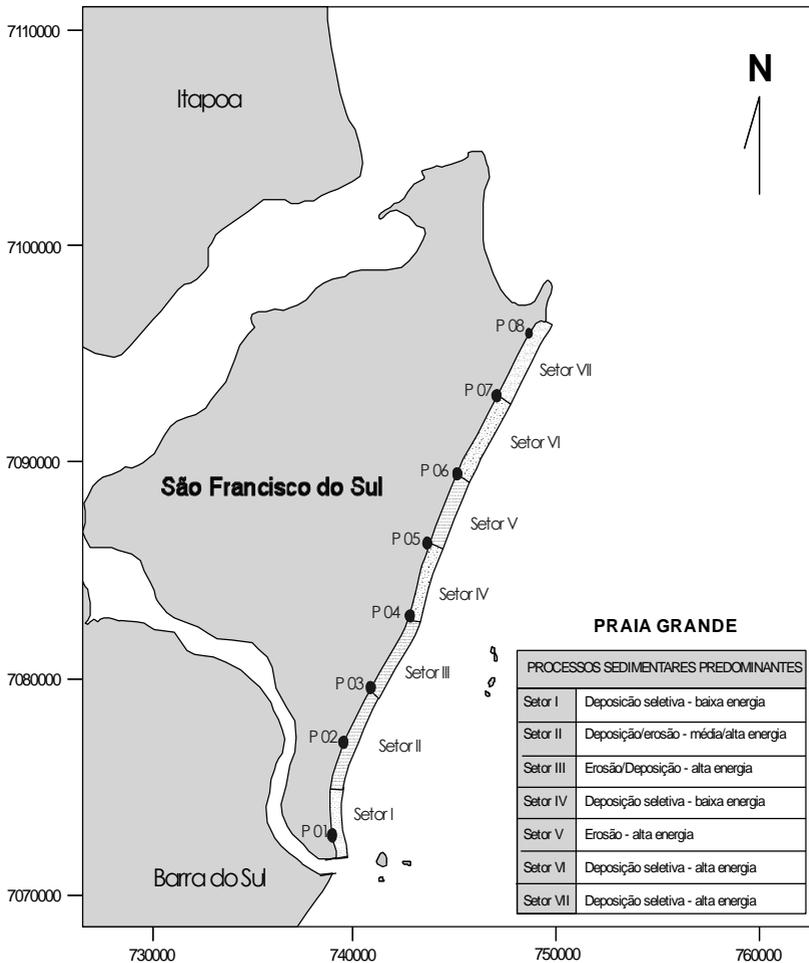


Figura 5.31: Valores médios dos parâmetros granulométricos (tamanho médio (Mz), assimetria (Ski) e desvio padrão (Dp) ao longo da Praia Grande.



**Figura 5.32: Processos sedimentares predominantes e regime de transporte associado nos diferentes setores de tendência granulométrica na Praia Grande.**

Os setores centro-sul e centro-norte da Praia Grande são separados pelos setores granulométricos IV e V, entre o P3 e o P5, submetidos à influência dos processos refrativos e principalmente difrativos, induzidos pelas ilhas Tamboretas. Esses setores representam o ponto de inversão das tendências

laterais identificadas no sistema praial em relação ao tamanho médio do grão e à assimetria dos sedimentos, indicando a influência de controle geológico exercido pelo embasamento cristalino, nos processos dinâmicos responsáveis pela distribuição granulométrica ao longo da praia. Em relação ao selecionamento dos sedimentos, nota-se, tanto no setor centro-sul quanto no setor centro-norte do sistema praial, uma tendência geral ao aumento do grau de seleção na direção do transporte longitudinal resultante.

#### 5.4.3.2. Praia da Saudade

A figura 5.33 mostra o comportamento dos parâmetros granulométricos das amostras de sedimentos da praia da Saudade. Os dados apontam uma tendência geral à redução do tamanho médio das partículas entre o P9, no setor sul da praia (amostras 1 a 11) e o P11, no setor norte (amostras 22 a 33), sem alterar significativamente o valor médio para o grau de seleção. Os sedimentos da face praial apresentaram comportamento aproximadamente simétrico, com tendência mais negativa na direção do transporte resultante.

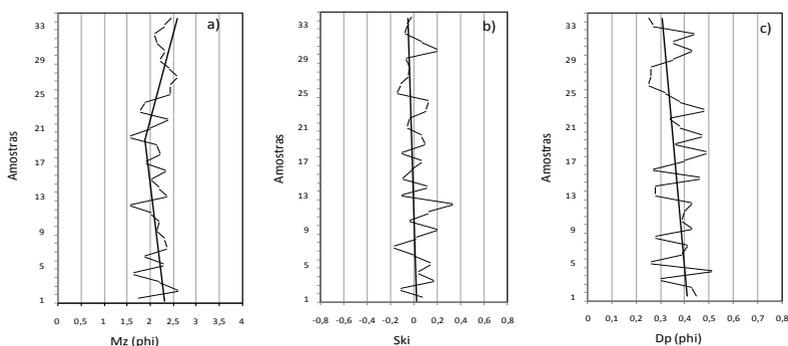


Figura 5.33: Tamanho médio do grão (a), assimetria (b) e desvio padrão (c) dos sedimentos na praia da Saudade.

Considerando o modelo de transporte sedimentar de McLaren & Bowles (1985), é possível distinguir dois setores com padrões distintos de tendência granulométrica. Um primeiro

setor, relativo ao centro-sul da praia, entre o P9 e o P10 (setor I), mostrou incremento do tamanho médio do grão ( $2,17\Phi$  a  $2,06\Phi$ ) e leve aumento no valor da assimetria negativa ( $-0,01$  a  $-0,05$ ) e do grau de seleção dos sedimentos na direção do transporte sedimentar resultante, conforme apresentado na Tabela 5.1.

Embora leve, o predomínio de partículas com diâmetro abaixo da granulométrica média, no P10, sugere a ocorrência de regime de transporte de maior energia decrescente ou constante, entre o P9 e o P10. O fluxo hidrodinâmico, entre os dois pontos, teria competência para o deslocamento de partículas maiores do que a granulometria média do P9, mas ainda deslocando maior proporção de material arenoso mais fino, na direção do transporte residual.

No segmento centro-norte da praia, entre o P10 e o P11, um segundo setor granulométrico (setor II), mostrou tendência à redução do tamanho médio do grão ( $2,06\Phi$  a  $2,33\Phi$ ), assimetria mais negativa ( $-0,07$ ) e melhor grau de seleção dos sedimentos (Tabela 5.1). Nesse caso, o regime de transporte entre os dois perfis seria decrescente e, em princípio, de menor energia no sentido do transporte, favorecendo o deslocamento preferencial de partículas abaixo da granulometria média do P10.

A redução do tamanho médio, entre o setor sul e norte da praia sugere o predomínio, no setor I, de processos erosivos na direção do transporte dominante, enquanto, no setor II, a tendência identificada é compatível com processos de acreção e deposição total. Conforme indicado no Quadro 5.1, o comportamento dos parâmetros granulométricos no setor II, encontra respaldo nos modelos de McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985), mas, para o setor I, a tendência encontrada não seria, segundo os autores, indicativa de padrão direcional de transporte. Como destacado anteriormente, a ocorrência de assimetria mais negativa no setor central da praia (P10) pode resultar das características locais do fluxo hidrodinâmico. Nesse sentido, poderia ocorrer, em condições mais erosivas, o deslocamento para norte de partículas maiores do que o tamanho médio da distribuição granulométrica do P09, incrementando o tamanho médio do grão no P10. A ocorrência de assimetria mais negativa no local poderia estar associada a aportes mais significativos de partículas com menor diâmetro, em

relação à granulometria média dos sedimentos em transporte para norte.

Embora atendam aos critérios da deposição total, preconizada pelos modelos de transporte sedimentar considerados, as características granulométricas do P11 sofrem, provavelmente, a influência de correntes de retorno adjacentes ao costão que delimita a praia da Saudade ao norte. A intensidade, freqüentemente elevada, dessas correntes promoveria a remoção de partículas mais finas e menos densas do local.

Entretanto, de acordo com Komar & Wang (1984), a ocorrência de concentração de minerais pesados pode, dependendo da densidade, dificultar a remoção de partículas mais finas pelas correntes. Conforme ilustrado pela figura 5.34, em condições erosivas, a ocorrência dessas concentrações é freqüentemente observada no P11, podendo influenciar, juntamente com as correntes de retorno, os parâmetros granulométricos no local, particularmente a ocorrência de assimetria mais positiva dos sedimentos, comparativamente ao P10.



**Figura 5.34: Concentração de minerais pesados no P11, adjacente ao costão norte da praia da Saudade, dentro do campo de atuação de corrente de retorno no local, indicadapelas setas.**

Por outro lado, o comportamento dos parâmetros granulométricos, na praia da Saudade, pode sofrer influência do comportamento hidrodinâmico local, induzido pelas características planimétricas do sistema praial. Como destacado por Short (1996), as praias de bolso podem desenvolver padrão circular de correntes, com a formação de células independentes de transporte sedimentar.

Nesse sentido, a análise dos dados granulométricos mostrou a ocorrência de dois padrões distintos, ao longo da praia, como mostra a figura 5.35. Para aproximadamente 65% das amostragens efetuadas, o padrão granulométrico identificado é semelhante ao indicado pelos valores médios dos parâmetros, com o incremento da granulometria média no P10, em relação P9 e P11, e com assimetria mais negativa e melhor grau de seleção dos sedimentos na direção do transporte resultante (Padrão A). Em 35% dos levantamentos, os resultados mostraram o aumento progressivo do tamanho médio do grão, da assimetria e do desvio padrão, na direção do transporte sedimentar resultante (Padrão B).

No primeiro caso, o padrão encontrado sugere a atuação de correntes longitudinais, a partir do P10 em direção ao P9 e P11, configurando duas células opostas de circulação, em regime decrescente de transporte entre o setor central da praia e os segmentos extremos do arco praial. Esse padrão poderia explicar a ocorrência de maior granulometria no P10, submetido a condições de maior energia. Por sua vez, a menor granulometria no setor norte da praia, comparativamente ao P9, estaria associada, conforme destacado, à atuação de correntes de retorno de maior intensidade no local, sugerindo maior intensidade de transporte sedimentar entre o P10 e o P11.

No segundo caso, o comportamento observado sugere a ocorrência de processos de deposição seletiva em regime de transporte decrescente, ao longo de toda a praia, sob condições de incidência das ondas de quadrante sul.

Os dois setores granulométricos relativos ao padrão de tendência granulométrica mais recorrente na praia da Saudade e os processos sedimentares relacionados são ilustrados na figura 5.36.

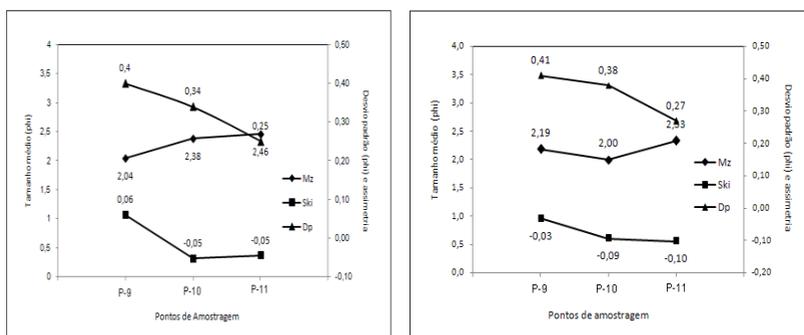


Figura 5.35: Tendências granulométricas na praia da Saudade: padrão A (à direita) e padrão B (à esquerda).

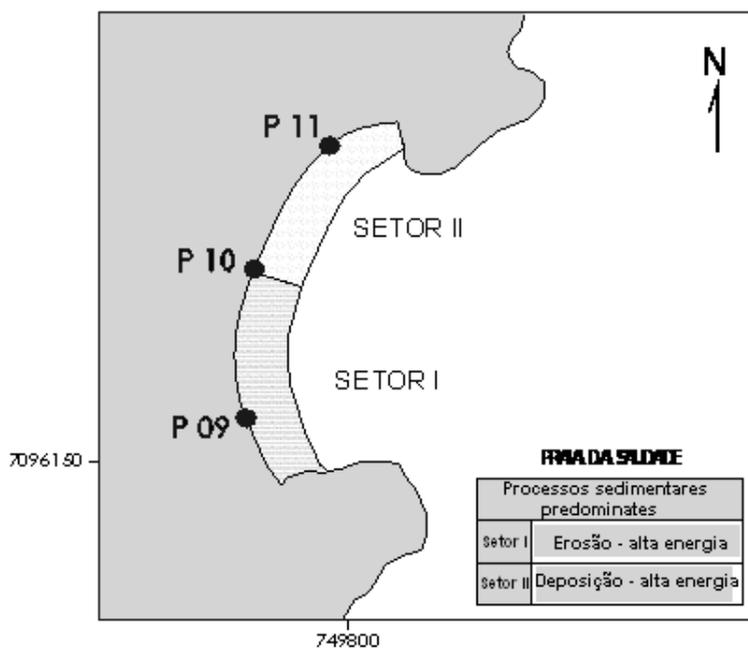
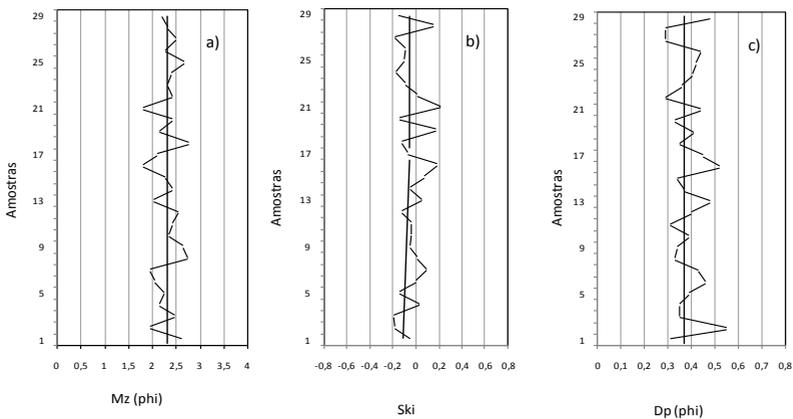


Figura 5.36: Processos sedimentares predominantes e regime de transporte associados aos setores de tendência granulométrica na praia da Saudade.

### 5.4.3.3. Praia de Enseada/Ubatuba

A distribuição lateral dos dados granulométricos do segmento praiar Enseada/Ubatuba é ilustrada pela figura 5.37. Como pode ser observado, os dados não mostraram tendência marcante entre os setores extremos da praia. A ligeira redução do tamanho médio do grão, entre o P12 (amostras 1 a 12) e o P14 (amostras 23 a 29), foi acompanhada de leve tendência à redução do valor médio negativo da assimetria e de variação pouco significativa no grau de seleção dos sedimentos.

Para o setor entre o P12 e o P13, os dados indicaram, na direção do transporte resultante, o incremento da granulometria média ( $2,36\Phi$  a  $2,25\Phi$ ), acompanhado de leve redução do grau de assimetria ( $-0,09$  a  $-0,07$ ), e grau de seleção comparável ( $0,37\Phi$  a  $0,38\Phi$ ). Entre o P13 e o P14, os valores médios apontaram a redução do tamanho médio do grão ( $2,25\Phi$  a  $2,39\Phi$ ) e a manutenção do grau de assimetria, sem alteração significativa do valor médio para o grau de seleção dos sedimentos ( $0,38\Phi$  a  $0,39\Phi$ ) (Tabela 5.1).



**Figura 5.37: Tamanho médio do grão (a), assimetria (b) e desvio padrão (c) dos sedimentos na praia de Enseada/Ubatuba.**

Embora a tendência granulométrica entre o P12 e o P13 não seja considerada como indicativa de padrão direcional de transporte nos modelos de McLaren (1981) e McLaren & Bowles

(1985), o comportamento identificado entre o P13 e o P14 sugere a ocorrência de deposição seletiva entre os dois setores, sob regime de transporte de baixa energia (Quadro 5.1).

A configuração planimétrica na forma de enseada do sistema praiial de Enseada/Ubatuba e a presença da desembocadura do rio Acaraí no setor central da praia permitem algumas hipóteses explicativas acerca das tendências granulométricas encontradas.

Por um lado, a ocorrência de menor granulometria no P12 estaria associada a processos deposicionais mais acentuados no local, decorrentes da influência exercida pelo promontório sul da praia sobre os processos hidrodinâmicos locais e sobre a configuração da linha de costa. Com extensão aproximada de 850m, o setor representado pelo P12 abrange o segmento curvilíneo da praia, sendo o segundo setor praiial na direção do transporte sedimentar resultante. O comportamento predominantemente deposicional nesse setor estaria associado, em presença de aportes sedimentares a partir do segmento praiial à montante, à redução da intensidade das correntes longitudinais no setor, induzida pela configuração da linha de costa no local.

Com orientação geral norte-sul e extensão aproximada de 600m, as características do setor que precede o P12 apontam, em condições normais de aporte, para um contexto de trânsito sedimentar induzido pelos processos difrativos das ondulações em torno do promontório sul da praia, conforme mostram dados históricos de fotografias aéreas.

Por sua vez, a realização de levantamento batimétrico e sedimentológico de detalhe, até 3,5m de profundidade no local (PETROBRAS, 1999), mostrou a presença alternada de bancos e calhas submersos, perpendiculares à linha de costa, na direção do transporte resultante. Os dados sedimentológicos mostraram a alternância, na face praiial, de sedimentos mais finos e mais grossos do que a granulometria média verificada no P12. As amostras coletadas registraram a ocorrência de areia média, e de granulometria fina no limite com a areia muito fina, além de areia muito fina, com assimetria negativa, em profundidades inferiores a 2,0m.

Em condições normais de alimentação, a inflexão da linha de costa no setor do P12 leva, possivelmente, à redução do fluxo longitudinal no local, forçando a deposição preponderante da carga sedimentar nesse setor da praia, com a adição mais expressiva de fração arenosa mais fina, proveniente da antepraia superior. Esse contexto sugere o deslocamento de sedimentos em direção ao P12, sob regime de baixa energia, explicando a presença de menor granulometria média e de distribuição granulometria mais negativa no local, comparativamente ao P13.

Por sua vez, a mudança na direção da linha de costa em direção ao P13, assumindo direção predominante sudeste-nordeste, ainda dentro da zona de sombra, leva à redução progressiva do grau de proteção da praia entre o P12 e o P13. O aumento no grau de exposição traduz-se no incremento da energia de onda na arrebentação e no ângulo de incidência das ondas na praia. Esse cenário favorece a intensificação do regime de transporte sedimentar na direção da deriva litorânea resultante, possibilitando o deslocamento de sedimentos de maior granulometria em direção ao P13, incluindo partículas arenosas médias, associadas a material arenoso mais fino.

A deposição seletiva dos sedimentos transportados entre o P12 e o P13, é responsável pela formação da barra do canal do rio Acaraí, distinguindo um terceiro contexto sedimentar no sistema praiial, que se estende sobre aproximadamente 1,45km.

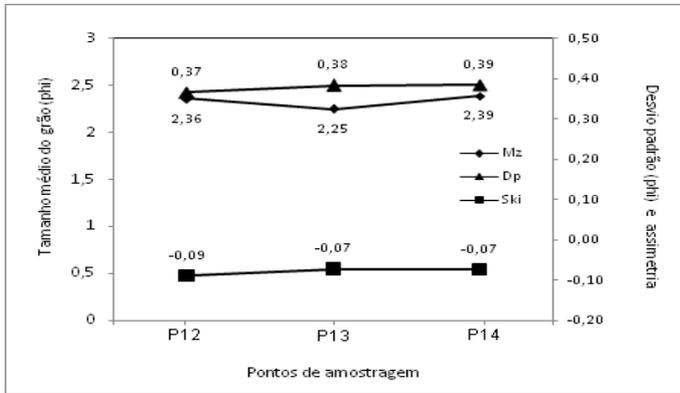
A ocorrência de maior granulometria e de assimetria levemente menos negativa, no P13, contraria a tendência esperada para o contexto deposicional do local, segundo os modelos de transporte sedimentar considerados. Entretanto, os valores médios encontrados podem resultar da localização do ponto de amostragem, situado ao norte da desembocadura do rio. Nesse contexto, o incremento da granulometria média dos sedimentos pode ter sido influenciado por variações na descarga fluvial, associadas à ocorrência de precipitações e às oscilações das correntes de maré. Por outro lado, a recomposição da deriva litorânea resultante, ao norte do canal fluvial, é favorável à remoção mais efetiva de partículas menores da distribuição granulométrica, podendo contribuir para o incremento do tamanho médio do grão no local e para a leve redução do valor negativo da assimetria.

Entre o P13 e o P14, os dados apontaram um quarto setor de tendência granulométrica, com a redução da granulometria média dos sedimentos, manutenção da assimetria média e grau de seleção das partículas similar. O contexto identificado sugere, de acordo com McLaren & Bowles (1985), a ocorrência de deposição seletiva, em regime de transporte sedimentar de baixa energia decrescente, entre os dois pontos de amostragem (Quadro 5.1). A presença da ponta de Ubatuba no limite norte da praia, que separa as praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu, pode induzir, pelo menos em parte, à deposição de partículas mais finas no setor, deslocando a distribuição granulométrica em direção a sedimentos de menor granulometria.

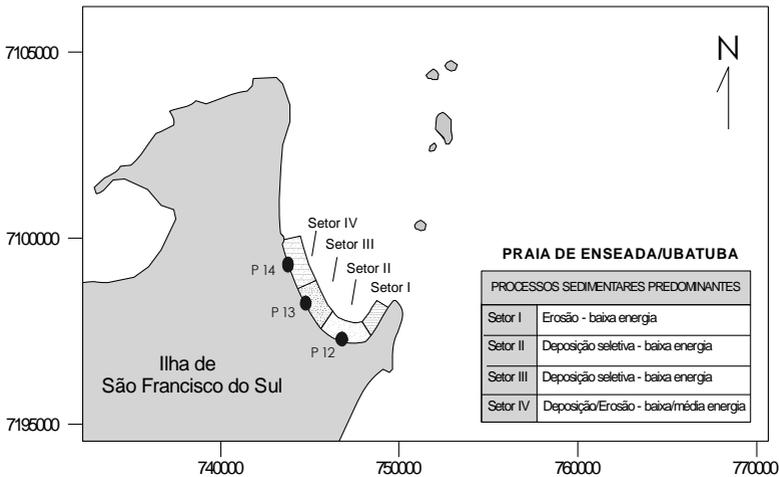
A manutenção do valor de assimetria no P14 sugere o deslocamento da distribuição granulométrica para partículas menores, devido ao regime decrescente de energia da deriva litorânea resultante. Entretanto, dependendo da ondulação incidente, a maior exposição do setor poderia favorecer a interação com processos ortogonais, com a adição de partículas mais finas, provenientes da antepraia superior.

Nota-se que a projeção limitada do costão que separa as praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu não interrompe o trânsito sedimentar entre as duas praias, principalmente durante a baixa-mar, reduzindo o impacto de processos deposicionais no setor norte da praia de Enseada/Ubatuba e de processos erosivos no setor sul da praia de Itaguaçu. Considerando esse contexto, as duas praias poderiam, em princípio, ser consideradas como um único sistema praial.

A figura 5.38 mostra os dados granulométricos médios referentes aos três setores da praia (setores II, III e IV), indicando relativa regularidade dos valores ao longo da praia. No primeiro setor, não ilustrado no gráfico e que precede o setor representado pelo P12, dados granulométricos levantados apontaram a ocorrência de tamanho médio dos sedimentos da face praial entre  $2,53\Phi$  e  $1,98\Phi$ , com distribuição aproximadamente simétrica, apresentando sinal respectivamente negativo e positivo e grau de seleção de  $0,43\Phi$  e  $0,52\Phi$  (PETROBRAS, 1999). Os quatro setores podem ser visualizados na figura 5.39, que indica os processos sedimentares predominantes associados a cada setor.



**Figura 5.38: Valores médios para os parâmetros granulométricos ao longo da praia de Enseada/Ubatuba.**

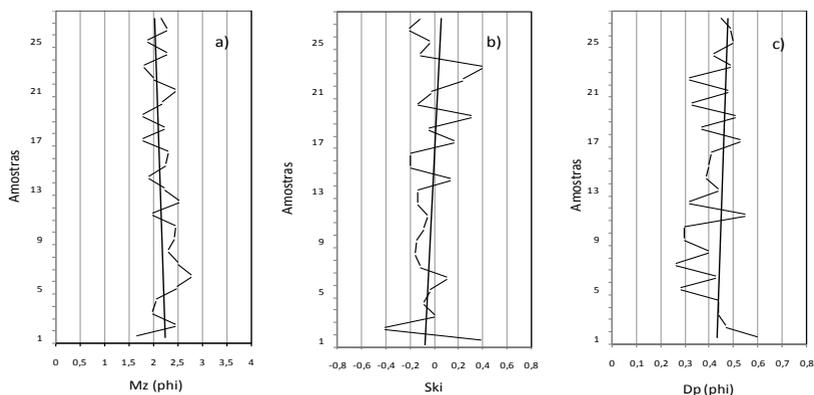


**Figura 5.39: Processos sedimentares predominantes e regime de transporte associado, nos diferentes setores de tendência granulométrica da praia de Enseada/Ubatuba.**

#### 5.4.3.4. Praia de Itaguaçu

Na praia de Itaguaçu, os dados granulométricos analisados e ilustrados na figura 5.40, indicaram uma tendência geral ao

incremento do tamanho médio das partículas e à redução da assimetria negativa e do grau de selecionamento dos sedimentos entre o P15 (amostras 1 a 11) e o P17 (amostras 16 a 27).



**Figura 5.40: Tamanho médio do grão (a), assimetria (b) e desvio padrão (c) dos sedimentos na praia de Itaguaçu.**

A comparação entre os valores médios dos parâmetros granulométricos mostrou o incremento do tamanho médio do grão entre o setor sul e central da praia. A distribuição granulométrica passou de aproximadamente assimétrica no P15, a negativa no P16 (-0,08 a -0,17), acompanhada da redução do grau de seleção dos sedimentos entre os dois pontos de monitoramento ( $0,41\Phi$  a  $0,44\Phi$ ) (Tabela 5.1).

A ocorrência de assimetria negativa, em presença de maior granulometria média, não é considerada como indicadora de padrão direcional de transporte sedimentar pelos modelos de McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985) (Quadro 5.1).

Em razão da maior exposição do setor sul da praia, uma das hipóteses para explicar os resultados encontrados seria a adição, no P16, de partículas maiores e menores na distribuição granulométrica a partir da antepraia, em proporção suficiente para elevar a granulometria média dos sedimentos no local e o valor negativo da assimetria. Entretanto, dados coletados por Soares (1996), nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, até a profundidade de 7,5m, não mostraram a ocorrência de areia média na antepraia, mas o predomínio de areia fina e muito

fina, como indicado pelos dados relativos ao setor da praia de Enseada/Ubatuba, adjacente ao promontório sul do sistema praial.

Nesse contexto, o mais provável seria que a adição de partículas menores, por processos ortogonais a partir da antepraia, refletisse em distribuição granulométrica com assimetria mais negativa no setor central da praia de Itaguaçu. Nota-se, entretanto, que esse processo deveria, em princípio, resultar igualmente na redução do tamanho médio do grão no local.

Considerando o exposto, o incremento da granulometria média, entre o P15 e 16, poderia estar relacionado ao aumento de competência da deriva litorânea resultante para o transporte de partículas maiores, entre o setor sul e central da praia.

A maior intensidade do fluxo hidrodinâmico em direção ao P16 aumentaria a probabilidade de deslocamento de partículas de maior diâmetro, em detrimento de grãos menores, conforme apontado por dados experimentais apresentados por McLaren & Bowles (1985), Sengupta *et al.* (1999) e Kleinhans & Van Rijn, (2002). Nesse caso, dependendo da intensidade do fluxo, a razão entre partículas maiores e menores em transporte poderia ser suficiente para o deslocamento da distribuição granulométrica em direção a maior diâmetro médio de grão, mas ainda com predomínio de partículas menores do que o tamanho médio dos sedimentos transportados, o que explicaria a ocorrência de assimetria mais negativa no P16, em comparação ao P15.

Esse cenário seria favorecido em condições iniciais de maior energia, em regime decrescente ou relativamente constante, entre o setor sul e central da praia, configurando comportamento mais erosivo ao setor. Como salientado anteriormente, esse contexto sedimentar entre o P15 e o P16 seria minimizado pela possibilidade de transporte sedimentar entre o setor norte da praia de Enseada/Ubatuba e o setor sul da praia de Itaguaçu, devido à projeção reduzida da ponta de Ubatuba.

Nota-se que a combinação entre aporte longitudinal de partículas com maior granulometria e ortogonal com sedimentos arenosos mais finos, procedentes da antepraia, também poderia

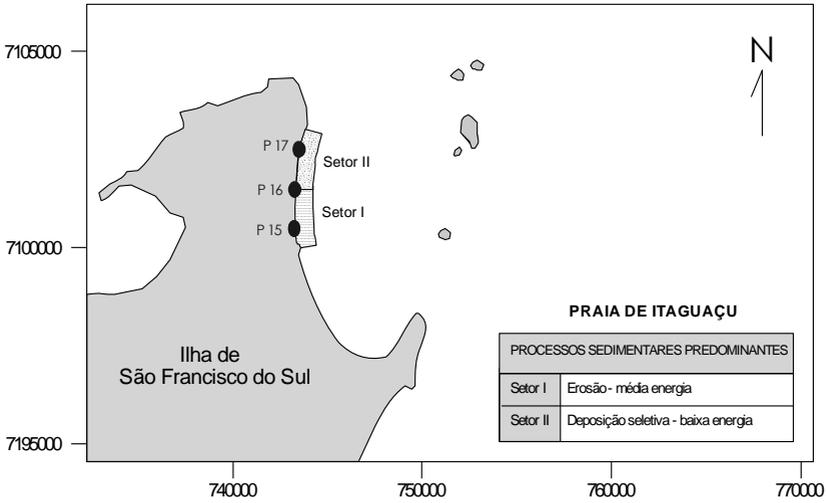
explicar o comportamento dos parâmetros granulométricos no P16.

Entre o P16 e o P17, o incremento da granulometria média ( $2,24 \Phi$  a  $2,01\Phi$ ), acompanhada de valor mais positivo de assimetria (no caso menos negativo) (-0,17 a -0,07) (Tabela 5.1). Esse comportamento do tamanho médio do grão e da assimetria apontaria, de acordo com de McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985), a ocorrência de deposição seletiva de partículas maiores do que a granulometria média do P16. Essa tendência ocorreria em condições iniciais de maior energia, configurando contexto predominantemente erosivo para o setor (Quadro 5.1).

Por um lado, a ocorrência de menores alturas de onda na arrebentação no P17, conforme indicado pelos dados de campo, resultaria em regime de transporte decrescente em direção ao extremo norte da praia, favorecendo, em condições de maior energia inicial, o incremento da granulometria média na direção do transporte resultante.

Por outro lado, a delimitação do sistema praiial pelo embasamento cristalino ao norte, forçaria a deposição da carga sedimentar no local, dificultando, em contexto de menor energia, a remoção de partículas de maior diâmetro da distribuição granulométrica. Aliado a esse fator, a atuação de correntes de retorno, associadas à reduzida projeção do embasamento no local, seria favorável, mesmo em condições de menor energia, à remoção de partículas sedimentares menores da face praiial. Esse processo poderia também contribuir para a redução do grau de assimetria no setor norte da praia, comparativamente ao setor central.

Os dois setores granulométricos identificados na praia de Itaguaçu, assim como o regime de energia do transporte e respectivos processos sedimentares predominantes, são ilustrados na figura 5.41.



**Figura 5.41: Processos sedimentares predominantes e regime de transporte associados, nos diferentes setores de tendência granulométrica da praia de Itaguaçu.**

## 5.5. CONCLUSÕES

O estudo sedimentológico das praias oceânicas da ilha de São Francisco do Sul confirmou a ocorrência de dois domínios granulométricos distintos na área de estudo, com o predomínio de areia média no setor costeiro mais exposto e de areia fina nos sistemas praias mais protegidos ou semi-expostos.

A ocorrência de domínios granulométricos distintos estaria associada à atuação, em larga escala temporal, de transporte sedimentar longitudinal resultante para norte, induzidos pela incidência de ondulações de quadrante sul na costa regional.

A análise lateral dos parâmetros granulométricos na direção da deriva litorânea residual e a comparação das tendências espaciais identificadas, com modelos de transporte sedimentar apresentados na literatura, apontaram maior coerência das características da distribuição granulométrica da face praias, em escala anual, com a atuação de processos longitudinais.

Apesar das limitações impostas pela série de dados disponível, a análise dos parâmetros granulométricos dos sedimentos da face praias, para avaliar os padrões direcionais de transporte sedimentar longitudinal, mostrou maior coerência com o modelo de McLaren (1981). Como destacado, resultados obtidos por outros autores mostram, da mesma forma, maior coerência com as tendências de padrão direcional de transporte apresentada pelo autor.

A ocorrência de discrepâncias locais na direção do transporte resultante, em relação aos padrões granulométricos preconizados pelos modelos discutidos, pode estar associada a oscilações no regime de fluxo hidrodinâmico longitudinal. Oscilações dessa natureza podem resultar de variações na orientação da linha de costa e no grau de exposição das praias, além de efeitos associados aos processos de refração e difração das ondulações incidentes sobre a plataforma continental.

Por outro lado, as discrepâncias identificadas podem resultar de dificuldades do modelo em incorporar mecanismos complexos associados ao transporte sedimentar, como o deslocamento diferenciado de partículas de tamanhos ou

densidade diversa, com o aumento ou redução da intensidade do regime de transporte.

Além de evidenciar a relação com o transporte sedimentar longitudinal resultante, a análise das tendências granulométricas possibilitou a identificação inicial de setores distintos, ao longo dos sistemas praias, quanto aos processos morfossedimentares predominantes. Nesse sentido, os dados granulométricos apontaram a ocorrência de contextos predominantes de erosão, transporte e deposição seletiva, deposição predominante ou de relativo equilíbrio entre erosão e deposição, que estariam associados ao nível de energia dos vetores longitudinais de deriva litorânea, conforme sugerido pelos dados granulométricos.

A ocorrência de oscilações espaciais na intensidade dos vetores de transporte longitudinal, sugerida pela análise dos parâmetros granulométricos, pode resultar, em menor escala temporal, na alternância longitudinal de processos erosivos e deposicionais sucessivos na face praias, ao longo de cada setor, sem, no entanto, comprometer as tendências maiores identificadas na escala do ciclo praias anual.

Na maior parte das praias abordadas, os cenários identificados apresentam padrão recorrente mais erosivo associado ao setor sul dos sistemas ou subsistemas praias e deposicional seletivo, ao setor norte das praias. Esse contexto pode estar relacionado ao incremento na intensidade do fluxo longitudinal nos segmentos à jusante dos obstáculos que delimitam os sistemas praias, decorrente do abandono parcial, à montante, da carga sedimentar transportada por processos longitudinais.

O estudo sedimentológico efetuado mostrou, ainda, a importância do condicionamento geológico e dos processos sedimentares operantes em larga escala temporal, na determinação do contexto granulométrico atual das praias.

Por fim, a ocorrência de oscilações no regime de transporte longitudinal e dos padrões predominantes de processos sedimentares, sugeridos pelas tendências granulométricas identificadas, serão melhor elucidados no próximo capítulo, com a análise dos processos de refração e difração do clima de ondas regional e respectivo impacto sobre

as características hidrodinâmicas operantes na zona de arrebentação, ao longo dos sistemas praias da área de estudo.



## **6. REFRAÇÃO E DIFRAÇÃO DE ONDAS E PROCESSOS COSTEIROS ORTOGONAIS E LONGITUDINAIS**

Neste capítulo são apresentados e analisados os resultados da modelagem da propagação, na área de estudo, das principais direções que compõem o regime regional de ondas, incluindo os processos de refração e difração, para os diferentes cenários oceanográficos simulados.

O estudo de propagação de ondas teve como objetivo melhor avaliar o comportamento da energia potencial das ondas na arrebentação, buscando elucidar a contribuição do clima regional de ondas para os processos de transporte sedimentar ortogonais e, principalmente, longitudinais à linha de costa, de acordo com o grau de exposição dos sistemas praias analisados.

Os principais resultados da aplicação do modelo REFDF para os três cenários direcionais simulados, relativos à incidência de ondas de sudeste, leste e leste-nordeste, são apresentados na forma de diagramas de refração-difração de ondas, tabelas e gráficos, ilustrativos do comportamento da altura e ângulo de incidência das ondas na arrebentação.

A apresentação dos resultados contempla os cenários de maior impacto para os processos de transporte sedimentar costeiro, referentes à condição de máxima, média e mínima energia para as ondulações de sudeste e de máxima e média energia para as ondas incidentes de leste e leste-nordeste.

Nota-se que, apesar de limitada, a série de dados de onda analisada por Alves (1996) e que alimentou o modelamento de propagação de ondas, é considerada, para efeito do estudo realizado, como representativa do espectro direcional global do regime de ondas regional, conforme destacado pelo autor.

As condições iniciais de onda utilizadas no modelamento de propagação para os três principais cenários direcionais são apresentadas na tabela 6.1. Para efeito de controle dos resultados obtidos, são também apresentadas as alturas de onda previstas na arrebentação, calculadas a partir dos dados em águas profundas, através da equação proposta por Komar & Galgam (1979, *apud* Horikawa, 1988).

**Tabela 6. 1: Direções e respectivas alturas significativas (Hs) e períodos (T) utilizados na aplicação do modelo de propagação das ondas com comprimentos de onda (L) correspondentes e valores de altura de onda na arrebentação previstos segundo Komar & Gaughan (1979).**

Caract. das Ondas	CENÁRIO I			CENÁRIO II		CENÁRIO III
	SE			LE		ENE
	Máx.	Méd.	Mín.	Máx.	Méd.	Méd.
Hs (m)	3,0	1,5	0,5	1,5	1,0	1,0
T (s)	15	10	8	10	8	6
L (m)	351	156	100	156	100	56
Hb (m)	4,38	2,14	1,03	2,14	1,41	1,25

A análise dos resultados obtidos no modelamento da propagação de ondas procurou avaliar a interação do regime regional de ondas com as características morfológicas da plataforma continental. Buscou igualmente avaliar a interação e entre a configuração planimétrica das praias e os processos de refração e difração na antepraia, na definição das características das ondas na arrebentação. Considerando a incidência oblíqua de ondas na zona costeira, o estudo efetuado buscou avaliar a formação de vetores hidrodinâmicos longitudinais e o possível impacto sobre os parâmetros granulométricos da face praial.

### **6.1. PROCESSOS DE REFRAÇÃO E DIFRAÇÃO SOBRE A PLATAFORMA CONTINENTAL**

Os processos de refração das ondas sobre a plataforma continental, associados aos processos difrativos próximos à costa, definem o comportamento das ondas na arrebentação. e contribuem para a formação de zonas potenciais de maior convergência ou divergência de energia de onda ao longo da costa, determinando o estabelecimento de tendências erosivas ou deposicionais localizadas.

Os resultados obtidos no estudo de propagação de ondas evidenciaram a ocorrência de processos refrativos e difrativos importantes na área de estudo, decorrentes da baixa declividade

da plataforma continental adjacente e da presença de ilhas costeiras.

Os efeitos da propagação das ondas em águas rasas sobre a atenuação ou incremento da altura de ondas em direção à costa é apresentado e analisado abaixo, através de diagramas de refração e difração, segundo os três principais cenários direcionais de incidência de ondas simulados. Para facilitar a visualização do contexto de energia na costa sob diferentes condições oceanográficas, as cores amarelo e verde foram escolhidas para representação das alturas de onda mais frequentes na arrebentação.

#### 6.1.1. Cenário I: Ondas de Sudeste

As figuras 6.1, 6.2 e 6.3 mostram os diagramas de refração e difração obtidos na modelagem da propagação de ondas incidentes de sudeste, respectivamente para condições de mínima, média e máxima energia.

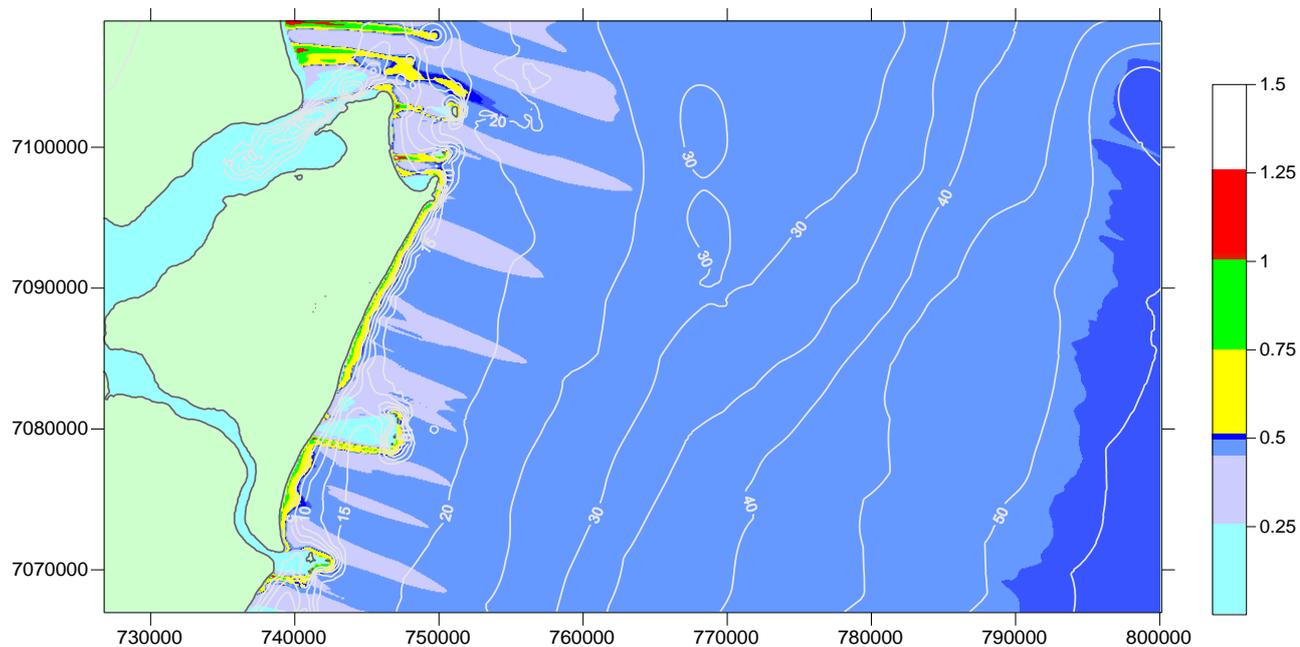
A variação espacial da energia de onda nos diagramas obtidos, expressa pela altura significativa das ondas, mostrou, como esperado, a ocorrência de processos de refração menos intensos em condições de menor energia de sudeste e maior frequência, representadas pela simulação com período de pico de 8s (Figura 6.1). Os efeitos refrativos iniciais nessa condição ocorrem entre 50 a 45m de profundidade, que correspondente a  $\frac{1}{2}$  do comprimento de onda. O amortecimento da altura significativa de onda a partir dessa profundidade até a isóbata de 25m foi da ordem de 25%, passando de 0,60 a 0,45m. A partir de 25m de profundidade alternam-se, em direção à costa, zonas de conservação e de amortecimento de energia, com altura significativa de onda entre 0,25m e 0,85m. A ocorrência dessas zonas de amortecimento resulta na redução da altura de onda na arrebentação nas praias expostas, enquanto nas praias mais protegidas, que acusam menor profundidade comparativamente aos setores mais expostos, a atenuação da altura de onda é visível antes da zona de arrebentação.

Nesse cenário, em resposta às condições de menor energia, os processos associados à arrebentação das ondas ocorrem mais próximos à linha de costa. Notam-se, entretanto,

diferenças entre o setor centro-norte e centro-sul da Praia Grande, quanto ao início dos processos de enpinamento das ondas. No setor centro-norte, esses processos ocorrem a partir de 5 metros de profundidade, enquanto no setor centro-sul, com exceção do setor sob influência das ilhas dos Remédios, o enpinamento das ondas tem início entre 7,5 e 12m de profundidade. Esse contexto decorre de diferenças na batimetria da antepraia entre os dois setores, com a presença de menores declividades no setor centro-sul sul da praia. Essa condição pode favorecer nesse setor, a mobilização de sedimentos da antepraia pelas ondas em direção à praia emersa.

Por outro lado, como esperado, a figura 6.1 mostra a ocorrência, junto à linha de costa, de zonas de sombra associadas a setores protegidos da incidência direta das ondas e submetidos a processos de difração. Além da presença de ilhas costeiras, essas zonas de sombra resultam da presença do promontório da ponta da Enseada, no setor norte da área de estudo.

Em relação ao campo de ondas na arrebentação, os resultados obtidos para a condição mínima de sudeste mostraram relativa homogeneidade longitudinal no setor praiial de maior exposição. No setor mais protegido, a ocorrência de oscilações longitudinais mais expressivas evidenciou a maior influência do contexto geológico e geomorfológico local na distribuição da energia de onda na arrebentação, ao longo dos sistemas praiais.



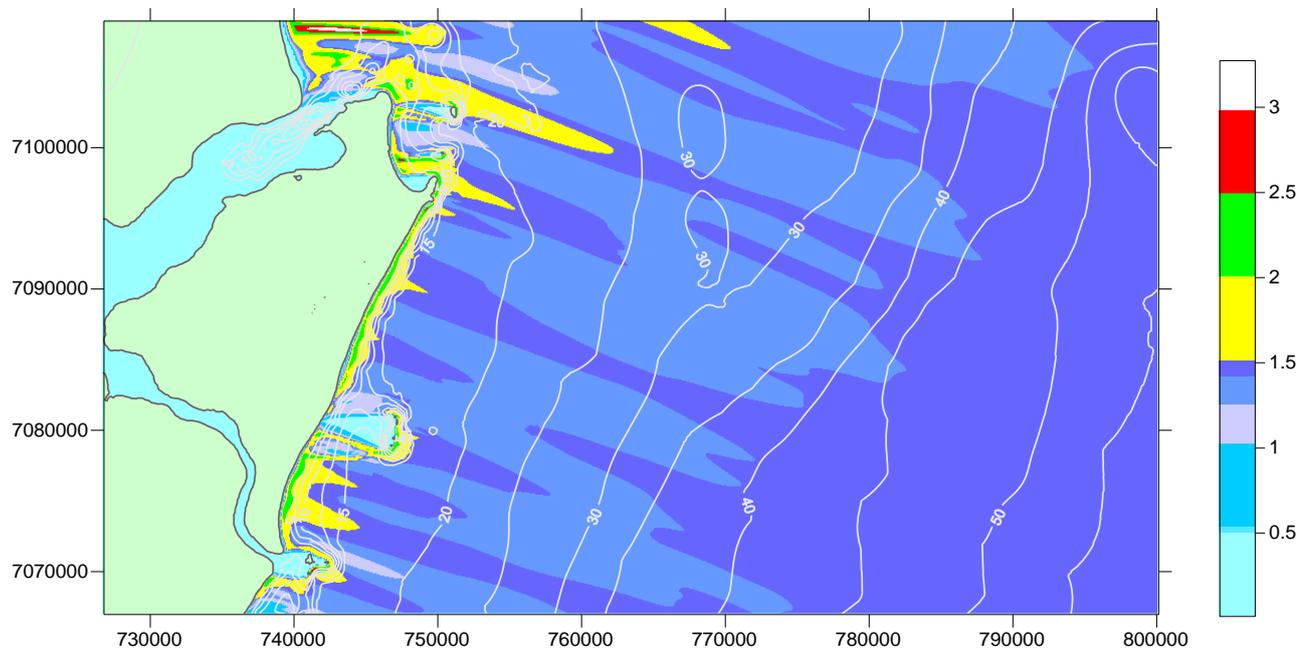
**Figura 6.1:** Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de SE na área de estudo sob condições de baixa energia ( $H_s = 0,5\text{m}$  e  $T = 8\text{s}$ ).

Por sua vez, apesar de uma maior homogeneidade global do campo de ondas, em função do menor impacto dos processos refrativos nessa condição oceanográfica, nota-se o surgimento de zonas de concentração de energia junto à linha de costa, associadas a focalizações induzidas pelas ilhas Tamboretas na Praia Grande e pela ilha Mandigituba, na praia de Enseada/Ubatuba. No primeiro caso, esse processo afeta o setor praiado representado pelo P3 na Praia Grande e, no segundo, o setor norte da praia de Enseada/Ubatuba.

Com a progressiva redução da frequência de ondas, aumentam os efeitos da refração sobre a plataforma continental interna, como mostra a figura 6.2, que ilustra a simulação de média energia para as ondulações de sudeste, com período de pico de 10s e altura significativa de 1,5m. Nesse cenário, entre 80m de profundidade, quando as ondas começam a sentir o fundo e a profundidade de 40m, que corresponde a  $\frac{1}{4}$  do comprimento de onda, os efeitos da refração sobre o amortecimento da altura significativa são pouco expressivos, inferiores a 10%, com as ondas passando de 1,5m a 1,4m.

Entre as isóbatas de 40m e 15m, os processos refrativos resultam em padrão relativamente heterogêneo do campo de ondas, com zonas de amortecimento com altura significativa de 1,25m, intercaladas por zonas de conservação de energia, onde a altura significativa situa-se em torno de 1,4m. Esse contexto está, possivelmente, associado a irregularidades na batimetria, que resultam em focalizações de energia na costa e são passíveis de gerar variações na intensidade dos processos ortogonais e longitudinais ao longo das praias.

Nota-se que nessa condição de média energia, o início dos processos de enpinamento ocorre em maior profundidade, freqüentemente entre as isóbatas de 20m e 15m nas praias expostas, e entre 20m e 5m nas praias protegidas do setor norte. Nas praias expostas, o incremento da altura significativa das ondas antes da arrebentação ocorre entre 7,5m e 12 metros, no setor ao norte das ilhas Tamboretas e entre 10 e 15m, ao sul da ilha. Nos sistemas praias protegidos, fora da zona de sombra, o incremento na altura de onda antes da arrebentação pode ter início entre 5m e 2,5m de profundidade, dependendo da ocorrência de zonas de concentração de energia.

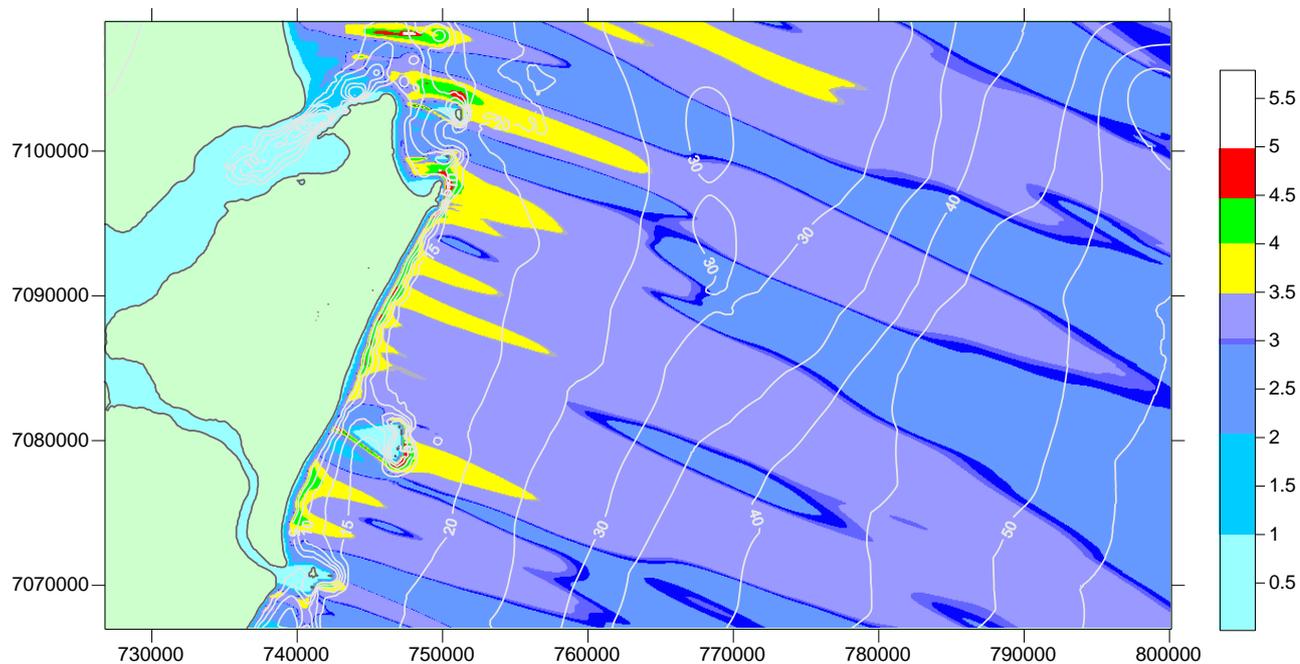


**Figura 6.2: Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de SE na área de estudo sob condições médias de energia ( $H_s = 1,5\text{m}$  e  $T = 10\text{s}$ ).**

A maior energia das condições oceanográficas nesse cenário leva as ondas a arrebentarem a uma maior distância da linha de costa, aumentando a largura da zona de arrebentação e ampliando, dessa forma, o impacto dos vetores hidrodinâmicos sobre os processos dinâmicos do perfil praiial. Assim, como na simulação para condição de baixa energia, com a redução da frequência, o padrão de ondas na arrebentação é mais homogêneo no segmento praiial mais exposto. Nota-se ainda, para essa condição, a manutenção das variações observadas entre os setores centro-sul e centro-norte da Praia Grande, associadas à diferença de declividade da antepraia entre os dois setores.

A presença de zonas de sombras segue o padrão observado na simulação anterior, com o aumento de energia levando a uma extensão espacial dos setores afetados, principalmente nas imediações das ilhas Tamboretas, associada possivelmente à intensificação dos processos difrativos no local. Nota-se também, a manutenção das zonas de convergência observadas na simulação anterior, mas com padrão de energia mais difuso na ocorrência associada às ilhas Tamboretas, com pico de energia similar ao padrão geral observado para a zona de arrebentação na praia. Uma leve variação no padrão espacial da focalização é também observada, com seu deslocamento em direção ao norte, entre os pontos de monitoramento praiial P3 e P4.

A simulação da propagação de ondas na condição de máxima energia para as ondulações de sudeste é apresentada na figura 6.3. Com 3,0m de altura significativa e período de pico de 15s, esse cenário é associado à ocorrência de eventos extremos na área de estudo. Embora o diagrama apresentado se limite, por motivos de escala de representação, à profundidade de 55 a 60m, os efeitos mais significativos da refração nessa condição têm início na plataforma continental média, a partir da isóbata de 90m. Entre 90m e 40m de profundidade, assim como para o cenário de média energia, o campo de ondas apresentou padrão heterogêneo, mas com a intercalação de zonas de amortecimento e de incremento da altura significativa de onda, que oscilou entre 2,75 e 3,25m.



**Figura 6.3:** Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de SE na área de estudo sob condições de máxima energia ( $H_s = 3,0\text{m}$  e  $T = 15\text{s}$ ).

Entre 40m até 25m de profundidade nota-se a alternância de zonas de atenuação e incremento na altura significativa de onda, com variação entre 2,5m e 3,5m, respectivamente. Entre a isóbata de 25m e a profundidade que precede a arrebentação, o incremento da altura significativa abrange zonas com 3,75m no segmento costeiro mais exposto. Nos segmentos de menor exposição da costa norte e à retaguarda das ilhas costeiras, o amortecimento da energia de ondas por processos refrativos e difrativos antes da arrebentação reduz a altura significativa das ondas para 2,0m a 2,5m, atingindo 1,0m nas zonas mais protegidas da costa leste.

Nesse cenário, o aumento da esbelteza das ondas antes da arrebentação ocorre, predominantemente, a partir de 12m nas praias expostas, com a arrebentação ocorrendo a partir de 7,5m a 5m de profundidade. Nas praias mais protegidas, o padrão da altura significativa antes da arrebentação é mais complexo, devido à presença das ilhas próximo à costa e às condições locais de batimetria, com a arrebentação ocorrendo entre 5m e 2,5m de profundidade.

O campo de ondas na arrebentação é mais homogêneo no setor centro-norte da Praia Grande em comparação ao setor centro-sul, mostrando, entretanto, a ocorrência localizada de picos maiores de altura. Nos sistemas praias mais protegidos, o padrão de energia de onda na arrebentação mostra a ocorrência de gradiente lateral negativo entre o setor norte da praia de Enseada/Ubatuba e a praia de Itaguaçu. Esse contexto resulta principalmente, da ocorrência de zona de focalização de energia no primeiro segmento, como já assinalado para a incidência de ondulações de sudeste de menor energia.

O padrão espacial das zonas de sombra é semelhante ao da condição de média energia, mas com acentuação do deslocamento da zona de convergência no setor central da Praia Grande em direção ao ponto 4 de monitoramento praias.

#### 6.1.2. Cenário II: Ondas de Leste

As figuras 6.4 e 6.5 mostram os resultados da propagação de ondas incidentes de leste na área de estudo.

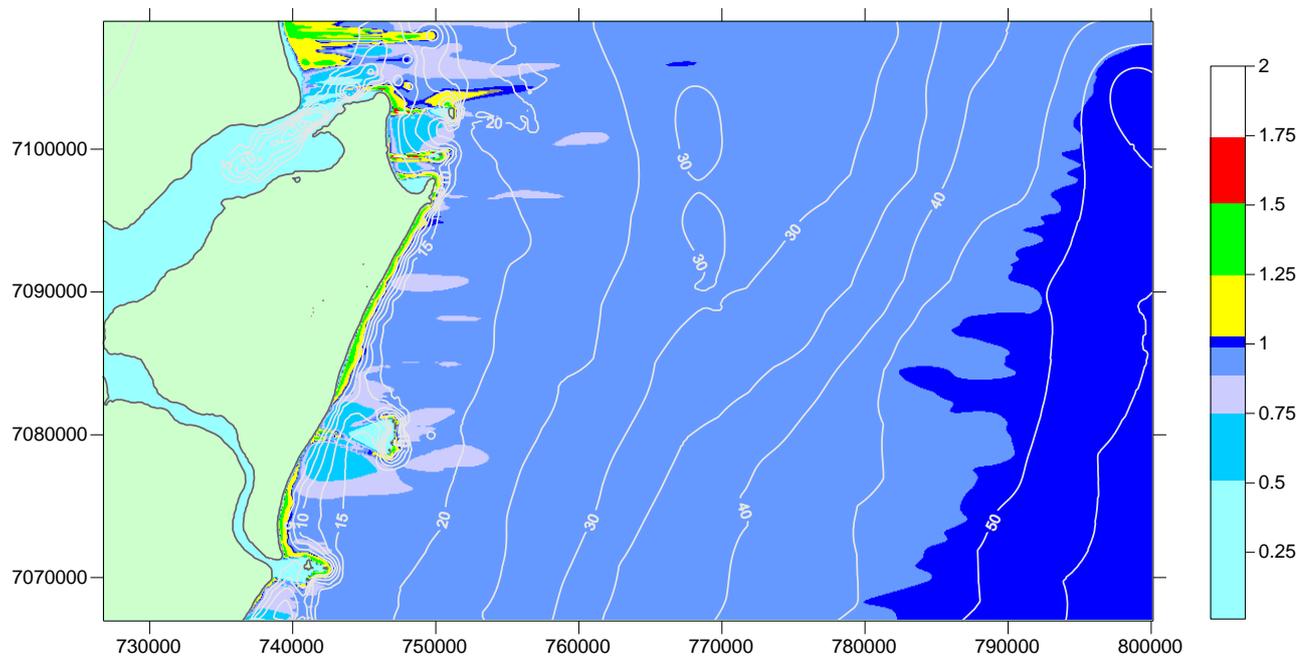
Para as condições de média energia, representadas por uma altura significativa de onda de 1,0m, e período de 8s (Figura 6.4), assim como para as condições mínimas de sudeste, os processos refrativos nessa condição tem início a partir de 50m profundidade. Nota-se também nesse caso, uma maior homogeneidade do campo de ondas sobre a plataforma continental interna, até a profundidade de 25m. Entretanto, devido à maior altura significativa inicial de onda, o amortecimento sobre a plataforma interna é de apenas 12,5% entre as isóbatas de 50m e 25m, passando de 1,0m a aproximadamente 0,85m.

A partir da isóbata de 25m até o início dos processos de arrebentação, o campo de ondas se mantém relativamente homogêneo, com os processos refrativos mais significativos ocorrendo nos segmentos mais protegidos das praias situadas no setor norte da ilha de São Francisco do Sul e nas imediações das ilhas Tamboretetes. Nota-se, no entorno das ilhas Tamboretetes, o padrão mais homogêneo de amortecimento das ondas, gerado pelos processos difrativos sob incidência de ondas de leste, e que ampliam consideravelmente, em comparação à condição média de sudeste, o impacto da zona de sombra provocada pelas ilhas, sobre a redução da altura de onda na arrebentação.

A menor energia nessa condição resulta em arrebentação próxima à linha de costa, a profundidades inferiores a 1,0m, com os processos de enpinamento das ondas ocorrendo a partir da isóbata de 5m nas praias expostas, e acima de 2,5m de profundidade nas praias com menor grau de exposição.

Com exceção dos setores praias influenciados pelas zonas de sombra provocadas pelas ilhas Tamboretetes e a ponta da Enseada, o campo de ondas resultante na arrebentação é relativamente homogêneo nesse cenário. As oscilações longitudinais mais significativas ocorrem apenas nos setores mais protegidos, com a presença localizada de focalizações de energia na costa. Nas praias expostas, para frequência similar e menor altura de onda, a condição mínima de sudeste resulta em maior oscilação longitudinal do campo de ondas na arrebentação. Esse comportamento decorre possivelmente, da menor profundidade na arrebentação nessas praias e,

conseqüentemente, da maior influência do contexto morfológico da antepiraia sobre os processos refrativos.



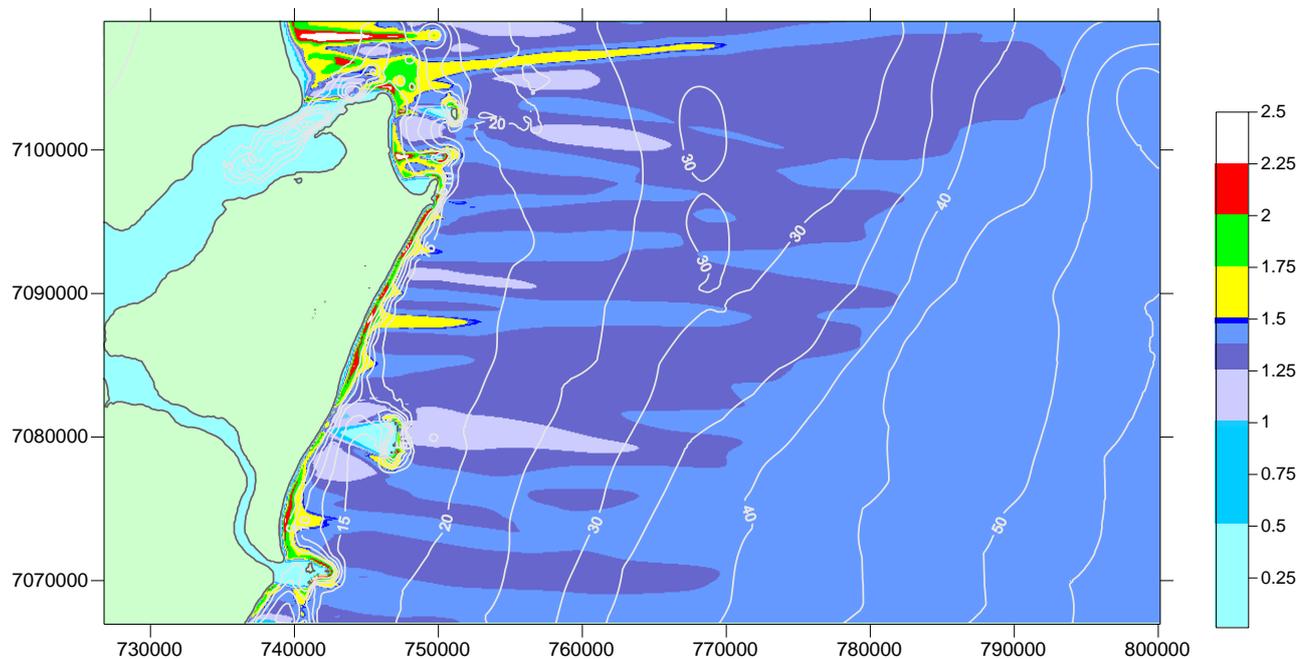
**Figura 6.4:** Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de leste na área de estudo sob condições médias de energia ( $H_s = 1,0\text{m}$  e  $T = 8\text{s}$ ).

As focalizações de energia na costa restringem-se, nessa condição de média energia para as ondas de leste, à influência das ilhas e promontórios, com a ocorrência mais difusa no entorno das ilhas Tamboretas, comparativamente ao cenário de incidência de sudeste.

Como mostra a figura 6.5, com o aumento da energia para a incidência de ondas de leste, com 1,5m de altura significativa e período de 10 segundos, o comportamento dos processos refrativos entre as profundidades de 80m e 50 a 45m é semelhante ao cenário de média energia de sudeste, que apresenta características similares de onda. Na transição entre a plataforma média e interna, o padrão refrativo é relativamente homogêneo, com amortecimento de altura significativa de onda inferior a 10%, passando de 1,5m a 1,4m. Entre 45m e 25m de profundidade, embora menos homogênea, a atenuação da energia de onda pelos processos de refração resulta no predomínio de altura significativa de onda de até 1,25m. A partir dessa profundidade, nota-se a alternância de zonas de conservação e de incremento da altura significativa de onda, responsáveis por oscilações longitudinais mais expressivas na arrebentação, ao longo das praias expostas.

Como no cenário de sudeste de média energia, o incremento da altura de onda que precede a arrebentação ocorre entre 7,5 e 15m, no setor costeiro mais exposto. Nos sistemas praias semi-expostas, com exceção das zonas de sombra, as ondas começam a sofrer incremento na esbeltez entre 5 e 2,5m de profundidade, apresentando alturas mais homogêneas na arrebentação.

A maior energia das condições oceanográficas no cenário médio de leste reduz o amortecimento da altura de onda em torno das ilhas dos Remédios e dos Tamboretas. Associado aos processos difrativos, esse contexto resulta, conseqüentemente, em maior energia de onda na arrebentação, nos setores praias influenciados pelas ilhas. Como mostra a figura 6.5, não se verifica, nessa simulação, a ocorrência de focalização de energia na costa associados às ilhas Tamboretas, conforme observado nas condições anteriores. No setor costeiro mais protegido, a ocorrência desse processo persiste no segmento centro-norte da praia de Enseada/Ubatuba.



**Figura 6.5: Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de leste na área de estudo sob condições de máxima energia ( $H_s = 1,5\text{m}$  e  $T = 10\text{s}$ ).**

Nota-se, nessa condição de maior energia de leste, o incremento mais expressivo da altura significativa de onda, a partir da isóbata de 20m, junto ao setor praiado representado pelo P6, resultando em maior altura de onda na arrebentação no local.

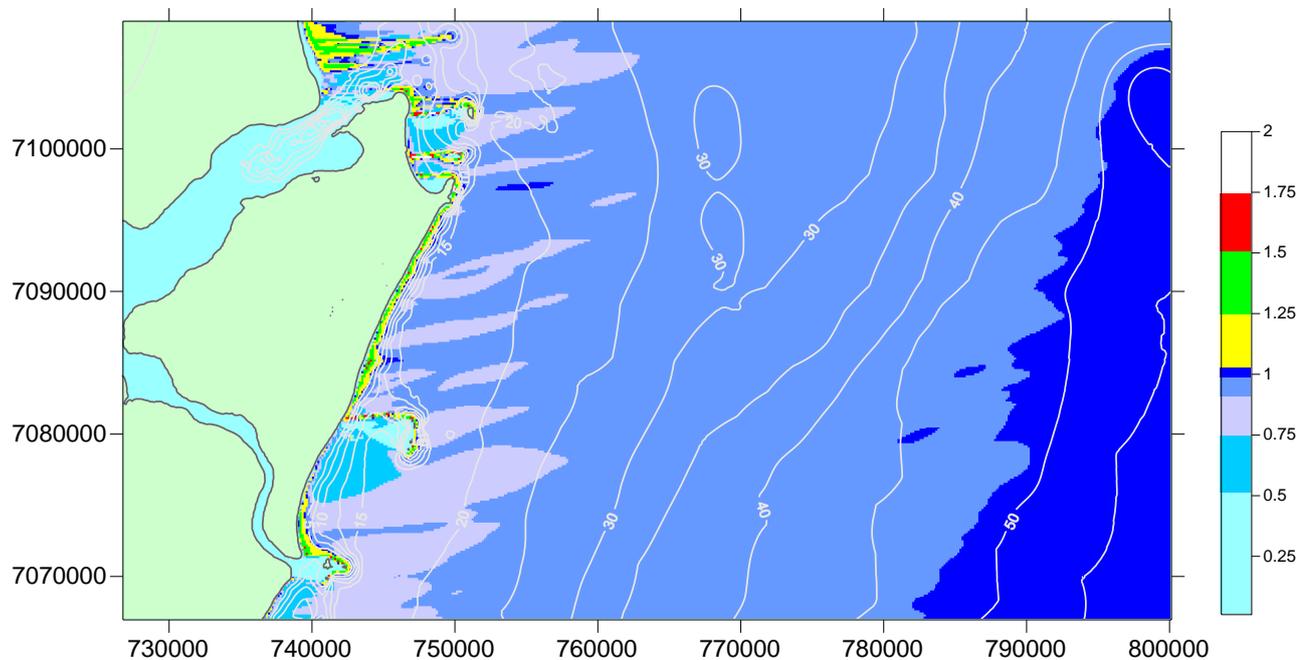
### 6.1.3. Cenário III: Ondas de Leste-Nordeste

Os resultados da modelagem da propagação de ondas para condições oceanográficas médias de leste-nordeste, com altura significativa de onda de 1,0m e período de pico de 8s, são apresentados na figura 6.6.

Como para as simulações de frequência similar de onda nos demais cenários, os processos refrativos mais significativos ocorrem a partir de 30 a 25m de profundidade, com altura significativa de onda atingindo 0,90m. Entre essa faixa de profundidade e a costa, predomina, ao norte das ilhas Tamboretas, um padrão alternado de zonas de conservação de e de amortecimento de energia, com altura significativa de onda entre 0,90m e 0,75m. Esse contexto resulta, no setor costeiro mais exposto, em oscilações longitudinais de altura de onda na arrebentação.

Destaca-se, nesse cenário, a ampla ocorrência de amortecimento da energia de onda no setor sul da Praia Grande, associada à maior extensão da zona de sombra induzida pelas ilhas Tamboretas, com altura significativa de onda entre 0,75m e 0,50m. Nota-se, conseqüentemente, uma redução expressiva da altura de onda na arrebentação entre os segmentos da praia relativos aos perfis P3 e P4.

Nos sistemas praias mais protegidos, excetuando a presença de focalização no setor centro-norte da praia de Enseada/Ubatuba, o amortecimento da altura significativa das ondas antes da arrebentação é relativamente homogêneo, com valores situados entre 0,25m e 0,75m, fora da zona de sombra do promontório da Enseada.



**Figura 6.6: Diagrama de refração-difração para a incidência de ondulações de leste-nordeste na área de estudo sob condições médias de energia ( $H_s = 1,0\text{m}$  e  $T = 8\text{s}$ )**

Nessa condição, o incremento da altura de onda antes da arrebentação ocorre mais próximo à linha de costa, tendo início, principalmente, entre 5,0m e 2,5m ao sul das ilhas Tamboretas e nos sistemas praias mais protegido do setor norte, enquanto no setor ao norte das ilhas Tamboretas ocorre, predominantemente, a partir de 5m de profundidade.

Nota-se, nesse cenário de leste-nordeste, que o segmento costeiro mais exposto, ao norte das ilhas Tamboretas, apresentou um campo longitudinal de ondas na arrebentação menos heterogêneo, comparativamente ao setor praias ao sul das ilhas e aos sistemas praias mais protegidos do setor norte.

Essa condição oceanográfica mostrou ainda alterações na focalização de energia associada às ilhas Tamboretas, que passa a ocorrer a partir do extremo norte do arquipélago, provocando o deslocamento da zona de concentração de energia na praia em direção setor de monitoramento praias representado pelo P4. As focalizações nos sistemas praias mais protegidos não apresentaram alterações significativas em relação aos padrões já identificados.

## **6.2. ALTURA E ÂNGULO DE INCIDÊNCIA NA ARREBENTAÇÃO**

A arrebentação é o processo a partir do qual ocorre a dissipação de energia potencial das ondas que atingem a costa, resultando da saturação do processo de enpinamento, induzido pelos efeitos da refração sobre a plataforma continental. Tanto a distribuição espacial de energia, como do ângulo de incidência das ondas na arrebentação, está associada às características das ondas em águas profundas e à importância dos efeitos refrativos sobre a Plataforma Continental e difrativos próximos à costa.

Considerando as simulações de propagação de ondas realizadas a partir da aplicação do modelo REFDF, são apresentados abaixo os resultados relativos à altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação, relativos às condições hidrodinâmicas médias para os três principais cenários oceanográficos simulados. Devido ao impacto sobre os processos morfossedimentares praias, são apresentados

igualmente os resultados referentes ao contexto de máxima energia para a incidência de ondas de sudeste e de leste.

### 6.2.1. Cenário I: Ondulações de Sudeste

A tabela 6.2 apresenta os valores médios de altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação na simulação com o REFDIF para a incidência de ondulações de sudeste, em condições de média e máxima energia, bem como a altura de onda na arrebentação prevista pela formulação proposta por Komar & Gaughan (1979, *apud* Horikawa, 1988). O valor médio global para a altura de onda na arrebentação foi de 2,10m, resultado compatível com a altura prevista pela equação, com base nos dados de ondas ao largo. Considerando o grau de exposição das praias, o valor médio foi de 2,17m para os sistemas praias expostos da Praia Grande e praia da Saudade e de 1,67m, nas praias mais protegidas de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu. Para o conjunto dos resultados obtidos, com exceção da praia da Saudade, nota-se a ocorrência de variações nos valores médios de altura de onda na arrebentação entre os setores sul e norte, dentro dos dois contextos principais de exposição (Tabela 6.2).

Em relação ao ângulo de incidência das ondas na arrebentação, sob condições médias de energia, os resultados apontaram valor médio global de  $-38,9^\circ$ , com sinal negativo indicando a ocorrência de vetores hidrodinâmicos para norte na área de estudo.

Assim como para a altura de onda, os resultados encontrados mostraram a redução no ângulo de incidência das ondas na arrebentação, associada ao grau de exposição da linha de costa, com valor médio oscilando entre  $-35^\circ$  e  $-41,5^\circ$  nas praias expostas e entre  $-30,5^\circ$  e  $-35,3^\circ$ , nos sistemas praias menos expostos.

As oscilações longitudinais dentro de cada setor de exposição mostraram o aumento do ângulo de sul para norte na Praia Grande e sua redução nessa mesma direção nos sistemas praias mais protegidos. Na praia da Saudade, apesar do maior grau de exposição, o comportamento do ângulo na arrebentação apresentou valor médio da ordem de  $-35^\circ$ . Esse valor, próximo

dos obtidos para as praias protegidas do setor norte, decorre possivelmente da influência do embasamento cristalino, que delimita e define a configuração planimétrica do sistema praial.

**Tabela 6.2: Valores médios de altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação para ondulações de sudeste de média e máxima energia e valor previsto pela equação de Komar & Gaughan (1979).**

Características das ondas	CENÁRIO I Méd. (1,5m – 10s)		CENÁRIO I Max. (3,0m – 15s)	
	Hb (m)	$\alpha$ (°)	B (m)	$\alpha$ (°)
Hb previsto	2,14	-	4,38	-
Área de Estudo	2,10	-38,87	3,94	-42,37
Praias Expostas	2,17	-39,96	3,98	-44,10
Praias Protegidas	1,67	-32,99	3,54	-33,31
Praia Grande	2,17	-40,18	3,95	-44,47
Praia Grande - sul	2,08	-38,62	3,63	-42,85
Praia Grande - norte	2,25	-41,49	4,21	-45,84
P. da Saudade	2,16	-35,04	4,68	-35,52
P. de Enseada/Ubatuba	1,63	-35,33	3,73	-36,96
Praia de Itaguaçu	1,71	-30,57	3,37	-29,52

Na simulação da condição de máxima energia de sudeste, os resultados mostram, para o conjunto das praias, uma altura média de onda na arrebentação de 3,94m. No setor de maior exposição da costa leste, o valor médio foi de 3,98m, contra 3,54m nos sistemas praias mais protegidos. Nota-se a ocorrência, na praia da Saudade, de valor médio máximo para a área de estudo, com uma altura média de onda na arrebentação da ordem de 4,68m, sob condições excepcionais de energia. Considerando as variações associadas ao contexto local dos diferentes setores, os valores encontrados guardam proporção com a altura média de onda na arrebentação de 4,38m, prevista

pela formulação de Komar & Gaughan (1979, *apud* Horikawa, 1988) para o cenário simulado.

A distribuição espacial do altura de onda e do ângulo de incidência ao longo dos sistemas praias para cada setor de exposição, sob condição hidrodinâmica média de sudeste, é ilustrada pelas figuras 6.7, 6.8 e 6.9. Como pode ser observado, os resultados confirmam a tendência à redução da altura de onda e do ângulo de incidência no sentido sul-norte associada, principalmente, ao setor costeiro de maior exposição (Figuras 6.8).

No segmento costeiro mais protegido das praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu, ocorre uma inversão da tendência evolutiva para o ângulo ao longo da costa, com a redução dos valores de sul para norte. Nota-se, nesse segmento, o aumento da altura de onda nessa mesma direção, em decorrência, sobretudo, da zona da sombra no setor centro-sul da praia de Enseada/Ubatuba (Figura 6.9).

Nas praias com maior grau de exposição, excetuando os valores extremos, a altura de onda mais freqüente na arrebentação está situada entre 1,6 e 2,5m, enquanto o ângulo de incidência das ondas, na maior parte dos casos, situa-se entre  $-35^\circ$  e  $-45^\circ$  (Figura 6.7). Nos sistemas praias semi-expostos, a altura de onda na arrebentação e o ângulo de incidência foram, respectivamente, da ordem de 0,25m e 1,65m e de  $10^\circ$ -  $35^\circ$ , dentro da zona de sombra, passando para 1,7 a 1,4 e  $-35^\circ$  a  $-27^\circ$ , entre o setor central da praia de Enseada/Ubatuba e o setor norte da praia de Itaguaçu (Figura 6.9).

Com algumas exceções, para o conjunto das praias, as variações longitudinais das características das ondas na arrebentação apresentam o mesmo comportamento evolutivo, com o aumento ou a redução na altura significativa das ondas sendo acompanhados por variação do ângulo de incidência das ondas de mesma natureza.

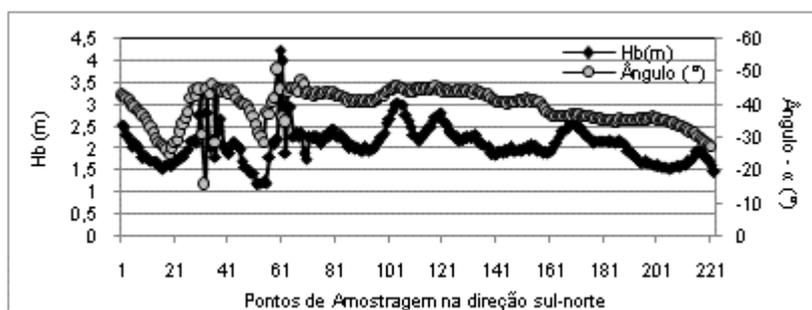


Figura 6.7: Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência de onda ( $\alpha$ ) na arrebatção para ondulações de SE (cenário I médio - 1,5m - 10s).

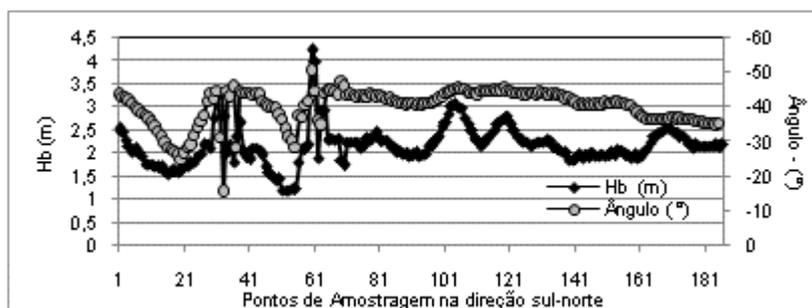


Figura 6.8: Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência de onda na arrebatção ( $\alpha$ ) nas praias com maior grau de exposição sob condições de ondulações de SE (cenário I médio - 1,5m - 10s).

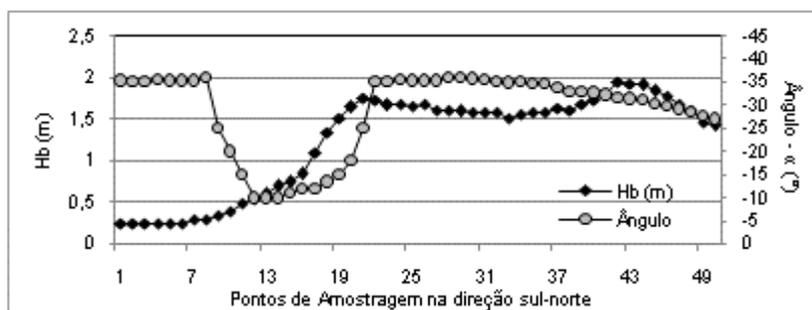


Figura 6.9: Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência de onda na arrebatção ( $\alpha$ ) nas praias com menor grau de exposição sob condições de ondulações de SE (cenário I médio - 1,5m - 10s).

## 6.2.2. Cenário II: Ondulações de Leste

A tabela 6.3 mostra os valores médios de altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação, obtidos com o REFDIR na simulação de ondas incidentes de leste na costa regional para condições de média e máxima energia e a altura de onda prevista pela equação de Komar & Gaughan (1979, *apud* Horikawa, 1988).

Assim como para o cenário anterior, a altura de onda média para o conjunto das praias obtida com a aplicação do modelo de propagação de ondas é similar a altura prevista pela equação utilizada. Os valores encontrados foram de 1,39m no primeiro caso e de 1,41m no segundo para condições de média energia e de 2,05m e 2,14m sob contexto de alta energia.

**Tabela 6. 3: Valores médios de altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação para incidência de ondas de leste de média e máxima energia e valor previsto pela equação de Komar & Gaughan (1979).**

Características das ondas	CENÁRIO II Méd. (1,0m-8s)		CENÁRIO II Max. (1,5m-10s)	
	Hb (m)	$\alpha$ (°)	Hb(m)	$\alpha$ (°)
Hb previsto	1,41	-	2,14	-
Área de Estudo	1,39	-2,71	2,05	-3,24
Praias Expostas	1,39	-3,75	2,10	-4,30
Praias Protegidas	1,39	2,14	1,89	1,58
Praia Grande	1,39	-4,07	2,12	-4,65
Praia Grande - sul	1,33	-3,32	2,05	-4,24
Praia Grande - norte	1,44	-4,70	2,18	-4,99
P. da Saudade	1,29	3,74	1,53	3,86
P. de Enseada/Ubatuba	1,84	2,51	2,58	0,95
Praia de Itaguaçu	0,96	1,91	1,24	2,35

Sob condições médias de energia, o valor médio para a altura de onda foi de 1,39m nas praias expostas e nos segmentos com maior exposição das praias mais protegidas, que

também corresponde ao valor médio obtido para a Praia Grande. Comparativamente à condição de sudeste, nota-se nesse cenário a inversão da tendência longitudinal observada nos setores costeiros de maior e menor exposição. No primeiro caso ocorre o aumento da altura média de onda na arrebentação no sentido sul-norte, e no segundo caso, a redução dos valores nessa mesma direção. A praia da Saudade, com 1,29m, apresentou altura média de onda na arrebentação intermediária entre o setor mais exposto da Praia Grande e os sistemas praias semi-expostos da costa norte.

Com o incremento da energia inicial de onda, o valor médio de altura de onda na arrebentação nas praias expostas aumenta em relação ao setor mais protegido, passando a 2,05m, no primeiro caso e 1,89, no segundo. As tendências evolutivas observadas ao longo de cada sistema praias no cenário de máxima energia são as mesmas observadas nos eventos de média energia.

Para o ângulo de incidência no cenário de leste de média energia, os valores médios obtidos são relativamente baixos, da ordem de  $-3,75^\circ$ , nas praias expostas e  $2,14^\circ$  nas praias mais protegidas. Nota-se a inversão do sinal do ângulo entre os dois contextos maiores de exposição das praias, resultando em vetores hidrodinâmicos de baixa intensidade para norte, na Praia Grande e para sul, a partir da praia da Saudade. Os resultados obtidos apontaram uma redução do ângulo médio de incidência das ondas de sul para norte, nos dois contextos de exposição das praias analisadas.

Em condições de máxima energia de leste o ângulo de incidência das ondas sofre leve incremento no setor praias mais exposto e leve redução no setor semi-exposto, assumindo respectivamente valores médios de  $-4,30^\circ$  e  $-1,58^\circ$ . Nota-se, no setor praias mais protegido, a inversão da tendência observada no contexto de média energia, com o aumento do ângulo de incidência no sentido norte-sul (Tabela 6.3).

O comportamento da altura e do ângulo de incidência de onda na arrebentação ao longo dos sistemas praias para a condição de leste de média energia, ilustrado pela figura 6.10, confirma as tendências apontadas pelos valores médios.

Em relação ao cenário de sudeste, os dados do cenário de leste mostram uma maior oscilação longitudinal da altura e ângulo de incidência no setor costeiro mais exposto (Figura 6.11). Os valores mais freqüentes nesse cenário situam-se entre 1,0m e 1,7m para a altura de onda e entre  $-2^\circ$  e  $-8^\circ$  para o ângulo de incidência, justificando a ocorrência de valor médio para a área de estudo, com resultante longitudinal para norte. No setor praial de menor exposição, com exceção dos dados referentes à zona de sombra adjacente ao promontório da Enseada, os valores mais freqüentes, de sul para norte, situam-se entre 0,75m e 1,5m para a altura de onda e entre  $5,5^\circ$  e  $-0,2^\circ$  para o ângulo de incidência (Figura 6.12). Os valores obtidos confirmam o predomínio de vetores para sul nesse setor costeiro da área de estudo, sob condições de incidência de ondas de leste.

Por sua vez, para a zona de sombra do setor centro-sul da praia de Enseada/Ubatuba, os resultados apontaram o predomínio de alturas de onda na arrebentação inferiores a 0,50cm nos dois cenários de energia simulados, com aumento gradativo dos valores em direção aos sementos praias menos protegidos.

Para o ângulo de incidência das ondas no setor, os valores e distribuição espacial são comparáveis aos observados na condição média de sudeste.

Nota-se, nos dois contextos maiores de exposição das praias, a ocorrência de picos de altura de onda, relacionados à presença das zonas de focalização.

Por sua vez, as oscilações longitudinais na altura significativa e ângulo de incidência na arrebentação para o cenário de leste apresentou padrão similar ao observado para o cenário de sudeste, com evolução conjunta, de incremento ou redução, dos valores dos dois parâmetros de onda.

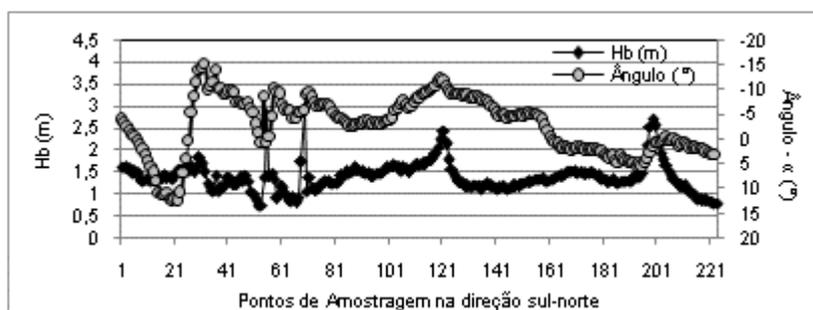


Figura 6.10: Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência na arrebatção ( $\alpha$ ) para condições ondas de leste na área de estudo (cenário II médio - 1,0m - 8s).

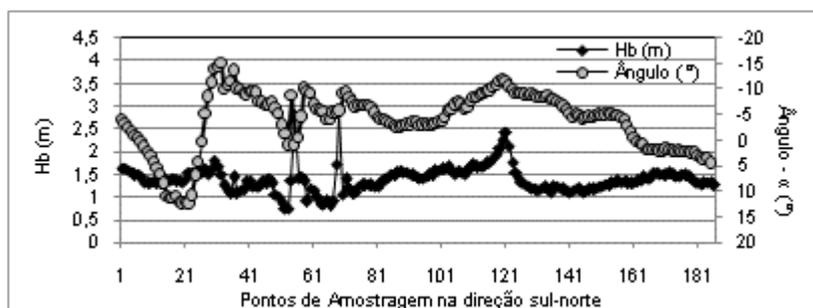


Figura 6.11: Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência na arrebatção ( $\alpha$ ) nas praias com maior grau de exposição sob condições de ondas de leste (cenário II médio - 1,0m - 8s).

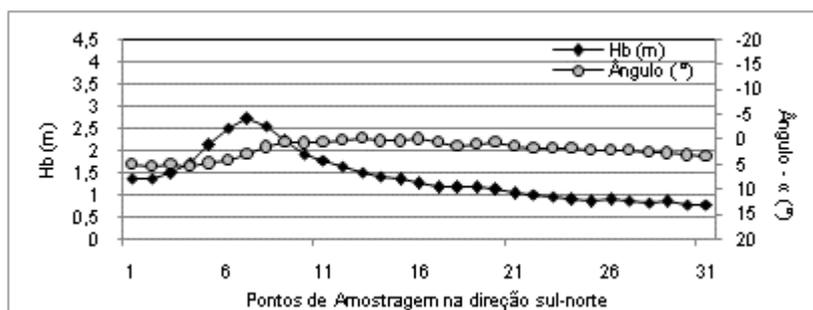


Figura 6.12: Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência na arrebatção ( $\alpha$ ) nas praias semi-expostas sob condições de ondas de leste (cenário II médio - 1,0m - 8s).

### 6.2.3. Cenário III: Ondas de Leste-Nordeste

No cenário de propagação de ondas relativo à incidência de ondas de leste-nordeste, os resultados obtidos apontaram, para o conjunto das praias abordadas, uma altura média de onda na arrebentaçãoda da ordem de 1,35m. Assim como nos cenários anteriores, o valor obtido é comparável à altura de de 1,25m, prevista pela equação proposta por Komar & Gaughan (1979, *apud* Horikawa, 1988) (Tabela 6.4).

**Tabela 6. 4: Valores médios de altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação para incidência de ondas de leste-nordeste de média e máxima e valor previsto pela equação de Komar & Gaughan (1979).**

Características das Ondas	CENÁRIO III Méd. (1,0m-6s)	
	Hb (m)	$\alpha$ (°)
Hb previsto	1,25	-
Área de Estudo	1,35	24,40
Praias Expostas	1,32	23,03
Praias Protegidas	1,53	31,30
Praia Grande	1,33	22,75
Praia Grande - sul	1,21	22,37
Praia Grande - norte	1,43	23,04
P. da Saudade	1,19	29,64
P. de Enseada/Ubatuba	1,44	31,91
Praia de Itaguaçu	1,62	30,70

Nesse cenário, o valor médio para a altura de onda na arrebentação nas praias mais protegidas do setor norte foi superior ao ao obtido nos sistemas praias expostos, da ordem de 1,53m, no primeiro caso e 1,32m, no segundo. Os valores encontrados sugerem uma maior influência das ondas de leste sobre as praias mais protegidas, comparativamente sistemas praias com maior grau de exposição. Nos dois setores costeiros, os resultados indicaram uma redução dos valores médios da altura de onda na arrebentação de norte para sul, decorrente do

impacto de obstáculos para a propagação das ondas nas proximidades da costa, representados pelas ilhas costeiras.

Como esperado, os ângulos de incidência na arrebentação para o cenário médio de leste-nordeste apontaram a ocorrência de vetores hidrodinâmicos longitudinais resultantes para sul. O valor médio para a área de estudo foi da ordem de  $24,4^\circ$ , com o setor relativo aos sistemas praias mais protegidos apresentando valor médio superior, da ordem de  $31,3^\circ$ , contra  $23,03^\circ$  para as praias expostas. As variações no ângulo de incidência na arrebentação, dentro dos dois contextos principais de exposição das praias, acompanham a tendência apontada para a altura de onda, com redução dos valores médios de norte para sul.

Os resultados obtidos mostraram a ocorrência de oscilações significativas na distribuição longitudinal das características das ondas na arrebentação, afetando principalmente os sistemas praias mais expostos (Figuras 6.13, 6.14 e 6.15). Nota-se, nesse cenário, que as oscilações nos dois parâmetros não apresentam necessariamente o mesmo padrão evolutivo, com vários setores, nos dois contextos de exposição das praias exibindo comportamento oposto.

Nos três cenários direcionais simulados, os resultados obtidos para os parâmetros de onda na arrebentação apresentaram valores médios intermediários na praia da Saudade, em relação à Praia Grande e às praias semi-protegidas da costa ao norte. Os resultados alcançados sugerem características transicionais para a praia da Saudade, em relação aos dois contextos maiores de exposição das praias (Tabelas 6.1, 6.2 e 6.3). Esse quadro está relacionado à configuração planimétrica em bolso do sistema praias, que induz à ocorrência de processos de difração mais acentuados no local, contribuindo na modulação das características das ondas na arrebentação.

Entretanto, considerando a pequena extensão da praia, com cerca de 400m, os valores obtidos a partir da escala regional de modelamento do regime de ondas podem ser menos representativos do contexto hidrodinâmico local, comparativamente aos resultados alcançados para os demais sistemas praias, que apresentam extensão em escala quilométrica.

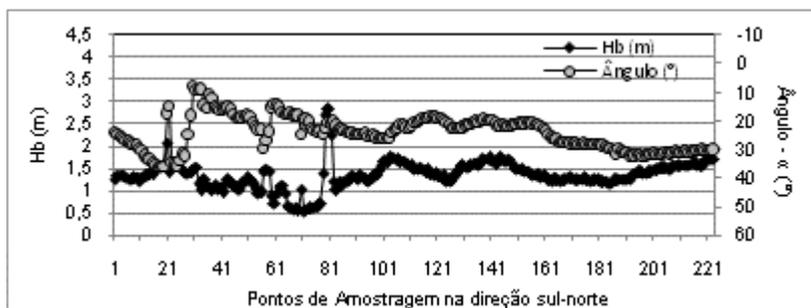


Figura 6.13: Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência na arrebentação ( $\alpha$ ) para condições ondas de ENE na área de estudo (Cenário III médio - 1,0m - 6s).

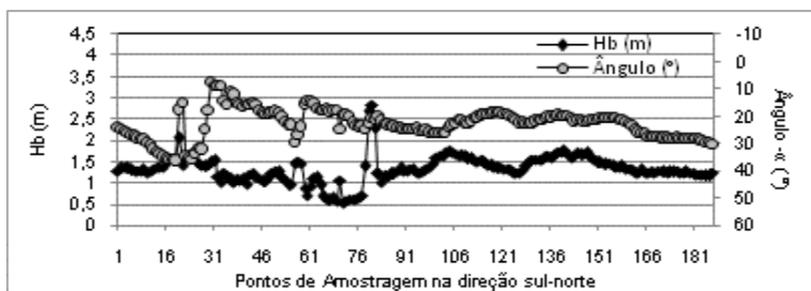


Figura 6.14: Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência na arrebentação ( $\alpha$ ) nas praias com maior grau de exposição na área de estudo sob condições de ondas de ENE (cenário III médio - 1,0m - 6s).

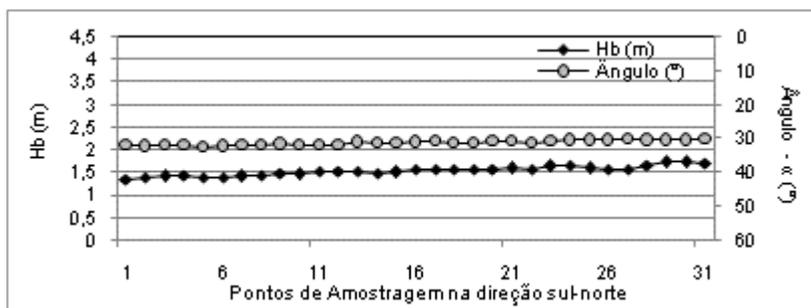


Figura 6.15: Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação nas praias menor grau de exposição sob condições de ondulações ENE (cenário III médio - 1,0m - 6s).

Nesse sentido, a realização de aplicação de detalhe do modelo REFDIF na praia da Saudade, em parceria com a Petrobras (PETROBRAS, 2003), possibilitou uma melhor avaliação dos parâmetros de onda na arrebentação na escala do sistema praial. Nessa aplicação se utilizou malha batimétrica de detalhe, levantada em novembro de 2002 e acoplada à batimetria regional para rotação do modelo.

Os resultados na aplicação de detalhe, para as condições de média energia referentes aos três principais cenários oceanográficos considerados, são apresentados na tabela 6.5. Nota-se que, na aplicação de detalhe, por razões operacionais impostas pelos limites da batimetria, foram utilizados parâmetros iniciais de onda com leve variação, em relação aos valores definidos na aplicação regional do modelo. Os valores máximos dos parâmetros obtidos para condições de maior energia também são apresentados.

Como mostra a tabela 6.5, com exceção do cenário de máxima energia de sudeste, os demais cenários apresentaram valores para a altura média de onda na arrebentação muito próximos daqueles previstos pela equação de Komar & Gaughan (1979, *apud* Horikawa, 1988). Sob condições médias de energia, os valores médios obtidos para o parâmetro foram de 2,08m, 1,17m e 1,0m, respectivamente, para ondas incidentes de sudeste, leste e leste-nordeste.

Para condições oceanográficas de maior energia, embora menores, os valores encontrados guardam proporção com os valores previstos pela equação adotada, indicando, sob condições de maior energia das ondas, alturas médias de onda na arrebentação da ordem de 3,20m na praia da Saudade. Em comparação ao valor médio para essa condição obtido na aplicação regional, apresentado na tabela 6.1, o resultado alcançado na aplicação de detalhe representa 68% da altura média obtida na aplicação regional, que foi ordem de 4,68m. Essa variação ilustra a atenuação do efeito de escala no modelamento da propagação de ondas, reforçando o caráter de tendência global dos resultados obtidos na aplicação regional.

Contrariamente à tendência verificada para a altura de onda na arrebentação, os valores para o ângulo de incidência foram maiores na aplicação de detalhe, alcançando valores 40%

superiores para as condições de maior energia, passando de aproximadamente  $-35^\circ$  a  $-51^\circ$ . Esse resultado, na praia da Saudade, indica um comportamento do ângulo de incidência mais compatível com o contexto local de exposição. Nota-se ainda, na aplicação de detalhe, o aumento nos ângulos para incidência de ondas de leste e a inversão do sentido de vetores longitudinais médio nessa condição, com resultante para norte.

**Tabela 6. 5: Valores médios de altura (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação, para incidência de ondas de SE (cenário I), leste (cenário II) e leste-nordeste (cenário III) de média e máxima energia, obtidos em aplicação de detalhe do modelo REFDIF na praia da Saudade e previsto pela equação de Komar & Gaughan (1979).**

Características das Ondas	CENÁRIO I		CENÁRIO II		CENÁRIO III	
	Méd. (1,6m –11s)		Méd. (0,8m – 8s)		Méd. (0,7m -8s)	
	Hb(m)	$\alpha$ (°)	Hb(m)	$\alpha$ (°)	Hb(m)	$\alpha$ (°)
Hb previsto	2,34	-	1,18	-	1,06	-
P. da Saudade	2,08	-51,05	1,17	- 9,70	1,00	17,72
Máx. Hb prev.(*)	3,45	-	1,6	-	-	-
Hb obtido	3,20	-55,70	1,54	-11,9	-	-

**Tabela 6. 6: Valores médios de altura (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação, para incidência de ondas de SE (cenário I), leste (cenário II) e leste-nordeste (cenário III) de média e máxima energia, obtidos na aplicação regional do modelo REFDIF na praia da Saudade e previsto pela equação de Komar & Gaughan (1979).**

Características das Ondas	CENÁRIO I		CENÁRIO II		CENÁRIO III	
	Méd. (1,5m - 10s)		Méd. (1,0m – 8s)		Méd. (1,0 m -8s)	
	Hb(m)	$\alpha$ (°)	Hb(m)	$\alpha$ (°)	Hb(m)	$\alpha$ (°)
Hb previsto	2,14	-	1,41	-	1,25	-
P. da Saudade	2,16	-35,04	1,29	3,04	1,19	29,64
Máx. Hb prev.(*)	4,38		2,14	-	-	-
Hb obtido	4,50	-35,70	1,83	3,05	-	-

As figuras 6.16, 6.17 e 6.18 apresentam o comportamento longitudinal da altura e do ângulo de incidência de onda na arrebentação, na praia da Saudade, a partir dos valores médios calculados para o sistema praial, com base nos resultados obtidos na aplicação de detalhe do modelo de propagação de ondas.

Nos três cenários simulados, os resultados obtidos mostraram comportamento relativamente regular para a distribuição longitudinal da altura de onda na arrebentação no sistema praial, mas com o predomínio de maiores alturas de onda no setor sul da praia, onde os valores médios oscilaram entre 2,25m e 1,10m, respectivamente, para condições oceanográficas médias de sudeste e de leste-nordeste. Para a incidência de ondas de leste, a maior altura média de onda na arrebentação ocorreu no setor norte da praia.

Nos cenários de leste e de sudeste, após a redução da altura média de onda na arrebentação entre o setor sul e central do arco praial, os valores médios mostram leve incremento entre os setores central e norte da praia. Apenas para o cenário de leste-nordeste, a redução no valor do parâmetro é contínua no sentido sul-norte.

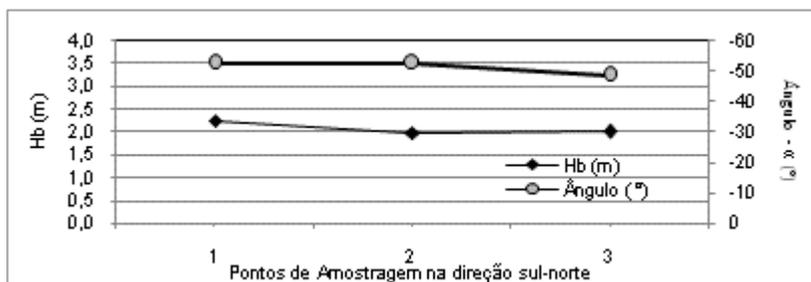


Figura 6.16: Valores médios de altura (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação na praia da Saudade, com simulação de ondulações de SE (cenário I médio - 1,6m - 11s) na aplicação de detalhe do modelo REFDIF.

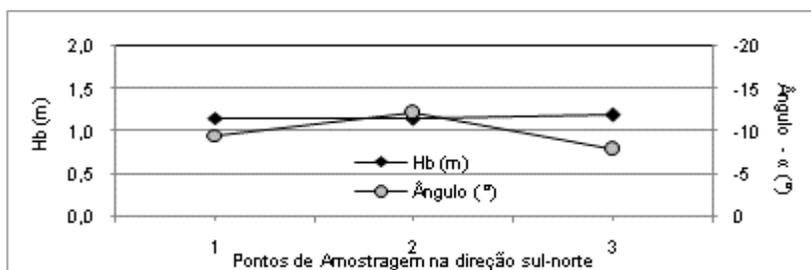


Figura 6.17: Valores médios de altura de onda (Hb) e ângulo de incidência na arrebentação ( $\alpha$ ) na praia da Saudade, com simulação de ondas de leste (cenário II médio - 0,8m - 8s) na aplicação de detalhe do modelo REFDIF.

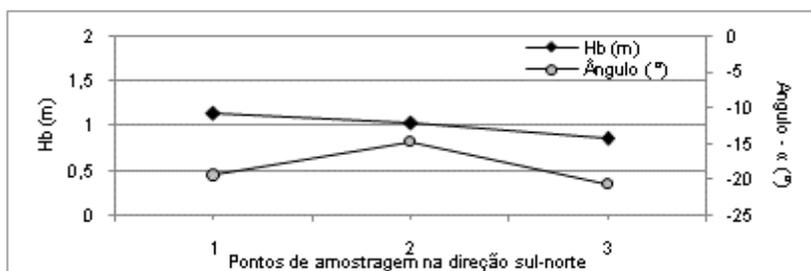


Figura 6.18: Valores médios de altura de onda (Hb) e ângulo de incidência na arrebentação ( $\alpha$ ) na praia da Saudade, com simulação de ondas de ENE (cenário III médio - 0,7m - 8s) na aplicação de detalhe do modelo REFDIF.

Para o ângulo de incidência das ondas na arrebentação, nos três cenários simulados, os resultados obtidos na aplicação de detalhe apontaram um incremento dos valores entre o setor sul e central da praia, seguido de uma redução em direção ao norte do sistema praial. As variações longitudinais no ângulo de incidência foram mais significativas do que para a altura de onda na arrebentação, oscilando, ao longo do arco praial, entre 52°-48°, 8°-12° e 14°-19°, respectivamente, para os cenários de sudeste, leste e leste-nordeste. Nota-se que as maiores variações longitudinais para o parâmetro ocorreram, principalmente, sob condições de menor energia.

Como mostram as tabelas 6.5 e 6.6, na aplicação regional, os resultados obtidos apontaram maior diferença entre os valores previstos para altura de onda na arrebentação pela formulação adotada, e aqueles obtidos com o modelamento em contexto de menor energia inicial. Já na aplicação de detalhe, a relação se inverte, com a maior diferença entre os valores obtidos nas duas abordagens, tendo sido observada em contexto de maior energia. Esses resultados podem estar realacionados à maior dificuldade do modelo em prever o comportamento das ondas sob condições de menor energia, quando os processos refrativos na antepraia são mais efetivos.

Por outro lado, sob condições de alta energia, a maior diferença a altura de onda na arrebentação prevista e a obtida com a aplicação do REFDIF, pode resultar de dificuldades inerentes à formulação de Komar & Gaughan em traduzir efeitos locais, ligados à configuração planimétrica dos sistemas praias de bolso. Esses efeitos incluem processos difrativos em torno dos promontórios delimitantes ou ainda processos de reflexão, associados à presença do embasamento cristalino e comuns nas imediações da praia da Saudade, principalmente em condições de maior energia de onda.

Por fim, nota-se que, considerando os três cenários simulados, a média dos valores de altura de onda na arrebentação, para cada setor da praia da Saudade, é da ordem de 1,4 a 1,6m, valores esses condizentes com as médias obtidas a partir das medições efetuadas em campo, durante o período de monitoramento praial.

### **6.3. MORFOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL, REFRAÇÃO, DIFRAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS ONDAS NA ARREBENTAÇÃO**

Com o aumento de energia das condições oceanográficas, os resultados do modelamento da propagação de ondas na área de estudo, nos três cenários direcionais considerados, mostraram a ocorrência de padrão heterogêneo no campo de ondas sobre a plataforma média e interna, com a alternância de zonas de atenuação e incremento da altura significativa de onda no sentido da propagação. Mesmo em presença de menor energia hidrodinâmica, quando os processos refrativos ocorrem mais próximos da costa, os resultados mostraram a formação de zonas de concentração ou atenuação de altura significativa no campo de ondas, favoráveis à ocorrência de oscilações longitudinais nas características das ondas na arrebentação.

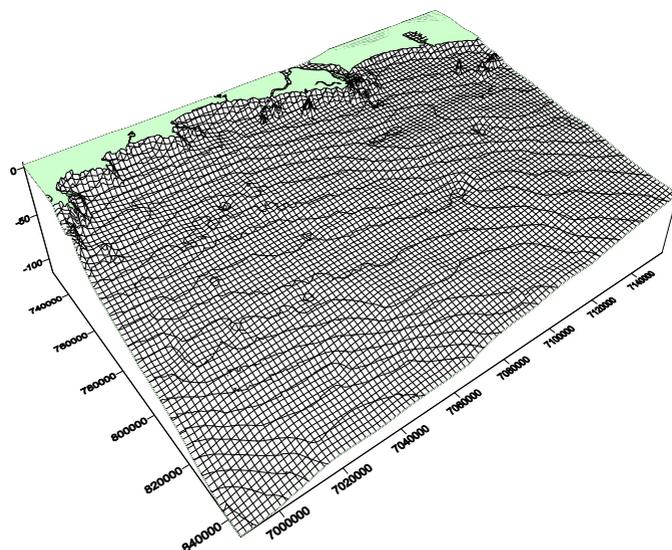
Esse comportamento do campo de ondas, nas diferentes simulações efetuadas, pode resultar das características morfológicas da plataforma continental adjacente e de irregularidades localizadas na batimetria.

As figuras 6.19, 6.20 e 6.21 ilustram a plataforma continental interna e média na área de estudo, com base em modelo digital de terreno (MDT) obtido a partir de levantamento batimétrico efetuado pelo Departamento de Hidrografia e Navegação – DHN, a partir da isóbata de 100m. A utilização de ângulos alternativos de apresentação do modelo digital de terreno permite uma melhor apreciação visual dos traços morfológicos maiores, que marcam a plataforma continental em direção à costa. Nota-se a ocorrência de acentuado gradiente latitudinal e variações na declividade do perfil leste-oeste, entre o setor sul e norte da área de estudo (Figura 6.20 e 6.21).

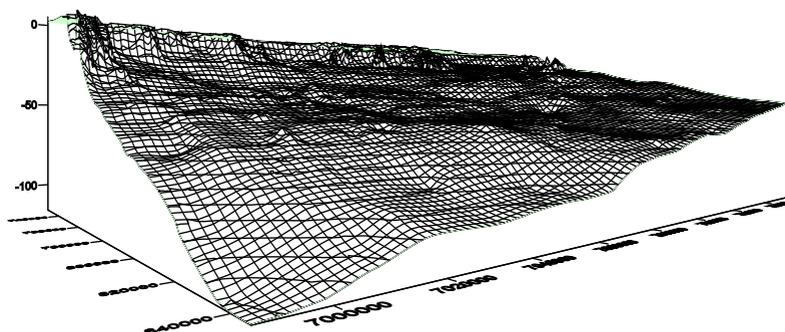
Embora o perfil batimétrico da plataforma continental interna e média seja relativamente regular defronte à ilha de São Francisco do Sul, com gradiente da ordem de 1:950 a 1:1000, nota-se a ocorrência de incremento na declividade de norte para sul na área de estudo, resultando em expressivo gradiente latitudinal do fundo marinho na costa regional (Figuras 6.22 e 6.23). Essa condição morfológica da plataforma continental no litoral norte pode influenciar de maneira significativa os

processos de refração das ondas incidentes. Além do gradiente latitudinal, são observadas, na plataforma média e interna, feições morfológicas na forma de depressões, terraços e quebras de relevo, localmente mais acentuadas, associadas possivelmente, a antigos níveis marinhos, conforme sugerido por Gré & Abreu de Castilhos (1998), e que podem impactar os processos de refração das ondulações que se propagam em direção à costa.

Nesse sentido, a ocorrência de ampla zona de incremento da altura significativa de onda, observada no cenário de sudeste de máxima energia, e que afeta toda a costa leste da ilha de São Francisco do Sul, exemplifica o papel das variações morfológicas da plataforma continental no padrão dos processos refrativos das ondas incidentes. Nesse cenário, o incremento na altura significativa observada no campo de ondas está associado aos processos refrativos induzidos por uma quebra de relevo localizada a 80 km quilômetros da costa e alinhada, a leste-sudeste, com a parte central da ilha. Formada pela projeção localizada das isóbatas entre 65 e 90m de profundidade, a feição morfológica resultante provoca significativa mudança do gradiente batimétrico no local, que passa de 1:1200 a 1:480.



**Figura 6.19: MDT da plataforma continental média e interna adjacente à ao litoral norte de Santa Catarina.**



**Figura 6.20: MDT, com orientação SE-NW do diagrama, destacando variações na declividade da plataforma continental média e interna no litoral norte de Santa Catarina.**

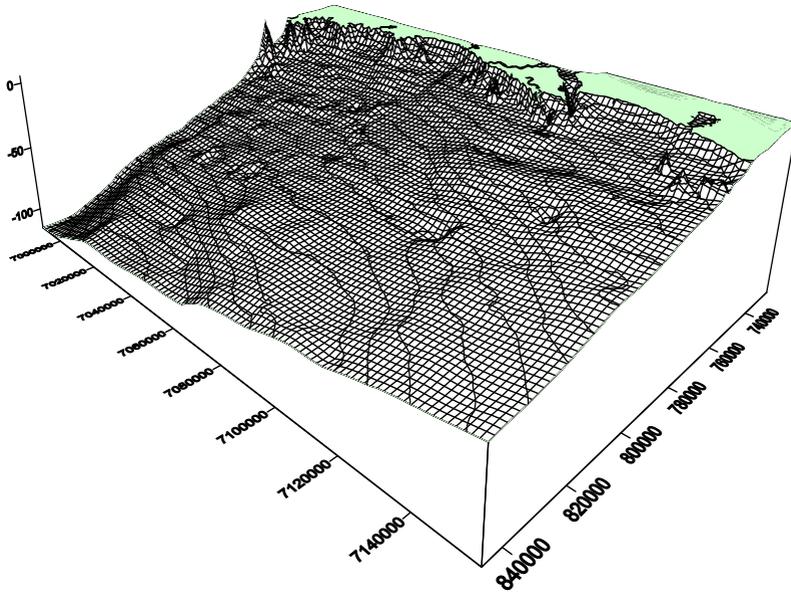


Figura 6.21: MDT, com orientação NE-SW do diagrama, evidenciando variações morfológicas na plataforma continental média e interna adjacente ao litoral norte de Santa Catarina.

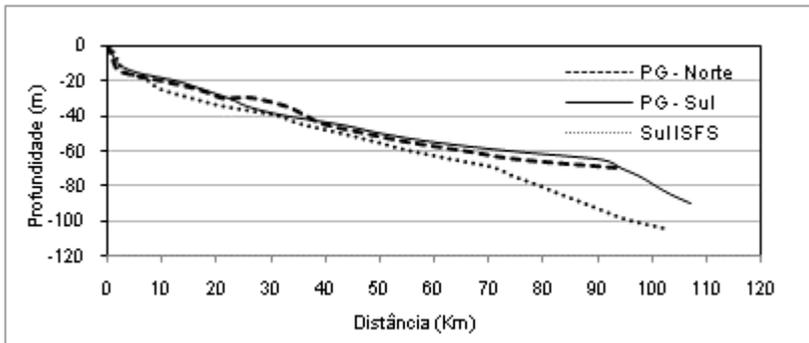
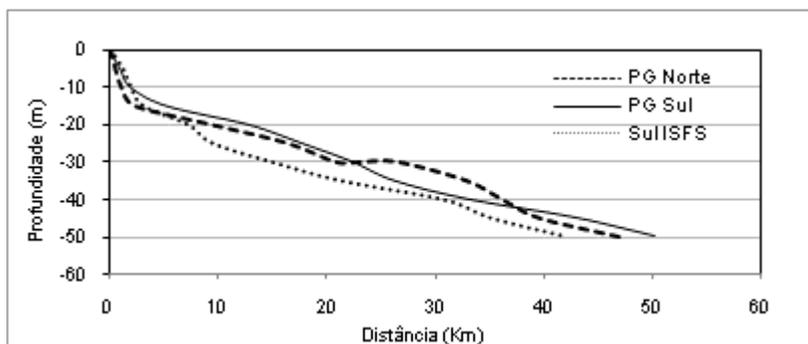


Figura 6.22: Perfis batimétricos da plataforma continental média e interna adjacente à Praia Grande e ao segmento costeiro ao sul da ilha de São Francisco do Sul.



**Figura 6.23: Perfis batimétricos da plataforma continental interna, adjacente à Praia Grande e ao segmento costeiro ao sul da ilha de São Francisco do Sul.**

Considerando a orientação da linha de costa e das isóbatas, tanto o gradiente latitudinal verificado quanto a ocorrência de variações localizadas na batimetria contribuem para a ocorrência de maiores ângulos de incidência na costa, sob condições hidrodinâmicas de sudeste.

A presença de ilhas costeiras próximo à costa, bem como a configuração planimétrica dos sistemas praias, estão na origem das oscilações mais significativas nas características das ondas na arrebentação, ao longo das praias abordadas.

Como mostraram os resultados do modelamento efetuado, no setor praial mais exposto, as maiores oscilações no comportamento longitudinal da altura e ângulo de incidência das ondas na arrebentação ocorrem no setor sul da Praia Grande, independentemente da condição oceanográfica simulada. Esse quadro traduz a influência das ilhas Tamboretas e dos Remédios, que delimitam o setor, no contexto hidrodinâmico local.

A presença das ilhas resulta em menor grau de exposição do setor sul da praia, comparativamente ao setor norte, como mostram as figuras 6.24 e 6.25. Essa condição morfológica local é responsável pelos menores valores de altura média de onda na arrebentação, apontados pelos resultados do modelamento da propagação de ondas. Os valores médios obtidos para os dois parâmetros nesse setor da praia estariam igualmente associados ao contexto geológico local e aos processos difrativos importantes, decorrentes da interferência das ilhas com o regime

regional de ondas. Nota-se que, apesar de constantes, os efeitos difrativos sobre a atenuação da energia de onda entre as ilhas Tamboretas e a linha de costa mostraram-se muito variáveis espacialmente, com condições máximas de atenuação sob incidência de ondas de leste e de leste-nordeste.

Com o aumento da intensidade das condições hidrodinâmicas, a maior distância das ilhas Tamboretas permite a manutenção de considerável energia de onda entre as ilhas e a praia, como ilustrado na condição máxima de sudeste. Esse contexto é provavelmente ainda mais favorecido durante a incidência na costa de ondulações de sul-sudeste, como sugere o deslocamento das isóbatas da antepraia, entre a linha de costa e as ilhas Tamboretas, na direção do fluxo hidrodinâmico dominante.

Além do efeito de proteção e dos processos difrativos, a presença das ilhas é também responsável pela ocorrência de focalizações de energia na linha de costa, que contribuem para a maior variabilidade espacial das condições de energia de onda na arrebentação no setor sul da praia.

Por outro lado, as diferenças morfológicas da antepraia até a profundidade de 15m, entre o setor sul e norte das ilhas Tamboretas, ilustradas igualmente pelas figuras 6.26 e 6.27, com menor gradiente no primeiro caso e maior no segundo, favorecem a ocorrência de processos refrativos mais intensos no setor centro-sul da Praia Grande. Esse contexto contribuiria para os menores valores médios de altura de onda na arrebentação nesse setor, em comparação ao setor norte da praia.

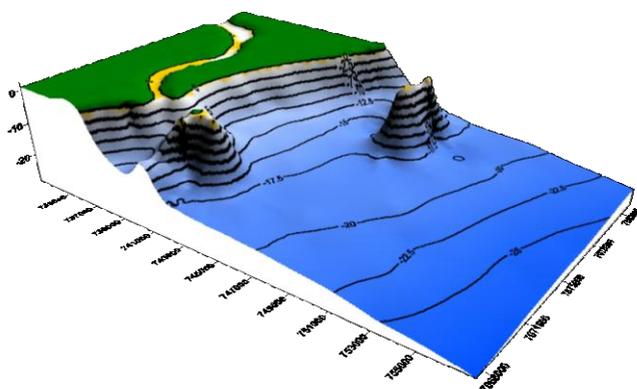


Figura 6.24 MDT da plataforma interna superior no setor centro-sul da Praia Grande, ilustrando a menor exposição da praia e o menor gradiente da antepraia no setor.

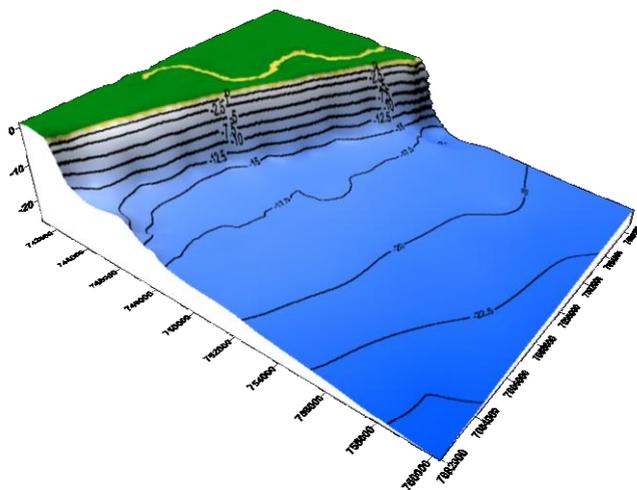
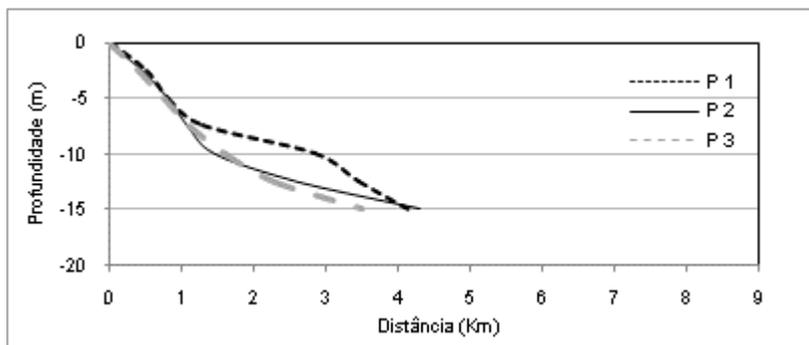
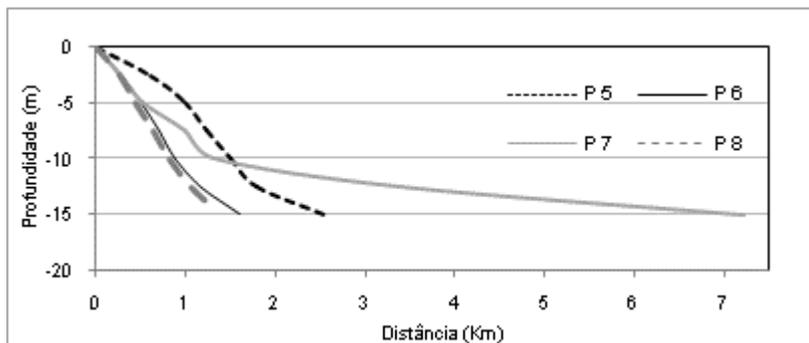


Figura 6.25: MDT da plataforma interna superior no setor centro-norte da Praia Grande, ilustrando o maior gradiente da antepraia.



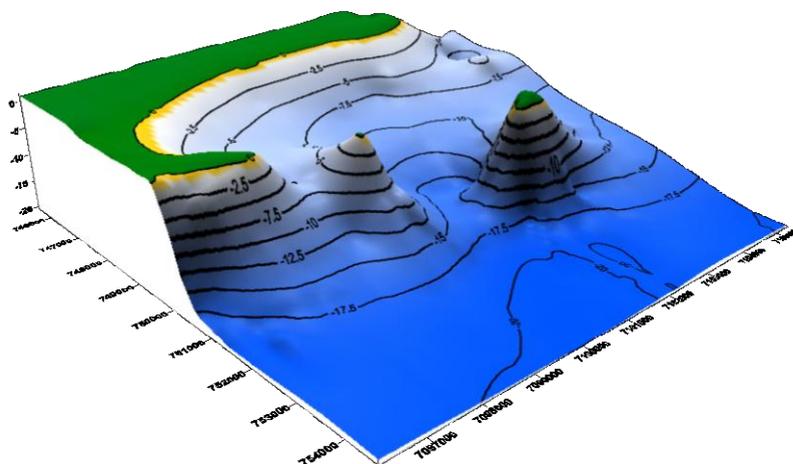
**Figura 6.26: Perfis batimétricos da antepraia nos pontos de monitoramento praias no setor centro-sul da Praia Grande.**



**Figura 6.27 Perfis batimétricos da antepraia nos pontos de monitoramento praias no setor centro-norte da Praia Grande.**

Nos sistemas praias do setor norte da ilha de São Francisco do Sul, como mostra a figura 6.28, o menor grau de exposição das praias está relacionado, não apenas à presença do promontório sul, que determina a forma planimétrica parabólica da praia de Enseada/Ubatuba, mas também à ocorrência de ilhas próximas à linha de costa. A maior proteção do setor favorece a ocorrência de menores declividades na antepraia, aumentando a atenuação das ondas que se propagam no local. Esse contexto explica a ocorrência no setor de menores valores para a altura e ângulo de incidência de onda na arrebentação.

Além da redução da energia de onda na zona de sombra no setor centro-sul da praia de Enseada/Ubatuba, a atenuação do campo de ondas entre as ilhas e a linha de costa, associada os processos de refração e difração, afeta principalmente, sob condições hidrodinâmicas de leste e sudeste, o setor costeiro relativo à praia de Itaguaçu. Por outro lado, a interação entre as ondulações incidentes, o promontório da ponta da Enseada e as ilhas provoca a formação de focalizações de energia no segmento centro-norte da praia de Enseada/Ubatuba, favorecendo localmente o incremento da altura de onda na arrebenção.

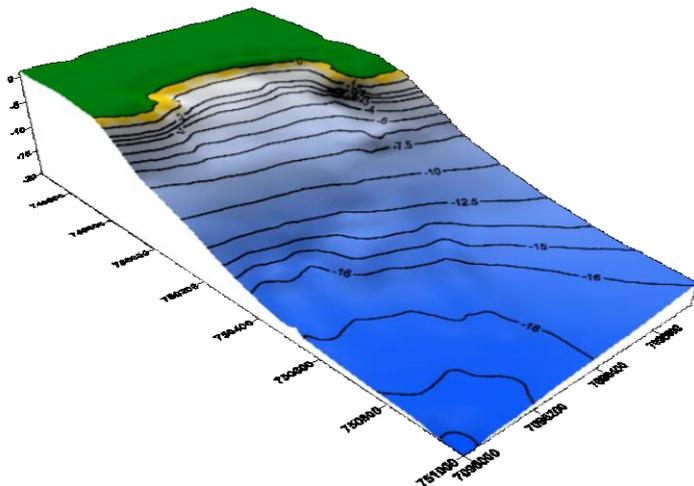


**Figura 6.28: MTD da plataforma interna superior adjacente aos sistemas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.**

A praia da Saudade, apesar de situada em contexto de elevada exposição, apresentou valores intermediários de altura de onda na arrebenção, influenciados pela configuração planimétrica em bolso da praia. Como mostra a figura 6.29, esse sistema praias apresenta, para os dados disponíveis, um padrão relativamente regular da batimetria da antepraia até a isóbata de 10m, com exceção do extremo norte do arco praias, onde a

retração das isóbatas entre 2 e 5m de profundidade sugere a influência da atuação de intensas correntes de retorno no local.

Nota-se igualmente, na figura 6.29, a relativa retração das isóbatas a partir de 15m de profundidade, no setor centro-sul do arco praial em relação ao setor centro-norte. Esse contexto batimétrico poderia explicar as maiores alturas de onda no setor sul da praia, para a condição de incidência de ondulações de sudeste de máxima energia.



**Figura 6.29: MTD da plataforma interna superioradjacente à praia da Saudade, elaborada a partir de levantamento batimétrico efetuado em novembro de 2002 e da carta 1804 da DHN.**

#### **6.4. CARACTERÍSTICAS DAS ONDAS NA ARREBENTAÇÃO E VETORES HIDRODINÂMICOS LONGITUDINAIS**

Os resultados obtidos no modelamento da propagação de ondas confirmaram as tendências regionais conhecidas e verificadas em campo para os vetores hidrodinâmicos longitudinais, apontando a ocorrência, na área de estudo, de maior intensidade de fluxo na direção norte, associada à incidência de ondulações de sudeste e leste-sudeste.

Os resultados obtidos apontaram a ocorrência de oscilações longitudinais nas características das ondas na

arrebentação, decorrentes tanto dos processos refrativos sobre a plataforma continental adjacente, como da difração das ondas próximo à linha de costa, devido à presença de ilhas e promontórios. A aplicação de detalhe do modelo de propagação de ondas na praia da Saudade mostrou que essas oscilações podem ser ainda mais significativas, considerando a escala dos processos dinâmicos que afetam a antepraia.

A intensidade dos vetores hidrodinâmicos longitudinais é diretamente proporcional à altura de onda e ao ângulo de incidência na arrebentação (KOMAR, 1976). Nesse sentido, a ocorrência de oscilações nos dois parâmetros, ao longo da costa, resulta em variações na intensidade dos vetores hidrodinâmicos longitudinais. A maior ou menor energia do fluxo longitudinal é, respectivamente, associada ao predomínio de processos sedimentares erosivos ou de processos deposicionais (HEALY, 2005).

De acordo com McLaren & Bowles (1985), as características da distribuição granulométrica refletem as variações no nível de energia, indicando os processos sedimentares dominantes na direção do transporte residual. Com base nos modelos de transporte sedimentar propostos por McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985), e nos resultados do estudo granulométrico, foi possível identificar tendências longitudinais para os processos sedimentares nos diferentes sistemas praias.

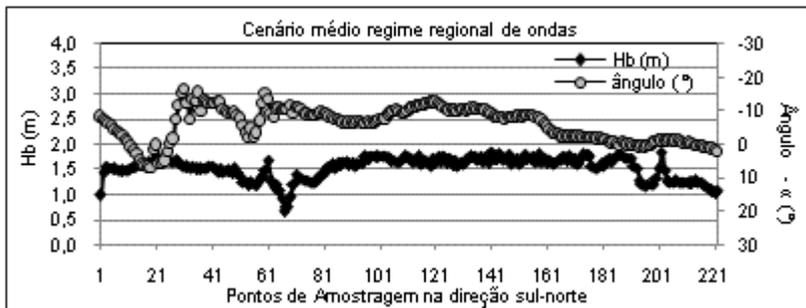
Para verificar o impacto da ocorrência de oscilações na intensidade dos vetores hidrodinâmicos longitudinais sobre os processos e tendências sedimentares identificados, o comportamento evolutivo da altura de onda e ângulo de incidência ao longo dos sistemas praias foi analisado.

Considerando o maior impacto das ondulações de sudeste nas características das ondas na arrebentação e conseqüentemente, nos processos hidrodinâmicos longitudinais, é plausível esperar que o comportamento médio das oscilações associadas às principais direções de incidências de onda traduza as condições hidrodinâmicas predominantes. Para verificar essa hipótese, efetuou-se o cálculo da média dos valores de altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação, obtidos na condição de média energia, para os três principais cenários

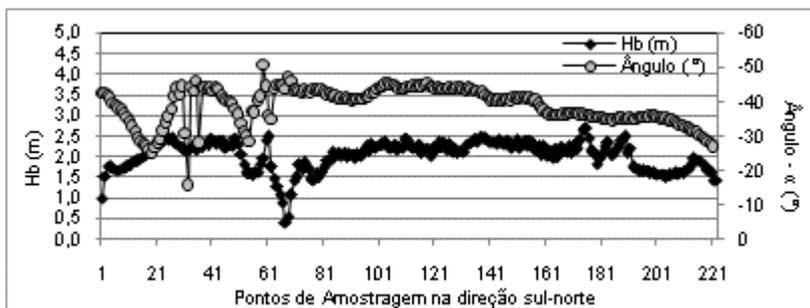
direcionais simulados no estudo de propagação de ondas. O comportamento evolutivo longitudinal da altura de onda e ângulo de incidência na arrebentação no cenário regional “médio”, obtido no procedimento, foi comparado à condição média de incidência de ondulações de sudeste na área de estudo.

Os resultados obtidos na comparação são apresentados nas figuras 6.30 e 6.31. Como pode ser observado, apesar da média dos três cenários principais ter resultado em redução dos valores de altura de onda e do ângulo de incidência na arrebentação, e do leve efeito de “alisamento” dos valores extremos, o comportamento evolutivo longitudinal dos dois parâmetros no cenário médio regional, é similar ao observado na condição média para ondulações de sudeste.

Nota-se que o grau de exposição das praias não altera significativamente a tendência do cenário médio regional, em espelhar as oscilações longitudinais de incremento ou redução dos valores dos parâmetros de onda na arrebentação, obtidos no cenário médio de sudeste.



**Figura 6.30: Valores médios globais para a altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação, relativos à simulação da incidência de ondas de SE, leste e ENE na área de estudo, sob de condições moderadas de energia.**



**Figura 6.31:** Figura 6.31: Altura de onda ( $H_b$ ) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebatção para condições de ondulações de SE na área de estudo (cenário I médio: -1,5m - 10s).

Os resultados alcançados corroboram o contexto de maior influência das condições oceanográficas de quadrante sul na área de estudo. Nesse sentido, considerando o papel preponderante do padrão direcional de sul-sudeste, sudeste e leste-sudeste na definição do comportamento hidrodinâmico longitudinal, as oscilações nos parâmetros de onda na arrebatção ao longo dos sistemas praias foram analisadas com base no cenário de média energia para ondulações de sudeste, representativo do contexto regional de maior impacto para os processos costeiros. A análise efetuada buscou identificar variações na intensidade longitudinal dos vetores hidrodinâmicos, que possam elucidar o comportamento do transporte sedimentar paralelamente à linha de costa, e os padrões granulométricos e morfossedimentares resultantes.

O procedimento analítico considerou a tendência à ocorrência de variações longitudinais positivas ou negativas na intensidade do fluxo hidrodinâmico longitudinal, com o respectivo incremento ou redução da altura de onda e do ângulo de incidência na arrebatção, conforme sugerido na literatura. Na presença de tendência oposta dos dois parâmetros, dentro de intervalo de variação predominante do ângulo de incidência no cenário de sudeste de média energia, situado entre  $35^\circ$  e  $45^\circ$ , as variações na altura de onda foram consideradas mais determinantes para a intensidade do fluxo longitudinal.

Para avaliar a ocorrência de intensidade crescente ou decrescente nas correntes longitudinais foram estabelecidos

critérios de magnitude de energia de onda e de ângulo de incidência na arrebentação. Para a altura de onda foram utilizados limites de acordo com Bird (2008) e Short (1996), e para o ângulo de incidência foram estipulados três intervalos de magnitude, considerando-se a ocorrência de ângulo de  $45^\circ$  para a intensidade máxima de vetores correntes longitudinais. Três faixas de intensidade de fluxo longitudinal foram consideradas no estudo efetuado, incluindo oscilações longitudinais do fluxo hidrodinâmico de intensidade baixa, moderada e alta (Tabela 6.7).

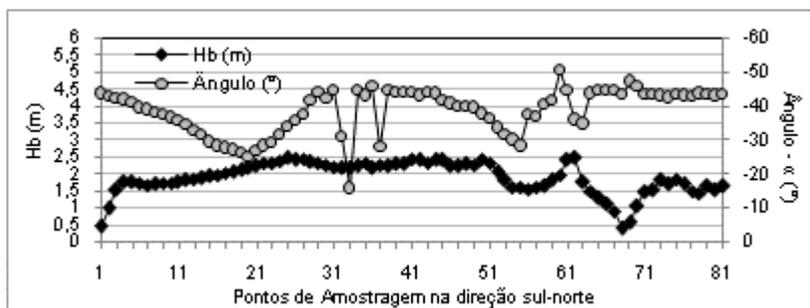
A análise das oscilações de fluxo longitudinal, a partir dos dados obtidos no estudo de refração-difração de ondas, considerou as variações positivas ou negativas dentro de cada faixa de intensidade definida.

**Tabela 6.7: Altura (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação e intensidade de fluxo hidrodinâmico longitudinal.**

INTENSIDADE DO FLUXO	Hb (m)	$\alpha$ ( $^\circ$ )
Baixa	0,00 -1,00	0 - 15
Moderada	1,00 – 2,00	15 - 30
Alta	> 2,50	30 -45

#### 6.4.1. Praia Grande

As figuras 6.32 e 6.33 mostram os dados para a altura e ângulo de incidência das ondas, respectivamente no setor centro-sul e centro-norte da Praia Grande, para o cenário médio de incidência de ondulações de sudeste. Como assinalado anteriormente e ilustrado pela figura 6.31, o setor centro-sul da praia apresentou maior oscilação longitudinal dos parâmetros considerados, decorrente da sua relativa proteção, ocasionada pela presença das ilhas dos Remédios no extremo sul da praia e de Tamborettes no setor central, e pelos processos difrativos associados.



**Figura 6.32: Praia Grande: altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebatção no setor centro-sul da na simulação de incidência de ondulações de SE (cenário I médio - 1,5m - 10s).**

Entre o extremo sul do sistema praial e o setor de monitoramento representado pelo perfil P2, os resultados mostraram o incremento da altura de onda na arrebatção (0,48-2,19m), acompanhado de redução do ângulo de incidência (-43,7°/-24,9°). A ocorrência de tendência oposta para os dois parâmetros, com magnitude de variação comparável, resulta, provavelmente, em fluxo crescente, de intensidade baixa a moderada, na direção do transporte dominante. Por outro lado, os processos difrativos provocados pelas ilhas dos Remédios e a maior exposição do setor a ondas incidentes de leste-nordeste, ilustrada pelo diagrama de refração difração, provoca a inversão de fluxo longitudinal no setor. Nesse caso, a redução da altura de onda na arrebatção, mesmo em presença de variação positiva do ângulo de incidência, resultaria em fluxo hidrodinâmico decrescente, de intensidade moderada a baixa, entre o os perfis P2 e P1 de monitoramento praial.

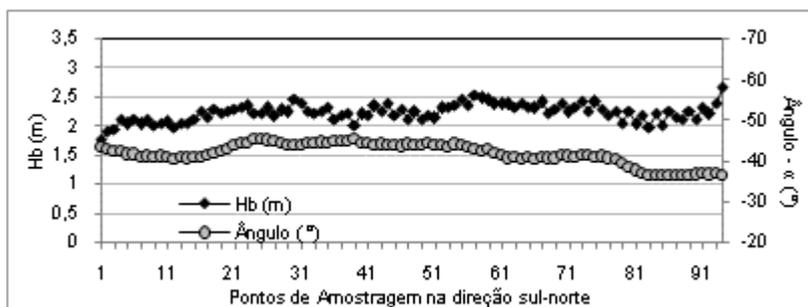
Entre os pontos de monitoramento praial P2 e P3, três padrões de oscilações longitudinais foram identificados, afetando principalmente, o ângulo de incidência das ondas na arrebatção. A altura de onda apresenta tendência regular, com valores oscilando, ao longo do setor, entre 2,25 e 2,50m. O comportamento do ângulo de incidência mostrou um primeiro segmento marcado pelo incremento do parâmetro (-24°/-44°), seguido de segmento com manutenção regular em torno do último valor, apesar de algumas oscilações pontuais. Um terceiro segmento mostra a redução do ângulo de incidência, que passa

de  $44^\circ$  a  $40^\circ$  no ponto P3 de monitoramento praiar. O comportamento dos dois parâmetros, nos três segmentos, indica a ocorrência de fluxo hidrodinâmico inicial crescente de intensidade alta, passando a constante e a decrescente de intensidade alta, no sentido do transporte dominante. A maior regularidade dos parâmetros de onda na arrebentação nesse setor decorre da sua maior exposição às ondulações incidentes.

Entre os pontos representados pelo P3 e P4 de monitoramento praiar, a presença das ilhas Tamboretas resulta em maior variabilidade dos parâmetros de onda na arrebentação. Como mostra a figura 6.31, um primeiro segmento no sentido do transporte dominante, é marcado pelo decréscimo dos valores do ângulo de incidência ( $-40^\circ/-28^\circ$ ) e da altura de onda na arrebentação (2,26 – 1,57m). Na seqüência, os dois parâmetros voltam a sofrer incremento ( $-28^\circ/-50,7^\circ$  e 1,57m -2,5m), seguido de novo decréscimo dos valores ( $-50,7^\circ/-35^\circ$  e 2,5m – 0,48m). Um último segmento é mostra um novo incremento dos valores de altura de onda e do ângulo de incidência na arrebentação ( $-35^\circ/-43,5^\circ$  e 0,48m -1,87m), que culmina no perfil de monitoramento P4. As oscilações dos parâmetros de onda nos três primeiros segmentos estão associadas à ocorrência de focalização de energia na costa e de pico de proteção, ocasionados pela interação entre as ilhas e as ondulações incidentes. Por sua vez, o incremento final dos valores decorre do gradativo aumento no grau de exposição da linha de costa nessa condição oceanográfica, a partir do pico de proteção representado pelos menores valores de altura de onda na arrebentação. As tendências longitudinais identificadas apontam a ocorrência de fluxo longitudinal inicial decrescente alto a moderado, seguido de comportamento crescente de intensidade moderada a alta. O terceiro segmento sugere a ocorrência de fluxo decrescente alto a baixo, passando novamente a crescente moderado e a tendência constante.

O setor centro-norte da Praia Grande não apresentou oscilações marcantes ou abruptas no comportamento da altura de onda e do ângulo de incidência na arrebentação, mas uma tendência geral oposta dos dois parâmetros, com o incremento progressivo dos valores no primeiro caso e a redução destes no segundo (Figura 6.32). Nota-se, entretanto, a ocorrência de

variações menores, entre os diferentes segmentos do setor norte da praia, que podem refletir nos processos sedimentares praias.



**Figura 6.33: Praia Grande: altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação no setor centro-norte da praia na simulação de incidência de ondulações de SE (cenário I médio - 1,5m - 10s).**

Entre os pontos de monitoramento relativos aos perfis P4 e P5, os dados mostram um aumento da altura de onda (1,87m – 2,26m), acompanhado de redução do ângulo de incidência (-43,3°/-40°), indicando a ocorrência de fluxo hidrodinâmico crescente, moderado a alto, no sentido do transporte dominante. Nota-se que o setor representado pelo P5 marca o início da zona afetada pelos processos difrativos em torno das ilhas Tamboretas, além de apresentar maior exposição às ondas incidentes de leste-nordeste, como ilustrado pelo diagrama de refração-difração referente a essa componente do regime regional de ondas. Esses fatores sugerem uma maior influência no setor de processos de inversão de vetores hidrodinâmicos longitudinais.

O segmento entre o P5 e o P6, apesar de oscilações localizadas, mostrou tendência à regularidade dos valores de altura de onda (2,26m 2,21m), acompanhada de leve incremento dos valores para o ângulo de incidência (-41,5°/-45,5°). Os dados obtidos sugerem fluxo crescente de intensidade alta para o setor, no sentido do transporte residual. Entre o P6 e o P7, os dados mostram a alternância de quatro segmentos, com tendência sucessiva de incremento e de decréscimo dos valores de altura de onda (2,21m -2,39m – 2,14m -2,53m – 2,32m),

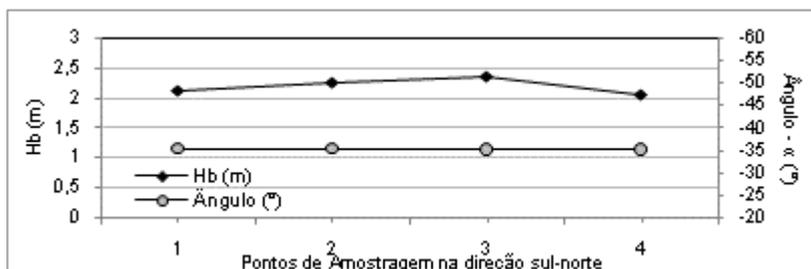
acompanhados de tendência geral à redução do ângulo de incidência das ondas na arrebentação ( $-45,5^\circ/-41$ ). Esse contexto, apesar da ocorrência de oscilações positivas para a variação na altura de onda, indica uma tendência resultante decrescente de alta intensidade para o fluxo hidrodinâmico no setor.

Para o segmento praiial compreendido entre os perfis P 7 e P8 de monitoramento praiial, os dados obtidos indicaram a presença de duas tendências de intensidade para o fluxo hidrodinâmico longitudinal. O segmento inicial é caracterizado por fluxo decrescente moderado, respaldado pela redução dos dois parâmetros de onda na arrebentação (2,41m -1,98m e  $-41^\circ/-36,5^\circ$ ). Um segundo segmento apresentou incremento da altura de onda e manutenção do ângulo de incidência (1,98m – 2,4,m e  $-36,5^\circ$ ), indicando a ocorrência de fluxo longitudinal decrescente de alta intensidade na direção do transporte dominante, junto ao setor extremo norte da Praia Grande.

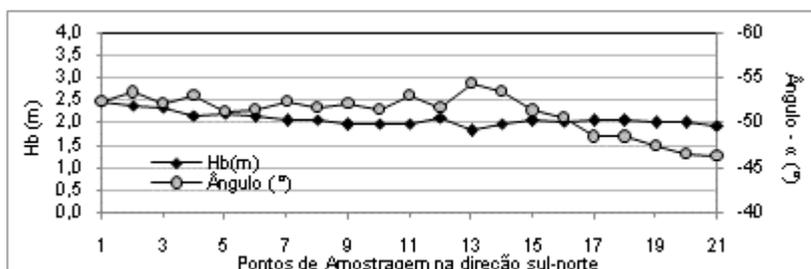
#### 6.4.2. Praia da Saudade

A figura 6.34 mostra os resultados obtidos para a altura e ângulo de onda na arrebentação na praia da Saudade, para a condição média de ondulações de sudeste. Os dados apontam o incremento da altura de onda entre o setor sul e centro-norte da praia, seguido de leve redução nos valores, em direção ao setor norte (2,12m – 2,35m – 2,06m). Para o ângulo de incidência, os valores se mantêm relativamente regulares ao longo do arco praiial, em torno de  $-35^\circ$ . Esses resultados indicam a ocorrência de fluxo hidrodinâmico longitudinal crescente no sentido do transporte residual, com intensidade moderada a alta no primeiro segmento e decrescente no segundo.

Nota-se que, na aplicação de detalhe do modelo de propagação de ondas na praia da Saudade, os resultados apontaram, para a condição de sudeste, a ocorrência de vetores longitudinais de alta intensidade inicial, mantendo-se relativamente constante em direção ao setor central da praia, passando a decrescente moderado, em direção ao setor norte (Figura 6.35).



**Figura 6.34: Praia da Saudade: altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebatção para a simulação de ondulações de SE (cenário I médio - 1,5m - 10s).**



**Figura 6.35: Praia da Saudade: altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebatção para a simulação de ondulações de SE (cenário I médio - 1,6m - 11 s) - aplicação de detalhe do modelo de propagação de ondas.**

#### 6.4.3. Praia de Enseada/Ubatuba

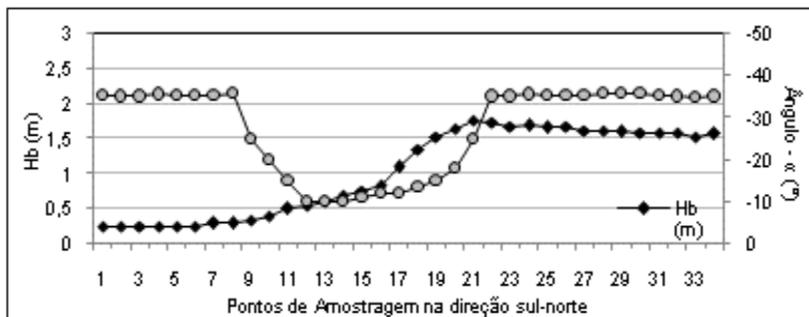
Na praia de Enseada/Ubatuba, a ocorrência de oscilações longitudinais na altura de onda na arrebatção está associada à presença da zona de sombra, decorrente da configuração planimétrica da praia, e pela presença de focalizações de energia na costa, induzidas pela ilhas costeiras. Como mostra a figura 6.36, o setor inicial da praia, que precede o perfil de monitoramento P12, é marcado pela ocorrência de alturas de onda reduzidas (0,25m -0,50m), acompanhada de ângulos de incidência inicialmente elevados, com redução dos valores na direção do transporte dominante (-40°/-10°).

Considerando as maiores de alturas de onda que atingem a ponta da Enseada, da ordem de 1,70m para o cenário médio

de sudeste, o fluxo hidrodinâmico longitudinal no setor que precede o P12 seria decrescente, com intensidade moderada a baixa. Entre o P12 e o P13, os valores de altura de onda e de ângulo de incidência voltam a sofrer incremento progressivo (0,50 – 1,76m e  $-10^{\circ}/-35^{\circ}$ ), apontando a ocorrência, entre o setor sul e central da praia, de vetores longitudinais crescentes de intensidade baixa a moderada.

Entre o ponto de monitoramento relativo ao P13 e o P14 no setor norte da praia, os dados do modelamento apontaram uma redução dos valores de altura de onda (1,76m -1,57m), acompanhada de valores regulares para o ângulo de incidência na arrebentação, da ordem de  $-35^{\circ}$ . Essa condição refletiria, no segmento praiial considerado, a ocorrência de fluxo resultante decrescente em direção ao norte da praia. Nota-se que as maiores alturas de onda no segmento central da praia decorrem de focalização de energia na costa, induzida pela interação de processos refrativos e difrativos com a ilha Mangituba.

Os dados obtidos corroboram o caráter dinâmico do comportamento da praia de Enseada/Ubatuba, representativa, na área de estudo, dos sistemas praiiais de forma planimétrica parabólica. De acordo com Silvester (1974) e Leblond (1972), em condições de equilíbrio dinâmico, esse tipo de sistema praiial é marcado pela incidência oblíqua de ondas, com a ocorrência de transporte longitudinal.



**Figura 6.36:** Praia de Enseada/Ubatuba altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação na simulação de incidência de ondulações de SE (cenário I médio: SE - 1,5m - 10s).

A presença de incidência oblíqua de ondas com resultante na direção do transporte dominante na praia de Enseada/Ubatuba é ilustrada na figura 6.37, que mostra a propagação de ondulações de sudeste na praia, e ângulo das ondas na arrebentação compatível com os valores obtidos no modelamento da propagação de ondas. As medições de correntes efetuadas e a presença de indicadores geomorfológicos como a Barra do Acaraí, corroboram a ocorrência transporte sedimentar longitudinal no sistema praial.

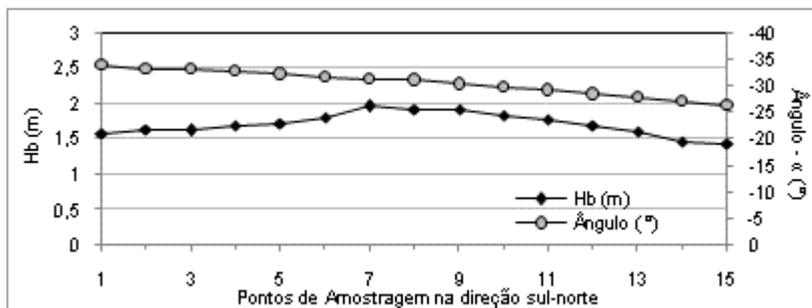


**Figura 6.37: Fotografia aérea de 1957 mostrando a incidência oblíqua de ondas na praia de Enseada/Ubatuba (escala aproximada da imagem: 1:40.000 – Fonte: SANTA CATARINA/SEPLAN).**

#### 6.4.4. Praia de Itaguaçu

Na praia de Itaguaçu, os resultados para a incidência de ondulações de sudeste apontaram a ocorrência de dois segmentos distintos quanto ao comportamento dos parâmetros de onda na arrebentação. Entre o setor sul e central da praia, os dados obtidos mostraram o incremento da altura de onda (1,58m

– 1,96m), seguido de redução dos valores em direção ao setor norte (1,96m – 1,43). Para o ângulo de incidência, os valores encontrados indicaram a presença de gradiente na direção do transporte resultante, com a redução progressiva dos valores entre os setores sul e norte da praia ( $-34^{\circ}/-26,5^{\circ}$ ) (Figura 6.38). Os resultados mostraram ainda, a ocorrência de vetores hidrodinâmicos crescentes, de intensidade moderada, entre o setor sul e central da praia e decrescente moderado, em direção ao setor norte do sistema praiial.



**Figura 6.38: Praia de Itaguaçu: altura de onda (Hb) e ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebatção na simulação de incidência de ondulações de SE (cenário I médio: SE - 1,5m - 10s).**

#### 6.4.5. Fluxo hidrodinâmico longitudinal e processos sedimentares

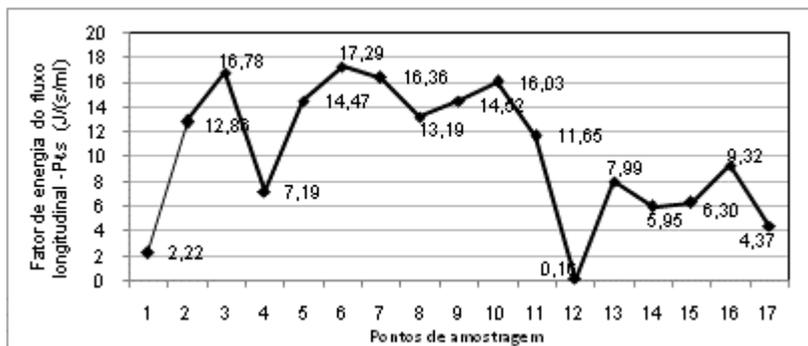
A análise dos parâmetros de onda na arrebatção permitiu a identificação de oscilações, entre os diferentes pontos de monitoramento praiial, que resultam em tendência de fluxo hidrodinâmico longitudinal crescente ou decrescente, com intensidade predominantemente moderada a alta, de acordo com os critérios estabelecidos.

Embora a intensidade do fluxo longitudinal seja proporcional à altura e ao ângulo de incidência das ondas na arrebatção, a altura de onda desempenha papel potencializador, comparativamente ao ângulo de incidência. Por outro lado, considerando a possibilidade de variação independente da altura e do ângulo de incidência na arrebatção, incluindo a ocorrência de tendências opostas, a

modulação final da energia do fluxo longitudinal resulta de efeitos de compensação entre os dois parâmetros.

Nesse sentido, para melhor avaliar a intensidade dos vetores hidrodinâmicos longitudinais identificados, efetuou-se o cálculo do fator de energia do fluxo longitudinal ( $P\ell_s$ ) para a condição média de sudeste, para cada ponto de monitoramento praial, segundo a equação proposta pelo CERC (1984). Os resultados obtidos foram comparados com as tendências preliminarmente identificadas, a partir dos dados diretos de onda e dos dados granulométricos, buscando elucidar o papel do fluxo longitudinal nos processos sedimentares praias na área de estudo.

A figura 6.39 mostra os resultados obtidos para o fator de energia do fluxo longitudinal ( $P\ell_s$ ) na arrebenção. Os valores obtidos oscilaram entre 0,16 J/s/ml e 17,29 J/s/ml. Para compatibilizar os resultados encontrados com as classes de energia definidas anteriormente a partir dos dados de onda, foram estabelecidas três classes de intensidade para o fator de energia de fluxo hidrodinâmico longitudinal, incluindo a ocorrência de fluxos de baixa ( $P\ell_s = 0$  a 6,0 J/s/ml), moderada ( $P\ell_s = 6,0-12,00$  J/s/ml) e alta ( $P\ell_s > 12,00$  J/s/ml) intensidade.



**Figura 6.39: Energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal ( $P\ell_s$ ) ao longo dos sistemas praias da área de estudo sob condições moderadas de ondulações de SE.**

Os resultados encontrados, para os diferentes pontos de monitoramento, corroboram as principais tendências identificadas a partir dos parâmetros diretos de onda na arrebenção, com o

predomínio de vetores longitudinais de fluxo crescente ou decrescente na direção do transporte resultante, de intensidade moderada a alta nas praias expostas e moderada a baixa, nos sistemas praias mais protegidos (figura 6.39).

No setor relativo às praias expostas, os resultados confirmaram o contexto de menor energia de fluxo longitudinal no segmento centro-sul da Praia Grande, comparativamente ao segmento centro-norte, com valor médio de 9,76 J/s/ml no primeiro caso e de 15,6 J/s/ml no segundo. A praia da Saudade apresentou valor médio de energia de fluxo longitudinal comparável ao setor norte da Praia Grande, da ordem de 14,07 J/s/ml. Por sua vez, a praia de Enseada/Ubatuba, como esperado, apresentou menor valor médio de intensidade de fluxo, com 4,7 J/s/ml, compatível com o menor grau de exposição do sistema praias, enquanto a praia de Itaguaçu acusou intensidade média de energia de fluxo, com 6,6 J/s/ml.

Para avaliar localmente o impacto dos parâmetros de onda no fator de energia do fluxo longitudinal, foram estabelecidas correlações entre os valores encontrados, a altura e o ângulo de incidência da onda na arrebentação, para os diferentes sistemas praias.

Como esperado, os resultados obtidos apontaram forte correlação significativa positiva entre o fluxo e a altura de onda, confirmando o papel potencializador do parâmetro para o fluxo hidrodinâmico paralelo à costa (Tabela 6.8). Quanto ao ângulo de incidência, os coeficientes encontrados sugerem uma maior participação do parâmetro na definição da intensidade do fluxo longitudinal no setor centro-norte da Praia Grande e na praia de Enseada/Ubatuba. Nos dois setores os resultados acusaram forte correlação significativa positiva entre os dois parâmetros, com destaque para o setor sul da praia de Enseada/Ubatuba, marcado por menor altura de onda na arrebentação.

Os coeficientes encontrados para a Praia da Saudade apontam a ocorrência de correlação positiva moderada entre os dois parâmetros, sugerindo menor dependência do fluxo com o ângulo de incidência no local, decorrente possivelmente, da menor variação longitudinal do parâmetro ao longo do arco praias. Na praia de Itaguaçu, a presença de menores ângulos de incidência e a redução dos valores na direção do fluxo resultante

seriam responsáveis pela fraca correlação do parâmetro com a intensidade do fluxo longitudinal. Por sua vez, a ocorrência de correlação negativa entre os dois parâmetros no setor centro-sul da Praia Grande, reflete o papel antagônico entre as características de onda na arrebentação na definição da menor intensidade média do fluxo hidrodinâmico longitudinal no setor. A correlação negativa com o ângulo de incidência nesse segmento praiial indica, como no caso da Praia da Saudade e de Itaguaçu, uma maior participação da altura de onda na arrebentação na determinação da intensidade do fluxo longitudinal.

**Tabela 6. 8: Coeficiente de correlação linear ( $r$ ) e de determinação ( $r^2$ ) entre o fator de energia do fluxo longitudinal ( $P\ell_s$ ) e a altura de onda ( $B$ ) e o ângulo de incidência ( $\alpha$ ) na arrebentação, nos diferentes sistemas praias abordados.**

Coeficiente de correlação	n	$r_c$	$P\ell_s/Hb$			$P\ell_s/\text{Ângulo}$		
			$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)
P. Grande I	4	0,81	0,97	0,949	94,9	-0,64	0,41	41,1
P. Grande II	5	0,75	0,98	0,966	96,6	0,92	0,844	84,4
P. da Saudade	3	0,88	0,99	0,999	99,9	0,76	0,577	57,7
P. da Enseada	3	0,88	0,99	0,988	98,8	0,97	0,940	94,0
P. de Itaguaçu	3	0,88	0,99	0,996	99,7	0,37	0,142	14,2

(n=número de amostras;  $r_c$ = valores críticos de coeficiente de correlação de Pearson –  $\alpha$  0,05).

Nota-se o papel dos processos de difração, associados às ilhas, e dos processos refrativos mais intensos na antepraia, na definição da energia de fluxo longitudinal no setor centro-sul da Praia Grande. Por sua vez, a maior conservação da energia, favorecida por maiores gradientes entre a isóbata de 15m e a linha de costa, aliada à ocorrência de ângulos elevados, explica a maior intensidade de fluxo longitudinal no setor praiial mais exposto, ao norte das ilhas Tamboretas.

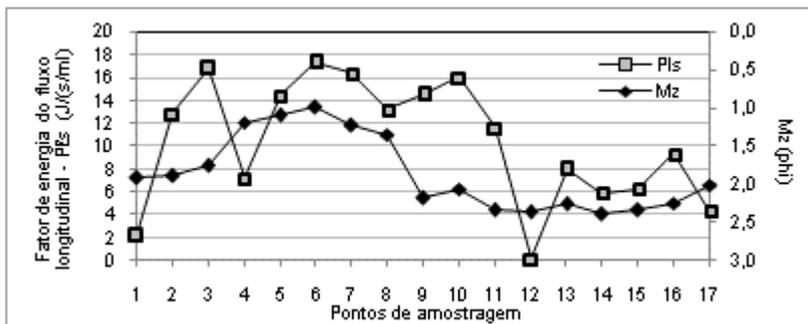
A comparação do fator de energia do fluxo longitudinal com os valores médios dos parâmetros granulométricos é apresentada nas figuras 6.40, 6.41 e 6.42.

Em relação ao tamanho médio do grão, 77% dos casos acusaram variação do parâmetro, acompanhando a tendência do fluxo longitudinal na direção do transporte residual, com o aumento da energia resultando em incremento na granulometria média e vice-versa (Figura 6.40).

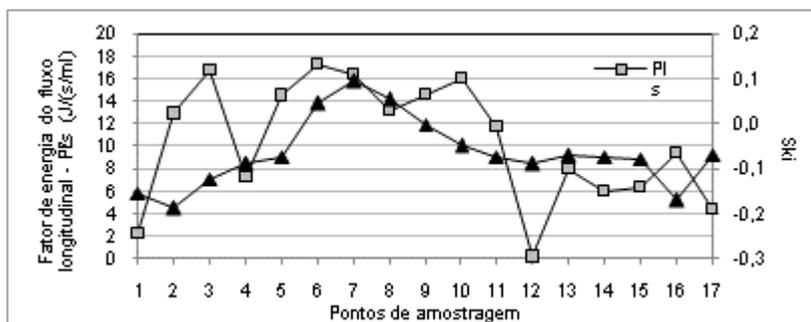
As únicas exceções ocorrem nos perfis P4 e P5 na Praia Grande e no P17 na praia de Itaguaçu, associadas ao grau de proteção da praia no primeiro caso, e, no segundo caso, à provável influência de correntes de retorno próximo ao promontório que delimita a praia de Itaguaçu ao norte.

Na comparação do fluxo longitudinal com a assimetria, em 38% dos casos ocorreu o ajuste de tendência entre os dois parâmetros, com o aumento e redução na energia do fluxo longitudinal resultando, respectivamente, em assimetria mais positiva e mais negativa (Figura 6.41).

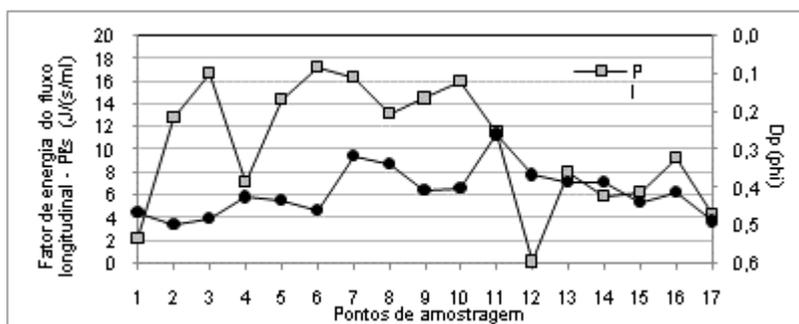
Para o desvio padrão, em 46% dos casos, o aumento do grau de seleção dos sedimentos, entre os pontos de amostragem, ocorreu tanto na presença de incremento, quanto da redução da energia do fluxo longitudinal na direção do transporte resultante. No primeiro caso, o melhor selecionamento das partículas foi acompanhado do aumento do tamanho médio do grão, e no segundo, da redução da granulometria média (Figura 6.42).



**Figura 6.40: Energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal tamanho médio do grão da face praial, ao longo das praias.**



**Figura 6.41: Energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal assimetria (Ski) dos sedimentos da face praial, ao longo das praias.**



**Figura 6.42: Energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal desvio padrão da granulometria média dos sedimentos da face praial, ao longo das praias.**

Considerando o maior ajuste do tamanho médio do grão com a energia do fluxo ao longo da costa e o efeito potencializador da altura de onda na intensidade do parâmetro, foram calculados os índices de correlação entre o fluxo longitudinal, a altura e ângulo de incidência na arrebentação e os parâmetros granulométricos. O procedimento teve por objetivo verificar possíveis efeitos causais entre a modulação dos parâmetros hidrodinâmicos, que possam melhor elucidar o impacto do fluxo longitudinal sobre os parâmetros granulométricos e, principalmente, o menor ajuste da assimetria às tendências identificadas para o fluxo longitudinal ao longo das praias.

Os resultados das correlações estabelecidas são apresentados nas tabelas 6.9, 6.10 e 6.11. Na maioria dos casos, independentemente da presença de correlação significativa, considerando a relação inversa da escala em phi, os coeficientes obtidos apontaram relação positiva entre o fluxo e os parâmetros granulométricos, com o aumento da intensidade do fluxo longitudinal associado ao incremento do tamanho médio do grão, à assimetria mais positiva e ao menor selecionamento dos sedimentos na face praial.

**Tabela 6. 09: Coeficiente de correlação linear ( $r$ ) e de determinação ( $r^2$ ) entre o tamanho médio do grão (Mz), a assimetria (Ski), o desvio padrão (Dp) dos sedimentos da face praial e o fator de energia de fluxo longitudinal ( $P\ell_s$ ), a altura (Hb) e o ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação.**

Coeficiente de correlação	$P\ell_s/Mz$					Hb /Mz			$\alpha/Mz$		
	n	$r_c$	r	$r^2$	$r^2$ (%)	r	$r^2$	$r^2$ (%)	r	$r^2$	$r^2$ (%)
P. Grande I	4	0,81	-0,82	-0,67	67,2	-0,68	-0,46	46,2	0,05	0,01	1,3
P. Grande II	5	0,75	-0,90	-0,81	81,0	-0,94	-0,88	88,3	-0,94	0,88	88,3
P. da Saudade	3	0,88	-1,00	-0,99	99,5	-1,00	-0,99	99,5	-0,16	-0,03	2,5
P. da Enseada	3	0,88	-0,54	-0,29	29,4	-0,45	-0,20	20,1	-0,33	-0,11	10,9
P. de Itaguaçu	3	0,88	0,60	0,36	36,1	0,56	0,31	30,8	0,97	0,93	93,5

(n=número de amostras;  $r_c$ = valores críticos de coeficiente de correlação de Pearson –  $\alpha$  0,05).

**Tabela 6. 10: Coeficiente de correlação linear ( $r$ ) e de determinação ( $r^2$ ) entre o tamanho médio do grão (Mz), a assimetria (Ski), o desvio padrão (Dp) dos sedimentos da face praial e o fator de energia de fluxo longitudinal ( $P\ell_s$ ), a altura (Hb) e o ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação.**

Coeficiente de correlação	n	$P\ell_s/Ski$				Hb/Ski			$\alpha/Ski$		
		$r_c$	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)
P. Grande I	4	0,81	0,26	0,06	6,7	0,05	0,01	1,3	0,60	0,36	36,0
P. Grande II	5	0,75	0,34	0,11	11,5	0,06	0,87	87,4	0,00	0,00	0,00
P. da Saudade	3	0,88	0,51	0,26	25,5	0,50	0,25	25,4	0,96	0,91	91,3
P. da Enseada	3	0,88	0,98	0,96	96,2	1,00	0,99	99,2	1,00	1,00	99,8
P. de Itaguaçu	3	0,88	-0,95	-0,91	90,8	-0,97	-0,94	93,7	-0,08	-0,01	0,6

(n=número de amostras;  $r_c$ = valores críticos de coeficiente de correlação de Pearson –  $\alpha$  0,05).

**Tabela 6. 11: Coeficiente de correlação linear ( $r$ ) e de determinação ( $r^2$ ) entre o tamanho médio do grão (Mz), a assimetria (Ski), o desvio padrão (Dp) dos sedimentos da face praial e o fator de energia de fluxo longitudinal ( $P\ell_s$ ), a altura (Hb) e o ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de onda na arrebentação.**

Coeficiente de correlação	n	$P\ell_s/Dp$				Hb/Dp			$\alpha/Dp$		
		$r_c$	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)	$r$	$r^2$	$r^2$ (%)
P. Grande I	4	0,81	0,68	0,46	46,2	82,0	0,67	67,2	-1,00	0,100	100,0
P. Grande II	5	0,75	0,35	0,12	12,2	0,60	0,36	36,0	0,65	0,42	42,2
P. da Saudade	3	0,88	0,93	0,86	85,9	0,93	0,86	85,8	0,58	0,33	33,4
P. da Enseada	3	0,88	0,95	0,90	90,4	-0,98	-0,96	95,8	-1,00	-0,99	99,4
P. de Itaguaçu	3	0,88	-0,96	-0,92	91,7	-0,94	-0,88	88,4	-0,63	-0,39	39,7

(n=número de amostras;  $r_c$ = valores críticos de coeficiente de correlação de Pearson –  $\alpha$  0,05).

Em relação ao tamanho médio do grão, os coeficientes obtidos apontam maior dependência direta do parâmetro em relação ao fluxo longitudinal, com correlação significativa negativa forte a moderada entre os dois parâmetros, indicando, conforme escala em phi utilizada, o incremento da granulometria média das partículas, com o aumento do fluxo longitudinal e vice-versa. Nota-se, nas praias expostas, que a maior relação da granulometria média com o fluxo longitudinal é determinada, principalmente, pela altura de onda na arrebentação. Apenas no setor centro-norte da Praia Grande, os coeficientes obtidos apontaram forte correlação do tamanho médio do grão com a altura e o ângulo de incidência na arrebentação, indicando participação equânime dos dois parâmetros na determinação da intensidade do fluxo longitudinal no setor.

Nas praias mais protegidas, os coeficientes de correlação encontrados para a praia de Enseada/Ubatuba apontaram correlação negativa moderada com o fluxo longitudinal, indicando o aumento da granulometria média (valores em phi) com o aumento do fluxo, associada principalmente à altura de onda na arrebentação. Por sua vez, na praia de Itaguaçu, os coeficientes obtidos mostraram forte correlação positiva do tamanho médio com o ângulo de incidência, indicando a redução e o incremento da granulometria média dos sedimentos da face praial (valores em phi), com o respectivo aumento e redução do ângulo de incidência das ondas na praia.

Para a assimetria, os coeficientes de correlação e determinação obtidos apontaram uma maior relação do parâmetro com o fluxo longitudinal nas praias mais protegidas, com correlação significativa forte positiva na praia de Enseada/Ubatuba e negativa na praia de Itaguaçu, associada principalmente à altura de onda na arrebentação. Nas praias expostas, os coeficientes de correlação não apontaram relação direta da assimetria com o fluxo longitudinal. A relação entre os dois parâmetros ocorre de forma indireta, através dos coeficientes para a altura de onda na arrebentação e o ângulo de incidência.

Quanto ao grau de seleção, os índices de correlação apontaram maior relação do parâmetro com o fluxo longitudinal e a altura de onda na arrebentação na praia da Saudade e na praia

de Itaguaçu, com, respectivamente, forte correlação positiva e negativa. Esses resultados apontam melhor selecionamento dos sedimentos com menor intensidade de fluxo longitudinal, no primeiro caso, e maior intensidade de fluxo, no segundo. Na Praia Grande, os coeficientes encontrados apontaram maior relação do parâmetro granulométrico com o ângulo de incidência, com melhor selecionamento dos sedimentos associado a maiores ângulos no setor centro-sul da praia e a menores ângulos, no setor centro-norte. A praia de Enseada/Ubatuba seria o único sistema praial onde o grau de seleção estaria relacionado aos dois parâmetros de onda na arrebentação, mas com destaque para o ângulo de incidência das ondas com a praia.

Os resultados alcançados mostram que, enquanto o ajuste do tamanho médio do grão com a energia do fluxo longitudinal apresentou, na maioria dos casos, relação direta com altura de onda na arrebentação, a assimetria e o grau de seleção dos sedimentos da face praial apresentaram, localmente, maior sensibilidade ao ângulo de incidência ou à altura de onda na arrebentação. Apenas na praia de Enseada/Ubatuba a relação entre os dois últimos parâmetros granulométricos com o fluxo longitudinal estaria relacionada às características dos dois parâmetros de onda na arrebentação.

Apesar dos coeficientes de correlação não terem apontado tendências definidas, nota-se uma maior ocorrência de assimetria positiva e melhor grau de selecionamento dos sedimentos nas praias expostas, sugerindo uma maior influência das condições de maior energia de fluxo longitudinal sobre a variação dos dois parâmetros granulométricos.

No caso da assimetria, além de uma maior influência da intensidade de fluxo, os dados sugerem uma maior sensibilidade do parâmetro à magnitude do gradiente longitudinal de energia. Nesse sentido, nas praias expostas, quanto menor o gradiente entre dois pontos, maior é a variação da assimetria e vice-versa, enquanto, nas praias mais protegidas, as maiores variações são acompanhadas de maior gradiente de energia de fluxo longitudinal.

Diferentemente do tamanho médio do grão, como mostra a figura 6.40, o aumento ou redução dos valores de assimetria

ocorrem, tanto na presença de fluxo longitudinal crescente quanto decrescente. Esse comportamento sugere a maior sensibilidade do parâmetro às variações na magnitude do gradiente entre dois pontos de amostragem, nos dois contextos de comportamento do fluxo longitudinal.

Nesse sentido, a ocorrência de assimetria negativa, com fluxo longitudinal crescente e maior granulometria média, poderia resultar do deslocamento seletivo e diferenciado entre partículas maiores e menores, na direção do transporte resultante. Outra possível explicação para o sinal negativo da assimetria seria a adição de partículas menores, através da interação da praia com processos ortogonais ou pela inversão no sentido da deriva litorânea.

Por sua vez, a assimetria positiva em presença de fluxo decrescente resultaria, conforme sugerido, da maior intensidade do fluxo ou do maior gradiente entre dois pontos de amostragem, favorável à retirada das partículas menores do que o tamanho médio da distribuição granulométrica. Em ambos os casos, o comportamento da assimetria é, aparentemente, compatível com a maior sensibilidade ao transporte sedimentar, atribuída ao parâmetro na literatura.

Por sua vez, enquanto a interação entre o tamanho médio do grão, a assimetria e o fluxo seria mais dependente dos domínios granulométricos distintos na área de estudo, o desvio padrão seria mais sensível ao nível de energia do ambiente.

Como ilustrado pelas figuras 6.39 e 6.40, excetuando os valores extremos localizados, a granulometria média e a assimetria mostram mudanças de tendência geral do comportamento dos parâmetros, de acordo com o domínio granulométrico. Para o grau de seleção dos sedimentos, a mudança de tendência geral acompanha principalmente, a variação do grau de exposição da linha de costa, com o aumento ou redução do grau de seleção dos sedimentos seguindo, respectivamente, as oscilações positivas ou negativas da intensidade do fluxo longitudinal na direção do transporte longitudinal resultante.

Apesar de fatores locais poderem afetar as características dos sedimentos, a análise comparativa do comportamento da energia do fluxo hidrodinâmico longitudinal e dos parâmetros

granulométricos considerados sugere a importância da presença de vetores de fluxo longitudinal crescente e decrescente na definição das características da distribuição granulométrica dos sedimentos da face praial.

Os resultados obtidos contrariam alguns dos pressupostos assumidos por McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985) para o transporte sedimentar, em particular a ocorrência de energia decrescente no sentido do transporte. Esse contexto poderia explicar, pelo menos em parte, o alcance limitado dos modelos propostos pelos autores, em traduzir a relação entre transporte residual e parâmetros granulométricos na área de estudo, como visto no capítulo anterior.

O ajuste do tamanho médio do grão com as oscilações positivas ou negativas no fluxo longitudinal ilustra a importância dessas oscilações na definição dos processos sedimentares ao longo das praias e, conseqüentemente, nas características granulométricas da face praial. Nota-se que a única possibilidade de energia de fluxo crescente na direção do transporte sedimentar considerada por McLaren & Bowles (*op. cit.*) (Caso 1 ou A), preconiza a redução do tamanho médio do grão e valores mais negativos de assimetria, diferentemente do verificado nos dados analisados. Com apenas uma exceção (P4-P5), todos os demais casos com vetores de energia longitudinal crescente na direção do transporte resultante acusaram incremento na granulometria média dos sedimentos.

Em relação à assimetria, além de refletir as condições granulométricas iniciais, os resultados obtidos sugerem que o parâmetro traduza a intensidade do fluxo e, em particular, a magnitude do gradiente do fluxo longitudinal entre dois setores sucessivos, independentemente do grau de energia atuante. No que tange às características dos processos hidrodinâmicos envolvidos, o comportamento longitudinal da assimetria dos sedimentos também contrastou com o comportamento preconizado por McLaren & Bowles (*op. cit.*), sugerindo limitações nos pressupostos assumidos pelos autores em prever o comportamento do parâmetro.

Por sua vez, os resultados obtidos na análise do fluxo longitudinal corroboram o impacto do transporte sedimentar resultante sobre os parâmetros granulométricos da face praial.

Entretanto, as tendências identificadas sugerem maior complexidade na interação entre a intensidade e o comportamento do fluxo hidrodinâmico longitudinal e as características sedimentológicas do material disponível e fisiográficas locais, na definição dos processos sedimentares predominantes ao longo dos sistemas praias e, conseqüentemente, sobre os parâmetros granulométricos da face praial.

Apesar dos dados analisados sugerirem variações nos mecanismos pelos quais o fluxo hidrodinâmico longitudinal afeta as características granulométricas dos sedimentos, os resultados obtidos na análise efetuada confirmam as tendências de processos sedimentares predominantes identificadas na direção do transporte residual, a partir da distribuição espacial dos parâmetros granulométricos ao longo dos sistemas praias.

Nesse sentido, a ocorrência de fluxo longitudinal crescente, de maior energia ou gradiente entre segmentos praias, determinam tendências de processos predominantemente erosivos, resultando em incremento do tamanho médio do grão (P2-P3; P5-P6; P9-P10; P15-P16). Os segmentos que acusaram fluxo longitudinal decrescente estão associados a contexto preferencialmente deposicional, resultando na redução da granulometria média das partículas (P2-P1; P6-P7; P7-P8; P10-P11; P13-P14). Como já assinalado anteriormente, em alguns poucos casos, a granulometria média dos sedimentos não acompanhou a tendência verificada para o fluxo longitudinal, devido à interferência de fatores locais, como processos de difração ou a presença de correntes de retorno acentuadas, na definição da granulometria média dos sedimentos (P3-P4-P5; P16-P17).

A ocorrência de processos sedimentares predominantemente erosivos ou deposicionais, associados, respectivamente, à maior ou menor energia de fluxo longitudinal, é compatível com as tendências preconizadas na literatura (MCLAREN, 1981; MCLAREN & BOWLES, 1985; HEALY, 2005). Entretanto, a ocorrência mais destacada dessas tendências resulta não apenas da intensidade do fluxo longitudinal, mas também, das características granulométricas locais, definindo a magnitude do transporte sedimentar ao longo das praias e

conseqüentemente, os processos morfossedimentares praias dominantes.

## 6.5. CONCLUSÕES

O modelamento da propagação das três principais componentes do regime regional de ondas confirmou o papel preponderante das ondulações de quadrante sul na definição da intensidade da energia do campo de ondas e correntes na zona de arrebenção, nos diferentes sistemas praias abordados, independentemente do grau de exposição da linha de costa.

Como esperado, a análise da propagação de ondas em águas rasas apontou a ocorrência de processos refrativos mais intensos, associados à incidência na de ondulações de menor frequência. A simulação dos três principais cenários de incidência de ondas possibilitou uma melhor elucidação do impacto das características planimétricas dos sistemas praias e da morfologia da plataforma continental sobre os processos de refração e difração e, conseqüentemente, sobre as características das ondas na arrebenção.

Nesse sentido, dois aspectos se destacam na análise efetuada. Por um lado, a presença de ilhas e promontórios, que resultam em maior grau de proteção das praias do setor norte da área de estudo e no setor centro-sul da Praia Grande. Por outro lado, as diferenças no gradiente da plataforma média e superior entre o setor norte e sul das praias expostas, caracterizado por menores valores até a isóbata de 15m e aumentando, a partir dessa profundidade, em direção à linha de costa, ao norte das ilhas Tamboretas, e por comportamento inverso no setor ao sul das ilhas.

Esse contexto favorece a ocorrência de processos refrativos mais intensos no setor centro-sul da Praia Grande, que, juntamente com os processos difrativos associados às ilhas, influenciam, de forma mais significativa, as características das ondas na arrebenção nesse segmento praias.

Em relação à distribuição longitudinal da altura de onda na arrebenção, em todos os cenários de propagação de ondas simulados, os resultados obtidos apontaram a ocorrência de maior energia de onda no setor centro-norte da Praia Grande, em

comparação ao setor centro sul do sistema praias. Por sua vez, nas praias mais protegidas do setor norte, a incidência de ondas de sudeste e de leste resulta em maior energia na arrebentação no setor centro-norte da praia de Enseada/Ubatuba, em comparação à praia de Itaguaçu. Durante a incidência de ondas de leste-nordeste ocorre a inversão dessa tendência, com a praia de Itaguaçu apresentando maiores valores de altura de onda na arrebentação. Na praia da Saudade, com exceção do cenário de sudeste, os valores médios para a altura de onda na arrebentação foram inferiores aos obtidos nos demais setores praias de maior exposição.

Considerando as condições médias de energia para as ondulações de sudeste, a distribuição da altura de onda na arrebentação, ao longo dos sistemas praias, sugere a ocorrência de processos ortogonais mais significativos junto ao P2, no setor centro-sul da Praia Grande e nos demais pontos de monitoramento das praias expostas, situados ao norte das ilhas Tamboretas. Nas praias mais protegidas, a maior energia de onda no setor centro-norte da praia de Enseada/Ubatuba e centro-sul da praia de Itaguaçu favorecerá a atuação mais significativa de processos ortogonais nesses setores.

Os resultados obtidos na simulação de ondulações de sudeste apontaram a praia da Saudade como o sistema praias mais impactado por condições excepcionais de energia, com a ocorrência de valores máximos de altura de onda na arrebentação.

A distribuição do ângulo de incidência das ondas na arrebentação apontou a ocorrência de fluxo longitudinal resultante para norte na área de estudo, associado à incidência de ondas de quadrante sul. Considerando condições hidrodinâmicas médias para as ondulações de sudeste, os valores encontrados para a energia do fluxo longitudinal apontaram intensidade moderada no setor centro-sul da Praia Grande e alta, nos demais setores de maior exposição, enquanto nas praias mais protegidas a intensidade do fluxo oscilou entre baixa e moderada.

A análise do fluxo hidrodinâmico longitudinal resultante revelou a ocorrência de tendências crescentes e decrescentes ao longo das praias, fornecendo elementos para identificação dos

processos sedimentares predominantes, e elucidando, conseqüentemente, o comportamento dos parâmetros granulométricos ao longo dos sistemas praias na direção do transporte residual.

Por sua vez, o ajuste da intensidade do fluxo longitudinal dominante, obtido através dos dados de refração e difração, com a granulometria média dos sedimentos da face praias é indicativo da habilidade do modelamento de propagação de ondas efetuado, em reproduzir, mesmo em escala regional, as tendências de distribuição das características das ondas na arrebentação, ao longo das praias analisadas.

A partir dos resultados obtidos no estudo sedimentológico e hidrodinâmico, o estabelecimento do balanço sedimentar longitudinal, no próximo capítulo, fornecerá elementos adicionais para elucidar a interação entre as condições de fluxo longitudinal e a granulometria dos sedimentos, na configuração dos processos morfossedimentares predominantes nos diferentes setores dos sistemas praias da área de estudo.



## **7. QUANTIFICAÇÃO DO TRANSPORTE SEDIMENTAR LONGITUDINAL**

### **7.1. EXPERIMENTOS COM TRAÇADORES FLUORESCENTES**

Os testes para quantificação do transporte sedimentar longitudinal na área de estudo, a partir da aplicação da técnica com traçadores fluorescentes, ocorreram entre os dias 08 e 12/09/1996.

Conforme indicado no capítulo 4, foram realizados quatro experimentos, abrangendo os diferentes contextos de exposição da costa. Três deles foram localizados na Praia Grande, sendo um teste efetuado junto ao perfil P2, no setor centro-sul da praia, de menor exposição, e dois no setor centro-norte, nos pontos de monitoramento praias relativos ao P6 e ao P7. O quarto experimento teve lugar no setor central da praia de Itaguaçu, junto ao perfil P16.

A definição da localização para a realização dos experimentos buscou evitar a interferência direta de fatores morfológicos maiores, como a presença de ilhas próximo à costa e de costões, além de obedecer a critérios relacionados ao grau de exposição da linha de costa e à representatividade das condições morfológicas e granulométricas dos sistemas ou subsistemas praias abordados.

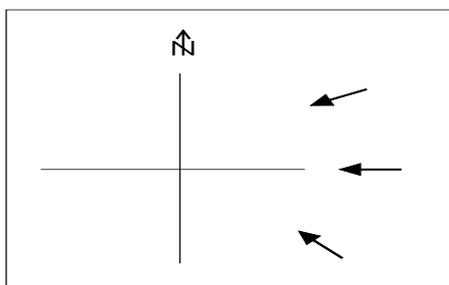
A realização dos testes ocorreu em período de maré de quadratura. A tabela 7.1 apresenta as condições oceanográficas atuantes durante a realização dos experimentos. As ondas incidentes durante o período dos testes apresentaram alturas na arrebentação da ordem de 0,8 a 1,5m e período entre 7 e 10s. A realização dos experimentos foi marcada por oscilações significativas das direções de incidência das ondas. O primeiro teste, ocorrido entre os dias 08 e 09/09, teve início com incidência de ondas de sudeste (SE), passando a leste (E) e a leste-nordeste (ENE), até sua finalização. No segundo experimento, efetuado entre 09 e 10/09, a condição predominante foi de ENE. Essa direção também marcou o início do terceiro teste, ocorrido entre os dias 10 e 11/09, passando a leste-sudeste (ESE) no decorrer do ciclo de maré amostrado. Durante

o quarto experimento, entre os dias 11 e 12/09, predominou a incidência de ondas de SE.

As direções de incidência das ondas durante os experimentos abrangem cerca de 95% dos cenários apresentados nos registros analisados por Alves (1996), sendo representativas do regime regional de ondas. Nesse sentido, um dos aspectos destacáveis durante a realização dos experimentos com os traçadores fluorescentes foi a possibilidade de registrar o basculamento entre as principais direções que marcam o regime de ondas na costa regional e o respectivo impacto sobre os processos de transporte sedimentar litorâneo (Figura 7.1).

**Tabela 7. 1: Condições oceanográficas durante a realização dos experimentos com traçadores fluorescente.**

Experimento	Data	Dir. de incidência das ondas	Hb (m)	T(s)
P7	08-09/09	SE/E/ENE	0,8-1,0	8
P2	09-10/09	ENE	1,0-1,5	8
P6	10-11/09	ENE/ESE	1,0-1,5	8-10
P16	11-12/09	SE	1,0	7



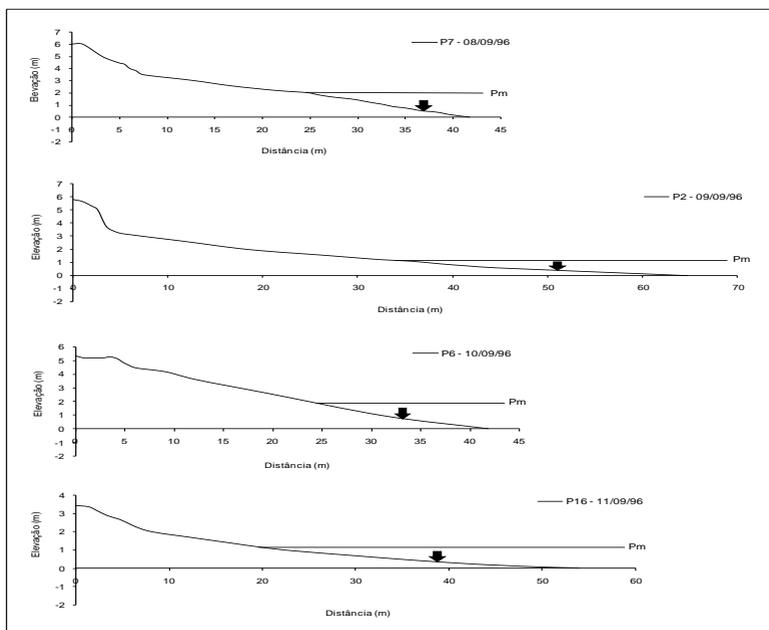
**Figura 7.1: Direções de incidência de ondas durante os experimentos com traçadores fluorescentes.**

Para cada teste realizado, o traçador fluorescente foi preparado a partir da coloração de areia local com tinta fluorescente, seguindo procedimento descrito por Howa *et al.* (1997) e apresentado no capítulo 4. Foi utilizado um total de 20 a

45 kg de traçador em cada experimento, os quais foram injetados na parte inferior da zona intertidal, em trincheira de 0,50 x 0,50cm e profundidade variável, de acordo com o volume de traçador utilizado. Após disposição na trincheira, o marcador foi recoberto por camada superficial de sedimento natural.

Paralelamente à introdução do traçador, foram efetuados testes de controle da camada de retrabalhamento dos sedimentos durante os experimentos, a partir da utilização de uma mistura de argila vermelha e areia local, injetada ao longo da zona intertidal.

Os testes com traçadores foram acompanhados de levantamento topográfico do perfil praial, para controle da morfologia local durante a realização dos experimentos. Os perfis levantados são apresentados na figura 7.2, que mostra a posição de injeção do marcador fluorescente na zona intertidal e a posição relativa da preamar durante a realização dos testes.



**Figura 7.2: Perfis praiais levantados durante a realização dos experimentos com traçadores fluorescentes e posição de injeção do marcador na zona intertidal e do nível da preamar.**

Nota-se que, apesar do contexto de maré de quadratura, os experimentos foram realizados, em sua maior parte, em presença de fortes ventos de NE e de sul, favorecendo, localmente, maior sobrelevação do nível da preamar durante a realização dos testes.

A tabela 7.2 apresenta as condições morfológicas de cada perfil praiar durante a realização dos experimentos e a respectiva granulometria média no local.

Durante os testes na Praia Grande, os perfis P6 e P7 apresentavam características intermediárias, com presença de cúspides praias no primeiro caso e de berma relativamente desenvolvida no segundo, com cúspides incipientes ao sul do perfil do P7. A zona intertidal apresentava declividade elevada nos dois perfis, e largura respectiva da ordem de 16 e 20m. A granulometria média durante os experimentos foi de  $1,31\Phi$ , no P7 e de  $0,91$ , no P6.

O perfil P2, no setor centro-sul da Praia Grande e o P16, na praia de Itaguaçu, apresentavam aspecto dissipativo, com uma largura da zona intertidal da ordem de 30m e baixa declividade. Nos dois casos, a granulometria média durante os experimentos situou-se na classe areia fina, com tamanho médio do grão de  $1,81\Phi$ , no P2 e  $2,20\Phi$  no P16. No P2, o perfil praiar apresentava características erosivas, enquanto no P16, foi observada a presença de cúspides praias incipientes, em direção ao norte da praia.

**Tabela 7. 2: Características morfométricas da zona intertidal, granulometria e aspectos morfológicos do perfil praiial durante a realização dos experimentos com traçadores.**

Experimento	Larg. do perfil (m)	Largura da z. intertidal (m)	Declividade da z. intertidal $\tan \beta$	Mz ( $\Phi$ )	Morfologia praiial
P7	41,70	16,00	0,115	1,32	Presença de cúspides
P2	64,70	28,00	0,038	1,81	Perfil erosivo
P6	41,90	15,00	0,120	0,91	Presença de berma
P16	54,00	35,00	0,033	2,20	Cúspides incipientes

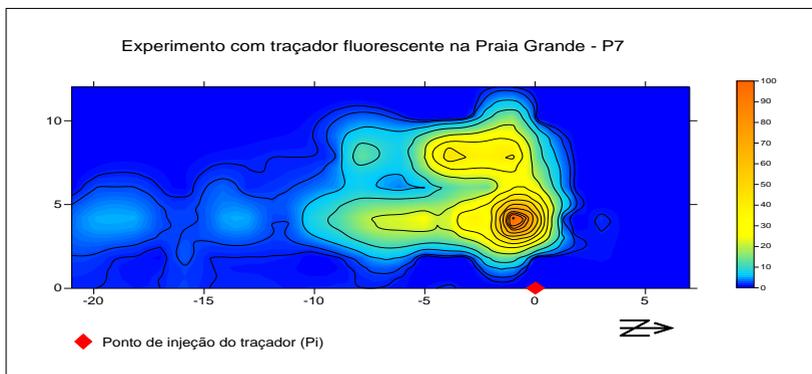
A introdução do traçador fluorescente na zona intertidal ocorreu durante a segunda baixa-mar diurna, e a detecção ocorreu durante a primeira baixa-mar do dia seguinte. A detecção do marcador, a partir do ponto de injeção, obedeceu a uma malha espacial na direção longitudinal e ortogonal à linha de praia e com extensão definida pela concentração de grãos fluorescentes identificada em cada experimento. A malha de amostragem resultante nos diferentes testes oscilou entre 12 e 33m, na componente ortogonal e entre 30 e 180m, na longitudinal.

#### 7.1.1. Padrão de dispersão do traçador fluorescente

As figuras 7.3 a 7.6 apresentam o padrão de dispersão do traçador fluorescente durante a realização dos experimentos. As linhas de contorno representam a concentração de grãos fluorescentes, obtida durante a detecção do marcador.

No experimento efetuado no P7, o traçador utilizado foi totalmente dispersado, com a fuga de maior parte dos sedimentos marcados da zona intertidal. Como mostra a figura 7.3, o traçador detectado sofreu dispersão limitada sobre a face praiial, da ordem de 10 a 12m na direção ortogonal e de 10 a 20m longitudinalmente, deslocando-se na direção sul.

O padrão de dispersão obtido resultou da oscilação no estado de mar durante a realização do experimento. No momento da introdução do marcador no sistema, a incidência de ondas era de SE, mas com a presença de ventos de NE moderados. No decorrer do experimento as ondas passaram incidir de leste, com a atuação concomitante de ventos de NE. Nesse contexto, o predomínio de processos ortogonais, aliado à maior declividade do perfil praial e à menor amplitude da maré astronômica, explicam a fuga do marcador fluorescente em direção à antepraia, e o padrão limitado de dispersão longitudinal obtido.

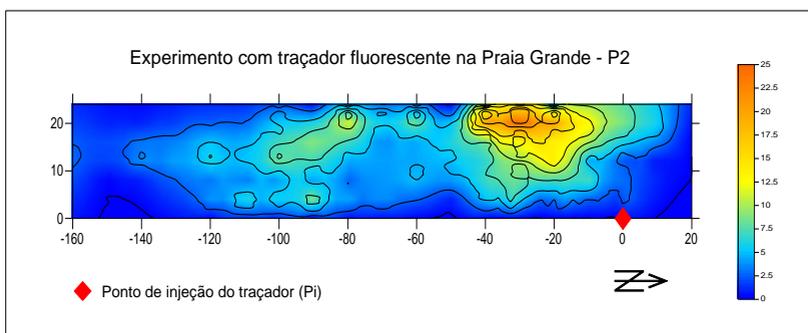


**Figura 7.3: Dispersão do traçador fluorescente no experimento realizado no P7, sob incidência de ondas de Leste.**

O segundo experimento, efetuado no P2, resultou em ampla dispersão espacial do traçador fluorescente sobre a zona intertidal. Do volume de marcador injetado, 78% foram mobilizados durante a realização do teste. Como mostra a figura 7.4, a dispersão ortogonal, sob o efeito do fluxo e refluxo do espraiamento das ondas, estendeu-se sobre aproximadamente 30m de largura da zona intertidal. Longitudinalmente, a dispersão ocorreu predominantemente para sul, alcançando, em maiores concentrações, uma distância entre 80 e 100m, com deslocamento de forma residual até 160m do ponto de injeção.

Efetuada sob condições de ondas incidentes de ENE e atuação de ventos de NE com intensidade moderada a forte, a ampla dispersão do traçador fluorescente no teste realizado no

P2 foi favorecida pela baixa declividade da praia, com a maior incursão espacial das ondas sobre o perfil praiial. Por sua vez, a presença de maior ângulo de incidência das ondas com a linha de costa nessa condição oceanográfica, em comparação ao experimento anterior, favoreceu a dispersão longitudinal do traçador. A figura 7.4 mostra a dispersão do marcador e ilustra, de forma destacável, o padrão clássico de transporte sedimentar por deriva litorânea, caracterizado por deslocamento longitudinal das partículas em zig-zag sobre a face praiial, impulsionado pelo fluxo e refluxo das ondas.



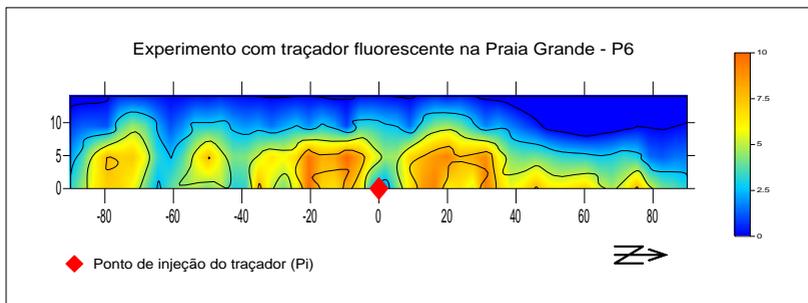
**Figura 7.4: Dispersão do traçador fluorescente no experimento realizado no P2, sob incidência de ondas de ENE.**

O experimento efetuado no P6 revelou o impacto do basculamento da condição oceanográfica de ENE para ESSE, sobre a dinâmica dos processos de transporte sedimentar litorâneo na área de estudo. A introdução do traçador fluorescente ocorreu sob incidência de ondas de ENE e, assim como ocorrido no experimento do P7, entre a injeção e a detecção, o estado de mar sofreu alteração, com o basculamento das ondas para ESE. As condições de energia de ambas as direções mantiveram-se equivalentes, mas com leve incremento na da energia das ondas na condição de ESE, com a entrada de ventos de quadrante sul durante o ciclo de maré.

A figura 7.5 ilustra o padrão de transporte sedimentar resultante do contexto oceanográfico durante a realização do teste no P6. Os resultados da detecção mostraram a ocorrência de dispersão longitudinal relativamente simétrica do traçador

fluorescente, para sul e para norte, sobre uma distância de 90m para ambas as direções, referentes à atuação respectiva de ondas de ENE e ESE durante o experimento. Na componente ortogonal, o deslocamento do traçador alcançou uma distância de 10 a 12m, confirmando, apesar da ocorrência de ventos moderados, a limitação imposta pela maior declividade da praia à atuação das ondas sobre o perfil praiial, sob condição oceanográfica de média energia acompanhada de maré de quadratura.

A totalidade do volume de traçador fluorescente utilizado no teste realizado no P6 sofreu dispersão durante o experimento e a atuação de processos ortogonais, induzida pelo basculamento da direção de incidência das ondas, provocou expressiva fuga do marcador em direção à antepraia.



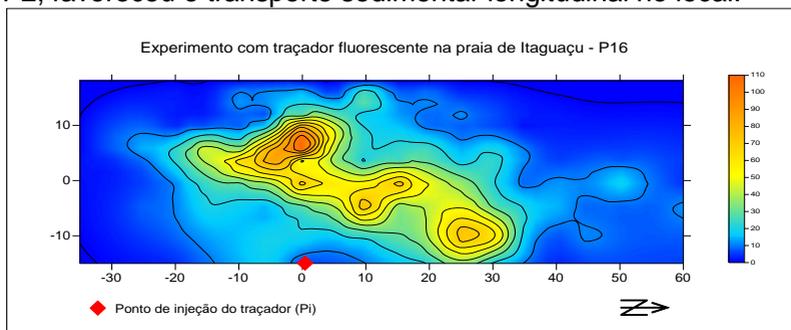
**Figura 7.5: Dispersão do traçador fluorescente no experimento realizado no P6, sob incidência de ondas de ENE a ESE.**

Nota-se, na figura 7.5, que o padrão de dispersão em direção ao sul sofreu influência da morfologia da praia, que apresentava formação incipiente de cúspides no setor, durante a realização do experimento. A presença desse tipo de estrutura sedimentar na face praiial resultou em maior concentração de traçador nas depressões inter-cúspides. Esse comportamento do traçador, em presença de cúspides em praia de características intermediárias, confirma a influência desse tipo de estrutura nos processos de transporte sedimentar na zona intertidal, conforme verificado em experimento da mesma natureza, realizado pela autora na praia da Armação, ilha de Santa Catarina, na costa central catarinense (ABREU DE CASTILHOS *et al.*, 1998).

O padrão de dispersão do traçador fluorescente no experimento efetuado no P16, na praia de Itaguaçu, é apresentado na figura 7.6. Do volume total de marcador introduzido na zona intertidal, 93% sofreu dispersão durante o teste. Efetuado em condições de incidência de ondas de SE e baixa inclinação da praia, assim como no P2, a dispersão do traçador fluorescente na componente ortogonal estendeu-se sobre toda a largura da zona intertidal, com deslocamento perpendicular à praia da ordem de 35m.

Na componente longitudinal, a dispersão indicou a ocorrência de deriva litorânea para norte, com deslocamento do traçador nessa direção em maiores concentrações sobre uma distância de 40m e, de forma residual, até aproximadamente 50m. Nota-se a ocorrência de dispersão longitudinal secundária na direção sul, associada à dinâmica do refluxo das ondas, em condição de baixa declividade do perfil praiar. A dispersão do marcador para norte segue igualmente o padrão clássico em zig-zag.

Comparativamente ao experimento realizado no P2, na Praia Grande, o deslocamento longitudinal no P16, em contexto hidrodinâmico e granulométrico relativamente similar, foi menos expressivo, comportamento compatível com o menor grau de exposição do setor. Por sua vez, apesar da maior exposição do segmento central da praia de Itaguaçu, onde o teste foi realizado, a ocorrência de ventos de intensidade moderada, coincidentes com a direção de incidência das ondas durante o experimento no P2, favoreceu o transporte sedimentar longitudinal no local.



**Figura 7.6: Dispersão do traçador fluorescente no experimento realizado no P16, sob condição de ondas incidentes de SE.**

Considerando os quatro experimentos realizados, nota-se que o padrão direcional de dispersão longitudinal do traçador fluorescente foi compatível, em todos os casos, com os vetores de deriva litorânea, apontados no estudo de propagação de ondas. Por outro lado, além de elucidar o transporte sedimentar por deriva litorânea, um dos aspectos interessantes revelados pela dispersão do marcador fluorescente durante os experimentos refere-se à constatação, principalmente em presença de maior declividade, da ocorrência concomitante dos processos ortogonais e longitudinais. Frequentemente abordados de forma dissociada, os resultados obtidos ilustram a interação entre os dois tipos de processos no comportamento morfossedimentar do perfil praiar.

#### 7.1.2. Quantificação do transporte sedimentar longitudinal

##### 7.1.2.1. *Taxas de recuperação do traçador fluorescente*

O cálculo das taxas de recuperação do traçador (R) dispersado permitiu avaliar a qualidade da detecção efetuada e a adequação dos dados obtidos com os experimentos para a quantificação satisfatória do transporte sedimentar longitudinal na área de estudo.

A tabela 7.3 apresenta o volume de traçador fluorescente utilizado em cada teste realizado, com respectivo volume dispersado e detectado e a taxa de recuperação correspondente. De acordo com White (1998), taxas de recuperação da ordem de 60 a 100% denotam condições satisfatórias de aplicação da técnica com traçadores para avaliação do transporte sedimentar.

Os resultados mais satisfatórios foram obtidos nos experimentos conduzidos no P2 e P16, com taxas de recuperação do traçador da ordem de 53%, no primeiro caso e 67%, no segundo. Como assinalado anteriormente, a fuga expressiva do marcador em direção à antepraia, devido à atuação de processos ortogonais mais efetivos, resultou em taxas de recuperação inferiores a 50% no P7 e P6, dificultando a quantificação do transporte a partir dos dados obtidos.

**Tabela 7. 3: Dados relativos ao volume de traçador fluorescente utilizado em cada teste efetuado e taxas de recuperação do marcador durante a detecção.**

Experimento	Vol. de Traçador injetado (Kg)	Traçador Remanescente Mr (Kg)	Traçador Dispersado Ms (Kg)	Traçador Detectado Md (Kg)	Taxa de recuperação R (%)
P7	28	0,00	28,00	11,64	41,33
P2	28	6,12	21,60	14,75	53,21
P6	44	0,00	44,00	13,16	29,92
P16	20	1,24	18,76	12,64	67,37

Considerando as condições similares de declividade do perfil praial no P7 e no P6 e o volume largamente superior de traçador injetado no segundo caso, comparativamente ao primeiro, a taxa reduzida de recuperação no P6 é explicada pela maior energia das condições oceanográficas durante a realização do experimento no local ( $H_b = 1,0-1,5m$  e  $T = 8,0$  a 10s).

Além das condições de energia atuantes durante a realização dos experimentos no P7 e P6, os resultados obtidos denotam o papel da declividade do perfil praial na taxa de recuperação do traçador fluorescente, elucidando os mecanismos de deslocamento das partículas sobre influência da morfologia do perfil praial. Como ilustrado pelas cartas de dispersão apresentadas nas figuras 7.3 e 7.5, os dados levantados mostram que, independente do ângulo de incidência, a presença de maior declividade favorece a intensificação da componente ortogonal do fluxo hidrodinâmico, resultando em maior transferência dos sedimentos em direção à antepraia e na consequente redução da taxa de recuperação do traçador fluorescente. O mecanismo inverso foi verificado, sob condições de menor declividade da zona intertidal, resultando em maior recuperação do marcador nos experimentos conduzidos no P2 e P16.

Os resultados relativos à recuperação do traçador no estudo efetuado indicam, principalmente em contexto de praias expostas, a importância da adequação dos volumes a serem utilizados na aplicação da técnica às condições locais de energia, conforme sugerido por Ingle (1966), a partir de experimentos da mesma natureza, realizados pelo autor em praias da costa sul da Califórnia. Por outro lado, os resultados obtidos também apontam a necessidade de considerar a declividade da zona intertidal na definição dos volumes a serem empregados.

#### *7.1.2.2. Taxas transporte sedimentar*

A quantificação do transporte sedimentar, a partir da utilização dos traçadores fluorescentes, foi obtida através da aplicação de equação descrita no capítulo 4, a qual considera a velocidade do deslocamento das partículas e a espessura da camada de sedimentos mobilizados durante o intervalo de tempo decorrido entre a injeção e a detecção do traçador fluorescente. Conforme assinalado no capítulo 4, a velocidade de transporte corresponde à razão entre o deslocamento longitudinal do centro de gravidade de massa do marcador detectado e o tempo de imersão, representado, nos testes realizados, pelo intervalo entre duas baixa-mares consecutivas. A espessura da camada de sedimentos mobilizados durante o teste foi obtida através de sondagens realizadas no ponto de injeção do traçador (Pi) e em torno das nuvens de grãos dispersados durante o experimento, além do controle efetuado por testes adicionais com a injeção de mistura de argila e areia, com espessura de 15 a 30cm.

A tabela 7.4 apresenta os resultados quantitativos relativos à velocidade e intensidade do transporte sedimentar longitudinal, nos quatro experimentos realizados.

As maiores velocidade de transporte longitudinal foram obtidas no P2 e no P6, com, respectivamente,  $2,08 \times 10^{-3}$  m/s e  $1,85 \times 10^{-3}$  m/s. As menores velocidades ocorreram nos testes realizados no P7 e P16, com intensidade de  $2,31 \times 10^{-4}$  m/s no primeiro caso e  $6,25 \times 10^{-3}$  m/s, no segundo. A menor intensidade do transporte longitudinal, no experimento efetuado no P7, foi influenciada pelo predomínio de processos ortogonais durante a realização do teste e pela menor quantidade de traçador

utilizado, favorecendo a redução do sinal incipiente de transporte sedimentar na direção sul.

**Tabela 7. 4: Quantificação do transporte sedimentar longitudinal médio, obtida através dos experimentos com traçadores fluorescentes na área de estudo.**

Experimento	dx (m)	Ti (s)	$\bar{U}$ (m/s)	Zo (m)	$\bar{Q}$ (m <sup>3</sup> /m/s)	$\bar{I}$ (kg/m/s <sup>2</sup> )
P7	10,00	4,32E4	2,31 E-4	0,18	7,98E-4	1,27E-2
P2	100,00	4,32E4	2,31 E-3	0,07	5,44 E-3	8,67 E-2
P6	80,00	4,32E4	1,85 E-3	0,22	7,33 E-3	1,17 E-1
P16	27,00	4,32E4	6,25 E-4	0,07	1,83 E-3	2,91 E-2

dx = componente longitudinal de deslocamento do centro de gravidade do traçador; Ti = tempo de imersão do traçador;  $\bar{U}$  = velocidade de deslocamento do centro de gravidade do traçador; Zo = Espessura de retrabalhamento dos sedimentos;  $\bar{Q}$  = transporte longitudinal médio;  $\bar{I}$  = taxa de peso do transporte submerso.

No P6, apesar da perda expressiva do marcador em direção à antepraia, a maior intensidade de energia de fluxo longitudinal, induzida pela incidência de ondas de ENE e ESE durante o experimento, possibilitou avaliar a velocidade do transporte longitudinal para sul e para norte. Embora o deslocamento do marcador tenha sido comparável nas duas direções, uma maior concentração deslocada para norte indicou a ocorrência de maior velocidade de transporte nessa direção durante o experimento. Esse deslocamento do traçador na direção norte é compatível com a maior intensidade do fluxo hidrodinâmico longitudinal, induzido pela atuação de ondas de média energia de ESE.

Nos experimentos conduzidos no P2 e P16, considerando a baixa declividade da zona intertidal nos dois casos, a maior velocidade de transporte longitudinal no P2, em presença de maior granulometria média, ilustra, por um lado, o papel potencializador da altura de onda na arrebentação,

comparativamente ao ângulo de incidência, e, por outro lado, o impacto dos ventos na intensificação das correntes longitudinais.

Apesar de maior ângulo de incidência das ondulações de SE no P16, em comparação à atuação de ondas de leste-nordeste no P2, a maior altura de onda na arrebentação no P2, durante a realização do experimento (1,00 a 1,5m), resultaria, em princípio, em energia de fluxo longitudinal comparável nos dois pontos de amostragem, da ordem de  $2,11 \times 10^{-1}$  J/s/ml, no P2 e de  $1,93 \times 10^{-1}$  J/s/ml, no P16.

Nesse sentido, a velocidade superior de deslocamento de partículas com maior granulometria média no P2 teria sido influenciada, principalmente, pela atuação, durante o teste efetuado, de vento moderado a forte de NE, que sopram relativamente paralelos à costa leste da ilha de São Francisco do Sul

Em artigo sobre experimentos com traçadores fluorescentes efetuados em praia na costa oeste australiana, Tonk & Masselink (2005) destacaram igualmente o efeito de ventos locais, soprando paralelamente à costa, na intensificação das correntes longitudinais.

A espessura da camada de sedimentos mobilizados durante os experimentos foi da ordem de 0,18 a 0,22cm, no P7 e P6 e de 0,07cm, no P2 e P16 (Tabela 7.4). Apesar da dispersão total do traçador fluorescente durante a realização desses dois experimentos, foi possível determinar a espessura média de retrabalhamento, a partir dos testes efetuados concomitantemente com a mistura de argila e areia, e sondagens adicionais no entorno do ponto de injeção.

Nos experimentos em presença de maior declividade, a espessura de material mobilizado apresentou maior oscilação, enquanto nas praias com baixa inclinação, a camada de retrabalhamento durante os experimentos foi mais homogênea. Esse comportamento diferenciado demonstra o papel da declividade nos processos sedimentares na zona intertidal.

Por sua vez, a ocorrência de espessura de retrabalhamento similar nos testes efetuados no P2 e no P16, em contexto de maior intensidade de corrente longitudinal no primeiro caso em relação ao segundo, pode ser atribuída à menor granulometria média dos sedimentos no P16. Esse

contexto seria compatível com a redução da intensidade da deriva litorânea associada ao aumento do diâmetro médio das partículas, conforme indicado na literatura (KOMAR, 1977; KING, 2005).

Para a quantificação do transporte sedimentar longitudinal, a partir da dispersão do marcador fluorescente, foi considerada a largura da zona intertidal durante a realização dos experimentos, apresentada na tabela 7.2.

Os resultados obtidos indicaram uma intensidade de deriva litorânea da ordem de 5,44 e  $1,83 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{m}/\text{s}$ , respectivamente no P2 e no P16, correspondendo a um trânsito sedimentar da ordem de 235,08  $\text{m}^3/\text{m}$  e 79,06  $\text{m}^3/\text{m}$  durante o intervalo de tempo de realização dos experimentos. A maior taxa de recuperação do traçador fluorescente permitiu uma quantificação satisfatória do transporte sedimentar longitudinal nesses dois casos.

Entre os fatores que possam explicar a diferença significativa do transporte sedimentar longitudinal entre o P2 e o P16, para condições de declividade da praia comparável entre os dois perfis e maior tamanho médio do grão no P2, está, conforme assinalado, a atuação dos ventos de NE durante o experimento no P2. A ocorrência de ventos dessa direção teriam concorrido fortemente para o resultado obtido na quantificação da deriva litorânea no local. De acordo com Tonk & Masselink (2005), o impacto de ventos locais na corrente longitudinal favorece o transporte em suspensão das partículas, o que pode ter favorecido a maior intensidade da deriva litorânea, conforme registrado pelo deslocamento do marcador fluorescente durante o experimento.

Por sua vez, no P16, além da menor exposição da praia, a maior incursão da maré sobre o perfil praiado durante o experimento pode ter afetado a intensidade do transporte sedimentar no local, com uma maior distribuição transversal da energia potencial do fluxo longitudinal, atuando sobre condições de declividade da face praiado comparáveis ao P2.

A maior incursão da maré no P16, mesmo em condição de quadratura, pode estar associada às condições volumétricas do depósito praiado, ou ainda ser favorecida pelo relativo confinamento das praias do setor norte da área de estudo,

decorrente da configuração planimétrica das praias no local e da presença de ilhas costeiras próximo à costa. Na ausência de ventos de intensidade significativa e em condições de média a baixa energia, a maior incursão da maré poderia afetar as condições hidrodinâmicas da praia durante a realização do experimento, reduzindo a tensão do fluxo sobre o fundo e, conseqüentemente, a intensidade do transporte sedimentar.

A redução da rugosidade do fundo, decorrente da menor granulometria das partículas no P16, representa outro fator desfavorável à ocorrência de maior intensidade de transporte nas condições amostradas. Segundo Ingle (1966), esse contexto requer maior intensidade de energia do fluxo para manutenção de maiores taxas de transporte sedimentar.

Nos testes efetuados no P7 e P6, a fuga de parte expressiva do marcador, com taxas de recuperação inferiores a 50% e com a completa erosão no ponto de injeção, compromete a quantificação do transporte sedimentar longitudinal. Apesar das limitações impostas pelos dados obtidos, uma aproximação da intensidade do transporte nos dois pontos foi efetuada, com base na camada média de retrabalhamento dos sedimentos da zona intertidal, avaliada a partir dos testes de controle, conforme assinalado anteriormente. Os resultados indicaram um transporte longitudinal de  $7,98 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{m}/\text{s}$ , no P7 e de  $7,33 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{m}/\text{s}$ , no P6, equivalentes, respectivamente, a um trânsito sedimentar de apenas  $34,47 \text{ m}^3/\text{m}$  no P7 e de  $316,65 \text{ m}^3/\text{m}$  no P6, durante a realização dos testes ou, um ciclo de maré.

O reduzido volume de transporte obtido para o P7, mesmo em condição de incidência de ondas de Leste e da menor energia potencial do fluxo longitudinal, não guarda proporção com as condições hidrodinâmicas atuantes durante a realização do experimento, marcadas pela ocorrência de ventos de NE de intensidade significativa, que forçavam as condições médias de energia das ondas no local. Esse contexto não permite relacionar o volume obtido ao trânsito sedimentar provável, durante o intervalo de tempo avaliado, apontando a inadequação dos resultados encontrados para a quantificação do transporte longitudinal a partir do teste efetuado no P7.

Por sua vez, a quantificação obtida no P6 mostrou maior coerência com as condições de energia atuantes durante a

realização do experimento, em detrimento da reduzida taxa de recuperação do marcador e da mudança na direção de incidência das ondas, que resultou na reversão da deriva litorânea entre o início e o final do experimento. Nota-se, entretanto, que o volume obtido apresenta ordem de grandeza proporcional à energia do fluxo longitudinal associado às condições oceanográficas atuantes durante o teste realizado, da ordem de  $3,5 \times 10^{-1}$  J/s/ml, guardando proporção com a relação fluxo/transporte verificada no P2.

Considerando o basculamento da direção de incidência das ondas, o volume encontrado para o P6 representa uma aproximação do transporte sedimentar por deriva litorânea, tanto para sul quanto para norte, associada, respectivamente, à incidência de ondas de ENE e de ESSE na área de estudo.

## **7.2. APLICAÇÃO DE FÓRMULAS EMPÍRICAS**

A partir das condições oceanográficas atuantes durante a realização dos testes com os traçadores fluorescentes, foram efetuados os cálculos de transporte sedimentar longitudinal, através das equações do CERC (1984), Bailard (1984) e de Kamphuis-1991.

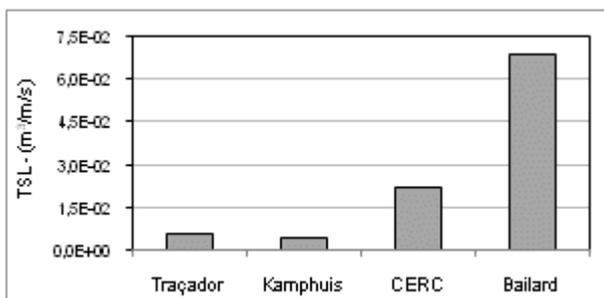
Os resultados alcançados, apresentados na tabela 7.5, mostram que as taxas de transporte longitudinal resultante diferem significativamente, de acordo com a formulação utilizada. Apesar de apresentarem, em alguns casos, resultados mais próximos aos obtidos nas medições de campo, as taxas de transporte sedimentar obtidas com as equações do CERC e de Bailard apresentaram diferenças importantes entre elas, com uma superestimação das taxas de transporte pela formulação de Bailard da ordem de entre 40 a 215%, em relação à equação proposta pelo CERC. Na comparação das duas equações com a formulação de Kamphuis-1991, a distância entre os resultados é ainda maior, da ordem de 90% a 640% de majoração do transporte sedimentar pela fórmula do CERC, e entre 170% e 2200%, para a equação de Bailard.

**Tabela 7. 5: Taxas de transporte sedimentar longitudinal médio, previstas pelas equações selecionadas.**

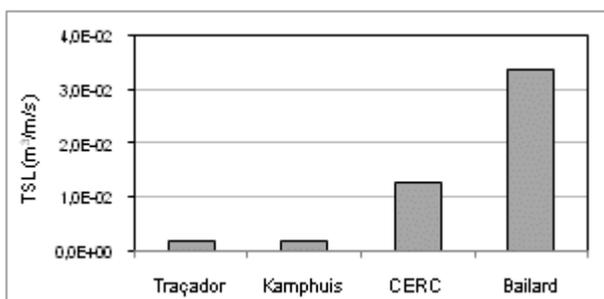
Fórmulas de transporte longitudinal costeiro	Taxa de transporte sedimentar (m <sup>3</sup> /m/s)			
	P7	P2	P6	P16
CERC	1,08E-02	2,19E-02	1,37E-02	1,28E-02
Kamphuis-1991	5,62E-03	4,19E-03	8,19E-03	1,74E-03
Bailard	1,51E-02	6,87E-02	3,25E-02	4,07E-02

A quantificação do transporte sedimentar longitudinal obtida com o traçador fluorescente foi comparada com as taxas calculadas através das equações selecionadas. Os resultados da comparação são apresentados nas figuras 7.7 a 7.10. Em relação ao transporte medido em campo, os volumes de transporte calculados pelas fórmulas de Bailard e do CERC foram excessivamente elevados, da ordem de 340 a 2100%, para a equação de Bailard e de 87 a 600%, no caso da equação do CERC. As taxas de transporte calculadas pela equação de Kamphuis-1991 apresentaram melhor ajuste com os resultados experimentais, representando cerca de 80 a 95% das taxas obtidas nos testes mais satisfatórios com o traçador fluorescente, relativos ao P2 e P16 e majoradas de 12% no caso do P6, onde, apesar da baixa recuperação do traçador, foi possível estimar o trânsito sedimentar durante a realização do teste.

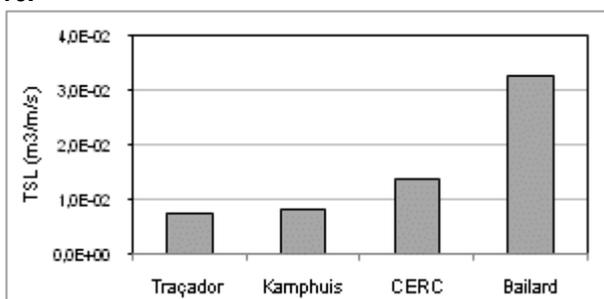
A diferença expressiva na taxa de transporte sedimentar obtida com a equação de Kamphuis-1991, no P7, confirma a deficiência da quantificação efetuada nesse experimento, atribuída principalmente à reduzida quantidade de marcador fluorescente utilizada, face às condições morfológicas e hidrodinâmicas locais. Por sua vez, variações menores entre as taxas obtidas nos testes e com a equação de Kamphuis-1991 podem estar associadas ao contexto local, ou a fatores como a atuação dos ventos, que não integram os cálculos teóricos efetuados.



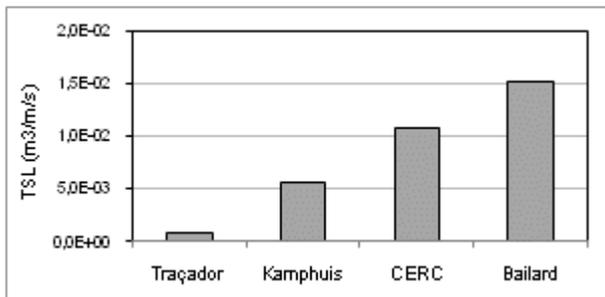
**Figura 7.7: Comparação entre taxas de transporte sedimentar longitudinal (TSL) mensurado e previsto pelas equações utilizadas para o P2.**



**Figura 7.8: Comparação entre taxas de transporte sedimentar longitudinal (TSL) mensurado e previsto pelas equações utilizadas para o P16.**



**Figura 7.9: Comparação entre taxas de transporte sedimentar longitudinal (TSL) mensurado e previsto pelas equações utilizadas para o P6.**



**Figura 7.10: Comparação entre taxas de transporte sedimentar longitudinal (TSL) mensurado e previsto pelas equações utilizadas para o P7.**

De acordo com a literatura, a intensidade do transporte sedimentar é proporcional à energia do fluxo hidrodinâmico longitudinal. Para melhor avaliar a consistência do transporte sedimentar longitudinal medido e previsto pelas equações selecionadas, os resultados dos dois procedimentos foram comparados à intensidade do fluxo de energia longitudinal relativo às condições hidrodinâmicas operantes durante a realização dos testes com o marcador fluorescente. Os resultados da comparação são apresentados nas figuras 7.11 a 7.13.

Com exceção do P7, os resultados obtidos mostraram um ajuste mais consistente entre as taxas de transporte sedimentar medidas e a intensidade do fluxo longitudinal, apontando a confiabilidade dos resultados obtidos nos experimentos com traçador fluorescente. Por sua vez, a comparação efetuada indicou maior aproximação entre as taxas de transporte obtidas com equação de Kamphuis-1991 e a intensidade do fluxo longitudinal, confirmando o melhor ajuste verificado entre essa formulação e os resultados experimentais. No P16, o menor ajuste entre a energia do fluxo e as taxas de transporte pode estar associado à redução do tamanho médio do grão no local, segundo o mecanismo de interação entre fluxo e sedimentos em presença de menor granulometria média, conforme sugerido por Ingle (1966).

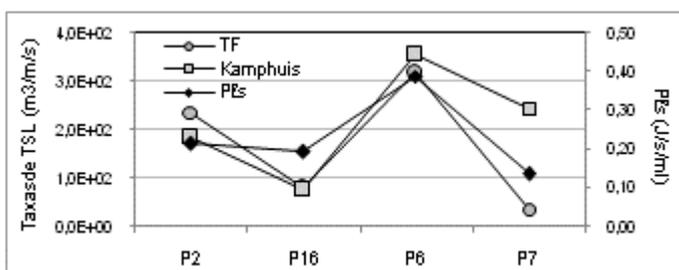


Figura 7.11: Comparação entre a energia potencial do fluxo longitudinal ( $\times 10^{-1}$ ) e as taxas de transporte sedimentar obtidas a partir dos experimentos efetuados e calculadas através da equação de Kamphuis- 1991.

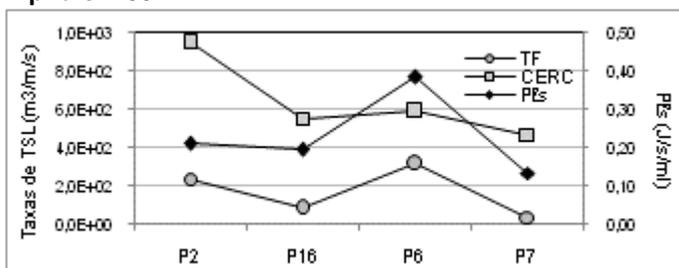


Figura 7.12: Comparação entre a energia potencial do fluxo longitudinal ( $\times 10^{-1}$ ) e as taxas de transporte sedimentar obtidas a partir dos experimentos efetuados e calculadas através da equação do CERC (1984).

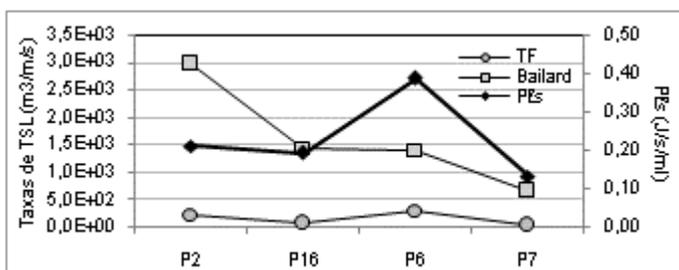


Figura 7.13: Comparação entre a energia potencial do fluxo longitudinal ( $\times 10^{-1}$ ) e as taxas de transporte sedimentar obtidas a partir dos experimentos efetuados e calculadas através de Bailard (1984).

Os resultados da comparação entre o transporte sedimentar obtido no procedimento experimental e através dos cálculos teóricos, assim como o confronto com a energia potencial do fluxo longitudinal, apontaram a equação de Kamphuis-1991 como sendo a mais adequada à quantificação do transporte sedimentar longitudinal na área de estudo, em contexto hidrodinâmico de média energia.

O melhor ajuste verificado com a equação de Kamphuis-1991 é compatível com os resultados relatados por outros autores na literatura. Entre as pesquisas com conclusões semelhantes podem ser citados os trabalhos por Wang *et al.* (1998), Larangeiro & Oliveira (2003) e outros, incluindo estudos com a aplicação de traçadores fluorescentes na calibração dos cálculos teóricos, desenvolvidos em condições de energia comparáveis às verificadas no presente estudo (MICHEL, 1997; HOWA *et al.*, 1997; ABREU DE CASTILHOS *et al.*, 1997a, 1998; BALOUIN *et al.*, 2005).

Na costa brasileira, além dos trabalhos de Abreu de Castilhos *et al.*, (*op. cit.*) para o litoral catarinense, resultados obtidos por Fontoura (2004) na costa do Rio Grande do Sul, baseados em calibração com a utilização de armadilhas, também indicaram maior correlação dos dados medidos com os previstos pela equação de Kamphuis-1991. A aplicação não calibrada da equação por Alfredini (1999), em diferentes praias do litoral brasileiro, apontou resultados na mesma direção.

A tendência à superestimação do transporte sedimentar pela fórmula do CERC estaria relacionada à dificuldade de calibração da constante de proporcionalidade K, que integra o modelo proposto, na medida em que parâmetros como a granulometria, a declividade da praia ou o período das ondas não são considerados na formulação.

A fórmula de Bailard, que mantém a forma geral da equação do CERC, associa o parâmetro indiretamente K à granulometria dos sedimentos, através da velocidade de decantação da partícula, mas também resulta em montantes aparentemente excessivos de trânsito sedimentar. Por sua vez, Ozhan (1982, in WANG *et al.*, 2002) estabeleceu relação entre K e a esbeltez da onda, enquanto autores como Kamphuis & Readshaw (1978, in WANG *et al.*, *op. cit.*) associaram a

calibração do fator ao tipo de arrebentação, dada pelo parâmetro de similaridade de surf introduzido por Battjes (1974).

Na linha de raciocínio de Kamphuis & Readshaw (1978, in WANG *et al.*, 1998), Smith (2006) salienta a importância do período das ondas na determinação do tipo de arrebentação. Segundo o autor o período desempenha papel considerável na dinâmica do transporte sedimentar longitudinal, definindo a natureza do fluxo predominante na zona de arrebentação, imprimindo maior ou menor turbulência ao fluxo hidrodinâmico, conforme destacado igualmente por Dally & Dean (1984) e Wang *et al.* (*op. cit.*).

Por sua vez, a interação entre granulometria dos sedimentos e declividade do perfil praiial assume grande importância para o transporte sedimentar longitudinal, conforme assinalado por Komar & Inman (1970), King (2005), Van Rijn & Boer (2006). Essa interação foi verificada através da aplicação da equação de Kampkuis-1991, com as oscilações no gradiente da praia resultando em diferenças apreciáveis nas taxas de transporte sedimentar.

A magnitude do transporte sedimentar por deriva litorânea é também subordinada à interação entre a natureza e intensidade de fluxo longitudinal e o tamanho médio do grão, conforme sugerido, entre outros, pelos trabalhos de Ingle (1966), McLaren (1981), McLaren & Bowles (1985) e King (*op. cit.*). Nesse contexto, a relação entre turbulência do fluxo, associada ao tipo de arrebentação e energia das ondas, com o transporte sedimentar longitudinal constitui uma abordagem ainda pouco explorada nas investigações. Determinante para a velocidade de decantação das partículas, a turbulência do fluxo e sua relação com a deriva litorânea é salientada por Smith (2006), que destaca a necessidade de inclusão do parâmetro nas equações de previsão do transporte sedimentar longitudinal.

A superestimação do transporte sedimentar longitudinal nas praias abordadas pelas equações do CERC e de Bailard confirmaram a tendência frequentemente relatada na literatura em relação às duas equações. Esse quadro aponta a necessidade de precaução na aplicação das formulações disponíveis para o estabelecimento de taxas de transporte

sedimentar longitudinal, e de esforços de calibração das equações propostas às condições locais.

Dentro do contexto desafiador que representa a quantificação do transporte sedimentar longitudinal, a equação de Kamphuis-1991, ao integrar a granulometria dos sedimentos, a declividade da praia e o período das ondas, os quais participam reconhecidamente na definição da intensidade do transporte sedimentar, é considerada uma das equações que apresentam resultados mais realísticos.

Entretanto, uma das críticas à formulação de Kamphuis-1991 seria a subestimação das taxas de transporte em condições de alta energia. A realização de algumas simulações para essas circunstâncias nas praias abordadas, a partir de diferentes tamanhos médio de grão, sugere que essa tendência ocorra principalmente em presença de sedimentos de menor granulometria, normalmente associada a menores declividades, parâmetro ao qual a formulação de Kamphuis-1991 apresenta grande sensibilidade. Comparativamente à fórmula do CERC, a equação de Kamphuis-1991 mostrou-se menos sensível ao ângulo de incidência das ondas.

Considerando os resultados obtidos nos experimentos efetuados e a comparação com os cálculos teóricos, a equação de Kamphuis-1991 foi utilizada para o estabelecimento de um primeiro balanço sedimentar longitudinal das praias oceânicas, na área de estudo.

### **7.3. BALANÇO SEDIMENTAR LONGITUDINAL (BSL)**

Para o cálculo dos vetores de transporte sedimentar e elaboração do balanço longitudinal de sedimentos, foram consideradas condições hidrodinâmicas de média energia e as frequências para as diferentes componentes direcionais do regime regional de ondas apresentadas por Alves (1996). Conforme destacado anteriormente, apesar da série limitada dos registros, os dados disponíveis são considerados como representativos do regime de ondas anual, de acordo com os argumentos apresentados no capítulo 4. Nesse sentido, as frequências relativas a cada componente do espectro direcional foram extrapoladas para a escala anual.

Para avaliar o papel da propagação das ondas sobre o comportamento do transporte sedimentar longitudinal, os cálculos efetuados consideraram, por um lado, as características das ondas ao largo, não refratadas, e, por outro lado, os dados de ondas na arrebentação após modelamento dos processos de refração e difração sobre a plataforma continental.

Para o cálculo com os dados diretos, foram consideradas todas as direções de incidência registradas, apresentadas na tabela 7.6.

**Tabela 7. 6: Dados hidrodinâmicos e frequência direcional do regime de ondas para a área de estudo (Alves, 1996)**

Direção	Hs(m)	T(s)	Frequência (%)
NE	0,8	4	0,13
ENE	1,0	6	7,21
E	1,0	8	26,13
ESE	1,0	8	33,98
SE	1,5	10	27,28
SSE	1,25	6	5,15
S	1,25	6	0,13

No cálculo com os dados de onda na arrebentação, foram utilizados os resultados da propagação das três principais direções de incidência de ondas na costa regional (SE, leste e ENE), além da componente ESE, devido à sua maior frequência nos registros de ondas apresentados por Alves (*op. cit.*). Foram admitidos, para essa direção de incidência, valores intermediários para os parâmetros de onda na arrebentação, relativos à incidência de ondas de leste e SE.

Além dos dados hidrodinâmicos, a equação de Kamphuis-1991 deve ser alimentada com a declividade da zona de arrebentação, entre o ponto de arrebentação e a linha de praia. Considerando as dificuldades de obtenção do parâmetro para todas as direções de incidência utilizadas no cálculo das taxas de transporte, foi adotado valor referente à profundidade de quebra para as ondulações de SE.

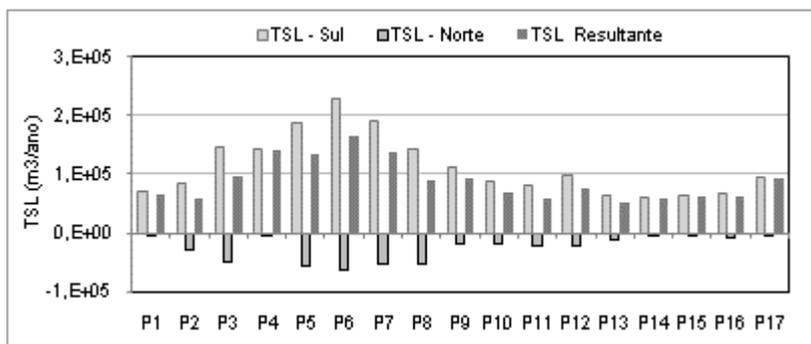
Tendo em vista a ausência de batimetria de detalhe para toda a trabalhada e buscando uma melhor aproximação com a

realidade de campo, dados iniciais de declividade, extraídos da batimetria regional, foram calibrados com base nos levantamentos batimétricos de detalhe disponíveis para a praia da Saudade e a praia de Enseada Ubatuba. Os resultados apontaram para a zona de arrebentação valores para a tangente da declividade da ordem de 0,02 a 0,04 nas praias expostas, com predomínio de valor intermediário de 0,03. Nas praias protegidas, os valores encontrados foram de 0,02, com exceção do P12, onde a batimetria disponível aponta uma declividade de 0,05.

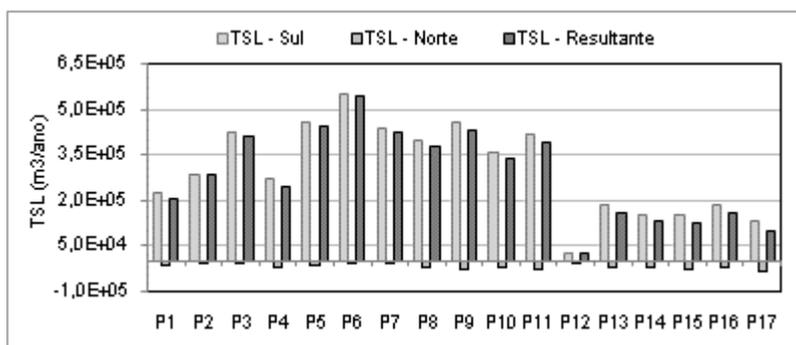
Como esperado, os resultados do balanço longitudinal de sedimentos apontaram, nos dois procedimentos, a ocorrência deriva litorânea resultante para norte na área de estudo (Figuras 7.14 e 7.15). A soma do transporte sedimentar sob incidência de ondas de NE, ENE e, na maioria dos casos, de leste, resultou em trânsito sedimentar para sul, enquanto as demais direções representam o transporte de sedimentos na direção norte. Entre os perfis P2 e P7 a incidência de ondas de leste acusou igualmente vetor direcional de transporte para norte.

Apesar das tendências direcionais similares, as taxas de transporte obtidas através do cálculo com os dados de ondas ao largo e os dados propagados apresentaram diferenças significativas. No primeiro caso, os resultados apontaram a subestimação dos montantes da ordem de 35 a 80% nas praias expostas e de 10 a 60% nas praias semi-protegidas da costa norte, comparativamente aos resultados encontrados a partir dos parâmetros de onda na arrebentação, após modelamento dos processos de refração e difração.

Diferenças significativas de resultados obtidos a partir de dados de ondas ao largo e refratados foram igualmente encontradas por Siegle & Asp (2007), em estimação do potencial de transporte sedimentar longitudinal para o litoral sul catarinense, a partir de metodologia proposta por Longuet-Higgins (1970) e Komar (1998).



**Figura 7.14:** Transporte médio anual e balanço sedimentar longitudinal anual nas praias da área de estudo da área de estudo, obtidos a partir de dados não refratados.

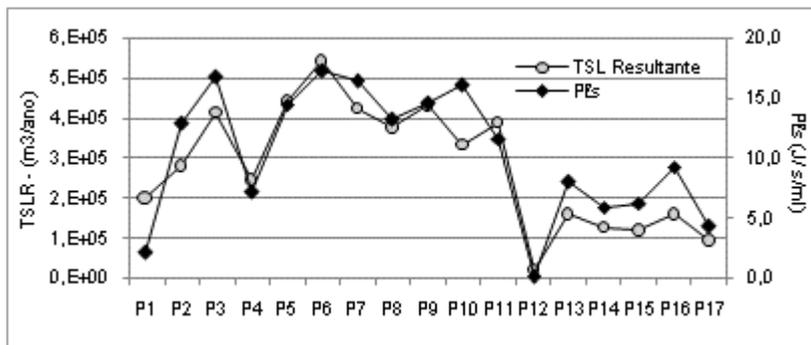


**Figura 7.15:** Transporte médio anual e balanço sedimentar longitudinal anual nas praias da área de estudo, obtidos a partir das características das ondas na arrebentação.

Por outro lado, como ilustrado pelas figuras 7.14 e 7.15, os resultados obtidos com dados de ondas não refratados não refletem as condições locais de energia para os setores mais protegidos da costa, como ocorre no P2 e no P4, na Praia Grande, afetados por intensos processos de difração das ondas incidentes. Nota-se, no cálculo com os dados de onda ao largo, a ocorrência de maiores montantes referente ao transporte sedimentar na deriva para sul, além de menor consistência das taxas de transporte, para o conjunto dos casos, com a

intensidade do fluxo longitudinal médio, identificada no estudo hidrodinâmico.

A comparação das taxas de transporte com o fator energia do fluxo hidrodinâmico longitudinal na arrebenção ( $PE_s$ ) confirmou o maior ajuste entre o transporte sedimentar resultante obtido a partir dos dados refratados com a energia do fluxo longitudinal, como mostra a figura 7.16. Calculado a partir da incidência de ondulações de SE, o ajuste predominante entre a intensidade do fluxo longitudinal e o transporte sedimentar resultante confirma o papel preponderante dessa componente direcional no transporte sedimentar por deriva litorânea nas praias analisadas.



**Figura 7.16: Transporte sedimentar longitudinal resultante, obtido com dados refratados e energia do fluxo longitudinal ( $PE_s$ ), para a incidência de ondulações de SE de energia moderada na área de estudo.**

Nota-se ainda, na figura 7.16, que, na maioria dos casos, sob condições similares de energia do fluxo longitudinal, um maior ajuste com o transporte sedimentar resultante é verificado nos setores caracterizados por maior granulometria dos sedimentos, associados à maior declividade da zona de arrebenção. Esse comportamento sugere, conforme destacado por Ingle (1966) e outros, a necessidade de maior intensidade de energia de fluxo longitudinal para o deslocamento de maiores volumes de sedimentos, em presença de partículas com menor tamanho médio.

A tabela 7.7 mostra as taxas para o transporte sedimentar longitudinal nas direções norte e sul, global e resultante, obtidos para a área de estudo, com base nos dados de onda na arrebentação e na aplicação da equação de de Kamphuis-1991.

**Tabela 7. 7: Taxas de transporte sedimentar médio e balanço sedimentar longitudinal nos sistemas praias da área de estudo, estabelecidos a partir da equação de Kamphuis-1991.**

Perfil	Taxas de transporte balanço e sedimentar longitudinal (x 10 <sup>5</sup> m <sup>3</sup> /m/ano)			
	Norte	Sul	Global	Resultante
P1	182	0,18	2,38	2,03
P2	245	0,04	2,87	2,81
P3	370	0,09	4,28	4,12
P4	242	0,24	2,95	2,46
P5	348	0,14	4,69	4,41
P6	413	0,08	5,57	5,42
P7	344	0,1	4,42	4,23
P8	305	0,23	4,22	3,75
P9	358	0,28	4,86	4,30
P10	278	0,21	3,77	3,34
P11	333	0,3	4,46	3,87
P12	0,78	0,03	0,27	0,21
P13	150	0,23	2,05	1,59
P14	132	0,24	1,75	1,27
P15	135	0,28	1,75	1,20
P16	164	0,25	2,09	1,60
P17	134	0,34	1,62	0,95

Os resultados alcançados apontaram montantes para o transporte global da ordem de 239.000 a 557.000 m<sup>3</sup>/ano nas praias expostas, e de 27.000 a 209.000 m<sup>3</sup>/ano, nas praias mais protegidas da costa norte. O transporte sedimentar resultante para norte foi de 203.000 a 542.000 m<sup>3</sup>/ano nas praias expostas, e de 21.000 a 160.000 m<sup>3</sup>/ano, nas praias mais protegidas (Tabela 7.7).

Os montantes mais elevados para o transporte sedimentar, encontrados nas praias expostas, são comparáveis com cálculo apresentado por Perk (2006) em estudo sobre a dinâmica da desembocadura do rio Itapocu, ao sul da área de estudo, a partir de formulação derivada da equação de Kamphuis-1991. O autor obteve um montante de 550.000 m<sup>3</sup>/ano para o transporte sedimentar residual para norte, em condições de orientação da linha de costa, granulometria média e grau de exposição equivalentes ao setor norte da Praia Grande.

Por outro lado, resultados obtidos por Araújo & Alfredini (2001) com a equação de Kamphuis-1991 no litoral de São Paulo, sob maior energia de ondas ao largo e em condições de granulometria média igualmente equiparável ao norte da Praia Grande, apontaram taxas de transporte sedimentar resultante da ordem de 350.000 m<sup>3</sup>/ano. O menor montante encontrado pelos autores em condições de maior energia de ondas ao largo resulta, possivelmente, de uma menor declividade da praia e, aparentemente, da orientação da linha de costa na área trabalhada, que seria menos favorável ao transporte longitudinal, em comparação às praias do litoral norte de Santa Catarina.

O cálculo das taxas de transporte sedimentar para as praias oceânicas da ilha de São Francisco do Sul apontou baixos montantes para a deriva litorânea para sul, em resposta à menor energia das ondas de ENE. O trânsito sedimentar global obtido está associado principalmente, à deriva litorânea para norte, decorrente da incidência predominante de ondas de quadrante sul costa regional.

Por sua vez, as taxas de transporte longitudinal obtidas no balanço sedimentar são compatíveis com o grau de exposição dos diferentes sistemas ou subsistemas praias, conforme ilustrado pelas figuras 7.17 e 7.18. Por outro lado, como destacado anteriormente, com poucas exceções, os resultados encontrados mostraram que, independentemente do grau de exposição, o transporte sedimentar resultante acompanha as oscilações na energia do fluxo longitudinal (Figura 7.16). Esse comportamento confirma o papel das transformações provocadas pelos processos de refração e difração na determinação dos parâmetros de onda na arrebentação, conforme destacado por

Komar (1998) e, conseqüentemente, na magnitude do transporte sedimentar longitudinal.

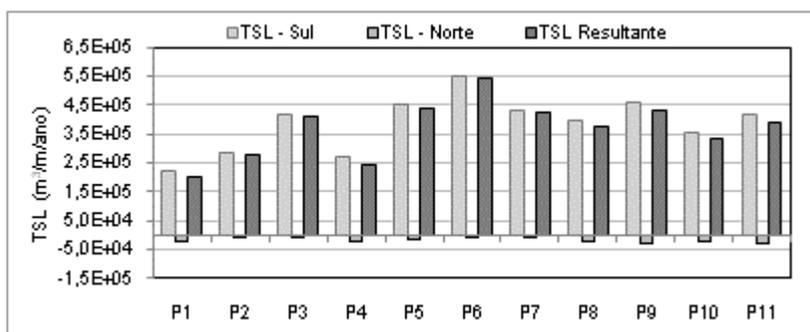
Nesse sentido, nas praias expostas, as menores taxas para o transporte resultante ocorrem no setor centro-sul da praia da Praia Grande, junto aos perfis P1 e P4, seguido do P2, com respectivamente 203.000 m<sup>3</sup>/ano, 246.000 m<sup>3</sup>/ano e 280.000 m<sup>3</sup>/ano (Tabela 7.7 e Figura 7.17). Enquanto no P1 e P4, as menores taxas de transporte residual resultam da maior proteção em relação à incidência direta das ondulações de SE, no P2 o montante encontrado se deve aos menores ângulos de onda na arrebentação associados a essa direção de incidência, aliado à menor declividade do perfil praiar no local. A maior taxa de transporte longitudinal resultante por deriva litorânea no setor centro-sul da Praia Grande ocorre no P3, com 412.000 m<sup>3</sup>/ano (Tabela 7.7 e Figura 7.17). Esse montante é coerente com o maior grau de exposição do setor em relação às condições hidrodinâmicas de maior energia de SE e com a maior intensidade do fluxo longitudinal dominante.

As maiores taxas de transporte longitudinal resultante para as praias expostas ocorrem no setor centro-norte da Praia Grande, associadas ao P5 e P6, com respectivamente, 441.000 e 542.000 m<sup>3</sup>/ano, decorrentes dos picos de intensidade do fluxo longitudinal nesses setores. A redução na intensidade do fluxo longitudinal a partir do P6, em direção ao limite norte da praia, resulta em taxas decrescentes de transporte sedimentar longitudinal no P7 e P8, da ordem de 423.000 m<sup>3</sup>/ano no primeiro caso e de 375.000 m<sup>3</sup>/ano, no segundo (Tabela 7.7 e Figura 7.17).

Na praia da Saudade, as taxas obtidas para o transporte sedimentar residual foram de 431.000 m<sup>3</sup>/ano, 335.000 m<sup>3</sup>/ano e 387.000 m<sup>3</sup>/ano, respectivamente no P9, P10 e P11 (Tabela 7.7 e Figura 7.17). Os dados obtidos para o sistema praiar apontam o P9, no setor sul praia, como o segundo setor apresentando maior transporte global na área de estudo e o terceiro em termos de transporte sedimentar resultante (tabela 7.7). Esses resultados são compatíveis com o grau de exposição do sistema praiar e, no P9 e P11, com o fator de intensidade de fluxo longitudinal.

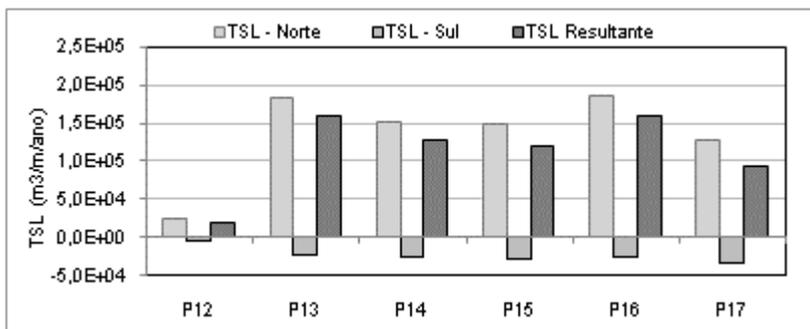
Contrariamente ao observado nos setores extremos da praia da Saudade, a menor taxa de transporte sedimentar

resultante no setor central, junto ao P10, não reflete a maior intensidade do fluxo longitudinal obtida para o setor. Esse comportamento do transporte sedimentar resulta da menor declividade da zona de arrebentação no setor central da praia, ilustrando o peso do parâmetro na equação de Kamphuis- 1991. Soma-se a esse fator o leve incremento da granulometria média no local que, admitindo-se as taxas obtidas como realísticas, poderia alterar a interação entre fluxo hidrodinâmico e transporte sedimentar.



**Figura 7.17: Transporte médio anual e balanço sedimentar longitudinal anual nas praias expostas da área de estudo (Praia Grande e praia da Saudade).**

Nas praias com menor grau de exposição, as menores taxas anuais para o transporte sedimentar resultante estão associadas, como esperado, aos segmentos praias mais protegidos, no extremo sul e norte do setor. Na praia de Enseada/Ubatuba, os montantes anuais obtidos foram de 21.000 m<sup>3</sup>/ano no P12, aumentando em direção ao norte, passando a 159.000 m<sup>3</sup>/ano no P13 e 127.000 m<sup>3</sup>/ano no P14. Na praia de Itaguaçu, as taxas para a deriva litorânea resultante foram da ordem de 120.000 m<sup>3</sup>/ano, 160.000 m<sup>3</sup>/ano e 94.000 m<sup>3</sup>/ano, respectivamente no P15, P16 e P17 (Tabela 7.7 e Figura 7.18).



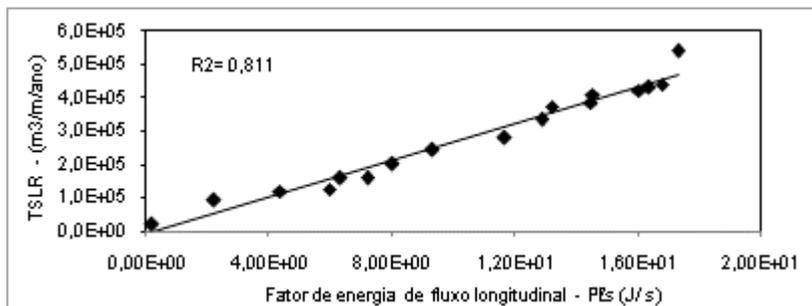
**Figura 7.18: Transporte médio anual e balanço sedimentar longitudinal anual nas praias semi-protetidas da área de estudo (Praia de Enseada/Ubatuba e praia de Itaguaçu).**

Considerando a configuração planimétrica parabólica da praia de Enseada/Ubatuba, efetuou-se o cálculo do transporte sedimentar no setor que delimita a praia à montante do P12, onde as ondas que se propagam na enseada apresentam os maiores ângulos com a linha de costa. O resultado obtido apontou um aporte sedimentar em direção ao P12 da ordem de  $200.000 \text{ m}^3/\text{ano}$ , compatível com a magnitude do transporte sedimentar resultante calculado para os sistemas praias mais protegidos. O assoreamento constante do atracadouro da Petrobras, situado nas imediações do setor, além de variações batimétricas no seu entorno, atestam a magnitude do trânsito sedimentar no local.

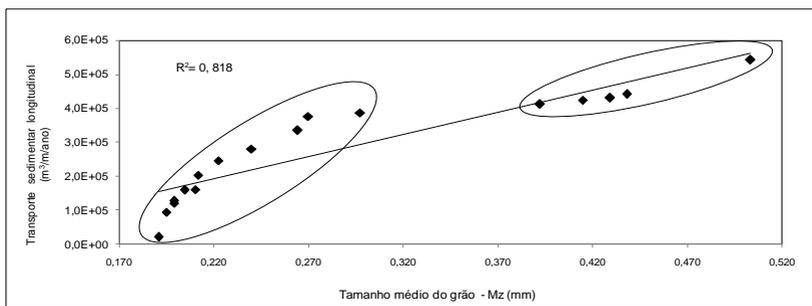
Nesse contexto, a menor taxa de transporte residual no P12 em presença de baixa intensidade de fluxo longitudinal, sugere maior influência da declividade da praia sobre a deriva litorânea no local.

Como ilustrado na figura 7.16, a magnitude do transporte sedimentar acompanha, majoritariamente, as oscilações positivas ou negativas na intensidade do fluxo hidrodinâmico longitudinal. Entretanto, conforme sugerido na literatura (KOMAR, 1977; MCLAREN & BOWLES, 1985, KING, 2005, SMITH *et al.*, 2004, INGLE, 1966 e outros), a intensidade do transporte longitudinal seria também dependente da relação entre fluxo longitudinal e granulometria.

Como ilustrado pelas figuras 7.19 e 7.20, globalmente, a correlação obtida entre o transporte sedimentar longitudinal com a intensidade do fluxo e a granulometria média das partículas pode ser considerada forte, com coeficientes de determinação da ordem de 80%, em ambos os casos. Entretanto, enquanto para o fluxo a relação de dependência do transporte sedimentar é regular, para a granulometria, dois comportamentos distintos foram verificados. Nota-se um melhor ajuste dos parâmetros em presença de maior fluxo e granulometria média, a partir de 0,400mm (1,32 $\Phi$ ), comparativamente à um contexto de menor fluxo, acompanhado de sedimentos com diâmetro médio abaixo de 0,300mm (1,74 $\Phi$ ) (Figura 7.20).



**Figura 7.19: Correlação entre transporte sedimentar resultante médio e energia potencial do fluxo longitudinal para condições médias de SE.**



**Figura 7.20: Correlação entre transporte sedimentar resultante médio e granulometria média dos sedimentos da face praial.**

A ocorrência de maior transporte em presença de maior granulometria média e maior intensidade do fluxo longitudinal, conforme verificado no P6 ilustra a interação entre fluxo, granulometria e transporte, como sugerido por Ingle (1966). Baseado em trabalho de Inman (1949 *apud* Ingle, *op. cit.*) sobre a relação entre transporte sedimentar e velocidade de decantação da partícula, Ingle (*op. cit.*) destaca a necessidade de um aumento gradual de energia do fluxo longitudinal para iniciar e sustentar o transporte sedimentar de partículas com diâmetro médio acima de 0,400mm. Esse raciocínio também é válido para o transporte da areia fina, sendo ilustrado pelas diferenças entre o montante global e resultante entre a praia da Saudade e as praias mais protegidas da costa norte.

Por outro lado, além do contexto de maior intensidade de fluxo longitudinal, as maiores taxas de transporte sedimentar nas praias expostas, em presença de maior tamanho médio das partículas, é favorecida pela maior declividade da zona de arrebenção que, segundo King (2005), contrapõe o efeito adverso da granulometria. Nas praias mais protegidas, o efeito da declividade seria oposto, somando-se à menor intensidade do fluxo, na definição das menores taxas obtidas para o transporte sedimentar longitudinal no setor. Nesse sentido, a contraposição entre fluxo e declividade na determinação da intensidade do transporte sedimentar contraria as expectativas baseadas apenas na relação fluxo e granulometria, conforme postulado por McLaren & Bowles (1985).

Outro fator que favorece o transporte sedimentar longitudinal ao longo das praias estudadas é o tipo de arrebenção das ondas. Embora o registro durante o monitoramento praial não tenha sido sistemático, cobrindo cerca de 50% dos levantamentos, na maioria dos casos registrados predominou a arrebenção de tipo mergulhante. Esse contexto foi confirmado pelo cálculo do parâmetro de similaridade de Battjes (1974) para condições médias, com exceção da praia da Saudade, onde os valores apontaram o predomínio de arrebenção deslizante, comportamento verificado pelas observações de campo.

De acordo com Smith *et al.* (2004), o transporte sedimentar longitudinal é mais sensível ao tipo de arrebenção

mergulhante, com a turbulência do fluxo favorecendo o transporte em suspensão das partículas. Segundo Van Rijn (1990, *apud* FONTOURA, 2004), nesse contexto de arrebentação o transporte em suspensão pode ser multiplicado multiplicado por dez.

O predomínio aparente do tipo de arrebentação mergulhante na área de estudo também contribuiria para compensar a ocorrência predominante de maior granulometria dos sedimentos nas praias expostas. Nas praias mais protegidas da costa norte, a ocorrência desse tipo de quebra das ondas compensaria a menor declividade da zona de arrebentação. Nesse sentido, nos dois contextos maiores de exposição das praias, o tipo de arrebentação mergulhante contribuiria na modulação da intensidade do transporte sedimentar longitudinal ao longo dos sistemas praias.

#### **7.4. BSL E BYPASSING ENTRE SISTEMAS PRAIAIS**

Barreiras naturais ou artificiais como costões, promontórios, desembocaduras, estruturas portuárias ou molhes de proteção, representam obstáculos ao transporte sedimentar longitudinal e interferem no balanço sedimentar costeiro.

A ocorrência desses tipos de obstáculos ao longo da costa na área de estudo, levanta a questão sobre a possibilidade de transposição ou *bypassing* de sedimentos entre os diferentes sistemas praias e quanto à contribuição desse processo para o balanço sedimentar longitudinal. Outra interrogação possível diz respeito ao impacto da ocorrência ou não de transposição dos obstáculos pelos sedimentos, na configuração dos processos sedimentares predominantes ao longo dos sistemas praias.

A interrupção do trânsito sedimentar longitudinal ocasionada por obstáculos favorece a ocorrência de desequilíbrios nos sistemas praias, induzidos não apenas pela interrupção no transporte dos sedimentos, mas também pela intensificação da capacidade de erosão das correntes longitudinais à jusante dos obstáculos, em consequência da redução da carga sedimentar transportada.

Entretanto, em muitos casos, a compartimentação do litoral não interrompe completamente o transporte sedimentar

longitudinal entre setores costeiros adjacentes. No caso das desembocaduras, a transposição de sedimentos depende das características morfológicas do canal, resultante da interação com as ondas, marés e correntes longitudinais. Outro fator condicionante refere-se ao caráter natural ou estruturado da desembocadura. Conforme sugerido por FitzGerald, *et al.*(2001), apesar dos complexos mecanismos envolvidos no processo, o transporte longitudinal induzido pelas ondas pode, em maior ou menor escala, possibilitar a transposição de sedimentos nas desembocaduras no sentido do transporte resultante.

Nos promontórios, de acordo com Short (1999), o *bypassing* de sedimentos ocorreria de forma pulsátil, em resposta às oscilações do regime de ondas, podendo estender-se a profundidades além da zona de arrebentação. O processo seria marcado, segundo o autor, por fases consecutivas de maior e menor intensidade do transporte, com o deslocamento das partículas sendo favorecido durante a atuação de ondas de alta energia e período elevado.

Por sua vez, o *bypassing* de sedimentos em torno dos promontórios é mais intenso nos casos de baixa projeção do obstáculo. A presença de menor profundidade de contorno entre sistemas praias adjacentes e de maior profundidade interna de fechamento do perfil é favorável à transposição do obstáculo pelos sedimentos em transporte.

As praias oceânicas da ilha de São Francisco apresentam dois obstáculos ao transporte longitudinal associados à ocorrência de desembocaduras e três outros relacionados à presença de costões e promontórios. No primeiro caso, figuram o canal do Linguado, que separa a Praia Grande da praia de Barra do Sul e representa o limite meridional da área de estudo, e o canal do rio Acaraí, no setor central da praia de Enseada/Ubatuba. Os promontórios, como assinalado anteriormente, são representados pela ponta da Saudade, da Enseada e de Ubatuba, que delimitam, respectivamente, os sistemas praias de Praia Grande/praias da Saudade/praias de Enseada-Ubatuba e praia de Itaguaçu. Além dessas barreiras naturais, a presença de estrutura portuária na praia de Enseada/Ubatuba, adjacente ao promontório sul, constitui

igualmente em obstáculo ao trânsito sedimentar longitudinal no sistema praial.

No caso das desembocaduras, o canal do Linguado pode ser considerado, segundo classificação de Hayes (1975), como sendo dominado por ondas, com maior expressão de delta de enchente e delta de vazante caracterizado por bancos arenosos menos desenvolvidos e submersos.

Nota-se, entretanto, que a formação desses bancos na desembocadura do canal do Linguado é favorecida, possivelmente, pelos processos de difração das ondas em torno das ilhas dos Remédios. Antes da fixação do canal, o *bypassing* de sedimentos também ocorreria pela migração de pontal que se formava junto à margem sul da desembocadura, pela atuação da deriva litorânea resultante. Com a fixação da barra arenosa, a transposição dos sedimentos estaria associado, segundo modelo descrito por FitzGerald *et al.* (2001), à migração progressiva dos bancos de vazante, impulsionados pela maior energia da corrente longitudinal dominante. A ocorrência desse processo na desembocadura do canal é ilustrada pela figura 7.21, que mostra a incidência oblíqua de ondas de SSE no local e a arrebentação sobre bancos de maré vazante submersos defronte à entrada do canal. Nota-se que a presença dos molhes de fixação do canal não interrompe a dinâmica de transposição de sedimentos entre a praia de Barra do Sul e a Praia Grande, na direção do transporte sedimentar resultante.

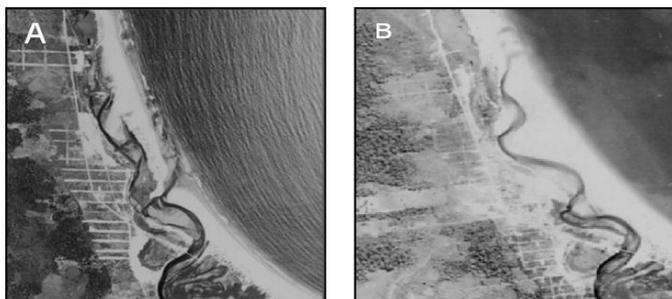
No rio Acaraí, a transposição de sedimentos está associada à formação de extensa barra arenosa longitudinal pela deriva litorânea dominante. De acordo com FitzGerald *et al.* (*op. cit.*), o principal mecanismo de *bypassing* nesse contexto está relacionado à possibilidade de compartimentação da barra pelo fluxo fluvial e consequente agregação dos segmentos compartimentados ao setor praial situado à jusante da deriva litorânea. Segundo os autores, esse processo também leva à migração de bancos arenosos associados a depósitos de maré vazante.

A figura 7.22 mostra a ocorrência desses processos na desembocadura do rio Acaraí, com o pontal arenoso compartimentado na imagem aérea de 1957 e a agregação dos sedimentos da barreira arenosa ao segmento praial de Ubatuba,

ao norte d nova abertura do canal fluvial. A imagem de 1966 mostra a recomposição do pontal arenoso pela ação da deriva litorânea, com nova migração da desembocadura na direção do transporte dominante, ilustrando a condição morfossedimentar que antecede o *bypassing* do canal fluvial pelos sedimentos, pelo mecanismo de rompimento do pontal e acoplamento do segmento compartimentado ao setor norte da praia. Considerando a menor energia de onda nas praias do setor norte da ilha de São Francisco do Sul, é possível que a transposição da desembocadura, nesse contexto, seja igualmente favorecida pela interação entre a corrente longitudinal dominante e as correntes de maré.



**Figura 7.21: Transposição de sedimentos entre a praia de Barra do Sul e a Praia Grande junto à desembocadura do canal do Linguado, na direção do transporte sedimentar resultante (Foto:SANTA CATARINA/SEPLAN, 1994).**



**Figura 7.22: Desembocadura do rio Acaraí em 1957(A), após rompimento do pontal e em 1966 (B), com a barra arenosa restabelecida pelo transporte sedimentar longitudinal (escala aproximada das imagens: A - 1:22.000 e B - 1:18.000 – Fonte: SANTA CATARINA/SEPLAN).**

Em relação aos promontórios, como destacado anteriormente, a baixa projeção do costão entre as praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu não seria limitante ao transporte longitudinal entre os dois sistemas praias, conforme indicado pelas taxas de trânsito sedimentar similares, obtidas entre o P14 e o P15 (Tabela 7.7), respectivamente no setor norte da praia de Enseada/Ubatuba e sul da praia de Itaguaçu. Essa condição é ilustrada pela figura 7.23, que mostra a incidência oblíqua de ondas e indícios de *bypassing* de sedimentos entre as duas praias, com a presença de pluma de sedimentos ou bancos arenosos no local, na direção da deriva litorânea dominante.



**Figura 7.23: Imagem aérea da ponta de Ubatuba (1978), entre as praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, ilustrando a reduzida projeção do obstáculo ao transporte longitudinal (escala aproximada da imagem: 1:38.000. Fonte: SANTA CATARINA/SEPLAN).**

Entre a Praia Grande e a praia da Saudade, a projeção igualmente reduzida do promontório, aliado à baixa profundidade no local, inferior a 5,0m entre as duas praias, não inibe completamente o *bypassing* de sedimentos. Entretanto, conforme sugerido no capítulo 5, a mobilização de sedimentos em direção à praia da Saudade abrangeria, principalmente, as partículas menores, mais suscetíveis ao transporte em suspensão ou de fundo. A adição de areia média na praia da Saudade, pelo transporte residual para norte, ocorreria apenas de forma esporádica, conforme indicado no estudo granulométrico.

Por sua vez, considerando as condições de alta energia da praia da Saudade e no entorno do promontório da Enseada, apesar da maior projeção desse promontório, vários fatores sugerem a ocorrência de transposição de sedimentos entre as praias expostas e as praias mais protegidas, situadas ao norte da ponta da Enseada. A profundidade no entorno do promontório é inferior a 10m. De acordo com Abreu de Castilhos & Gré (2004), a profundidade interna de fechamento do perfil na praia da Saudade é da ordem de 9,0m. Entretanto, a comparação pelos autores de levantamentos batimétricos da praia da Saudade, em intervalo de oito anos, acusou variações morfológicas e volumétricas expressivas no local até a profundidade de 15m. Segundo os autores, os volumes encontrados não são comparáveis com as oscilações no estoque sedimentar subaéreo da praia da Saudade durante o intervalo analisado, sugerindo a ocorrência no local de uma fase positiva de regime pulsátil de *bypassing* de sedimentos, conforme preconizado por Short (1999).

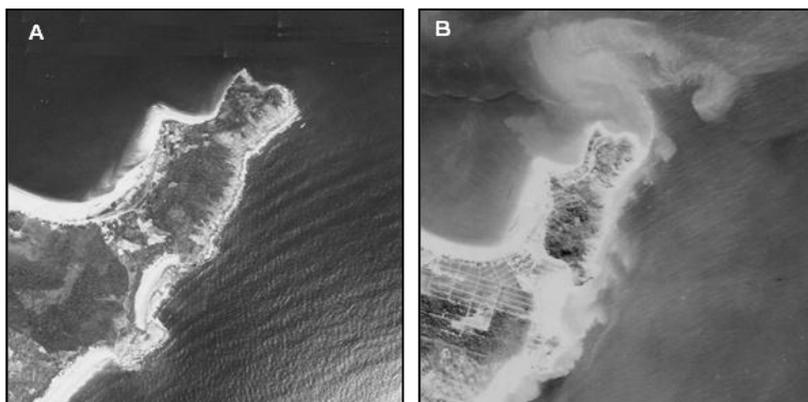
Por outro lado, registros de velocidades de corrente de fundo efetuados na praia da Saudade apontaram valores da ordem de 0,40cm/s entre 10 e 11m de profundidade (CNEN/CDTN, 2002). De acordo com o clássico diagrama de Hjulstrom (1935), essa intensidade de corrente é suficiente para o transporte de partículas arenosas mais finas, como as encontradas no setor norte da praia da Saudade (2,36 $\Phi$ ), as quais apresentam uma velocidade de decantação da ordem de 0,021cm/s. Inman (1949) (*apud* Ingle, 1966) apontou ainda a maior facilidade de transporte para a fração arenosa entre 2,30 e 2,45 $\Phi$ , frequentemente presente no setor norte da praia da Saudade e nos sistemas praias mais protegidos.

Por sua vez, os processos de difração das ondas incidentes, em torno da ponta da Enseada, favorecem a inflexão das correntes dominantes e o deslocamento das partículas em direção à praia da de Enseada/Ubatuba. De acordo com CARTER *et al.* (1990), uma vez contornado o promontório, a mudança de direção, e conseqüente redução da velocidade da corrente, resulta em deposição dos sedimentos.

A transposição do promontório da Enseada, por sedimentos veiculados pela corrente longitudinal dominante na área de

estudo, é ilustrada pela figura 7.24, que mostra a incidência oblíqua de ondas de SSE na costa em 1957 e 1966. Nota-se em 1966 a ocorrência de expressivas plumas de sedimentos entre a Praia Grande, a praia da Saudade e a praia de Enseada/Ubatuba, com o deslocamento de sedimentos em direção ao setor de setor sul da praia de Enseada/Ubatuba, onde são parcialmente depositados.

A construção de estrutura portuária, no setor sul da praia de Enseada/Ubatuba, representa o único obstáculo artificial ao transporte sedimentar longitudinal na área de estudo (Figura 7.25). Como destacado anteriormente, esse setor da praia sofre com assoreamento constante, atestando a intensidade do aporte sedimentar no local e confirmando os processos de *bypassing* de sedimentos entre as praias expostas e as mais protegidas, segundo mecanismo sugerido por Short (1999).



**Figura 7.24: Ponta da Saudade e do promontório de Enseada em 1957 (A) e 1966 (B) sob condição de incidência de ondas de SSE, e processos de transporte e de deposição sugerindo o *bypassing* de sedimentos entre os sistemas praias expostos e semi-protegidos(escala aproximada das imagens: A - 1:30.000 e B - 1:40.000. Fonte: SANTA CATARINA/SEPLAN).**

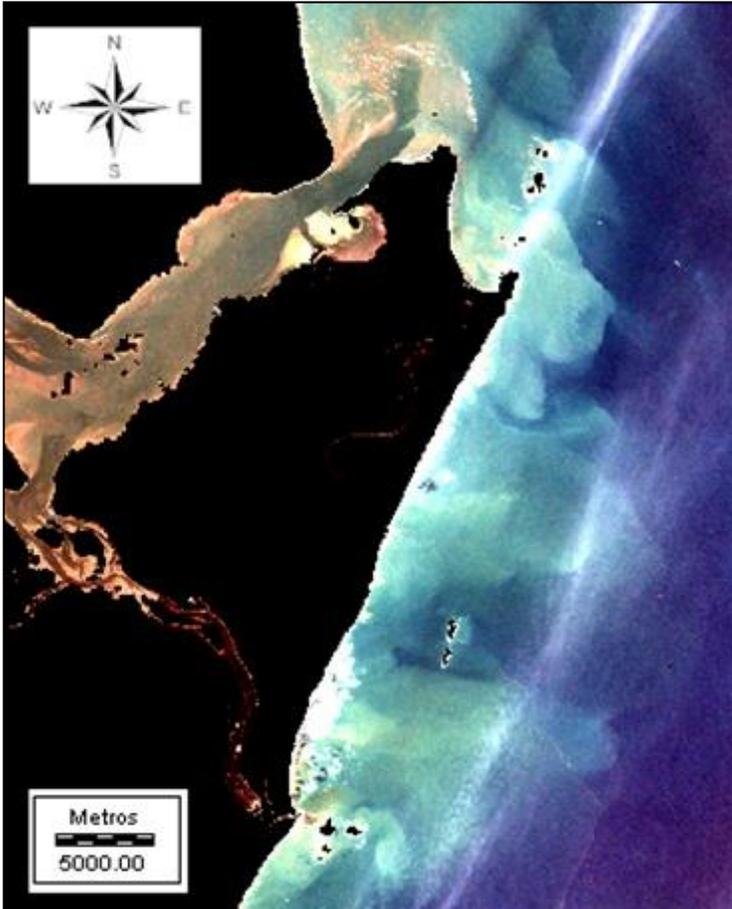


**Figura 7.25: Imagem do promontório de Enseada em 1995, mostrando a interferência de estrutura portuária no aporte de sedimentos para o setor sul da praia de Enseada/Ubatuba pela deriva litorânea resultante. (escala aproximada da imagem: 1:15.000.Fonte:SANTA CATARINA /SEPLAN).**

Nota-se, na figura 7.25, o contexto erosivo no setor da praia de Enseada/Ubatuba adjacente ao promontório em comparação à condição ilustrada nas imagens A e B da figura 7.24. Esse comportamento erosivo demonstra o impacto da estrutura portuária no balanço sedimentar do setor.

Por sua vez, o processo de *bypassing* no promontório da Enseada seria também responsável pela presença, na face praial das praias mais protegidas, de população secundária de sedimentos na classe textural areia média, conforme sugerido anteriormente. O predomínio de partículas arenosas finas e muito finas, até a profundidade de 8m na enseada, sugere que a transposição de sedimentos entre as praias expostas e mais protegidas seja largamente influenciada pelo transporte em suspensão. A figura 7.26 mostra ampla faixa de sedimentos em suspensão ao longo das praias na área de estudo, favorável ao *bypassing* de sedimentos entre as praias expostas e os sistemas praias mais protegidos ao norte. A configuração espacial das plumas de sedimentos em suspensão na área de estudo, observadas na figura 7.26, sugere a ocorrência mais efetiva de processos de transporte de sedimentos ao longo dos sistemas

praias, estendendo-se, conforme sugerido na literatura, para além da zona de arrebentação.



**Figura 7.26:** Imagem LANDSAT-7 WRS 220.78 de 25/08/1999, ilustrando a presença de ampla faixa de sedimentos em suspensão ao longo das praias na área de estudo (Fonte: LOC-UFSC).

## **7.5. BSL E PROCESSOS SEDIMENTARES**

O estudo sedimentológico e hidrodinâmico, ao longo dos sistemas praias abordados, apontou a ocorrência de incremento

ou redução do tamanho médio do grão dos sedimentos da face praial, associados, respectivamente, à tendência crescente ou decrescente da energia do fluxo hidrodinâmico longitudinal. Esse contexto sugere o predomínio de processos de erosão no primeiro caso e deposicionais, no segundo.

Embora os resultados obtidos no balanço longitudinal tenham apontado forte correlação entre o transporte sedimentar resultante e o fluxo hidrodinâmico longitudinal, o confronto entre a intensidade do transporte com a granulometria dos sedimentos apontou nuances que podem afetar o comportamento final dos processos sedimentares na face praial.

Para melhor avaliar a interação entre o transporte sedimentar e a granulometria dos sedimentos, as figuras 7.27 e 7.28 apresentam a evolução lateral da intensidade do fluxo longitudinal, do transporte longitudinal resultante e o tamanho médio do grão, ao longo dos sistemas praias. Para possibilitar a plotagem dos dados, a granulometria é apresentada em milímetros e o fator de fluxo foi dividido por fator de 10. A análise dos dados evidenciou a ocorrência de processos predominantemente erosivos, associados a maiores taxas de transporte sedimentar resultante e deposicionais, sob menor intensidade de transporte residual por deriva litorânea.

Os resultados obtidos são consistentes com comportamento preconizado na literatura, com o aumento na energia do fluxo longitudinal e das taxas de transporte favorecendo os processos erosivos e o incremento do tamanho médio do grão, enquanto a redução da intensidade dos processos longitudinais resulta em processos deposicionais mais acentuados, com o enriquecimento do depósito em partículas menores.

Nota-se, nas figuras 7.27 e 7.28, que, mesmo em presença de granulometria mais homogênea e de menor intensidade de fluxo, como nos sistemas praias mais protegidos, as oscilações na intensidade do transporte sedimentar longitudinal resultante têm reflexos na granulometria dos sedimentos. Esse comportamento atesta, por um lado, o grau de confiabilidade dos dados de onda na arrebentação obtidos no estudo de propagação, a partir dos quais foi calculada a intensidade do fluxo hidrodinâmico longitudinal. Por outro lado, o ajuste

verificado confirma a maior adequação da equação de Kamphuis-1991 para o cálculo do transporte sedimentar longitudinal na área de estudo, sugerida, inicialmente, pelo confronto com a intensidade do fluxo hidrodinâmico nos locais de realização dos experimentos com o traçador fluorescente.

Nas praias expostas (Figura 7.27), os resultados da comparação apontaram, para a Praia Grande, o predomínio de processos erosivos nos segmentos praias entre o P2 e o P3, e entre o P5 e P6, para os quais os verificou-se o incremento no fluxo longitudinal, no transporte sedimentar resultante e na granulometria média dos sedimentos. A tendência inversa foi identificada entre o P6, P7 e P8, apontando comportamento deposicional crescente para o setor norte da praia. No P1, a menor exposição da praia às ondulações de SE é confirmada pelo menor transporte sedimentar resultante no setor, favorecendo processos deposicionais. A deposição de sedimentos no local é favorecida por aportes de sedimentos mais finos, veiculados pela reversão da deriva litorânea, e pelos processos difrativos associados às ilhas dos Remédios. Para o segmento praias entre o P3 e o P5, mais protegidos pela presença de ilhas, as taxas de transporte indicaram comportamento predominante deposicional, independentemente da granulometria média dos sedimentos.

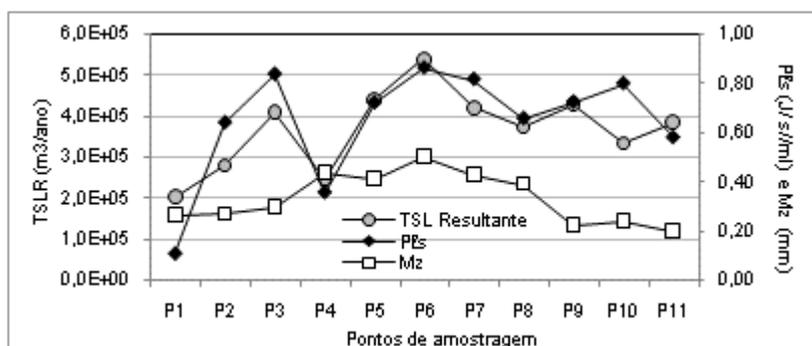
Na praia da Saudade o balanço sedimentar apontou a ocorrência de processos predominantemente erosivos no setor sul e norte da praia, relativos ao P9 e P11, com destaque para o P9, e deposicionais no no setor central do arco praias, representado pelo P10 (Figura 7.27). Nota-se a relação inversa da granulometria associada aos processos sedimentares predominantes no sistema praias. Além de aportes diretos da antepraia, conforme sugerido anteriormente, a maior granulometria média do P10 estaria associada ao gradiente positivo e negativo do fluxo longitudinal resultante nos setores centro-sul e centro-norte da praia, bem como ao comportamento hidrodinâmico específico do sistema praias, decorrente da sua configuração planimétrica.

Para a praia de Enseada/Ubatuba, as taxas de transporte residual indicam comportamento predominantemente deposicional no P12 e de transporte e deposição seletiva no P13

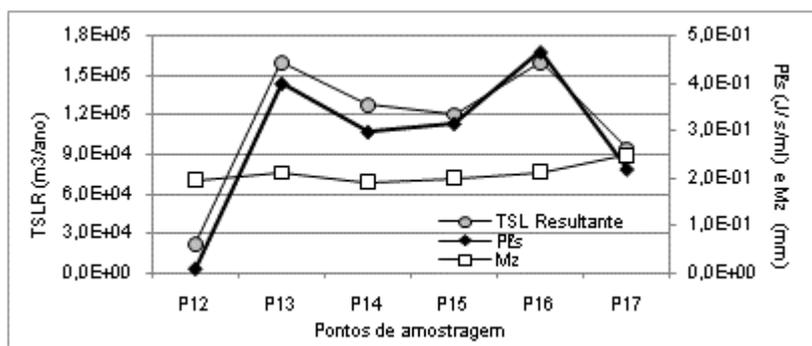
e P14 (Figura 7.28). A maior deposição no P12 e menor granulometria média dos sedimentos estaria associada ao fluxo decrescente no segmento praiial à montante da deriva, conforme indicado anteriormente. Entre o P12 e o P13, o crescente transporte resultante de sedimentos para norte é parcialmente interceptado pela desembocadura do rio Acaraí, com a deposição dos sedimentos levando à formação de barra arenosa no local. Esse contexto reduz o trânsito sedimentar em direção ao P14, onde a menor taxa de transporte longitudinal resultante sugere a ocorrência de processos deposicionais limitados, que seriam induzidos pela reduzida projeção do promontório de Ubatuba, que delimita a praia ao norte. Tanto a oscilação positiva do fluxo longitudinal e do transporte sedimentar resultante entre o P12 e P13, quanto a negativa entre o P13 e P14 são acompanhadas, respectivamente, de leve incremento e redução da granulometria média dos sedimentos da face praiial (Figura 7.28).

Na praia de Itaguaçu, a hipótese de que a menor projeção do promontório de Ubatuba minimizaria o impacto erosivo das correntes longitudinais resultantes no setor sul da praia foi confirmada pela ocorrência de taxas de transporte sedimentar, no P15, similares às obtidas para o P14, no setor norte da praia de Enseada/Ubatuba (Figura 7.28).

Entre o P15 e o P16, o aumento do transporte resultante aponta o predomínio de processos erosivos, compatível com a intensidade crescente da energia do fluxo longitudinal entre os dois setores. A redução das taxas de transporte, entre o setor central da praia e o P17, sugere a ocorrência de processos deposicionais predominantes, em resposta à redução da intensidade do fluxo longitudinal em direção ao extremo norte da praia. O predomínio de processos deposicionais no setor centro-norte do sistema praiial resultaria, em princípio, na redução do tamanho médio dos sedimentos da face praiial no P17. Entretanto, o incremento na granulometria média no local seria influenciado pela presença de correntes de retorno no setor norte da praia, que favorecia a retirada de partículas arenosas mais finas.



**Figura 7.27:** Transporte sedimentar resultante médio, energia potencial do fluxo longitudinal e granulometria média dos sedimentos da face praial, nas praias expostas .



**Figura 7.28:** Transporte sedimentar resultante médio, energia potencial do fluxo longitudinal e granulometria média dos sedimentos da face praial, nas praias expostas com menor grau de exposição.

Nota-se que a maior intensidade de transporte resultante em setores mais expostos, precedidos por setores marcados por menores taxas de transporte residual, sugere a ocorrência de maior interação entre os processos longitudinais e processos ortogonais na definição dos montantes de deriva litorânea, como no caso do P3 e P6, na Praia Grande ou no P16, na praia de Itaguaçu. A maior exposição, nesses setores, favoreceria uma maior adição de sedimentos a partir da antepraia.

Por fim, a relação entre balanço longitudinal e processos sedimentares na área de estudo é evidenciada, conforme comentado anteriormente, pela ocorrência de indícios geomorfológicos maiores ao longo da costa. Esses indícios são visíveis não apenas nas praias expostas e semi-expostas, mas também em praias sob domínio estuarino da baía da Babitonga. Como mostra a figura 7.29, além de contribuir para a formação de protuberâncias na linha de costa na Praia Grande e da barra do rio Acaraí na praia de Enseada/Ubatuba, o transporte longitudinal de sedimentos contribui para o desenvolvimento de pontais na entrada da baía. A inflexão da deriva litorânea em direção ao estuário, aliada à atuação de correntes de maré montante, possibilitou a formação de pontais arenosos no local, com destaque para o pontal de Capri e, em menor escala, o desenvolvimento incipiente do pontal da praia do Forte.



**Figura 7.29: Vista panorâmica da ilha de São Francisco do Sul na direção norte-sul, ilustrando a ocorrência de feições geomorfológicas associadas ao transporte longitudinal resultante na área de estudo (Foto: ciasaraiva, 2009).**

## 7.6. CONCLUSÕES

A abordagem do transporte sedimentar longitudinal, a partir de experimentos com traçadores fluorescentes, possibilitou o registro do basculamento entre as principais direções que marcam o regime de ondas na área de estudo e a análise do impacto das diferentes direções de incidência de ondas na costa sobre os processos de transporte sedimentar litorâneo.

A utilização de traçadores fluorescentes possibilitou ainda a avaliação do transporte sedimentar longitudinal sob diferentes condições de exposição da linha de costa, de energia das condições oceanográficas, de granulometria e morfologia do perfil praiial, contribuindo para um maior entendimento dos mecanismos e interação entre as variáveis envolvidas nos processos de transporte sedimentar sobre a face praiial.

Os resultados obtidos nos experimentos realizados confirmaram a ocorrência dos vetores direcionais de transporte longitudinal na área de estudo, apontados no modelamento dos processos de refração e difração.

Além do papel das ondas incidentes, os experimentos com traçadores fluorescentes também evidenciaram a importância da atuação dos ventos locais na intensificação dos vetores de transporte sedimentar longitudinal.

Por outro lado, os experimentos efetuados demonstraram a ocorrência concomitante de processos ortogonais e longitudinais na escala do perfil praiial e do ciclo de maré, atestando a interação entre os dois tipos de processos nas praias submetidas a regime hidrodinâmico misto, sob atuação de ondas e correntes longitudinais significativas.

Conforme o objetivo proposto, a utilização de marcadores fluorescentes para avaliar o transporte sedimentar longitudinal permitiu a calibração das três fórmulas previsionais selecionadas (CERC, Bailard e Kamphuis-1991). Os resultados alcançados indicaram a equação de Kamphuis-1991 como a mais adequada para o cálculo da deriva litorânea e o estabelecimento do balanço sedimentar longitudinal na área de estudo.

Os resultados do balanço sedimentar longitudinal apontaram, conforme indicado por indícios geomorfológicos, a ocorrência de transporte sedimentar resultante para norte nas

praias do litoral norte catarinense, com a intensidade dos vetores residuais de transporte, acompanhando as tendências maiores de oscilação no fluxo hidrodinâmico longitudinal.

O balanço sedimentar efetuado indicou taxas anuais de transporte sedimentar por deriva litorânea resultante da ordem de 200.000 a 550.000m<sup>3</sup>/ano nas praias expostas e de 20.000 a 160.000m<sup>3</sup>/ano, nas praias com menor grau de exposição. Os resultados obtidos apontaram um maior impacto do grau de exposição, em detrimento da granulometria, na intensidade do transporte sedimentar longitudinal.

A comparação da granulometria dos sedimentos com as taxas de transporte sedimentar longitudinal resultante e o fluxo longitudinal, para condições médias de energia, confirmou o impacto dos processos longitudinais na distribuição granulométrica ao longo dos diferentes sistemas praias analisados.

O impacto sobre a distribuição granulométrica reflete a ocorrência de setores predominantemente erosivos ou deposicionais ao longo das praias, sugerindo a efetiva participação dos vetores de transporte longitudinal, juntamente com os processos ortogonais, na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praias na área de estudo. Essa tendência foi verificada nos experimentos com traçadores fluorescentes, que evidenciaram a atuação concomitante dos dois tipos de processos na face praias.

Nesse sentido, a análise, no próximo capítulo, das características morfológicas dos diferentes sistemas praias abordados permitirá uma melhor elucidação da interação entre processos longitudinais e ortogonais na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praias.



## **8. TRANSPORTE SEDIMENTAR LONGITUDINAL RESULTANTE (TSLR) E MORFODINÂMICA PRAIAL**

A análise dos processos morfossedimentares praias, a partir de sua dependência em relação à energia de ondas, enfatiza o papel dos processos ortogonais na definição do comportamento morfodinâmico modal do perfil praias. Esse raciocínio fundamenta o modelo de classificação morfodinâmica proposto pela escola australiana de geomorfologia (WRIGHT & SHORT, 1984).

Entretanto, como verificado nos capítulos 5, 6 e 7, nas praias submetidas à incidência oblíqua de ondas, os processos sedimentares na face praias são fortemente influenciados pela atuação de vetores de transporte longitudinal. Nesse contexto, conforme sugerido por Horikawa (1988), processos longitudinais e ortogonais interagem nas diferentes escalas espaço-temporais, atuando conjuntamente na definição dos processos morfossedimentares predominantes. Os resultados dos experimentos com traçadores fluorescentes demonstraram essa atuação concomitante dos dois tipos de processos, sugerindo maior complexidade na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praias.

Além da atuação de vetores longitudinais, fatores diversos, como o grau de exposição da costa, a influência do embasamento, as fontes de sedimentos, a atuação de correntes de maré e padrões localizados de circulação hidrodinâmica, ou ainda a ocorrência de eventos extremos de energia, podem influenciar, espacial e temporalmente, o comportamento morfodinâmico do perfil praias.

Este capítulo apresenta as características morfométricas e morfodinâmicas das praias oceânicas da ilha de São Francisco do Sul, buscando analisar a participação dos processos longitudinais e ortogonais no comportamento morfodinâmico do perfil praias, assim como a interferência de fatores locais nesse comportamento. A análise efetuada buscou também verificar a capacidade de previsão do modelo morfodinâmico da escola australiana em praias com contribuição efetiva de vetores de transporte longitudinal na dinâmica processual do ambiente praias.

## **8.1. PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS E VARIABILIDADE MORFOLÓGICA DO PERFIL PRAIAL**

A caracterização do comportamento morfodinâmico do perfil praial na área de estudo foi estabelecida a partir de parâmetros propostos pela escola australiana de geomorfologia costeira, apresentados no capítulo 4, os quais incluem parâmetros descritores e previsionais de classificação morfodinâmica do ambiente praial emerso e submerso (WRIGHT & SHORT, 1984). Em complemento, foram estabelecidos parâmetros relacionados ao contexto hidrodinâmico, entre os quais o tipo de arrebentação das ondas, igualmente relacionado ao padrão morfológico do perfil praial.

### **8.1.1. Parâmetros morfométricos**

Entre os principais descritores morfológicos que definem o padrão modal do perfil praial estão a magnitude do depósito praial, sua largura e a declividade da face praial, a qual resulta da interação da granulometria média com a energia das ondas, traduzindo o grau de reflectividade da praia (WRIGHT & SHORT, *op. cit.*, SUNAMURA, 1984). Os resultados relativos a esses parâmetros para o perfil praial nos sistemas praias abordados são apresentados na tabela 8.1 e ilustrados pelas figuras 8.1, 8.11, 8.16 e 8.22, que apresentam o pacote de perfis topográficos levantados nos quatro sistemas praias monitorados entre 1995 e 1996.

As características morfológicas das praias estudadas, incluindo, na maioria dos casos, o padrão de variabilidade do perfil praial, são ilustradas pelas figuras 8.2 a 8.10 (Praia Grande), 8.12 a 8.15 (praia da Saudade), 8.17 a 8.21 (praia de Enseada/Ubatuba) e 8.23 a 8.26 (praia de Itaguaçu). Buscando verificar a recorrência temporal dos padrões morfodinâmicos registrados durante o período de monitoramento, com poucas exceções, as ilustrações apresentadas foram obtidas durante o verão de 2009/2010 e o outono de 2011, em contexto deposicional predominante no primeiro caso e erosivo no segundo.

**Tabela 8. 1: Parâmetros morfométricos e morfodinâmicos das praias da área de estudo.**

Praia	P	N	Hb	T	$\xi$	RTR	$\delta'$	Mz	$\sigma Mz$	Ws	V	$\sigma V$	CVV	Yb	$\sigma Yb$	CV	$\beta$ (°)	$\sigma_{\beta}$ (°)	B*	$\Omega$	$\sigma \Omega$	$\Omega_t$
PRAIA GRANDE	1	5	0,7	8,0	2,12	1,12	-	1,92	0,47	2,53	41	4,8	12	30,3	4,41	14,55	8,16	1,02	35	3,46	1,60	1,10
	2	11	1,4	8,8	0,91	0,54	-	1,89	0,5	2,60	66	16,6	25	37,05	7,01	18,91	5,48	1,11	35	6,12	2,39	2,49
	3	6	1,0	8,0	1,38	0,75	-	1,75	0,48	2,96	103	8,5	8	39,56	5,2	13,14	7,54	2,12	24	4,22	1,64	1,29
	4	6	1,0	8,0	1,63	0,75	-	1,19	0,43	4,81	93	24,5	26	34,44	3,8	11,04	8,25	1,53	24	2,60	1,93	1,07
	5	6	1,3	7,9	1,33	0,60	-	1,27	0,56	4,50	99	28,8	29	34,79	5,73	16,48	7,55	1,91	18	3,66	1,72	1,29
	6	11	1,6	8,3	1,05	0,85	-	0,99	0,46	5,63	93	27,5	30	40,5	5,63	13,89	6,69	2,06	18	3,42	1,30	1,64
	7	5	1,4	9,0	1,29	0,45	-	1,22	0,32	4,69	135	39,8	29	46,33	9,48	20,46	7,16	1,2	24	3,31	1,13	1,44
	8	11	1,0	8,5	1,14	0,75	-	1,35	0,34	4,21	200	34,7	17	70,65	15,16	21,46	6,17	2,9	24	2,79	1,66	1,93
PRAIA DA SAUDADE	9	11	1,4	9,0	0,25	0,53	7,2	2,17	0,41	1,98	96	45,2	47	71,6	20,52	28,66	1,57	0,65	21	7,86	3,32	30,86
	10	11	1,4	8,8	0,41	0,54	-	2,06	0,4	2,21	126	33,7	27	74,66	15,55	20,28	2,33	1,42	21	7,20	2,63	14,06
	11	11	1,4	8,8	0,43	0,54	-	2,33	0,26	1,68	110	26,2	24	67,96	20,79	30,6	2,8	1,29	25	9,47	2,07	9,37

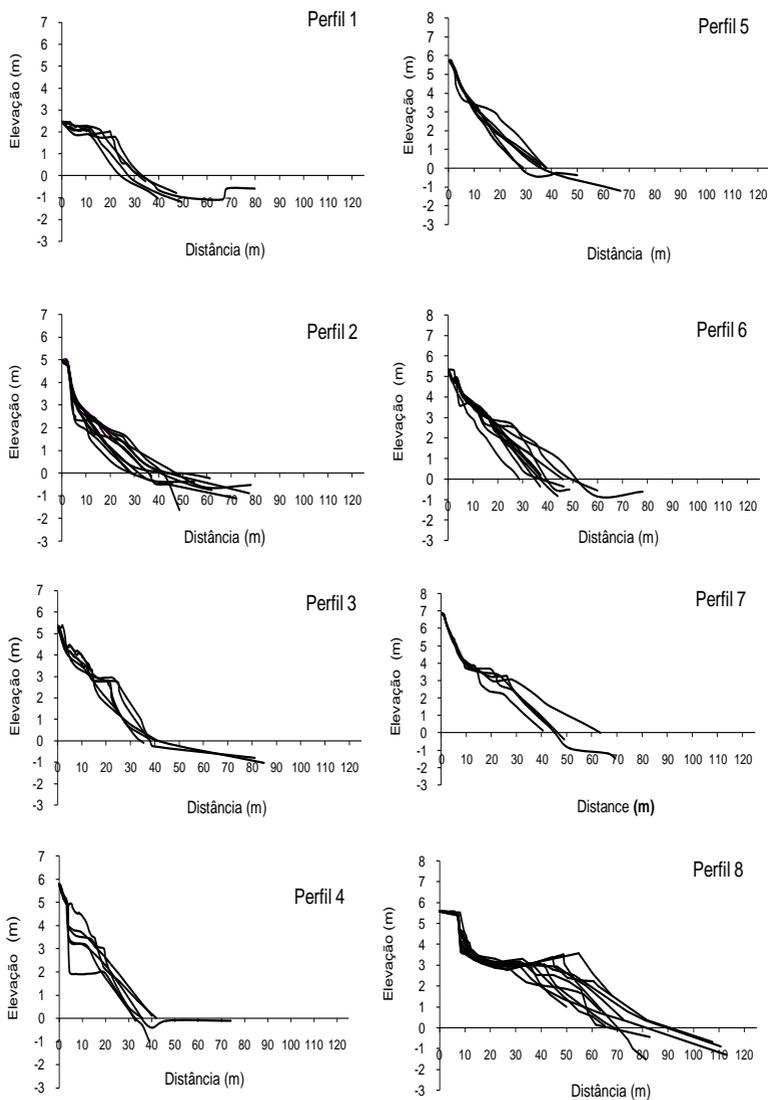
P – Perfil; N – Número de amostragens; Hb(m) – Altura da onda na arrebentação; T(s) – Período de onda;  $\xi$  - Parâmetro de similaridade de surfe; RTR – Parâmetro adimensional relativo de maré\*;  $\delta'$  - Parâmetro adimensional de embaçamento; Mz (phi) – Tamanho médio do grão na face praial;  $\sigma Mz$  (phi) – Desvio padrão do tamanho médio; Ws (cm/s) - Velocidade de queda da partícula; V(m<sup>3</sup>/m) – Volume médio da praia subaérea;  $\sigma V$  (m<sup>3</sup>/m) – Desvio padrão do volume médio da praia subaérea; CVV (%) – Coeficiente de variação do volume; Yb (m) - Largura média da praia;  $\sigma Yb$  (m) - Desvio padrão da largura da praia (m); CV (%) – Coeficiente de mobilidade do pós-praia;  $\beta$  (°) Declividade da face praial;  $\sigma \beta$  (°) – Desvio padrão da declividade da face praial; B\* - Parâmetro adimensional de banco ;  $\Omega$  – Parâmetro adimensional ômega;  $\sigma \Omega$  – Desvio padrão de ômega;  $\Omega_t$  – ômega teórico).

Continua na página 380.

**Tabela 8. 1: Parâmetros morfométricos e morfodinâmicos das praias da área de estudo.**

Praia	P	N	Hb	T	$\xi$	RTR	$\delta'$	Mz	$\sigma Mz$	Ws	V	$\sigma V$	CVV	Yb	$\sigma Yb$	CV	$\beta$ (°)	$\frac{\sigma}{\beta}$ (°)	B*	$\Omega$	$\sigma \Omega$	$\Omega_t$
ENSEADA UBATUBA	12	11	0,4	8,2	1,57	1,74	$\frac{10}{6}$	2,36	0,37	1,63	206	58,2	28	77,67	17,03	21,93	5,42	1,87	35	2,99	1,25	1,10
	13	11	0,8	8,4	0,72	1,17	70	2,25	0,38	1,83	90	32,8	36	53,87	15,63	29,02	3,12	1,01	59	5,26	3,16	2,49
	14	5	1,0	8,0	0,56	0,75	-	2,39	0,39	1,58	79	19,6	25	48,68	10,04	20,63	2,91	0,52	71	7,45	2,77	1,29
ITAGUAÇU	15	11	0,8	8,5	0,64	1,07	15	2,33	0,44	1,68	60	12,1	20	51,1	7,65	14,97	2,83	0,88	80	5,60	3,79	1,07
	16	5	0,8	8,1	0,63	1,07	-	2,24	0,41	1,85	78	19,2	25	51,29	9,03	17,6	3,08	0,36	60	5,34	1,84	1,29
	17	11	0,6	8,4	0,81	1,29	-	2,01	0,49	1,75	84	20,2	24	53,6	9,55	17,83	4,05	1,28	48	4,08	3,44	1,64

P – Perfil; N – Número de amostragens; Hb(m) – Altura da onda na arrebentação; T(s) – Período de onda;  $\xi$  - Parâmetro de similaridade de surfe; RTR – Parâmetro adimensional relativo de maré;  $\delta'$  - Parâmetro adimensional de embaçamento; Mz (phi) – Tamanho médio do grão na face praial;  $\sigma Mz$  (phi) – Desvio padrão do tamanho médio; Ws (cm/s) - Velocidade de queda da partícula; V(m<sup>3</sup>/m) – Volume médio da praia subaérea;  $\sigma V$  (m<sup>3</sup>/m) – Desvio padrão do volume médio da praia subaérea; CVV (%) – Coeficiente de variação do volume; Yb (m) - Largura média da praia;  $\sigma Yb$  (m) - Desvio padrão da largura da praia (m); CV (%) – Coeficiente de mobilidade do pós-praia;  $\beta$  (°) Declividade da face praial;  $\sigma \beta$  (°) – Desvio padrão da declividade da face praial; B\* - Parâmetro adimensional de banco ;  $\Omega$  – Parâmetro adimensional ômega;  $\sigma \Omega$  – Desvio padrão de ômega;  $\Omega_t$  – ômega teórico).



**Figura 8.1: Variação do perfil praial no setor centro-sul da Praia Grande durante o período de monitoramento praial.**



**Figura 8.2: Setor centro-sul da Praia Grande: vista para sul do P1 em fase erosiva (2011).**



**Figura 8.3: Setor centro-sul da Praia Grande: vista para sul do P2 em fase deposicional (esquerda) e erosiva (direita), com ataque da duna frontal e maior declividade da face praial.**



**Figura 8.4: Setor centro-sul da Praia Grande: vista para sul do P3, mostrando presença de escarpa persistente na duna frontal, com desnível médio de 2,00m, indicando baixa recuperação do pós-praia. À esquerda a praia apresenta evento erosivo, com a formação de escarpa de 0,80cm na base da duna frontal.**



**Figura 8.5: Setor central da Praia Grande: vista para sul do P4, em fase erosiva do pós-praia, com escarpa na duna frontal (2,0m) e terraço de berma plano-horizantal (2011).**



**Figura 8.6: Setor centro-norte da Praia Grande: vista para norte do P5 mostrando, à esquerda, situação similar ao P3, com baixa recuperação da duna frontal após evento extremo de erosão. À esquerda, novo ataque da duna frontal e maior declividade da face praial.**



**Figura 8.7: Setor centro-norte da Praia Grande: vista para norte do P6 mostrando, à esquerda, fase predominantemente deposicional, mas com indícios de erosão na duna frontal. À esquerda episódio erosivo com expressivo ataque da duna frontal, com escarpa da ordem de 2,00 a 2,5m.**



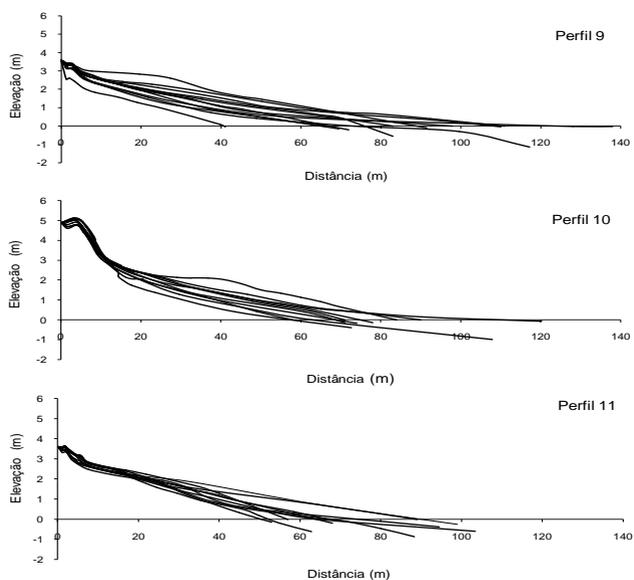
**Figura 8.8:** Setor centro-norte da Praia Grande: vista para norte do P7, ilustrando fase deposicional com a formação de duas bermas (à esquerda) e fase erosiva (à direita), com ataque da duna frontal e erosão da primeira berma.



**Figura 8.9:** Setor centro-norte da Praia Grande: vista para sul do P8, mostrando a presença de extensa berma e duna frontal preservada, indicando baixo impacto no setor de evento erosivo que afetou a maioria dos setores da praia (2011).



**Figura 8.10:** Setor centro-norte da Praia Grande: vista para sul do P8, ilustrando o alargamento da zona de arrebenção, em fase predominantemente erosiva do perfil praiar (Foto: Google earth 2007).



**Figura 8.11: Variação do perfil praial na praia da Saudade durante o período de monitoramento praial.**



**Figura 8.12: Vista da praia da Saudade, mostrando o comportamento dissipativo do sistema praial, com larga zona de arrebatção, e quebra da onda do tipo deslizante (Foto: SANTA CATARINA/SEPLAN, 1994).**



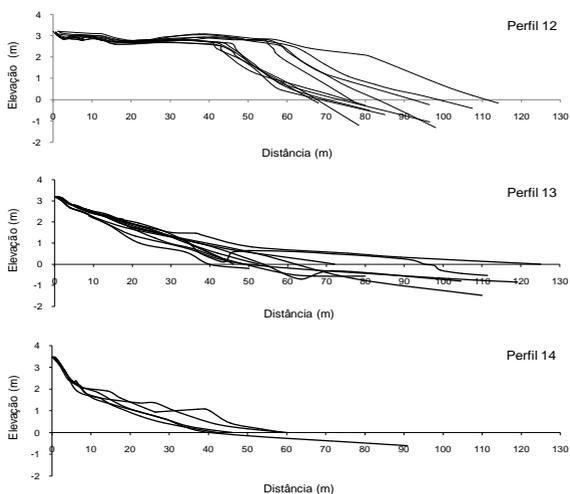
**Figura 8.13:** Vista do setor centro-sul da praia da Saudade em direção ao P9, mostrando, à esquerda, fase deposicional do setor sul da praia, com desenvolvimento de duna frontal e fase erosiva com redução da faixa de dunas, à esquerda.



**Figura 8.14:** Vista do setor central da praia da Saudade (P10) mostrando condições morfológicas extremas para o pós-praia, com desaparecimento da faixa de dunas.



**Figura 8. 15:** Praia da Saudade: vista para sul do P12, sob contexto deposicional, à esquerda e erosivo, com ataque parcial da duna frontal, à direita.



**Figura 8.16: Variação do perfil praial na praia de Enseada/Ubatuba durante o período de monitoramento praial.**



**Figura 8.17: Vista para norte do P12, setor sul da praia de Enseada/Ubatuba, mostrando a presença de terraço de berma e maior declividade da praia no local (2011).**



**Figura 8.18: Vista do P12 para sul, ilustrando a variação no estoque sedimentar nesse segmento da praia de Enseada/Ubatuba (2003 à esquerda e 2011 à direita).**



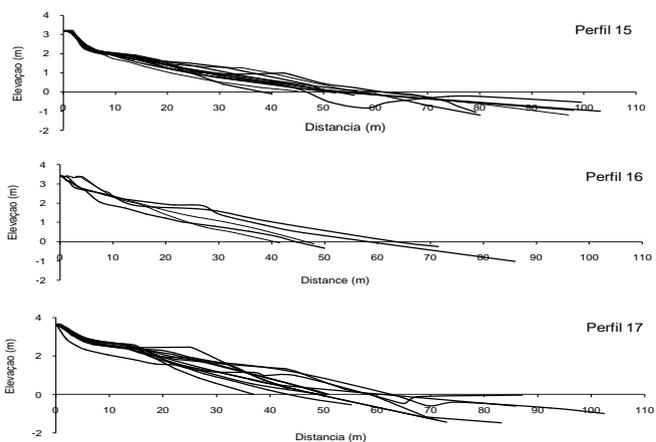
**Figura 8.19:** Setor centro-sul da praia de Enseada/Ubatuba: vista para norte mostrando o segmento praial de transição entre o setor protegido da praia, e o setor mais exposto (2011).



**Figura 8.20:** Vista para norte do P13, ilustrando a baixa declividade do setor centro-norte da praia de Enseada/Ubatuba, comparativamente ao setor centro-sul (2011).



**Figura 8.21:** Vista para norte do P14, mostrando a condição morfológica de baixa declividade do perfil praial no setor norte da praia de Enseada/Ubatuba (2011).



**Figura 8.22: Variação do perfil praial na praia de Itaguaçu durante o período de monitoramento praial.**



**Figura 8.23: Vista para sul da praia de Itaguaçu, mostrando a ocorrência de arrebenção do tipo deslizante no local (Foto:Google earth 2008).**



**Figura 8.24:** Vista do setor sul da praia de Itaguaçu (P15), à esquerda, e do setor central (P16), à direita, após a ocorrência de episódio erosivo, com ataque da duna frontal (2011).



**Figura 8.25:** Setor norte da praia de Itaguaçu (P17). Nota-se, apesar da condição erosiva, a maior declividade da face praiar no local (2011).



**Figura 8.26:** Vista para sul da praia de Itaguaçu, a partir do setor centro-norte da praia, sob condição predominantemente deposicional (2009), com o alargamento da faixa de praia e redução da declividade da face praiar.

### *8.1.1.1. Volume médio da praia subaérea*

O monitoramento topográfico das praias indicou a ocorrência de depósito praial subaéreo médio da ordem de 100m<sup>3</sup> para os dois contextos de exposição da linha de costa. Para o conjunto dos perfis levantados, os resultados apontaram uma tendência global ao incremento do estoque sedimentar emerso de sul para norte nas praias expostas, e à redução de sua magnitude, nessa mesma direção, nos sistemas praias menos expostos da costa norte (Tabela 8.1 e Figura 8.27).

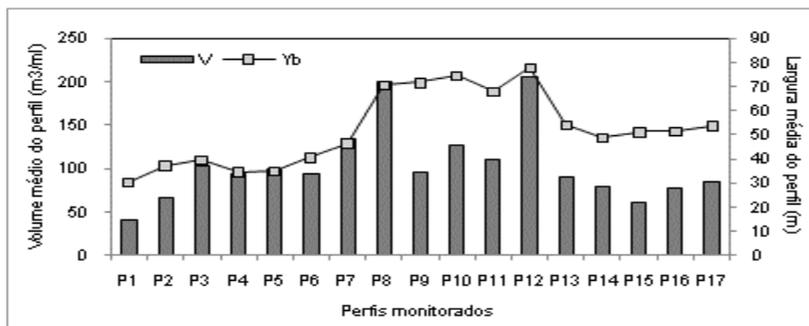
Nas praias expostas, o estoque sedimentar médio do perfil subaéreo, registrado durante o período de monitoramento, foi 104,00 m<sup>3</sup> na Praia Grande e 110,00 m<sup>3</sup> na praia da Saudade.

Na Praia Grande, o depósito praial emerso apresentou tendência geral ao aumento de sua magnitude de sul para norte, mas com variações significativas ao longo da praia, associadas, principalmente, à influência das ilhas Tamboretas. No setor centro-sul do sistema praial, o volume médio da praia emersa foi de 75,00 m<sup>3</sup>, passando de 41,00 m<sup>3</sup> no P1 a 93,00 m<sup>3</sup> no P4, com um máximo de 103,00 m<sup>3</sup> no P3. No setor centro-norte da praia, o volume subaéreo médio alcançou 132,00 m<sup>3</sup>, passando de 93,00 m<sup>3</sup> a 200,00 m<sup>3</sup> entre o P4 e o P8. Nota-se que o P5 e o P6 mantiveram volume próximo ao do P4, com leve incremento no P5 (Tabela 8.1 e Figura 8.27).

Na praia da Saudade, o maior estoque sedimentar emerso foi registrado no P10, no setor central da praia, com 126,00 m<sup>3</sup>, seguido de 110,00 m<sup>3</sup> e 96,00 m<sup>3</sup>, respectivamente no setor sul e norte do arco praial (Tabela 8.1 e Figura 8.27).

Nas praias com menor grau de exposição, o estoque sedimentar apresentou tendência geral inversa à verificada nas praias expostas, com a redução do volume praial subaéreo de sul para norte. A praia de Enseada/Ubatuba acusou volume médio de 125,00 m<sup>3</sup>, contra 74,00 m<sup>3</sup> na praia de Itaguaçu. O setor sul da praia de Enseada/Ubatuba apresentou o maior estoque sedimentar emerso para as praias da área de estudo, com 206,00 m<sup>3</sup> no P12. A redução do volume subaéreo em direção ao norte foi significativa, passando a 90,00 m<sup>3</sup> no P13 e da ordem de 80,00 m<sup>3</sup> no P14 (Tabela 8.1 e Figura 8.10). A praia de Itaguaçu apresentou leve tendência ao incremento do estoque

sedimentar praial emerso de sul para norte, com 60,00 m<sup>3</sup>, 78,00 m<sup>3</sup> e 84,00 m<sup>3</sup>, respectivamente no setor sul, central e norte da praia (P15, P16 e P17) (Tabela 8.1 e Figura 8.27).



**Figura 8.27:** Estoque sedimentar e largura média do perfil praiial subaéreo.

#### 8.1.1.2. Largura média do perfil praiial

As larguras para o perfil praiial acompanharam, na maioria dos casos, o comportamento do volume da praia subaérea (Tabela 8.1 e Figura 8.27). Nas praias expostas, a largura média passou de 30,00m no P1 a 70,00m no P8 na Praia Grande, com valor médio global de 37,00m, relativamente reduzido em comparação com os demais sistemas praiiais. A praia da Saudade não apresentou variação longitudinal muito significativa na largura média do perfil praiial, com valor médio mais expressivo, da ordem de 71,00m, 75,00m e 68,00m, respectivamente no e P9, P10 e P11 (Tabela 8.1 e Figura 8.27).

Para a praia de Enseada/Ubatuba, a largura média do perfil subaéreo foi máxima no P12 com 77,00m, passando a 53,00 e 48,00m, respectivamente no P13 e P14. Assim como na praia da Saudade, a largura média registrada na praia de Itaguaçu foi relativamente regular, oscilando entre 50,00m e 54,00m entre o P15 e P17 (Tabela 8.1 e Figura 8.27).

#### 8.1.1.3. Declividade da face praiial

Em relação à declividade da face praiial, como esperado, as maiores variações estão associadas aos diferentes domínios

granulométricos presentes na área de estudo. Os valores médios obtidos foram da ordem de  $7,0^\circ$  e  $3,0^\circ$ , respectivamente no domínio de areia média, associado à Praia Grande e de areia fina, abrangendo a praia da Saudade e os sistemas praias mais protegidos da costa norte (Tabela 8.1).

Na Praia Grande, a declividade da face praiial apresentou tendência menos definida longitudinalmente, em comparação aos demais sistemas praiiais. No setor centro-sul da praia, os dados obtidos apontaram leve tendência ao incremento dos valores de sul para norte, oscilando entre  $5,5^\circ$  no P2 e  $8,25^\circ$  no P4. O setor centro-norte apresentou leve tendência inversa, com os valores de declividade passando de  $7,5^\circ$  no P5 a  $6,2^\circ$  no P8 (Tabela 8.1). Para as praias da Saudade e de Itaguaçu, a declividade da face praiial apresentou incremento dos valores de sul para norte, situando-se entre  $1,57^\circ$  e  $2,88^\circ$  entre o P9 e o P10, no primeiro caso e entre  $2,83^\circ$  e  $4,05^\circ$ , entre o P15 e P17, na praia de Itaguaçu.

Na praia de Enseada/Ubatuba, as declividades obtidas acompanharam a tendência da largura média do perfil, com redução do valor médio do parâmetro entre o setor sul e norte da praia, passando de  $5,4^\circ$  a  $2,93^\circ$  entre P12 e o P14 (Tabela 8.1).

Com base na declividade da face praiial, as praias analisadas apresentam características predominantes intermediárias na Praia Grande, dissipativas na praia da Saudade e dissipativas a intermediárias, nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu. Essas características morfodinâmicas das praias são ilustradas pelas figuras 8.1, 8.11, 8.16 e 8.22, que apresentam o conjunto dos perfis topográficos levantados em cada praia monitorada e pelas figuras 8.2 a 8.10, 8.12 a 8.15, 8.17 a 8.21 e 8.23 a 8.26, que destacam aspectos morfológicos do perfil praiial nos diferentes sistemas praiiais abordados.

### 8.1.2. Variabilidade do perfil praiial

A variabilidade espacial e temporal do perfil praiial, em relação ao padrão morfológico médio, permite avaliar a intensidade da resposta do ambiente praiial às oscilações no nível de energia das condições hidrodinâmicas e,

conseqüentemente, o comportamento morfodinâmico da praia. Segundo Muehe (1994), uma praia pode variar amplamente de configuração em relação ao seu estado mais freqüente ou modal, sendo tanto o estado modal quanto a amplitude de variação associada que diferenciam as praias no tocante à sua morfodinâmica.

A análise da amplitude dos parâmetros morfométricos permitiu verificar o padrão de interação entre os diferentes fatores ambientais envolvidos, incluindo fatores localizados, como a influência do embasamento cristalino, ilhas e outros, na definição dos padrões observados, além de elucidar possíveis desvios em relação ao comportamento morfodinâmico inicialmente previsto.

#### *8.1.2.1. Variação no volume e largura da praia subaérea*

Os coeficientes de mobilidade do pós-praia (CV%) e de variação do volume (CVV%), estabelecidos a partir da razão entre o desvio padrão dos valores médios para os parâmetros morfométricos, permitem avaliar o grau de variabilidade do perfil praiial durante o monitoramento efetuado.

Contrariamente ao esperado, como ilustrado pelo pacote de perfis topográficos levantados (figuras 8.1, 8.11, 8.16 e 8.22), os resultados obtidos não apontaram diferenças significativas, em termos de variabilidade do perfil praiial, entre as praias expostas da costa leste e as praias com menor grau de exposição da costa norte. O valor médio global para o coeficiente de mobilidade do pós-praia e de variação do volume foram, respectivamente, da ordem de 20% e 25% tanto nas praias expostas, como para os sistemas praiiais mais protegidos (Tabela 8.1).

Nas praias expostas, os resultados encontrados apontaram a praia da Saudade como o sistema com maior variabilidade do perfil praiial na área de estudo, apresentando valores médios para os coeficientes de mobilidade do pós-praia e de variação do volume durante o monitoramento da ordem de 26% e 33%, respectivamente. Como ilustrado pela figura 8.11, o perfil praiial apresentou maior variabilidade no setor sul da praia, com redução da sua amplitude em direção ao setor norte. O

coeficiente de variação do volume subaéreo obtido foi de 47%, 27% e 24%, respectivamente no P9, P10 e P11. A variação da largura do perfil subaéreo foi maior nos setores extremos da praia, com coeficientes 30% e 29%, nos perfis P11 e P9 e da ordem de 20% no P10, setor central da praia (Tabela 8.1).

A grande variabilidade do perfil subaéreo na praia da Saudade, apesar do elevado grau de exposição do sistema praial, contraria as expectativas avançadas na literatura em relação ao padrão morfológico local. De acordo com Wright & Short (1984), praias dissipativas tendem a apresentar maior mobilidade do volume subaéreo relacionado à duna frontal, em eventos de maior energia.

A variação no estoque sedimentar emerso da praia afetou todo o perfil praial. Comparativamente, a duna frontal foi atingida em menor escala, indicando que os coeficientes de variação obtidos não estão, necessariamente, relacionados à ocorrência de eventos extremos de energia na costa regional. O impacto de evento dessa natureza foi verificado no sistema praial por Abreu de Castilhos & Gré (2007a), em período posterior ao monitoramento realizado, e o padrão observado foi significativamente diferente, com erosão expressiva da duna frontal.

Na Praia da Grande, a mobilidade do perfil praial apresentou incremento de sul para norte, conforme ilustrado pelo envelope de perfis levantados ao longo da praia (Figura 8.1). Os coeficientes de variação da largura média da praia e do volume do estoque sedimentar subaéreo oscilaram entre 14,5% e 18% e 18% e 26%, respectivamente no setor centro-sul e centro-norte da praia (Tabela 8.1). Os coeficientes obtidos confirmam o menor grau de exposição do setor da praia ao sul das ilhas Tamboretas em relação ao setor norte do sistema praial.

Nota-se, entretanto, que a variação longitudinal dos coeficientes de mobilidade do perfil praial não traduz, necessariamente, as variações no grau de exposição dos diferentes setores praiais da costa leste.

Esse contexto é ilustrado pelo P1 e P6, que apresentaram coeficientes de variação da largura média do perfil subaéreo semelhantes, em condições distintas de exposição. Outro exemplo refere-se ao P4, à retaguarda das ilhas Tamboretas,

onde o coeficiente de variação do volume encontrado foi superior ao P8, no setor norte da praia, situado em contexto de máxima exposição dentro do sistema praial.

Nos sistemas praias da costa norte, apesar do grau de proteção, a praia de Enseada/Ubatuba apresentou grande mobilidade para o volume subaéreo e a largura média da praia emersa, conforme ilustrado pelos pacotes de perfis levantados (Figuras 8.16 e 8.22). A maior mobilidade foi registrada no P13, no setor central da praia, adjacente à barra do rio Acaraí, com coeficiente de variação de 35%, seguido de 28% e 25%, respectivamente no setor sul e norte do sistema praial (P12 e P14) (Tabela 8.1). A mobilidade do P13 foi afetada, durante o período de monitoramento, pela migração transversal de banco associado à barra do rio Acaraí, como mostra a figura 8.16. A variação da largura de praia acompanhou a tendência de mobilidade do volume, com coeficiente de 30%, 22% e 20% respectivamente no P13, P12 e P14 (Tabela 8.1). Nota-se, nesse sistema praial, a grande mobilidade do P12 durante o período de monitoramento, apesar do contexto local de baixa energia.

Na praia de Itaguaçu, a variabilidade do perfil praial foi menos expressiva no setor sul da praia, com amplitude para a largura e volume subaéreos da ordem de 15% e 17% entre o P15 e o P16, passando a 17% e 25% no P17 (Tabela 8.1).

Nota-se que, entre o P13 e o P17, a variação de volume afetou praticamente todo o perfil subaéreo, processo favorecido pela redução da declividade da face praial nos setores menos influenciados pela zona de sombra formada pelo promontório sul da praia de Enseada/Ubatuba.

#### *8.1.2.2. Variação na declividade da face praial*

Para o conjunto das praias, o desvio padrão da declividade da face praial em relação aos valores médios obtidos apontou variação moderada a alta no parâmetro, durante o período de monitoramento (Tabela 8.1).

Nas praias expostas, a maior variação da declividade foi registrada na praia da Saudade, com coeficiente médio de 50%. No P10, a variação da declividade foi máxima, alcançando 60%, situando-se em torno de 40% nos setores extremos do arco

praial (P9 e P11). Na Praia Grande, o setor norte apresentou maior variabilidade, com coeficiente médio de variação da ordem 30%, contra 20% no setor sul. A menor e maior variação da declividade foi registrada nos setores extremos da praia, com 12,5% no P1 e 47% no P8 (Tabela 8.1).

Nas praias com menor grau de exposição da costa norte, a variação da declividade foi da ordem de 30% e 25% respectivamente nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu. No primeiro caso, o maior coeficiente foi registrado no P12, com cerca de 35% e o menor no P14, que acusou variação de 18%. Na praia de Itaguaçu, a declividade oscilou em 30% em relação ao gradiente médio no P15 e P17, com a ocorrência de menor coeficiente de variação no P16, setor central da praia.

Considerando os coeficientes de variação de volume e largura média da praia, os resultados obtidos mostraram que, contrariando as expectativas em relação ao grau de exposição das praias, a mobilidade média do perfil praial nos sistemas praias menos expostos da costa norte, foi superior a verificada na Praia Grande.

Por sua vez, apesar do aumento de exposição do setor central da praia de Enseada/Ubatuba, tanto nesse sistema praial como na praia de Itaguaçu, os índices mais elevados de mobilidade ocorrem nos setores mais protegidos, relativos ao P12 e P13, no primeiro caso e ao P17, no segundo. Os índices de mobilidade encontrados para os dois setores contrariam tanto os dados de campo quanto os obtidos no modelamento dos processos de propagação de ondas, que acusaram, para esses setores das duas praias, a ocorrência de menor altura de onda na arrebentação.

Considerando o grau de exposição das praias na área de estudo, os resultados encontrados para a mobilidade do perfil praial nas praias com menor grau de exposição são relativamente elevados, contrários a expectativa de menor variabilidade do perfil praial para o contexto hidrodinâmico do setor.

Em relação à declividade da face praial, a maior dependência do parâmetro do volume nas praias da Saudade, Enseada/Ubatuba e Itaguaçu está associada à relativa homogeneidade granulométrica do domínio de areia fina. Por

outro lado, na Praia Grande, a maior relação entre declividade e largura média do perfil, em presença de maior variabilidade do padrão granulométrico longitudinal, sugere maior interação do estoque sedimentar praiar emerso com processos ortogonais, comparativamente ao setor praiar com menor exposição.

Na praia da Saudade, a maior relação do parâmetro com o volume pode estar associada à interação entre as características planimétricas e ao elevado grau de exposição do sistema praiar, que, mesmo em condições médias de energia, seria favorável a variações significativas de volume do perfil praiar subaéreo.

Fatores locais, relacionados à interação entre as características granulométricas e o contexto hidrodinâmico, modulam o comportamento da declividade da face praiar ao longo das praias analisadas e serão abordados na seqüência.

## **8.2. COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO DO PERFIL PRAIAL**

### **8.2.1. Contexto hidrodinâmico**

Apesar de pouco enfatizado na literatura, os resultados obtidos no estudo do transporte sedimentar apontaram a participação significativa dos vetores de deriva litorânea, na determinação dos processos sedimentares em praias dominadas por ondas e correntes longitudinais.

Além dos processos induzidos pelas ondas, Masselink (1993) e Masselink & Short (1993) destacaram o papel das correntes de maré no comportamento morfodinâmico do perfil praiar e estabeleceram o parâmetro relativo de maré (RTR) para avaliar o grau de influência da maré no comportamento morfológico das praias.

Por sua vez, a literatura tem apontado que tanto a ocorrência de processos longitudinais quanto ortogonais é influenciada pelo tipo de arrebatção das ondas na costa (GUZA, & INMAN, 1975; SHORT & WRIGHT, 1983; WRIGHT & SHORT 1984; CARTER, 1988; WANG et al. 2002; SMITH et al., 2004). O parâmetro assume importância na definição da turbulência do fluxo hidrodinâmico e na conseqüente interação com as características granulométricas locais.

Adicionalmente, a sobreposição de padrões localizados de circulação hidrodinâmica, induzidos freqüentemente pela interação entre fluxo ortogonal e/ou longitudinal e a forma planimétrica das praias delimitadas por promontórios, representa outro fator ambiental relevante para o comportamento morfodinâmico dos sistemas praias. O parâmetro adimensional de embaiamento descrito por (SHORT, 1996), permite avaliar o impacto desse tipo de contexto sobre as condições locais de circulação hidrodinâmica.

Nesse sentido, o estabelecimento dos parâmetros propostos Masselink & Short (1993), Battjes (1974) e Short (op. cit.) buscou avaliar o impacto dos fatores acima relacionados sobre o comportamento morfodinâmico dos sistemas praias da área de estudo.

#### *8.2.1.1. Parâmetro Relativo de Maré (RTR)*

Apesar do contexto regional de micro-marés, considerando a presença na ilha de São Francisco do Sul de setores praias oceânicos mais protegidos e adjacentes a ambiente estuarino, onde os efeitos da amplitude de maré são mais significativos, optou-se por efetuar o cálculo do parâmetro relativo de maré (RTR) para as praias analisadas.

Os resultados encontrados indicaram valores para o parâmetro inferiores a 3,0, confirmando o predomínio da influência das ondas e correntes longitudinais resultantes sobre os processos morfodinâmicos praias na área de estudo (Tabela 8.1). Entretanto, os índices obtidos acusaram valores mais elevados para o parâmetro nas praias com menor grau de exposição da costa norte, em particular no P12, que apresentou valor máximo de 1,74 (Tabela 8.1). O valor encontrado é compatível com as menores alturas de onda na arrebentação e sugere um maior confinamento da massa d'água no local, induzida pela interação entre as correntes de maré e a forma planimétrica da enseada.

O segundo setor que seria mais afetado pelas correntes de maré, nas praias mais protegidas, está associado ao setor norte da praia de Itaguaçu (P17). Nesse caso, a influência da maré

estaria relacionada à maior proximidade do setor com a entrada do sistema estuarino.

Nas praias expostas, o valor mais elevado para o parâmetro relativo de maré foi obtido no P1, indicando uma maior influência da maré junto à desembocadura do canal do Linguado, mas confirmando a classificação da desembocadura como do tipo dominada por ondas, segundo modelo conceitual proposto por Hayes (1975).

Apesar da baixa influência da maré astronômica, a conjugação com marés meteorológicas pode impactar significativamente os processos morfodinâmicos praias na costa regional. De acordo com Trucollo (1998), a direção coincidente dos ventos de quadrante sul com as correntes de maré montante, aliado à configuração morfológica da plataforma continental adjacente, contribui para potencializar a sobrelevação do nível da maré na costa. Considerando a atuação dominante dessa direção de ventos na costa regional, com a freqüente passagem de frentes frias na região, o impacto das correntes de maré, sobre os processos morfodinâmicos praias, é igualmente potencializado.

#### *8.2.1.2. Parâmetro de Similaridade de Surfe ( $\xi$ )*

Conforme destacado na literatura, o tipo de quebra das ondas exerce papel significativo nos processos de transporte sedimentar costeiro, influenciando não apenas o transporte longitudinal, mas também os processos morfodinâmicos do perfil praias, cujas variações no comportamento modal têm sido associadas a padrões distintos de arrebentação. De acordo com Wright & Short, (1984), praias dissipativas são comumente associadas ao tipo de arrebentação deslizante, enquanto nas praias intermediárias predomina o tipo mergulhante, com a arrebentação na forma ascendente sendo, mais freqüentemente, associada a praias reflectivas.

O parâmetro de similaridade de surfe ( $\xi$ ), difundido por Battjes (1974), apontou para as praias analisadas o predomínio de arrebentação do tipo mergulhante e deslizante (Tabela 8.1). Na Praia Grande, os valores médios encontrados estão situados entre 0,96 no P2 e 2,12 no P1, indicando o tipo de quebra

mergulhante como o mais recorrente. Nota-se uma tendência ao predomínio do tipo mergulhante nos setores com menor grau de exposição, como no caso do P2 no setor centro-sul da praia.

Na praia da Saudade, os valores obtidos apontaram o predomínio de arrebentação do tipo deslizante, com valores de  $\xi$  entre 0,25 e 0,4.

Nos sistemas praias mais protegidos da costa norte, o parâmetro de similaridade de surfe ( $\xi$ ) indicou o predomínio do tipo de quebra mergulhante. Essa tendência foi mais destacada no setor centro-sul da praia de Enseada/Ubatuba, com valor médio para o parâmetro de 1,5 no P12. Entre o setor central da praia e ao longo da praia de Itaguaçu, os valores médios obtidos, situados entre 0,56 e 0,81, apontam a ocorrência tanto de quebra mergulhante como deslizante, na medida em que aumenta o grau de exposição das praias (Tabela 8.1).

No conjunto, os tipos de quebra de onda indicados pelo cálculo do parâmetro de similaridade de surfe correspondem aos padrões observados em campo. Os tipos de quebra identificados também são consistentes com os padrões morfodinâmicos apontados pelos parâmetros morfométricos para os diferentes sistemas praias.

### *8.2.1.3. Parâmetro adimensional de embaimento ( $\delta'$ )*

O parâmetro de embaimento buscou avaliar o padrão predominante de circulação hidrodinâmica nos sistemas praias influenciados pela presença do embasamento cristalino, abrangendo as praias da Saudade, de Itaguaçu e de Enseada/Ubatuba, representativas de praias do tipo bolso, nos dois primeiros casos e de enseada ou parabólica, no segundo.

Os resultados obtidos apontaram para o parâmetro valores da ordem de 7,2 15 e 106, respectivamente para as praias da Saudade, de Itaguaçu e de Enseada/Ubatuba. Para o setor centro-sul da praia de Enseada/Ubatuba, o valor do parâmetro encontrado foi da ordem de 70 (Tabela 8.1). Esses valores confirmaram as observações de campo, apontando maior influência de circulação celular na praia da Saudade. Esse contexto hidrodinâmico é favorecido pela dimensão e características planimétricas do arco praias, com a formação de

fortes correntes de retorno associadas, principalmente, ao promontório norte da praia (Figura 8.28). De acordo com Short (1996), as correntes de retorno do tipo rip current podem resultar em perdas importantes de sedimentos para a praia. Conforme sugerido anteriormente, esse processo pode ter impacto significativo no comportamento morfodinâmico do setor centro-norte do sistema praial.

Nos demais sistemas praias, os índices encontrados apontam contexto de circulação transaccional e normal, respectivamente para as praias de Itaguaçu e de Enseada/Ubatuba (Tabela 8.1). Apesar do índice obtido para a praia de Itaguaçu, a reduzida projeção dos promontórios que a delimitam não influenciam significativamente o padrão local de circulação hidrodinâmica.



**Figura 8.28: Imagem da praia da Saudade em 1957 (esquerda) e 2009 (direita) ilustrando a presença de corrente de retorno expressiva adjacente ao costão norte da praia (escala aproximada das imagens: 1:14.000 - 1957 e 1:10.500 - 2009. Fonte: 1957:SANTA CATARINA/SEPLAN - 2009:imagem Google Earth).**

### 8.2.2. Classificação morfodinâmica do perfil praial

A classificação do comportamento morfodinâmico do perfil praial nas praias estudadas foi efetuada a partir do parâmetro adimensional ômega ( $\Omega$ ) (WRIGHT & SHORT, 1984), para o perfil subaéreo, e pelo parâmetro de bancos ( $B^*$ ) (SHORT & AAGAARD, 1993), para a zona de arrebentação. Os dois

parâmetros, descritos no capítulo 4, representam uma ferramenta importante para a classificação morfodinâmica do perfil praial.

### 8.2.2.1. Parâmetro ômega ( $\Omega$ )

Conforme apresentado na tabela 8.1, os resultados para o cálculo do parâmetro  $\Omega$  apontaram, para a Praia Grande, o predomínio de comportamento morfodinâmico associado ao estado intermediário, tendendo a dissipativo no setor centro-sul da praia e a reflectivo, no setor centro-norte. O P2 foi o único setor onde o parâmetro  $\Omega$  preconizou comportamento dissipativo para o perfil praial, com valor de 6,12. Por sua vez, o menor valor foi obtido no P4, com 2,60, apontou comportamento intermediário a reflectivo no setor.

Para a praia da Saudade, os resultados acusaram comportamento dissipativo, com valores de  $\Omega$  de 7,86, 9,47 e 7,2, respectivamente para o P9, P10 e P11.

Na praia de Enseada/Ubatuba, os valores de  $\Omega$  apontaram variação longitudinal significativa para o comportamento morfodinâmico do sistema praial, passando de intermediário no P12 a intermediário, tendendo a dissipativo, no P13 e dissipativo no P14, com valores de  $\Omega$  de 2,99, 5,26 e 7,45, respectivamente.

A praia de Itaguaçu apresentou maior regularidade longitudinal de  $\Omega$ , mas com leve redução dos valores de sul para norte, passando de 5,60 no P15 a 4,08 no P17. Os valores obtidos indicaram comportamento intermediário tendendo a dissipativo no setor sul da praia, com redução gradativa do grau de dissipatividade do perfil praial em direção ao setor norte.

Nota-se que o comportamento longitudinal de  $\Omega$  mostrou maior consistência com o grau de exposição da linha de costa e a granulometria dos sedimentos nos sistemas ou subsistemas praias menos expostos e com predomínio de menor granulometria média, incluindo as os sistemas praias situados no setor norte da ilha de São Francisco do Sul e o setor centro-sul da Praia Grande.

O maior grau de refletividade do perfil praial no setor norte da Praia Grande, apesar da elevada exposição do setor, está associado à redução da granulometria média dos sedimentos e também à redução da altura de onda na arrebentação,

decorrente da maior declividade da antepraia nesse segmento da praia, comparativamente ao setor centro-sul, conforme comentado no capítulo 6.

#### 8.2.2.2. *Parâmetro de Banco (B\*)*

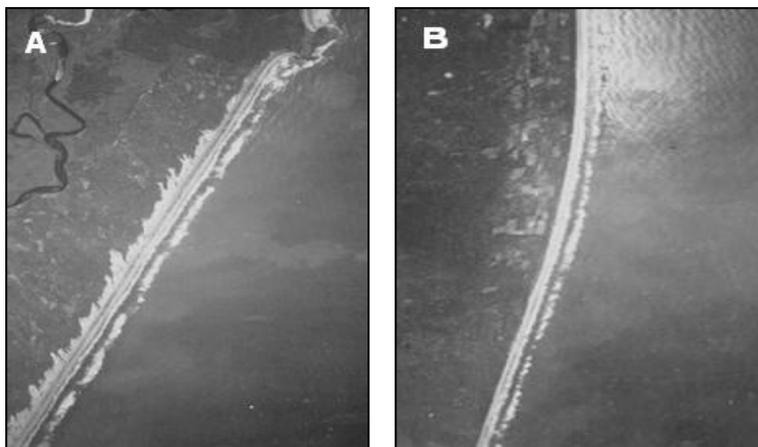
O comportamento morfodinâmico das praias arenosas inclui a zona de arrebenção, a qual delimita a ação mais efetiva das ondas e correntes longitudinais e determina os padrões de interação entre as forças hidrodinâmicas que definem os processos morfossedimentares predominantes sobre o perfil praiial.

A dinâmica da zona de arrebenção é freqüentemente marcada pela formação de bancos arenosos, cujo número está associado à variabilidade das condições ambientais, podendo definir sistemas sem bancos associados, com banco único ou com o desenvolvimento de sistemas com bancos múltiplos.

Na área de estudo, a zona de arrebenção apresenta largura de aproximadamente 100m, nas praias expostas. Nos sistemas com menor exposição da costa norte a largura é reduzida na zona de sombra formada pelo promontório da ponta da Enseada, aumentando progressivamente em direção ao norte, atingindo larguras da ordem de 50m.

A previsão do número de bancos a partir do parâmetro B\* apontou o predomínio de sistema de banco único ao longo da zona de arrebenção nas praias expostas (B\* entre 20 e 50) e de sistema duplo de bancos para os sistemas praias da costa norte (B\* entre 50 e 100) (Tabela 8.1).

Nas praias expostas, fotos aéreas confirmam o padrão de banco único como sendo o mais freqüente na Praia Grande, conforme ilustrado pelas figuras 8.29 e 8.30. No setor norte da praia, nota-se uma tendência ao desenvolvimento de banco em crescente e formação de cúspides sobre a face praiial (Figura 8.30).



**Figura 8.29:** Sistema de banco longitudinal único do tipo banco-canai no setor centro-norte (A) e central (B) da Praia Grande (escala aproximada das imagens: A - 1:35.000 e B - 1:30.000 – Fonte: SANTA CATARINA/SEPLAN).



**Figura 8.30:** Comportamento morfodinâmico da praia no setor norte da Praia Grande, com sistema de banco e canal longitudinal único e formação de cúspides sobre a face praiial ((escala aproximada da imagem: A - 1:5.000. Fonte: imagem Google Earth 2009).

Por sua vez, na praia da Saudade, a presença de dois bancos estaria associada principalmente, a ocorrência de eventos de extrema energia na região, conforme sugerido por de levantamento batimétrico de detalhe efetuado no sistema praias (PETROBRAS, 2003).

Nas praias mais protegidas, a previsão da ocorrência de dois bancos não é confirmada pelas imagens aéreas disponíveis. No setor sul da praia de Enseada/Ubatuba, as menores alturas de ondas não permitem a ocorrência de maior largura para a zona de arrebentação. A presença de bancos arenosos no local está associada à atuação de correntes longitudinais, com a formação de bancos perpendiculares à costa no extremo sul da praia, conforme sugerido por levantamento batimétrico de detalhe no local (PETROBRAS,1999). O aumento progressivo da energia de onda entre o P12 e o P13 não é suficiente para redistribuir o material arenoso transversalmente à praia, levando à formação de barra arenosa paralela à linha de costa, com sua parte distal submetida às variações de amplitude da maré (Figura 8.31).

Tendo em vista a forma planimétrica em enseada do sistema praias, o setor sul da praia de Enseada/Ubatuba apresenta também a formação de banco arenoso raso adjacente ao promontório, dentro dos limites da zona de sombra, resultante dos processos de difração das ondas.

A partir do setor central da praia de Enseada/Ubatuba, as observações de campo e de imagens aéreas denotam a ocorrência de sistema de banco único que, devido à menor energia das ondas e ao baixo gradiente do perfil praias, são frequentemente expostos em período de maior amplitude de maré (Figura 8.32). No setor norte da praia de Itaguaçu, o banco único é segmentado por canais de retorno transversais à praia (Figura 8.33).

Considerando os valores obtidos para o parâmetro  $\Omega$  e  $B^*$ , e com apoio de observações de campo e de imagens aéreas de vários períodos (1938, 1957, 1966, 1978, 1995, 2002), foi possível classificar o comportamento morfodinâmico do perfil praias, conforme o modelo conceitual de estados morfodinâmicos apresentado por Wright & Short (1984), que inclui, além da praia subaérea, a zona de arrebentação.



**Figura 8.31: Vista para Leste do setor centro-sul da praia de Enseada/Ubatuba, mostrando a formação de barra arenosa longitudinal pela atuação de deriva litorânea e a ausência de zona de arrebenção significativa no local (Foto: SANTA CATARINA/SEPLAN, 1994).**



**Figura 8.32: Vista do setor norte da praia de Enseada/Ubatuba e do setor sul da praia de Itaguaçu, mostrando a ocorrência no local de sistema de banco único (Fonte: imagem Google Earth 2009).**



**Figura 8.33: Vista do setor norte da praia Itaguaçu, mostrando comportamento morfológico da zona de arrebenção, com sistema de banco único, interrompidos por seqüência de canais transversais à linha de costa (Fonte: imagem Google Earth 2009).**

### 8.2.2.3. Estado morfodinâmico modal previsto

Os valores obtidos para os parâmetros morfodinâmicos apontam o predomínio de estado intermediário para a Praia Grande, associado à presença de banco e calha longitudinal (BCL). Conforme ilustrado pela figura 8.30 acima, nota-se, entretanto, a tendência à formação de banco em crescente no setor norte da praia, associado à formação de cúspides praias mais desenvolvidos no local. A presença desse tipo de feição é associada, na literatura, à atuação de ondas marginais na zona costeira (KOMAR, 1973 GUZA & INMAN, 1975) e/ou ao padrão de interação entre morfologia e circulação hidrodinâmica na face praias (MASSELINK & PATTIARATCHI, 2001).

A migração temporal do banco longitudinal transversalmente à praia, em resposta às oscilações de energia de onda, resulta em variações na largura e morfologia da zona de arrebentação, refletindo na mobilidade do perfil praias. Esse processo é ilustrado pela figura 8.7 acima, que mostra o alargamento da zona de arrebentação no setor norte da Praia Grande, em decorrência da atuação de maior energia de ondas no local.

Nota-se que a ocorrência de estado morfodinâmico intermediário é freqüentemente associada ao tipo de arrebentação mergulhante, sendo esse padrão consistente com o observado em campo e com a tipologia média obtida pelo parâmetro provisional de similaridade de surfe para a Praia Grande.

A única exceção em relação ao comportamento morfodinâmico apontado pelo parâmetro  $\Omega$  na Praia Grande refere-se ao P2, no setor centro-sul da praia, onde o valor médio de  $\Omega$  previu a ocorrência de estado morfodinâmico dissipativo. Esse comportamento da praia no local é determinado pela maior exposição do setor, comparativamente ao P1, e pela menor granulometria média dos sedimentos, em comparação ao P3.

Apesar do parâmetro de similaridade de surfe ter previsto o predomínio de arrebentação do tipo mergulhante no P2, observações de campo registraram a ocorrência secundária de padrão de arrebentação deslizando para o setor.

Na praia da Saudade, os dados previsionais confirmaram o estado morfodinâmico dissipativo registrado pelos levantamentos

de campo, apontando, para o sistema praias, expressão máxima para esse estado morfodinâmico na área de estudo.

Nas praias da costa norte, observações de campo e de fotos áreas não confirmaram a ocorrência de dois bancos na zona de arrebentação, conforme previsão pelo parâmetro de banco. Essa inconsistência entre dados previstos e observados está possivelmente associada à configuração planimétrica da praia da Enseada/Ubatuba, que altera o padrão de propagação das ondas no setor. Por outro lado, essa inconsistência pode resultar do controle aparentemente mais efetivo dos processos longitudinais sobre o comportamento morfodinâmico dos sistemas praias mais protegidos, conforme sugerido pelos resultados apresentados nos capítulos anteriores.

Na praia de Enseada/Ubatuba, os dados de campo e o cálculo de  $\Omega$  apontaram comportamento intermediário a reflectivo no setor sul da praia, sem banco definido associado à arrebentação das ondas, processo esse que, entre o P12 e o P13, ocorre predominantemente sobre a face praias. Entre o P13 e o setor centro-sul da praia de Itaguaçu, incluindo o P14 e o P15, a praia pode ser classificada como dissipativa. Entretanto, diferentemente da praia da Saudade, a menor energia de ondas no setor confere menor largura à zona de arrebentação, possibilitando a exposição de um banco longitudinal na baixa-mar. Nota-se que esse comportamento é similar ao estado de Terraço de Baixa-mar (TBM) do modelo conceitual apresentado por Wright & Short (1984), mas associado ao extremo dissipativo.

No setor centro-norte da praia de Itaguaçu (P16 a P17), o perfil praias assume comportamento intermediário, similar ao estado de bancos transversais (BT), associado à presença de fortes correntes de retorno (rip currents), conforme ilustrado anteriormente pela figuras 8.33. A análise de fotografias aéreas mostrou que o setor sul da praia também pode migrar para esse padrão morfológico, sugerindo maior variabilidade temporal e espacial para o estado morfodinâmico da praia. Essa variabilidade do setor sul da praia de Itaguaçu é igualmente sugerida pelo pacote de perfis topográficos levantados no local, que mostra a migração transversal do banco (Figura 8.22).

Nota-se que, para o conjunto das praias monitoradas, o parâmetro  $\Omega$  apontou o predomínio de comportamento

intermediário para o perfil praial. De acordo com Wright & Short (1984), os estados morfodinâmicos classificados como intermediários apresentam maior grau de variabilidade. Nesse sentido, os coeficientes de mobilidade relativamente elevados, obtidos para o conjunto das praias, mostraram-se, aparentemente, compatíveis com a classificação morfodinâmica preconizada pelo parâmetro  $\Omega$ .

Entretanto, a ocorrência de coeficientes de mobilidade do perfil elevados nos setores mais protegidos da costa norte, em presença de menor energia de onda ou associados a praias dissipativas, consideradas mais estáveis, levanta a questão sobre a consistência entre a classificação morfodinâmica obtida com o parâmetro  $\Omega$  e os dados de campo, a partir da declividade média da face praial.

Embora a mobilidade do perfil praial seja previsível, dadas as características dinâmicas do ambiente, em alguns casos, os resultados obtidos para a relação entre os coeficientes de mobilidade do volume e da largura de praia sugerem a mudança de estado morfodinâmico do perfil praial, ao longo do período de monitoramento.

De acordo com Wright & Short (1984), a variabilidade temporal dos estados morfodinâmicos reflete, em parte, a variabilidade temporal e a taxa de variação de  $\Omega$ , que, por sua vez, depende do regime de ondas e das transformações sofridas pelas ondas na antepraia. Conforme apontado pelos autores, as praias dissipativas e reflectivas são mais estáveis, enquanto as praias intermediárias apresentam maior variabilidade do estado morfodinâmico.

Embora o modelo apresentado por Wright & Short (op. cit.) esteja essencialmente fundamentado nos processos ortogonais, os autores mencionam a ocorrência de correntes longitudinais entre os fatores que podem explicar a maior variabilidade das praias intermediárias.

Por sua vez, segundo Wright & Short (op. cit.), os mesmos fatores que definem o estado modal de uma praia, determinam sua variabilidade, ocorrendo uma estreita associação entre estado morfodinâmico modal e mobilidade do perfil praial.

Nesse sentido, o confronto da classificação morfodinâmica do perfil praial subaéreo obtida com o parâmetro  $\Omega$  com os dados

de campo, referentes à declividade da face praial, permitiu verificar a capacidade previsionial do modelo da escola australiana, para as praias da área de estudo. Por outro lado, considerando o predomínio do estado modal intermediário e a presença marcante de processos longitudinais induzidos pelas características do regime regional de ondas, a análise comparativa entre dados de campo e previsionais poderá elucidar as possíveis interações entre processos longitudinais e ortogonais, na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praial.

### **8.3. COMPARAÇÃO ENTRE COMPORTAMENTO MORFODINAMICO PRAIAL PREVISTO E INDICADO PELA DECLIVIDADE DA FACE PRAIAL**

#### **8.3.1. Ajuste entre parâmetro $\Omega$ e a declividade da face praial**

Ao estabelecer a relação entre a granulometria dos sedimentos e as condições de energia das ondas, o parâmetro adimensional  $\Omega$  traduz a declividade da face praial, que, por sua vez, determina o grau de dissipatividade/reflectividade da praia. Nesse sentido, a comparação entre o comportamento morfodinâmico previsto por  $\Omega$  e o registrado a partir da declividade da face praial permite verificar o grau de ajuste entre os dois parâmetros e a adequação do parâmetro adimensional em prever o estado morfodinâmico da praia.

Dentro desse objetivo, o estabelecimento do coeficiente de correlação simples entre os dois parâmetros apontou grau de dependência moderada negativa entre a declividade da face praial e o parâmetro  $\Omega$ , para o conjunto dos casos ( $r=-0,794$ ) com índice de determinação do primeiro pelo segundo de 63,6% (Figura 8.34). Considerando os dois domínios granulométricos, apesar de baixos, os índices apontaram um ajuste levemente maior entre os dois parâmetros para o domínio de areia média, comparativamente ao de areia fina ( $r= -0,800$  e  $-0,735$ ) (Figura 8.35 e 8.36).

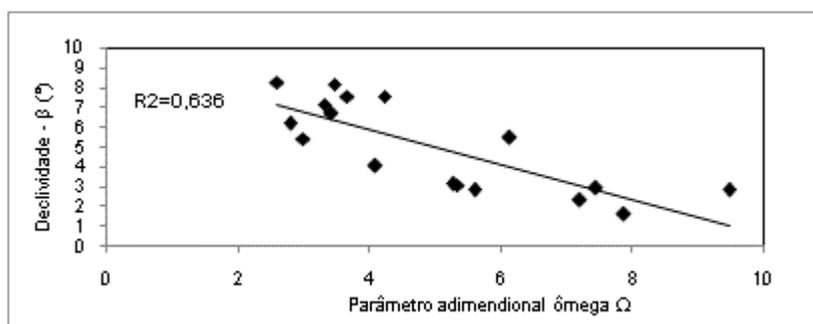


Figura 8.34: Correlação entre a declividade média da face praial e o parâmetro  $\Omega$  para o conjunto das praias analisadas.

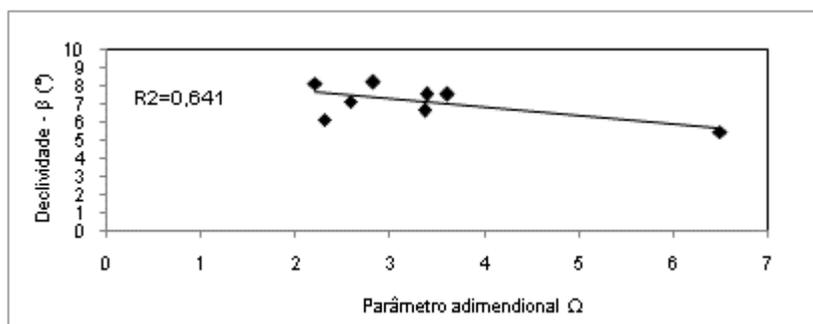


Figura 8.35: Correlação entre a declividade média da face praial e o parâmetro  $\Omega$  para o domínio de areia média (Praia Grande).

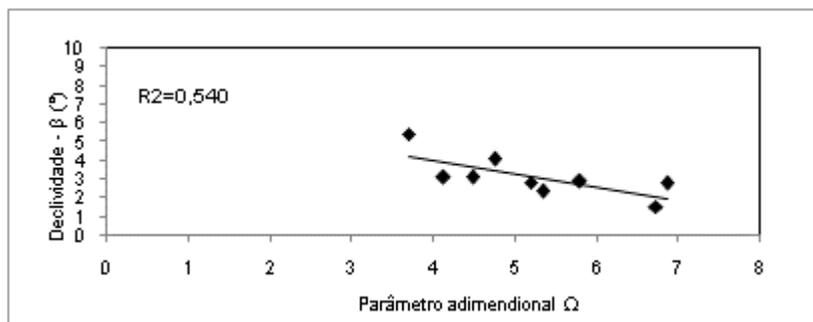
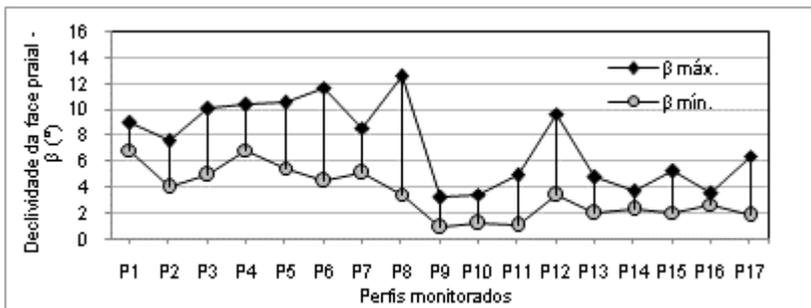


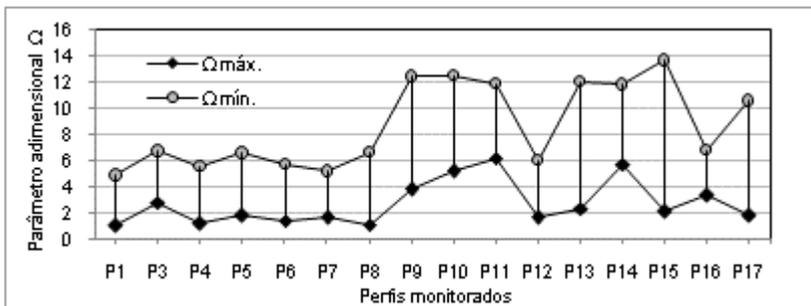
Figura 8.36: Correlação entre a declividade média da face praial e o parâmetro  $\Omega$  para o domínio de areia fina (praias da Saudade, de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu).

Para melhor avaliar a relação entre a declividade da praia e o parâmetro adimensional  $\Omega$ , o grau de variação dos dois parâmetros foi verificada. As figuras 8.37 e 8.38 apresentam os valores máximos e mínimos para os dois parâmetros, mostrando a ocorrência de amplitude significativa, tanto para a declividade, quanto para parâmetro  $\Omega$ , indicando, nos dois casos, alterações no estado morfodinâmico do perfil praiar.

A partir da razão entre o desvio padrão em relação aos valores médios da declividade e de  $\Omega$ , foram obtidos os coeficientes de variação para os dois indicadores em cada perfil. Os resultados obtidos são ilustrados pela figura 8.37 e mostram, para a declividade, variação mínima e máxima entre 15% e 90%, enquanto para  $\Omega$ , os coeficientes obtidos foram da ordem de 15% a 60%.

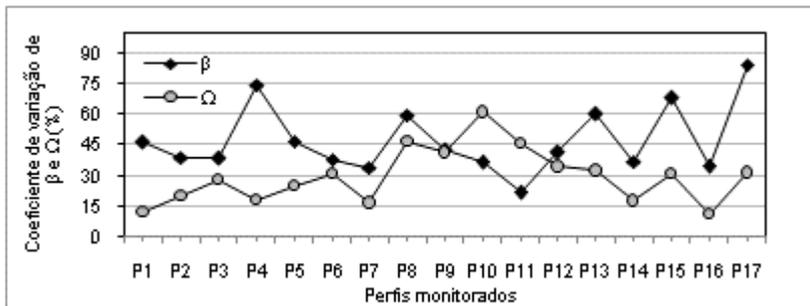


**Figura 8.37: Valores máximos e mínimos para a declividade da face praiar nas praias da área de estudo.**



**Figura 8.38: Valores máximos e mínimos para o parâmetro ômega ( $\Omega$ ) nas praias da área de estudo.**

Além das diferenças de magnitude de variação dos dois parâmetros, os dados mostraram o predomínio de tendências inversas nos setores mais protegidos das praias da costa leste e norte, com o coeficiente de variação de  $\Omega$  não acompanhando o comportamento da declividade. Apesar da relativa concordância, na tendência evolutiva da variação dos dois parâmetros nos segmentos praias mais expostos da costa norte, nota-se entre o P13 e o P17, que a distância entre a variação registrada para a declividade e obtida para o parâmetro  $\Omega$  foi maior (Figura 8.39).



**Figura 8.39: Coeficiente de variação da declividade da face praial ( $\beta$ ) e do parâmetro ômega ( $\Omega$ ).**

Por sua vez, a grande variabilidade do comportamento morfodinâmico nas praias abordadas, apontada tanto pela declividade quanto pelo parâmetro  $\Omega$ , levanta a questão sobre os limites, em termos de declividade da face praial, que determinam o estado morfodinâmico da praia, principalmente no caso das praias intermediárias. Comparativamente aos valores de tangente da praia subaérea, apresentados por Wright & Short (1984), mesmo as praias com características dissipativas na área de estudo apresentam gradientes elevados. Esse contexto dificulta a avaliação da capacidade previsionial do parâmetro ômega.

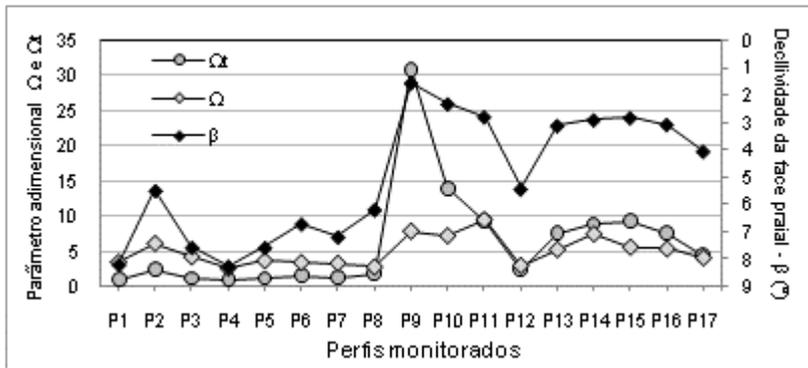
Tendo em vista a condição de maior energia da costa sudeste australiana, a partir da qual Wright & Short (op cit.) adaptaram o parâmetro de Dean (1973), a calibração de ômega, a partir de dados locais, pode melhor elucidar a capacidade previsionial do parâmetro.

### 8.3.2. Calibração do parâmetro $\Omega$ pela declividade da face praial

Para estabelecer o limite de declividade entre os estados morfodinâmicos extremos do modelo proposto por Wright & Short (1984), Klein (1997), a partir de dados para praias da costa central catarinense, propôs o parâmetro  $\Omega$  teórico, o qual relaciona o parâmetro adimensional  $\Omega$  diretamente com a tangente da face praial ( $\Omega t = 0,0225/\tan^2\beta$ ). Os limites obtidos pelo autor associam praias com declividade inferior a  $3,5^\circ$  ao estado dissipativo e acima de  $8,5^\circ$  ao estado reflectivo, com valores situados entre os dois limites extremos definindo comportamento morfodinâmico intermediário. Considerando que as praias estudadas são submetidas ao mesmo regime de ondas da costa centro-norte catarinense, os limites apresentados por Klein (op. cit.) foram comparados com os dados de declividade da face praial na área de estudo.

O ajuste do parâmetro  $\Omega$  com a declividade indicou tendência mais reflectiva para as praias no domínio de areia média, com declividade média acima de  $6^\circ$ , e tendência mais dissipativa nas praias compostas por areia fina, onde a declividade situa-se predominantemente abaixo de  $3,5^\circ$ .

A calibração do valor de  $\Omega$  pelos dados medidos através do  $\Omega t$  (Tabela 8.1), indicou, como ilustrado pela figura 8.40, um melhor ajuste do parâmetro com a declividade nos setores com menor grau de exposição, relativos às praias do setor norte e o segmento centro-sul da Praia Grande, e menor ajuste nos setores com maior grau de exposição. Esse comportamento sugere uma melhor adequação do parâmetro  $\Omega$  na previsão do estado morfodinâmico nos setores praias mais protegidos na área de estudo.



**Figura 8.40: Valores médios para o parâmetro ômega ( $\Omega$ ), ômega teórico ( $\Omega_t$ ) e para a declividade da face praial ( $\beta$ ).**

Por sua vez, os resultados da comparação entre a amplitude do parâmetro  $\Omega$  e da declividade da face praial (Figura 8.39) e da calibração de  $\Omega$  pela declividade sugerem uma menor capacidade previsional do parâmetro  $\Omega$  em expressar a variabilidade morfodinâmica das praias abordadas.

Vários fatores locais podem concorrer para a menor adequação de  $\Omega$  em traduzir a variabilidade do comportamental do perfil praial. Alguns desses fatores podem estar relacionados à configuração planimétrica das praias influenciadas pelo embasamento cristalino e a conseqüente alteração do padrão de aproximação das ondas ou à indução de padrão de circulação hidrodinâmica específico, como no caso de correntes de retorno, no setor norte da praia da Saudade e de Itaguaçu. Variações no padrão de resposta da praia às oscilações do regime de ondas podem ainda refletir a ocorrência de maior ou menor efeito refrativo da antepraia, conforme sugerido por Wright & Short (1984).

Por sua vez, como para todo modelo, embora possam gerar resultados relativamente satisfatórios, a capacidade de previsão dos modelos do comportamento da declividade da face praial não é necessariamente constante, como exemplificado igualmente por modelo previsional apresentado por Madsen & Plant (2001).

Outro fator que pode limitar o alcance de modelos como o parâmetro de Dean, e que afeta geralmente os modelos

previsionais numéricos, refere-se à relação de dependência com as condições a partir das quais foram calibrados.

Conforme destacado por Komar (1976), a previsão quantitativa da declividade da praia é dificultada pelas interações entre as variáveis envolvidas. Embora as características granulométricas dos sedimentos e da altura das ondas sejam consideradas fatores cruciais para a determinação da declividade, Sunamura (1984) relaciona vários outros fatores destacados na literatura que podem afetar o gradiente da face praial, entre os quais a ocorrência de variações temporais e espaciais na distribuição de sedimentos e a intensidade das correntes longitudinais. Para Elfrink & Baldock (2002), tanto os processos ortogonais como longitudinais desempenham papel importante para a previsão das características morfologias das praias.

Considerando o predomínio de incidência oblíqua das ondas na área de estudo, os resultados obtidos na classificação morfodinâmica da praia subaérea podem ter sido influenciados pela ocorrência dos significativos processos longitudinais ao longo dos sistemas praias, conforme demonstrado nos capítulos anteriores.

#### **8.4. CORRELAÇÃO ENTRE PARÂMETROS MORFODINÂMICOS, HIDRODINÂMICOS E O TRANSPORTE SEDIMENTAR LONGITUDINAL RESULTANTE (TSLR)**

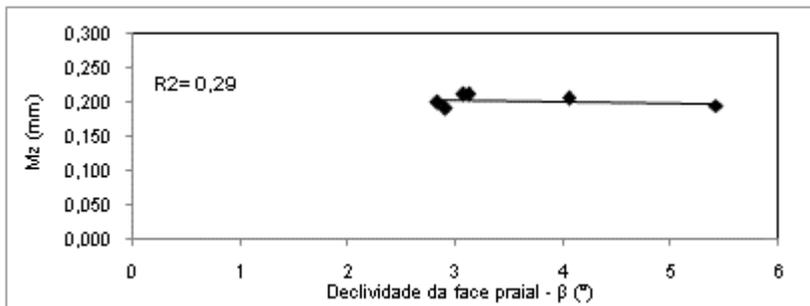
Para analisar a relação entre os fatores que determinam o comportamento morfodinâmico do perfil praial e avaliar a sua interação com os processos longitudinais nos diferentes sistemas praias monitorados, foram estabelecidos os coeficientes de correlação entre parâmetros morfométricos, hidrodinâmicos e morfodinâmicos do perfil praial e entre os parâmetros morfodinâmicos com o transporte sedimentar longitudinal resultante (TSLR).

#### 8.4.1. Correlação entre declividade, granulometria e altura de onda na arrebentação

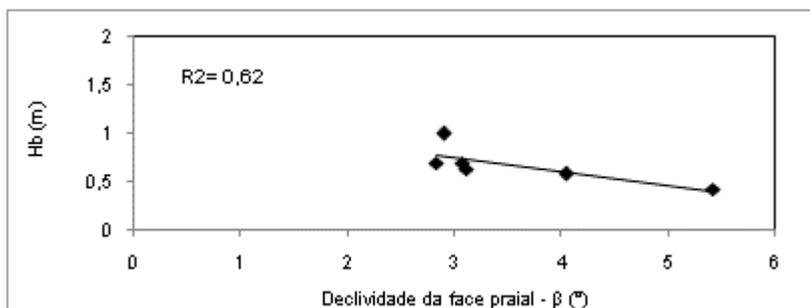
Vários autores na literatura têm destacado a declividade da face praial como resultado da interação entre a granulometria dos sedimentos e as características das ondas na arrebentação, entre os quais Guza, & Inman (1975), Komar (1976) Bryant (1982), Sunamura (1984), Wright & Short (1984).

Para a área de estudo, conforme apontado no capítulo 5, os coeficientes de correlação entre o tamanho médio do grão da face praial e a altura de onda na arrebentação não mostrou dependência significativa entre os dois parâmetros, com maior relação apenas para os sistemas praias com menor grau de exposição da costa norte.

Os coeficientes de correlação entre a declividade da praia, o tamanho médio do grão e altura de onda apontaram grau de dependência moderada entre as variáveis no primeiro caso e fraca, no segundo. Considerando os domínios granulométricos e o grau de exposição das praias, os maiores coeficientes de correlação entre as variáveis foram obtidos nos setores com areia fina e mais protegidos da costa norte, indicando, para o setor, relação inversa de dependência entre a declividade e o tamanho médio das partículas e a altura de onda na arrebentação ( $r = -0,540$  e  $-0,79$ ) (Figuras 8.41 e 8.42).



**Figura 8. 41: Correlação entre tamanho médio do grão e declividade média da face praial nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.**

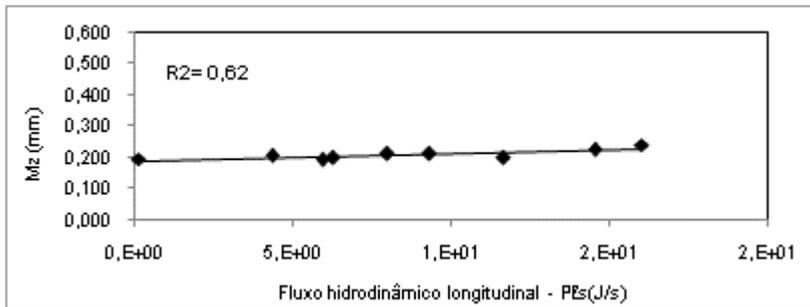


**Figura 8.42: Correlação entre altura de onda na arrebentação ( $H_b$ ) e declividade média da face praial ( $\beta$ ) nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.**

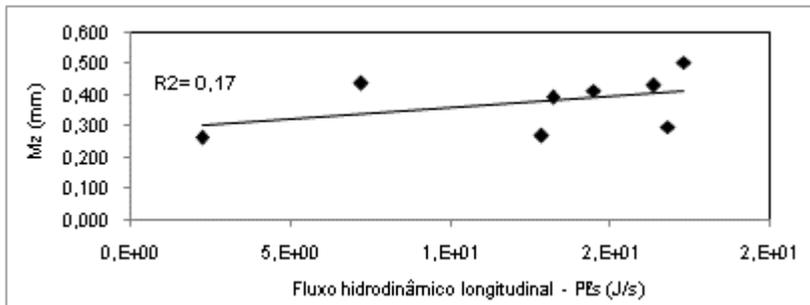
#### 8.4.2. Correlação entre a granulometria e o fluxo hidrodinâmico longitudinal

Conforme apontado no capítulo 6, com poucas exceções, a variação da granulometria média dos sedimentos, ao longo das praias, mostrou consistência com a intensidade média do fluxo hidrodinâmico longitudinal dominante, com a maior intensidade de fluxo resultando em incremento na granulometria média dos sedimentos e vice-versa.

O estabelecimento de coeficiente de correlação entre as duas variáveis também apontou maior ajuste para o domínio de areia fina, com valor de  $r=0,79$ , entre as praias da Saudade e de Itaguaçu (Figura 8.43). No domínio de areia média, apesar do valor de  $r$  ter indicado fraca correlação ( $r=0,41$ ), nota-se também relativo ajuste entre a oscilação das duas variáveis, com o aumento da intensidade do fluxo sendo acompanhado pelo incremento da granulometria média dos sedimentos (Figura 8.44).



**Figura 8.43: Correlação entre tamanho médio do grão e energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal no domínio de areia fina (praia da Saudade, de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu).**



**Figura 8.44: Correlação entre tamanho médio do grão (Mz) e energia potencial do fluxo hidrodinâmico longitudinal no domínio de areia média (Praia Grande).**

Os resultados obtidos, com a menor relação da declividade com a altura de onda na arrebentação e o maior ajuste da granulometria média com a intensidade do fluxo longitudinal, sugerem papel efetivo dos processos longitudinais na determinação da declividade da praia na área de estudo.

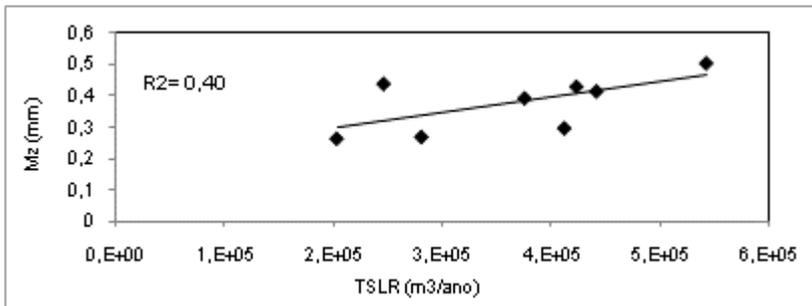
Nesse sentido, o confronto dos resultados alcançados no estudo morfodinâmico e de transporte sedimentar longitudinal poderá elucidar melhor o impacto da deriva litorânea sobre a declividade da face praial e o comportamento morfodinâmico das praias.

### 8.4.3. Correlação entre TSLR e parâmetros morfodinâmicos

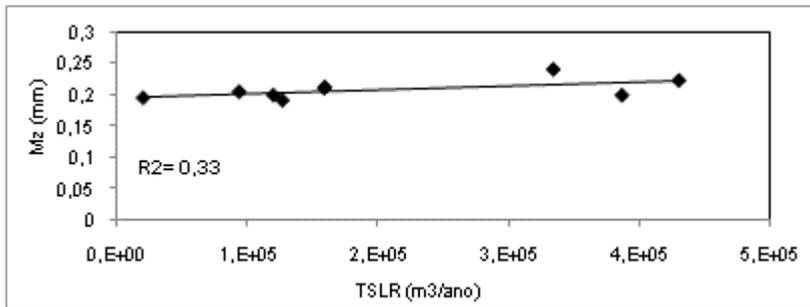
#### 8.4.3.1. Correlação entre TSLR e a granulometria da face praial

Conforme comentado no capítulo anterior, as taxas de transporte sedimentar resultante acompanharam as oscilações do fluxo longitudinal dominante, comportamento esse confirmado pela forte correlação positiva obtida entre os dois parâmetros.

Embora a granulometria média da face praial tenha acompanhado as tendências verificadas para o fluxo hidrodinâmico longitudinal, os resultados apontaram maior grau de dependência positiva entre o tamanho médio do grão e o transporte sedimentar resultante no domínio de areia média ( $r=0,64$ ), seguido das praias constituídas de areia fina, independentemente do grau de exposição ( $=0,58$ ) (Figuras 8.45 e 8.46). Apesar do menor coeficiente obtido, nota-se, para as praias formadas por areia fina, melhor ajuste entre as duas variáveis para o conjunto dos casos.



**Figura 8.45: Correlação entre taxas de TSLR e tamanho médio do grão no domínio de areia média (Praia Grande).**

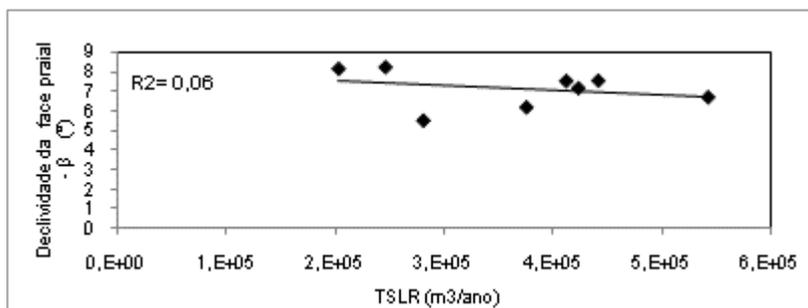


**Figura 8.46: Correlação entre taxas de TSLR e tamanho médio do grão no domínio de areia fina (praia da Saudade, de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu).**

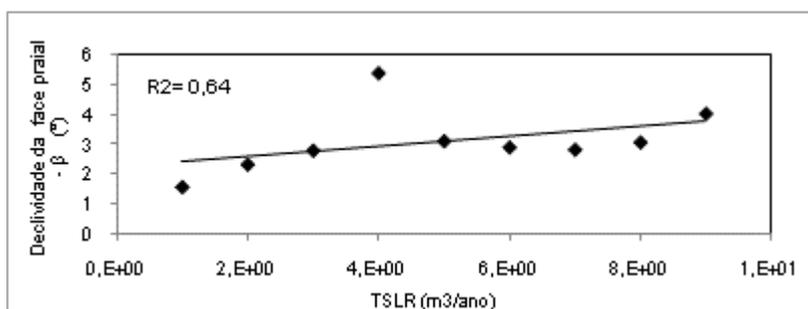
#### 8.4.3.2. Correlação entre TSLR e declividade da face praial

Tendo em vista o pressuposto de dependência entre a declividade e a granulometria, a relação positiva, em presença de maior taxa de transporte residual, entre transporte sedimentar longitudinal resultante e o tamanho médio do grão deveria apontar um aumento da declividade. Entretanto, apesar do ajuste da granulometria com o fluxo longitudinal e com a intensidade do trânsito sedimentar, os coeficientes de correlação entre as taxas de transporte por deriva litorânea resultante e a declividade da face praial mostraram relação inclusive oposta entre as duas variáveis.

Considerando o contexto de exposição e a granulometria das praias, os coeficientes obtidos apontaram fraca relação negativa entre a declividade e o transporte longitudinal na Praia Grande ( $r=-0,25$ ), passando a moderada na praia da Saudade ( $r=0,57$ ) e a forte nas praias menos expostas da costa norte ( $r=0,80$ ). Esses resultados sugerem uma maior subordinação da declividade da praia ao transporte longitudinal em presença de areia fina, com índices de determinação entre as variáveis da ordem de apenas 6% no domínio de areia média, contra 64% no domínio de areia fina (Figuras 8.47 e 8.48).



**Figura 8.47:** Correlação entre taxas de TSLR e declividade da face praial no domínio de areia média (Praia Grande).



**Figura 8.48:** Correlação entre taxas de TSLR e a declividade da face praial no domínio de areia fina (praia da Saudade, de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu).

#### 8.4.3.3. Correlação entre TSLR, volume e largura da praia subaérea

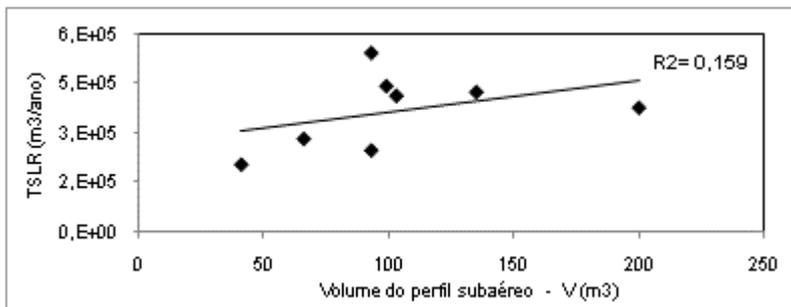
De acordo com Pilkey & Cooper (2002), a magnitude do volume do perfil subaéreo não apresenta necessariamente relação direta com a intensidade do transporte longitudinal. O mesmo raciocínio não se estende para a largura da praia emersa, que guarda relação estreita com a disponibilidade do estoque sedimentar subaéreo, associado à maior ou menor abundância no fornecimento de sedimentos ou a condições decorrentes de herança geológica.

Na área de estudo, como visto anteriormente, o volume da praia emersa apresentou tendência crescente, na direção do transporte sedimentar resultante, ao longo da Praia Grande e da

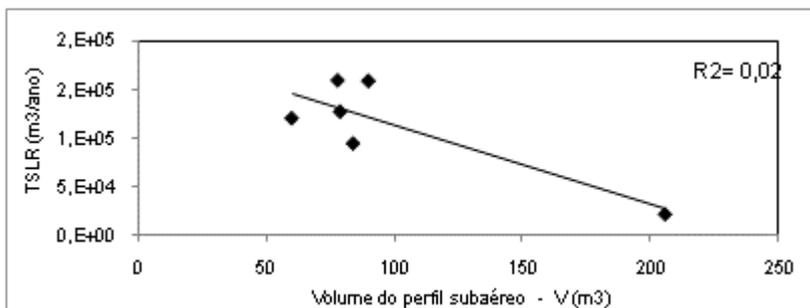
praia de Itaguaçu. Na praia de Enseada/Ubatuba, a tendência registrada foi inversa, enquanto na praia da Saudade o maior volume foi registrado no setor central do arco praiial, aparentemente influenciado pelo contexto local de circulação hidrodinâmica celular no sistema praiial.

Apesar das tendências observadas, os resultados da correlação entre a intensidade do transporte longitudinal e o volume do perfil apontaram fraca relação entre as duas variáveis nos dois contextos de exposição das praias. Como ilustrado pelas figuras 8.49 e 8.50, apesar de ajuste pobre, nota-se a ocorrência de correlação positiva entre as duas variáveis na Praia Grande ( $r=0,40$ ) e menos definida e negativa nas praias mais protegidas da costa norte ( $r= -0,14$ ). Para os sistemas praiiais isoladamente, os coeficientes encontrados foram igualmente baixos. A única exceção foi verificada na praia da Saudade, onde o valor de  $r$  encontrado ( $-0,99$ ) apontou relação negativa forte entre as variáveis analisadas, indicando a redução do volume do perfil praiial com o aumento da intensidade da deriva litorânea resultante.

Nota-se que volume da praia subaérea em contexto de transporte longitudinal é também influenciado pelo quadro geológico que caracteriza e delimita os sistemas praiiais.

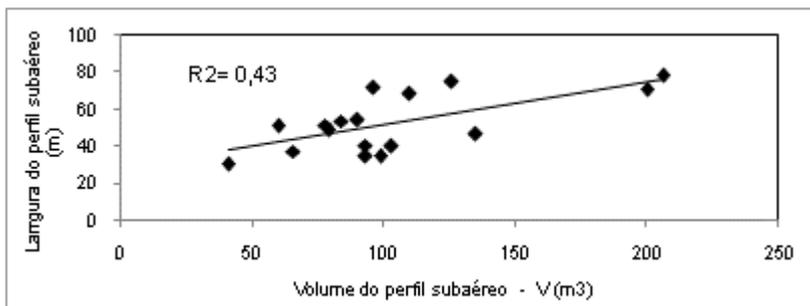


**Figura 8.49: Correlação entre taxas de TSLR e volume subaéreo do perfil praiial (V) na Praia Grande.**



**Figura 8.50: Correlação entre taxas de TSLR e volume subaéreo do perfil praiial nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.**

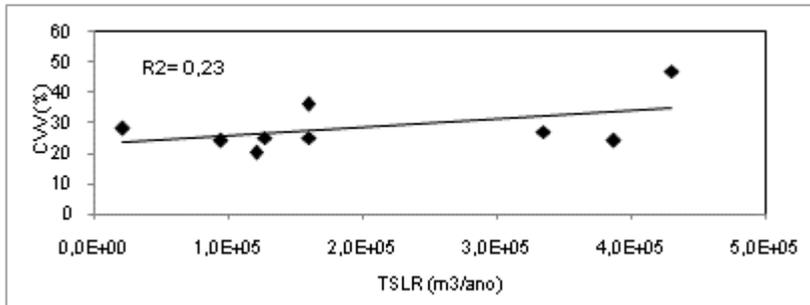
Para a largura da praia subaérea, o coeficiente de correlação encontrado para o conjunto das praias apontou relação positiva moderada do parâmetro com o transporte longitudinal ( $r= 0,65$ ) (Figura 8.51). O comportamento do parâmetro ao longo das praias acompanhou, como esperado, as tendências verificadas para o volume subaéreo do perfil e, conseqüentemente, o padrão de oscilações longitudinais das taxas de transporte sedimentar resultante.



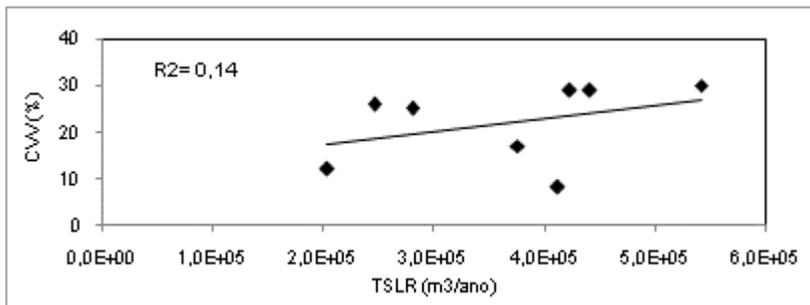
**Figura 8.51: Correlação entre volume e largura média do perfil praiial subaéreo nas praias da área de estudo.**

Em relação aos coeficientes de variação do volume e da largura da praia subaérea, os resultados obtidos apontaram fraca correlação positiva da variação do volume com as taxas de transporte sedimentar. Como ilustrado pelas figuras 8.52 a 8.55, para a variação do volume, os coeficientes obtidos mostraram

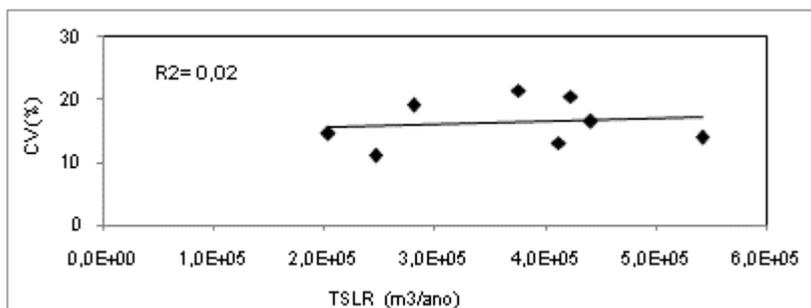
maior relação entre as variáveis no domínio de areia fina ( $r=0,48$ ), enquanto para a variação da largura da praia, os coeficientes, igualmente fracos, indicaram maior grau dependência entre as duas variáveis no domínio de areia média ( $r=0,14$ ).



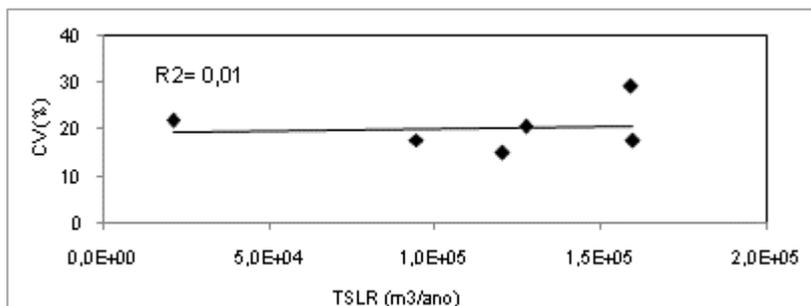
**Figura 8.52:** Correlação entre TSLR e coeficiente de variação do volume subaéreo do perfil praiial (CVV) nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguçu.



**Figura 8.53:** Correlação entre taxas de TSLR e coeficiente de variação do volume subaéreo do perfil praiial (CVV) na Praia Grande.



**Figura 8.54: Correlação entre taxas de TSLR resultante e coeficiente de variação da largura média do perfil praiar (CV) na Praia Grande.**



**Figura 8.55: Correlação entre taxas de TSLR e coeficiente de variação da largura média do perfil praiar (CV) nas praias de Enseada/Ubatuba e Itaguaçu.**

Considerando os dois contextos de maior exposição das praias analisadas, assim como para a declividade da face praiar, os resultados das correlações efetuadas para o volume e largura da praia sugerem um maior controle dos processos longitudinais sobre a variabilidade do perfil praiar, nas praias com menor granulometria e menor grau de exposição.

Nas praias expostas, marcadas por variação longitudinal da granulometria média dos sedimentos, a interação entre processos longitudinais e ortogonais seria maior na definição da variabilidade do volume e, principalmente, da largura média do perfil praiar subaéreo.

Nota-se que, na maior parte dos casos, a praia da Saudade apresentou, isoladamente, maiores coeficientes de

correlação, associados à conjunção de menor granulometria e maior energia de onda no local.

#### *8.4.3.4. Correlação entre TSLR e parâmetro ômega*

Considerando, em termos de tendência longitudinal, o maior ajuste da variação de ômega nas praias com menor grau de exposição da costa norte, efetuou-se a correlação entre o parâmetro morfodinâmico e o transporte sedimentar resultante na área de estudo. Os resultados confirmaram o menor grau de dependência entre as duas variáveis nas praias expostas, com relação negativa na Praia Grande ( $r = -0,33$ ) (Figura 8.56) e positiva na praia da Saudade ( $r = 0,57$ ) (Figura 8.57). Apesar dos valores pouco elevados, os coeficientes encontrados sugerem comportamento mais reflectivo do perfil praiar, em presença de maiores taxas de transporte sedimentar resultante, no primeiro caso, e mais dissipativo, no segundo.

Nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, o coeficiente de correlação encontrado apontou forte relação positiva entre ômega e o transporte sedimentar resultante ( $r = 0,85$ ) (Figura 8.58). O resultado obtido é aparentemente contrário à maior adequação do parâmetro ômega em prever o estado morfodinâmico sistemas nesses sistemas praias, conforme assinalado no item 8.3.

A relação positiva entre as duas variáveis confirma, entretanto, os resultados obtidos no cruzamento dos parâmetros morfométricos com as taxas de transporte longitudinal, que apontaram uma maior relação com os processos longitudinais nas praias mais protegidas da costa norte.

Considerando o conjunto das praias abordadas, apesar do parâmetro ômega ter apontado as tendências morfodinâmicas maiores dos sistemas praias, conforme verificado na análise da declividade da face praiar, os resultados obtidos sugerem, efetivamente, uma maior influência dos processos longitudinais na definição do comportamento morfodinâmico das praias com menor grau de exposição.

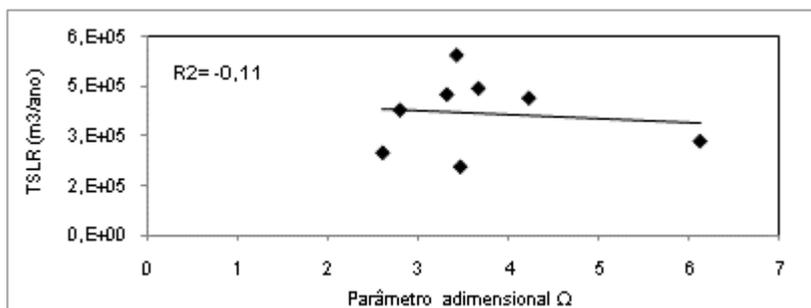


Figura 8.56: Correlação entre taxas de TSLR e valor médio para o parâmetro adimensional  $\Omega$  na Praia Grande.

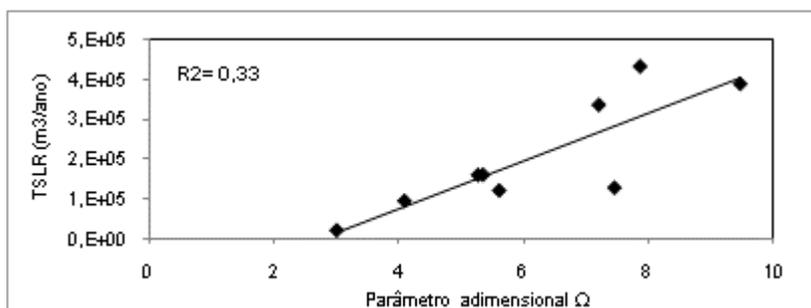


Figura 8.57: Correlação entre taxas de TSLR e valor médio para o parâmetro adimensional  $\Omega$  na praia da Saudade.

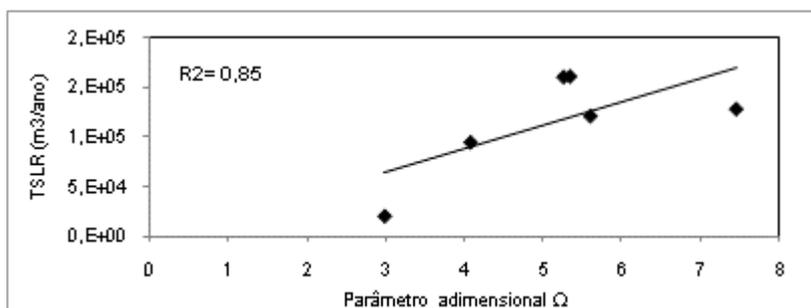


Figura 8.58: Correlação entre taxas de TSLR e valor médio para o parâmetro adimensional  $\Omega$  nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.

O maior ajuste do parâmetro  $\Omega$  com o menor grau de exposição da costa norte é pautado, principalmente, pela distribuição da altura de onda na arrebentação, a qual é controlada pela configuração planimétrica do setor. Entretanto, com exceção da zona de sombra do promontório da Enseada, o padrão de refração e difração no local não altera significativamente o ângulo de incidência das ondas, comparativamente ao setor norte das praias com maior grau de exposição. Esse contexto favorece, mesmo em condições de menor energia nas praias mais protegidas, a ocorrência de transporte sedimentar longitudinal no setor.

Por sua vez, as oscilações sofridas ao longo do tempo pela barra do Acaraí e pelo estoque sedimentar subaéreo no P12 também sugerem maior influência dos processos longitudinais nas praias da costa norte. Essas oscilações evidenciam a ocorrência de “pulsos” no comportamento do transporte pela deriva litorânea resultante no setor, que poderiam explicar, apesar do menor grau de exposição, a elevada variabilidade dos parâmetros morfométricos e morfodinâmicos nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, conforme apontado pelos dados levantados.

Por outro lado, o menor ajuste de  $\omega$  com o transporte sedimentar longitudinal resultante no domínio de areia média, em contexto de maior grau de exposição, sugere tanto uma maior influência dos processos ortogonais, como uma maior interação entre os dois tipos de processos na definição do comportamento morfodinâmico ao longo da Praia Grande.

A interação entre os dois tipos de processos ao longo da praia seria modulada, conforme sugerido anteriormente, pelo maior ou menor grau de exposição dos diferentes setores praias e pelo padrão de refração e difração das ondas na antepraia. Esses fatores determinam, primariamente, a distribuição de energia de onda e do fluxo hidrodinâmico longitudinal ao longo da Praia Grande, definindo os processos morfossedimentares predominantes e, conseqüentemente, o comportamento da granulometria média dos sedimentos ao longo do sistema praial.

## **8.5. OSCILAÇÕES NO TSLR AO LONGO DAS PRAIAS E COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO DO PERFIL PRAIAL**

Conforme identificado no estudo granulométrico e confirmado pelo estudo hidrodinâmico, a ocorrência de oscilações espaciais no transporte sedimentar resultante aponta a atuação de processos potencialmente mais erosivos ou deposicionais ao longo das praias analisadas.

Embora essas tendências morfossedimentares na costa sejam frequentemente associadas à maior escala temporal, a resposta verificada no comportamento da granulometria da face praial, durante o monitoramento efetuado, aponta uma maior influência das oscilações no transporte sedimentar longitudinal sobre os processos morfossedimentares praiiais em menor escala espacial e temporal.

A ocorrência de processos erosivos e deposicionais, em termos de comportamento morfodinâmico do perfil praial, é associada, na literatura, a menor volume subaéreo da praia e tendência dissipativa, no primeiro caso e maior volume subaéreo e padrão reflectivo no segundo, traduzindo, respectivamente, a menor ou maior declividade da face praial.

Por sua vez, embora o comportamento mais dissipativo ou reflectivo das praias esteja, frequentemente, associado à menor ou à maior granulometria média dos sedimentos, essa relação entre tamanho médio do grão e morfologia da face praial não é, necessariamente, determinante. De acordo com Short (1999), as duas tendências morfológicas podem ocorrer para uma mesma granulometria, dependendo da capacidade da energia das ondas em promover um maior ou menor espalhamento do material sedimentar sobre o prisma praial. Esse processo pode resultar em tendência mais dissipativa, em presença de maior granulometria média dos sedimentos ou mais reflectiva, em caso de areia fina, de acordo com o nível de energia atuante.

Esse raciocínio permite melhor avaliar a influência dos processos longitudinais no comportamento morfodinâmico para o conjunto das praias abordadas, apesar dos coeficientes de correlação obtidos terem apontado maior dependência entre as variáveis analisadas nas praias com menor grau de exposição.

### 8.5.1. TSLR e volume da praia subaérea

Em relação ao comportamento do transporte sedimentar longitudinal resultante médio, foram identificados dois padrões distintos na área de estudo, associados ao grau de exposição das praias: setores onde o volume médio da praia subaérea acompanha a tendência das taxas de transporte residual (caso I) e setores onde o volume subaéreo apresentou tendência inversa à intensidade do fluxo longitudinal de sedimentos (caso II) (Figuras 8.59 e 8.60).

- **Caso I:** ocorre associado a setores com menor grau de exposição da costa, tanto nas praias da costa norte como em setores dos sistemas praias da costa leste. É subdividido em dois sub-tipos: associado à tendência lateral crescente (Caso IA) e decrescente (Caso IB) das taxas de transporte sedimentar longitudinal resultante.

- **Caso IA:** esse caso inclui na costa leste o P1 e o setor praias entre o P3 e o P5, influenciados respectivamente pela presença das ilhas dos Remédios e Tamboretes, e na costa norte, o setor referente ao P16, na praia de Itaguaçu. O aumento do volume praias subaéreo nesses setores, na direção do transporte resultante, pode ser associado à maior capacidade de transferência lateral de sedimentos em contexto de fluxo crescente de sedimentos entre setores adjacentes. Apesar do aumento do volume, o gradiente positivo do fluxo na direção do transporte longitudinal resultante denota comportamento erosivo em termos de granulometria média dos sedimentos, resultando em aumento do tamanho médio do grão na direção do transporte residual.

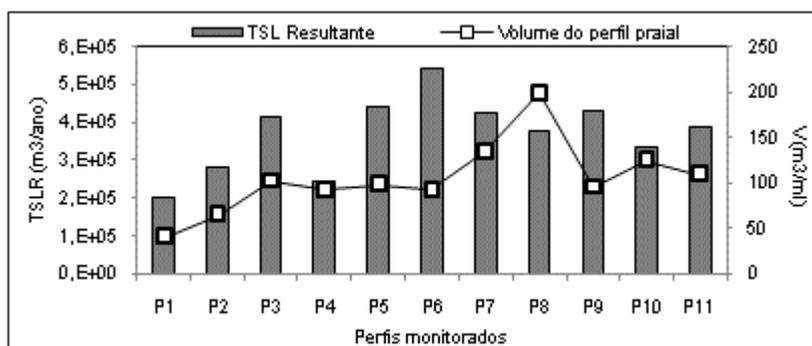
- **Caso IB:** está associado ao P4, nas praias da costa leste e ao P14 e P15, na costa norte. Os três casos ocorrem em contexto de transição entre sub-sistemas ou sistemas praias, onde o trânsito sedimentar longitudinal se mantém, embora sofra redução. A redução na intensidade da transferência lateral de sedimentos, associada à redução do fluxo hidrodinâmico, resulta em menor estoque subaéreo do perfil praias na direção do

transporte sedimentar. No caso do P15, a redução do volume é favorecida pelo impacto, mesmo que pouco significativo, do promontório de Ubatuba sobre o fluxo longitudinal.

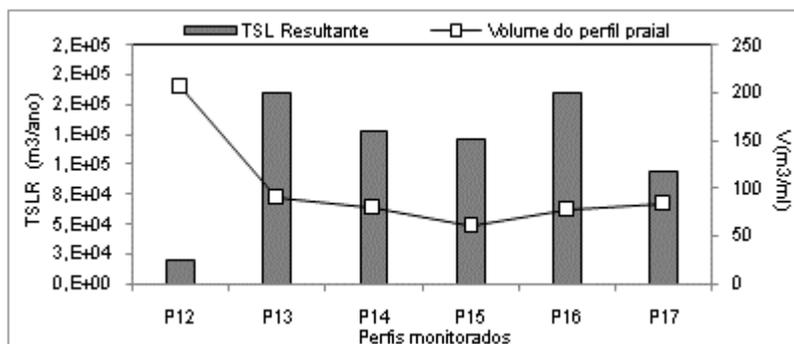
- **Caso II:** ocorre nos segmentos praias com maior exposição da costa leste, abrangendo o setor centro-norte da Praia Grande e a praia da Saudade, entre o P6 e o P11, e os setores com menor exposição da costa norte, relativos ao setor centro-sul da praia de Enseada/Ubatuba (P12 e P13) e o setor norte da praia de Itaguaçu (P17). Nesses casos, a redução lateral das taxas de transferência de sedimentos favorece a deposição dos sedimentos no sentido do transporte dominante, provocando o aumento do volume subaéreo da praia na direção do transporte, enquanto o incremento das taxas de transporte sedimentar configura contexto erosivo, com o incremento do fluxo hidrodinâmico longitudinal, resulta na redução do volume da praia emersa. Tanto a tendência deposicional quanto a erosiva ao longo das praias se reflete na granulometria média dos sedimentos, com a redução e o incremento do tamanho médio, respectivamente no contexto deposicional e erosivo.

Nota-se que o comportamento deposicional no P8 e no P17 é favorecido pelo efeito de armadilha ocasionado pelo embasamento que delimita a Praia Grande e a praia de Itaguaçu, enquanto no P11, esse efeito é minimizado pela fuga de sedimentos do sistema, favorecida pela maior intensidade das correntes de retorno presentes no local e pela menor granulometria dos sedimentos. No P12, a deposição é favorecida pelo efeito de armadilha ocasionado pela redução do fluxo hidrodinâmico longitudinal, imposta pela mudança abrupta da orientação da linha de costa no setor.

Considerando tanto o caso I quanto o caso II, nos setores onde o volume acompanha a tendência evolutiva das taxas de transporte, a proporção entre transporte sedimentar resultante e volume da praia emersa sugere comportamento deposicional mais efetivo na direção do transporte resultante, nas praias com menor grau de exposição da costa norte. Esse contexto é compatível com as menores taxas de transferência longitudinal de sedimentos no setor.



**Figura 8.59:** Valores médios para o TSLR e o volume do perfil subaéreo na Praia Grande e na praia da Saudade.



**Figura 8.60:** Valores médios para o TSLR e o volume do perfil subaéreo nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.

### 8.5.2. TSLR e largura da praia subaérea

As figuras 8.61 e 8.62 mostram a tendência para a largura da praia emersa e as taxas de transporte sedimentar longitudinal nas praias expostas e mais protegidas. Como comentado anteriormente, a largura média do perfil praial acompanhou, predominantemente, o comportamento do volume praial subaéreo. Nota-se, entretanto, que a largura da praia é influenciada pelo efeito de armadilha verificado no P8 e no P12, onde foram registradas as larguras médias máximas para o perfil subaéreo da área de estudo.

Por outro lado, a largura média do perfil emerso é fortemente influenciada pela relação granulometria e grau de exposição da praia, atestando maior interação da variável com os processos ortogonais. A relação é maior em presença de granulometria fina e alta energia das ondas, como ocorre na praia da Saudade, mas pode apresentar efeitos compensatórios, com no caso do P6, na Praia Grande, onde o contexto erosivo, apontado pela presença de areia grossa e menor volume do perfil emerso, apresentou maior largura em comparação ao P5 (Figura 8.61).

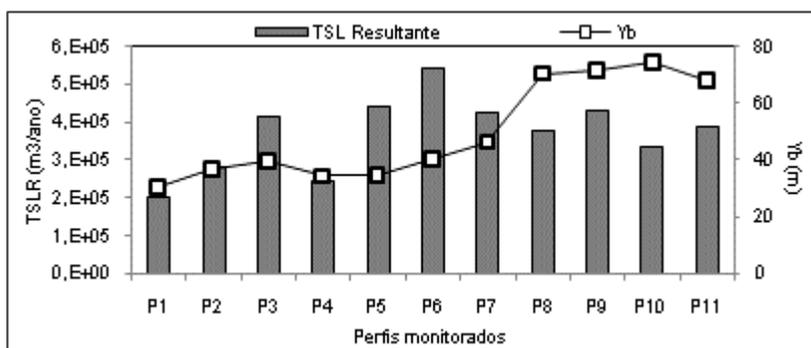


Figura 8.61: Valores médios para o TSLRe a largura do perfil subaéreo na Praia Grande e na praia da Saudade.

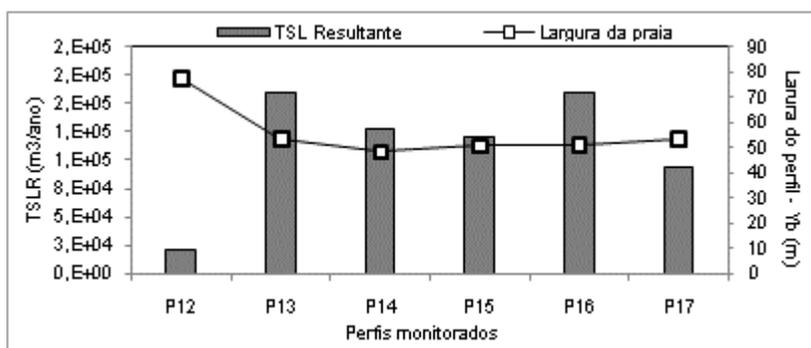


Figura 8.62: Valores médios para o TSLRe a largura do perfil subaéreo nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.

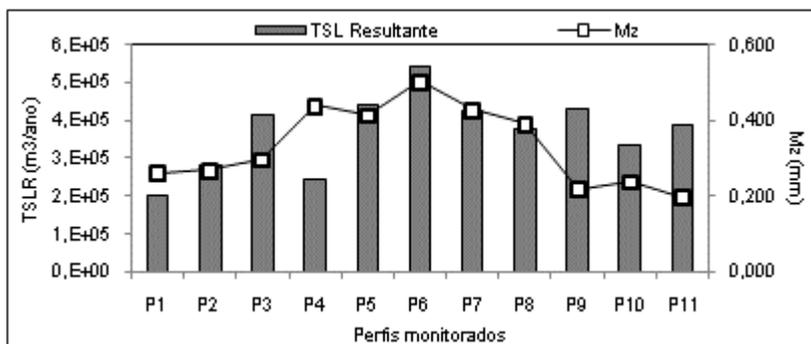
### 8.5.3. TSLR e granulometria da face praial

Conforme destacado, o comportamento da granulometria média, na grande maioria dos casos, acompanhou a intensidade do transporte longitudinal resultante, com incremento e redução do tamanho médio do grão em presença, respectivamente, de tendência crescente e decrescente das taxas de transporte sedimentar residual (Figuras 8.63 e 8.64).

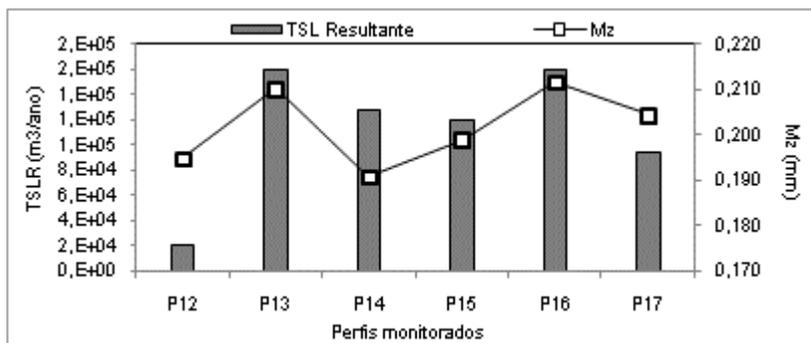
As únicas exceções observadas referem-se ao P4, no setor centro-sul da Praia Grande e ao P10, no setor central da praia da Saudade. No primeiro caso, contrariando a tendência verificada para os setores deposicionais, o aumento da granulometria estaria associado a uma menor influência no setor dos processos ortogonais, associada à proteção das ilhas Tamboretas e à maior eficácia da corrente longitudinal resultante em promover a remoção das partículas mais finas do local, conforme comentado anteriormente.

Na praia da Saudade, o aumento da granulometria média no P10 pode ter sido favorecido pela interação entre as características de fluxo crescente entre o P9 e o P10, pela maior intensidade de trocas sedimentares com a antepraia e pelo fornecimento de partículas com maior tamanho médio de grão pelo transporte sedimentar resultante, proveniente do setor norte da Praia Grande.

Nota-se que, guardadas as devidas proporções, os dois casos representam setores transicionais entre comportamento mais erosivo, à montante e predominantemente deposicional, à jusante do transporte sedimentar resultante, indicando alteração no padrão de interação entre processos longitudinais e ortogonais. No primeiro caso, o padrão de interação é marcado pela maior energia das ondas a partir do P4 e, no P10, pela atuação expressiva de correntes de retorno, no setor norte da praia da Saudade.



**Figura 8.63:** Valores médios para o TSLRe tamanho médio do grão da face praial na Praia Grande e na praia da Saudade.



**Figura 8.64:** Valores médios para o TSLRe tamanho médio do grão da face praial nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu.

#### 8.5.4. TSLR, declividade da face praial e tendência morfodinâmica do perfil praial

A comparação entre o comportamento lateral das taxas de transporte sedimentar longitudinal resultante e a declividade média da face praial apontou, em 54% dos casos, o ajuste direto entre as duas variáveis, ao longo das praias na área de estudo (Figuras 8.65 e 8.66). Esse ajuste ocorre independentemente do estado morfodinâmico da praia e da granulometria dos sedimentos, com o aumento das taxas de transporte e tendência erosiva do perfil subaéreo resultando em redução da declividade e maior dissipatividade da face praial e vice-versa.

As únicas exceções observadas nesse padrão de interação entre intensidade da deriva litorânea resultante com a declividade estão associadas aos setores limites dos sistemas ou sub-sistemas praias, no sentido do transporte sedimentar residual. Esses casos incluem o P3, o P5 e o P8, na Praia Grande, o P11, na praia da Saudade e o P14, na praia de Enseada/Ubatuba, além do setor sul e central da praia de Itaguaçu (P15 e P16) (Figuras 8.65 e 8.66).

Na Praia Grande, o incremento da declividade e do grau de reflectividade da face praial, no P3, ocorre em contexto de aumento do estoque sedimentar subaéreo da praia e maior granulometria dos sedimentos, favorecidos por maiores taxas de transferência lateral, decorrentes do maior gradiente de fluxo hidrodinâmico longitudinal entre o P2 e o P3. Esse contexto se repete no P16, na praia de Itaguaçu, em contexto de menor energia. Por sua vez, na praia da Saudade, o aumento da declividade média da face praial no P11, reflete a soma de processos longitudinais e processos ortogonais, representados pelo elevado grau de exposição do setor e, principalmente, pela presença de fortes correntes de retorno no local.

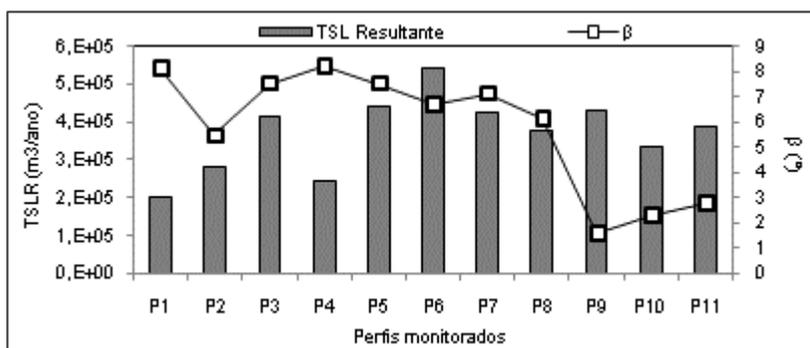
Nota-se que esse comportamento verificado no P11 não encontrou paralelo no P17, no setor norte da praia de Itaguaçu, possivelmente devido à maior granulometria dos sedimentos no segundo caso e ao papel menos efetivo das correntes de retorno no setor norte da praia de Itaguaçu.

No P8 e P14, o comportamento mais dissipativo do perfil praial, associado a contexto deposicional, é favorecido pela redução da granulometria média dos sedimentos na direção do transporte longitudinal resultante. Mesmo que parcial, o fator barreira representado pelos costões à jusante dos dois perfis, aliado à maior interação com processos ortogonais decorrente do maior grau de exposição, também favorece a menor declividade média da praia nesses dois setores.

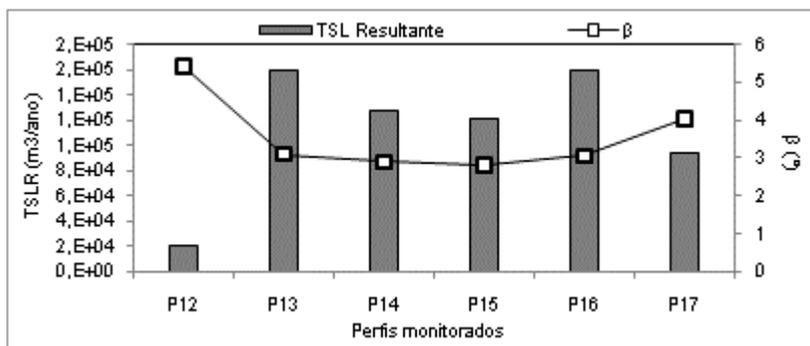
Apesar da pequena redução da taxa de transferência longitudinal de sedimentos, nota-se um leve aumento da granulometria e redução da declividade média da face praial no setor sul da praia de Itaguaçu (P15). Esse resultado se deve, possivelmente, a um incremento do potencial de remoção das partículas menores pela corrente longitudinal dominante, devido

à interferência do promontório de Ubatuba no transporte de sedimentos no local.

Por sua vez, a redução da declividade média no P6, em presença de intensidade máxima de transporte sedimentar longitudinal resultante e de areia grossa, exemplifica, conforme sugerido por Short (1999), a possibilidade de ajuste entre granulometria e intensidade dos agentes hidrodinâmicos, na definição do grau de dissipatividade ou reflectividade da face praiar.



**Figura 8.65:** Valores médios para o TSLRe declividade da face praiar na Praia Grande e na praia da Saudade.



**Figura 8.66:** Valores médios para o TSLRe a declividade da face praiar nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguçu.

Nota-se que, estudo desenvolvido por King & Mather (1972), com a aplicação de análise espectral de séries temporais

para o ambiente praias, apontou resultados similares aos obtidos no presente estudo. Os autores verificaram forte coerência entre a declividade da praia, a granulometria dos sedimentos e a intensidade de fluxo hidrodinâmico longitudinal.

## **8.6. CONCLUSÕES**

Os resultados do estudo morfodinâmico das praias confirmam a ocorrência, na área de estudo, de comportamento predominantemente intermediário a reflectivo associado ao domínio de areia média e de maior grau de exposição, representado pela Praia Grande. No domínio de areia fina o estudo efetuado evidenciou comportamento dissipativo predominante na praia da Saudade, mais exposta, e dissipativo a intermediário nas praias de Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, com menor grau de exposição.

A classificação morfodinâmica do perfil praias a partir do modelo proposto pela escola australiana de geomorfologia costeira, com a aplicação do parâmetro  $\omega$ , apresentou resultados globalmente satisfatórios, mas mostrou-se limitada na previsão da variabilidade do comportamento morfodinâmico das praias, com destaque para as praias de composição arenosa média.

A comparação do comportamento morfodinâmico do perfil praias subaéreo, previsto pelo parâmetro  $\omega$  e registrado pelos levantamentos de campo, com as taxas de transporte longitudinal resultante apontou forte influência dos processos longitudinais nos parâmetros granulométricos e morfométricos da face praias, tanto nos sistemas praias mais expostos quanto nos de menor grau de exposição.

Por sua vez, o estudo efetuado evidenciou que, nos setores mais protegidos da costa norte e com grau de exposição intermediário na costa leste, relativos ao setor centro-sul da Praia Grande, o comportamento morfodinâmico do perfil praias mostrou-se mais influenciado pelo transporte sedimentar longitudinal, apesar da ocorrência, localizada, de segmentos com maior interação com processos ortogonais.

Nos setores com maior grau de exposição, ao norte das ilhas Tamboretas e nos setores mais expostos das praias de

Enseada/Ubatuba e de Itaguaçu, os resultados obtidos apontaram uma maior interação entre processos longitudinais e ortogonais, na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praial.

O estudo efetuado mostrou que, independentemente do grau de exposição, na maioria dos casos, a declividade da face praial, que define o comportamento morfodinâmico da praia, esteve diretamente associada à granulometria média dos sedimentos, decorrente dos processos morfossedimentares predominantes, controlados pela intensidade do transporte sedimentar resultante.

Nesse sentido, a ocorrência de taxas crescentes e decrescentes de transporte sedimentar longitudinal resultante determinou a ocorrência respectiva de comportamento predominantemente erosivo e deposicional da face praial, com o incremento e a redução associada da granulometria média dos sedimentos. Esse contexto resultou no aumento da declividade e do grau de reflectividade do perfil praial no primeiro caso, e na redução da inclinação e maior dissipatividade da face praial no segundo.

Nota-se que, apesar da granulometria média dos sedimentos ter acompanhado majoritariamente as oscilações no transporte sedimentar resultante, a declividade da face praial não apresentou, em todos os casos, relação direta com a granulometria média dos sedimentos.

Esse comportamento revela que a declividade da face praial, em praias dominadas por regime misto de ondas e correntes longitudinais, reflete não apenas o transporte residual ao longo das praias, mas a interação entre processos longitudinais e ortogonais. Nesse sentido, dependendo do contexto local, os dois tipos de processos podem assumir pesos diferenciados, de acordo com o grau de exposição da praia.

Por outro lado, considerando os resultados do estudo sedimentológico, além da granulometria média dos sedimentos, as oscilações na declividade da face praial, e conseqüentemente no comportamento morfodinâmico do perfil, poderiam ser influenciados não apenas pelo tamanho médio do grão, mas também por parâmetros como o grau de seleção ou a assimetria da distribuição granulométrica. Conforme destacado

anteriormente, as tendências longitudinais desses parâmetros granulométricos estão possivelmente associadas às tendências positivas e negativas do fluxo longitudinal e à intensidade do gradiente hidrodinâmico entre setores praias adjacentes.

Admitindo-se essa possibilidade, tanto a assimetria, como o grau de seleção dos sedimentos, poderiam influenciar o maior ou menor grau de espalhamento dos sedimentos transversalmente à praia pelos processos ortogonais, contribuindo para a determinação da declividade da face praial.

## PARTE III



## 9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A presente tese buscou aprofundar a compreensão da interação entre transporte sedimentar longitudinal e processos ortogonais na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praiial. A análise do tema efetuou-se a partir do exemplo de sistemas praiiais de diferente configuração planimétrica do litoral norte de Santa Catarina, submetidos à incidência oblíqua de ondas de S/SE e ENE e a diferentes contextos de exposição da linha de costa.

A análise de tendência dos parâmetros granulométricos, ao longo dos sistemas praiiais analisados, apontou maior influência de vetores longitudinais de transporte sedimentar na determinação das características da distribuição granulométrica dos sedimentos da face praiial, com a presença de oscilações espaciais no tamanho médio do grão na direção da deriva litorânea resultante.

O modelamento da propagação das principais componentes do regime regional de ondas revelou a influência dos processos de refração e difração sobre a plataforma adjacente, na distribuição das características de onda na arrebentação. Além de evidenciar os diferentes contextos de exposição das praiias na área de estudo, os resultados alcançados confirmaram a ocorrência de fluxo longitudinal dominante para norte, associado à incidência de ondulações de maior energia de S/SE.

O cálculo da intensidade de fluxo hidrodinâmico longitudinal para os diferentes sistemas praiiais, a partir das características das ondas na arrebentação, revelou a ocorrência de oscilações na intensidade das correntes longitudinais ao longo das praiias, com a ocorrência de fluxo crescente e decrescente entre os setores monitorados. Na escala analisada, essas oscilações estariam associadas principalmente à modulação entre altura e ângulo de incidência das ondas arrebentação, com menor influência de gradiente lateral de pressão associado unicamente à variação na energia de onda.

As oscilações no fluxo longitudinal identificadas são compatíveis, respectivamente, com as tendências laterais de

aumento e redução da granulometria média dos sedimentos verificadas na face praial, na direção do transporte dominante.

O ajuste obtido entre os a granulometria e a intensidade do fluxo longitudinal é indicativo o grau de satisfação do modelamento de propagação de ondas efetuado em reproduzir, mesmo em escala de aplicação regional, as tendências para as condições médias do potencial de energia na arrebentação, ao longo dos sistemas praias analisados.

Por sua vez, a atuação de processos longitudinais dominantes estaria na origem da definição de dois domínios granulométricos maiores da área de estudo, influenciando os processos morfossedimentares praias em larga escala espaço-temporal.

A ocorrência de sub-populações granulométricas na classe textural areia grossa e areia fina, associadas ao domínio de areia média, traduz, respectivamente, a ocorrência localizada de maior energia dos agentes hidrodinâmicos ortogonais e longitudinais e de adição de material sedimentar ao ambiente praial, a partir da plataforma interna superior.

No domínio de areia fina, a presença de população secundária na classe areia média sugere a ocorrência de bypassing entre os sistemas praias adjacentes, favorecida pela reduzida projeção e profundidade dos promontórios e obstáculos que delimitam as praias. No caso do promontório da Enseada, de maior extensão e que separa os dois principais contextos de exposição das praias analisadas, além da profundidade, que está dentro dos limites locais de fechamento interno do perfil, o processo de bypassing de sedimentos é favorecido pela alta exposição do local e consequente intensidade das correntes.

Em relação a cada sistema praial isoladamente, a presença de obstáculos, como a ocorrência de promontórios e ilhas costeiras, influencia a intensidade do fluxo hidrodinâmico longitudinal e as características granulométricas dos sedimentos. Entretanto, a granulometria da face praial não é controlada apenas pela intensidade do fluxo, mas também pela intensidade do transporte sedimentar, o qual é igualmente controlado pelas características morfológicas da zona de arrebentação e pelas condições locais de quebra das ondas.

Nesse sentido, a calibração de fórmulas empíricas disponíveis na literatura, a partir de experimentos de campo com traçadores fluorescentes, possibilitou a determinação da fórmula de Kamphuis (1991) como a mais adequada para a quantificação dos vetores de transporte sedimentar longitudinal e para o estabelecimento do balanço sedimentar para a deriva litorânea na área de estudo.

Os resultados obtidos no balanço sedimentar longitudinal apontaram a ocorrência de transporte sedimentar resultante para norte nas praias analisadas, da ordem de 200.000 a 550.000 m<sup>3</sup>/ano nos sistemas praias com maior grau exposição e de 21.000 a 160.000 m<sup>3</sup>/ano nas praias menos expostas.

Na grande maioria dos pontos de monitoramento praias, verificou-se, entre setores adjacentes, o ajuste entre a magnitude do transporte sedimentar resultante e a intensidade do fluxo longitudinal dominante, revelando a ocorrência de tendências crescentes ou decrescentes no transporte de sedimentos, associado à deriva litorânea residual.

As oscilações verificadas no transporte longitudinal na área de estudo evidenciaram a presença de processos morfossedimentares predominantes distintos ao longo dos sistemas praias. Na maior parte dos casos, a ocorrência de taxas de transporte sedimentar crescente entre setores praias adjacentes resulta, em termos processuais, em tendência predominantemente erosiva na direção da deriva litorânea dominante, que se reflete no aumento da granulometria média da face praias. Inversamente, a redução da intensidade do transporte sedimentar longitudinal se traduz em tendência deposicional predominante, levando à redução do tamanho médio das partículas da face praias.

Em relação ao comportamento morfodinâmico do perfil praias, os resultados obtidos evidenciaram a ocorrência de praias intermediárias a reflectivas associadas ao domínio de areia média e de praias dissipativas a intermediárias, no domínio de areia fina.

O estudo efetuado apontou maior influência do transporte sedimentar longitudinal no comportamento morfodinâmico do perfil praias nos sistemas ou subsistemas praias com menor grau de exposição, enquanto nas praias ou setores praias mais

expostos, o comportamento da praia é definido pela maior interação entre processos ortogonais e longitudinais.

Por sua vez, a pesquisa desenvolvida mostrou que a declividade da face praial não reflete apenas a granulometria dos sedimentos, como frequentemente sugerido na literatura, mas, sobretudo a capacidade da energia das ondas em promover uma maior ou menor dispersão das partículas sobre o perfil praial.

Nesse sentido, os resultados obtidos mostraram que a relação altura de onda na arrebentação e tamanho médio do grão pode levar à redução da declividade em presença de maior granulometria e vice-versa. Esse comportamento da declividade da praia nas praias analisadas corrobora, conforme sugerido por Shorte (1999), a importância do ajuste entre energia de onda e tamanho médio do grão na definição do comportamento morfodinâmico do perfil praial.

Os resultados da classificação morfodinâmica das praias, a partir do modelo predictivo da escola australiana de geomorfologia costeira, embora tenham apontado a adequação do parâmetro  $\omega$  em definir globalmente o estado morfodinâmico médio do perfil praial, revelaram as restrições do parâmetro em traduzir a elevada variabilidade das praias na área de estudo. Essa variabilidade durante o período de monitoramento foi marcada, independentemente do grau de exposição das praias, por mudanças no estado morfodinâmico, expressas pela variação na declividade da face praial. As restrições na capacidade predictiva de  $\omega$  foram verificadas, principalmente, nos setores mais protegidos dos sistemas praias, nos dois contextos principais de exposição da linha de costa na área de estudo. Essa menor capacidade predictiva de  $\omega$  nesses setores estaria relacionada à maior influência dos processos longitudinais nos setores praias com menor grau de exposição.

Por sua vez, a comparação entre o comportamento da declividade média da face praial e as taxas de transporte sedimentar longitudinal resultante revelou, independentemente da granulometria dos sedimentos e do grau de exposição das praias, a ocorrência de ajuste da tendência evolutiva das duas variáveis, atestando o impacto dos processos longitudinais na morfologia do perfil praial.

Os resultados obtidos na presente tese contribuíram na elucidação dos processos de erosão costeira que afetam as praias no litoral norte de Santa Catarina, apontando o impacto do transporte longitudinal resultante no desenvolvimento de processos erosivos praias mais acentuados na área de estudo. Na maioria dos casos, esse impacto se traduz em maior suscetibilidade do setor sul dos sistemas ou subsistemas praias à erosão costeira. Essa tendência é apontada pela variabilidade do volume do perfil subaéreo e pela ocorrência de taxas de transporte sedimentar longitudinal resultante crescente, a partir do setor sul das praias analisadas.

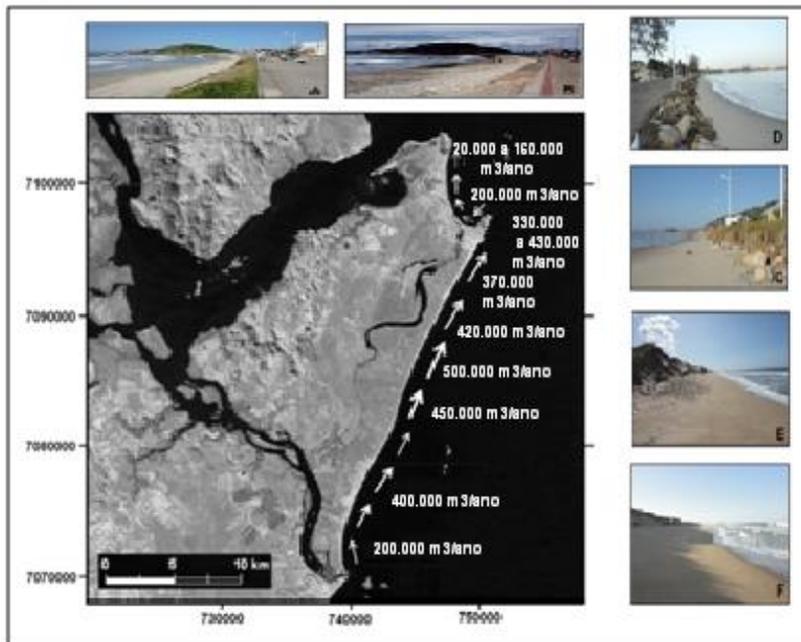
Nas praias expostas, os setores mais freqüentemente afetados por intensa erosão durante os episódios de alta energia são os segmentos costeiros entre o P5 e o P6 e o setor centro-sul da praia da Saudade, que apresentaram as maiores taxas para a deriva litorânea resultante nas praias expostas. Nas praias com menor grau de exposição, a ocorrência de eventos extremos de energia afeta, particularmente, o setor sul da praia de Enseada/Ubatuba, à montante do P12, onde os resultados obtidos acusaram taxas máximas de transporte sedimentar longitudinal.

Nota-se que, nas praias urbanizadas, além das taxas elevadas de transporte sedimentar longitudinal, como no caso do P9, na praia da Saudade ou no setor à montante do P12, na praia de Enseada/Ubatuba, os processos erosivos intensos são agravados por interferências antrópicas na linha de costa. Essas interferências, representadas pelo avanço da infraestrutura urbana sobre a praia, reduzem a capacidade de recuperação do perfil praias, após a atuação de eventos extremos de energia na costa.

Ainda no setor norte da área de estudo, na praia de Itaguaçu, os processos erosivos mais intensos também refletem a magnitude das taxas de transporte sedimentar longitudinal, afetando principalmente o setor central da praia, que apresentou maior intensidade de transporte anual por deriva litorânea resultante. Nota-se, entretanto, que o menor impacto direto da urbanização sobre o ambiente praias nessa praia, aliado à menor energia das ondas, favorece a recuperação do perfil praias no local. A exceção, na praia de Itaguaçu, refere-se a um trecho do

setor norte do sistema praial, atingido por processos erosivos mais intensos, mesmo em presença de redução do transporte resultante. O avanço da ocupação sobre a praia obrigou a instalação de enrocamento para proteção da estrada de acesso ao local. O desaparecimento da duna frontal e o estreitamento mais expressivo da faixa de praia durante os eventos de alta energia revelam a maior vulnerabilidade desse setor da praia aos processos erosivos. Essa maior vulnerabilidade no local é induzida pelo efeito de “engessamento” do pós-praia provocado pela construção do enrocamento, decorrente, por sua vez, pela ocupação inadequada da orla.

A figura 9.1 ilustra a ocorrência de processos erosivos mais intensos na área de estudo, associados, com exceção da praia de Itaguaçu, a maiores taxas de transporte sedimentar longitudinal residual.



**Figura 9.1:** Taxas de transporte sedimentar resultante e processos erosivos recorrentes nas praias da Saudade (A-2011 e B - 2002), de Enseada/Ubatuba (C), de Itaguaçu (C) e no setor entre o P5 e o P6 na Praia Grande (E e F).

Resultados semelhantes foram obtidos por Almeida et al (2001) em estudo sobre a costa do Rio Grande do Sul, onde os autores encontraram taxas mais elevadas para a deriva litorânea resultante em setores costeiros mais afetados por processos erosivos.

Aliado à maior intensidade da deriva litorânea residual, a possibilidade de bypassing entre os sistemas praias analisados e a recorrência de processos erosivos mais intensos em escala interanual ou interdecadal, sugerem a ocorrência de trocas sedimentares mais expressivas, de maior escala temporal, entre a praia e a plataforma interna superior na área de estudo. Essas tocas afetariam tanto os processos ortogonais quanto longitudinais, conforme identificado por Abreu de Castilhos & Gré (2004, 2007a, 2007b), que analisaram o comportamento morfossedimentar da praia da Saudade entre 1994 e 2002. A análise efetuada pelos autores apontou variações significativas no estoque sedimentar até a profundidade de 15 a 18m. Esse contexto, conforme indicado por Short (1999), demonstra a atuação de processos sedimentares nos sistemas praias estendendo-se além da zona de arrebentação, com maior período de retorno, e que poderiam explicar a ciclicidade de processos erosivos mais intensos identificados na área de estudo.

Por sua vez, os resultados obtidos nos diferentes estudos empreendidos apontaram a importância dos vetores longitudinais para os processos morfossedimentares praias, não apenas em larga escala espaço-temporal, como frequentemente preconizado na literatura, mas também em meso e micro escala processual. O papel relevante dos processos longitudinais nessas escalas foi verificado, na pesquisa efetuada, através da relação entre transporte sedimentar resultante e declividade da face praias, bem como nos experimentos realizados com traçadores fluorescentes.

Nesse sentido, o desenvolvimento da presente tese possibilitou avançar na compreensão dos processos morfodinâmicos praias, em particular no papel dos processos longitudinais na definição do comportamento morfossedimentar ao longo das praias analisadas. Os resultados obtidos sugerem que a maior ou menor interação do transporte sedimentar

resultante com os processos ortogonais é controlada, principalmente, pelo grau de exposição dos sistemas praias.

É importante destacar que a abordagem adotada no estudo dos processos de transporte sedimentar longitudinal e na análise do comportamento das praias considerou a atuação de condições hidrodinâmicas de média energia na área de estudo, que traduz o comportamento do perfil praias em contexto de normalidade.

A investigação da interação entre processos longitudinais e ortogonais, durante a atuação de episódios extremos de energia, permitirá avaliar a extensão das tendências identificadas no presente estudo para essas condições ambientais, assim como avaliar o impacto dos processos longitudinais sobre o comportamento morfodinâmico do perfil praias, durante a ocorrência de eventos excepcionais.

Por sua vez, a verificação do ajuste entre transporte sedimentar longitudinal e declividade da face praias, em setores costeiros abrangendo maior espectro de energia, permitirá avaliar o alcance da relação identificada no presente estudo, ampliando os horizontes analíticos relativos à configuração dos processos morfodinâmicos praias.

Considerando a complexidade e o caráter dinâmico do transporte sedimentar, é importante destacar, por um lado, a necessidade de monitoramento regular das condições oceanográficas, com o registro de dados de ondas, e do comportamento morfodinâmico dos sistemas praias oceânicos, para o estudo dos processos de transporte sedimentar na zona costeira. Por outro lado, o estudo da contribuição das trocas sedimentares entre a plataforma interna superior e os sistemas praias pode melhor elucidar a atuação dos processos morfossedimentares ortogonais e longitudinais ao longo dos sistemas praias e, conseqüentemente, a modulação do comportamento morfodinâmico modal e evolutivo das praias oceânicas.

Considerando o atual contexto mundial de erosão marinha e a tendência crescente de urbanização da zona costeira, essa perspectiva possibilitará uma maior compreensão da interação entre processos ortogonais e longitudinais em diferentes escalas espaço-temporais nas praias arenosas, condição sine qua non

para subsidiar o uso sustentável da orla e a adequada gestão do estoque sedimentar costeiro.



## 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AAGAARD, T.; GREENWOOD, B.; NIELSEN, J. 1997. Mean currents and sediment transport in a rip channel. *Marine Geology*, 140:25–45.

ABREU DE CASTILHOS, J. J. & CORREA C. H. T. 1991. Avaliação preliminar dos processos erosivos na praia da Armação - ilha de Santa Catarina - Florianópolis - SC. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 4, Porto Alegre, 1991. Anais... Porto Alegre, 1: 218-229.

ABREU DE CASTILHOS J. 1995. Estudo evolutivo e sedimentológico da planície costeira da praia da Armação – ilha de Santa Catarina, SC. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina. 138p.

ABREU DE CASTILHOS, J. & GRÉ, J. C. R. 1997. Praias da ilha de Santa Catarina: caracterização morfológica e problemas de erosão costeira. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba, 1997. Resumos Expandidos... Curitiba: ABEQUA, p.388-392.

ABREU DE CASTILHOS, J. J.; HOWA, H.; DE RESSEGUIER, A. 1997a. Application de la technique de traçage fluorescent dans l'évaluation du transport côtier à la plage d'Armação, ile de Santa Catarina, Brésil. In: KLINGEBIEL, A.; SIERRA DE LEDO, B.; SORIANO-SIERRA, E.J. (eds.). Atas do Colóquio Franco-Brasileiro Manejo Costeiro da Ilha de Santa Catarina. Aquitaine Ocean, 3:95-106.

ABREU DE CASTILHOS J.J.; GRÉ, J.C.R.; KLINGEBIEL, A. 1997. Problèmes d'aménagement et de gestion des plages, dans l'île de Santa Catarina (Brésil) et ses environs. In: BORDOMER 97, Bordeaux, 1997. Actes du Colloque... Bordeaux, v.3, p.454-460.

ABREU DE CASTILHOS, J. J.; GRÉ, J. C. R.; HORN FILHO, N. O.; NUNES, M. G.; VIEIRA, F. 1997c. Caracterização dos sistemas praias oceânicos adjacentes à ilha de São Francisco do Sul, Santa

Catarina, Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 7. Curitiba, 1997. Anais... Curitiba, UFPR.

ABREU DE CASTILHOS, J.J.; HOWA, H.; DE RESSEQUIER, A. 1998. Quantificação de transporte sedimentar na praia da Armação, ilha de Santa Catarina, SC. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2., Florianópolis, 1998. Geosul, 14(27): 273-278.

ABREU DE CASTILHOS, J., & GRÉ, J.C.R. 2004. Oscilações morfodinâmicas do perfil praiar de larga escala temporal: exemplo do litoral norte catarinense. . In: CONGRESSO BRASILEIRO DE OCEANOGRAFIA, 1 e SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 16, Itajaí, 2004. Livro de Resumos..., Itajaí: ABO: p.314.

ABREU DE CASTILHOS, J.; GRÉ, J. C. R.; HORN FILHO, N. O. 2005. Ocupação urbana da orla nas praias oceânicas da ilha de Santa Catarina: riscos de erosão costeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA E ENGENHARIA AMBIENTAL, 11, Florianópolis, 2005. Anais. Florianópolis: ABGE, 3:1231-1242.

ABREU DE CASTILHOS, J. & GRÉ, J. C. R. 2007 a. Dinâmica sedimentar na faixa de praia do oleoduto da Petrobrás em São Francisco do Sul, Santa Catarina, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 12, Florianópolis, 2007. Resumos Expandidos. Florianópolis: AOCEANO, CD-ROM. p.1-3.

ABREU DE CASTILHOS, J. & GRÉ, J. C. R. 2007 b. Tendência evolutiva da linha de costa e estoque sedimentar praiar na praia da Saudade, São Francisco do Sul, Santa Catarina, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 12, Florianópolis, 2007. Resumos Expandidos. Florianópolis: AOCEANO, CD-ROM. p.1-3.

ABREU DE CASTILHOS, J.; GRÉ, J. C. R.; LIVI, N.; LAZZARETTI, S.; MEIRA, L.; BOGUCHESKI, F. M.; CAMPOS, B; LAPOLLI, E. R. 2007. Impacto de ressacas excepcionais nas praias oceânicas da costa leste da ilha de Santa Catarina, Florianópolis, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 12, Florianópolis, 2007. Resumos Expandidos. Florianópolis: AOCEANO, CD-ROM. p.1-3.

ALFREDINI, P., 1999. The longshore transport evaluation used as a tool for the brazilian coastline littoral processes knowledge. In: CONGRESSO BRASILEIRO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7,. Porto Seguro, 1999. Porto Seguro, Anais. ABEQUA.13p.

ALMEIDA, F. F. M. 1976. The systems of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48:15-26.

ALMEIDA, L.E.S.B. LIMA, S.F. & TOLDO Jr., E.E., 2001. Estimativa da capacidade de transporte de sedimentos a partir de dados de ondas para a costa do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8, Imbé, 2001,Boletim deResumos,Imbé: ABEQUA, p. 59-60.

ALVES, J. H. G. 1996. Refração do espectro de ondas oceânicas em águas rasas: aplicações à região costeira de São Francisco do Sul, SC. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina. 89p.

ANFUSO, G.; MARTÍNEZ DEL POZO, J.A.; GRACIA, F.J.; LÓPEZ-AGUAYO, F.2003.Long-shore distribution of morphodynamic beach states along an apparently homogeneous coast in SW Spain. Journal of Coastal Conservation, 9:49-56.

ARAÚJO, R. N.& ALFREDINI, P. 2001. O cálculo do transporte de sedimentos litorâneos: estudo de caso das praias de Suarão e Cibratel (Município de Itanhaém, São Paulo). Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 6 (2):15-28.

ARAÚJO C. E. S.; FRANCO D.; MELO FILHO E.; PIMENTA F. 2003. Wave regime characteristics of southern Brazilian coast. In:INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL AND PORT ENGINEERING IN DEVELOPING COUNTRIES. Proceedings... Colombo, Sri Lanka.

ARAÚJO, M. C. B.; SOUZA, S. T.; CHAGAS, A. C. O.; BARBOSA, S. C. T.; COSTA, M. F. 2007. Análise da ocupação urbana das praias de Pernambuco, Brasil. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 7(2):97-104.

BABA, J. & KOMAR, P. D, 1981. Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(2): 631-640.

BAGNOLD, R. A. 1940. Beach formation by waves: some model experiments in a wave tank. *Journal Inst. Civil Engineering*, 15:27-52.

BAGNOLD, R. A. 1956. The flow of cohesion less grains in fluids. *Proc. Royal Society of London*, 249:239-297.

BAGNOLD, R. A. 1963. *Mechanics of marine sedimentation. The sea*, vol. 3, 507-528, Wiley Interscience, New York.

BAGNOLD, R. A. 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. U.S. Geological Survey Professional. 422-I: 37p.

BAILARD, J.A., 1981. An energetic total load sediment transport model for a plane sloping beach. *Journal Geophysical Research*, 86:10938-10954.

BAILARD, J. A. 1984. A simplified model for longshore sediment transport. In: COASTAL ENGINEERING CONFERENCE, 19., Proceedings...1454-1474.

BALOUIN Y.; HOWA H.; PEDREROS R.; MICHEL, D. 2005. Longshore sediment movements from tracers and models, praia de Faro, south Portugal. *Journal of Coastal Research*, 21(1):146-156.

BASCOM, W. N. 1951. The relationship between sand-size and beach-face slope. *Transmission of the American Geophysical Union*, 32:866-874.

BATTJES, J. A. 1974. Surf similarity. In: COASTAL ENGINEERING CONFERENCE, 14 , Copenhagen. Denmark. American Society of Civil Engineers, New York, Proceedings...Vol.1. pp. 466-480.

BERKOFF, J. C. W. 1972. Computation of combined refraction-diffraction. In: 13th COASTAL ENGINEERING CONFERENCE. Vancouver. Proceedings... 471-490.

BIRD, E. C. F. 1985. Coastline changes. John Wiley and Sons, New York, 219p.

BIRD, E. C. F. 1996. Lateral grading of beach sediments: a commentary. *Journal of Coastal Research*, 12(3):774-785.

BIRD, E. C. F. 2000. Coastal geomorphology: an introduction. New York: Wiley. 322p.

BIRD, E. C. F. 2008. Coastal Geomorphology: an introduction, John Wiley & Sons Ltda., Chichester, 411p.

BIRKEMEIER, W. A. 1981. Fast accurate two-person beach survey. Coastal Engineering Technical Aid 81-11. Vicksburg, Mississippi: U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Coastal Engineering Center, Vicksburg, Mississippi, 22p.

BIRKEMEIER, W. A. 1985. A user's guide to ISRP: The Interactive Survey Reduction Program. Instruction Report CERC-84-1. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Coastal Engineering Center: Vicksburg, Mississippi 38p.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo, 1979. Proceedings... São Paulo. p. 232-253.

BERKOFF, J., C.W. 1972. Computation of combined refraction-diffraction. Proceedings of the 13th Coastal Engineering Conference, Vancouver, 471 - 490.

BOWEN, A. J. & INMAN, D. L. 1969. Rip currents. *Journal of Geophysical Research*, 74:5479-5490.

BOOIJ, N., RIS, R. C. AND HOLTHUIJSEN, L. H. 1999. A third-generation wave model for coastal regions, Part I: Model description and validation, *Journal of Geophysical Research*, 104:7649-7666.

BREMNER, J. M. 1983 Properties of logarithmic spiral beaches with particular reference to Algoa bay. In: MACLACHEN, A. & ERASMUS, T. (Eds.) *Sandy beaches as ecosystems*. The Hague/Boston/Lancaster, Dr. W. Junk Publishers, 97-113.

BRASIL. Lei n. 7.661, de 16 de maio de 1988. Institui o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro – PNGC.

BRASIL Decreto n. 5.300 de 7 de dezembro de 2004. Regulamenta a Lei no 7.661, de 16 de maio de 1988, que institui o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro – PNGC.

BRUNEL, C. & SABATIER, F. 2007. Provence pocket beach erosion. *Revue géographique des pays méditerranées*, 108(1-2):77-82.

BRYANT, E. 1982. Behavior of grain size characteristics on reflective and dissipative foreshores, Broken bay, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 52(2):431- 450.

CALLIARI, L. J.; TOLDO JR., E. & HOEFEL, F. 2003. Morfodinâmica praias: uma breve revisão. *Revista Brasileira de Oceanografia*, São Paulo, 51: 63-78.

CALLIARI, L. J. 1994. Cross-shore and longshore sediment size distribution on Southern Currituck Spit, North Carolina: implications for beach differentiation. *Journal of Coastal Research*, 10 (2): 360-373.

CARTER, R. W. G. 1988. *Coastal environments*. London: Academic Press, 617p.

CARTER, R. W. G., JENNINGS, S. C.; ORFORD, J. D. 1990. Headland erosion by waves. *Journal of Coastal Research*, 6(3):517-529.

CARUSO JR., F. 1993. Mapa geológico da ilha de Santa Catarina. Porto Alegre: Escala 1:100.000. Notas Técnicas, p. 1-28.

CASTANHO, J. 1966. Rebentação das ondas e transporte litoral. Memória 275, Laboratório Nacional de Engenharia. 278p

CHEONG, H. F.; SHANKAR, N. J.; RADHAKISHAN, A. C.; TOH, A. C. 1993. Estimation of sand transport by use of tracers along a reclaimed shoreline at Singapore Changi airport. Coastal Engineering, (19):311-325.

CIAVOLA, P.; DIAS, N.; FERREIRA, O.; TABORDA, R.; DIAS, J. M. A. 1998. Fluorescent sands for measurements of longshore transport rates: a case study from praia de Faro in southern Portugal. Geo-Mar. Lett., 18:49– 57.

CIAVOLA, P.; R. TABORDA; O. FERREIRA; J. A. DIAS. 1999. Sand transport measurements on beaches: an intercomparison between fast response sensors (OBS) and fluorescent tracer dispersal. Proceedings Coastal Sediments' 99, pp.955–970.

CNEN/CDTN. 2002. Estudo técnico para a implantação de emissário submarino para os efluentes descartados pelo terminal de São Francisco do Sul – DTSUL – SC, para descarga de efluentes densos – Relatório técnico nº RC – CT6 –3/02, Belo Horizonte.

COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER – CERC. 1984. Shore protection manual. US Army Corps of Engineers, Washington, vol. I. 1006p.

CORREA, I. C. S. & VILLWOCK, J. A. 1996. Continental shelf and coastal plain sediment of the southeast and south coast of Brazil. In: MARTINS, L. R. & CORREA, I. C. S. (Eds.). Explanatory text of the Atlas Morphology and Sedimentology of the Southwest Atlantic Coastal Zone and Continental Shelf from Cabo Frio (Brazil) to Peninsula Valdez (Argentina). Porto Alegre, CECO-IG-UFRGS. p.41-54.

CRUZ, O. 1993. Estudo geomorfológico em áreas costeiras da ilha de Santa Catarina e do continente circunvizinho (Florianópolis, São José, Palhoça, Biguaçu e Governador Celso Ramos). Relatório Técnico Final de Pesquisa – CNPq. 182p.

CRUZ, O. 1998. Ilhade Santa Catarina e o continente próximo. Um estudo de geomorfologia costeira. Florianópolis: Editora da UFSC, 280p.

DALLY, W.R. AND DEAN, R.G. 1984. Suspended sediment transport and beach profile evolution. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering (ASCE)*, 110, 15– 33.

DALRYMPLE, R. A. & KIRBY, J. T. 1991. REF/DIF 1. Version 2.3 documentation manual. Combined Refraction/Diffraction Model, CACR Report n. ° 91-2, University of Delaware.

DAVIES, J. L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Journal of Geomorphology*, 8:127-142.

DAVIS JR., R. A. 1978. Coastal sedimentary environments. New York: Springer-Verlag, 420p.

DAVIS JR., R. A. & FOX, W. T. 1972. Four dimensional models for beach and inner nearshore sedimentation. *Journal of Geology*, 80:484-493.

DE VRIEND, H.J., 1991. Mathematical modeling and large-scale coastal behaviour. Part 1: Physical processes. *Journal of Hydraulic Research*, 29, 6, 727–740.

DE VRIEND, H. J. 1997. Evolution of marine morphodynamic modeling: time for 3-D? *German Journal of Hydrography*, 49 (2/3):331-341.

DEAN, R. G. 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. In: CONFERENCE OF ENGINEERING DYNAMICS IN THE SURF ZONE. Sydney, 1973. Proceedings... Sydney. p.298-314.

DEHOUCK, A.;DUPUIS, H.;SENECHAL N. 2009. Pocket beach hydrodynamics: the example of four macro tidal beaches, Brittany, France, *Marine Geology*, 266:001-017.

Diretoria de Hidrografia e Navegação - DNH, 1973. Cartas Náutica nº 1830 (atualizada em 2000).

Diretoria de Hidrografia e Navegação – DNH, 1957. Carta Náutica nº 1800 (atualizada em 2000).

DIEHL, F. L. 1997. Aspectos geoevolutivos, morfodinâmicos e ambientais do pontal da Daniela, ilha de Santa Catarina, Brasil. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina. 132p.

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL – DNPM, 1986. Mapa geológico do Estado de Santa Catarina. Escala 1:500.000. Florianópolis.

DUANE, D. B. & JAMES, W. J. 1980. Littoral transport in the surf zone elucidated by a eulerian sediment tracer experiment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50:929-942.

ELFRINK, B. & BALDOCK, T. 2002. Hydrodynamics and sediment transport in the wash zone: a review and perspectives. *Coastal Engineering*, 45:149–167.

EMERY, K. O. & KUHN, G. G. 1982. Sea cliffs: their profiles and classification. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93:644-654.

FARACO, K. R. 1998. Estudo morfodinâmico e granulométrico da praia dos Ingleses – ilha de Santa Catarina, SC. Monografia. Curso de graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina. Monografia, 68p.

FARACO, K. R. 2003. Comportamento morfodinâmico e sedimentológico da praia dos Ingleses, Ilha de Santa Catarina – SC, durante o período de 1996 – 2001. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina. 120p.

FINKL, C. 2004. Coastal classification: a system approach to consider in a development of a comprehensive scheme. *Journal of Coastal Research*, 20(1): 166-213.

FITZGERALD, D. M., KRAUS, N. C., AND HANDS, E. B. 2001. Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets.

ERDC/CHL CHETN-IV-30, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.

FLEMMING, B.W. 1988. Process and pattern of sediment mixing in a microtidal coastal lagoon along the west coast of South Africa. In: DE BOER, P.L., VAN GELDER, A., NIO, S.D. (Eds.), Tide-influenced sedimentary environments and facies. D. Reidel, Dordrecht, pp. 275–288.

FOLK, R. L. 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, Austin, Texas. 170p.

FOLK, R. L. & WARD, W. C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1): 3-27.

FONTOURA, J. A. S. 2004. Quantificação do transporte longitudinal de sedimentos não coesivos na zona de surfe da costa do Rio Grande do Sul (aplicação à praia do Cassino e adjacências dos molhes leste e oeste). Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 298p.

FORTES, C.; NEVES, M. G.; ZÓZIMI, A. C.; COLI, A. B.; COVAS, J. 2004. Aplicação de modelos numéricos no estudo de propagação de ondas marítimas em zonas costeiras. In CONGRESSO DA ÁGUA, 7, Lisboa, Portugal, CD-ROM, 16p.

GALVIN, C. J. 1968. Breaker type classifications of three laboratory beaches. *Journal of Geophysical Research*, 73:3651-3659.

GAO, S. & COLLINS, M. B. 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of “transport vectors”. *Sedimentary Geology*, 81: 47-60.

SANTA CATARINA. 1994 - Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral - GAPLAN. Subchefia de Estatística, Geografia e Informática

SANTA CATARINA. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral - GAPLAN. Subchefia de Estatística, Geografia e Informática. Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 173p.

GIBBS, R. J.; MATHEWS, M. D.; LINK, D. A. 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41:07–18.

GODA, Y. 1985. Random seas and desing of maritime structure. University of Tokyo Press, Tóquio. 323p.

GOURLAY, M. R. 1974. Wave set-up and wave generated currents in the lee of a breakwater or headland. In: COASTAL ENGINEERING CONFERENCE, 14,. Proceedings... Copenhagen, 1976-1995.

GRÉ, J. C. R. 1983. Aspectos sedimentares da plataforma continental de Santa Catarina. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 91p.

GRÉ, J. C. R. & ABREU DE CASTILHOS, J. 1998. Evidências da presença de níveis de estabilização marinha holocênicos na Plataforma continental interna adjacente a região norte do estado de Santa Catarina, Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2,. Florianópolis, 1998. Florianópolis, Geosul, 14(27):225-228.

GUZA, R. T. & INMAN, D. L., 1975. Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 87 (21):2997-3012.

HARDISTY, J. 1990. Beaches: form and process. Unwin Hyman, London, 319p.

HARRIS, P.T., PATTIARATCHI, C.B., KEENE, J.B. & COLE, A. 1990. Modelling the evolution of a linear sandbank field, Moreton bay, Queensland: report of results obtained during the cruise of A. M. Brolga in July, 1989, Ocean Sciences Institute, The University of Sidney, 41, 177pp.

HAYES, M. O. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: *Estuarine Research*, vol. 2, edited by L. E. Cronin, pp. 3–22, Elsevier, New York vol. 2, pp.183-200.

HEALY, T. R. 2005. Littoral drift gradient. In: SCHWARTZ, M. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer, Amsterdam, pp. 599-600.

HELMUT, M. & HABERSACK, 2003. Erosion and sediment transport measurement in rivers: technological and methodological advances. *IAHS Publ*, 283.

HJULSTROM, F. 1935. Studies in the morphological activity of riversas illustrated by the river Fyris. Geological Institute, University of Uppsala. *Bulletin* 25:221– 528.

HOEFEL, F. G. 1998. Diagnóstico da erosão costeira na praia de Piçarras, Santa Catarina. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação de Engenharia. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 86p.

HOGBEN, N. & LUMB, F. E. 1967. *Ocean wave statistics*. London, National Physical Lab., Ministry of Technology, 263p.

HOGBEN, N., DACUNHA, N.M. C., & OLIVER, G.F. 1986. *Global Wave Statistics*. Unwin Brothers, London661pp.

HORIKAWA, K. 1981. Coastal sediment processes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 13:9-32.

HORIKAWA, K. 1988. *Nearshore dynamics and coastal processes*. Tokyo: University of Tokyo Press. 522p.

HORN FILHO, N. O. 1997. O Quaternário costeiro da ilha de São Francisco do Sul e arredores, nordeste do estado de Santa Catarina – aspectos geológicos, evolutivos e ambientais. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 312p.

HORN FILHO, N. O. 2003. Setorização da província costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. *Geosul*, 18(35): 284-288.

POSSAMAI, T.; VIEIRA, C.V.; OLIVEIRA, F. A., HORN FILHO, N. O. 2010. Geologia Costeira da Ilha De São Francisco do Sul, Santa Catarina. *Revista de Geografia*. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, 2:1-14.

HORN, D.P. AND MASON, T. 1994. Swash zone sediment transport modes. *Marine Geology* , 120: 309-325.

HOWA, H., De RESSEGUIER, A., MICHEL, D., 1997. Quantification des déplacements sableux en domaine littoral-Calculs théoriques et traçages fluorescents. *Colloque Franco Brésilien, Aquitaine Ocean*, 3:79-91.

HSU, K.J. 1989. *Physical principal of Sedimentology*. Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg. 233p.

HSU, J. R. C.; SILVESTER, R.; XIA, Y. M. 1987. New characteristics of equilibrium shaped bays. In: *COASTAL ENGINEERING CONFERENCE, 25. Proceedings...* ASCE, 3986-3999.

HSU, J. R-C.; EVANS, C. Parabolic bay shapes and applications. In: *Proceedings of Institution of Civil Engineers - Part 2*. London: Thomas Telford, 1989.

HUGHES, S.A. 2005. Use of sediment trend analysis (STAO) for coastal projects, US Army Corps of Engineers ERDC/CHL CHETN-VI-40, 17 p.

INGLE, J. C. 1966. *The movement of beach sand*. Elsevier, New York, 221p.

IRIBARREN, C.R. AND NOGALES, C. 1949. Protection des Ports. In: *International Navigation Congress, 17, Section II*. Lisbon, p. 31-80.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. 2000. *Censo Demográfico 2000*.

ISOBE, M. 1983. Long period field observation on horizontal distribution of waves and currents in the nearshore zone. NERC, 17-34.

JACKSON, D. W. T.; COOPER, J. A. G.; DEL RIO, L. 2005. Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology*, 216 (4):297-314.

JOHNSON, D. W. 1919. *Shore processes and shoreline development*. 1s ed. Hofner. 584p.

JOHNSON, J. W.; O'BRIEN, M. P.; ISAACS, J.D. 1948. Graphical construction of wave refraction diagrams. Navy Hydrographic Office Publication Number 605, Washington, DC.

KAMPHUIS, J. W. 1991. Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterways*, 117(6):624-641.

KAMPHUIS, J. W.; DAVIES, M.H.; NAIRN, R. B.; SAYAO, O. J. 1986. Calculation of littoral sand transport rate. *Coastal Engineering*, 10:1-21.

KING, C. A. M. 1959. *Beaches and coasts*. London: Eduard Arnold. 403p.

KING, C.A.M., 1972. *Beaches and coasts*. 2nd ed., Edward Arnold, London, 570 p.

KING, D. B. 2005. Influence of grain size on sediment transport rates with emphasis on the total longshore rate. *Coastal and Hydraulics Engineering Technical Note, CHETN-II-48*, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.

KING, C. A. M. & MATHER, P.M. 1972. Spectral analysis applied to the study of time series from the beach environment. *Marine Geology*, 13:123-142.

KIRBY, J. T. 1986. Higher-order approximation in the parabolic equation method for water waves. *Journal of Geophysical Research*, 91: 933-952.

KIRBY, J. T. & ÖZKAN, H. T., 1994. Combined Refraction/Diffraction Model for Spectral Wave Conditions REF/DIF S, Version 1.1. Documentation and User's Manual, Research Report No. CACR-94-04, Center for Applied Coastal Research, Department of Civil Engineering, University of Delaware, Newark.

KLEIN, A. H. F. 1997. Um método indireto para a determinação do estágio morfodinâmico de praias oceânicas arenosas. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO,6, Curitiba, 1997. Anais. Curitiba: ABEQUA, p.76-78.

KLEIN, A. H. F.; MENEZES, J. T.; ABREU, J. G. N. 1999a. Morfodinâmica das praias do litoral centro-norte do estado de Santa Catarina. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO,7, Porto Seguro, 1999. Porto Seguro, Anais. ABEQUA p.

KLEIN, A. H. F.; POLETTE, M.; HOEFEL, F.; DIEHL, F. L.; CARVALHO, J. L. B.; SILVA, R. P.; SIEGLE, E. ; ABREU, J. G. N.; SANTOS, M. I. F. dos; FACHIN, S. 1999b. Erosão costeira no litoral centro-norte de Santa Catarina: Possíveis causas e medidas mitigadoras. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO,7, Porto Seguro, 1999. Porto Seguro, Anais. ABEQUA,p.

KLEIN, A. H. F. & MENEZES, J. T. 2001. Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast. *Journal of Coast Research*, 17(4):812-835.

KLEIN, A. H. F.; BENEDET FILHO, L.; SCHUMACHER, D. 2002. Short-term beach rotation processes in distinct headland bay beach systems. *Journal of Coastal Research*, 18(3):442-458.

KLEIN, A. H. F.; BENEDET FILHO, I.; HSU, J. R. C. 2003. Stability of headland bay beaches in Santa Catarina: a case study. *Journal of Coast Research*, SI (35): 141-166.

KLEIN, A. H. F.; MIOT DA SILVA, G.; FERREIRA, Ó.; DIAS, J. A. 2005. Beach sediment distribution for a headland bay coast. *Journal of Coastal Research*, SI 42:285-293.

KLEIN, A.H.F. ; FERREIRA, Ó. ; DIAS, J.M.A.; TESSLER, M. G. ; SILVEIRA, L. F.; BENEDET, L.; MENEZES, J. T.; ABREU, J. G.N DE. 2009. Morphodynamics of structurally controlled headland-bay beaches in southeastern Brazil: A review. *Coastal Engineering*,57:98-111.

KLEINHANS, M.G. & VAN RIJN, L. C. 2002. Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(4): 412-425.

KOMAR, P. D. 1969. The longshore transport of sand on beaches. Ph.D. thesis. Scripps Institute of Oceanography, University of California, San Diego, 141p.

KOMAR, P. 1973. Observations of beach cusps at Mono lake, California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84:3593–3600.

KOMAR, P. D. 1976. Beaches processes and sedimentation. New Jersey, Prentice-Hall, 429p.

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. 1978. Relative quantities of suspension versus bed-load transport on beaches. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48:921-932.

KOMAR, P. D. 1998. Beaches processes and sedimentation. 2nd ed. USA: Prentice Hall Inc. 357p.

KOMAR, P. D. & INMAN, D. L. 1970. Longshore sand transport on beaches. *Journal of Geophysical Research*, 75:5914-5927.

KOMAR, P. D. & WANG, C. 1984. Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. *Journal of Geology*, 92: 637-655.

KÖPPEN, W. 1948. *Climatologia: con un estudio de los climas de la Tierra*. Fondo de Cultura Económica. México. 479p.

- KRUMBEIN, W.C. 1934. Size frequency distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 4: 65-77.
- KRUMBEIN, W. C. 1944. Shore processes and beach characteristics. Technical Memorandum N° 3. Beach Erosion Board. U.S. Army Corps Engineers, 47p.
- LANCKNEUS, J., DE MOOR, G., DE SCHAEPMEESTER, G. 1992. Residual sediment transport directions on a tidal sand bank: comparison of the "McLaren model" with bedform analysis. *Bulletin de la Société belge d'Etudes Géographiques - SOBEG* 2, 425-446.
- LARANGEIRO, S.H.C.D. and OLIVEIRA, F.S.B.F., 2003. Assessment of the longshore sediment transport at Buarcos beach (West Coast of Portugal) through different formulations. *Proceedings of CoastGis'03* (Genoa, Italy).
- LARSON, M. & KRAUS, N. 1995: Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *Marine Geology*, 126:111-27.
- LEAL, P. C. 1999. Sistema praias Moçambique – Barra da Lagoa, ilha de Santa Catarina, SC, Brasil: aspectos morfológicos, morfodinâmicos, sedimentológicos e ambientais. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina. 125p.
- LEBLOND, P. H. 1972. On the formation of spiral beaches. In: 13th INT. CONF. ON COASTAL ENGINEERING. Proceedings... American Society of Civil Engineers. 1331-45.
- LEBLOND, P. H. 1979. An explanation of the logarithmic spiral plan shape of headland bay beaches. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(4):1093-1100.
- LIPPMANN, T. C. & HOLMAN, R. A. 1990. The spatial and temporal variability of sandbar morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95:11575-11590.

LIU, P. L. F. & LOSADA, I. J. 2002. Wave propagation modeling in coastal engineering. *Journal of Hydraulic Research*, 40(3):229-239.

LONGUET-HIGGINS, M. S. 1970. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves. *Journal of Geophysical Research*, 75:6778 – 6789.

MADSEN, P. A. 1974. Wave transmission through porous structures. *Journal of Waterway*, 100(3):169-188.

MADSEN, A. J. & PLANT, N. G. 2001. Intertidal beach slope predictions compared to field data. *Marine Geology*, 173 (1-4): 121-139.

MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G. S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira. Datação do máximo da penúltima transgressão. *Ciências da Terra*, 1: 16-17.

MARTINS, L. R. 2003. Recent sediments and grain-size analysis. *Gravel*, 1:90-105.

MARTINS, L. R. S.; GAMERMANN, N.; L. F.; TEIXEIRA, V. H. 1970. Sedimentologia da ilha de Santa Catarina – areias praias. *Boletim da Escola de Geologia*, 18:1-55.

MASSELINK, G. 1992. Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhone delta, southern France: a test of the “McLaren model”. *Journal of Coastal Research*, 8(2): 286–291.

MASSELINK, G. 1993. Simulating the effects of tide range on beach morphodynamics. *Journal of Coastal Research*, SI 15:180-197.

MASSELINK, G. & LI, L. 2001. The role of swash infiltration in determining the beach face gradient: a numerical study. *Marine Geology*, 176:139–156.

MASSELINK, G. & PATTIARATCHI, C. B. 2001. Seasonal variation in nearshore processes and beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Marine Geology*, 172:242–263.

MASSELINK, G. & SHORT, A. D. 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9(3):785-800.

MAZZER A. M. 2007. Proposta metodológica de análise de vulnerabilidade da orla marítima à erosão costeira: aplicação na costa sudeste da ilha de Santa Catarina, Florianópolis-SC, Brasil. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 169p.

MCLAREN, P. 1981. An interpretation of trends in grain-size measurements: *Journal of Sedimentary Petrology*, 51:611-624.

MCLAREN, P. & BOWLES, D. 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55:457-470.

MCLAREN, P., HILL, S. H., BOWLES, D. 2007. Deriving transport pathways in a sediment trend analysis (STA). *Sedimentary Geology*, 202(3): 469-498.

MCLAREN, P. & TUOMINEN, T. 1998. Sediment transport patterns in the lower Fraser River and Fraser Delta. In: Gray. C. & TUOMINEN T. (Eds). Environment Canada, Fraser River Action Plan, 1:81-92.

MELO FILHO, E. 1991. Projeto Sentinelas do Mar: instruções para efetuar as observações. Rio de Janeiro, COPPE, 12p.

MELO FILHO, E.; ALVES, J. H. G. M.; BARLETTA, R. C.; BRANCO, F. V.; FRANCO, D.; HAMMES, G. R.; PIMENTA, F. M.; MENDES, D. A. R., PRIDO, E., SALLES, C. E. A., SOUTO, A.C. 2003. A real-time, on-line coastal information program in Brazil. In: 6th INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL AND PORT ENGINEERING IN DEVELOPING COUNTRIES. Proceedings... Colombo, Sri Lanka.

MENEZES, J. T. 2002. Caracterização morfológica e sedimentar do segmento praiial Navegantes/Gravatá e sua ação sobre os esforços de recomposição da praia. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina. 114p.

MICHEL, D. 1997. Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. Université de Bordeaux I. Thèse de Doctorat, 160p.

MIGNOT, C. 1979. Manuel sue l'hydrodynamique sédimentaire e l'érosion et sédimentation du littoral, Première partie : Hydrodynamique sédimentaire. École Nationale des Travaux Publiques de l'État – Faculté des Sciences d'Orsay, Paris-Sud, 159.

MILESJ.R.; BUTT, T.; RUSSELL, P.E.2006. Swash zone sediment dynamics: A comparison of a dissipative and an intermediate beach. *Marine Geology*, 231:181–200.

MIOT DA SILVA, G. 2002. Efeito do estado de equilíbrio em planta na sedimentologia de praias desenvolvidas entre promontórios. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 134p.

MIOT DA SILVA, G. 2006. Orientação da linha de costa e dinâmica do sistema praia-duna: praia de Moçambique, Florianópolis, SC. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 290p.

MONTEIRO, M. A. 1992. Avaliação das condições atmosféricas de Florianópolis para controle da qualidade do ar. Monografia. Curso de graduação em Geografia. Departamento de Geociências. Universidade Federal de Santa Catarina. 69p.

MORENO, L. J. & KRAUS, N. C. 1999. Equilibrium shape of headland-bay beaches for Engineering design. *Proceedings of Coastal Sediments*.ASCE: p. 860-875.

MUEHE, D. 1994. Geomorfologia costeira. In: *Geomorfologia, uma atualização de bases e conceitos*. Ed. GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. São Paulo, Bertrand Brasil, 459p.

MUEHE, D. 1998. Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 46(2):157-169.

MUEHE, D. 2006. Erosão e progradação do litoral brasileiro. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, 476p.

NASA – 2004 - disponível em <http://pt.wikipedia.org/wiki> (acesso em 15/03/2011).

NEVES, C. F. & MUEHE, D. 2008. Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira. *Parcerias Estratégicas*, 27:217-295.

NICHOLLS, R. J. 1995. Coastal megacities and climate change. *GeoJournal* 37(3):369–379.

NIMER, E. 1989. *Climatologia do Brasil*. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro. 421p.

NORDSTROM, K. F. 1977. The use of grain size statistics to distinguish between high and moderate-energy beach environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47(3):1287-129.

OLIVEIRA, U. R. 2004. Comportamento morfodinâmico e granulometria do arco praiial Pântano do Sul-Açores, ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina. 102p.

OLIVEIRA, U. R. 2009. Relações entre a morfodinâmica e a utilização em trechos da costa oceânica da ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina. 244p.

PASKOFF R. 1985. *Les littoraux - impact des aménagements sur leur évolution*, Col. Géographie, Paris, Masson, 185 p.

PATSCH, K. & GRIGGS, G.B 2006. Littoral Cells, Sand Budgets, and Beaches: Understanding California's Shoreline. Institute of Marine Sciences, UCSC and California Department of Boating and Waterways. 39p.

PEIXOTO, J. R. V. 2005. A vegetação pioneira da duna frontal como indicador dos agentes morfodinâmicos da praia do Santinho, ilha de

Santa Catarina, Brasil. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina. 102p.

PEREIRA, C. S. 1994. Meteorologia. Diagnóstico Ambiental Oceânico Costeiro das Regiões Sul e Sudeste do Brasil. Volume II. PETROBRÁS. 243-347.

PERK, L. M. 2006 Itapocú Inlet, Brazil, A study of the hydrodynamics and morphology. Master of Science Thesis. Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI)/ Delft University of Technology (TU Delft), 133P.

PETHICK, J. 1984. An Introduction to coastal geomorphology, London, Edward Arnold, 260 p.

PETRÓLEO BRASILEIRO S/A – PETROBRÁS. 1998. Estudos ambientais em áreas oceânicas e costeiras no sul do país. Relatório Técnico (UFSC, URGs, FURG, UFPR).

PETRÓLEO BRASILEIRO S/A – PETROBRÁS. 1999. Desassoreamento do atracadouro da Transpetro - São Francisco do Sul e recuperação da praia da Enseada. Relatório Técnico.

PETRÓLEO BRASILEIRO S/A – PETROBRÁS. 2003. Diagnóstico ambiental na área de influência do emissário submarino do terminal da Petrobras em São Francisco do Sul, SC. Relatório Técnico.

PILKEY, O. & COOPER, A. 2002. Longshore transport volumes: a critical view. *Journal of Coastal Research*, SI 36:572-580.

PLUMMER, C. C. & DAVID, M. 1985. *Physical Geology*. Wm. C. Brown Publishers, 1985.

PRANZINI, E. & ROSAS, V. 2007. Pocket beach response to high energy - low frequency floods (Elba island, Italy). *Journal of Coastal Research*, SI50:969 - 977.

RIS, R. C., HOLTHUIJSEN, L. H. AND BOOIJ, N. 1999, A third-generation wave model for coastal regions, Part II: Verification, *Journal of Geophysical Research*, 104 :7667-7681.

ROELVINK, J.A. & STIVE, M. J. F. 1989. Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach. *Journal of Geophysical Research*, 94(C4):4785-4800.

SANTOS, C.R. 1995. Interrelação entre a dinâmica da vegetação "pioneira" e os padrões morfosedimentológicos sazonais na Praia da Joaquina, Ilha de Santa Catarina, Brasil. Dissertação de Mestrado. UFSC, Florianópolis.

SASAKI, T. & HORIKAWA, K. L. 1975. Nearshore current system on a gently sloping bottom. *Costal Engineering*, 18:123-142.

SAVAGE, R. P. 1962. Laboratory determination of littoral transport rates. *Journal of the Waterway and Harbours Division*, 2:69-92.

SCHETTINI, C. A. F.; CARVALHO, J. L. B.; JABOR, P. 1996. Comparative hydrology and suspended matter distribution of four estuaries in Santa Catarina state - southern Brazil. In: WORKSHOP ON COMPARATIVE STUDIES OF TEMPERATE COAST ESTUARIES. Proceedings... Bahia Blanca, 29-32p.

SENGUPTA, S.; DAS, S.S. & MAJI, A. K. 1999. Sediment transport and sorting process in streams. *Pinsa*, 65 (A2):167-206.

SHEPARD, F. P. 1950. Beach cycles in southern California. U.S. Army Corps of Engineers. Beach Erosion Board Tech. Memo., (20):1-26.

SHEPARD, F. P. 1963. Submarine geology. New York (Harper and Row), second edition, 557 p.

SHEPARD, F. P. & D. L. INMAN. 1950. Nearshore circulation related to bottom topography and wave refraction. *Transactions American Geophysical Union*, 31(4):555 – 565.

SHORT, A. D. 1979. Three dimensional stage beach model. *Journal of Geology*, 87:553-571.

SHORT, A. D. 1980. Beach response to variations in breaker height. In: 17th INT. CONF. COASTAL. ENG. Proceedings... Sydney, pp.1016-1035.

SHORT, A. D. 1996. The role of wave height, period, slope, tide range and embaymentisation in beach classifications: a review. *Revista Chilena de Historia Natural*,69: 598–604.

SHORT, A. D. 1999. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Chichester: John Wiley & Sons. 379p.

SHORT, A. D. 2006. Australian beach systems—nature and distribution. *Journal of Coastal Research*,22(1): 11–27.

SHORT, A.D. & AAGAARD, T. 1993. Single and multi-bar beach change models. *Journal of Coastal Research*, 15(SI):141-157.

SHORT, A. D. & HESP, P.A. 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology*, 24:259-284.

SHORT, A.D. & NI, M. 1997. Regional beach characteristics of the New South Wales coast. Institute of Australian Geographers and New Zealand Geographers Society Joint Conference. 143p.

SHORT, A. D. & WRIGTH, L.D. 1983. Physical variability of sandy beaches. In: MCLACHLAN, A. & ERASMUS, T. (Eds.) *Sandy beaches as ecosystems*: 133-144.

SIEGLE, E. & ASP, N. A. 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, 55(2):109-120.

SILVESTER, R. 1960. Stabilization of sedimentary coastlines. *Nature*, 188: 467-469.

SILVESTER, R. 1974. *Coastal Engineering*. Vol. II, Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Publ. Co.

SILVESTER, R. & HO, S. K. 1972. Use of crenulated-shaped bays to stabilize coasts. In: 13th INT. CONF. ON COASTAL ENGINEERING. *Proceedings...* American Society of Civil Engineers, pp. 1347-65.

SILVESTER, R., & HSU, J. R. C. 1993. *Coastal stabilization: innovative concepts*. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ.

SILVESTER, R.; TSUCHIYA, Y.; SHIBANO, Y. 1980. Zeta bays, pocket beaches and headland control. In: INTERNATIONAL COASTAL ENGINEERING CONFERENCE, 17., Proceedings...ASCE, 2:1306-19.

SIMÓ, D. H. 2003. Caracterização e distribuição espacial das "ressacas e áreas de risco na ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. Monografia. Curso de graduação em geografia. Universidade Federal de Santa Catarina. 130p.

SMITH E. R. 2006. Longshore sediment transport rate calculated incorporating wave orbital velocity fluctuations. Texas A&M University. PhD Thesis, 235p.

SMITH, E. R.; EBERSOLE, B. A.; WANG, P. 2004. Dependence of total longshore sediment transport rates on incident wave parameters and breaker type. USACE, Vicksburg, USA. Coastal and Hydraulics Engineering. Technical Note, CHETN-IV-62, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.

SOARES, C. R. 1996. Caracterização batimétrica e sedimentológica da praia da Enseada (ilha de São Francisco do Sul, SC). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. Resumos expandidos... Salvador: SBG.

SOMMERFELD, B. G.; MASON, J. M.; KRAUS, N. C.; LARSON, M. 1994. "BFM: Beach Fill Module, Report 1, Beach Morphology Analysis Package (BMAP) – User's Guide". Coastal Engineering Research Center Instruction Report CERC 94-1, March, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, prepared for Headquarters, US Army Corps of Engineers, Washington DC.

SONU, J. C. 1973. Three dimensional beach changes. Journal of Geology, 81: 42-64.

SOUZA, M. C.&ANGULO, R. J. 1997. Variações na morfologia costeira do município de Itapoá (SC), no período de 1978 a 1995. In: . CONGRESSO ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO,6, 1997, Curitiba. Resumos Expandidos... Curitiba: ABEQUA. 1:137-141.

SOUZA, M. C. & ANGULO, R. J. 1999. Variações da linha de costa ao longo das praias de Itapoá e os eventos de El Nino e La Nina. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7, 1999, Porto Seguro, Anais. Porto Seguro: ABEQUA em CD-ROM.

SOUZA, M. C. DE; ANGULO, R. J.; PESSEDA, L. C. R. 2001. Evolução paleogeográfica da planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. Revista Brasileira de Geociências, 31(2):223-230.

STECH, J. L & LORENZETTI, J. A. 1992. The response of the south Brazil bight to the passage of wintertime cold fronts. Journal Geophysical Research, 97(66):9507-9520.

STRAHLER, A.H. 1951. Physical geography. New York: John Wiley & Sons.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978. Quaternary marine formations of the state of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, Spec. Publ. São Paulo, IGCP/SBG. 55p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; FLEXOR, J-M. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências, 15: 273-286.

SUNAMURA, T. 1984. Quantitative predictions of beach face slopes. Geological Society of America Bulletin, 95:242-245.

SUNAMURA, T. 1988. Beach morphologies and their change. In: HORIKAWA, K., (ed.), Nearshore dynamics and coastal processes: theory, measurements and predictive models. Tokyo: University of Tokyo Press, pp.133-166.

TESSLER, M. G. & GOYA, S. C. 2005. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. Revistado Departamento de Geografia, 17:11-23.

TOLDO JR, E.; MEDEIROS, R. K. 1986. Programa Interpola em Linguagem Basic para Análise Estatística de Propriedades Texturais. Revista Pesquisas, Porto Alegre, 18:91-100.

TONK, A. & MASSELINK G. 2005. Evaluation of longshore transport equations with OBS sensors, streamer traps and fluorescent tracer. Journal of Coastal Research, 21(5): 915-931.

TORRONTÉGUY, M. C. 2002. Sistema Joaquina – Morro das Pedras e praias adjacentes da costa leste da ilha de Santa Catarina: aspectos morfodinâmicos, sedimentológicos e fatores condicionantes. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina. 152p.

TRUCOLLO, E. C. 1998. Marés meteorológicas e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul – SC. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina. 100p.

TRUCOLLO, E. C. & MELO FILHO, E., 1997. Estudo da variaçãodos constituintes de maré ao longo da Baía da Babitonga -SC. In: Symposium on Waves and Tides, 2,1997,Arraial do Cabo. Proceedings. Arraial do Cabo: pp. IV-79.

TRUCOLLO, E. C. & MELO FILHO, E., SCHETTINI, C.A.F.,1996. Oscilação do nível do mar em resposta à forçantes meteorológicas em São Francisco do Sul - SC: Evento de Julho de 1996. In: Simpósio sobre Oceanografia, 3, São Paulo, 1996. Resumos... São Paulo: IO-USP, p381.

USACE - U.S. Army Corps of Engineers. 2002. Coastal Engineering Manual. Engineer Manual 1110-2-1100.Washington, D.C. U.S. Army Corps of Engineers.

VAN RIJN, L.C. 2002. Longshore sand transport. In: 28th ICCE, Proceedings...Cardiff, 2439-2451.

VAN RIJN, L. C. & BOER, S. 2006. The effect of grain size and bottom slope on sand transport in the coastal zone. In: 30th ICCE, Proceedings...San Diego, California, USA.

VAN RIJN, L.C., WALSTRA, D.J.R., GRASMEIJER, B., SUTHERLAND, J., PAN, S. & SIERRA, J.P., 2003. The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models, *Coastal Engineering*, 47: 295-327

VARGAS, A.; RAABE, A. L. A.; KLEIN, A. H. F. 2002. Sistema computacional para aplicação do modelo parabólico de praias de enseada. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 3(1):11-19.

VEADO, R. W. ad-V; ALVES, E. F. C.; MIRANDA JR., G. X. *Clima*. In: KNIE, J. W.

Atlas ambiental da região de Joinville: Complexo hídrico da Baía da Babitonga. Florianópolis: FATMA/GTZ, 2002, 144p.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, J. L.; LOSS, E. L.; DEHNHARD, E. A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F. A.; DEHNHARD, B. A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4:79-97.

VOULGARIS G., SIMMONDS D., MICHEL D., HOWA H., COLLINS M. B.; HUNTLEY D. A. 1998. Measuring and modeling sediment transport on a macro tidal ridge and runnel beach: an intercomparison. *Journal of Coastal Research*, 14(1):315-330.

WALKER, R.G., AND JAMES, N.P., 1992, *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, Ontario, 454p.

WANG, P., KRAUS, N.C., AND DAVIS, R.A.Jr. 1998. Total Longshore Sediment Transport Rate in the Surf Zone: Field Measurements and Empirical Predictions, *Journal of Coastal Research*, 14(1):269-282.

WANG, P.; EBERSOLE, B.A.; SMITH, E. R. 2002. Longshore sand transport – initial results from large-scale sediment transport facility. *Coastal and Hydraulics Engineering Technical Note*, CHETN-II-46, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.

WATTS, G. M. 1953. A study of sand movement at South lake worth inlet, Florida. Beach Erosion Board Technical. Memorandum. No. 42, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.

WHITE, T.E., 1987. Nearshore Sand Transport. Ph.D. diss., University of California, San Diego.

WHITE, T.E., 1998. Status of measurement techniques for coastal sediment transport. *Coastal Engineering*, 35, 17–45.

WHITE, T. E. & INMAN, D. L. 1989. Transports determination by tracers. In: SEYMOUR, R. J. (ed.) *Nearshore Sediment Transport*, Plenum press, 115-128.

WOODROFFE, C. D. 2002. *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge: Cambridge University Press. 623p.

WRIGHT, L.D. 1985. Elementary notes concerning the physical energy regime of coastal zone. Department of Geological Oceanography. School of Marine Science, Virginia Institute of Marine Science of the College of William and Mary.

WRIGHT, L. D. & SHORT, A. D. 1983. Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. In: KOMAR, P. D. (ed.) *Handbook of coastal processes and erosion*. Boca Raton, CRC Press, p.35-64.

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

WRIGHT, L. D. & THOM, B. G. 1977. Coastal depositional landforms, a morphodynamics approach. *Progress in Physical Geography*, 1:412-459.

WRIGHT, L. D.; GUZA, R. T.; SHORT, A. D. 1982. Dynamics of a high energy dissipative surf zone. *Marine Geology*, 45(1-2):41-62.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D.; GREEN, M. O. 1985. Short term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. *Marine Geology*., 62(3-4):339-364.

WRIGHT, L. D.; THORN, B. G.; CHAPPELL, J. 1978. Morphodynamic variability of high energy beaches. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL ENGINEERING, 16th. Hamburg, 1978. Proceedings... Hamburg, ASCE. p. 1180-1194.

WRIGHT, L. D.; CHAPPELL, J.; THOM, B. G.; BRADSHAW, M. P.; COWEEL, P. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems, Southeast Australia. *Marine Geology*, 32:105-140.

YASSO, W. E. 1965. Plan geometry of headland bay beaches. *Journal of Geology*, 73:702-714.

YASSO, W. E. 1966. Formulation and use offluorescent tracer coatings in sediment transport studies. *Sedimentology*, 6:287-301.

ZEMBRUSCKI, S. G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: CHAVES, H. A. F. (Ed.). Relatório Final, Série Projeto REMAC. PETROBRAS/CENPES/DINTEP, Rio de Janeiro, 177p.

ZENKOVITCH, V. P. 1960. Fluorescent substances as tracers for studying the movement of sand on the sea bed. *Experiments Conducted in the U.S.S.R., Dock and Harbor Authority*, 40:280-283.