

Fernando Alvim Veiga

**SEDIMENTOLOGIA, MORFOLOGIA & DINÂMICA DA FACE DA  
COSTA NO LITORAL CENTRAL DO ESTADO DO PARANÁ.**

Dissertação apresentada ao curso de Pós-graduação em Geologia Ambiental do Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do grau de mestre.

Orientador: Prof. Dr. Rodolfo José Angulo.  
Co-orientador: Prof. Dr. Eduardo Marone.

CURITIBA  
2004

***Para Raquel, Lia e Enzo, sem o  
apoio dos quais esta jornada  
seria bem mais árdua.***

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Prof. Dr. Rodolfo José Angulo, além de um excelente orientador, um grande amigo e incentivador, sempre pronto a partilhar seu grande conhecimento e ajudar a encontrar as soluções para os problemas que surgiram ao longo desta jornada.

Ao Prof. Dr. Eduardo Marone pelo incentivo, sugestões e atenção que me concedeu, fazendo com que o trabalho fosse desenvolvido de maneira proveitosa.

Ao Prof. Msc. Carlos Roberto Soares, que desde os tempos de graduação é um excelente amigo, que me recebeu no Laboratório de Oceanografia Geológica onde sempre me senti em casa.

Ao Prof. Dr. Frederico Pereira Brandini, que sempre apoiou este trabalho com todos os meios disponíveis, auxiliando muito na sua conclusão.

Ao Prof. Dr. Maurício de Almeida Noernberg, que sempre foi acessível para o esclarecimento das dúvidas que surgiam repentinamente.

Aos colegas do LOGEO, Alfredo, Lydio, Marcelo e Carrilho, pelas discussões científicas proveitosas e pelo ambiente de trabalho alegre e divertido, mesmo frente às adversidades pelas quais passamos juntos.

A Guisi e Rafaela pelo auxílio nas atividades laboratoriais sem o qual seria difícil a conclusão deste trabalho.

A estimada colega Maria Cristina, pela paciência e disposição em ajudar a qualquer momento em que eu a interrompia em seu trabalho.

A todos os funcionários do Centro de Estudos do Mar, sempre prontos a auxiliar na logística necessária para a realização deste estudo.

Aos amigos que fiz no CEM, sem os quais estes anos teriam sido bem mais difíceis, em especial ao Orlei, Fabian, Clécio, Luizão, Murilo e Rangel.

À minha amada esposa Raquel, sem a qual eu não teria a tranqüilidade de realizar as diversas viagens necessárias à conclusão deste trabalho, sabendo que os filhos encontravam-se sob seu dedicado cuidado.

A meus amados filhos Lia e Enzo, por tornarem a vida mais alegre e encherem meu coração de amor e ternura, dando um sentido maior a esta vida.

A meu pai Luiz Alberto, a quem devo muito e que não pôde ver este dia chegar.

Às minhas irmãs Thelma, Cláudia e Sônia que nunca deixam que o sentimento de família se apague em nossos corações.

À minha amada mãe Maria, que sempre me apoiou nos momentos mais difíceis da vida, com paciência, carinho e amor. Sem este apoio, não seria possível me dedicar à pesquisa, atividade que tanto me traz prazer.

## SUMÁRIO

LISTA DE ABREVIATURAS & SÍMBOLOS	i
LISTA DE FIGURAS	ii
LISTAS DE TABELAS	xi
LISTA DE QUADROS	xi
LISTA DE ANEXOS	xi
RESUMO	xii
ABSTRACT	xiii
1.INTRODUÇÃO	1
1.2.OBJETIVOS	2
1.3.LOCALIZAÇÃO	2
2.FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	4
2.1. LIMITES FÍSICOS E A TERMINOLOGIA ADOTADA	4
2.2. O CONCEITO DE EQUILÍBRIO EM PLATAFORMAS CONTINENTAIS	6
2.3. A REGRA DE BRUUN	8
2.4. AS VARIAÇÕES RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR	10
2.5. PADRÕES DE FÁCIES EM PLATAFORMAS CONTINENTAIS	11
2.5.1. O CONCEITO DE SELEÇÃO PROGRESSIVA	11
2.5.2. FLUXO E ESTRATIFICAÇÃO EM PLATAFORMAS	13
2.6. SEDIMENTOS	17
2.7. BALANÇO SEDIMENTAR	18
2.8. CORRENTES	20
2.9. ONDAS	22
2.10. FORMAS DE FUNDO	24
3.CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	26
3.1.A PLANÍCIE COSTEIRA ADJACENTE	26
3.2.VARIAÇÕES RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR	29
3.3.A FACE DA COSTA	30
3.4.CORRENTES	31
3.5.ONDAS	33
3.6.MARÉS	33
3.7.CLIMA	34
3.8.VENTOS	34
3.9.PRECIPITAÇÕES	35
3.10.TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA REGIÃO	36
4. MATERIAIS & MÉTODOS	38
4.1. BATIMETRIA	38
4.2. AMOSTRAGEM DE SEDIMENTOS DE FUNDO	38
4.3. FORMAS DE FUNDO	40
4.4. ESTRUTURAS SEDIMENTARES	41
4.5. ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS	43
4.6. GERAÇÃO DO BANCO DE DADOS	44
4.7. SONDAGENS	44

4.8. DATAÇÕES AO <sup>14</sup> C	47
4.9. IMAGENS DE SONAR DE VARREDURA LATERAL - SIDESCAN	47
5. RESULTADOS OBTIDOS	48
5.1. MAPA BATIMÉTRICO	48
5.2. SEDIMENTOLOGIA	49
5.2.1.MÉDIA GRANULOMÉTRICA	49
5.2.2.OBSERVAÇÃO EM LUPA	53
5.2.3.GRAU DE SELEÇÃO	54
5.2.4.HISTOGRAMAS	55
5.2.5.INVESTIGAÇÃO DAS JAZIDAS DE AREIA MÉDIA A GROSSA	57
5.2.5.1.SONAR DE VARREDURA LATERAL - <i>SIDESCAN</i>	57
5.2.5.2.CUBAGEM DAS JAZIDAS DE AREIA MÉDIA A GROSSA	61
5.2.6.ASSIMETRIA	63
5.2.7.MATÉRIA ORGÂNICA	65
5.2.8.CARBONATOS	66
5.3. FORMAS DE FUNDO & ESTRUTURAS SEDIMENTARES	67
5.3.1. FORMAS DE FUNDO	67
5.3.2.ESTRUTURAS SEDIMENTARES	71
6. DISCUSSÃO	83
6.1. BATIMETRIA	83
6.2.O LIMITE EXTERNO DA FACE DA COSTA	83
6.3. SEDIMENTOS	84
6.4. FORMAS DE FUNDO	87
6.4.1.FORMAS DE FUNDO	87
6.4.2.ESTRUTURAS SEDIMENTARES	88
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
ANEXOS	102

## **LISTA DE ABREVIATURAS & SÍMBOLOS**

A.P. - Antes do presente.

APPA - Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina.

CEM - Centro de Estudos do Mar.

DGPS - Differential Global Positioning System

DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação.

GPS - Global Positioning System.

IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A

LECOST - Laboratório de Estudos Costeiros

LFM - Laboratório de Física Marinha.

LOGEO - Laboratório de Oceanografia Geológica.

NRM - Nível relativo do mar.

UFPR - Universidade Federal do Paraná.

UTM - Universal Transversal Mercator.

$\Phi$  - phi - escala granulométrica.

## LISTA DE FIGURAS

## PÁGINA

- Figura 1 - Localização e acessos à área de estudo. 03
- Figura 2 - Subdivisões da plataforma continental. A base de ondas é a profundidade máxima de alcance dos movimentos oscilatórios (modificado de LESSA, 2000). 05
- Figura 3 - Exemplo das relações entre as variáveis Q e P no perfil da plataforma continental. A - Um aumento no suprimento de sedimentos (Q) pode tornar o perfil da plataforma mais raso. B - Um aumento no transporte de sedimentos (P) pode torná-lo mais profundo (modificado de SWIFT & THORNE, 1991). 07
- Figura 4 - Geometria de um prisma crescente de sedimentos em margem continental com números indicando as sucessivas posições da superfície deposicional (Modificado de SWIFT & THORNE, 1991). 07
- Figura 5 - A Regra de Bruun - translação da praia *s* causada por um aumento do NRM *a* causando a deposição de sedimentos ao longo do perfil com espessura *a* tentando atingir novo equilíbrio (modificado de BRUNN, 1983). 08
- Figura 6 - Diferentes esquemas para diferentes perfis aplicando-se a Regra de Bruun. A - Reação de uma plataforma extensa à elevação do NRM. B - Reação de uma plataforma estreita à elevação do NRM. C - Perfil contendo declive deposicional (herança geológica) em resposta à elevação do NRM (modificado de BRUUN, 1983). 09
- Figura 7 - Modelo de Markov para seleção progressiva. A) Perfil da plataforma com nove estações. B) A chave de Markov consiste em estações de transição (círculos), estações armadilhas (quadrados) e os caminhos de transição. C) Distribuição de frequência da granulometria limite para cada estação de aprisionamento. D) Variação da média e desvio padrão dos dados computados (modificado de SWIFT *et al.*, 1972). 12

Figura 8 - Modelo de deposição durante evento de tempestade. A medida em que a corrente aumenta, o leito é erodido e o sedimento em suspensão é transportado pelo fluído junto ao fundo. Com a diminuição da energia o sedimento redeposita como camada gradacional. A inconformidade indica a base de erosão das correntes durante o máximo de energia do ambiente (modificado de NIEDORODA *et al.*, 1989; depois de SWIFT & THORNE, 1991). 13

Figura 9 - Representação esquemática da zona de mistura e bioturbação sobre a camada de soterramento permanente que conteria o registro gravado na fita da história da deposição das camadas (modificado de NITTROUER & STERNBERG, 1981). 14

Figura 10 - Diagrama esquemático dos padrões de estratificação dominados por tempestade na face da costa. As mudanças nos padrões de estratificação da praia para a face da costa distal refletem a diminuição da taxa de acumulação e do poder de retrabalhamento mar afora (modificado de NIEDORODA *et al.*, 1989). 15

Figura 11 - Representações de box-corers e diagrama representando as relações entre a granulometria e o índice de força de onda na costa Atlântica da América do Norte (modificado de SWIFT *et al.*, 1991). 16

Figura 12 - Fontes de sedimentos nas bacias oceânicas. (TEIXEIRA *et al.*, 2000). 18

Figura 13 - Principais componentes envolvidos na determinação do balanço sedimentar (Modificado de KOMAR, 1998). 19

Figura 14 - Refração de ondas em águas rasas (modificado de PETHICK, 1984). 20

Figura 15 - Representação da correlação entre o ângulo de incidência ( $\theta$ ) dos trens de onda e a corrente resultante. A - Trens paralelos à costa tendem a desenvolver células de circulação dominadas pelas correntes de retorno ( $\theta = 0^\circ$ ). B - Com o aumento do ângulo  $\theta$  as células inclinam-se. C - Trens oblíquos formam correntes paralelas à linha de costa ou de deriva litorânea (modificado de SWIFT & THORNE, 1991). 21



Figura 16 - Interrelação entre as correntes, o transporte e a deposição de sedimentos em uma costa sem a presença de rios importantes. A - diagrama ilustrando os mecanismos dinâmicos básicos. B - diagrama esquemático do sistema de dispersão de sedimentos ilustrando a diminuição do diâmetro médio e a seleção progressiva fluxo abaixo (AMG=areia muito grossa; AG=areia grossa; AM=areia média; AF=areia fina; AMF=areia muito fina) (modificado de SWIFT & THORNE, 1991). 22

Figura 17 - Perfil e mapa ilustrando como os movimentos circulares simétricos e assimétricos das ondas podem afetar as formas de fundo. A - Movimentos circulares em águas profundas correspondem a formas de ondas simétricas. Movendo-se em direção à costa, tornam-se assimétricas com movimentos elípticos que tocam o fundo, transportando sedimentos para ambos os lados. B - Mapa correspondente ao perfil mostrando as formas de fundo associadas às formas da onda (modificado de CLIFTON, 1976). 23

Figura 18 – Corte longitudinal de uma forma de leito mostrando as estruturas sedimentares internas (Modificado de LESSA, 2000). 24

Figura 19 - Tipos de formas de leito segundo sua geometria (Modificado de LESSA, 2000). 25

Figura 20 - Mapa geológico simplificado da porção central da planície costeira paranaense (modificado de ANGULO, 1992; depois de LESSA *et al.*, 2000). 27

Figura 21 - Modelo de evolução da planície costeira paranaense proposto por LESSA *et al.* (2000). 28

Figura 22 - Modelo de evolução da barreira holocênica proposto por SOUZA *et al.* (2003) para a região de Paranaguá. 29

Figura 23 - Curvas propostas para a região do estudo por: A) SUGUIO *et al.* (1985); B) ANGULO & SUGUIO (1995) e ANGULO & LESSA (1997) (Modificado de LESSA *et al.*, 2000). 30

Figura 24 - Imagem de satélite Landsat 7 mostrando as plumas de sedimento causadas pela ação das correntes de retorno. A - Detalhe da imagem onde podem ser identificadas as correntes de retorno e as mega-correntes de retorno ( <i>mega rips</i> ) (modificado de NOERNBERG, 2001).	32
Figura 25 - Diagrama das direções do vento em Pontal do Sul. Fonte: Laboratório de Física Marinha - CEM. (NOERNBERG, 2001).	34
Figura 26 - Precipitação mensal (mm) em Pontal do Sul no ano de 2000. (Dados do Laboratório de Física Marinha do Centro de Estudos do Mar).	35
Figura 27 - Aspecto do amostrador de busca a fundo tipo <i>Petite Ponar</i> .	38
Figura 28 - Localização dos pontos de amostragem de sedimentos.	39
Figura 29 - Localização dos pontos de observação de formas de fundo e amostragem com box-corer.	41
Figura 30 - Testemunhador tipo <i>box-corer</i> modelo D-2, para amostragem de sedimento submerso inconsolidado (Foto: Logeo).	42
Figura 31 - Amostra limpa na bandeja.	43
Figura 32 - Peeling retirado da amostra.	43
Figura 33 - Peeling após lavagem em água corrente. Observar que a imagem obtida é o espelho da original.	43
Figura 34 - Localização das jazidas escolhidas para cubagem e do ponto de sondagem na lama próxima à costa.	45
Figura 35 - Detalhamento dos pontos de sondagem na jazida Matinhos.	45
Figura 36 - Detalhamento dos pontos de sondagem na jazida Currais.	46

Figura 37 - Características batimétricas da área de estudo.	48
Figura 38 - Relevo do fundo oceânico na área de estudo com marcas nas feições mais destacadas. Exagero vertical de 600X.	49
Figura 39 - Ocorrência das amostras segundo a classificação nominal de FOLK & WARD (1957). (sg = silte grosso; amf = areia muito fina; af = areia fina; am = areia média; ag = areia grossa).	50
Figura 40 - Distribuição da média granulométrica nos sedimentos de fundo da face da costa da porção central do litoral paranaense, segundo a classificação nominal de FOLK & WARD (1957), baseada no diâmetro médio.	51
Figura 41 - Distribuição dos teores de finos (silte+argila) nos sedimentos de fundo da face da costa da porção central do litoral paranaense.	52
Figura 42 - Classificação dos sedimentos da face da costa na porção central do litoral paranaense segundo a classificação de SHEPARD (1954).	53
Figura 43 – Grau de seleção dos sedimentos da face da costa na porção central do litoral paranaense.	54
Figura 44 - Histogramas típicos das areias finas e muito finas do delta.	55
Figura 45 - Histogramas típicos das areias muito finas próximas à costa com teores de finos entre 10 e 40%.	55
Figura 46 - Histogramas típicos das areias médias e grossas.	56
Figura 47 - Histogramas típicos das areias finas da faixa dos 10 a 15 m de profundidade.	56

- Figura 48 - Histogramas típicos das areias finas a muito finas das barras. 56
- Figura 49 – A: mapa de localização da área de estudo mostrando o local dos perfis.  
B: detalhamento do percurso da embarcação. 58
- Figura 50 – Registro do ponto A0840 onde pode ser observado um corpo de areia média a grossa com mais de 100 m de extensão evidenciado pela presença de marcas de ondas em contato com fundo liso composto por areia fina. As feições salientes presentes na parte superior da figura são recifes artificiais. 59
- Figura 51 – Registro do ponto B0576 onde se observa na parte inferior, próximo ao trilho da passagem da embarcação, um corpo de areia média a grossa com cerca de 30 m de extensão por 15 m de largura. Na parte superior podem ser vistos grupamentos de recifes artificiais. 59
- Figura 52 – Registro do ponto B0987 onde pode ser observado corpo de areia média a grossa na parte superior. 60
- Figura 53 – Registro do ponto B0153 onde pode ser observado corpo de areia média a grossa na parte inferior. 60
- Figura 54 – Registro do ponto D0310 onde observa-se um corpo de forma linguóide alongada com cerca de 50 metros de largura em seu eixo mais estreito, estendendo-se por mais de 100 metros quando começa a alargar-se, perdendo-se a continuidade do registro. A orientação aproximada do eixo maior visível deste corpo é N-S, oblíqua à direção da linha de costa NE-SW na região. 61
- Figura 55 - Representação do plano inferior, gerado a partir das profundidades de ocorrência de areia média e grossa, da jazida Matinhos com os volumes calculados. 62
- Figura 66 - Representação do plano inferior, gerado a partir das profundidades de ocorrência de areia média e grossa, da jazida Currais com os volumes calculados. 63

- Figura 57 – Assimetria dos sedimentos da face da costa na porção central do litoral paranaense. 64
- Figura 58 – Teor de matéria orgânica presente nos sedimentos da face da costa na porção central do litoral paranaense. 65
- Figura 59 – Teores de carbonato nos sedimentos da face da costa na porção central do litoral paranaense. 66
- Figura 60 – marcas de ondas com cristas alongadas alturas de 45 cm e comprimento de cerca de 1,50 metro observadas no ponto C1 a 19 metros de profundidade. 67
- Figura 61 – Detalhamento das marcas de onda do ponto C1. 68
- Figura 62 – marcas de ondas irregulares do ponto A3 com comprimento de 53 cm e altura de 9 cm observadas a 12 metros de profundidade. 68
- Figura 63 - Marcas onduladas simétricas cruzadas do ponto A2. Comprimento de onda de 27 cm e altura 4 cm, cristas orientadas para N45E. Marcas interiores menores com comprimento de onda de 4 cm e altura 1 cm com cristas orientadas para S80E. Observação realizada a 12 metros de profundidade. 69
- Figura 64 - Amostra retirada a 16 metros de profundidade, composta de areia fina com estruturas cruzadas truncadas e plano-paralelas na parte inferior direita que encontra-se melhor preservada. Observa-se concentração de grânulos e fragmentos de conchas (pontos pretos no desenho) sobre as estruturas preservadas. Os 12 cm superiores estão bioturbados. 73
- Figura 65 - Amostra retirada a 12m de profundidade composta de areia fina com estruturas cruzadas planares com mais de 13cm de sets formando ângulo entre si de 55° presentes nos 13 cm inferiores. Após uma inconformidade erosiva a cerca de 7 cm de profundidade, ocorrem estruturas hummocky e cruzadas tangenciais na base. Note-se a pouca bioturbação presente na amostra. 73

Figura 66 - Amostra retirada a 12 metros de profundidade, composta de areia média, com estratificação cruzada de maior porte tendendo a tangencial na base, com abundância de grânulos de quartzo e fragmentos de conchas (pontos pretos no desenho).

74

Figura 67 - Amostra retirada a 11 m de profundidade, composta de areia muito fina. Camada inferior com 10 cm de espessura contendo bolas de lama resultantes do preenchimento de orifícios de bioturbação por material fino, com estruturas plano-paralelas evidenciadas por níveis de areia muito fina e níveis de silte intercalados. A camada superior encontra-se bioturbada.

74

Figura 68 - O testemunho do ponto A5 onde observa-se duas sequências similares de: (a) areia muito fina rica em silte e matéria orgânica, bastante bioturbadas, com os orifícios preenchidos por areia média a grossa; (b) inconformidade causada por evento erosivo; (c) laminações paralelas (a curvatura foi considerada causada pela extração do testemunho) com camadas centimétricas de areia muito fina e camadas milimétricas de silte. (d) detalhe no topo das camadas bioturbadas aparentemente ocorre estruturas de fluxo.

75

Figura 69 - Amostra retirada a 16 m de profundidade contendo em sua parte inferior areia média com lâminas de areia fina escura. Após inconformidade erosiva ocorre areia média sem estruturas aparentes com granodecrescência em direção ao topo.

76

Figura 70 - Amostra retirada a 14,5 m de profundidade composta na parte inferior por areia muito fina com bolas de lama, resultantes do preenchimento de orifícios de bioturbação por material mais fino, sem outras estruturas aparentes. Um nítido nível de conchas marca uma inconformidade erosiva. A disposição das conchas apresenta, em sua maioria, a concavidade para cima, também ocorrendo com a concavidade para baixo. Acima deste nível ocorre areia média onde pode ser observado granodecrescência em direção ao topo logo acima do nível de conchas

76

Figura 71 - Amostra obtida a 14 metros de profundidade composta por areia média e com fragmentos de conchas. Os vazios correspondem a conchas e orifícios de bioturbação preenchidos por material fino que foram perdidos na lavagem do material. 77

Figura 72 - Amostra retirada a 13 metros de profundidade composta de areia fina, com abundantes fragmentos de conchas. Orifícios de bioturbação preenchidos por lama tiveram o material perdido e encontram-se vazios. 77

Figura 73 - Amostra obtida a 11 metros de profundidade onde ocorre na porção inferior sedimento de cor mais clara. Acima deste ocorre nível de conchas a cerca de 17 cm do leito, provavelmente deformado durante a retirada do testemunho. Há evidências de estruturas hummocky e cruzadas truncadas e descontínuas de baixo ângulo na parte superior da amostra que é composta por areia fina com fragmentos de conchas abundantes. 78

Figura 74 - Resumo dos dados obtidos no perfil A com seu respectivo posicionamento ao longo do perfil batimétrico. 81

Figura 75 - Resumo dos dados obtidos no perfil B com seu respectivo posicionamento ao longo do perfil batimétrico. 82

## **LISTA DE TABELAS**

## **PÁGINA**

Tabela 1 - Variáveis envolvidas no balanço sedimentar costeiro (Modificado de KOMAR,1998). 19

Tabela 2 - Características mensais das ondas na costa paranaense entre 21/08/1982 e 21/01/1983 (PORTOBRÁS, 1983). 33

Tabela 03 - Parâmetros estatísticos segundo Folk & Ward das amostras retiradas com *box-corers* processadas no software Sysgran 2.4. 80

## **LISTA DE QUADROS**

## **PÁGINA**

Quadro 1 - Estrutura do banco de dados. 44

Quadro 2 – principais observações realizadas durante os trabalhos de campo. 70

Quadro 3 - Estruturas sedimentares observadas nas amostras retiradas com *box-corer*. 79

## **LISTA DE ANEXOS**

ANEXO I - Histogramas das amostras de sedimento coletadas ao longo dos perfis A até P. 102



## RESUMO

O objetivo deste trabalho é caracterizar a sedimentologia, a morfologia e a dinâmica da plataforma continental interna rasa paranaense entre as profundidades de 5 a 15 m entre os estuários de Guaratuba, ao sul e Paranaguá, ao norte da área de estudo. Informações batimétricas, análises granulométricas e determinação de teores de carbonato e matéria orgânica de amostras de sedimentos de fundo permitiram a geração dos mapas temáticos. Observações realizadas a partir de mergulho autônomo, coleta de *box-corers* e testemunhos, auxiliaram a interpretação da morfologia do fundo e da dinâmica do ambiente. Observou-se uma grande predominância de areia fina, porém a média granulométrica dos sedimentos varia do silte grosso até a areia grossa. Foram identificados cinco padrões distintos de sedimentos na área estudada: i) as areias fina e muito fina do delta de maré vazante associado à desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá; ii) as areias muito finas bimodais, com teores de finos entre 10 e 40 %, localizadas próximas à costa, iii) as areias média e grossa unimodais; iv) as areias finas na faixa dos 10 a 15 m de profundidade, unimodais menos selecionadas que as areias finas do delta de maré vazante; v) as areias finas a muito finas das barras do início da zona de arrebentação. A partir dos dados morfológicos e estruturas observadas foi possível determinar que a área em questão é dominada por tempestades, sendo as formas de fundo geradas por ondas. As estruturas sedimentares refletem a passagem de eventos episódicos de maior energia, com evidências de deposição em menor energia.

**Palavras-Chave:** sedimentos, plataforma interna, cerca de energia litorânea, formas de fundo, dinâmica costeira.

## **ABSTRACT**

The aim of this work is to characterize the sedimentology, morphology and dynamics of the shallow inner continental shelf between 5 and 15 m water depths of the State of Paraná between the Guaratuba (south) and Paranaguá (north) estuaries. Bathymetric data, grain size analysis and carbonate and organic matter contents of bottom sediments samples allowed to make thematic charts of this depositional environment. Scuba dive field observations, box-corers and pipe corers help the interpretation of bed forms and the dynamics of this environment. The predominance of fine sand is quite large; despite the mean grain size of the samples varies (coarse silt to coarse sand). Five different sediment patterns were identified at the study area: i) fine and very fine sands of the Paranaguá Estuarine Complex south inlet; ii) bimodal very fine sand with 10 to 40% rates of silt and clay that occurs near the coastline between 5 and 10 m water depths; iii) unimodal medium and coarse sand sediments; iv) fine sand sediments between 10 and 15 m water depths, unimodal but different than the delta fine sands because the distributions in more  $\Phi$  intervals; v) fine and very fine sands of the beach breaking bars zone. Morphological data and sediment structures allowed to define the area as a storm dominated coast and the bed forms as wave generated forms. Sedimentary structures reflects the action of high energy episodically events with evidences of fair weather waves condition deposition.

**Key words:** sediments, inner shelf, littoral energy fence, bed forms, coastal dynamics.

## 1. INTRODUÇÃO

A ocupação crescente da faixa litorânea do estado do Paraná e a necessidade de criação de alternativas econômicas para a população, têm causado um incremento no interesse pelos recursos marinhos assim como uma grande valorização e exploração imobiliária da orla marítima (LIMA *et al.*, 1998).

Todavia, as obras realizadas para suportar a crescente ocupação urbana têm sofrido danos constantes causados pelas variações da dinâmica costeira. Os prejuízos materiais decorrentes da erosão são bastante elevados e frequentemente poderiam ser evitados se medidas simples de prevenção tivessem sido tomadas (ANGULO & SOUZA, 1998 *in*: LIMA & NEGRELLE, ed., 1998).

Várias tentativas de criações controladas de mexilhões, vieiras, ostras e camarões, têm obtido sucesso em melhorar a qualidade de vida e a renda de comunidades litorâneas (MARENZI, 2004). A instalação de estruturas artificiais submersas (recifes artificiais marinhos) tem obtido bons resultados na criação de novos habitats para populações de peixes em regiões submersas rasas arenosas (BRANDINI *et al.*, 2003) Estas tecnologias e pesquisas mostram que há uma fonte de recursos disponíveis para as populações litorâneas que vem sendo ignorada, subestimada e inexplorada.

A importância do conhecimento da plataforma rasa no processo evolutivo de setores costeiros vem crescendo nas últimas duas décadas. Estudos evolutivos sobre barreiras em larga escala de tempo, têm que considerar o conhecimento detalhado desta região. Em menor escala de tempo, estudos relacionados a acreção e erosão de praias, devem considerar a modelagem da dinâmica atuante no ambiente de plataforma rasa. Projetos de alimentação artificial de praias ou exploração de jazidas submersas de areia também necessitam embasar-se em estudos aprofundados sobre a dinâmica atuante no ambiente de plataforma rasa, sem os quais, danos consideráveis podem ser desencadeados nos setores costeiros adjacentes (GRUBER, 2002).

Para que projetos desta natureza obtenham sucesso, é fundamental o estudo de áreas submersas rasas próximas à costa, muito pouco conhecidas em escala de detalhe no Estado do Paraná. Com esse intuito foi escolhida a área de estudo deste trabalho na plataforma continental interna rasa paranaense. Mais precisamente na porção da plataforma interna que vai da parte posterior da zona de surfe até a

profundidade de 15 metros, região que tem sua dinâmica regida pelos movimentos oscilatórios das ondas médias interagindo com o fundo (WALKER & PLINT, 1992).

## 1.2. OBJETIVOS

O objetivo do estudo é caracterizar a sedimentologia, a morfologia e a dinâmica da plataforma continental interna rasa do litoral do Estado do Paraná entre Pontal do Sul e Matinhos, sendo os objetivos específicos:

- a) Determinar as características dos sedimentos de fundo da plataforma continental interna rasa entre Pontal do Sul e Matinhos, gerando mapas temáticos dos parâmetros granulométricos analisados.
- b) Caracterizar as formas de leito presentes na plataforma continental interna rasa e suas relações com o regime de ondas.
- c) Descrever e interpretar as estruturas sedimentares presentes nos primeiros 20 cm abaixo do leito marinho.

## 1.3. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo abrange a plataforma continental interna rasa do litoral do Estado do Paraná, em frente à costa compreendida entre o Pontal do Sul e a Ponta de Matinhos num trecho de aproximadamente 32 km, tendo sido delimitada mar afora em uma linha paralela à costa limitada pelo Arquipélago de Currais totalizando uma área aproximada de 350 km<sup>2</sup> (figura 1).

As principais rodovias de acesso são: BR 277 Curitiba-Paranaguá e a partir desta pela PR-407 até Praia de Leste e Matinhos e pela PR-412 para Pontal do Sul (figura 1).

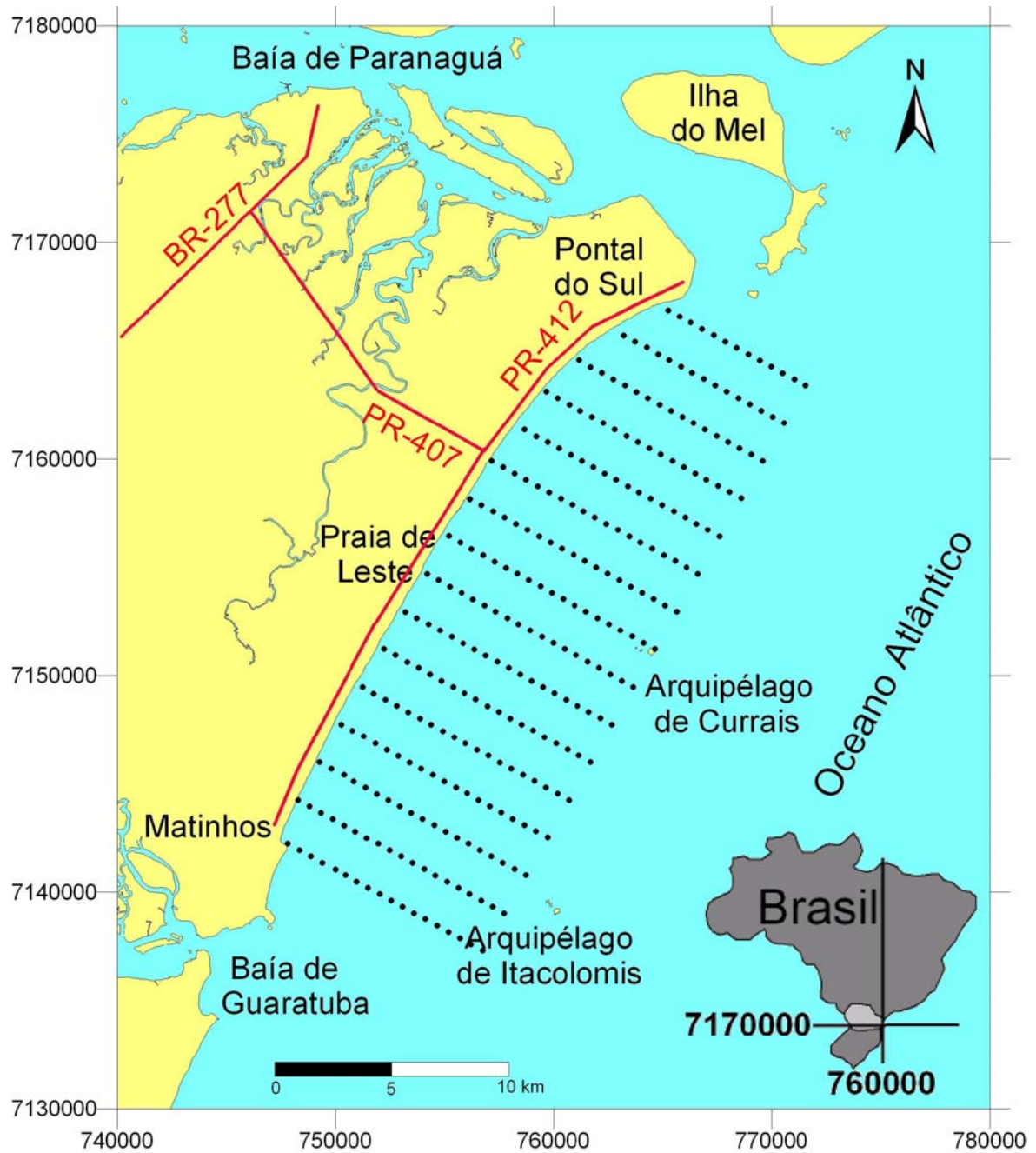


Figura 1- Localização e acessos à área de estudo.

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1. LIMITES FÍSICOS E A TERMINOLOGIA ADOTADA

As plataformas em geral podem ser definidas como superfícies marinhas pouco profundas, de extensão regional, podendo-se distinguir as continentais, insulares e plataformas de banco (SWIFT & THORNE, 1991).

O perfil da plataforma continental na costa sul-brasileira é considerado de gradiente suave, acompanha a planície litorânea e estende-se por dezenas de quilômetros, onde há a transição para a planície abissal (CHANG *et al.*, 1992). Situa-se, globalmente, em zona de margem continental passiva do tipo Atlântico, onde os processos de estiramento e rifteamento durante a formação da bacia propiciaram a formação de plataformas continentais de grandes dimensões (SEIBOLD & BERGER, 1993).

A nomenclatura e os critérios de divisão e subdivisão de um perfil costeiro já foram motivo de discussão entre diversos autores e não é o objetivo deste trabalho aprofundar esta discussão. Porém, é necessário definir a área de estudo, situada entre a parte posterior da zona de surfe até os 15 m de profundidade na plataforma continental interna, de acordo com a terminologia presente na literatura e, para isso, algumas considerações são feitas a seguir.

ANGULO (1997) propõe o termo *face litorânea* como sinônimo de *shoreface* estendendo-se desde o nível médio de maré baixa até o limite de interação das ondas de bom tempo com o fundo.

De acordo com TESSLER & MAHIQUES (2000) a região de estudo seria chamada de antepraia começando atrás da zona de surfe estendendo-se mar afora até o limite interno da plataforma continental interna, coincidindo com a definição de *shoreface* descrita por WALKER & PLINT (1992) que cita ainda que a profundidade de ação das ondas de bom tempo varia de 5 a 15 m dependendo do clima geral de ondas a que a bacia está sujeita. O limite externo da antepraia tem sido motivo de discussão frequente entre vários autores. GRUBER (2002) indica o fechamento da antepraia entre 15 e 20 m de profundidade para a região de Tramandaí (Rio Grande do Sul). Porém, SUGUIO (1998) descreve a antepraia como a região da praia entre o limite superior da preamar e a linha de baixa-mar ordinária.

Para simplificar a questão adota-se neste trabalho o termo **face da costa** para este setor costeiro em uma tradução simples do termo "*shoreface*" de acordo com WALKER & PLINT (1992). A face da costa estaria entre a zona de surfe e a

profundidade de alcance dos movimentos orbitais das ondas de bom tempo, sendo portanto, uma região delimitada por mecanismos hidrodinâmicos, cuja extensão depende diretamente do clima de ondas (WALKER & PLINT, 1992) (figura 2).

O limite externo da área foi definido neste trabalho (por questões de logística e segurança) como uma linha paralela à linha de costa que passa pelo arquipélago de Currais, distante cerca de 11 km da costa e próximo a isóbata de 15 m.

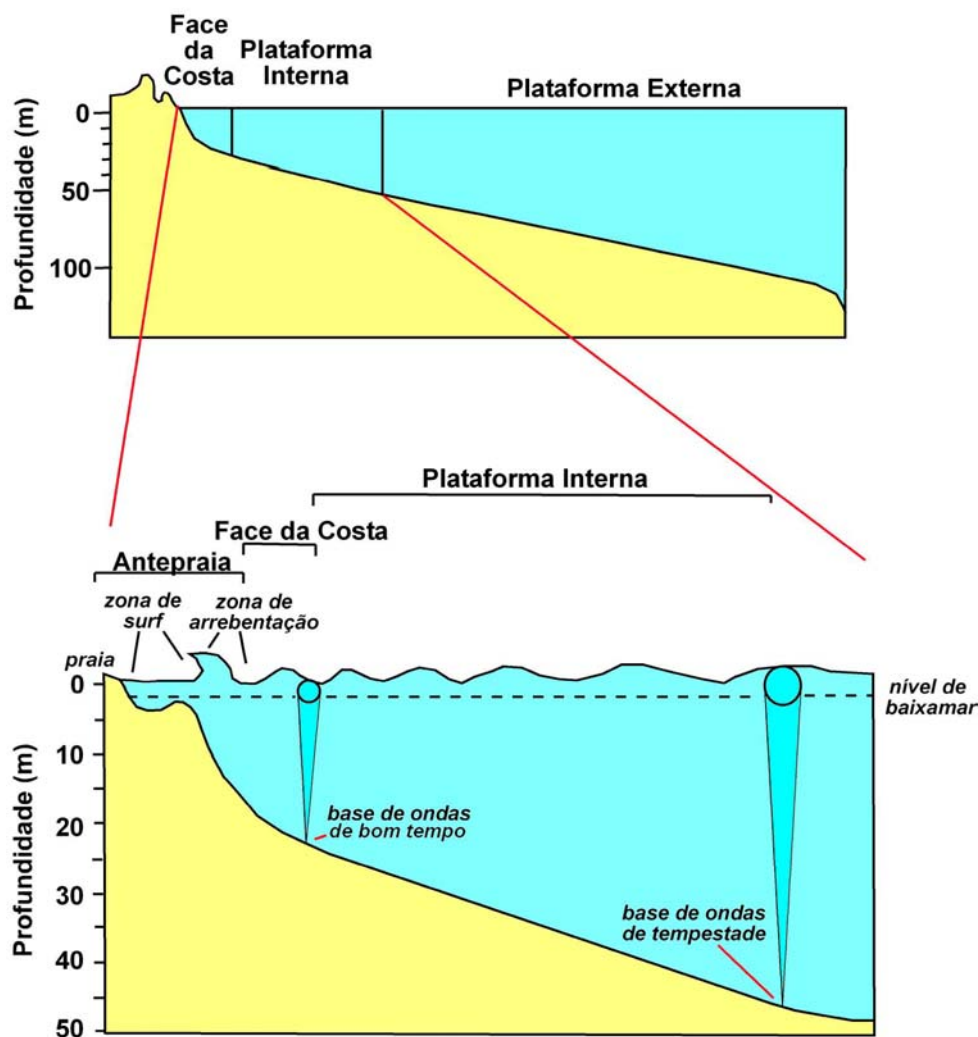


Figura 2 - Subdivisões da plataforma continental. A base de ondas é a profundidade máxima de alcance dos movimentos oscilatórios (modificado de LESSA, 2000).

Os principais processos que atuam sobre a remobilização e transporte de sedimentos na costa paranaense são as ondas e as correntes por estas geradas durante tempestades (NOERNBERG, 2001; QUADROS, 2002). ANGULO & ARAÚJO (1996) analisando as feições morfológicas das praias, classificam a costa da região estudada como dominada por ondas ou costa de mar aberto.

## 2.2. O CONCEITO DE EQUILÍBRIO EM PLATAFORMAS CONTINENTAIS

Segundo SWIFT & THORNE (1991), apesar da superfície das plataformas estar sujeita a complexas variações nas condições hidráulicas em períodos de tempo relativamente curtos, podem ser vistas como uma superfície de equilíbrio dinâmico, controlada por variáveis presentes nos processos deposicionais. A relação entre a taxa de suprimento de sedimento (Q) e a força do fluido (P) disponível para removê-lo (Q/P) é particularmente importante. Se P é tomado como poder da velocidade do fluido ( $\text{Newton.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ), e suprimento de sedimento (Q) considera a força necessária para provê-lo por unidade de comprimento da costa (também em  $\text{Newton.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ), então Q/P torna-se um valor adimensional que pode ser descrito como *índice de suprimento de sedimentos (sediment supply index)*. Modelos numéricos mostram que o acúmulo de sedimentos em margens continentais cresce para o lado da base de ondas, a profundidade onde, de acordo com o tempo, existe suficiente poder de fluido (P) para transportar sedimento, a uma dada taxa de suprimento (Q). A superfície se inclina para o lado do mar mais pronunciadamente na plataforma interna (cerca de  $1^\circ$ ) e menos na plataforma externa (uma fração de grau). O perfil de aprofundamento é em parte um ajuste da perda de energia progressiva da interação ondas/fundo à medida que se propaga em direção a terra. No entanto, em plataformas construtivas, a profundidade está principalmente relacionada ao suprimento de sedimentos. A profundidade de equilíbrio é mais rasa perto da costa devido ao maior suprimento de sedimentos, esta tendência é válida antes que a energia de ondas seja suficiente para transportar ao longo da costa a mesma quantidade de sedimentos supridos (figura 3 A e B) (SWIFT & THORNE, 1991).



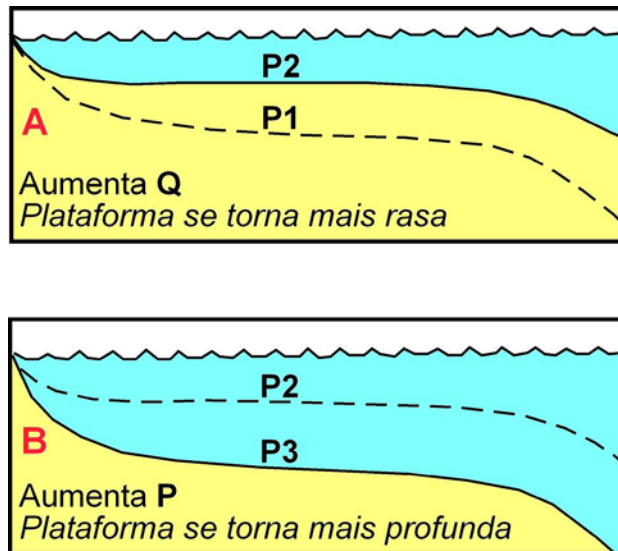


Figura 3 - Exemplo das relações entre as variáveis Q e P no perfil da plataforma continental. A - Um aumento no suprimento de sedimentos (Q) pode tornar o perfil da plataforma mais raso. B - Um aumento no transporte de sedimentos (P) pode torná-lo mais profundo (modificado de SWIFT & THORNE, 1991).

Durante o desenvolvimento destes processos, o prisma de acreção de sedimentos na plataforma continental desloca-se mar afora até uma região onde dominam processos gravitacionais (talude continental) e, à medida que esta morfologia evolui, um padrão cliniforme de isócronas, típico de margem continental, se desenvolve no interior da pilha de sedimentos (figura 4) (SWIFT & THORNE, 1991).

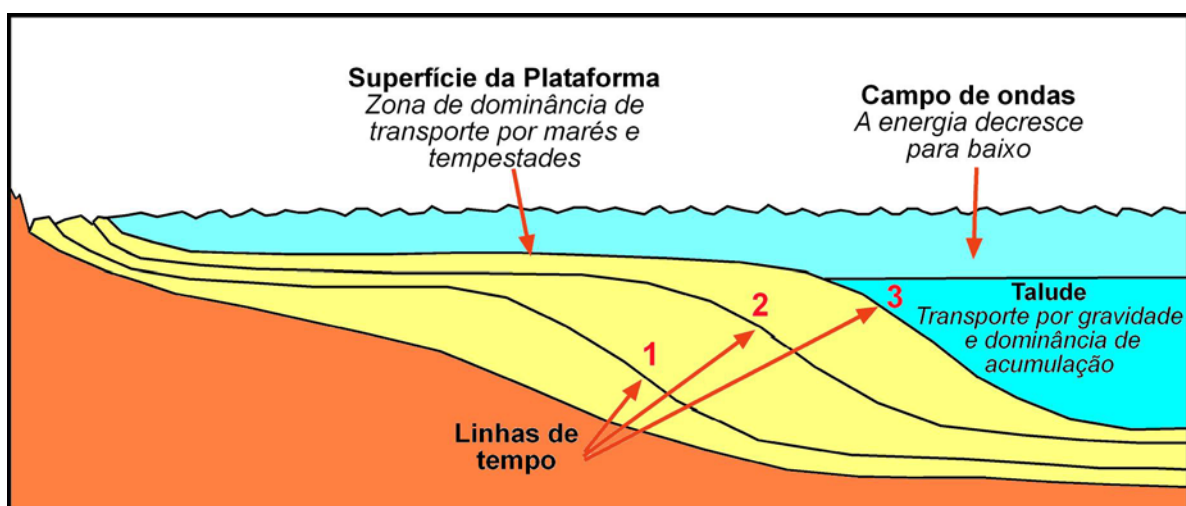


Figura 4 - Geometria de um prisma crescente de sedimentos em margem continental com números indicando as sucessivas posições da superfície deposicional (Modificado de SWIFT & THORNE, 1991).

Em um modelo mais realístico, o prisma de sedimentos da margem continental não acumula depois que a margem subsida mas enquanto esta subsida. Assim, as características do perfil se manterão estáveis até que uma variável geológica importante se altere, criando uma nova superfície de equilíbrio. Estas variáveis variam frequentemente. Portanto, plataformas maduras são constituídas de múltiplas seqüências deposicionais. Mudanças na sedimentação não são exemplos de desequilíbrio mas sim respostas homeostáticas do regime deposicional, no qual o equilíbrio é mantido através do ajuste das variáveis envolvidas (SWIFT & THORNE, 1991).

### 2.3. A REGRA DE BRUUN

Os conceitos formulados por BRUUN (1962), foram primeiramente definidos como regra por SCHWARTZ (1967). A teoria define a movimentação litoral/costa afora de material em resposta à subida do nível relativo do mar (NRM). Assume a existência de um sistema fechado de balanço de material entre: 1) a praia e a face da costa e 2) o perfil do fundo da face da costa e a plataforma. Segundo a regra proposta, a translação de um perfil de praia por uma distância  $s$  devido a um aumento do NRM  $a$ , causaria a erosão da costa e a deposição de sedimentos ao longo do perfil da plataforma equivalente em espessura ao aumento do NRM  $a$  para obtenção de novo equilíbrio do perfil. (BRUUN, 1988) (figura 5).

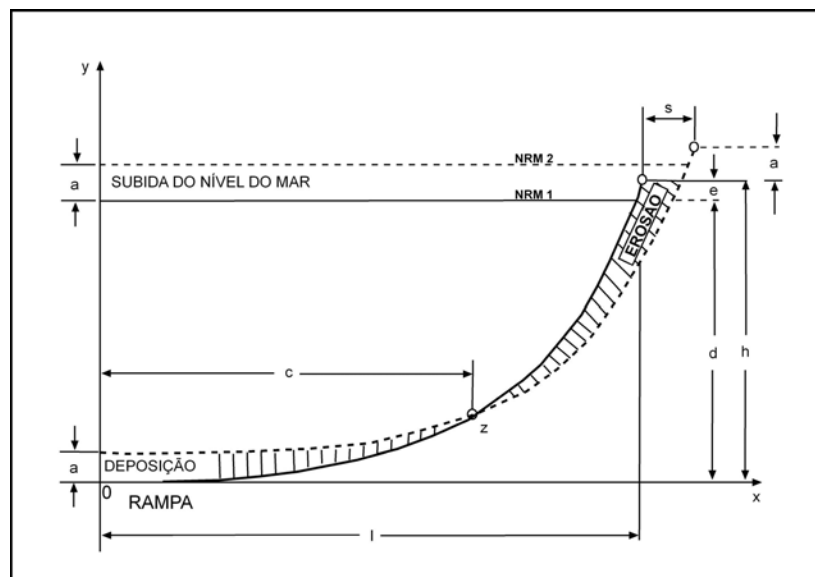


Figura 5 - A Regra de Bruun - translação da praia  $s$  causada por um aumento do NRM  $a$  causando a deposição de sedimentos ao longo do perfil com espessura  $a$  tentando atingir novo equilíbrio (modificado de BRUNN, 1983).

BRUUN (1983) enfatiza o caráter bi-dimensional do modelo, afirmando que a aplicação indiscriminada da regra em obras de engenharia costeira poderia causar problemas. Cada tipo de plataforma pode ter uma diferente resposta ao modelo teórico (figura 6). O modelo proposto parece ter uma validade geral mas, sendo bi-dimensional, cuidados devem ser tomados na sua aplicação tridimensionalmente. A teoria é evidente em tanques de laboratório e em casos de campo simples e similares mas, em todos os outros casos, está sujeito a ajustes realísticos de suas premissas e equações de balanço de material (BRUUN, 1988).

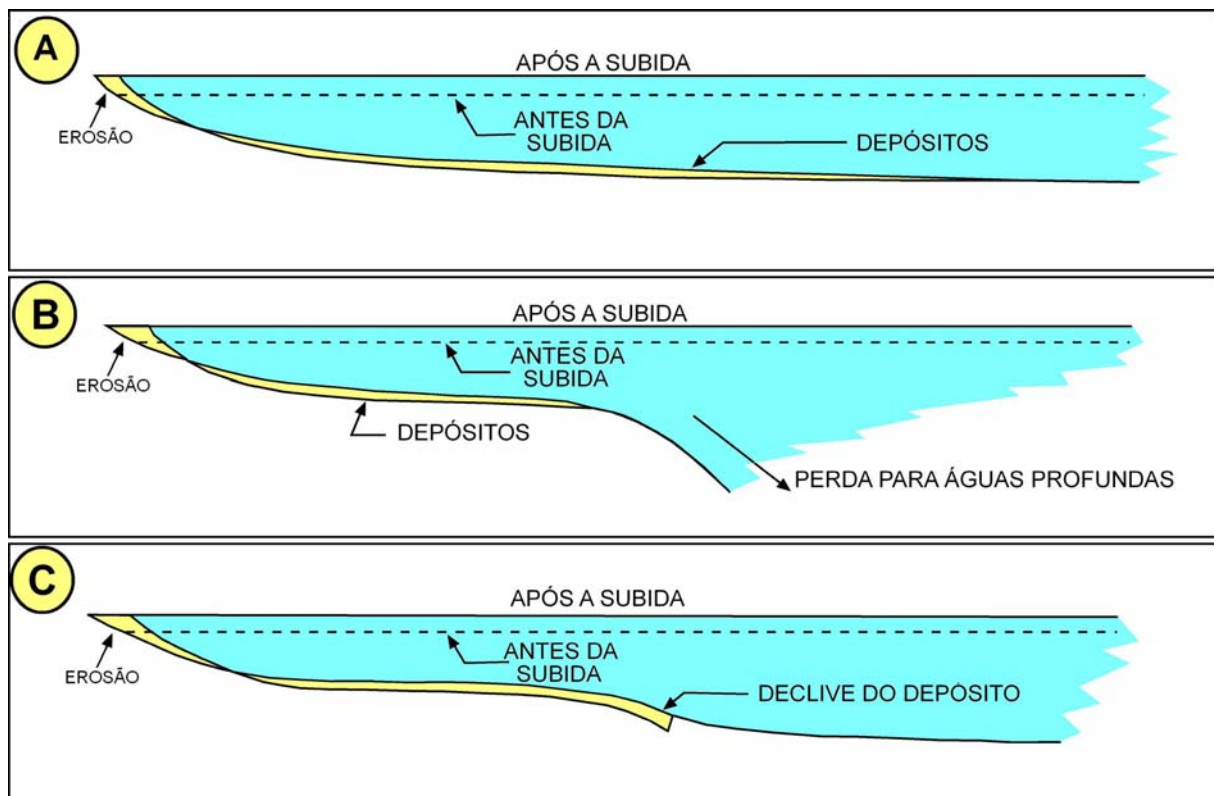


Figura 6 - Diferentes esquemas para diferentes perfis aplicando-se a Regra de Bruun. A - Reação de uma plataforma extensa à elevação do NRM. B - Reação de uma plataforma estreita à elevação do NRM. C - Perfil contendo declive deposicional (herança geológica) em resposta à elevação do NRM (modificado de BRUUN, 1983).

Apesar da larga aplicação e aceitação da regra de BRUUN, PILKEY *et al.* (1993) questionam a validade do conceito para aplicação em engenharia costeira. Os autores afirmam que o perfil de equilíbrio da plataforma é conceitualmente baseado em algumas premissas: 1) a geologia do substrato não representa um papel importante na determinação da forma do perfil; 2) a movimentação de sedimentos na plataforma ocorre apenas pela interação dos movimentos orbitais das

ondas com o fundo; fluxos de corrente unidirecionais não são computados; 3) não considera padrões de movimento de sedimentos significativos costa afora ou a profundidade máxima onde ocorre transporte significativo de sedimento, o chamado fechamento do perfil (*closure depth* -  $D_c$ ). Utilizar a equação de equilíbrio do perfil da plataforma implicaria em assumir que: 1) barras presentes na face da costa não teriam influência importante no transporte de sedimentos; 2) o tamanho do grão seria a única variável determinante da variabilidade da forma do perfil da face da costa; 3) o sistema de transporte de sedimentos na face da costa é bi-dimensional; 4) todas as plataformas do mundo podem ser descritas por uma única equação que considera somente o tamanho do grão como variável. Fenômenos oceanográficos e geológicos bem documentados mostram que todas essas premissas falham no ambiente natural. PILKEY et al. (1993) afirmam ainda que é fundamental um reexame nos métodos que determinam a evolução de sistemas em costas abertas pois são baseados em premissas oceanográficas e geológicas falsas.

#### 2.4. AS VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR

As variações do nível relativo do mar (NRM) influenciam fortemente o sistema deposicional de plataformas, alterando o perfil de equilíbrio e causando mudanças na posição da linha de costa. As variações climáticas, relacionadas a períodos glaciais e interglaciais, têm reflexo marcante não apenas no volume de água armazenada nas bacias oceânicas, mas também em grandes modificações nos sistemas de circulação oceânica (SWIFT & THORNE, 1991).

Os ciclos glacio-eustáticos associados aos ciclos de Milankovich de 21.000, 40.000 e 100.000 anos antes do presente (A.P.) dominaram a variação do NRM (HAYES *et al.*, 1976). O último evento glacial de alcance global teve seu máximo a cerca de 18.000 anos e o aprisionamento de água nas calotas de gelo ocasionou um abaixamento do NRM de até 120 metros. Conseqüentemente, grande parte das áreas que formam as plataformas continentais atuais encontravam-se emersas, submetidas a condições ambientais completamente diferentes das atuais e a maioria dos grandes rios despejava sedimentos diretamente no talude. A maioria das plataformas continentais internas atuais encontra-se submersa a menos de 10.000 anos A. P. (WRIGHT, 1995).

#### 2.5. PADRÕES DE FÁCIES EM PLATAFORMAS CONTINENTAIS

Apesar da variabilidade de padrões de deposição de sedimentos causados por fatores como herança geológica, variações do nível do mar, balanço de sedimentos e do registro geológico resultante destas variações em plataformas rasas ser bastante complexo, alguns conceitos teóricos básicos sobre padrões de fácies devem ser aqui abordados.

### 2.5.1. O CONCEITO DE SELEÇÃO PROGRESSIVA

Autores como EMERY (1968), ALLEN (1970), McLAREN & BOWLES (1985), SWIFT & THORNE (1991), WALKER & PLINT (1992), WRIGHT (1995), KOMAR (1998), entre outros, descrevem modelos teóricos de sedimentação em plataformas em que uma granodecrescência em direção ao mais profundo é consenso. Os autores baseiam-se na premissa de que ao longo do transporte, um sedimento deve tornar-se mais fino e melhor selecionado, e que a capacidade do fluxo em suspender e transportar uma partícula em margens continentais é inversamente proporcional à profundidade do perfil por causa da diminuição do atrito das ondas com o fundo.

O efeito da seleção progressiva na distribuição da granulometria em plataformas foi modelado por SWIFT *et al.* (1972) como um processo de Markov. O modelo de Markov é análogo a uma máquina de *Pinball* pela qual uma partícula de sedimento pode passar. Para simular a seleção progressiva é necessário considerar uma família de dez matrizes de transição, cada uma com uma classe de meio phi. A figura 7A mostra um perfil de plataforma com nove estações onde a primeira é, segundo o modelo de Markov, a estação inicial e as outras 8 estações de transição. As estações 1 a 9 são unidades de volume pela qual o sedimento pode entrar ou sair. As estações 10 a 19 seriam as armadilhas onde as partículas podem entrar mas não podem sair (figura 7B), sendo o equivalente a uma partícula depositada em local de soterramento permanente, ficando ali permanentemente armazenada. A provável distribuição das classes granulométricas nas estações computadas em uma dada população de distribuição normal é apresentada na figura 7C. O sedimento depositado ao longo do perfil torna-se mais fino e melhor selecionado ao longo do fluxo de transporte, ao passo em que as partículas mais grossas vão sendo aprisionadas. O resultado da computação dos dados mostra uma queda progressiva no tamanho médio do grão e no desvio padrão ao longo do processo de dispersão do sedimento perfil abaixo (figura 7D) (SWIFT & THORNE, 1991).

É importante frisar que este é um modelo teórico ideal que não leva em consideração vários processos presentes na natureza que influem na distribuição de sedimentos ao longo de um perfil de plataforma continental. Some-se a isto a herança geológica, as correntes de transporte longitudinal, as variações do nível do mar, a presença de sedimentos relictos e ter-se-á um ambiente natural muito difícil de modelar (PILKEY *et al.* 1993).

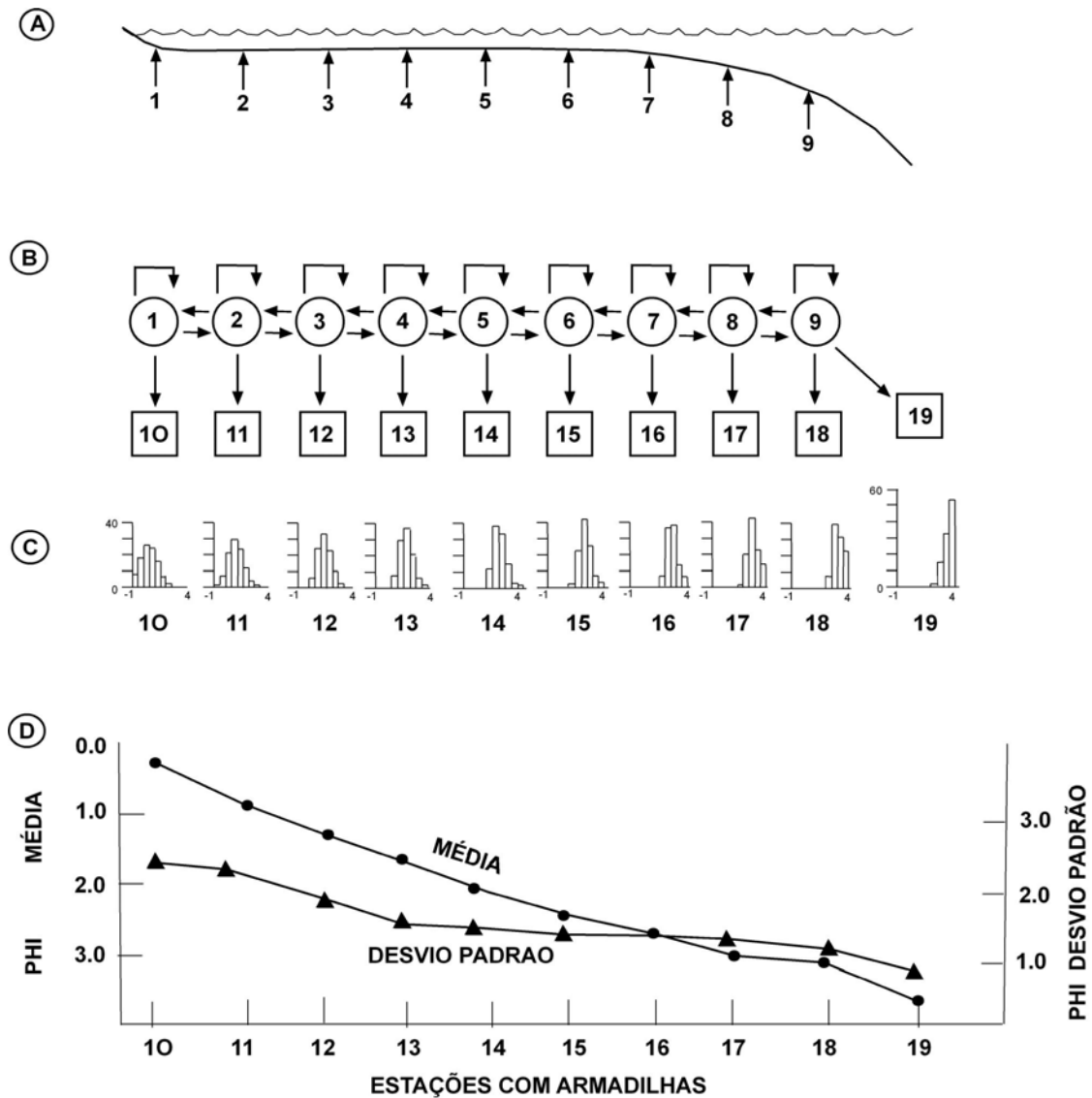


Figura 7 - Modelo de Markov para seleção progressiva. A) Perfil da plataforma com nove estações. B) A chave de Markov consiste em estações de transição (círculos), estações armadilhas (quadrados) e os caminhos de transição. C) Distribuição de frequência da granulometria limite para cada estação de aprisionamento. D) Variação da média e desvio padrão dos dados computados (modificado de SWIFT *et al.*, 1972).

## 2.5.2. FLUXO E ESTRATIFICAÇÃO EM PLATAFORMAS

Na face da costa, em geral, o registro sedimentar reflete a ocorrência episódica de correntes geradas por tempestades. Mesmo em poucos locais onde a força de marés pode ser importante, o caráter episódico se mantém, ainda que com mais frequência (SWIFT *et al.*, 1986). Devido à natureza episódica, depósitos em plataformas tendem a ser estratificados, mesmo que a estratificação possa ser apagada posteriormente por bioturbação (SWIFT & THORNE, 1991).

A maneira com que as correntes marinhas rasas criam episódios de estratificação pode ser exemplificada durante a passagem de uma tempestade, durante a qual a velocidade da corrente aumenta causando a máxima erosão do fundo no ápice de energia do sistema. À medida que a energia diminui, o leito é recomposto pela deposição dos sedimentos. O pacote sedimentar resultante apresentaria um nível de inconformidade que seria o registro do máximo erosivo e uma camada gradacional acima que seria o registro da diminuição progressiva na energia do fluxo (figura 8).

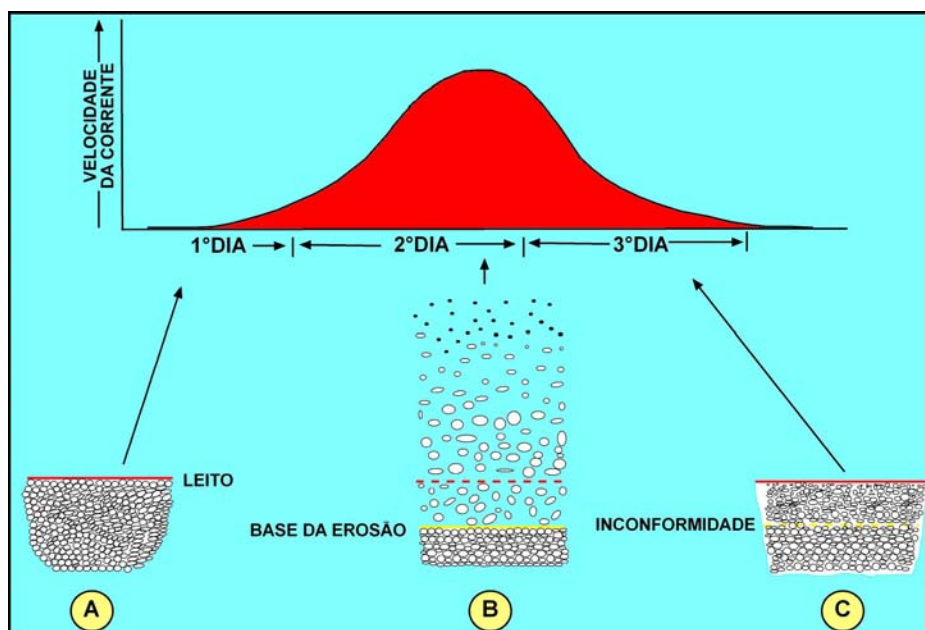


Figura 8 - Modelo de deposição durante evento de tempestade. A medida em que a corrente aumenta, o leito é erodido e o sedimento em suspensão é transportado pelo fluido junto ao fundo. Com a diminuição da energia o sedimento redeposita como camada gradacional. A inconformidade indica a base de erosão das correntes durante o máximo de energia do ambiente (modificado de NIEDORODA *et al.*, 1989).

Assim sendo, pode-se definir como mostra a figura 9, que a zona de mistura sujeita a retrabalhamento do leito é a "cabeça de gravação" de um gravador cuja fita conteria registradas as camadas existentes na zona de soterramento permanente (NITTROUER & STERNBERG, 1981).

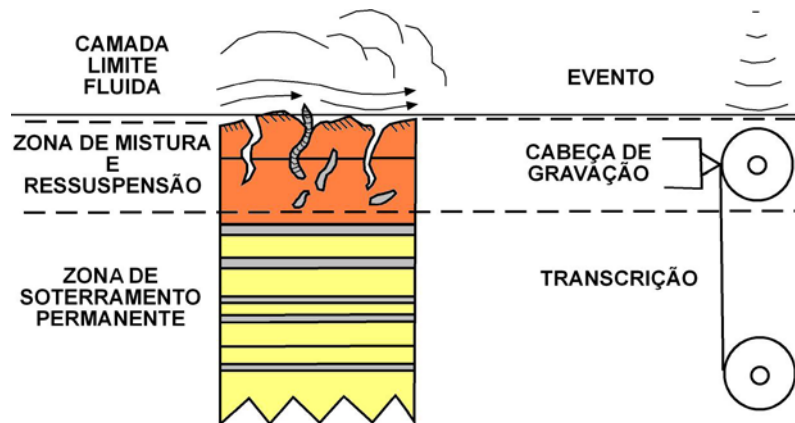


Figura 9 - Representação esquemática da zona de mistura e bioturbação sobre a camada de soterramento permanente que conteria o registro gravado na fita da história da deposição das camadas (modificado de NITTROUER & STERNBERG, 1981).

Portanto, em plataformas dominadas por ondas onde há suprimento de sedimentos para o sistema, o registro sedimentar seria composto por uma sucessão de camadas estratificadas de variada espessura, intermeadas por inconformidades erosivas criadas durante os sucessivos eventos de maior energia. As variáveis controladoras da espessura das camadas depositadas seriam a taxa de sedimentação e a capacidade de retrabalhamento. Em um ambiente com alta taxa de sedimentação e baixo poder de retrabalhamento, a canibalização das camadas inferiores seria bem menor que em um ambiente com baixa taxa de sedimentação e alto poder de retrabalhamento (SWIFT & THORNE, 1991). Os estratos podem variar de menos que um centímetro (INGRAM, 1954) até mais que 3 metros de espessura. Estratos menores que 1 metro seriam geralmente estratos episódicos (SEILACHER, 1982), e estratos maiores estariam relacionados às lentas mudanças no ambiente deposicional em resposta às variações nos processos estratigráficos (litofácies e sistemas deposicionais) (FISHER & MCGOWEN, 1967).



Estas relações podem ser observadas nos depósitos da face da costa. O retrabalhamento é mais frequente e a profundidade de erosão é maior na zona de surf porém, o poder de retrabalhamento do fluido é também elevado, tornando as camadas na zona de surf truncadas, efeito resultante dos eventos erosivos extremos (NIEDORODA *et al.*, 1989). Na parte distal da face da costa, as camadas são mais finas, refletindo melhor o registro deposicional (figura 10) (NIEDORODA *et al.*, 1989).

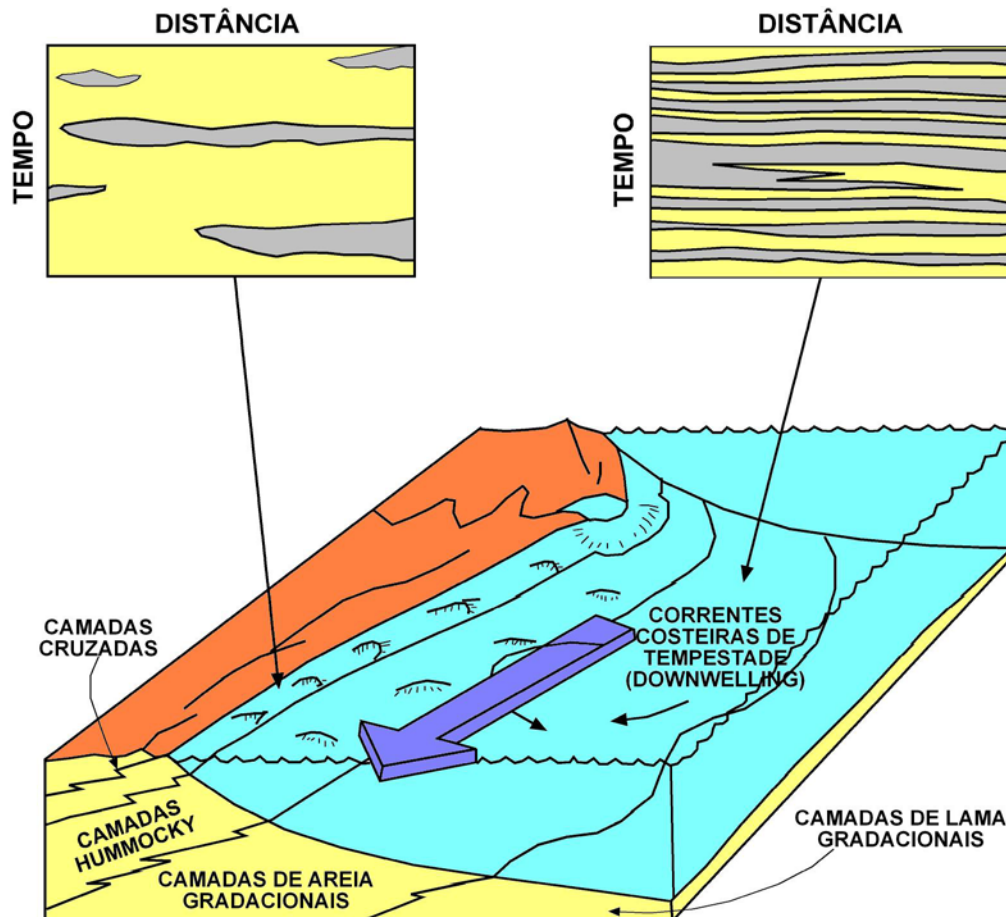


Figura 10 - Diagrama esquemático dos padrões de estratificação dominados por tempestade na face da costa. As mudanças nos padrões de estratificação da praia para a face da costa distal refletem a diminuição da taxa de acumulação e do poder de retrabalhamento mar afora (modificado de NIEDORODA *et al.*, 1989).

A representação de estratos sedimentares característicos da face da costa Atlântica da América do Norte pode ser observada nos desenhos confeccionados a partir de *box-corers*, bem como um diagrama das relações entre o tipo de estrato e a estrutura formada em função da energia do fluido (figura 11). U° sendo componente

da máxima velocidade do orbital de onda e  $U$  a componente da média da velocidade (SWIFT *et al.*, 1991).

Os sedimentos mais grossos estariam sendo transportados enquanto as camadas se acumulam, portanto as estruturas internas refletiriam a migração das formas de fundo. Os estratos residuais são enriquecidos por fragmentos de conchas (pontilhados). Estratos gradacionais e hummocky estão presentes em granulometrias mais finas, transportadas principalmente por suspensão, e a estrutura interna das camadas vai depender do índice da força de ondas. A seqüência vertical de estruturas primárias vai tender a hummocky quanto maior for o índice de força de onda e para gradacional quanto menor o seja (SWIFT *et al.*, 1991).

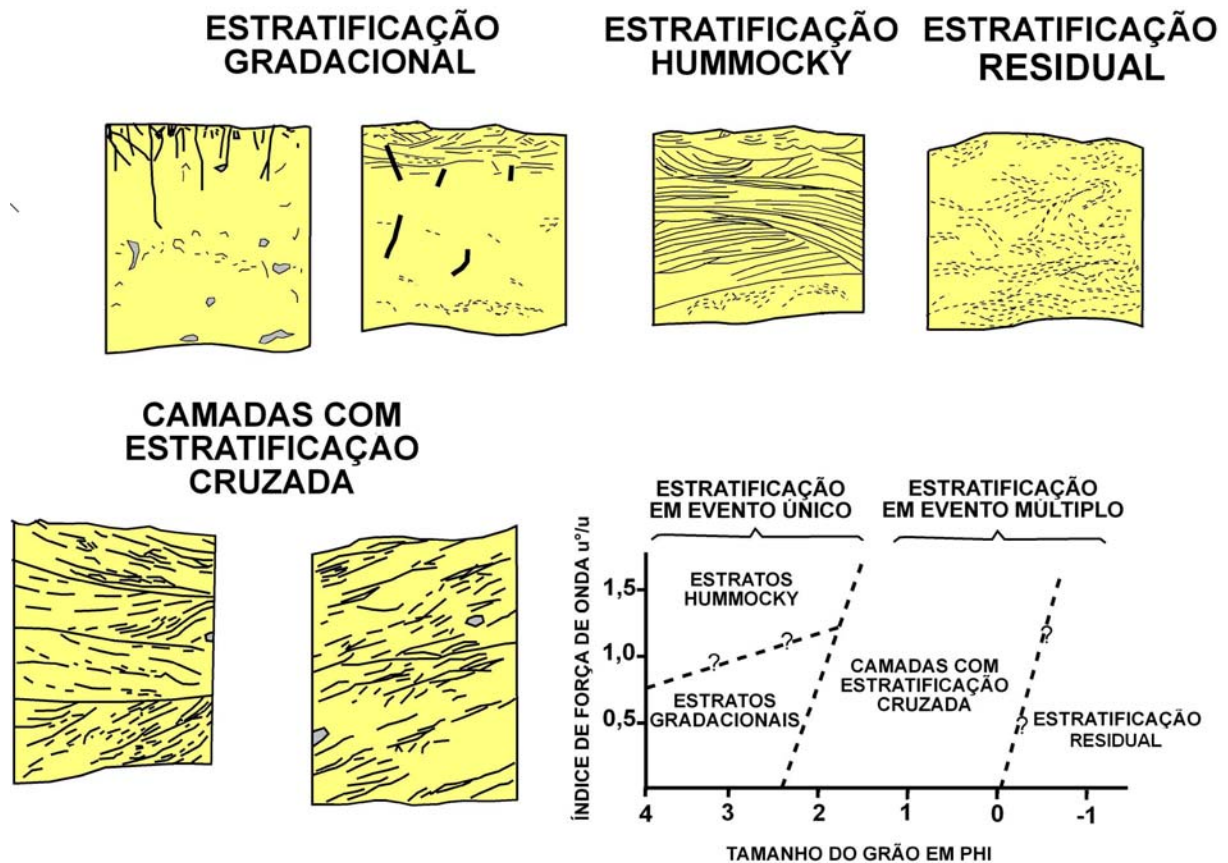


Figura 11 - Representações de *box-corer*s e diagrama representando as relações entre a granulometria e o índice de força de onda na costa Atlântica da América do Norte (modificado de SWIFT *et al.*, 1991).

## 2.6. SEDIMENTOS

O primeiro modelo conceitual moderno a classificar os sedimentos das plataformas foi proposto por EMERY (1968) tendo como parâmetro principal à gênese do material:

- autígenicos - formados por precipitação química (glauconita, fosforita).
- orgânicos - derivados de carapaças de foraminíferos, algas calcáreas, etc.
- residuais - resultado da erosão da rocha subjacente.
- reliquiais - remanescente de um ambiente de sedimentação anterior.
- detríticos - sedimentos recentes fornecidos pelos rios, erosão de falésias, ventos e atividade glacial.

Segundo o referido autor, 70% das plataformas continentais atuais estariam recobertas por sedimento reliquiar.

Posteriormente os sedimentos reliquiais foram subdivididos. Aqueles que sofreram retrabalhamento foram chamados de sedimentos palimpsésticos por apresentarem características do ambiente atual de sedimentação e do ambiente pretérito no qual foram depositados (SUGUIO, 1998).

Os sedimentos mais abundantes presentes nas plataformas continentais são os detríticos, transportados para o oceano pelas correntes fluviais e como produto da erosão costeira causada por ondas (SEIBOLD & BERGER, 1993). Atualmente, a erosão de costões contribui com apenas 0,04% dos sedimentos transportados para os oceanos pelos rios (EMERY & MILLIMAN, 1978; *in* PETHICK, 1984). Estes números podem ter sido muito diferentes durante o máximo da glaciação Pleistocênica (PETHICK, 1984).

Estimativas feitas em escala global sugerem que o volume de sedimentos em suspensão anualmente descarregados nos oceanos seja de 12 km<sup>3</sup>. Sedimentos terrígenos grosseiros também podem ser eventualmente encontrados nas bacias oceânicas em altas e médias latitudes, com origem associada à deriva de icebergs contendo fragmentos rochosos no seu interior (SEIBOLD & BERGER, 1993).

Os sedimentos que aportam no oceano podem ser ainda provenientes do transporte pelo vento (argilas vermelhas) e pela atividade vulcânica (SEIBOLD & BERGER, 1993) (figura 12).

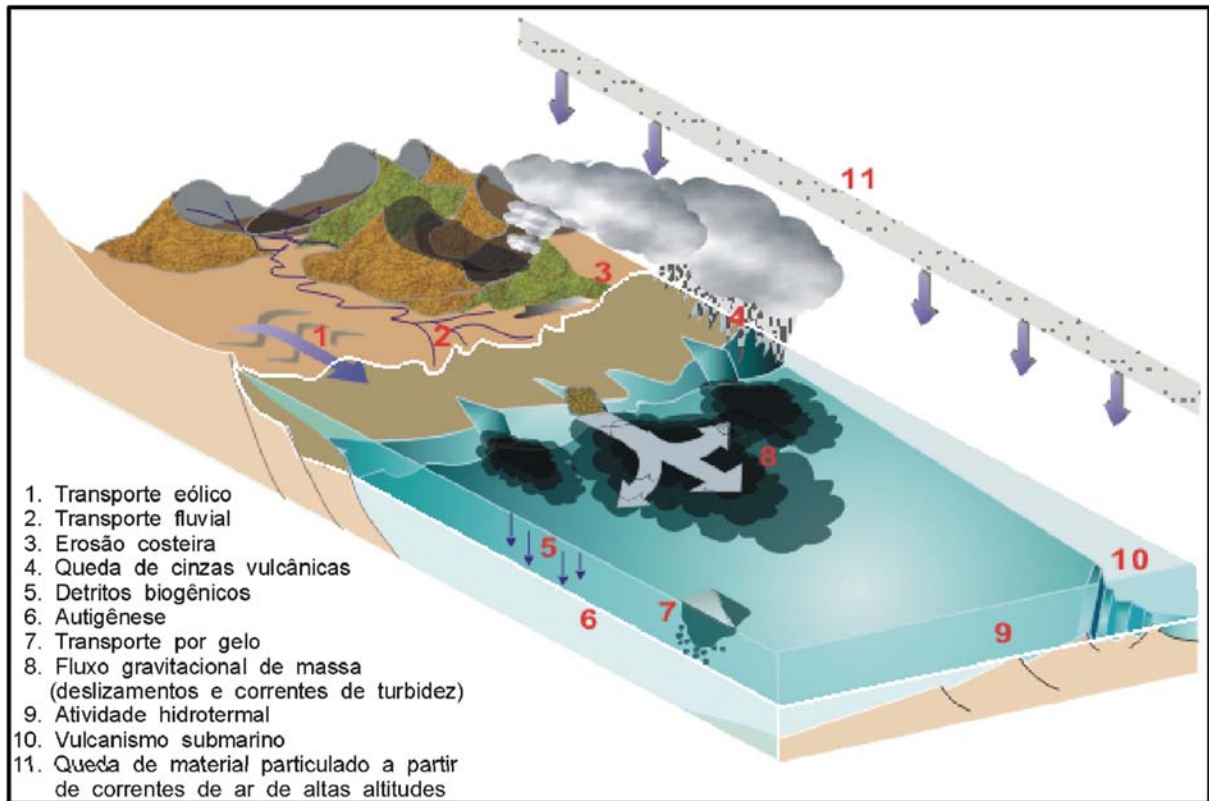


Figura 12 - Fontes de sedimentos nas bacias oceânicas. (TEIXEIRA *et al.*, 2000).

## 2.7. BALANÇO SEDIMENTAR

O balanço sedimentar litorâneo pode ser expresso pela diferença no crédito e no débito de sedimentos, o que determinará se haverá acreção ou erosão na linha de costa ou seja, balanço negativo ou positivo, considerando-se o nível do mar estável (KOMAR, 1998) (figura 13 e tabela 1).

Para que ocorra, nas plataformas interna e externa, acréscimo de sedimentos provenientes da costa, é necessário que estes ultrapassem a cerca de energia costeira (*littoral energy fence*) proposta por ALLEN (1970). Segundo este autor, isto ocorre principalmente de três formas:

- pelo recuo da linha de costa durante eventos transgressivos.
- por fluxos de vazante em desembocaduras fluviais e estuarinas.
- por fortes correntes de retorno geradas por tempestades

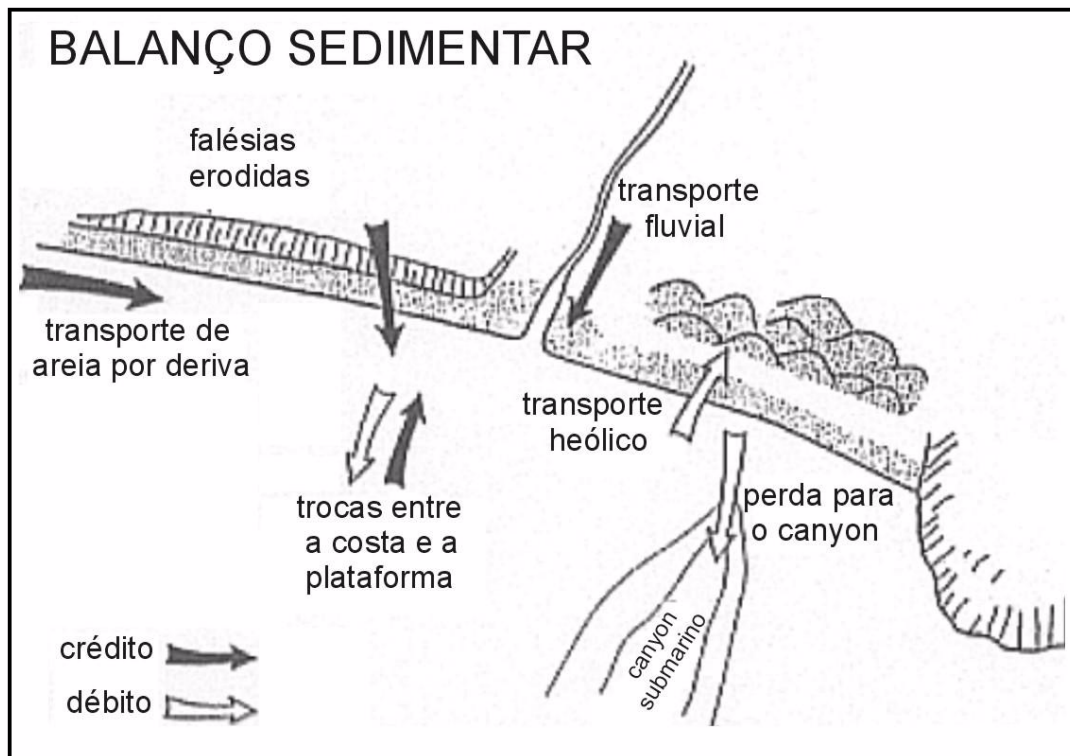


Figura 13 - Principais componentes envolvidos na determinação do balanço sedimentar (Modificado de KOMAR, 1998).

Tabela 1 - Variáveis envolvidas no balanço sedimentar costeiro (Modificado de KOMAR, 1998).

CRÉDITOS	DÉBITOS	BALANÇO
Transporte por deriva para dentro da área	Transporte por deriva para fora da área	Sedimentação ou erosão
Transporte pelos rios	Transporte por vento para fora da praia	
Erosão de costões	Transporte da praia para o mar por correntes de retorno	
Transporte do mar para a praia	Deposição em "canyons" submarinos	
Deposição biológica	Compactação	
Deposição química		
Transporte pelo vento para a praia		

Qualquer alteração significativa em uma das variáveis que compõe o balanço sedimentar como, por exemplo, o represamento de um rio, pode cortar o suprimento sedimentar para a costa, causando um desequilíbrio no balanço, desencadeando processos erosivos irreversíveis em áreas costeiras (KOMAR, 1998). A construção da represa Akosombo no Rio Volta (Gana-África) bloqueou 99,5% da área de drenagem do rio, causando erosão da linha de costa em larga escala (LY, 1980, *in*: KOMAR, 1998).

## 2.8. CORRENTES

A magnitude das correntes de deriva geradas por ondas dependem da sua altura e do ângulo de incidência dos trens de ondas em relação à linha de costa (PETHICK, 1984). O fenômeno de refração (figura 14), gerado pelo atrito das ondulações com o fundo, interfere no ângulo de incidência dos trens, que tendem a ser paralelos à linha de costa à medida em que se aproximam de águas rasas. São grandes agentes de transporte e retrabalhamento dos sedimentos, principalmente na zona de surfe, onde há grande quantidade de sedimentos em suspensão.

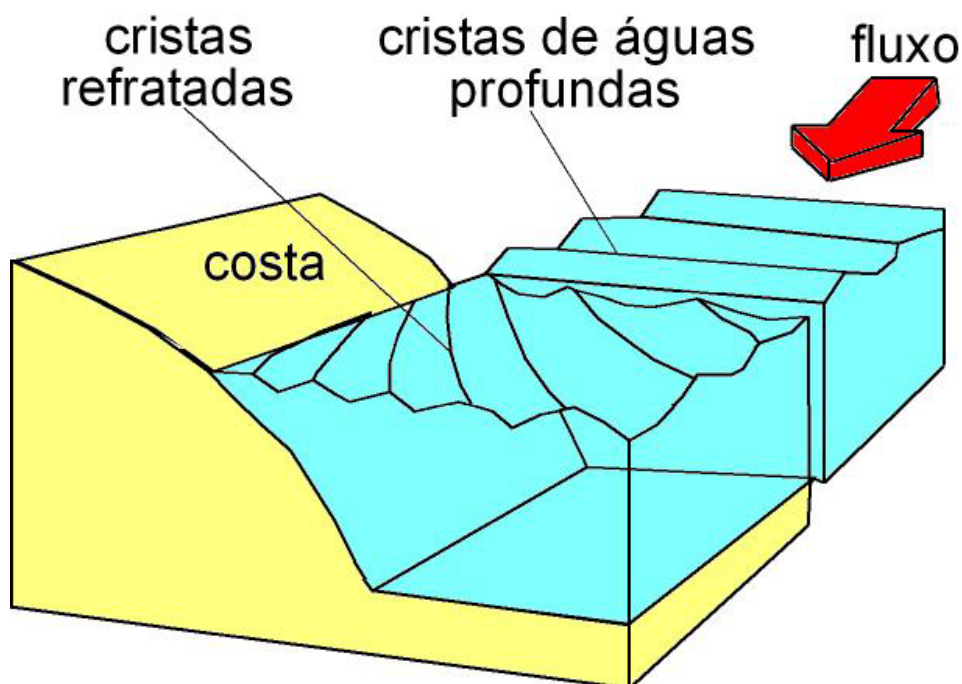


Figura 14 - Refração de ondas em águas rasas (modificado de PETHICK, 1984).

Sendo diretamente dependentes do regime de ondas, essas correntes podem sofrer grandes variações, podendo ter seu sentido invertido ou, até mesmo, desaparecerem por determinados períodos. Porém, observa-se sempre um sentido preferencial, que atua com maior intensidade em um trecho específico da costa.

Quando a incidência de trens de ondas é paralela à linha de costa ou com obliquidade de baixo ângulo, ocorre a formação de correntes de retorno (*rip currents*), formadas pelo escoamento do volume de água incidente sobre a costa (figura 15). Em casos de correntes de retorno muito fortes, geradas por grandes tempestades, pode haver transporte de sedimentos costa-afora chegando a atingir profundidades onde não poderão ser retrabalhados e devolvidos ao ambiente praias, ficando incorporados à plataforma continental (KOMAR, 1998).

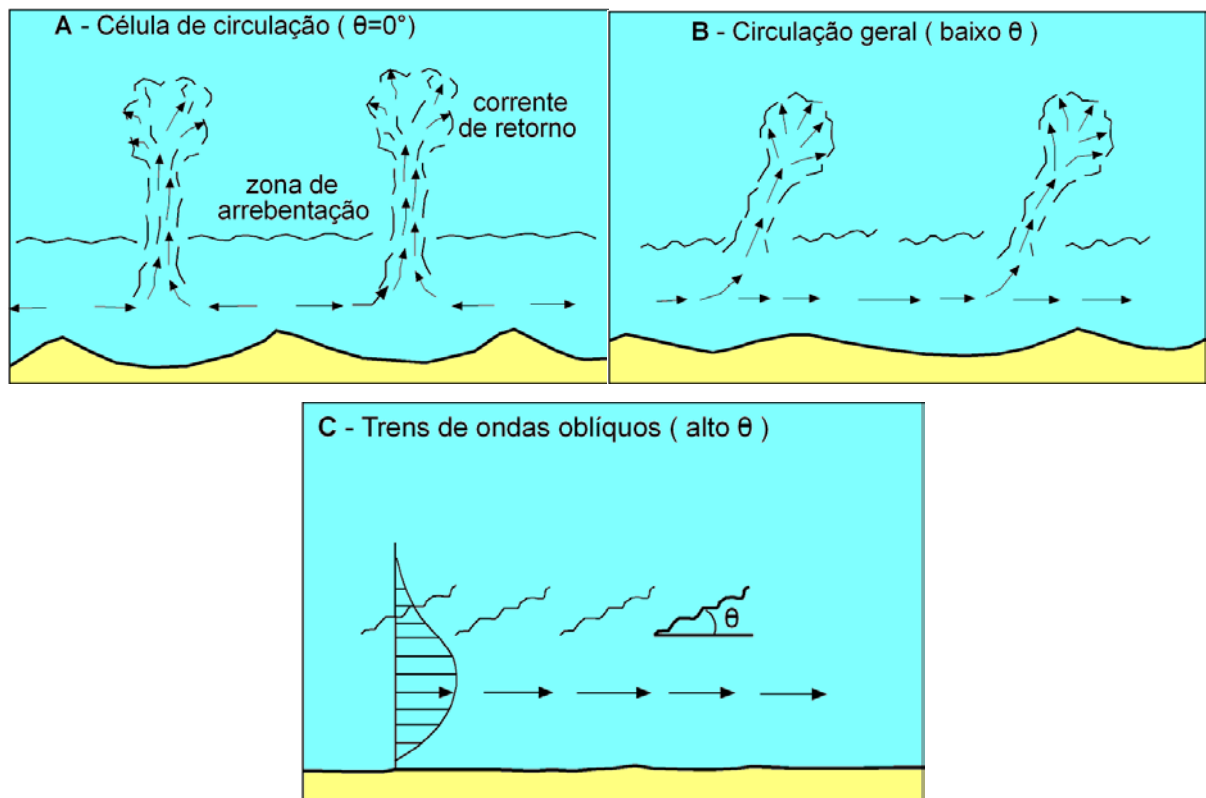


Figura 15 - Representação da correlação entre o ângulo de incidência ( $\theta$ ) dos trens de onda e a corrente resultante. A - Trens paralelos à costa tendem a desenvolver células de circulação dominadas pelas correntes de retorno ( $\theta = 0^\circ$ ). B - Com o aumento do ângulo  $\theta$  as células inclinam-se. C - Trens oblíquos formam correntes paralelas à linha de costa ou de deriva litorânea (modificado de SWIFT & THORNE, 1991).

Pode-se ainda mencionar as correntes oceânicas, de marés e de densidade (variações na salinidade e temperatura), como agentes dinâmicos importantes operando em ambientes de águas marinhas rasas (KOMAR, 1998).

O blocodiagrama da figura 16A proposto por SWIFT & THORNE (1991) mostra a interrelação entre as correntes, o transporte e a deposição de sedimentos em uma costa sem a presença de rios importantes. Durante tempestades, com incidência de trens de onda paralelos à costa, as correntes de retorno formadas na zona de surfe carregam material em suspensão até o alcance das correntes de plataforma que se movem para baixo e para costa fora (*downwelling*). Nesta situação o material é transportado obliquamente ao longo da face da costa. Segundo os autores, a dispersão de sedimentos resultante apresentaria uma diminuição no tamanho médio do grão e uma seleção progressiva (figura 16B).

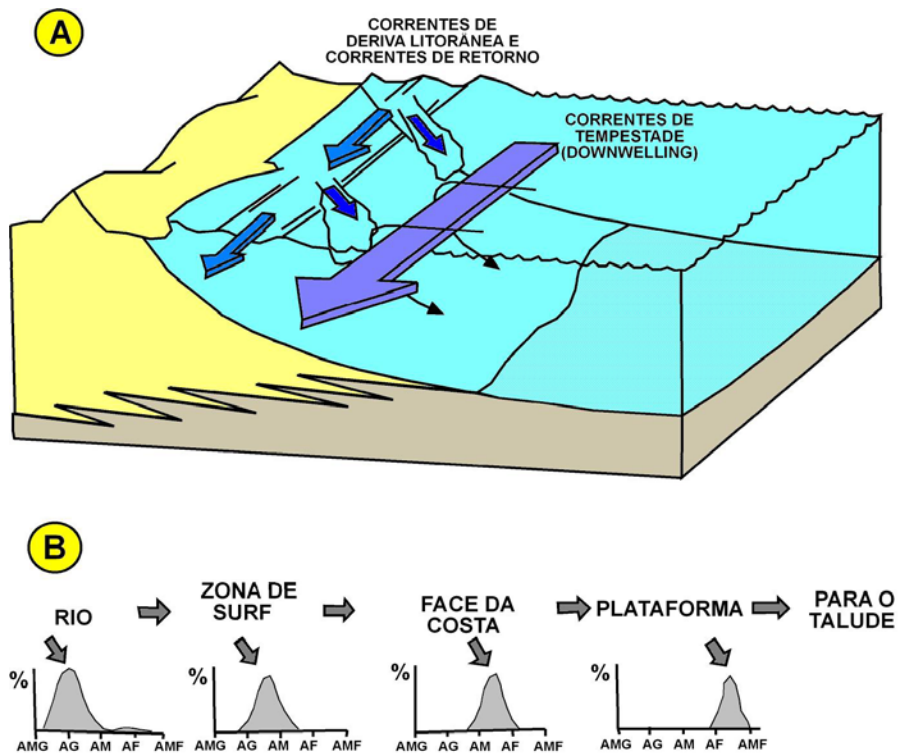


Figura 16 - Interrelação entre as correntes, o transporte e a deposição de sedimentos em uma costa sem a presença de rios importantes. A - diagrama ilustrando os mecanismos dinâmicos básicos. B - diagrama esquemático do sistema de dispersão de sedimentos ilustrando a diminuição do diâmetro médio e a seleção progressiva fluxo abaixo (AMG=areia muito grossa; AG=areia grossa; AM=areia média; AF=areia fina; AMF=areia muito fina) (modificado de SWIFT & THORNE, 1991).

## 2.9. ONDAS

As costas dominadas por ondas são, caracteristicamente, muito dinâmicas. A configuração do fundo arenoso sob águas pouco profundas, é constantemente alterada pelas variações na intensidade de energia das ondas, seu comprimento, frequência e ângulo de incidência com a linha de costa (SWIFT, 1976).

A interação dos movimentos oscilatórios das águas causados pelas ondas com os sedimentos do fundo, geralmente restringe-se entre os 5 e 15 m de profundidade em períodos de bom tempo, porém, a ação de ondas de tempestade pode afetar regiões muito mais profundas (WALKER & PLINT, 1992). Segundo GORSLINE & SWIFT (1977) in: DAVIS (1983), a profundidade de atuação das



ondas seria igual à metade do comprimento das mesmas e, a profundidade de retrabalhamento do fundo se restringiria a cerca de 10 cm abaixo do leito marinho.

O movimento oscilatório das ondas não parece ser o principal responsável pelo transporte dos sedimentos mas, colocando-os em suspensão na coluna d'água, permite o seu transporte por correntes. Produz ainda o retrabalhamento do fundo e alterando a textura previamente existente (DAVIS,1983). Ao aproximar-se de águas rasas as ondas começam a sofrer uma gradual refração causada pelo atrito da elipse de circulação de água com o fundo (PETHICK,1984). Este fenômeno faz com que haja uma deformação na elipse, causando um "atraso" da parte inferior com relação a parte superior (figura 17 A). A interação das ondas com o substrato arenoso provoca a formação de formas de leito (figura 17 B) (CLIFTON,1976).

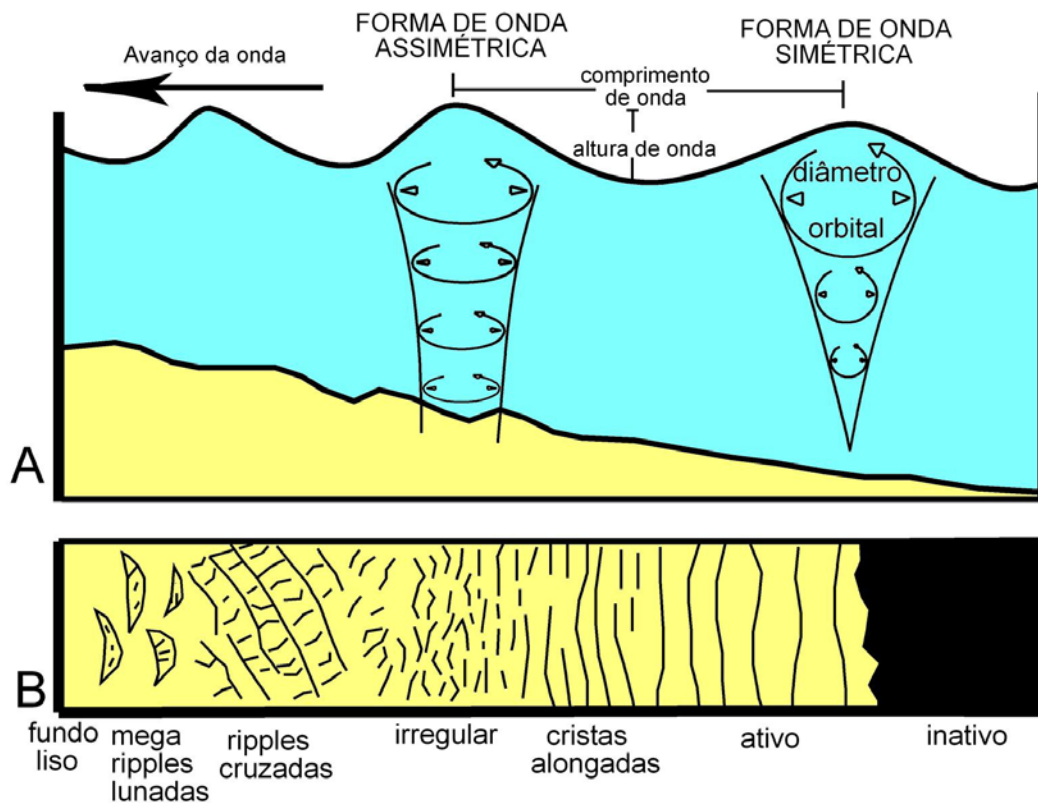


Figura 17 - Perfil e mapa ilustrando como os movimentos circulares simétricos e assimétricos das ondas podem afetar as formas de fundo. A - Movimentos circulares em águas profundas correspondem a formas de ondas simétricas. Movendo-se em direção à costa, tornam-se assimétricas com movimentos elípticos que tocam o fundo, transportando sedimentos para ambos os lados. B - Diagrama correspondente ao perfil mostrando as formas de fundo associadas à ação das ondas (modificado de CLIFTON, 1976).

## 2.10. FORMAS DE FUNDO

Segundo LESSA (2000), formas de leito são marcas onduladas produzidas pela ação de correntes uni ou bidirecionais sobre superfícies compostas por sedimentos não coesivos (embora haja ocorrência destas estruturas em sedimentos lamosos). Assim como qualquer ondulação, elas podem ser descritas geometricamente por seu comprimento e altura. Formas de leito associadas a correntes unidirecionais, devido ao seu aspecto assimétrico, apresentam ainda a diferenciação de duas faces distintas: face de deslizamento ou frontal (*lee side*) - é o lado mais íngreme da marca de onda, que aponta no sentido da corrente. Deve-se observá-lo segundo um corte transversal ao maior comprimento da marca de onda; face de transporte ou dorsal (*stoss side*) - é o lado mais suave da marca de onda, que aponta para o sentido contrário da corrente e deve ser observado da mesma maneira que o lado frontal (figura 18). Ao contrário, formas geradas por correntes bidirecionais tendem a ser simétricas.

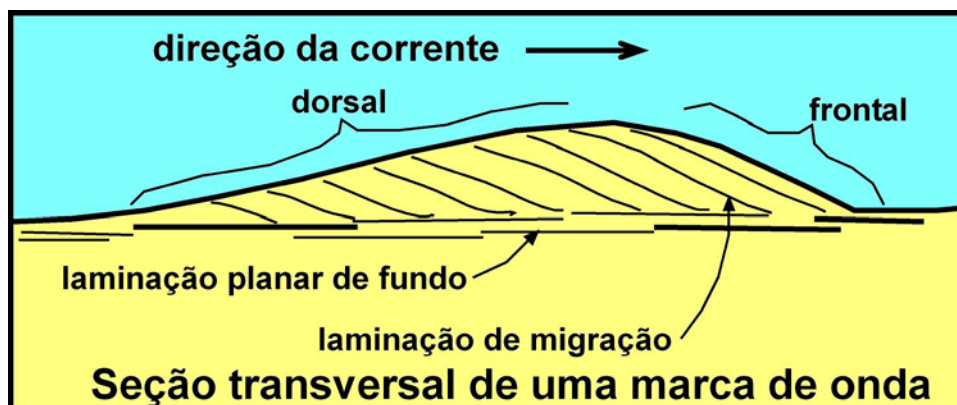


Figura 18 – Corte longitudinal de uma forma de leito mostrando as estruturas sedimentares internas (Modificado de LESSA, 2000).

De acordo com suas características geométricas, as formas de leito podem ser caracterizadas como retas, sinuosas, linguóides e lunadas (figura 19).

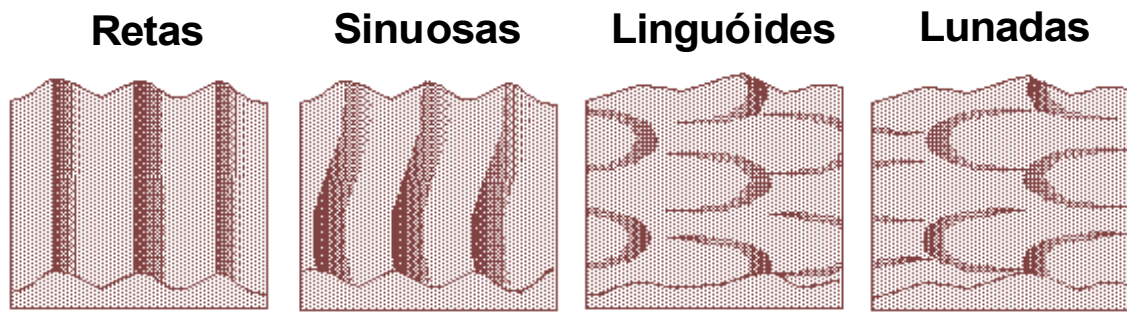


Figura 19 - Tipos de formas de leito segundo sua geometria (Modificado de LESSA, 2000).

Quanto ao tamanho, as formas de leito podem ser classificadas como marcas de ondas (*ripples*), dunas subaquosas (*megaripples*) e ondas de areia (*sand waves*). Porém, como as variáveis envolvidas no processo de formação das formas de fundo dependem da velocidade e direção do fluxo do fluido além da granulometria e coesão do sedimento, este tipo de classificação ainda não é consensual na literatura (ALLEN, 1970; WRIGHT, 1995)

### 3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

#### 3.1. A PLANÍCIE COSTEIRA ADJACENTE

A área estudada é adjacente a uma planície costeira primeiramente estudada por Bigarella (1946). Posteriormente, Maak (1968) descreve as principais unidades geológicas da planície costeira e da geografia física da região. A Comissão da Carta Geológica do Paraná, instituída no final da década de sessenta, publica mapas geológicos da região na escala 1:70.000 baseados em levantamentos sistemáticos realizados ao longo de toda a faixa litorânea do estado.

Um estudo detalhado da planície costeira paranaense foi realizado por Angulo (1992) que apresenta mapas dos ambientes de sedimentação e das unidades geomorfológicas em escala 1:50.000 e 1:100.000 e, baseando-se em indicadores sedimentares e biológicos, tece considerações sobre as variações do nível relativo do mar (NRM) durante o Pleistoceno e o Holoceno. Segundo Angulo (1992), a planície costeira do estado do Paraná é composta majoritariamente por sedimentos quaternários depositados em ambientes continentais e marinhos (figura 20).

Os sedimentos continentais são cascalhos com matriz areno-argilosa, localizados nas proximidades do sopé de serras, na forma de depósitos de leques, tálus e colúvios, associados às vertentes. Os sedimentos marinhos são depósitos de areias finas a muito finas, quartzosas e bem selecionadas constituindo feixes de cordões litorâneos orientados paralelamente à linha de costa atual (SW-NE), que ocorrem na forma de terraços cujas proporções decrescem em direção ao oceano. Nas proximidades do Balneário de Pontal do Sul (ao norte da área de estudo), a altura dos terraços varia de 1,8 a 4,6 m. Sedimentos paleo-estuarinos arenosos e areno-argilosos ocorrem em áreas baixas e associados ao fundo de antigos vales fluviais.

LESSA *et al.* (2000) interpretam a planície costeira em questão como dois sistemas de barreira – laguna com evolução controlada por duas transgressões correspondentes à Transgressão Cananéia (120.000 anos antes do presente A.P.) e à Transgressão Santos (5.100 anos A. P.), referentes aos dois últimos períodos interglaciais do Quaternário. As unidades identificadas seriam: barreira holocênica transgressiva, barreira holocênica regressiva, estuário holocênico, canal estuarino holocênico, sedimentos continentais cenozóicos, estuário pleistocênico, barreira pleistocênica e embasamento cristalino.

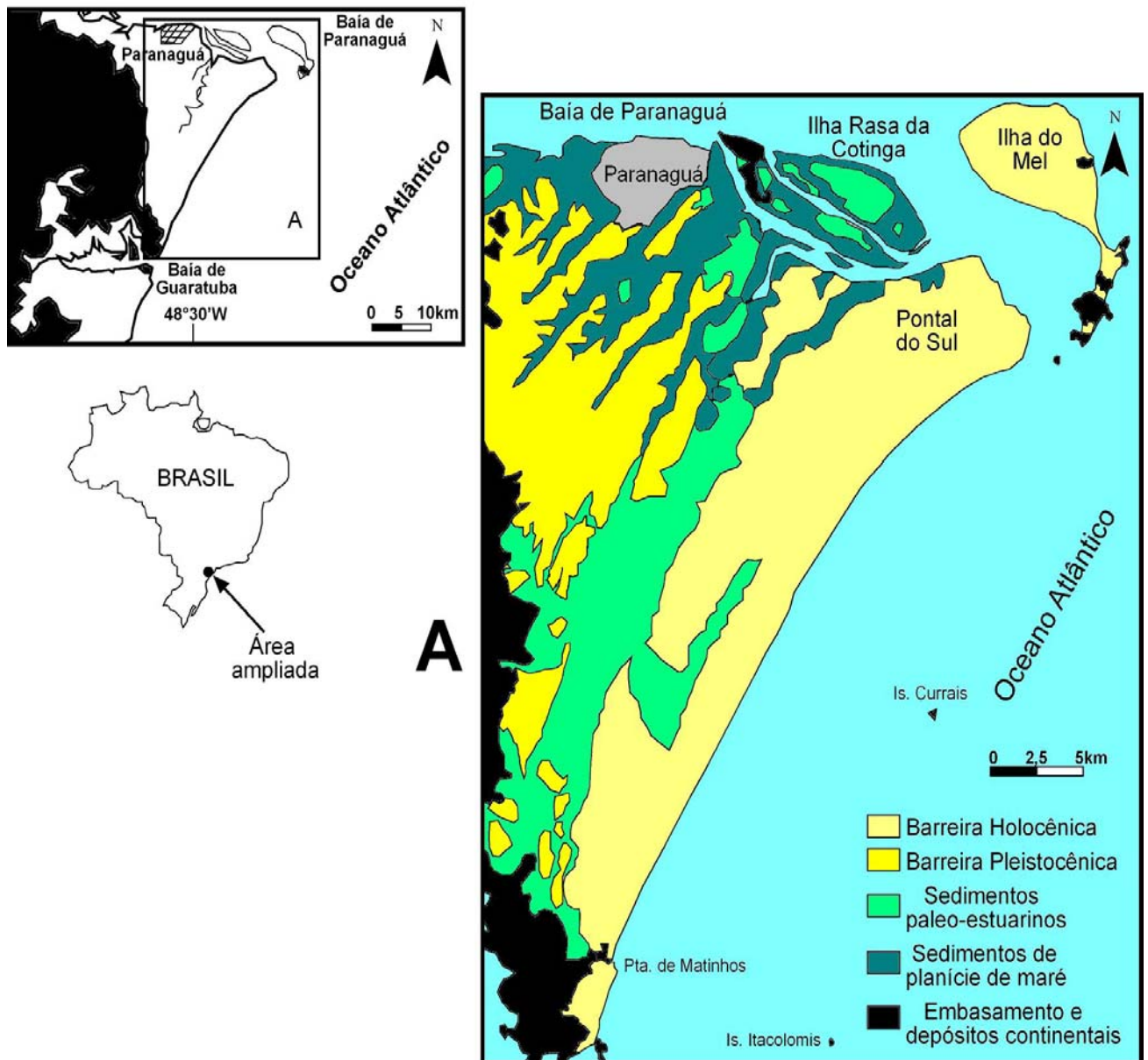


Figura 20 - Mapa geológico simplificado da porção central da planície costeira paranaense (modificado de ANGULO, 1992; depois de LESSA *et al.*, 2000).

O modelo estratigráfico proposto por Lessa *et al.* (2000) pode ser observado na figura 21 no qual a barreira regressiva Holocênica encontra-se sobre sedimentos paleo-lagunares mais antigos. Neste modelo, o limite inferior da *Shoreface Superior* encontra-se entre -6 e -8 m abaixo do nível médio do mar (NMM) atual.

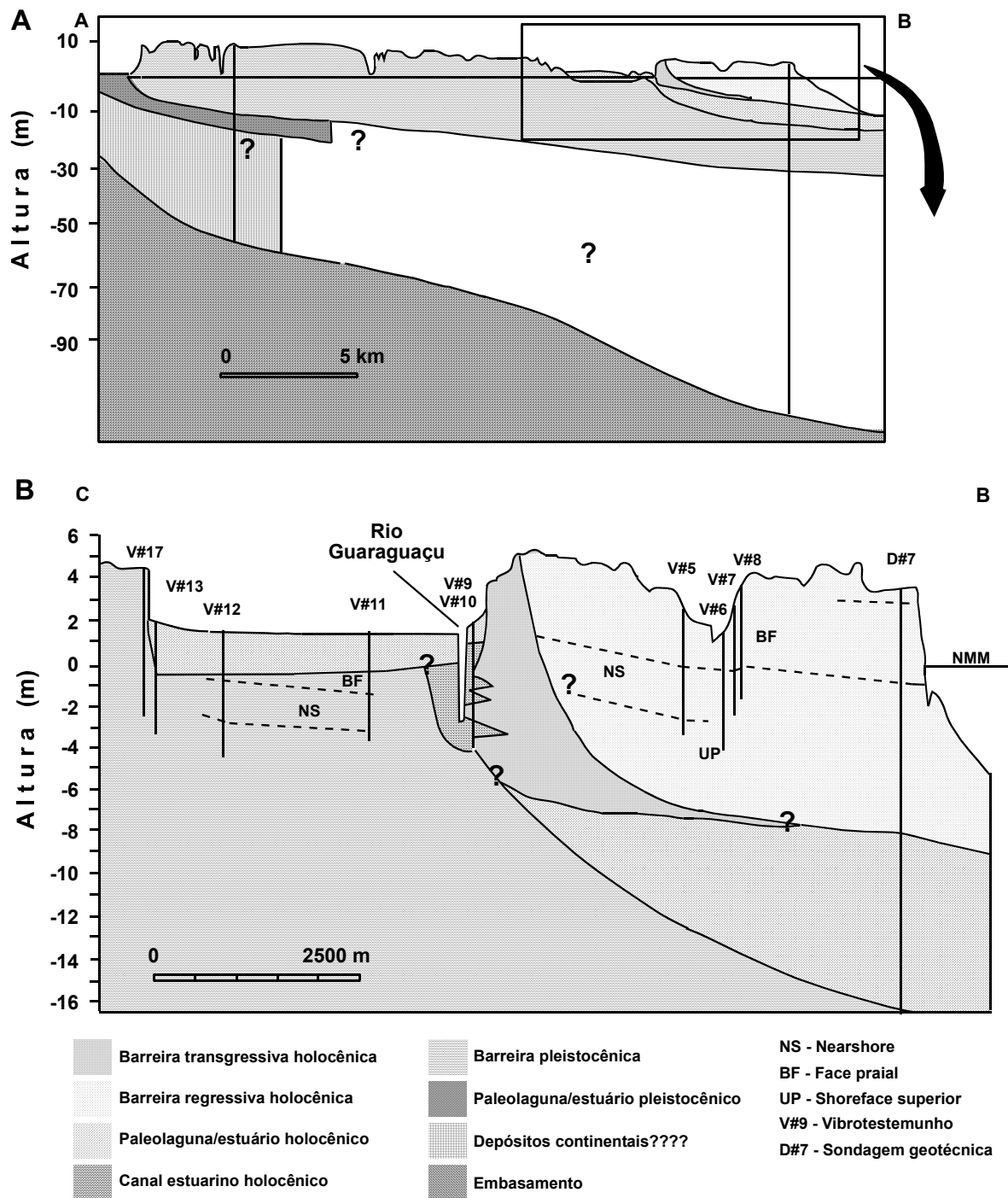


Figura 21 - Modelo de evolução da planície costeira paranaense proposto por LESSA *et al.* (2000).

SOUZA *et al.* (2003) propõem um modelo evolutivo para a barreira holocênica na região de Paranaguá, sul do Brasil; a partir de descrições detalhadas de fácies sedimentares e de datações  $^{14}\text{C}$  (figura 22). A associação de fácies é interpretada como sendo uma seqüência regressiva depositada em ambientes de plataforma

interna, face litorânea, face praial, pós-praia e dunas frontais, sobre um substrato pleistocênico de plataforma rasa. A idade proposta para a barreira na área seria de 4.000 a 3.000 anos A. P., baseando-se em datações  $^{14}\text{C}$  obtidas a partir de conchas de moluscos articuladas encontradas em posição de vida.

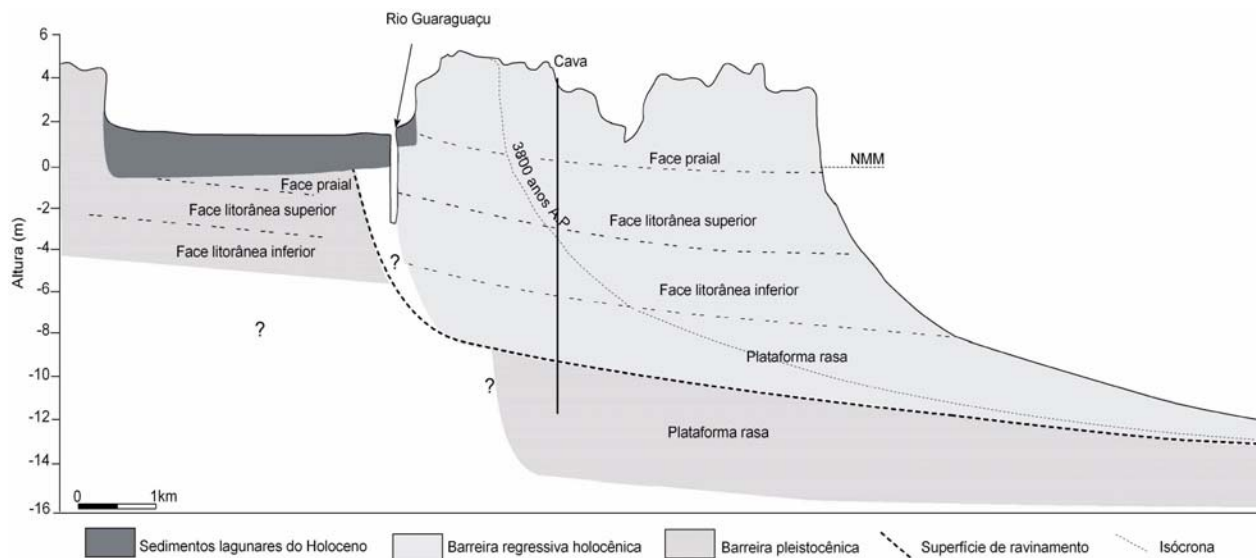


Figura 22 - Modelo de evolução da barreira holocênica proposto por SOUZA *et al.* (2003) para a região de Paranaguá.

Note-se que no modelo acima, a paleo-laguna holocênica proposta por LESSA *et al.* (2000) não ocorre, tampouco a barreira transgressiva holocênica não foi reconhecida no trabalho de SOUZA *et al.* (2003).

A profundidade definida para o limite inferior da *Shoreface* (definido neste trabalho como Face Litorânea), encontra-se e próximo da cota de -8 m abaixo do NMM atual, coincidindo com o proposto por LESSA *et al.* (2000).

### 3.2.VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR

O registro das variações do nível relativo do mar (NRM) na região pode ser observado no mapa geológico da planície costeira paranaense elaborado por ANGULO (1992) (figura 20) que mostra a barreira Pleistocênica e a barreira Holocênica. Na região sul do Brasil, registros indicam que o NRM esteve entre 3 e 5 metros acima do nível atual há cerca de 5.000 anos A.P., oscilando (SUGUIO *et al.*, 1985) ou baixando gradualmente (TOMAZELLI, 1990; ANGULO & SUGUIO, 1995; ANGULO & LESSA, 1997) desde então até o nível presente (figura 23).

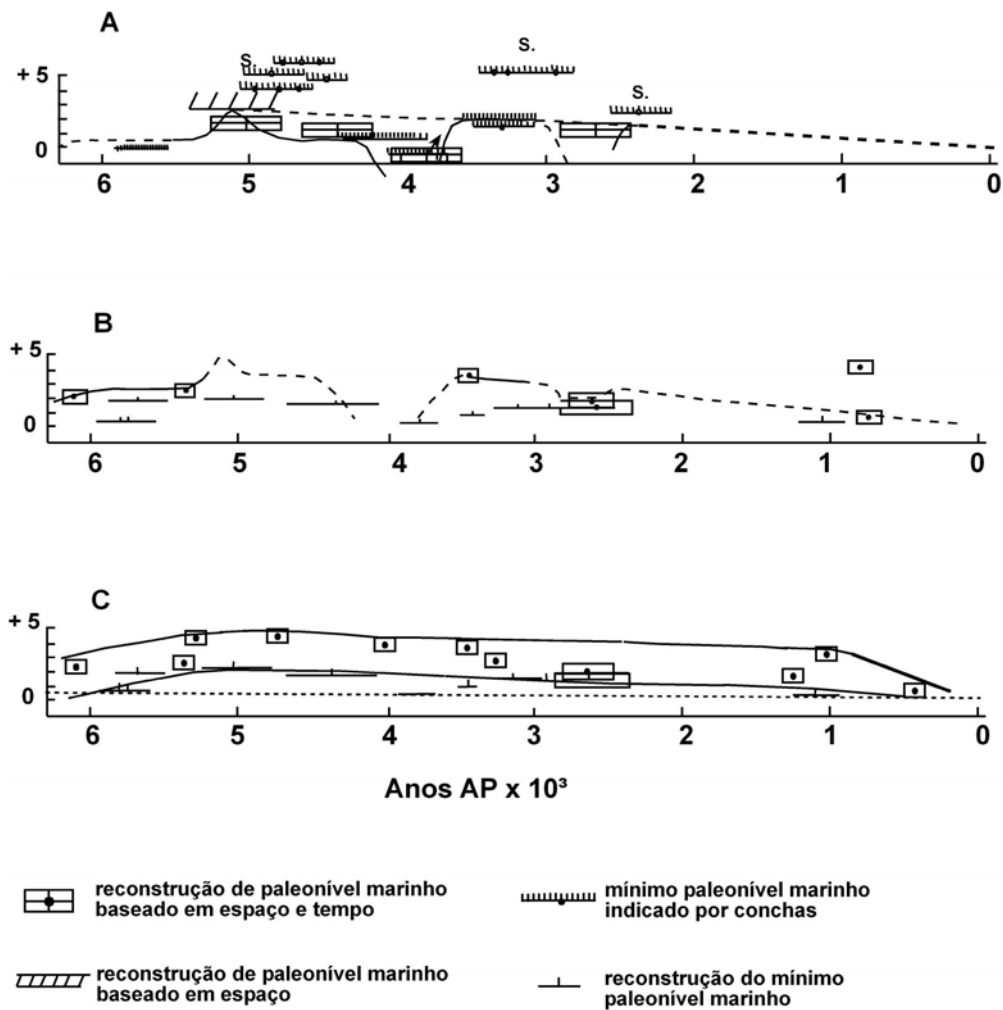


Figura 23 - Curvas propostas para a região do estudo por: A) SUGUIO *et al.* (1985); B) ANGULO & SUGUIO (1995) e ANGULO & LESSA (1997) (Modificado de LESSA *et al.*, 2000).

### 3.3.A FACE DA COSTA

Pouco se conhece sobre as características estratigráficas e sedimentológicas da face da costa paranaense. Estudos realizados nas proximidades do balneário de Matinhos por BORZONE *et al.* (1999), demonstram a complexa variação granulométrica dos sedimentos presentes na face da costa da região. Estes autores, descrevem para a região de Matinhos sedimentos com teores superiores a 10% de silte+argila entre as isóbatas de 6 e 10 metros e áreas com areias finas intercaladas com lentes de areias médias e grossas acima desta profundidade, o que demonstra que uma granodecrescência em direção às regiões mais profundas descrita nos modelos teóricos de sedimentação em plataformas rasas por vários autores como EMERY (1968), ALLEN (1970), SWIFT & THORNE (1991), WALKER & PLINT



(1992), WRIGHT (1995), KOMAR (1998), não corresponde à realidade para o local. A área em estudo situa-se entre os Complexos Estuarinos de Paranaguá e de Guaratuba e recebe a pluma de sedimentos transportados por marés vazantes de ambas as desembocaduras, conforme a incidência de ondas de NE ou de SE (NOERNBERG, 2001).

No litoral norte do Rio Grande do Sul, registros de sonar de varredura realizados na face da costa revelaram variações texturais dos sedimentos de fundo de areia grossa até silte muito fino, numa mistura de componentes que revela a ação de distintos mecanismos de acumulação e retrabalhamento dos sedimentos (GRUBER *et al.*, 2001). Estes autores consideram que a ocorrência destas variações sedimentares estaria relacionada à translação das linhas de costa e níveis de estabilização pretéritos da última transgressão Holocênica. Ainda segundo GRUBER *et al.* (2001), a heterogeneidade de sedimentos depende da herança geológica local, consistindo em depósitos palimpséticos. A ocorrência de depósitos lamosos de paleolagunas recobertos por depósitos praias e de plataforma, bem como de depósitos bioclásticos de paleolinhas de praia afogadas, estão presentes no modelo discutido por ROY & COWELL (1991) *in*: GRUBER *et al.*, (2001).

### 3.4.CORRENTES

No caso do litoral paranaense, devido aos sistemas frontais se originarem ao sul, correntes associadas a estes eventos são bastante atuantes e deslocam-se de sul para norte. ANGULO (1995), cita feições morfológicas na área que indicam deriva litorânea predominante para norte. A orientação dos cordões de praia sugerem uma progradação de sul para norte, as desembocaduras dos rios apresentam curvatura voltada para o norte e os deltas de marés na desembocadura dos estuários são mais pronunciados no lado sul.

A inversão da deriva para o sul ocorre frequentemente e foi observada em campo diversas vezes em períodos de bom tempo com ventos predominantes do quadrante NE, mas sua intensidade é bem menos pronunciada.

NOERNBERG (2001), baseado em imagens do satélite Landsat 7 durante condições de alta energia de ondas, descreve mega-correntes de retorno (*mega-rip-currents*) na porção central da área, formadas pelas massas d'água convergindo de Pontal do Sul para Praia de Leste e de Matinhos para Praia de Leste, ultrapassando a isóbata de 10 m (figura 24). Nestas condições de energia, o referido autor afirma

poder haver trocas importantes de propriedades e constituintes entre a zona de surfe e a plataforma rasa.

Deve-se ressaltar que NOERNBERG (2001) analisou uma imagem momentânea do ambiente, o que não traduz a totalidade dos estados dinâmicos da área nem tampouco dos processos físicos de transporte sedimentar que ali possam ocorrer.

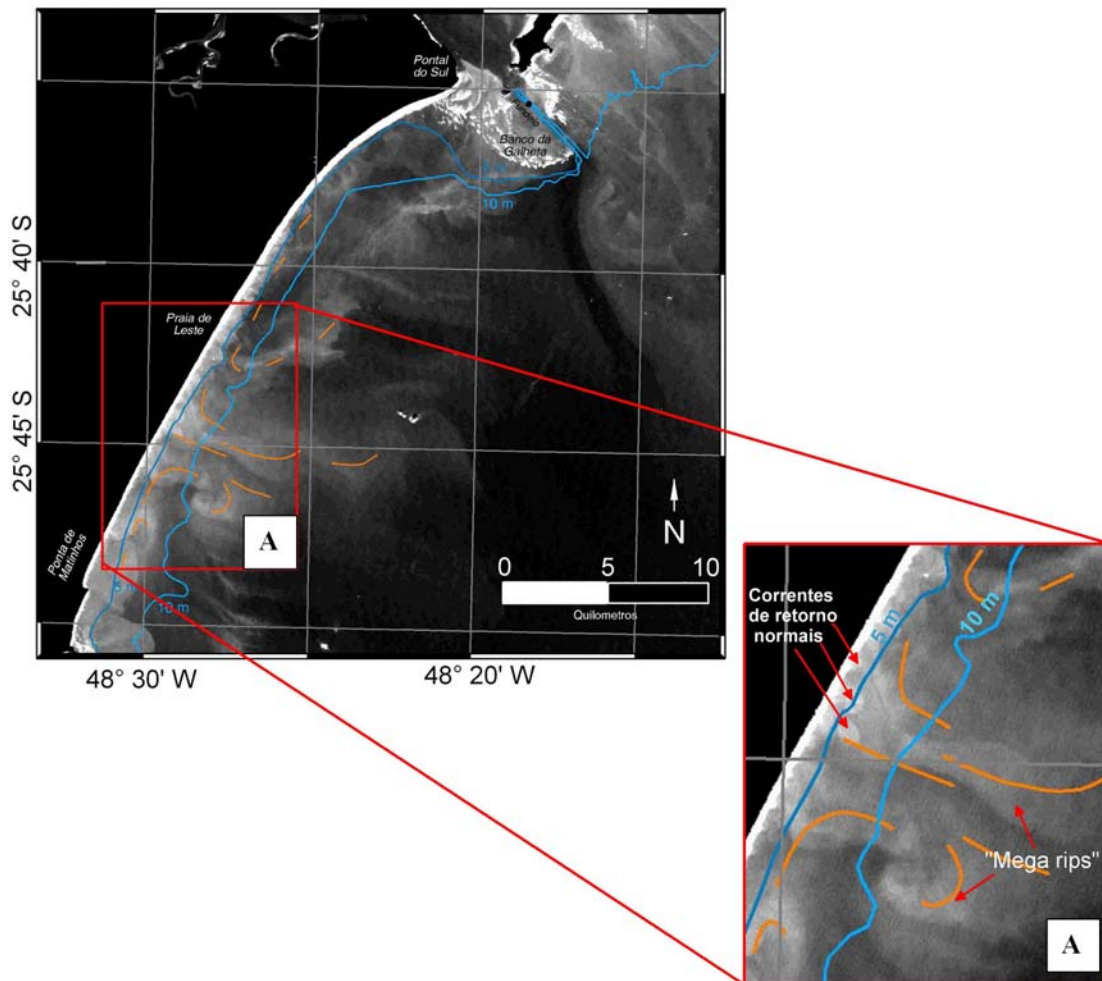


Figura 24 - Imagem de satélite Landsat 7 mostrando as plumas de sedimento causadas pela ação das correntes de retorno. A - Detalhe da imagem onde podem ser identificadas as correntes de retorno e as mega-correntes de retorno (*mega rips*) (modificado de NOERNBERG, 2001).

QUADROS (2002) faz importantes considerações sobre a coincidência dos eventos maiores de erosão (ressacas) nas praias da região com os sistemas frontais de alta energia que ocorrem na costa paranaense. Zonas de baixa pressão formam-se entre um ciclone e um anticiclone subtropical criando uma extensa pista de vento

e, quando esta zona aproxima-se da costa em períodos de marés com maior amplitude, podem ocorrer severos danos a obras inadequadas realizadas junto á costa. Segundo o referido autor a combinação destes fatores e não um ou outro isoladamente seria a causa de grandes ressacas no litoral paranaense.

### 3.5.ONDAS

Há poucos estudos estatísticos sobre os padrões de ondas na região. Uma campanha realizada pela PORTOBRAS (1983) (tabela 2) com bóia e acelerômetro diferencial mostrou frentes de ondas aproximando-se da área principalmente de ESE e SE, com altura média de 1,8m e período médio de 11s.

Tabela 2 - Características mensais das ondas na costa paranaense entre 21/08/1982 e 21/01/1983 (PORTOBRÁS, 1983).

	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
Altura máxima (m)	2,35	3,95	3,20	2,65	3,50
Altura significativa – Hs (m)	1,58	2,54	2,04	1,49	2,13
Período médio (s)	16,53	10,73	12,00	9,80	12,00
Direção (°)	–	112	133	140	123

### 3.6.MARÉS

De acordo com o Laboratório de Física Marinha - LFM do Centro de Estudos do Mar - CEM, a costa paranaense possui regime de micromarés (amplitudes normalmente menores que 2,0 m). HARARI & CAMARGO,1994, indicam uma amplitude de maré de 1,8 m na embocadura da baía de Paranaguá, decrescendo ao longo da costa tanto para sul quanto para norte.

MARONE & CAMARGO (1994), analisando uma maré meteorológica na Baía de Paranaguá em 18 de agosto de 1993, detectaram um aumento de 0,80 m do nível previsto. Segundo os referidos autores este fenômeno é observado dentro do estuário, sendo causado pelo represamento e empilhamento da massa d'água na zona costeira.

### 3.7. CLIMA

Segundo a classificação de KÖEPPEN é do tipo Cfa, definido como subtropical úmido e mesotérmico, com verão quente. Conforme IPARDES (1990,1991), a temperatura média está em torno de 22°C nas latitudes mais setentrionais e de 20,8°C nas mais meridionais. As médias máximas na planície litorânea são de 29,6°C e as médias mínimas de 14,8°C. Este tipo climático está sujeito a geadas pouco frequentes, precipitações regulares durante todos os meses do ano e não apresenta estação seca definida.

### 3.8. VENTOS

Os ventos no litoral paranaense são definidos pelo anticiclone do Atlântico Sul e pelo anticiclone migratório polar na sua ação sobre o ramo atlântico da massa polar (BIGARELLA *et al.*, 1978).

O Laboratório de Física Marinha do Centro de Estudos do Mar da Universidade Federal do Paraná - UFPR manteve o monitoramento de parâmetros meteorológicos durante os anos de 1996 a 1999 (Figura 25).

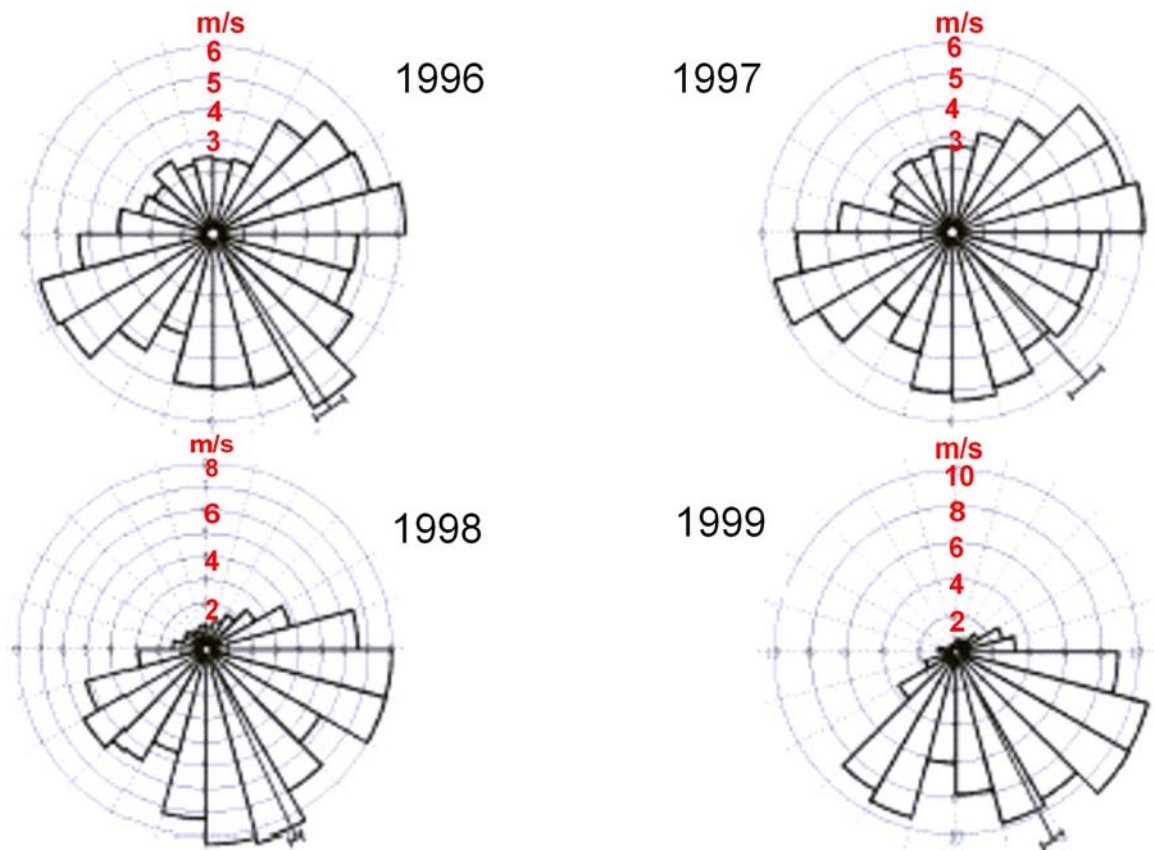


Figura 25 - Diagrama das direções do vento em Pontal do Sul. Fonte: LFM - CEM. (NOERNBERG, 2001).

Segundo NOERNBERG (2001) pode-se concluir que houve uma mudança no padrão de ventos dos anos 1996 e 1997 para os anos 1998 e 1999. Os ventos frequentes de NE diminuíram sensivelmente. Este autor correlaciona o fato com o fenômeno *El Niño* ocorrido em 1997-1998, que teria ocasionado um aumento na frequência de sistemas frontais provenientes de sul, modificando os padrões de vento normais que apresentam a componente NE acentuada.

### 3.9.PRECIPITAÇÕES

A estação mais chuvosa é o verão e a menos chuvosa o inverno. No verão ocorrem as maiores precipitações em 24 horas, em torno de 100 mm, podendo atingir máximos de 400 mm, sendo a época de maior risco de enchentes e enxurradas (IPARDES,1990).

A estação meteorológica do CEM em Pontal do Sul, operada pelo LFM, registrou para o ano de 2000 a precipitação total de 3.144 mm, sendo o mês mais chuvoso o de fevereiro com 498 mm e o menos chuvoso o de abril com apenas 21 mm de precipitação (figura 26).

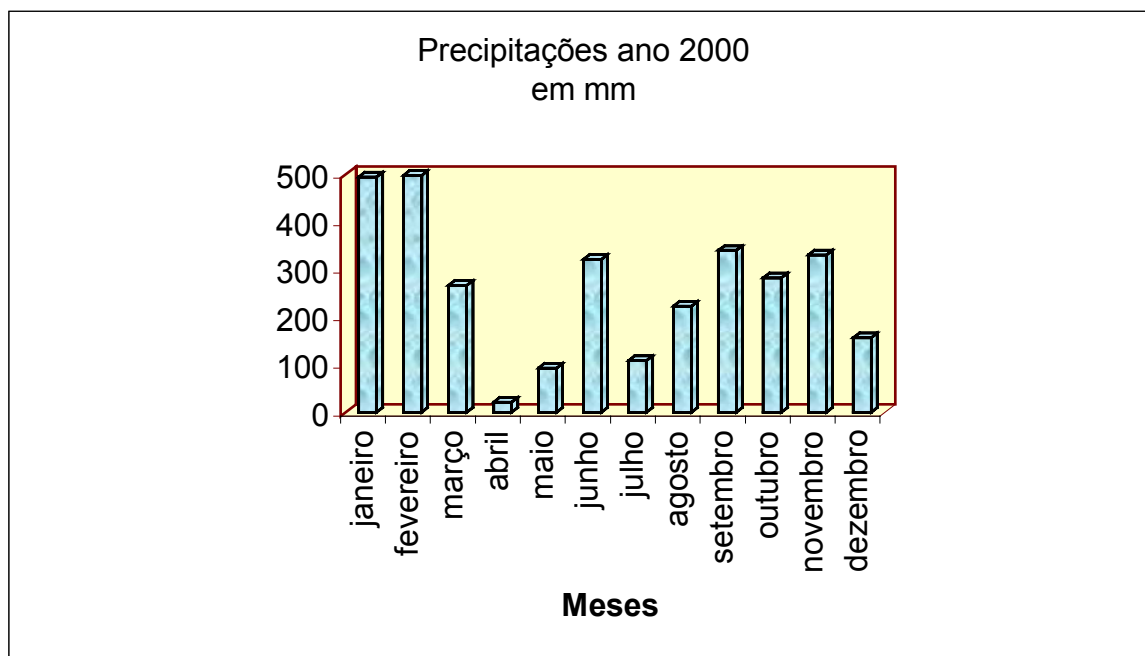


Figura 26 - Precipitação mensal (mm) em Pontal do Sul no ano de 2000. (Fonte: LFM - CEM - UFPR).

### 3.10. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA REGIÃO

SAYÃO (1989) estimou em cerca de  $300 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$  o volume de areia movendo-se para norte na região próxima à baía de Paranaguá.

Para LESSA *et al.* (2000), devido à presença do canal que corta o delta de desembocadura da baía no sentido leste-oeste, pode-se supor que este esteja agindo como uma armadilha de sedimentos e que o montante de areia transportado pelas correntes de deriva na região seja pelo menos duas vezes maior que aquele calculado por SAYÃO (1989).

Segundo dados da Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina – APPA (1994), o volume de areia dragado do canal de acesso ao porto de Paranaguá entre os anos de 1987 e 1993, foi da ordem de  $1.100 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$ .

LAMOUR *et al.* (submetido) estudando a porção externa do canal de acesso aos portos de Paranaguá e Antonina, que corta o delta de maré vazante no sentido L-O, calculam taxas de assoreamento em uma área crítica que variam entre  $19 \times 10^3 \text{ m}^3$  (1993/94),  $229 \times 10^3 \text{ m}^3$  (1997/98) e  $103 \times 10^3 \text{ m}^3$  (1998/2000), sendo que o maior valor representa aproximadamente 0,09% do volume do banco da Galheta. A discrepância acentuada entre as taxas de assoreamento encontradas deve-se, segundo os autores, a uma variação natural das taxas ou a diferenças metodológicas na aquisição dos dados de batimetria. LAMOUR *et al.* (2001), considera que o balneário de Pontal do Sul (imediatamente ao sul do canal da Galheta) encontra-se em processo erosivo desde 1997, o que poderia estar fornecendo um maior volume de sedimentos para o transporte sedimentar longitudinal preferencial de sul para norte na região, causando um maior aporte de sedimentos no setor externo do canal da Galheta.

Os dados sobre transporte de sedimentos na área estudada disponíveis até o presente momento, fazem referência ao delta de maré vazante associado à desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá. Não há dados sobre o volume de sedimento transportado ao longo da costa aberta entre Matinhos e Pontal do Sul.

ALMEIDA *et al.* (2001) utilizando-se do Método do Fluxo de Energia, estimaram o potencial de transporte de sedimentos para vários trechos da costa do Rio Grande Sul com base em dados sobre a direção e frequência de ondas, obtendo valores entre  $640 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$  e  $1.780 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$ . Apesar da costa Riograndense possuir algumas características semelhantes à costa estudada (perfil da plataforma,

ângulo da linha de costa, composição sedimentar) fica a cerca de 500km ao sul do Paraná, sendo desaconselhável tecer comparações entre os dados lá levantados e a costa em questão. A costa riograndense é uma praia quase contínua, não apresentando pontões rochosos que servem como âncora a diversas praias paranaenses. Além disso, a costa paranaense é influenciada pela presença dos estuários de São Francisco (Santa Catarina) e de Guaratuba e Paranaguá (Paraná) e a costa do Rio Grande do Sul é principalmente influenciada pela desembocadura do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos.

## 4. MATERIAIS & MÉTODOS

### 4.1. BATIMETRIA

O mapa batimétrico da área foi gerado a partir de dados extraídos da Carta Náutica N° 1820 publicada pela Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN em 1961 e corrigida em 1991.

### 4.2. AMOSTRAGEM DE SEDIMENTOS DE FUNDO

Os sedimentos de fundo foram coletados a partir de embarcação com equipamento de busca a fundo tipo *Petite Ponar* (figura 27) em 289 pontos georreferenciados preestabelecidos em 16 perfis transversais à linha de costa. A distância entre os perfis foi de 2 Km, com amostras coletadas a cada 600 m (figura 28). As amostragens duraram 2 meses durante o verão em condições de tempo bom.



Figura 27 - Aspecto do amostrador de busca a fundo tipo *Petite Ponar*.



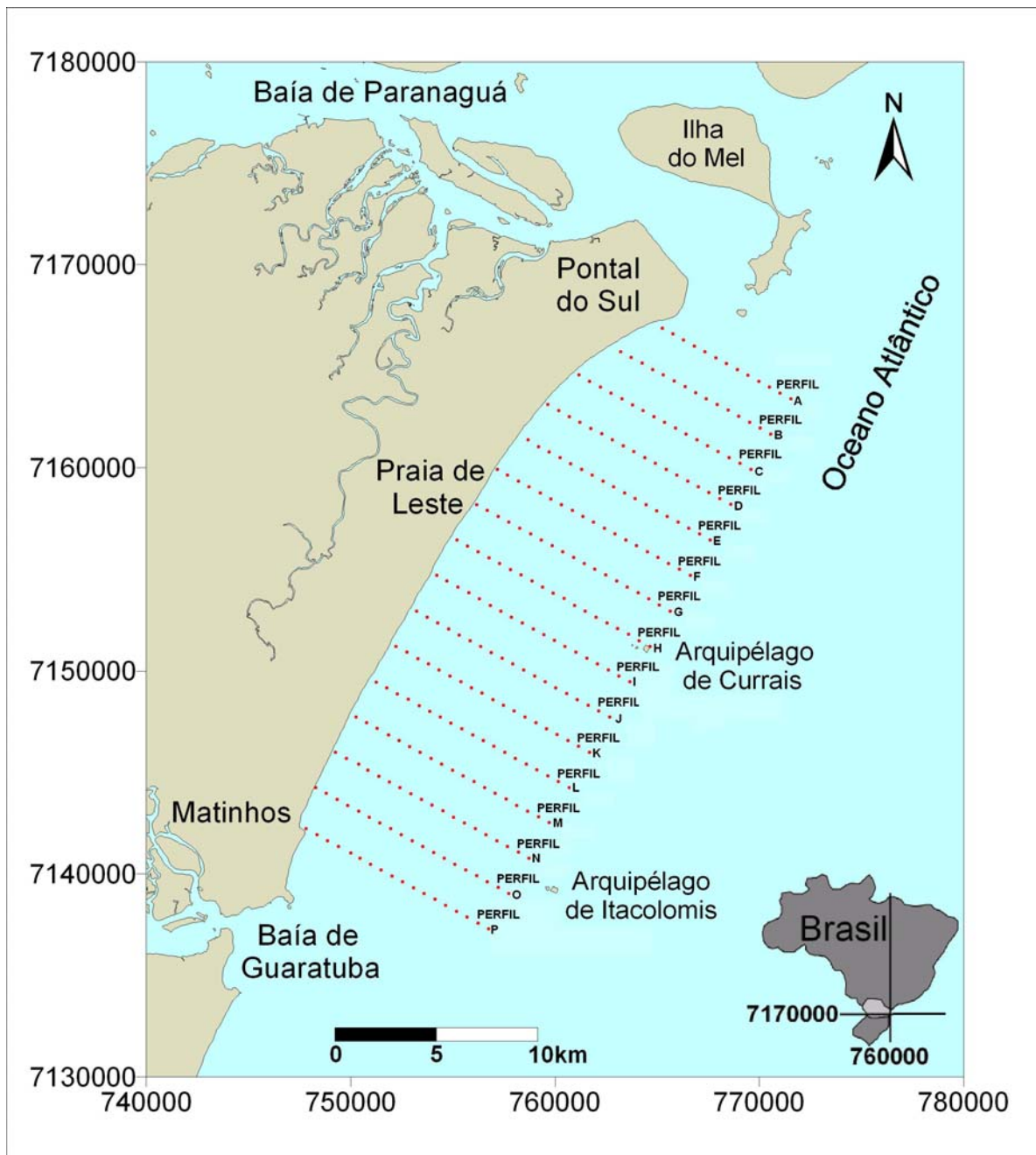


Figura 28 - Localização dos pontos de amostragem de sedimentos.

As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos de 20X30 cm e identificadas por etiquetas de papel vegetal e papel especial para *overlay* onde foi anotado com grafite a data e o número da amostra. Com a finalidade de evitar a alteração pós-coleta do teor de matéria orgânica presente no sedimento, as amostras foram congeladas até o momento do processamento em laboratório.

As etiquetas de papel vegetal apresentaram problemas de conservação após o descongelamento, tornando-se quebradiças e fragmentando-se, o que causou

alguns transtornos para identificação do material. Ao contrário, o papel especial para *overlay*, apresentou ótima conservação, cabendo a recomendação de sua utilização.

#### 4.3. FORMAS DE FUNDO

Para a caracterização das formas e fundo foram definidos 10 pontos de amostragem em dois perfis transversais à linha de costa e um ponto isolado (figura 29) em sítios com granulometrias diversas, baseados em mapa da análise granulométrica macroscópica de sedimentos de fundo elaborado previamente.

O método consiste em deslocar-se ao ponto pré-determinado com auxílio de GPS, mergulhar com equipamento de mergulho autônomo e fazer medições quanto à simetria, amplitude, direção e altura das cristas das formas de fundo. Para medir a simetria das formas utilizou-se uma chapa de acrílico de 20X20 cm à qual é preso um transferidor com um peso colado em sua curvatura na posição de 90°, a escala angular é então desenhada em maior tamanho no corpo da chapa acrílica para melhor visualização do ângulo sob a água. Posiciona-se a base da chapa nas faces da marca de onda para se obter o ângulo. Para determinação de comprimento e altura das marcas, utilizou-se escala centimétrica comum. A direção das cristas foi medida com auxílio de bússola de mergulho.

Foram realizados pelo autor, com auxílio da equipe de mergulho científico do Centro de Estudos do Mar da Universidade Federal do Paraná, 11 mergulhos a profundidades variando de 8 a 19 metros.

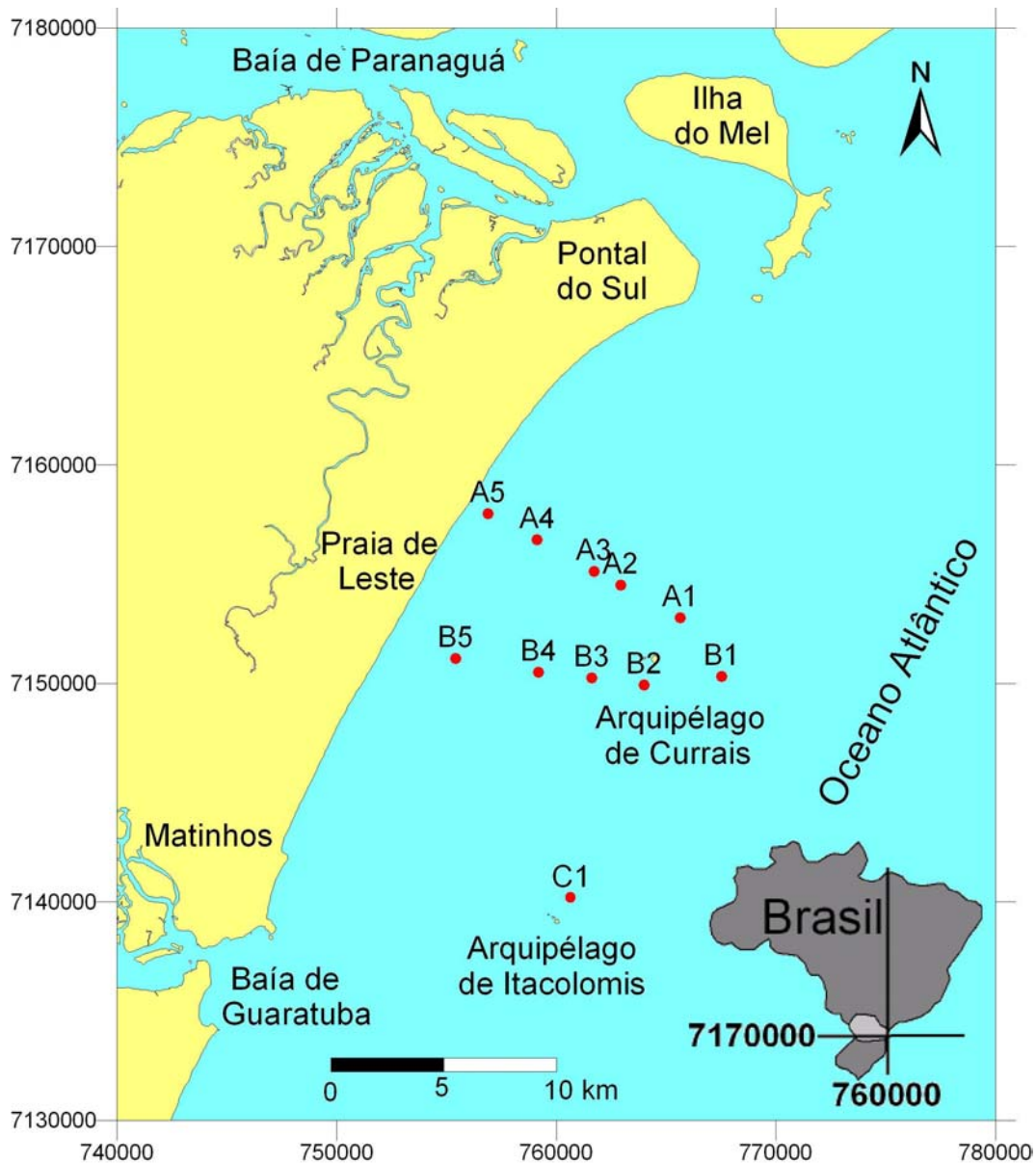


Figura 29 - Localização dos pontos de observação de formas de fundo e amostragem com *box-corer*.

#### 4.4. ESTRUTURAS SEDIMENTARES

As estruturas sedimentares foram identificadas a partir de testemunhos retirados com auxílio de *box-corer* (figura 30) desenvolvido pelo Laboratório de Estudos Costeiros da UFPR nos locais indicados na figura 29. O método consiste em mergulhar com equipamento autônomo até o leito marinho e introduzir o aparelho sem a tampa, com auxílio de marreta de 5 Kg no sedimento. Posteriormente é colocada a tampa e retirado o aparelho, que é inserido em saco plástico para minimizar a perda de material durante a ascensão à superfície. Estes testemunhos são deixados em repouso para secagem e, a seguir, é feito um *peeling*

da face da amostra utilizando tecido de algodão embebido em adesivo líquido com catalisador. Após o endurecimento do adesivo, é retirado o tecido, resultando em uma placa de sedimento endurecido de 20 X 20 cm, que é lavado em água corrente para ressaltar as estruturas sedimentares. O melhor resultado foi obtido utilizando uma mistura do adesivo com uma pequena quantidade de catalisador, para que o endurecimento não fosse completo, resultando em uma placa maleável. Para preservação do resultado, este método deixa a desejar, mas para visualização das estruturas, mostrou-se mais eficiente. Recomenda-se testar várias misturas a fim otimizar os resultados.

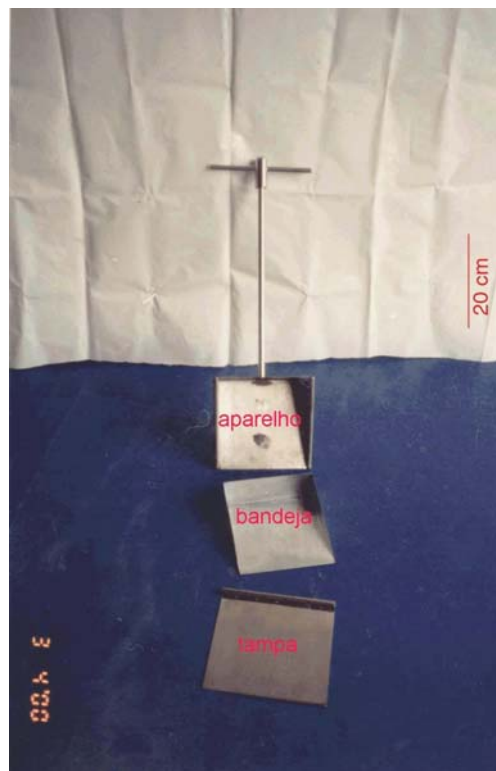


Figura 30 - Testemunhador tipo *box-corer* modelo D-2, para amostragem de sedimento inconsolidado (Foto: Logeo).

A eficiência do método pode ser observada nas figuras 31, 32 e 33 abaixo que demonstram como as estruturas sedimentares são ressaltadas após o processamento.

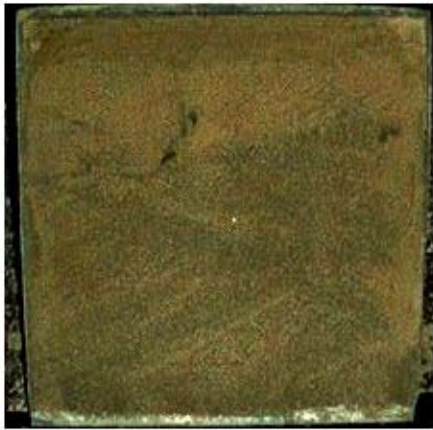


Figura 31 - Amostra limpa na bandeja.



Figura 32 - Peeling retirado da amostra



Figura 33 - Peeling após lavagem em água corrente. Observar que a imagem obtida é o espelho da original.

No ponto A5 foi realizada sondagem com tubo de alumínio de 3 polegadas de diâmetro e comprimento de 50 cm, para investigar os sedimentos mais finos encontrados a profundidades de 8 a 10 metros na área estudada.

#### 4.5. ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

Os sedimentos foram observados em lupa binocular e classificados de acordo com o grau de arredondamento de acordo com RUSSEL & TAYLOR (1937). As análises granulométricas completas foram processadas segundo o método descrito por SUGUIO (1973) para o peneiramento com peneiras a intervalos de  $0,5 \Phi$  e pelo método de CARVER (1971) para a pipetagem com intervalos de  $1 \Phi$ . Posteriormente foram processadas com o auxílio do software SysGran 2.4 para o cálculo dos

parâmetros granulométricos segundo FOLK & WARD (1957). O teor de carbonato foi obtido tratando-se 10 g da amostra com HCl a 10% de volume até cessar a efervescência, lavando-se em seguida o material com água morna destilada e posto a secar para pesagem. O teor de matéria orgânica foi obtido através da queima de 5 g de material seco em mufla a 600 °C.

#### 4.6. GERAÇÃO DO BANCO DE DADOS

Para gerar os mapas foi criado um banco de dados montado em planilhas contendo as informações contidas no quadro 1.

Quadro 1 - Estrutura do banco de dados.

<b>Número da amostra</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>	<b>Profundidade</b>	<b>Média Granulométrica</b>	<b>Grau de Seleção</b>	<b>Assimetria</b>	<b>Teor de Matéria Orgânica</b>	<b>Teor de Carbonatos</b>
--------------------------	-----------------	------------------	---------------------	-----------------------------	------------------------	-------------------	---------------------------------	---------------------------

A partir deste banco de dados foram gerados os mapas de isolinhas batimétrico, média granulométrica, seleção, assimetria, matéria orgânica e carbonatos com o auxílio do software *Surfer 7.0* pelo método de interpolação linear - triangulação W.

#### 4.7. SONDAGENS

Para a cubagem de jazidas de areia médias e grossas foram realizadas 18 sondagens em frente ao Balneário de Matinhos e 20 próximas ao Arquipélago de Currais. Para a investigação das camadas de sedimento lamoso foi sondado um ponto próximo à costa de Praia de Leste como indicado na figura 34.

As figuras 35 e 36 mostram o detalhamento dos pontos de amostragem sobre as jazidas Matinhos e Currais previamente escolhidas.

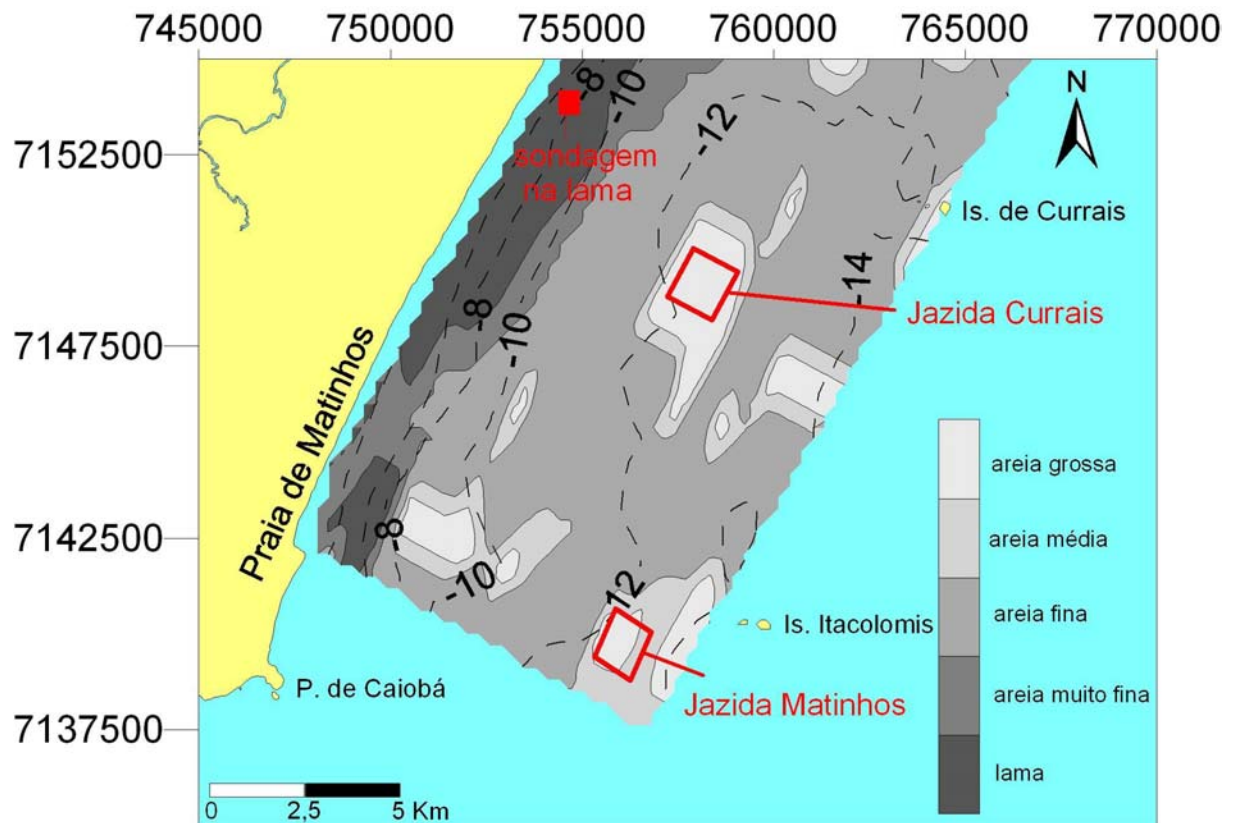


Figura 34 - Localização das jazidas escolhidas para cubagem e do ponto de sondagem na lama próxima à costa.

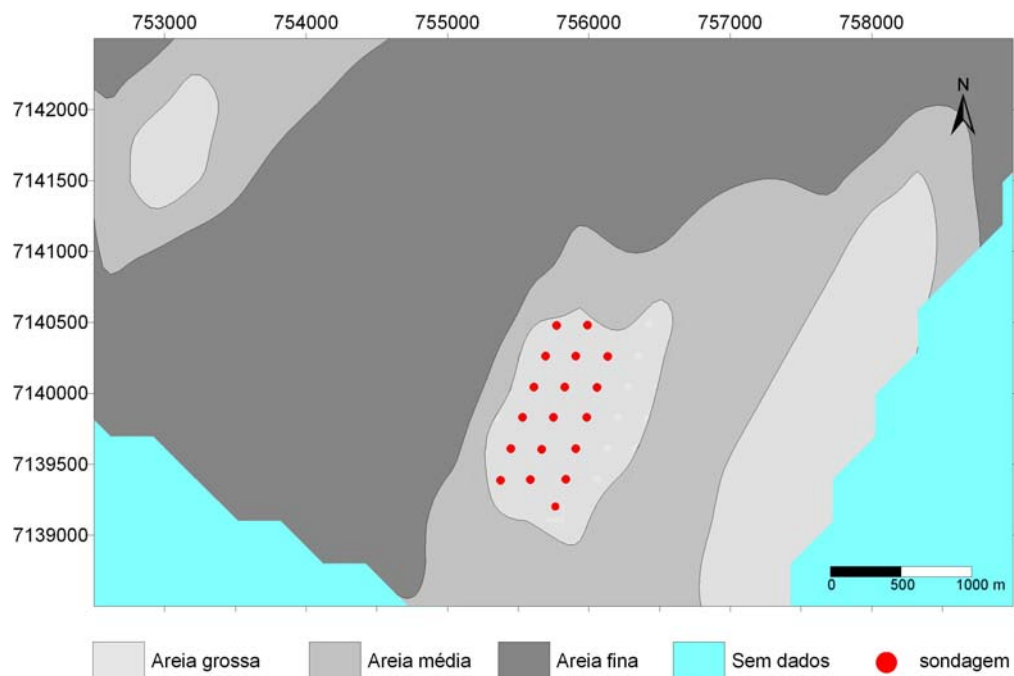


Figura 35 - Detalhamento dos pontos de sondagem na jazida Matinhos.

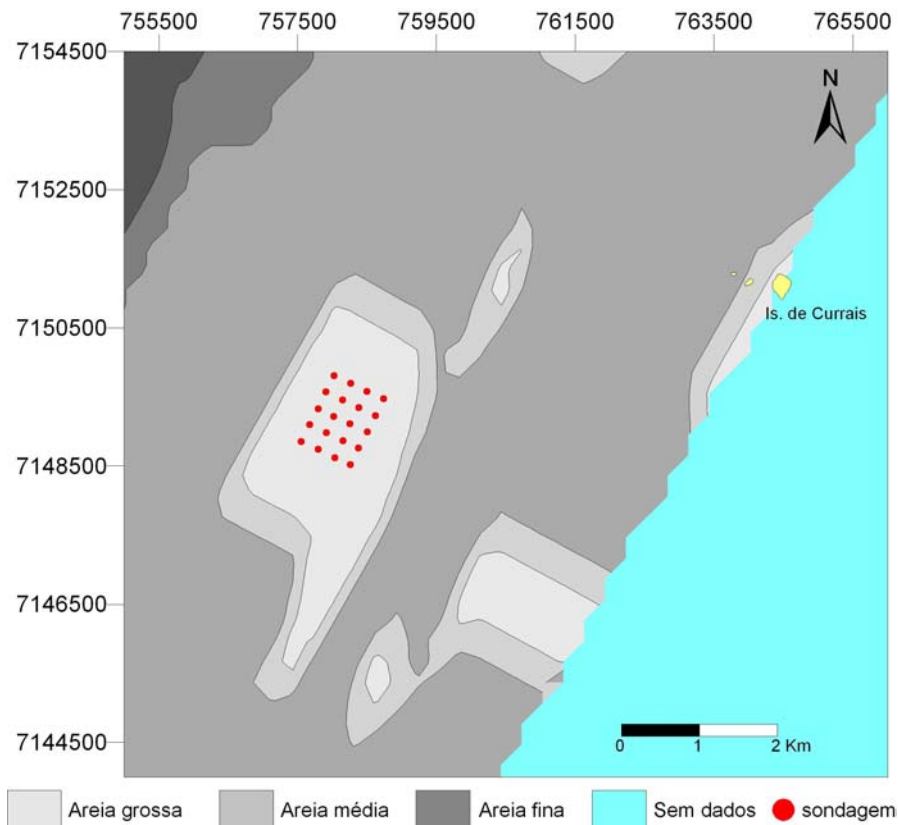


Figura 36 - Detalhamento dos pontos de sondagem na jazida Currais.

O método consiste deslocar-se aos pontos preestabelecidos utilizando equipamento GPS e mergulhar com equipamento autônomo até o leito marinho, introduzindo com auxílio de marreta de 5 Kg, tubos amostradores de 1,5 metro de comprimento no sedimento para tentar recuperar o máximo possível de material do substrato. Foram utilizados tubos de PVC rígido de 50 milímetros de diâmetro. Após a penetração, é colocada uma tampa para selar a abertura superior do tubo e evitar a perda de material. Quando retirado, o tubo é fechado na parte inferior por outra tampa. A amostra é então levada para a superfície e transportada para o laboratório sempre na posição vertical para tentar preservar as suas características. Após secagem, o tubo é serrado, descartando-se a porção que estiver vazia, as tampas são então substituídas por fita adesiva. O tubo é então aberto com auxílio de serra circular, tomando-se o cuidado para serrar apenas as paredes do cano, lateralmente e em posições diametralmente opostas, passa-se então um arame ou fio de náilon grosso ao longo das aberturas feitas pela serra e a amostra é dividida ao meio para observação do conteúdo.

A espessura da camada de areia média a grossa pôde então ser medida e os dados processados para o cálculo de volumes no software *Surfer 7.0*. Utilizando-se



o recurso de interpolação, gera-se uma superfície limite para o material de interesse  $Z = x$ , onde  $x$  é a profundidade alcançada pelo material de interesse, e outra com valor de  $Z = 0$  representando o substrato marinho. O volume de material é representado pela diferença existente entre as duas superfícies.

#### 4.8. DATAÇÕES AO $^{14}\text{C}$

Uma amostra retirada por testemunho com 50 X 5 cm forneceu a quantidade de matéria orgânica necessária para a realização de datação ao  $^{14}\text{C}$  pelo método AMS (*accelerator mass spectrometry*) no *Radiocarbon Dating Laboratory* (Canadá). O resultado foi calibrado com o programa CALIB 4.4 (STUIVER & REIMER 1993) utilizando-se variação de carbono residual ( $\Delta R$ ) de  $63 \pm 29$  anos determinado por ANGULO *et al.* (2005), utilizando-se dois sigmas para uma maior precisão do resultado.

#### 4.9. IMAGENS DE SONAR DE VARREDURA LATERAL - SIDESCAN.

Uma campanha com sonar de varredura lateral (marca Klein, modelo 530, que utiliza frequência de 100 kHz), foi realizada pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A – IPT, a pedido do Instituto Ecoplan, para observação de recifes artificiais marinhos, entre os Arquipélagos de Itacolomis e de Currais em profundidades de 15 a 20 metros na face da costa. Foram executados cerca de 15 Km de perfis geofísicos utilizando-se alcances laterais de 50, 75 e 100 metros, posicionados por meio de sistema DGPS (*differential global positioning system*) com equipamento da marca *Trimble Pro-XL*, com pós processamento dos dados.

## 5. RESULTADOS OBTIDOS

### 5.1. MAPA BATIMÉTRICO

Os dados de batimetria foram interpolados no software Surfer 7.0 resultando no mapa apresentado a seguir (figura 37).

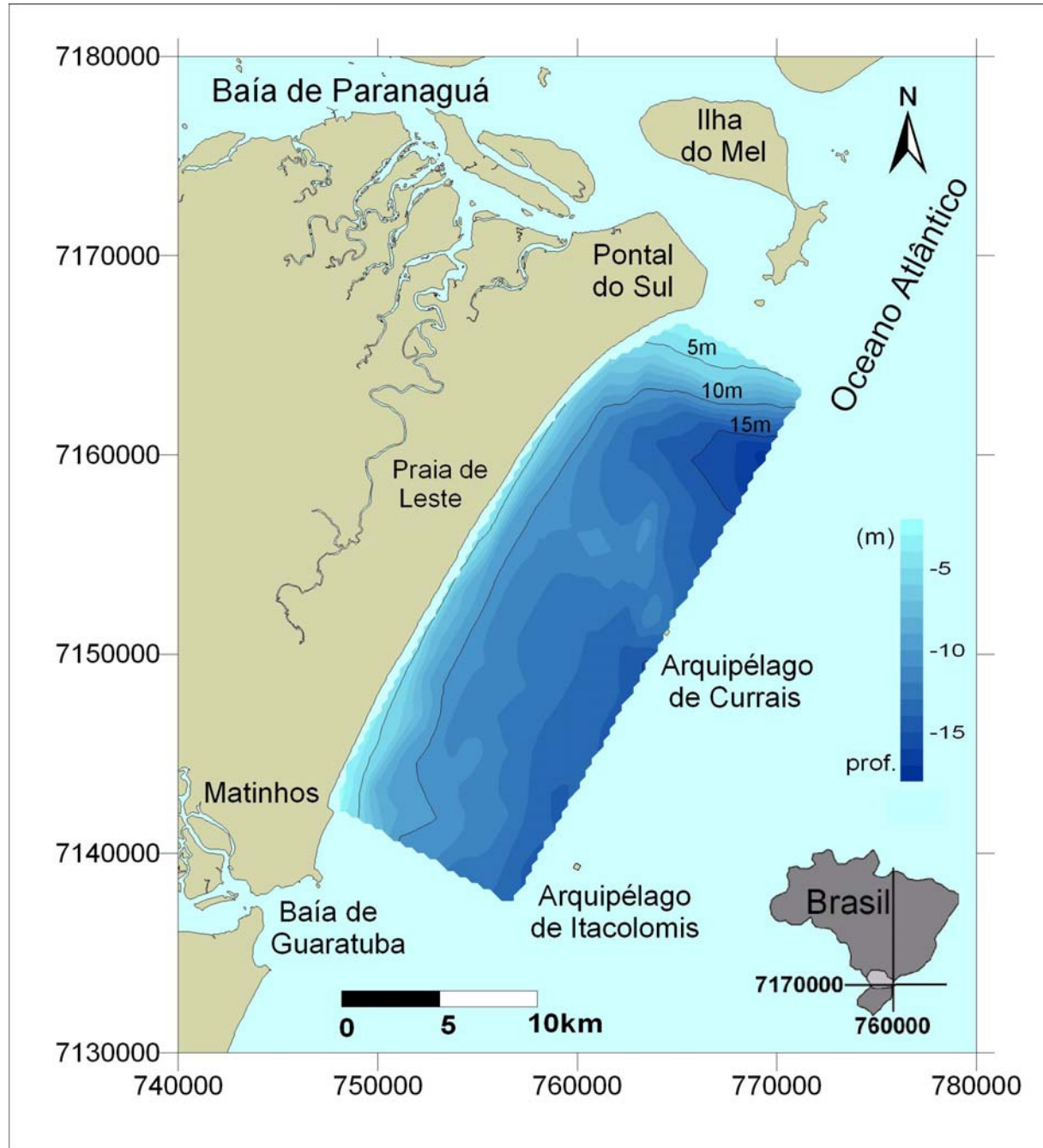


Figura 37 - Características batimétricas da área de estudo.

A face da costa na porção central do litoral paranaense apresenta gradientes suaves, entre  $1/65$  e  $1/700$ . Observa-se uma variação dos gradientes topográficos ao longo da plataforma sendo possível distinguir três segmentos: i) entre o nível

médio do mar e 7 m de profundidade, o gradiente fica em torno de 1/65; ii) entre 7 e 12 m de profundidade o gradiente fica em torno de 1/300; iii) e entre 12 e 15 m de profundidade o gradiente diminui até 1/700. Altos fundos podem ser observados a oeste dos arquipélagos de Currais e Itacolomis. No extremo norte da área situa-se o delta de maré vazante associado à desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá. Foi gerado um blocodiagrama com exagero vertical de aproximadamente 500 vezes para visualização do relevo submarino como mostra a figura 38.

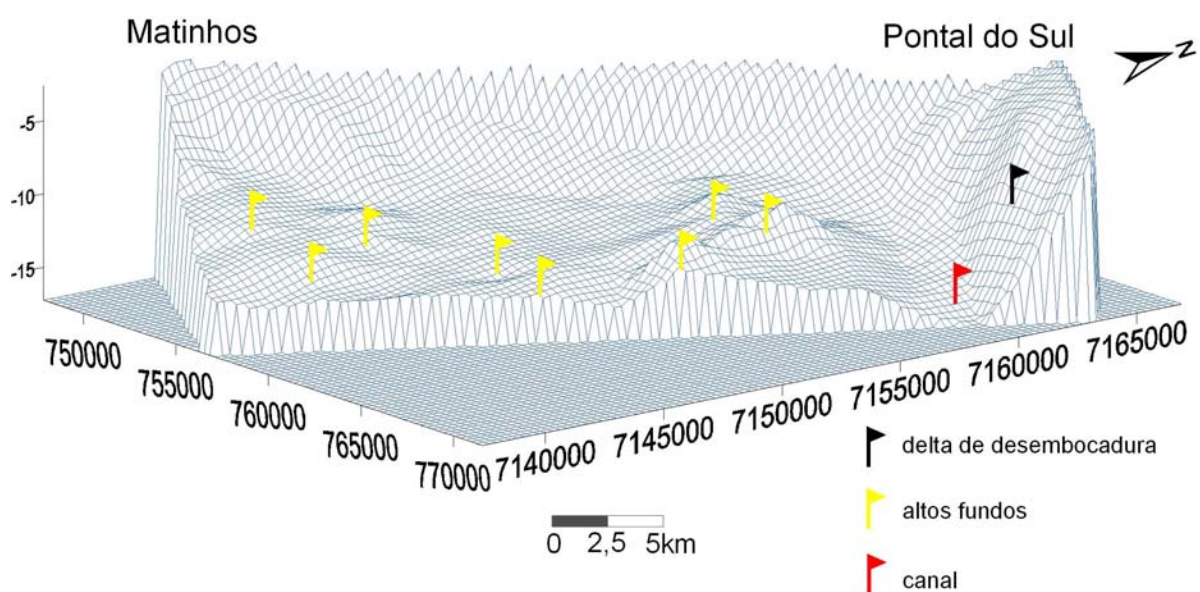


Figura 38 - Relevo do fundo oceânico na área de estudo com marcas nas feições mais destacadas. Exagero vertical de 500X.

## 5.2. SEDIMENTOLOGIA

### 5.2.1. MÉDIA GRANULOMÉTRICA

A granulometria dos sedimentos na região estudada apresenta grande predominância de areia fina (figura 39). Corpos de areia média a grossa ocorrem entre os 10 e 15 m de profundidade, sendo mais comuns na parte sul da área (figura 40). Junto à costa, entre os 5 e 10 m de profundidade, ocorre uma faixa de areia muito fina com teores de finos (silte + argila) entre 10 e 40 %. A largura desta faixa é maior na parte norte da área, onde pode ultrapassar 2 km de largura (figura 41).

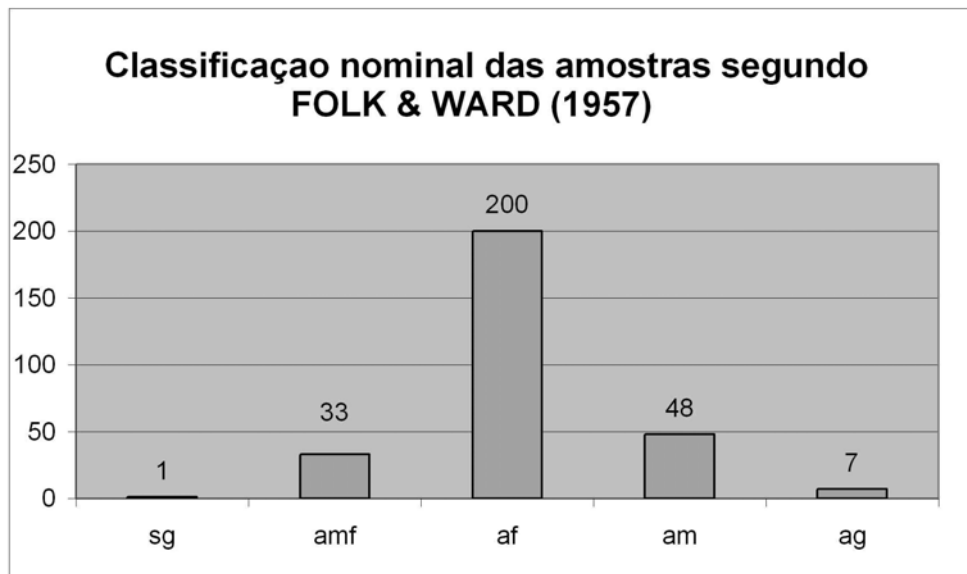


Figura 39 - Ocorrência da média granulométrica das amostras segundo a classificação nominal de FOLK & WARD (1957). (sg = silte grosso; amf = areia muito fina; af = areia fina; am = areia média; ag = areia grossa).

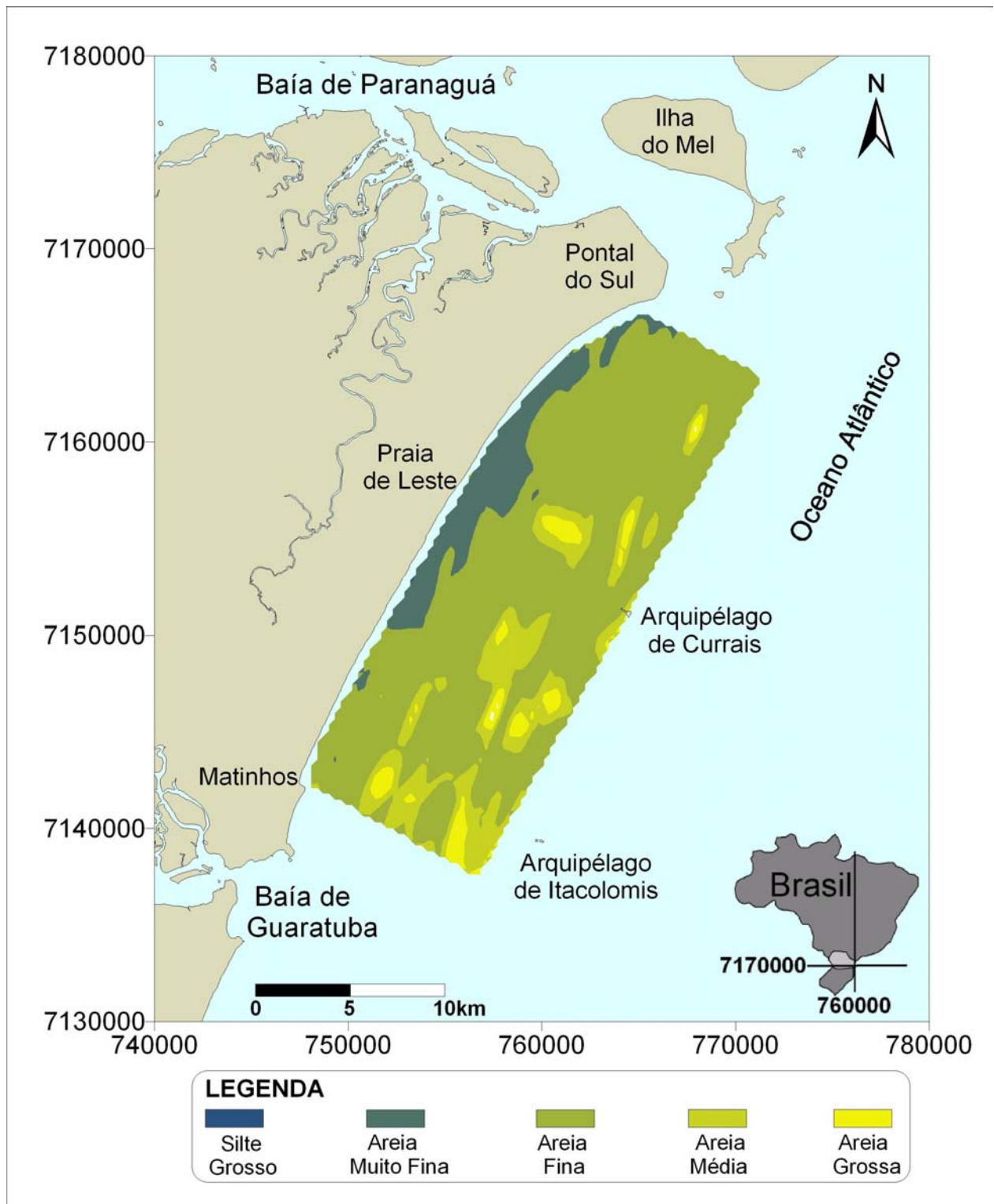


Figura 40 - Distribuição da média granulométrica nos sedimentos de fundo da face da costa da porção central do litoral paranaense, segundo a classificação nominal de FOLK & WARD (1957), baseada no diâmetro médio.

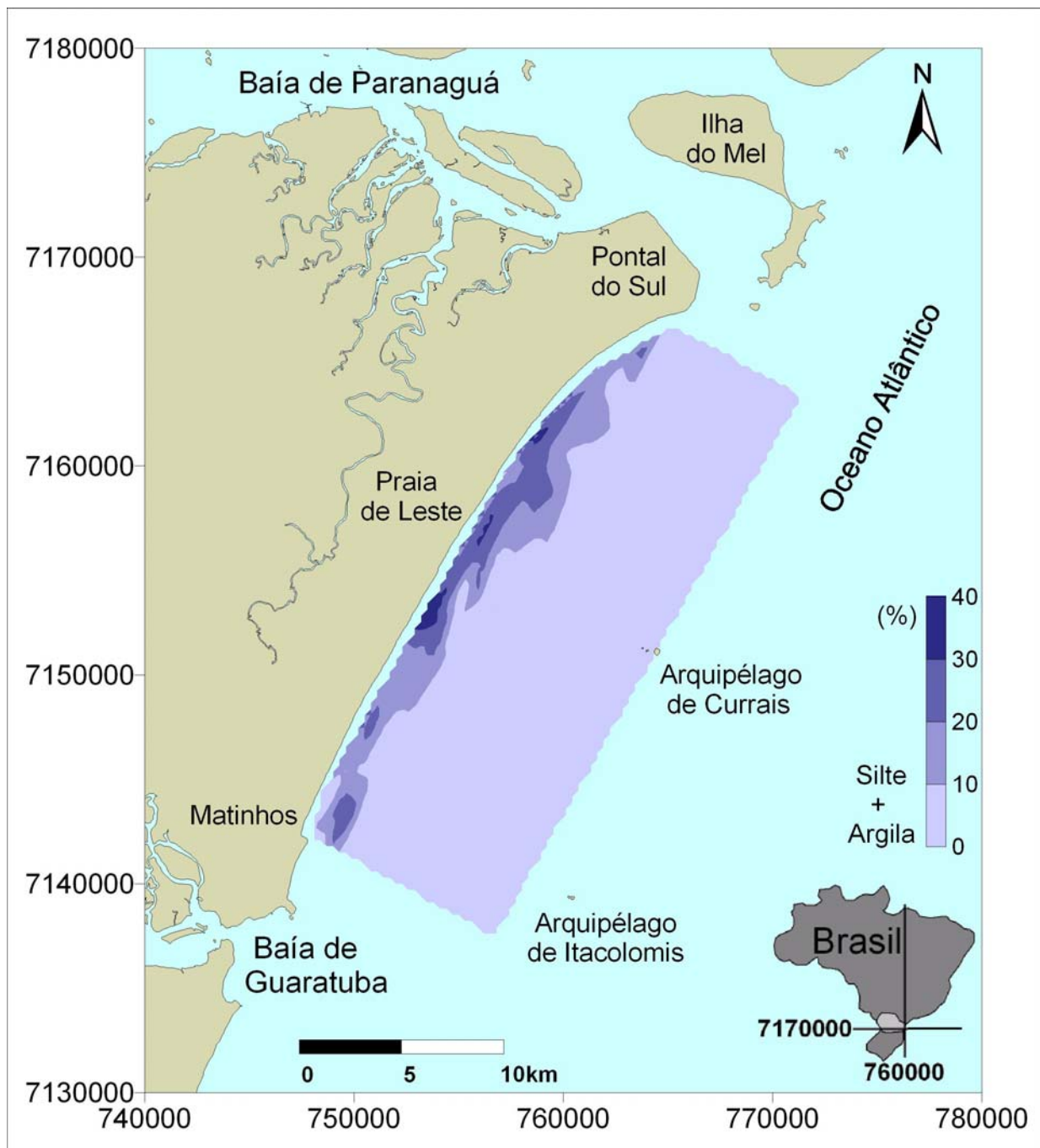


Figura 41 - Distribuição dos teores de finos (silte+argila) nos sedimentos de fundo da face da costa da porção central do litoral paranaense.

O caráter predominantemente arenoso da face da costa também pode ser observado utilizando a classificação de SHEPARD (1954), na qual apenas 5 % das amostras são classificadas como areia síltica e os 95 % restantes, como areia (figura 42).

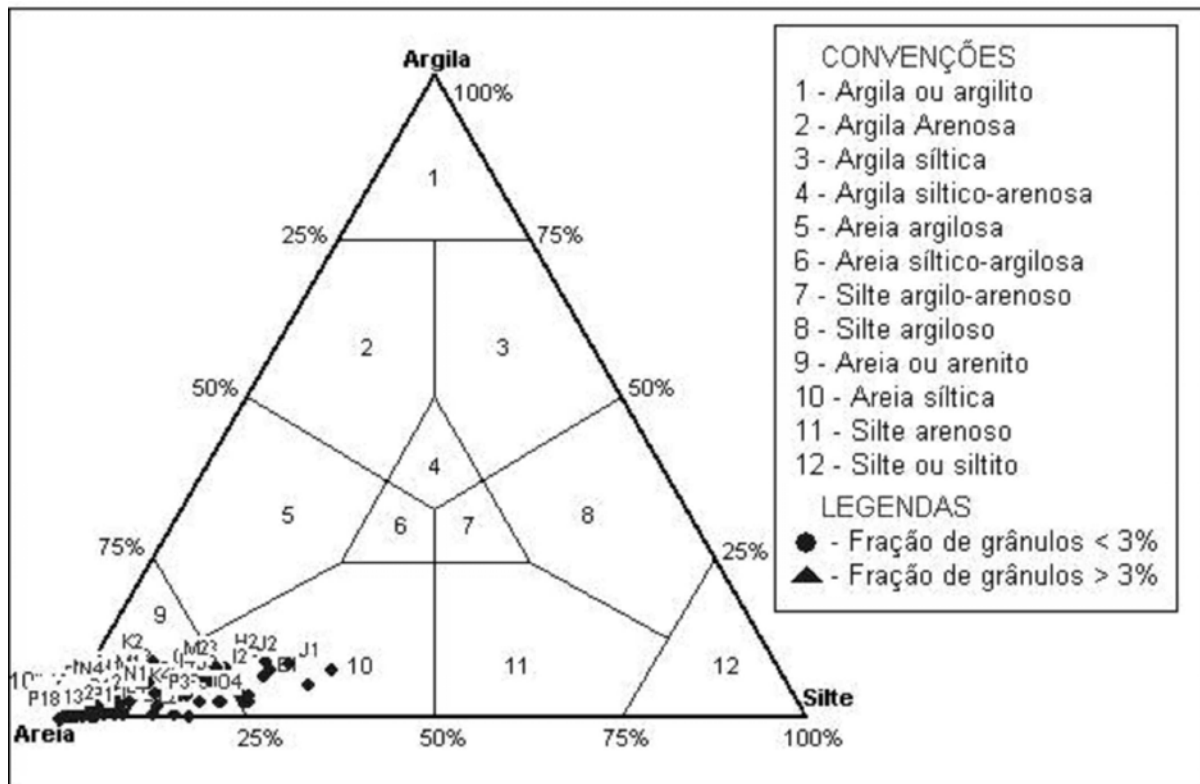


Figura 42 - Classificação dos sedimentos da face da costa na porção central do litoral paranaense segundo SHEPARD (1954).

### 5.2.2.OBSERVAÇÃO EM LUPA

A observação dos sedimentos em lupa binocular evidenciou que as areias muito finas que ocorrem na região proximal à costa, entre 5 e 10 m de profundidade, apresentam os grãos de quartzo subarredondados. As partículas de material mais fino presente nestas areias são bastante angulosas e heterogêneas. Fragmentos de mica são frequentes e restos vegetais abundantes, bem como carapaças de foraminíferos e fragmentos de conchas.

As areias finas em geral apresentam os grãos de quartzo subarredondados e uma parcela menor de grãos de feldspato com as mesmas características. A presença de fragmentos de conchas também foi notada.

Nas frações de 3,5 e 4  $\Phi$ , nas amostras classificadas pela média granulométrica como areias finas e muito finas, os minerais pesados representam 20 a 40 % do total de grãos observados. Em areias médias e grossas este percentual cai para cerca de 5 %.

Os grãos das areias média e grossa são preferencialmente subarredondados, porém, uma porção estimada em torno de 10 % destes é angulosa.

### 5.2.3.GRAU DE SELEÇÃO

De forma geral predominam sedimentos moderadamente a bem selecionados (figura 43). Na faixa entre 5 e 10 m de profundidade as areias muito finas, com teores de finos entre 10 e 40 %, são predominantemente pobremente selecionadas. Já as areias muito finas associadas ao delta de maré vazante são bem a muito bem selecionadas. As areias médias e grossas são geralmente moderadamente selecionadas.

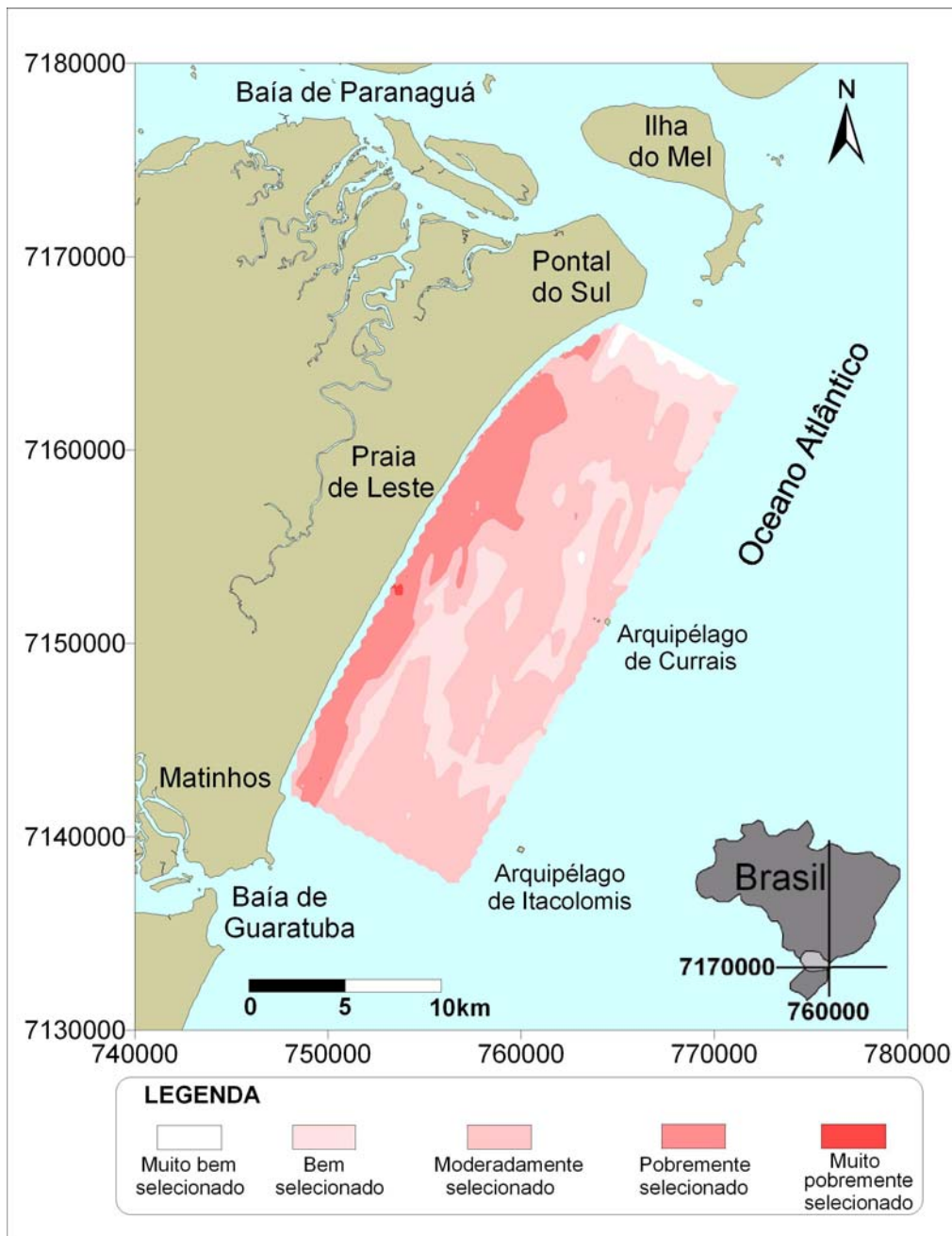


Figura 43 – Grau de seleção dos sedimentos da face da costa na porção central do litoral paranaense.



## 5.2.4.HISTOGRAMAS

Nos histogramas das amostras estudadas (ANEXO I) podem ser identificados cinco padrões distintos:

i) as areias fina e muito fina do delta de maré vazante associado à desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá (figura 44), envolvendo o perfil A e a maior parte do perfil B, caracterizam-se pela concentração dos grãos nos intervalos de  $\Phi$  3 e 3,5, quase não ocorrendo grãos em outros intervalos.

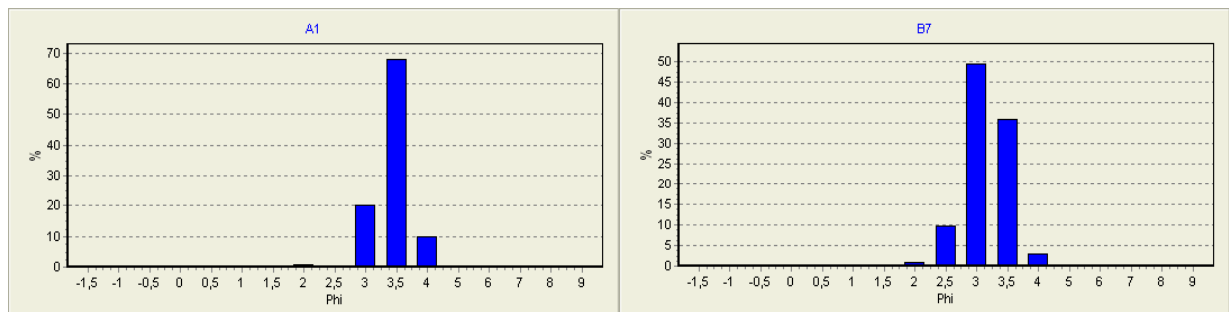


Figura 44 - Histogramas típicos das areias finas e muito finas do delta.

ii) as areias muito finas próximas à costa, com porcentagens de silte e argila entre 10 e 40 % (figura 45), apresentam uma distribuição ampla de intervalos granulométricos e são caracteristicamente bimodais, com as modas predominantes situadas principalmente nas classes de  $\Phi$  2,5 e 3 e nas classes 5 e 6.

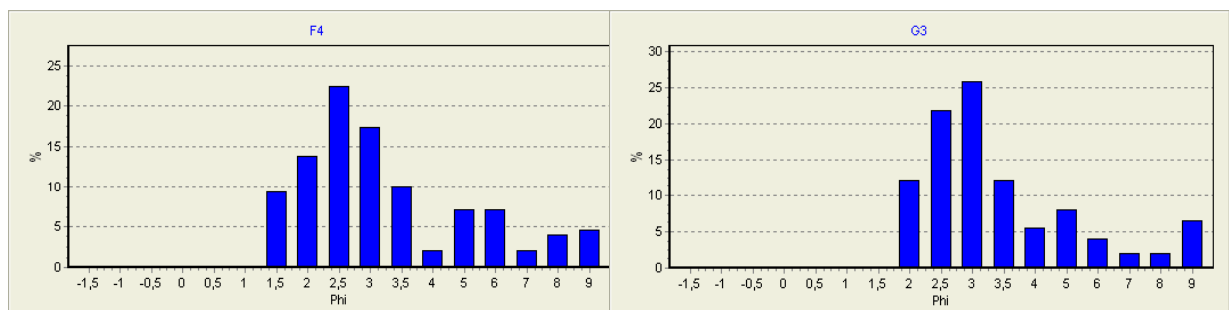


Figura 45 - Histogramas típicos das areias muito finas próximas à costa com teores de finos entre 10 e 40%.

iii) as areias média e grossa (figura 46) com distribuição em várias classes de  $\Phi$  porém caracteristicamente unimodais.

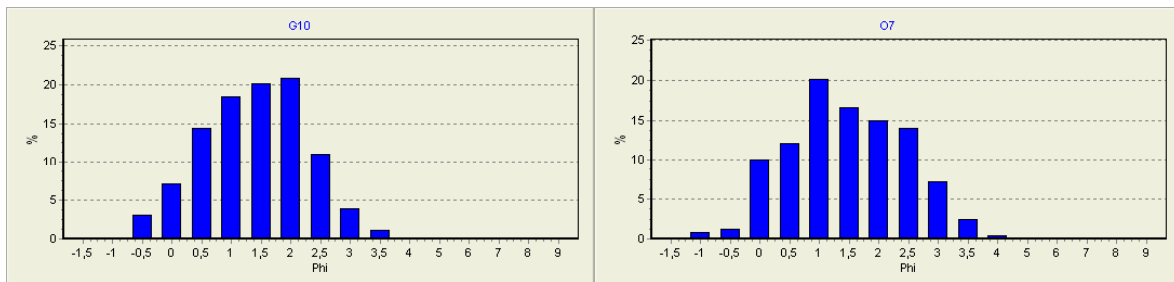


Figura 46 - Histogramas típicos das areias médias e grossas.

iv) as areias finas da plataforma na faixa dos 10 a 15 m de profundidade (figura 47), unimodais porém diferenciando-se das areias finas do delta de maré vazante por apresentarem uma distribuição em mais intervalos de  $\Phi$ .

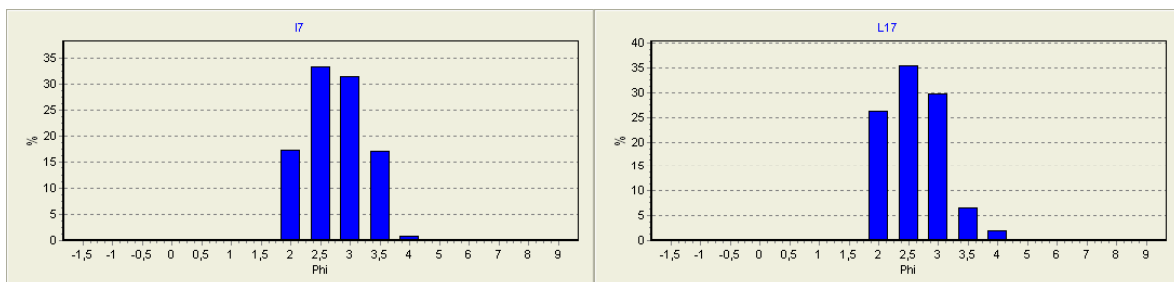


Figura 47 - Histogramas típicos das areias finas da faixa dos 10 a 15 m de profundidade.

v) as areias finas a muito finas pertencentes às barras do início da zona de arrebenção (figura 48), que foram amostradas apenas em alguns perfis (C, D, F, G, O e P) e apresentam histogramas semelhantes aos das areias do delta de maré vazante.

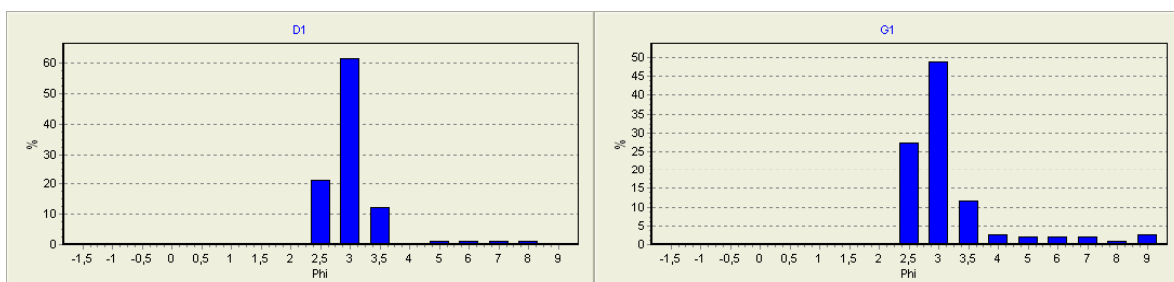


Figura 48 - Histogramas típicos das areias finas a muito finas das barras.

As areias médias e grossas foram consideradas de importância considerável como fonte de material para alimentação artificial de praias com problemas erosivos e foram melhor investigadas. Os resultados destas investigações são apresentados a seguir.

## 5.2.5. INVESTIGAÇÃO DAS JAZIDAS DE AREIA MÉDIA A GROSSA

### 5.2.5.1. SONAR DE VARREDURA LATERAL (*SIDESCAN*)

Nos registros de sonar de varredura lateral (figura 49) pode-se observar várias imagens em que ocorre a presença de corpos de areia grossa, caracterizados pela presença de marcas de ondas. Estas ocorrências são marcantes por diferenciarem-se bastante da textura lisa característica de fundos com sedimentos finos. Na realidade, como pôde ser observado nos mergulhos realizados para a retirada dos *box-corers*, há a presença de feições de fundo nas areias finas e muito finas porém, com dimensões que fogem à resolução do aparelho utilizado.

Os corpos investigados possuem de maneira geral, algumas dezenas de metros de comprimento, chegando a mais de 100 m em um dos locais e o contato com a areia fina é abrupto.

As figuras 50 a 54, mostradas a seguir, apresentam os locais onde foram encontrados corpos de areia grossa durante a campanha de campo.

A figura 50 mostra um campo de marcas de ondas com mais de 100 metros de extensão (o alcance lateral da imagem é de 50 m para cada lado), porém é difícil estimar a outra dimensão do corpo.

A figura 51 mostra um corpo com cerca de 30 m de extensão por 15 m de largura. Outras duas ocorrências do mesmo tipo aparecem nas figuras 52 e 53.

Apenas em um local ocorreu um corpo de forma linguóide alongada (figura 54) com cerca de 50 metros de largura em seu eixo mais estreito, estendendo-se por mais de 100 metros quando começa a alargar-se, perdendo-se a continuidade do registro. A orientação aproximada do eixo maior visível deste corpo é N-S, oblíqua à direção da linha de costa NE-SW na região.

Não parece haver uma forma definida para os corpos de areia média e grossa nas outras quatro ocorrências visualizadas.

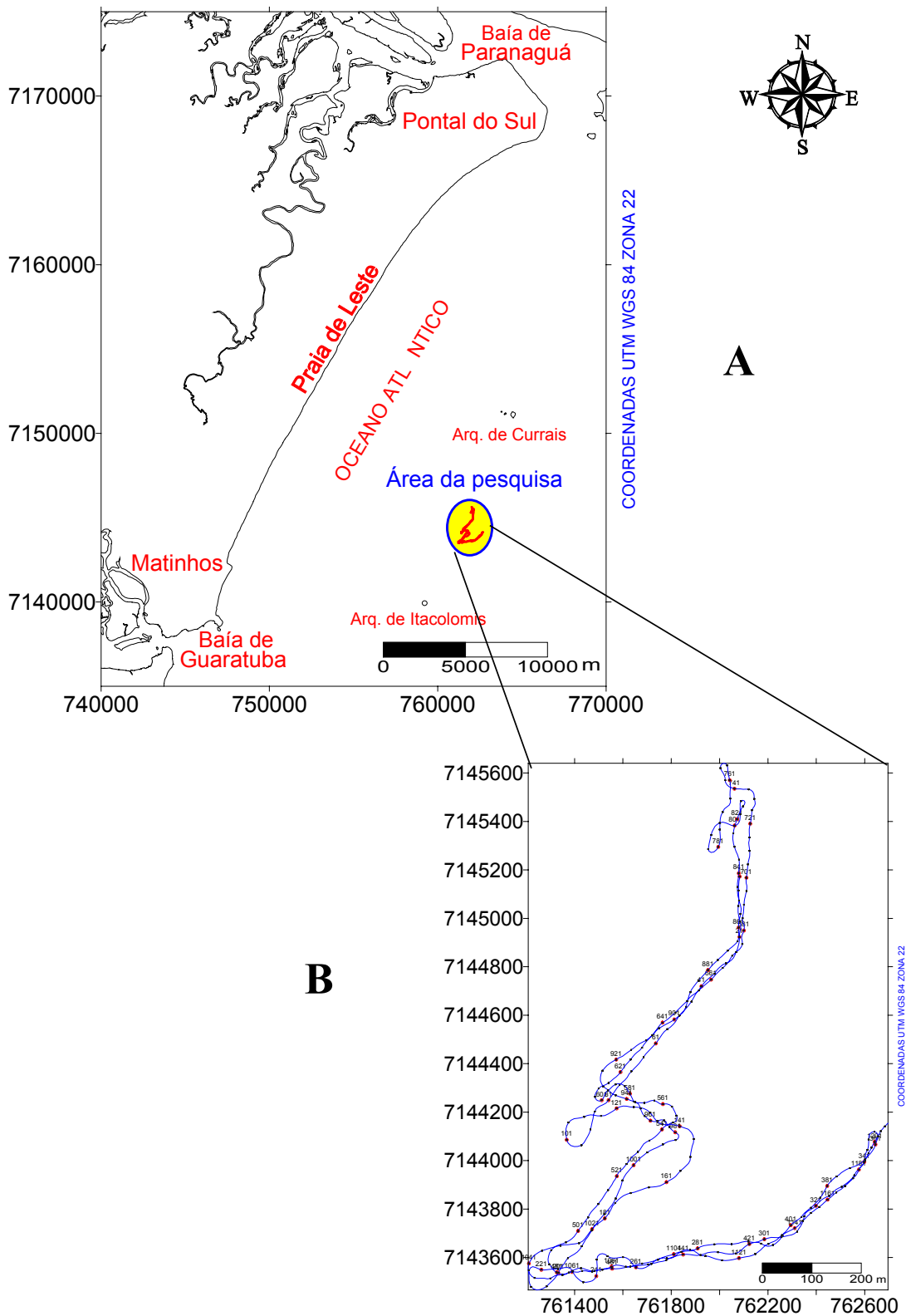


Figura 49 – A: mapa de localização da área de estudo mostrando o local dos perfis. B: detalhamento do percurso da embarcação.

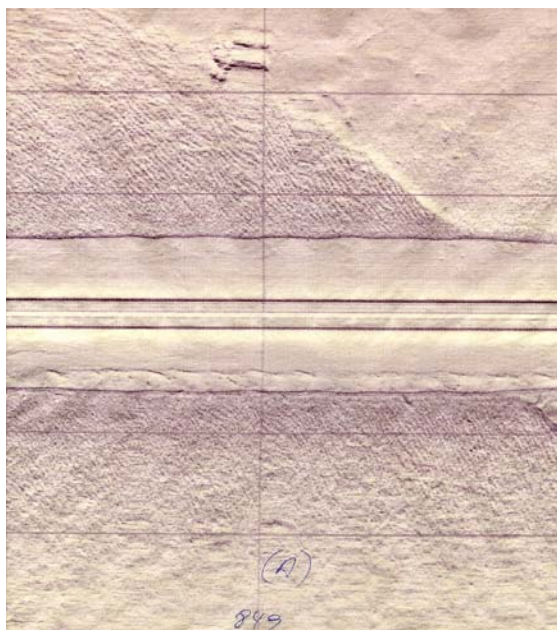


Figura 50 – Registro do ponto A0840 onde pode ser observado um corpo de areia média a grossa com mais de 100 m de extensão evidenciado pela presença de marcas de ondas em contato com fundo liso composto por areia fina. As feições salientes presentes na parte superior da figura são recifes artificiais.

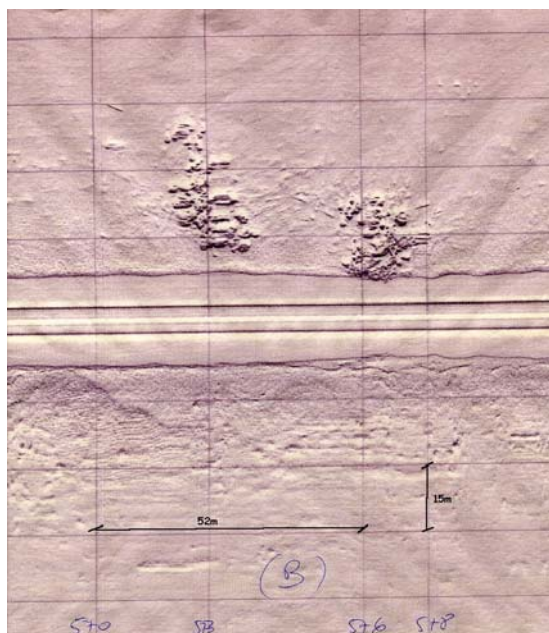


Figura 51 – Registro do ponto B0576 onde se observa na parte inferior, próximo ao trilho da passagem da embarcação, um corpo de areia média a grossa com cerca de 30 m de extensão por 15 m de largura. Na parte superior podem ser vistos grupamentos de recifes artificiais.

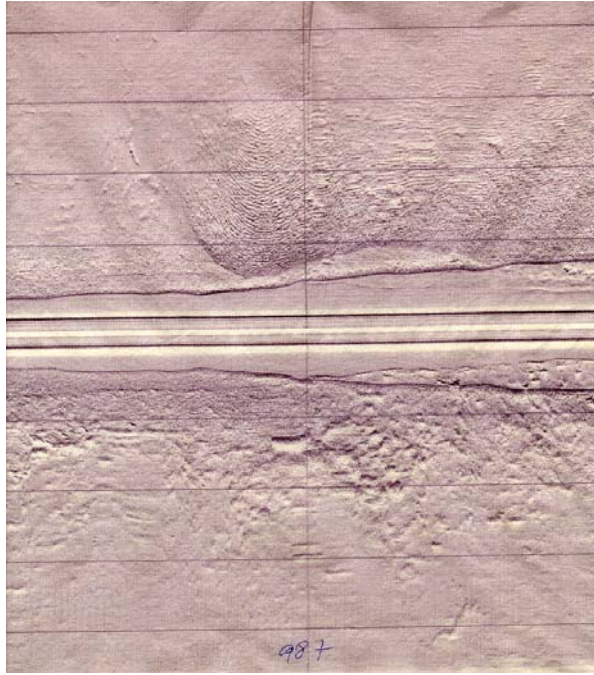


Figura 52 – Registro do ponto B0987 onde pode ser observado corpo de areia média a grossa na parte superior.

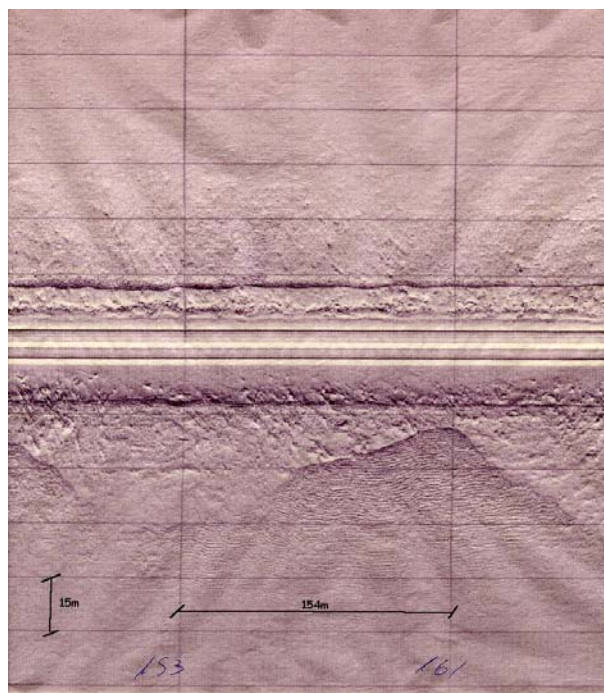


Figura 53 – Registro do ponto B0153 onde pode ser observado corpo de areia média a grossa na parte inferior.

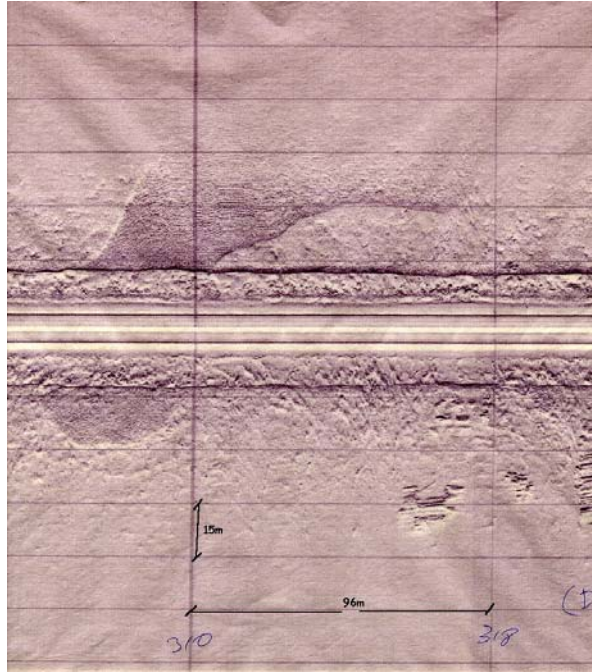


Figura 54 – Registro do ponto D0310 onde observa-se um corpo de forma linguóide alongada com cerca de 50 metros de largura em seu eixo mais estreito, estendendo-se por mais de 100 metros quando começa a alargar-se, perdendo-se a continuidade do registro. A orientação aproximada do eixo maior visível deste corpo é N-S, oblíqua à direção da linha de costa NE-SW na região.

#### 5.2.5.2. CUBAGEM DAS JAZIDAS DE AREIA MÉDIA A GROSSA

O primeiro alvo escolhido foi a jazida Matinhos, por sua proximidade com uma área com problemas erosivos, possível destino final do material. Após realizadas 18 sondagens e terem sido obtidos resultados bem aquém do esperado em termos de espessura da camada de areia média a grossa, optou-se por suspender os trabalhos e tentar melhores resultados na jazida Currais, onde foram executadas 20 sondagens.

Para a jazida Matinhos calculou-se um volume de 200.000 m<sup>3</sup> de sedimento em uma área planar de 880.000 m<sup>2</sup> (figura 55).

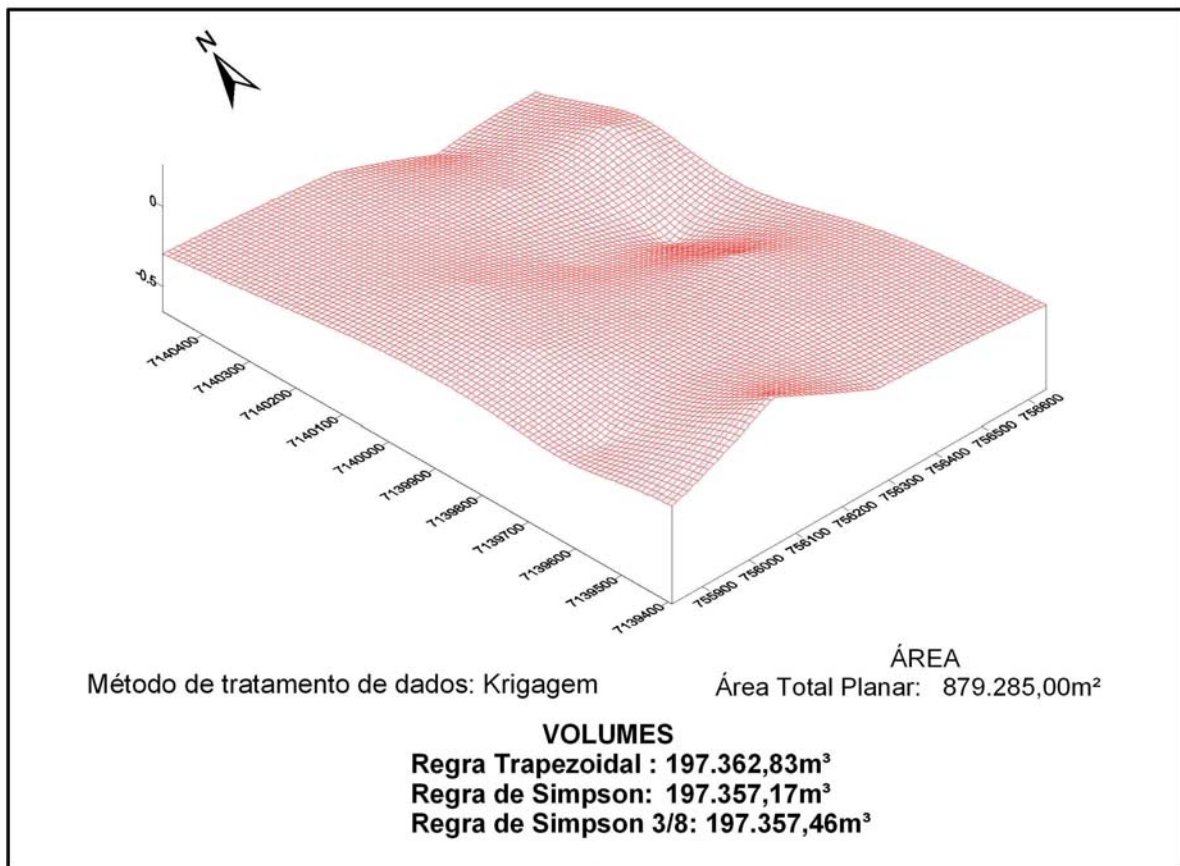


Figura 55 - Representação do plano inferior, gerado a partir das profundidades de ocorrência de areia média e grossa, da jazida Matinhos com os volumes calculados.

Para a jazida Currais calculou-se um volume de 460.000 m<sup>3</sup> de sedimento em uma área planar de 1.500.000 m<sup>2</sup> (figura 56).





compostos de areia muito fina com teores de finos entre 10 e 40 %, apresentam assimetria positiva. Já entre os 10 e 15 m, onde ocorrem os corpos de areia média e grossa, predomina a assimetria negativa e muito negativa.

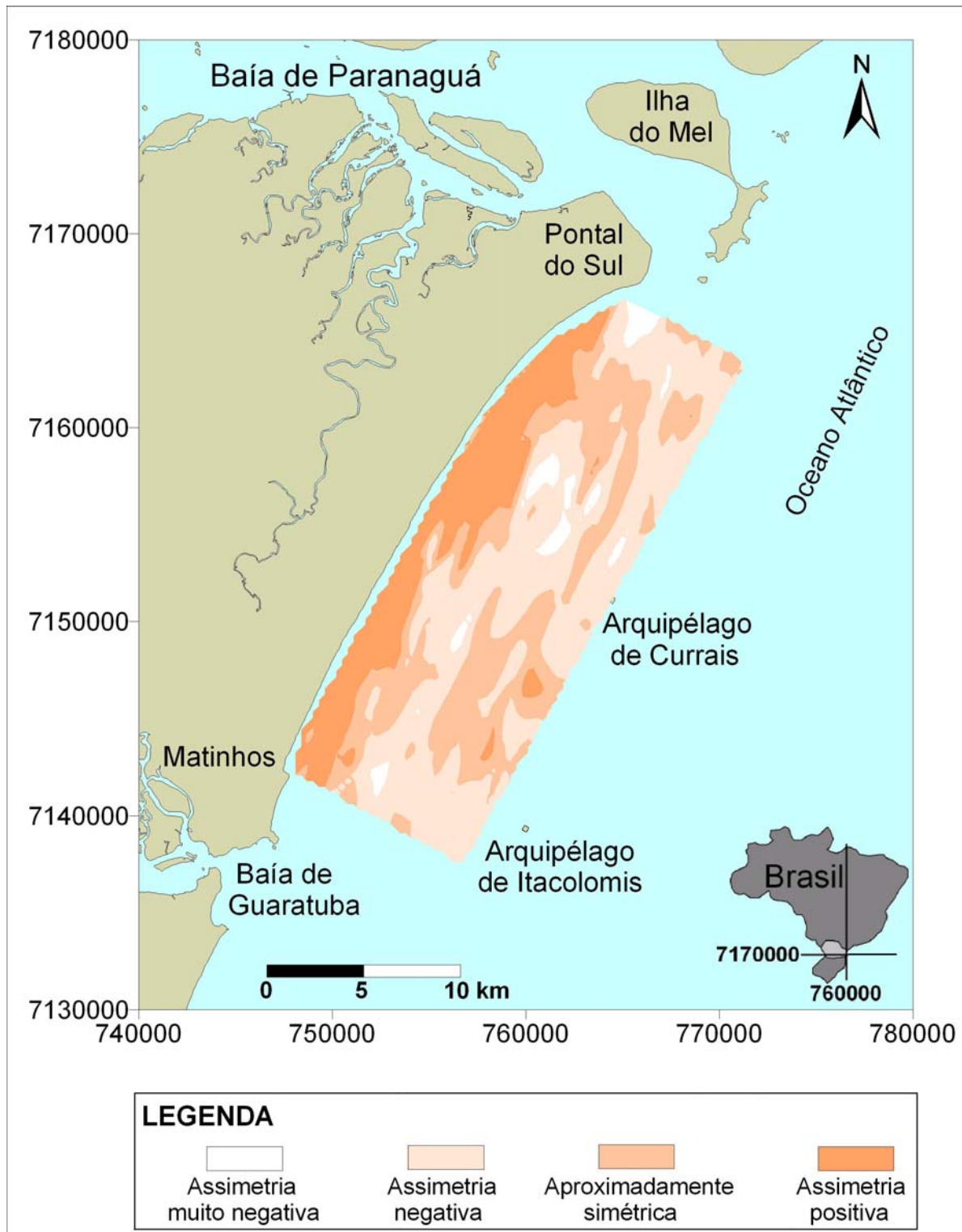


Figura 57 – Assimetria dos sedimentos da face da costa na porção central do litoral paranaense.

### 5.2.7.MATÉRIA ORGÂNICA

Os teores de matéria orgânica nos sedimentos da área estudada são predominantemente inferiores a 2,5 %. Na faixa entre 5 e 10 m de profundidade, onde ocorrem areias muito finas com altos teores de finos, os teores de matéria orgânica podem alcançar valores superiores a 10 %. O valor máximo observado foi de 12 % (figura 58).

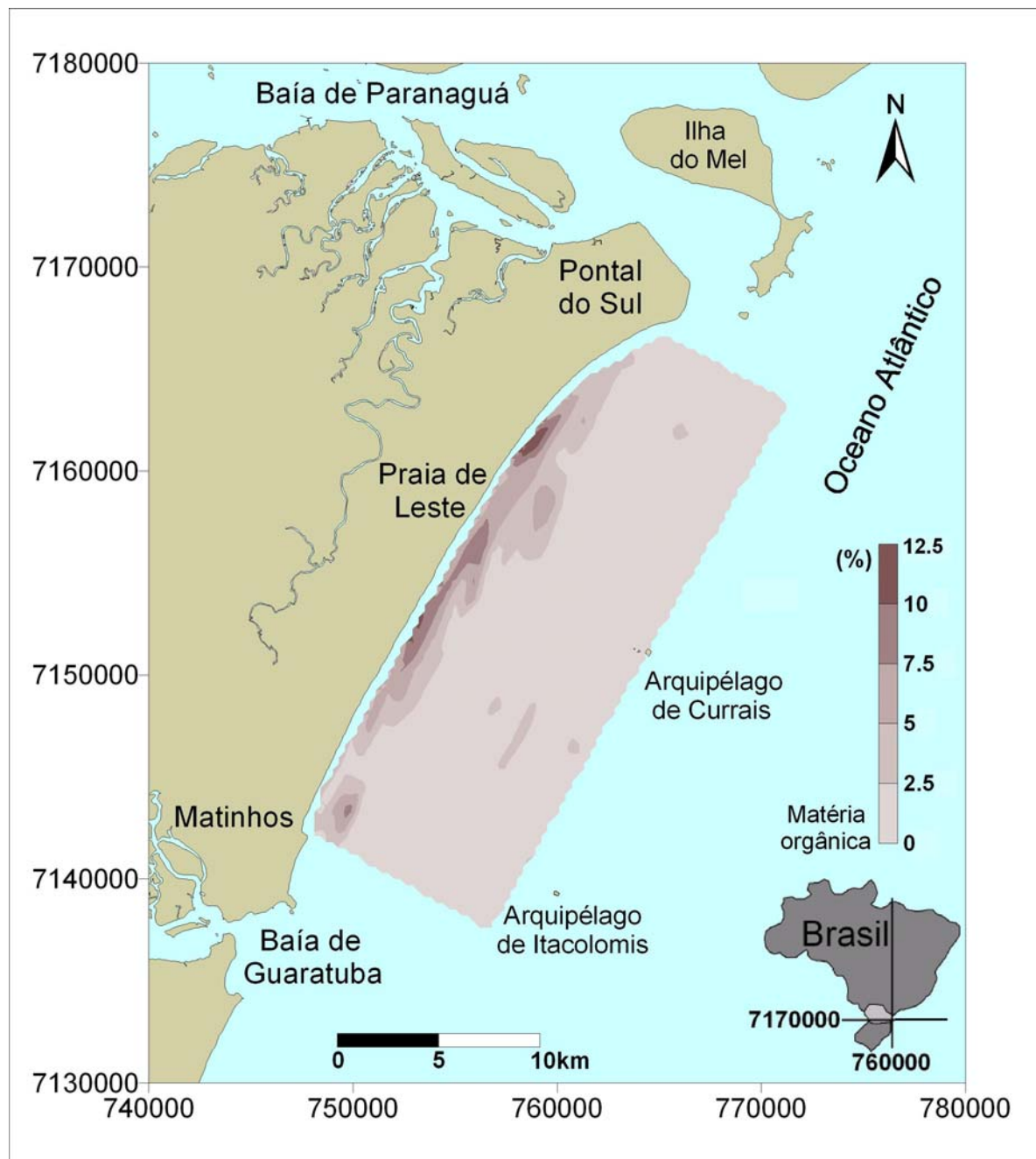


Figura 58 – Teor de matéria orgânica presente nos sedimentos da face da costa na porção central do litoral paranaense.

### 5.2.8.CARBONATOS

Já os teores de carbonato são usualmente inferiores a 5 %. Os teores mais elevados, entre 7,5 e 15 %, ocorrem na faixa de sedimentos com altos teores de finos entre as profundidades de 5 e 10 m. Também se observam teores elevados onde ocorrem as areias média e grossa, fato corroborado pela análise com lupa binocular, em que observou-se fragmentos de conchas (figura 59).

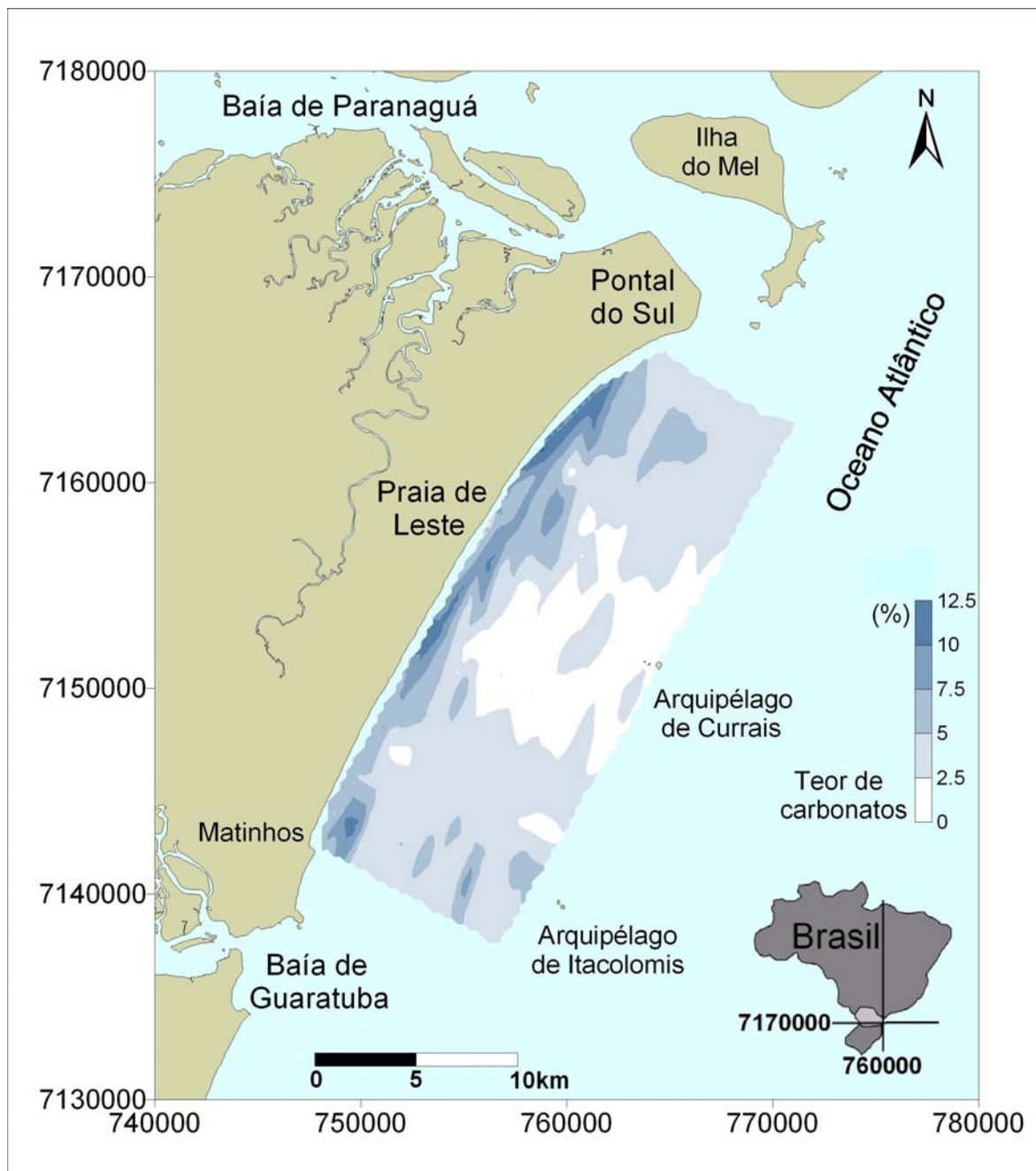


Figura 59 – Teores de carbonato nos sedimentos da face da costa na porção central do litoral paranaense.

### 5.3. FORMAS DE FUNDO & ESTRUTURAS SEDIMENTARES

#### 5.3.1.FORMAS DE FUNDO

Durante os trabalhos foi possível identificar três tipos distintos de formas de fundo produzidos pelas correntes geradas pelos movimentos oscilatórios das ondas segundo a classificação proposta por CLIFTON (1976):

- Marcas de ondas com cristas alongadas (figuras 60 e 61)
- Marcas de ondas irregulares (figura 62)
- Marcas de ondas cruzadas (figura 63)

As marcas de onda encontradas apresentam flancos simétricos. Somente a continuidade e o tamanho das cristas mostraram-se variáveis, possivelmente devido a diferenças na profundidade e granulometria dos sedimentos. Os três tipos encontrados foram interpretados como formas geradas pelo movimento oscilatório de ondas, que produzem correntes bidirecionais. Houve dificuldade em obter-se bons registros das imagens de formas de fundo por problemas de visibilidade e reflexo da luz do flash. As fotos a seguir foram tratadas tentando-se conseguir a melhor visualização da forma, com comprometimento do registro original.

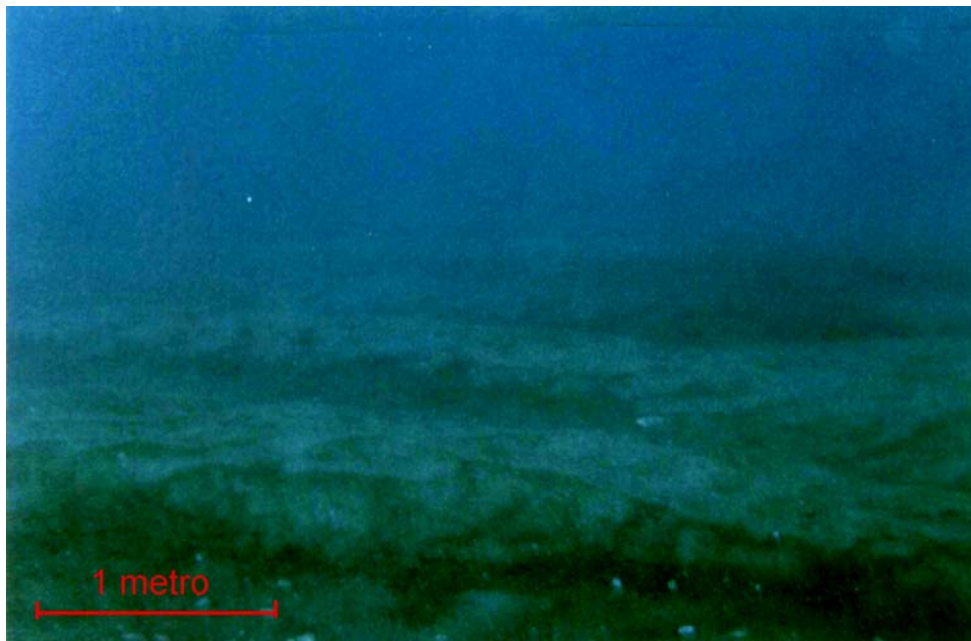


Figura 60 – Marcas de ondas com cristas alongadas, altura de 45 cm e comprimento de cerca de 1,50 metro observadas no ponto C1 a 19 metros de profundidade.

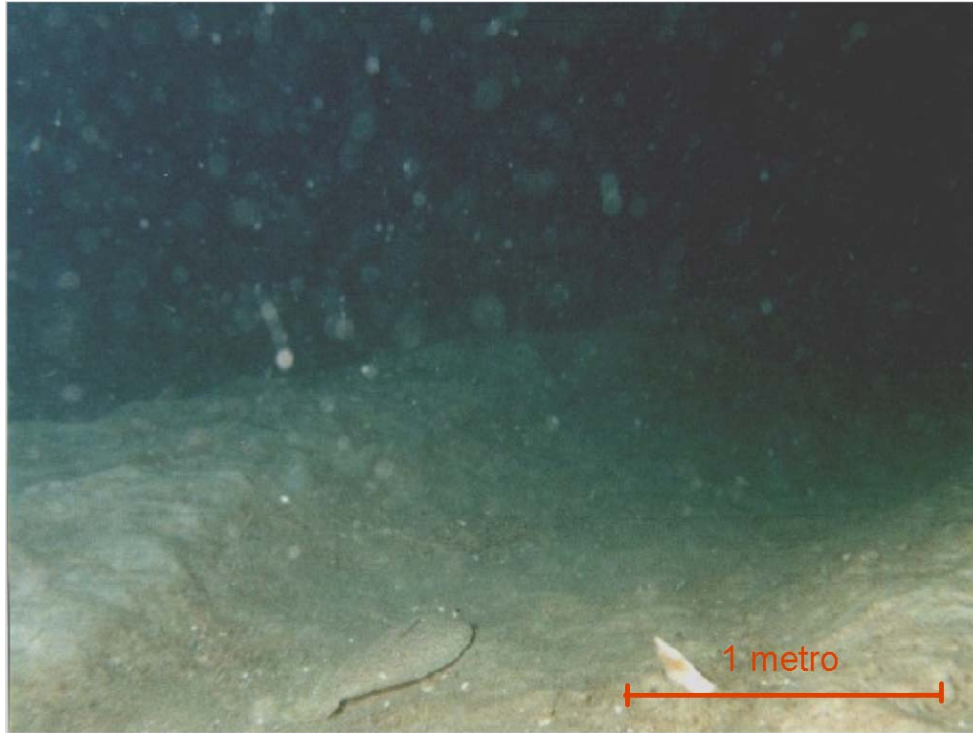


Figura 61 – Detalhamento das marcas de onda do ponto C1.

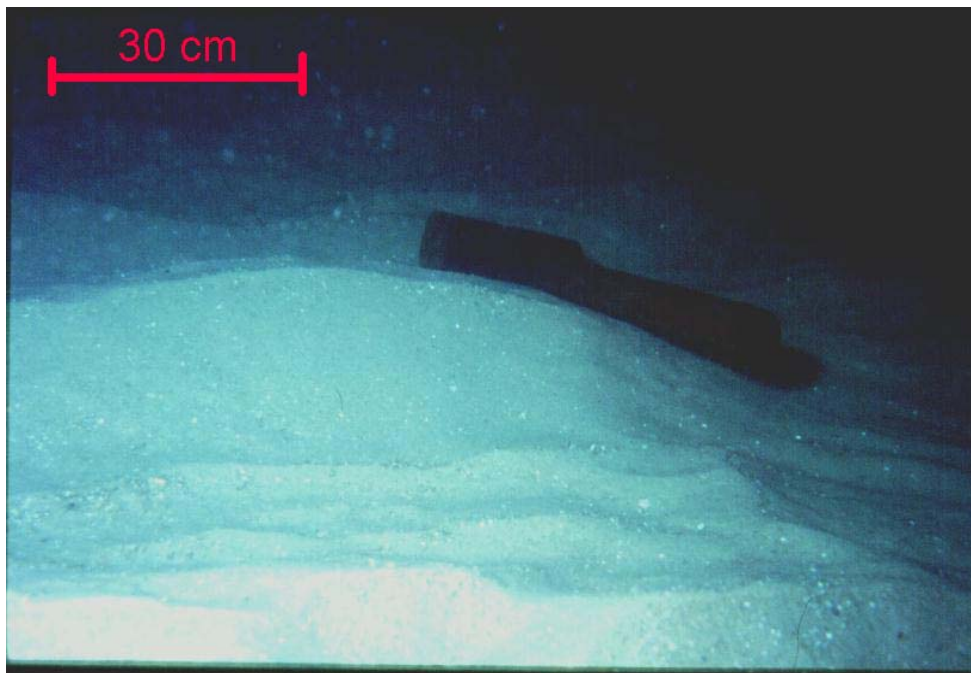


Figura 62 – Marcas de ondas irregulares do ponto A3 com comprimento de 53 cm e altura de 9 cm observadas a 12 metros de profundidade.

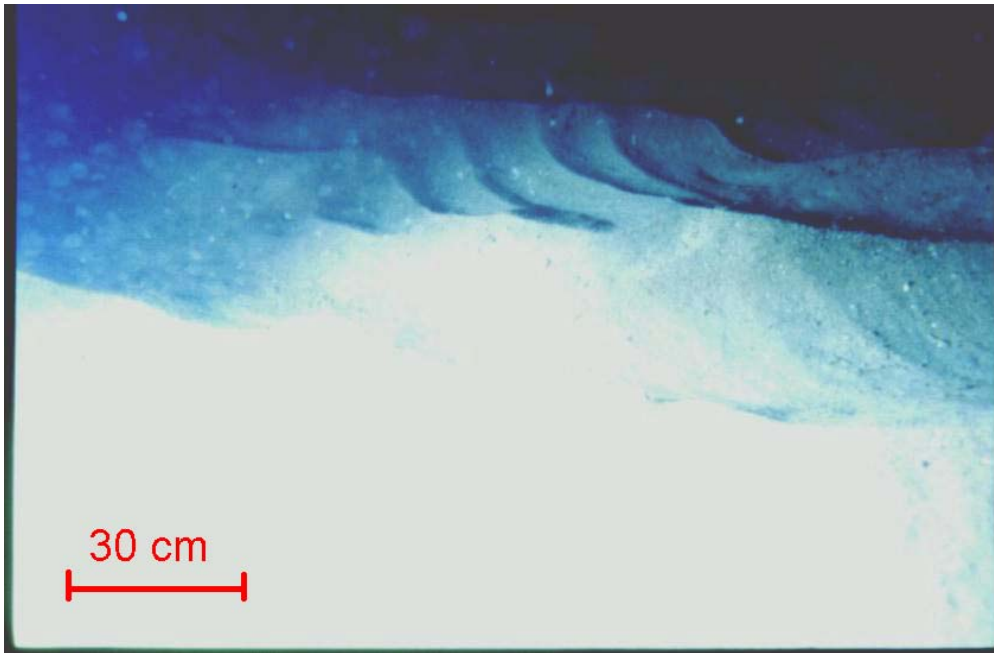


Figura 63 - Marcas onduladas simétricas cruzadas do ponto A2. Comprimento de onda de 27 cm e altura 4 cm, cristas orientadas para N45E. Marcas interiores menores com comprimento de onda de 4 cm e altura 1 cm com cristas orientadas para S80E. Observação realizada a 12 metros de profundidade.

Os resultados obtidos estão expostos no quadro 2 que relaciona profundidade, granulometria e descrição das formas de fundo nos pontos amostrados.

Quadro 2 – Resumo dos dados obtidos durante mergulhos de observação das formas de fundo.

data	pontos	prof.	composição	coloração	descrição formas de fundo
13/6/2001	A1	-16	areia fina	cinza com porções escuras	Marcas onduladas simétricas com cristas sinuosas e descontínuas. Comprimento de onda de 20 cm e altura 3 cm com cristas orientadas para N40E. Declividade 8°.
13/6/2001	A2	-12	areia fina	cinza castanho	Marcas onduladas simétricas com cristas sinuosas e descontínuas. Comprimento de onda de 27 cm e altura 4 cm, cristas orientadas para N45E Apresenta também ripples superimpostas em algumas porções com comprimento de onda de 4 cm e altura 1 cm e cristas orientadas para S80E. Declividade 9°.
13/6/2001	A3	-12	areia média	marrom claro	Marcas onduladas simétricas com cristas retas e descontínuas. Comprimento de onda de 53 cm e altura 9 cm e com cristas orientadas para N30E. Declividade de 14°.
13/6/2001	A4	-11	areia muito fina	cinza castanho	Marcas de ondas simétricas e descontínuas. Comprimento de onda de 12 cm e altura 2 cm. Cristas para N40E. Declividade de 8°.
13/6/2001	A5	-8	areia muito fina e silte grosso	cinza escura a preta	Marcas onduladas simétricas com cristas suavemente sinuosas de 6 a 7 cm de comprimento e 1 a 2 cm de altura e orientadas para N30E. Declividade de 8°.
22/2/2000	B1	-16	areia média	cinza médio	Marcas onduladas simétricas e descontínuas com comprimento de onda entre 20 e 30 cm e alturas entre 8 e 10 cm, orientadas para N45E. Declividade de 17°.
22/2/2000	B2	-15	areia média/areia muito fina	acima cinza claro abaixo cinza escuro	Marcas onduladas simétricas e descontínuas com comprimento entre cristas variando em torno de 15 – 20 cm e altura entre 6 e 7 cm. Cristas orientadas para N40E. Declividade de 14°.
12/4/2000	B3	-14	areia média	cinza	Marcas de onda simétricas e descontínuas com cristas orientadas para N30E, com comprimento de onda entre 28 a 32 cm e altura de onda entre 6 e 8 cm. Declividade de 14°.
12/4/2000	B4	-13	areia fina	cinza com manchas castanho escuras	Marcas de onda simétricas e descontínuas com 18 a 24 cm de comprimento e altura entre 4 e 5 cm, direção de crista de N30E. Declividade de 8°.
12/4/2000	B5	-11	areia fina	cinza claro	Marcas de ondas simétricas e descontínuas com 11 a 14 cm de comprimento por 2 a 3 cm de altura com cristas orientadas no sentido N30E. Declividade de 9°.
17/6/2000	C1	-19	areia grossa	marrom claro	Mega-marcas de ondas simétricas e contínuas com comprimento de onda de 1,60m e alturas de 45cm com cristas orientadas para N75E. Pequenas marcas de ondas simétricas e descontínuas com direção das cristas N40/50E ocorrem sobrepostas. Declividade de 25°.



### 5.3.2. ESTRUTURAS SEDIMENTARES

Quanto às estruturas sedimentares observadas durante as campanhas de campo pode-se observar que a sequência observada a 16 m de profundidade (amostra A1) (figura 64), é composta de areia fina. A porção inferior apresenta estruturas sedimentares cruzadas e plano-paralelas preservadas. Observa-se concentração de grânulos e fragmentos de conchas sobre as estruturas preservadas, podendo indicar gradação normal. Os 12 cm superiores estão evidentemente bioturbados.

Na sequência obtida a 12 m de profundidade (amostra A2) (figura 65), ocorrem estruturas cruzadas planares nos 13 cm inferiores. Acima de uma inconformidade erosiva a cerca de 7 cm de profundidade ocorrem estruturas hummocky e cruzadas tangenciais na base.

Também a 12 metros de profundidade (amostra A3) (figura 66), observa-se a estratificação cruzada de maior porte tendendo a tangencial na base que ocorre em areia média, com abundância de grãos grossos e fragmentos de conchas. Como nesta granulometria ocorrem formas de fundo maiores, o testemunho mostra apenas uma parte desta. Aparentemente, fragmentos de conchas e grãos maiores estão na base das camadas indicando gradação normal.

A 11 m de profundidade (amostra A4) (figura 67), ocorrem na porção inferior estruturas plano-paralelas com gradação normal. A camada superior encontra-se bioturbada, não ocorrendo outras estruturas.

No testemunho do ponto A5 (figura 68) observa-se na porção inferior uma sequência de areia muito fina rica em silte e matéria orgânica, bastante bioturbada, com os orifícios preenchidos por areia média a grossa. Acima desta ocorre inconformidade erosiva e mais acima uma sequência com laminações paralelas (a curvatura foi considerada causada pela extração do testemunho) com camadas centimétricas de areia muito fina e camadas milimétricas ricas em silte. Estas camadas ocorrem novamente em direção ao topo, caracterizando duas sequências bastante similares. No topo das camadas bioturbadas aparentemente ocorre estrutura de fluxo. Parte da lama com matéria orgânica correspondente aos 50 cm inferiores deste testemunho foi submetida à datação e forneceu idades  $^{14}\text{C}$  calibradas de 1.517 - 1.189 anos antes do presente (A.P.).

A 16 m de profundidade (amostra B1) (figura 69) ocorre uma sequência que apresenta em sua parte inferior areia média com lâminas de areia fina escura

indicando deposição gradacional. Sobre esta camada ocorre uma inconformidade erosiva acima da qual ocorre areia média sem estruturas aparentes.

Na sequência obtida a 14,5 m de profundidade (amostra B2) (figura 70) ocorre na parte inferior areia muito fina com bolas de lama preenchendo orifícios causados por bioturbação. Acima desta camada ocorre nítido nível de conchas marcando uma inconformidade erosiva. Acima deste ocorre areia média sem estruturas aparentes.

Nas sequências obtidas a 14 metros e a 13 metros de profundidade (amostras B3 e B4) (figuras 70 e 71), não ocorrem estruturas sedimentares visíveis.

A 11 metros de profundidade (amostra B5) (figura 72) pode ser observada uma sequência composta por areia fina com fragmentos de conchas abundantes onde nota-se um nível de conchas a cerca de 17 cm do leito evidenciando evento erosivo. Ocorrem acima estruturas hummocky e cruzadas truncadas e descontínuas de baixo ângulo.

As figuras a seguir mostram o produto obtido a partir do tratamento dos testemunhos retirados com *box-corer*. As principais estruturas observadas estão resumidas após as figuras no quadro 3.

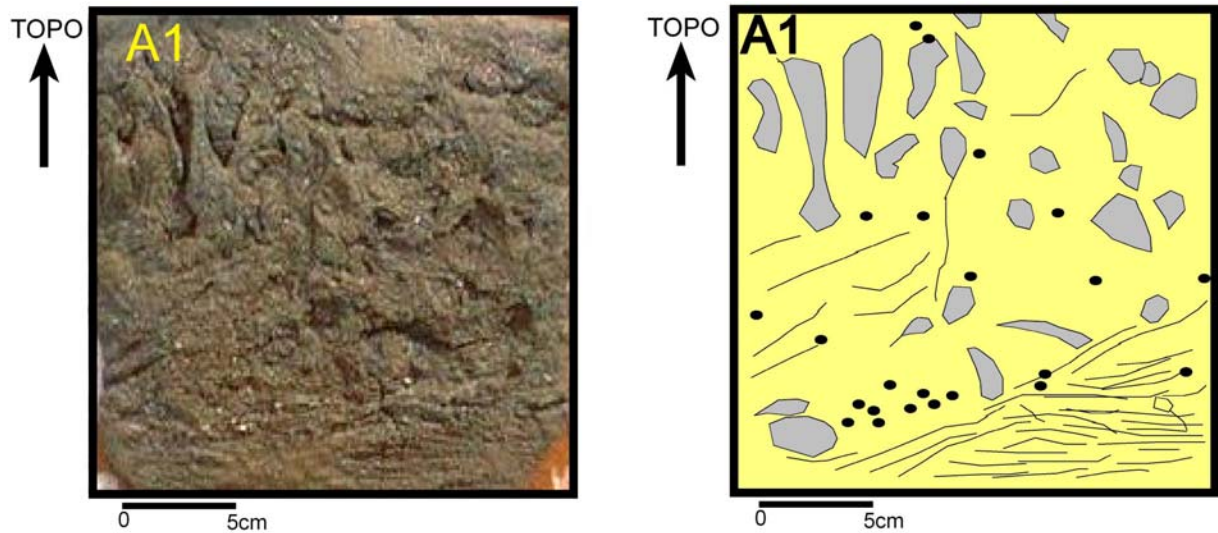


Figura 64 - Amostra retirada a 16 metros de profundidade, composta de areia fina com estruturas cruzadas truncadas e plano-paralelas na parte inferior direita que encontra-se melhor preservada. Observa-se concentração de grânulos e fragmentos de conchas (pontos pretos no desenho) sobre as estruturas preservadas. Os 12 cm superiores estão bioturbados.

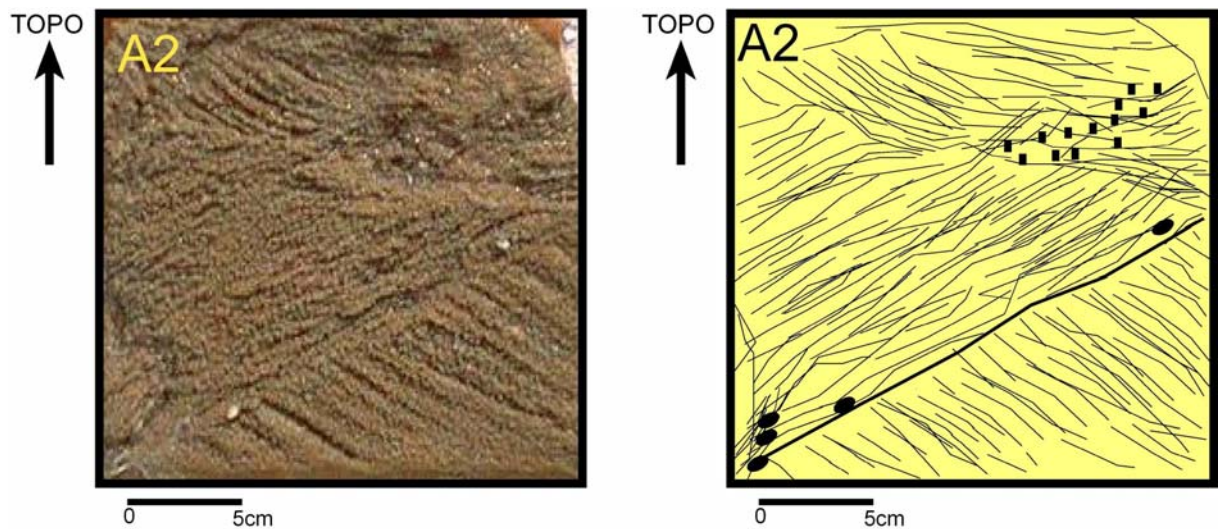


Figura 65 - Amostra retirada a 12m de profundidade composta de areia fina com estruturas cruzadas planares com mais de 13cm de sets formando ângulo entre si de 55° presentes nos 13 cm inferiores. Acima de uma inconformidade erosiva a cerca de 7 cm de profundidade, ocorrem estruturas hummocky e cruzadas tangenciais na base. Note-se a pouca bioturbação presente na amostra.

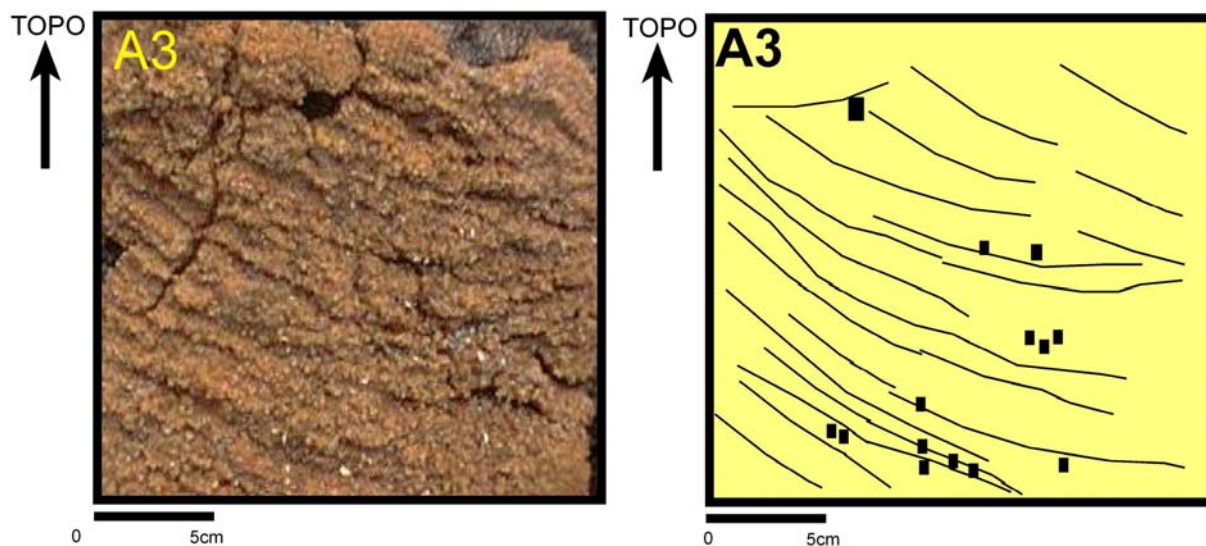


Figura 66 - Amostra retirada a 12 metros de profundidade, composta de areia média, com estratificação cruzada de maior porte tendendo a tangencial na base, com abundância de grânulos de quartzo e fragmentos de conchas (pontos pretos no desenho).

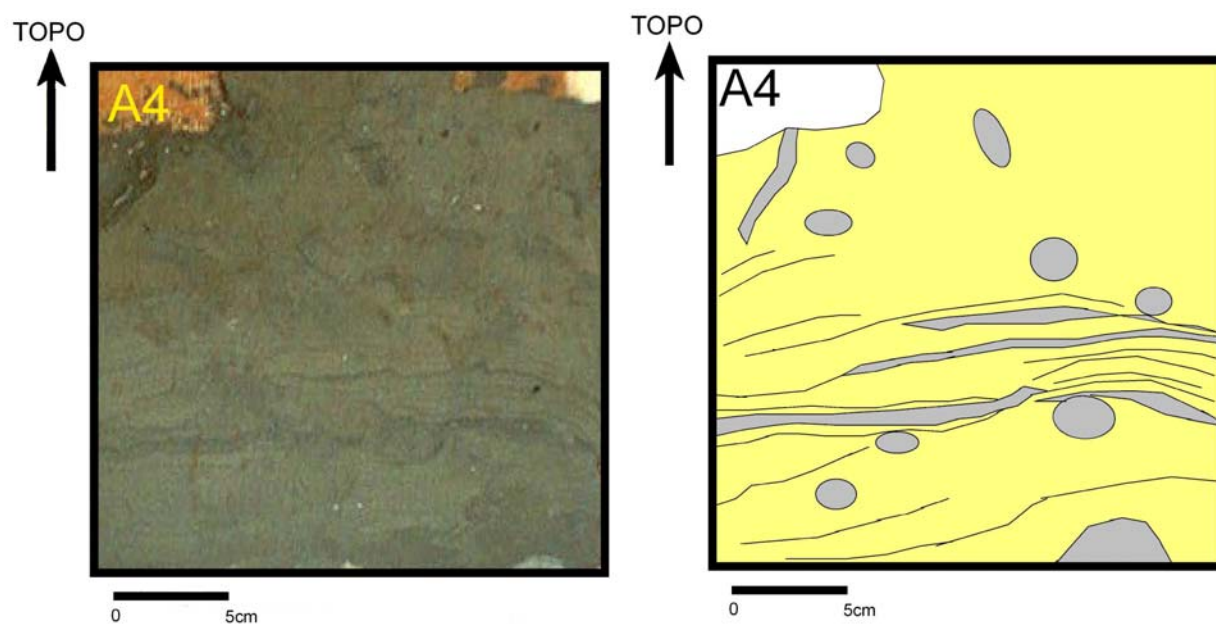


Figura 67 - Amostra retirada a 11 m de profundidade, composta de areia muito fina. Camada inferior com 10 cm de espessura contendo bolas de lama resultantes do preenchimento de orifícios de bioturbação por material fino, com estruturas plano-paralelas evidenciadas por níveis de areia muito fina e níveis mais ricos em silte intercalados. A camada superior encontra-se bioturbada.

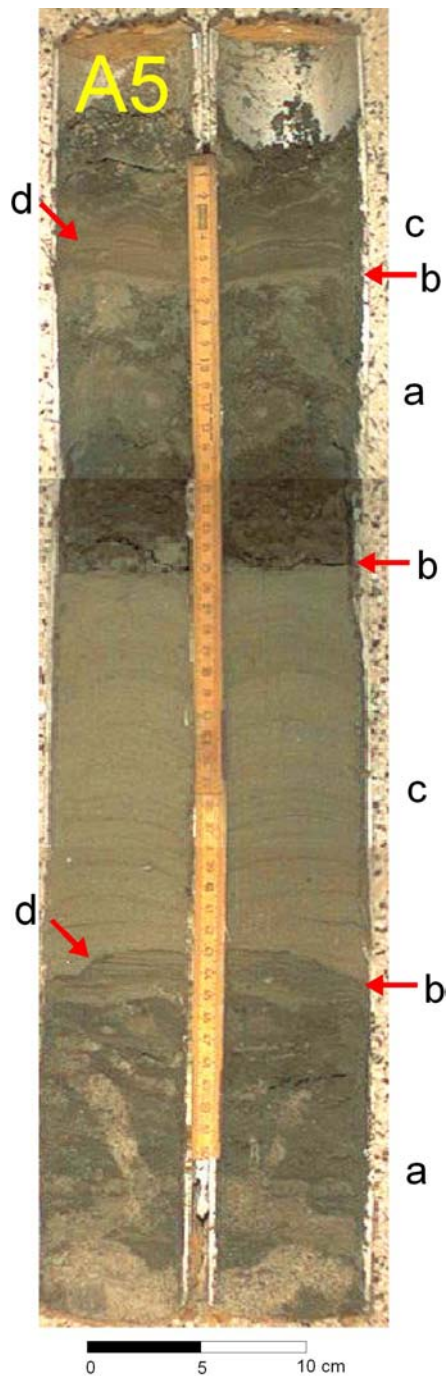


Figura 68 - O testemunho do ponto A5 onde observa-se duas seqüências similares de: (a) areia muito fina rica em silte e matéria orgânica, bastante bioturbadas, com os orifícios preenchidos por areia média a grossa; (b) inconformidade causada por evento erosivo; (c) laminações paralelas (a curvatura foi considerada causada pela extração do testemunho) com camadas centimétricas de areia muito fina e camadas milimétricas ricas em silte. (d) detalhe - no topo das camadas bioturbadas aparentemente ocorre estrutura de fluxo.

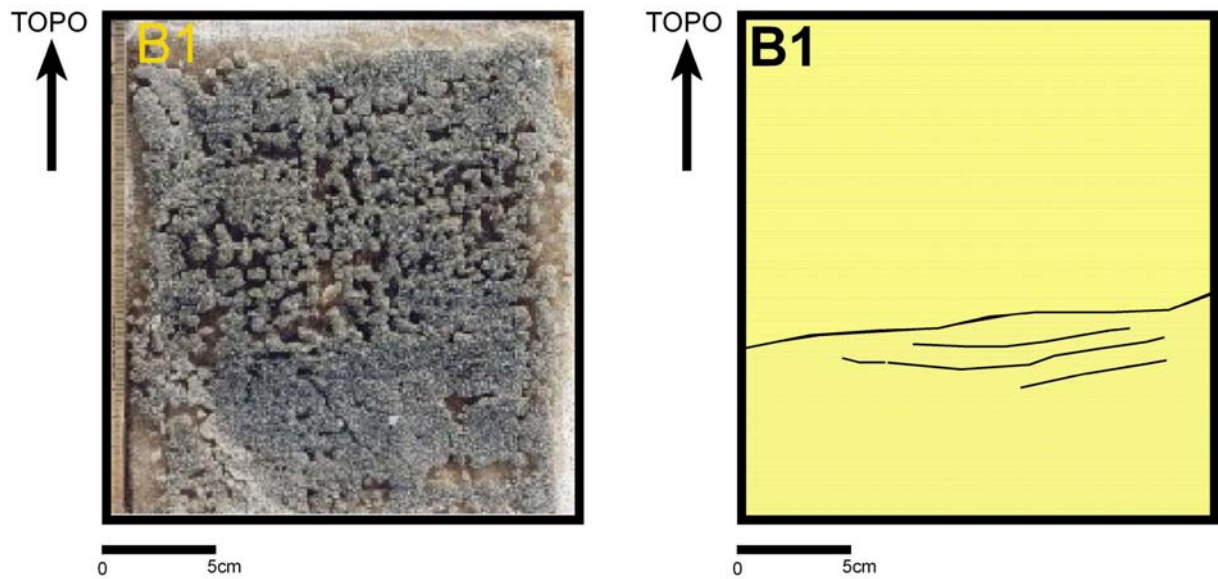


Figura 69 - Amostra retirada a 16 m de profundidade contendo em sua parte inferior areia média com lâminas de areia fina escura. Após inconformidade erosiva ocorre areia média sem estruturas aparentes com gradação normal.

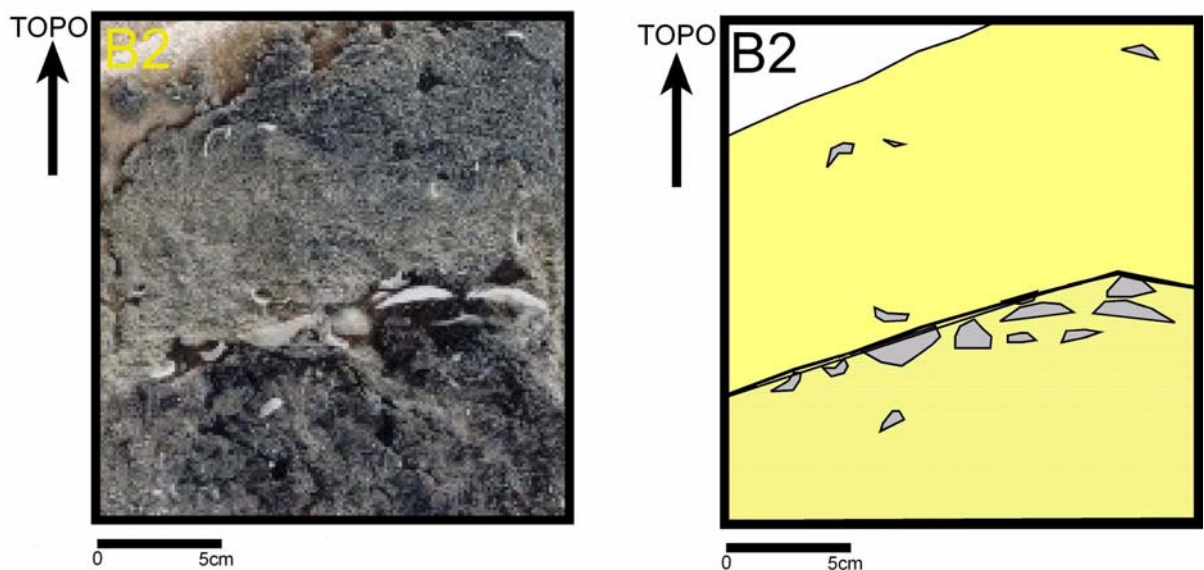


Figura 70 - Amostra retirada a 14,5 m de profundidade composta na parte inferior por areia muito fina com bolas de lama, resultantes do preenchimento de orifícios de bioturbação por material mais fino, sem outras estruturas aparentes. Um nítido nível de conchas marca uma inconformidade erosiva. A disposição das conchas apresenta, em sua maioria, a concavidade para cima, também ocorrendo com a concavidade para baixo. Acima deste nível ocorre areia média onde pode ser observada gradação normal logo acima do nível de conchas.

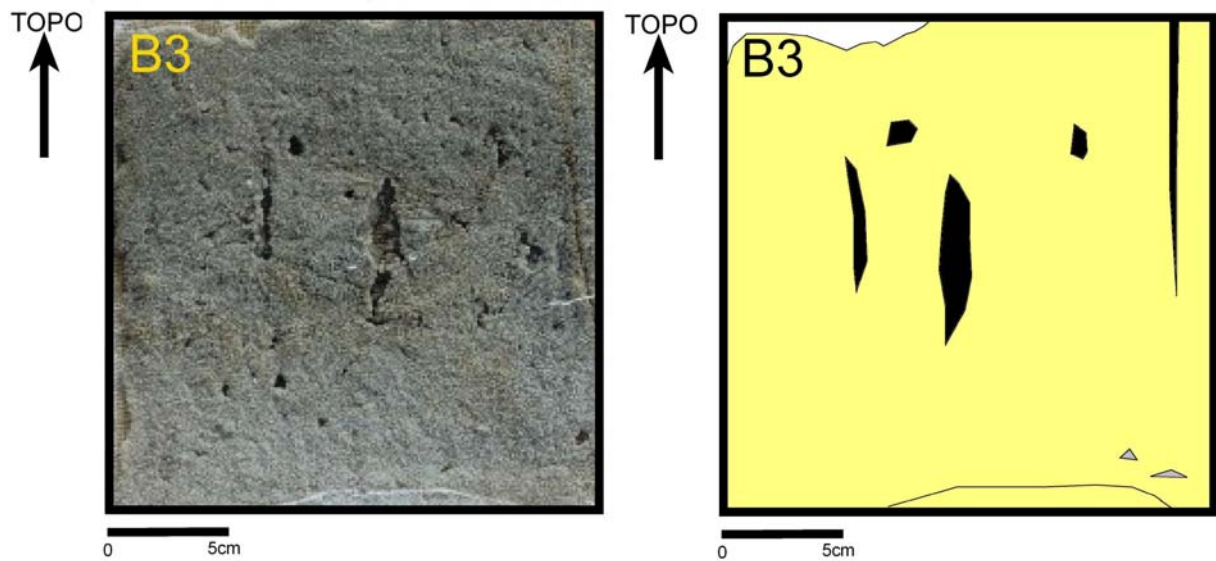


Figura 71 - Amostra obtida a 14 metros de profundidade composta por areia média e com fragmentos de conchas. Os vazios correspondem a conchas e orifícios de bioturbação preenchidos por material fino que foram perdidos na lavagem do material.

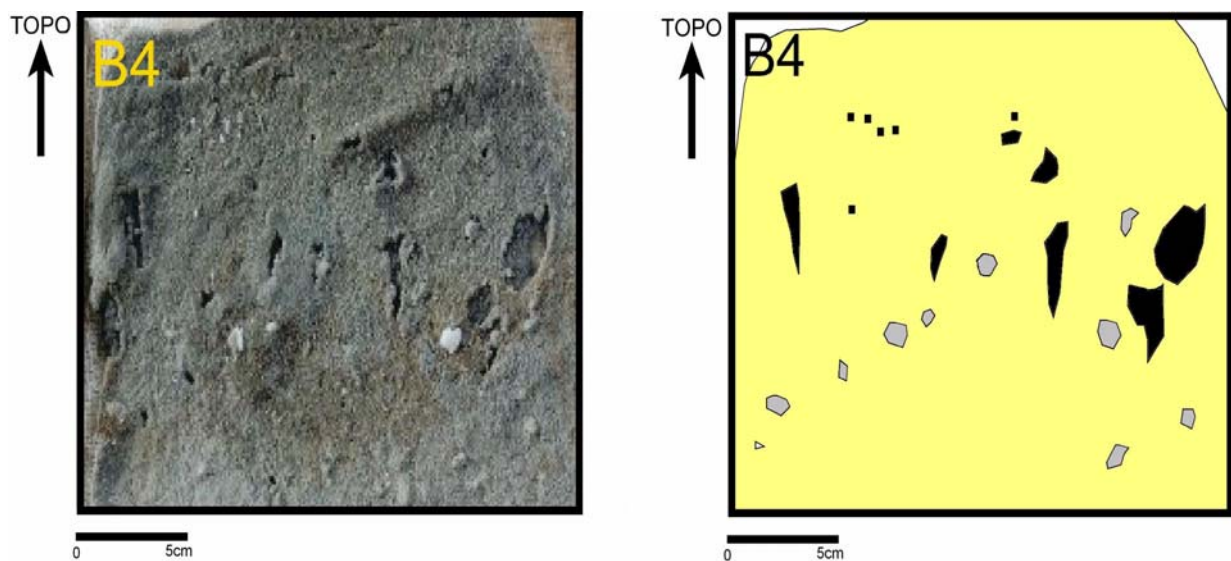


Figura 72 - Amostra retirada a 13 metros de profundidade composta de areia fina, com abundantes fragmentos de conchas. Orifícios de bioturbação preenchidos por lama tiveram o material perdido e encontram-se vazios.

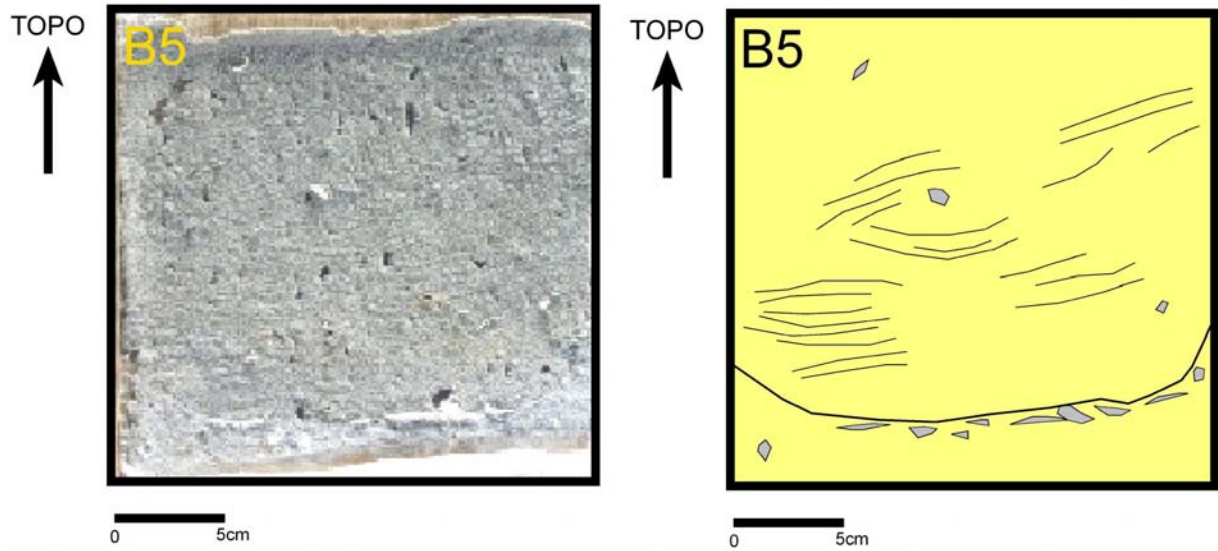


Figura 73 - Amostra obtida a 11 metros de profundidade onde ocorre na porção inferior sedimento de cor mais clara. Acima deste ocorre nível de conchas a cerca de 17 cm do leito, provavelmente deformado durante a retirada do testemunho. Há evidências de estruturas hummocky e cruzadas truncadas e descontínuas de baixo ângulo na parte superior da amostra que é composta por areia fina com fragmentos de conchas abundantes.



Quadro 3 - Estruturas sedimentares observadas nas amostras retiradas com *box-corer*.

pontos	prof.	composição	coloração	descrição das estruturas
A1	-16	areia fina	cinza com porções escuras	Amostra com estruturas cruzadas truncadas na parte inferior direita, com porções escuras ricas em argila, preenchendo orifícios de bioturbação. Os 12 cm superiores estão evidentemente bioturbados e a porção inferior apresenta estruturas sedimentares mais bem preservadas. Observa-se concentração de grânulos e fragmentos de conchas sobre as estruturas preservadas podendo indicar deposição gradacional após evento de maior energia .
A2	-12	areia fina	cinza castanho	Estruturas cruzadas planares com mais de 13cm de sets formando ângulo entre si de 55° presentes nos 13 cm inferiores. Após uma inconformidade erosiva a cerca de 7 cm de profundidade, ocorrem estruturas tendendo a hummocky e cruzadas tangenciais na base. Note-se a pouca bioturbação presente na amostra.
A3	-12	areia média	marrom claro	Estratificação cruzada de maior porte tendendo a tangencial na base, com abundância de grãos grossos e fragmentos de conchas. Aparentemente os fragmentos estão na base das camadas indicando deposição.
A4	-11	areia muito fina	cinza castanho	Camada inferior com 10 cm de espessura contendo bolas de lama, com camadas plano-paralelas evidenciadas por níveis de areia muito fina e níveis de silte intercalados sugerindo deposição gradacional pela queda de energia no ambiente.
A5	-8	areia muito fina e silte grosso	cinza escura a preta	Observa-se duas sequências similares de areia muito fina rica em silte e matéria orgânica, bastante bioturbadas, com os orifícios preenchidos por areia média a grossa em contato erosivo com camadas centimétricas de areia muito fina e camadas milimétricas de silte evidenciando laminação paralela. No topo das camadas bioturbadas aparentemente ocorrem estruturas de fluxo.
B1	-16	areia média	cinza médio	Na parte inferior ocorre areia média com lâminas de areia fina escura podendo indicar deposição gradacional. Após inconformidade erosiva que pode caracterizar o limite da zona de mistura, ocorre areia média sem estruturas aparentes.
B2	-15	areia média/areia muito fina	acima cinza claro abaixo cinza escuro	Na parte inferior ocorre areia muito fina com bolas de lama sem estruturas aparentes. Um nítido nível de conchas marca uma inconformidade erosiva. Acima deste ocorre areia média sem estruturas aparentes, provavelmente depositados após evento episódico de alta energia de ondas.
B3	-14	areia média	cinza	Amostra sem estruturas aparentes e com fragmentos de conchas.
B4	-13	areia fina	cinza com manchas castanho escuras	Amostra sem estruturas aparentes e com fragmentos de conchas.
B5	-11	areia fina	cinza claro	Amostra composta por areia fina com fragmentos de conchas abundantes. Note-se o nível de conchas, provavelmente deformado durante a retirada do testemunho, a cerca de 17 cm do leito evidenciando evento erosivo, abaixo deste nível o sedimento tem cor mais clara. Ocorrem estruturas hummocky e cruzadas truncadas e descontínuas de baixo ângulo.

Os resultados das análises granulométricas dos sedimentos coletados nas amostras com *box-corer* estão listados na tabela 03.

Tabela 03 - Parâmetros estatísticos segundo Folk & Ward das amostras retiradas com *box-corners* processadas no software Sysgran 2.4.

Amostra	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila	% M.O.	% CaCO <sub>3</sub>
A1	2,766	Areia fina	2,808	0,5862	Moderadamente selecionado	-0,2144	Negativa	1,289	Leptocúrtica	0	97,5	1	1,5	0,35	1,69
A2	2,426	Areia fina	2,389	0,3937	Bem selecionado	0,03043	Aproximadamente simétrica	0,9645	Mesocúrtica	0	99,5	0,50	0	0,73	1,69
A3	1,356	Areia média	1,339	0,6723	Moderadamente selecionado	0,1867	Positiva	1,231	Leptocúrtica	0	97,5	1,99	0,499	1,1	2,75
A4	3,092	Areia muito fina	3,136	0,5314	Moderadamente selecionado	0,09296	Aproximadamente simétrica	1,621	Muito leptocúrtica	0	92,5	7	0,5	3,18	5,85
A5	4,425	Silte grosso	3,878	1,641	Pobrememente selecionado	0,4171	Muito positiva	0,7035	Platicúrtica	0	53,03	43,44	3,535	5,56	7,14
B1	1,295	Areia média	1,381	0,755	Moderadamente selecionado	-0,1495	Negativa	1,087	Mesocúrtica	0,292	99,71	0	0	-	2,43
B2a	1,946	Areia média	1,899	0,485	Bem selecionado	0,08442	Aproximadamente simétrica	1,15	Leptocúrtica	0,9301	99,07	0	0	-	8,51
B2b	3,164	Areia muito fina	2,433	2,19	Muito pobrememente selecionado	0,5192	Muito positiva	2,045	Muito leptocúrtica	0	77,86	15,71	6,43	3,09	5,33
B3	1,546	Areia média	1,601	0,531	Moderadamente selecionado	-0,1952	Negativa	1,15	Leptocúrtica	0	100	0	0	0,58	3,06
B4	2,267	Areia fina	2,292	0,524	Moderadamente selecionado	-0,1758	Negativa	1,282	Leptocúrtica	0	100	0	0	0,97	2,86
B5	2,074	Areia fina	2,145	0,472	Bem selecionado	-0,2241	Negativa	1,177	Leptocúrtica	0	100	0	0	0,98	3,56

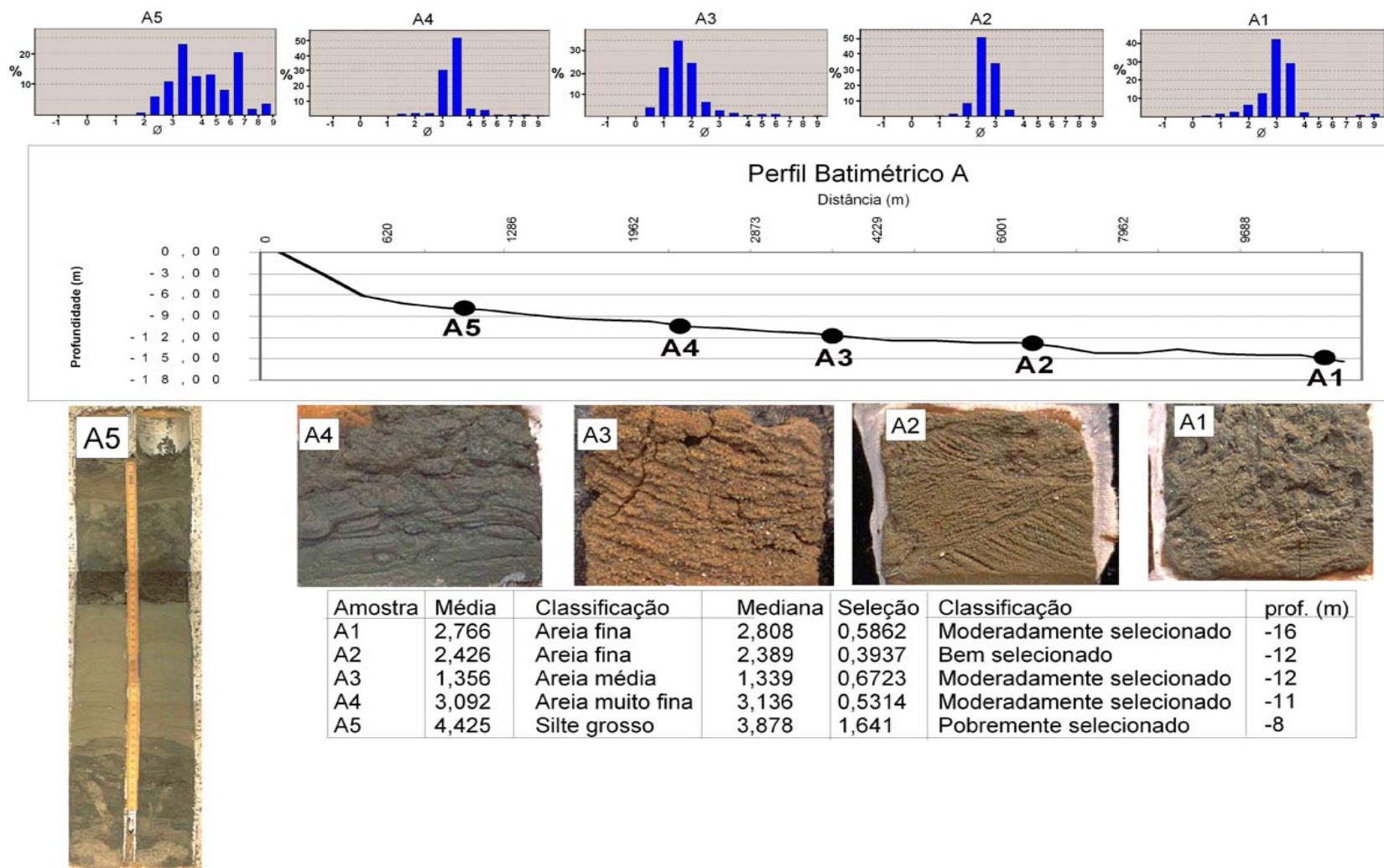


Figura 74 – Resumo dos dados obtidos no perfil A com seu respectivo posicionamento ao longo do perfil batimétrico.

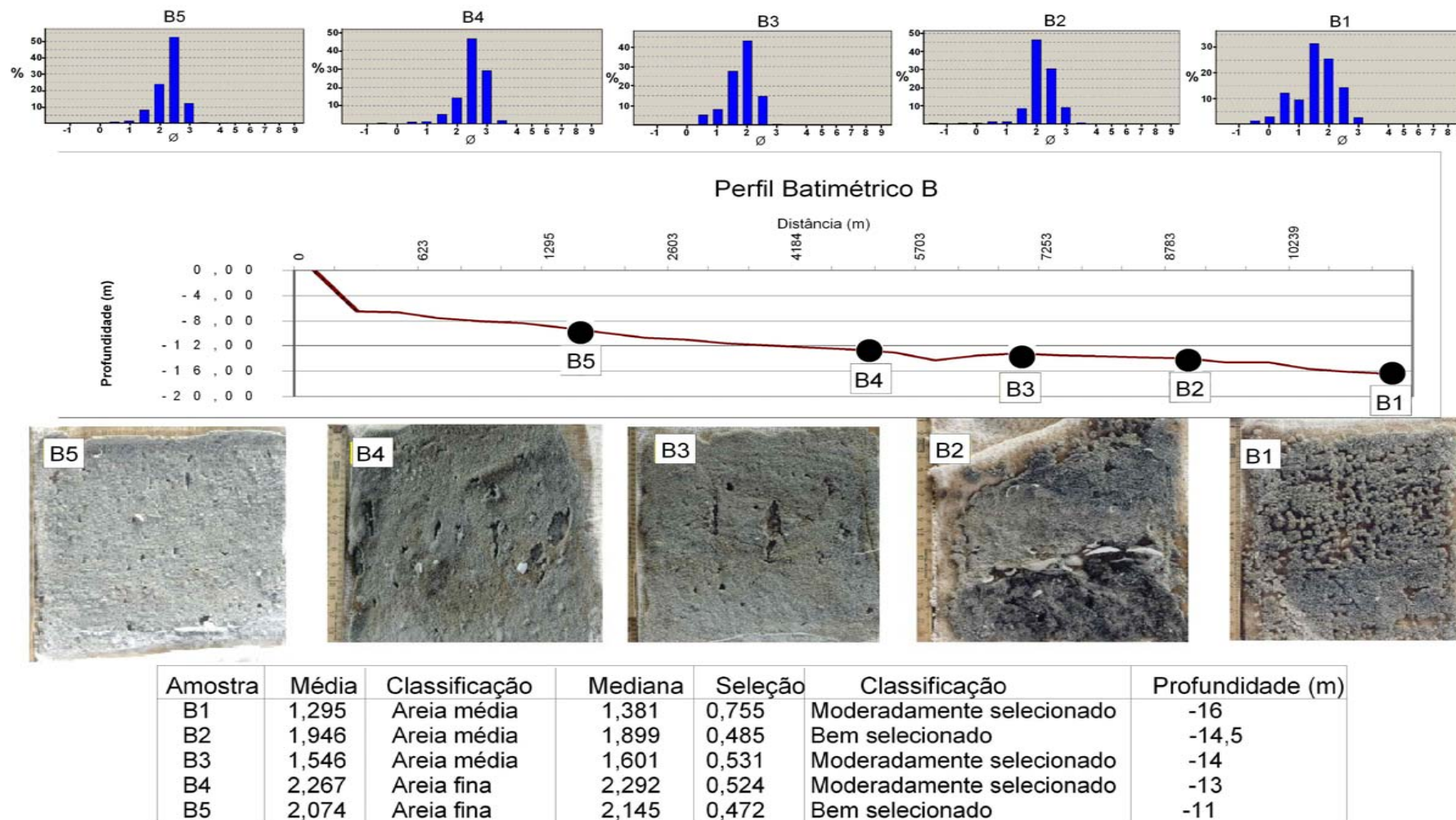


Figura 75 – Resumo dos dados obtidos no perfil B com seu respectivo posicionamento ao longo do perfil batimétrico.

## 6. DISCUSSÃO

### 6.1. BATIMETRIA

Os dados batimétricos permitem identificar que a parte norte da região estudada é uma área rasa correspondente ao delta de maré vazante associado à desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá. Ao sul da mesma pode ser notada uma área mais profunda que a plataforma mais a sul, que poderia corresponder a uma zona de erosão originada pelo desvio e aumento da velocidade das correntes de deriva provenientes de sudoeste causada pela diminuição brusca da profundidade, ocasionada pela presença do delta. Na porção central da área ocorrem altos fundos próximos ao Arquipélago de Currais, que podem estar associadas à interferência do arquipélago no padrão de refração de ondas incidentes.

### 6.2. O LIMITE EXTERNO DA FACE DA COSTA

Com base na batimetria da área estudada pode-se tecer algumas considerações sobre a *profundidade de fechamento do perfil* ou *limite externo da face da costa* ou ainda a *profundidade de alcance das ondas de bom tempo*. Segundo GRUBER (2002), a profundidade de fechamento do perfil na região de Tramandaí (Rio Grande do Sul) situa-se próxima da isóbata de 20 m, onde ocorrem mudanças significativas no perfil topográfico e na distribuição dos sedimentos de fundo. NICHOLS *et al.* (1998) indicam uma profundidade de fechamento entre 9 e 10 metros em monitoramentos de perfis realizados na costa da Carolina do Norte (EUA). Porém, BEAVERS (1999) destaca o caráter da profundidade de fechamento ser interdependente dos eventos extremos de tempestades com base em dados coletados próximos a Duck (Carolina do Norte) durante a passagem do furacão Felix em 1995.

Na ausência de um monitoramento detalhado dos perfis batimétricos na área de estudo, pode-se considerar, baseado nos dados disponíveis, que há duas variações importantes nos gradientes medidos. Uma próxima à isóbata de 8 metros onde o gradiente passa de 1:60 para cerca de 1:200, coincidindo com os modelos de LESSA *et al.* (2000) e SOUZA *et al.* (2003) para a paleo face da costa na região. Outra próxima à isóbata de 10 m onde os gradientes médios acumulados passam de 1:300 a 1:600.

### 6.3. SEDIMENTOS

Com relação à morfologia dos grãos de areia, a maioria indica um período prolongado de retrabalhamento. Contudo, os grãos angulosos das areias média e grossa sugerem a ocorrência de fontes próximas, sendo que os arquipélagos de Itacolomis e Currais poderiam ser a fonte destes grãos. As frações finas, dos sedimentos classificados como areia muito fina, apresentam grãos angulosos de quartzo, fragmentos de mica e restos vegetais abundantes, o que sugere aporte recente de sedimentos de origem continental.

Na região correspondente ao delta de maré vazante há o aumento da seleção de sul para norte. Considerando-se que o grau de seleção de sedimentos aumenta ou diminui na direção do transporte (MAcLAREN, 1981; MAcLAREN & BOWLES, 1985) e que a deriva litorânea na região é de sul para norte (BIGARELLA *et al.*, 1966; ANGULO, 1993) pode-se sugerir transporte preferencial de sedimentos neste sentido. Para o restante da área o grau de seleção não foi utilizado na determinação da direção de transporte de sedimentos devido a serem provenientes de mais de uma fonte.

As características sedimentológicas sugerem que vários processos geológicos e hidrodinâmicos contribuíram na configuração dos depósitos sedimentares da porção estudada da face da costa paranaense. Os sedimentos podem ser classificados em cinco tipos:

**i) As areias finas e muito finas do delta de maré vazante associado à desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá:**

Estas areias parecem refletir com maior acuidade as propriedades dos sedimentos sendo transportados por tração, havendo uma seleção progressiva na direção SW para NE que indica um transporte preferencial nesta direção na área (MAcLAREN, 1981).

**ii) As areias muito finas próximas à costa com teores de silte e argila entre 10 e 40 %:**

Poder-se-ia inferir que a fração fina das areias muito finas situadas na faixa próxima à costa entre as profundidades de 5 e 10 m é principalmente transportada por suspensão e depositada em condições de baixa energia de ondas. Quando a energia de ondas aumenta, pode ocorrer a ressuspensão e transporte deste sedimento ao longo da costa. VEIGA *et al.* (2004b) levantaram duas hipóteses para a origem das areias com elevados teores de finos (10 a 40 %) que ocorrem numa

faixa da face da costa entre os 5 e 10 m de profundidade. Uma, de serem sedimentos lagunares antigos aflorando na plataforma, correspondentes a transgressão pós-glacial e outra, de serem sedimentos de deposição atual. Uma datação da matéria orgânica contida nestes sedimentos que forneceu idade  $^{14}\text{C}$  calibrada de 1.517 - 1.189 anos A.P., indica que se tratam de sedimentos mais recentes que os da transgressão pós-glacial que acabou por volta de 6.500 a 5.500 anos  $^{14}\text{C}$  A.P. (ANGULO *et al.*, 2004). Ademais, análises de foraminíferos realizadas nestes sedimentos (DISARÓ *et al.*, 2001) mostraram uma fauna típica de plataforma rasa. Estas evidências sugerem que estes sedimentos se depositaram em ambiente de plataforma rasa, em condições semelhantes às atuais. Apesar de não haver rios importantes na região, o suprimento de material fino é bastante grande em períodos chuvosos, visto que a área se encontra entre os estuários de Guaratuba e de Paranaguá. Estudos realizados a partir de imagens de satélite mostram uma alta concentração de sedimentos em suspensão provenientes destes estuários (NOERNBERG, 2001). O material fino parece ficar preso próximo à costa pela “cerca de energia litorânea” (*littoral energy fence*) descrita por ALLEN (1970). Este fenômeno é provocado pela energia das ondas movendo o sedimento em direção à costa. Os elevados teores de matéria orgânica encontrados nestes sedimentos parecem estar associados a grande quantidade de organismos que vivem associados aos mesmos e que foram observados durante as amostragens. Outro fator que contribui para os altos teores de matéria orgânica é a presença de fragmentos vegetais que foi observada em lupa. Não há rios importantes desembocando na área de estudo. O escoamento da planície costeira nesta parte do litoral é para dentro da baía de Paranaguá, sendo controlado pela presença de cordões litorâneos. O escoamento na praia ocorre apenas em períodos de intensa pluviosidade. Isto sugere que os fragmentos vegetais provêm das baías situadas ao sul e ao norte da área. O alto teor de carbonatos presentes nestes sedimentos finos pode ser explicado pela ocorrência das conchas dos moluscos bivalves que ali habitam.

### **iii) As areias médias e grossas:**

As areias médias a grossas provavelmente são palimpsésticas, pois elas ocorrem a profundidades entre 10 e 14 m onde as correntes costeiras não têm energia suficiente para transportá-las, provavelmente constituindo restos de antigas praias, formadas em períodos em que o nível relativo do mar era mais baixo que o

atual, submersas durante a fase transgressiva holocênica. Sua forma preferencialmente alongada levou VEIGA & ANGULO (2003) a relacioná-los com as dorsais de areia (*sand ridges*) características de plataformas clásticas dominadas por ondas que incidem obliquamente à costa descritas por PARKER *et al.* (1982). Em alguns setores da plataforma estudada, principalmente próximo aos arquipélagos de Itacolomis e Currais, os corpos de areia média e grossa correspondem aos altos fundos observados no mapa batimétrico. O contato destes corpos com as áreas de sedimentos mais finos é abrupto e pode ser facilmente observado em imagens de sonar de varredura (VEIGA *et al.*, 2004c).

As sondagens realizadas nos corpos de areia média a grossa sugerem que, aparentemente, concentram-se por retrabalhamento e comportamento hidrodinâmico, não constituindo corpos suficientemente espessos para serem explorados pelos métodos de dragagem utilizados atualmente. As dragas de grande porte que operam em mar aberto sugam cerca de um metro de profundidade de sedimento durante o processo de dragagem (VEIGA *et al.*, 2004). Um fator complicador seria a quantidade de sedimentos finos que seriam coletados simultaneamente, comprometendo o uso do material no processo de alimentação artificial de praias, tornando sua utilização atualmente inviável.

#### **iv) As areias finas da plataforma na faixa dos 10 a 15 m de profundidade:**

São sedimentos unimodais bem selecionados, porém menos que as areias finas do delta de maré vazante, sugerindo condições de energia de ondas e correntes mais baixas que no delta, provavelmente por se encontrarem a maiores profundidades.

#### **v) As areias finas a muito finas pertencentes às barras do início da zona de arrebenção:**

Em alguns perfis (C, D, F, G, O e P), na parte mais rasa, ocorrem areias finas a muito finas muito bem selecionadas, semelhantes às do delta de maré vazante, indicando ambiente de alta energia, que foram interpretadas como correspondentes às barras da zona de arrebenção.



## 6.4.FORMAS DE FUNDO & ESTRUTURAS SEDIMENTARES

### 6.4.1.FORMAS DE FUNDO

O sedimento mais fino encontrado durante a pesquisa ocorreu na menor profundidade visitada (8 metros), onde as marcas de ondas observadas foram as menores (6 a 7 cm de comprimento e 1 a 2 cm de altura). Inversamente, as maiores formas encontradas ocorreram a 19 metros de profundidade (1,60 m de comprimento e 45 cm de altura) em areias médias a grossas. Apesar da interação das ondas com o fundo aumentar na razão inversa da profundidade, parece que a capacidade de coesão e a maior presença de organismos bentônicos nos sedimentos finos, torna-os mais resistentes a remobilização. As direções das cristas observadas foram predominantemente entre N30/50E, atingindo ocasionalmente N75E. Considerando que as cristas das marcas de ondas tendem a coincidir com as cristas dos trens de ondas, pode-se afirmar que as ondas mais freqüentes na região provém do quadrante sudeste, variando um pouco mais para leste ou para sul. A ocorrência de cristas orientadas para S80E, sugere trens de ondas provenientes do quadrante nordeste mas, como o fato foi observado em apenas um local e como marcas secundárias, preferiu-se trata-las como marcas de ondas cruzadas descritas por CLIFTON (1976). A granulometria média do sedimento inconsolidado controla o tamanho das formas de fundo, sendo menores em sedimentos finos e maiores em sedimentos mais grossos.

Pode-se afirmar que os registros observados durante as campanhas de campo indicam um regime de ondas predominantemente geradas por ventos de sudeste para a região da face da costa estudada, frisando que os dados refletem o momento da observação, que pode ser resultante da passagem do último evento de maior energia e não o padrão de bom tempo que ocorria quando foram efetuadas as observações.

Marcas de ondas assimétricas, que indicam fluxos unidirecionais ou predominância de uma direção principal de fluxo, não foram encontradas, o que indica que o principal agente de remobilização de sedimentos na área estudada é a corrente oscilatória gerada pelas ondas. A passagem de sistemas frontais pelo litoral paranaense, transferindo grandes quantidades de energia eólica sobre a superfície marinha, produz ondas altas que talvez gerem correntes com um fluxo direcional principal de sul para norte. Seria necessário observar as feições de fundo imediatamente após a ocorrência destes episódios para provar esta hipótese.

É consenso na literatura que a profundidade em que o movimento das ondas interage com o fundo é próximo ao valor da metade de seu comprimento (KOMAR, 1998; SWIFT, 1976, DAVIS, 1983), o que permite concluir que as formas de fundo variam de acordo com o regime de ondas atuante no momento de sua formação, constituindo um registro instantâneo ou um registro do evento de maior energia próximo passado a que o leito marinho foi submetido. A granulometria do sedimento inconsolidado controla o tamanho da marca de onda formada que tende a ser maior quanto maior for o diâmetro médio do grão. Esta regra é válida para sedimentos predominantemente arenosos pois sedimentos ricos em argila ou matéria orgânica apresentam maior grau de coesão, resistindo à energia de ondas e correntes (WRIGHT, 1995).

#### 6.4.2. ESTRUTURAS SEDIMENTARES

Segundo WALKER & PLINT (1992), em sequências sedimentares formadas na face da costa, em águas marinhas rasas, as estruturas sedimentares são formadas por correntes unidirecionais e oscilatórias coexistindo e formando estruturas sedimentares de fluxo combinado.

Os sedimentos mais finos são notadamente mais afetados pela bioturbação por serem ricos em nutrientes e favorecerem o desenvolvimento e a fixação de espécies bentônicas.

A sequência observada a 16 m de profundidade (amostra A1) observa-se concentração de grânulos e fragmentos de conchas sobre as estruturas preservadas, podendo indicar deposição com gradação normal após evento de maior energia de retrabalhamento.

Na sequência obtida a 12 m de profundidade (amostra A2), as estruturas cruzadas planares indicam a ação de correntes uni ou bidirecionais geradas por ondas. A inconformidade erosiva a cerca de 7 cm de profundidade indica evento de maior energia e as estruturas hummocky indicam a ação de correntes bidirecionais.

Também a 12 metros de profundidade (amostra A3), observa-se a estratificação cruzada de maior porte tendendo a tangencial na base que ocorre em areia média, com abundância de grãos grossos e fragmentos de conchas. Como nesta granulometria ocorrem formas de fundo maiores, o testemunho mostra apenas uma parte desta. Aparentemente, fragmentos de conchas e grãos maiores estão na base das camadas indicando deposição com gradação normal.

A 11 m de profundidade (amostra A4), observa-se deposição com gradação normal ocasionada pela queda de energia no ambiente durante a passagem de sistema frontal. A camada superior encontra-se bioturbada e sem estruturas, sendo o testemunho da zona de mistura do leito oceânico em resposta a ação da dinâmica do fluido.

Baseando-se na alternância de camadas arenosas e lamosas que ocorrem no ponto A5, pode-se inferir que ocorrem variações de energia neste ambiente deposicional, possibilitando, em períodos de calmaria, a deposição de sedimentos mais finos. Aparentemente, os dois níveis bioturbados correspondem a tempestitos gerados durante condições extremas de energia de ondas, pois os orifícios de bioturbação estão preenchidos por material bem mais grosso. Pode-se inferir que durante a ocorrência de eventos de alta energia, parte da camada bioturbada foi erodida e parte preservada, tendo seus orifícios sido preenchidos pela areia grossa que foi remobilizada durante o evento. Admitindo esta hipótese, a ocorrência do nível com estratificação paralela sem perturbação de cerca de 20 cm representaria um período longo sem grandes perturbações no ambiente deposicional. As inconformidades presentes entre as diferentes camadas parecem estar relacionadas a superfícies erosivas formadas durante eventos de alta energia de ondas, correspondendo à superfície de máxima erosão abaixo da zona de mistura no sedimento.

A 16 m de profundidade (amostra B1) ocorre na parte inferior areia média com lâminas de areia fina escura indicando deposição com gradação normal. Sobre esta camada ocorre uma inconformidade erosiva que caracteriza o limite da zona de mistura (até onde o último evento de alta energia foi capaz de erodir o fundo).

Na sequência obtida a 14,5 m de profundidade (amostra B2) ocorre nítido nível de conchas marcando uma inconformidade erosiva ou a base da zona de mistura.

A 11 metros de profundidade (amostra B5) nota-se um nível de conchas a cerca de 17 cm do leito evidenciando evento erosivo que pode indicar o limite da zona de mistura. Ocorrem acima estruturas hummocky e cruzadas truncadas e descontínuas de baixo ângulo indicando a ação de correntes geradas por ondas com fluxos bidirecionais.

Podem resumir-se em três os tipos de processos que geraram as estruturas encontradas na face da costa paranaense:

- **Estruturas geradas por fluxo uni ou bi-direcional.**
- Cruzadas planares, muitas vezes truncadas, geralmente tendendo a tangenciais na base.
- **Estruturas geradas por fluxo bi-direcional.**
- Marcas de ondas de cerca de 10 cm de comprimento com marcas côncavas preservadas e estruturas hummocky.
- **Estruturas geradas por alterações na energia do ambiente deposicional.**
- Estratificações plano-paralelas de areias finas e areias muito finas indicando pulsos de energia de ondas baixa e moderada.
- Níveis de conchas e discordâncias que indicam eventos erosivos episódicos.
- Preenchimento de orifícios de bioturbação por areia grossa.

## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados obtidos permitem caracterizar a face da costa do litoral central do Estado do Paraná como dominada por tempestades. As características observadas indicam que o principal controlador da dinâmica deposicional atual é o regime de ondas. Durante as tempestades, a energia de ondas é maior e o registro deposicional irá preservar o retrato destes eventos episódicos de maior energia, podendo erodir em parte ou totalmente os registros da deposição ocorrida durante períodos de menor energia de ondas. Após estes eventos, com a gradual diminuição na energia, formam-se estruturas formadas por deposição gradacional que ficam preservadas quando atingem a zona de soterramento permanente do leito oceânico. A profundidade desta zona está diretamente relacionada com a intensidade das tempestades, sendo por isso tão frequente a ocorrência de inconformidades erosivas nas camadas sedimentares da área de estudo. Baseado nas observações de campo, pode-se inferir que a deposição pós-tempestades atinja até 20 cm de espessura entre 8 e 11 metros de profundidade e até 15 cm a 14,5 metros antes que um evento ainda maior possa apagar estes registros. É importante ressaltar que, a maioria dos dados indica um momento na história deposicional do ambiente, podendo sempre ser apagados por um evento de energia ainda maior. Este caráter episódico de deposição no ambiente estudado é importante quando da interpretação dos pacotes sedimentares em costas dominadas por tempestades.

A ocorrência de variações do nível relativo do mar (NRM) no Quaternário, contribuiu para criar um padrão de fácies mais complexo no sistema deposicional da área e da planície costeira adjacente. A cada variação do NRM haveria uma resposta do perfil da face da costa, ocorrendo erosão ou sedimentação se o NRM descesse ou subisse. Os corpos de areia média a grossa poderiam corresponder a barras e praias afogados durante a elevação rápida do NRM no Holoceno e os finos poderiam ter sido depositados durante o máximo transgressivo ocorrido há 5.800 - 5.000 anos A.P.

Considerando-se que há 18.000 anos toda a área de estudo encontrava-se emersa, sujeita a processos intempéricos diferentes dos atuais, com a presença de linhas de drenagem transportando sedimentos ao longo da plataforma diretamente para o talude, pode-se fazer uma idéia da complexidade estratigráfica do ambiente em questão.

Estudos aprofundados seriam necessários para melhor compreender a dinâmica deste ambiente, adjacente a áreas amplamente procuradas para ocupação humana (estabelecimento de balneários e cidades), onde obras realizadas sem estudos prévios, interferem no delicado equilíbrio do sistema deposicional causando prejuízos ambientais e financeiros.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, J. R. L., 1970. *Physical Processes of Sedimentation*. Elsevier. New York, 433 p.
- 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: *VIII Congr. da Ass. Bras. de Estudos do Quaternário, ABEQUA*. Imbé-RS. Boletim de resumos, p. 59-60.
- ANGULO, R.J., 1992 – *Geologia da Planície costeira do Estado do Paraná*. Tese de doutorado. USP. São Paulo - SP. 334p.
- ANGULO, R. J., 1993. Variações na configuração da linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. *Boletim Paranaense de Geociências*. Curitiba. 41: 52-72.
- ANGULO, R. J., 1995. Feições deposicionais associadas às desembocaduras dos complexos estuarinos da costa paranaense. *V Congr. da Ass. Bras. de Estudos do Quaternário, ABEQUA*. Niterói-RJ. Anais. p. 58-64.
- ANGULO, R. J. & SUGUIO, K., 1995. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxims for State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113: 385-393.
- ANGULO, R.J. & ARAÚJO, A.D., 1996. Classificação da costa paranaense com base na sua dinâmica, como subsídio à ocupação da orla litorânea. *Boletim Paranaense de Geociências*. Curitiba. 44: 7-17.
- ANGULO, R. J. & SOUZA, M. C., 1998. Morfodinâmica costeira. In: *Meio ambiente e desenvolvimento no litoral do Paraná: Diagnóstico*. LIMA, R. E. & NEGRELLE, R. R. B. (organizadores). Editora UFPR. 266p.
- ANGULO, R. J. & LESSA, G. C., 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, 140: 141-166.
- ANGULO, R. J., LESSA, G. C., SOUZA, M. C. de, 2004 A Critical Review of the Mid-to Late Holocene Sea-level Fluctuations on the Eastern Brazilian Coastline. *Quaternary Science Review* (submetido).
- ANGULO, R. J., SOUZA M. C. de, REIMER, P. .J., SASAOKA, S. K., 2005. Reservoir effect of southern and southern-east Brazilian coast. *Radiocarbon* 47(1):1-7.

- APPA – Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina, 1994. *Resumo dos serviços de dragagem de manutenção do canal de acesso ao porto de Paranaguá*. Inédito.
- BEAVERS, R. L., 1999. Storm sedimentation on the surf zone and inner continental shelf, Duck, North Carolina. Tese de doutorado. Duke University. 115p.
- BIGARELLA, J. J., FREIRE, S. S., SALAMUNI, R., VIANA, R., 1966. contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes II - praias de Matinhos e Caiobá. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geografia Física*, **6**: 1-113.
- BIGARELLA, J. J. , BECKER, R. D. , MATOS, D. J., WERNER, A., 1978 – *A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná . Um problema de segurança ambiental e nacional*. Curitiba, SEPL/ADEA. 249p.
- BORZONE, C. A., GUTSEIT, K. C., SOARES, C. R., 1999. Sedimentos e macrofauna bentônica da zona de águas rasas da praia de Matinhos, Paraná, Brasil. *Atlântica*, 21: p.43-58.
- BRANDINI, F. P.; ANDREGUETO, J. M.; SILVA, A. S.; VEIGA, F. A.; CARRILHO, J. C.; MARONE, E.; ANGULO, R. J., 2003. Recifes artificiais marinhos: uma proposta de conservação da biodiversidade e desenvolvimento da pesca artesanal através de um parque marinho na costa do Estado do Paraná. (Relatório de pesquisa - PADCT).
- BRUUN, P., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. American Society of Civil Engineers Proceedings, *Journal Waterways & Harbors Division*, 88: 117-130.
- BRUUN, P., 1983. Review of conditions for uses of the Bruun Rule of erosion. *Coastal Engineering*, 7: 77-89.
- BRUUN, P., 1988. The Bruun Rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usages. *Journal of Coastal Research*, 4 (4): 627-648.
- CARVER, R. E., 1971. *Settling analysis*. In: *Procedures in sedimentary petrology*. Wiley -Interscience, New York, p.427-452.
- CLIFTON, H. E., 1976. Wave formed sedimentary structures. A conceptual model. In: *Beach and Nearshore Sedimentation* (Eds. DAVIS, J. R. & ETHINGTON, R. L.). SEPM Special Publication, 24: 126-148.



- CHANG, H. K., *et al.*, 1992. Tectonics and stratigraphy of the Rast Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213: p.97-138.
- DAVIS JR., R. A., 1983. *Depositional systems*. Prentice-Hall. Nova Jersey. Vol.2. p.402-669.
- DHN - DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. 1961. *Carta Náutica Número 1820 – Proximidades da Barra de Paranaguá*. Marinha do Brasil (corrigida em 1991).
- DISARÓ, S. T., SOUSA, S. H. M., VEIGA, F. A., ANGULO, R. J., 2001. Foraminíferos da plataforma continental interna rasa do estado do Paraná, Brasil. *Anais do VIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA*. Imbé - RS. 600 p.
- EMERY, K.O., 1968. Relict sediments on continental shelves of the world. *Bulletin, American Association of Petroleum Geologists*, 52(3): p.445-464.
- FISHER, W. L. & MCGOWEN, J. H., 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to the occurrence of oil and gas. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 17: 105-125.
- FOLK, R. L. & WARD, W. C., 1957. Brazos River Bay: Study of the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-27.
- GROSS, M. G., 1971. Carbon determination. In : CARVER, R. E. ed., 1971. *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley – Interscience, New York, p. 573-596.
- GRUBER, N. L. S., CORRÊA, I. C. S., NICOLODI, J., BARBOZA, E., REICHART, K., 2001. Limites de influência morfo-sedimentar da antepraia com a plataforma continental interna do litoral norte do Rio Grande do Sul. In: *VIII Congr. da Ass. Bras. de Estudos do Quaternário, ABEQUA*. Imbé-RS. Boletim de resumos, p. 214 - 215.
- GRUBER, N. L. S., 2002. A antepraia na região de Tramandaí - RS. Tese de doutorado. UFRGS. 207p.
- HARARI, J. & CAMARGO, R. de, 1994. Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. *Bol. Inst. Ocean.* – USP. 42(1): p.35-54.
- HAYS, J. D., IMBRIE, J., SHACKLETON, N. J., 1976. Variations in the Earth's orbit: peacemaker of the ice ages. *Science*, 194. 2212-2232.

- INGRAM, R. L., 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 937-938.
- IPARDES, 1990 – *Macrozoneamento da APA de Guaraqueçaba*. Curitiba. Vol. 02. 257p.
- IPARDES, 1991 – *Diagnóstico físico ambiental da Serra do Mar - área sul*. Curitiba. Vol. 02. 107p.
- KOMAR, P. D., 1998. *Beach process and sedimentation*. Prentice-Hall. Nova Jersey. 544p.
- LAMOUR, M. R., NOERNBERG, M. A., QUADROS, C. J. L., ODRESKI, L. L. R., SOARES, C.R., 2003. Erosão na desembocadura sul da baía de Paranaguá e sua relação com o assoreamento do canal da Galheta. *Anais do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA*. Recife - PE. CD. Vol. único.
- LAMOUR, M.R.; ANGULO, R.J.; SOARES, C.R., Submetido. Bathymetric evolution of critical silting sectors on Galheta channel, access way to Paranaguá port, Paraná State – Brazil. *Journal of Coastal Research*.
- LESSA, G. C., 2000. *Apostila do curso de geologia marinha*. Laboratório de Estudos Costeiros - CPGG - IGEO – UFBA.
- LESSA G. C., ANGULO R. J., GIANNINI P. C. F., ARAÚJO A. D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, 165:87-108.
- LIMA, R. E., NEGRELLE, R. R. B., ANDRIGUETTO, J. M., BITTENCOURT, A. V. L., LANA, P. C., CANALI, N. E., ANGULO, R. J., 1998. Caracterização do NIMAD e do litoral paranaense. *In: Meio ambiente e desenvolvimento no litoral do Paraná: Diagnóstico*. LIMA, R. E. & NEGRELLE, R. R. B. (organizadores). Editora UFPR. 266p.
- MAACK, R., 1968 – *Geografia física do Estado do Paraná*. Curitiba, BADEP/UFPR/IBPT 350p.
- McLAREN, P. & BOWLES, D., 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55:4:457-470.
- McLAREN, P., 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51 (2):611-624.

- MARENZI, A. W. C., 2004. Development of mussels *perna perna* (LINNAEUS, 1758) (mollusca-bivalvia) in culture in South Brazil. *Proceedings of 8<sup>th</sup> Internacional Coastal Symposium*. Itajaí - SC.
- MARONE, E. & CAMARGO, R. de, 1994. Marés meteorológicas no litoral do Estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. *Nerítica*. 8(1-2). p.73-85.
- NICHOLS, R. J., BIRKEMEIER, W. A., LEE, G. 1998. Evaluation of depth closure using data from Duck, NC, USA. *International Journal of Marine Geology, Geochemistry and Geophysics*. 148:179-201.
- NIEDORODA, A. W., SWIFT, D. J. P., THORNE, J. A., 1989. Modeling shelf storm beds: control of bed thickness and bedding sequence. In: *Shelf Sandstones, Shelf Depositional Sequences and Petroleum Accumulation: a Symposium. Seventh Annual Research Conference Proceedings, Society of Paleontologists and Mineralogists*. Tulsa, OK. p. 15-39.
- NITTROUER, C. A. & STERNBERG, R. W., 1981. The formation of sedimentary strata in an allochthonous shelf environment: the Washington Continental Shelf. *Marine Geology*, 42: 201-232.
- NOERNBERG, M. A., 2001. *Processos morfodinâmicos no complexo estuarino de Paranaguá - Paraná - Brasil. Um estudo a partir de dados in situ e LandSat TM*. Tese de doutorado. Universidade Federal do Paraná. Curitiba. 180 p.
- PARKER G., LANFREDI N. W., SWIFT D.J.P. 1982. Seafloor response to flow in a Southern Hemisphere sand ridge field: Argentine inner shelf. *Sedimentary Geology*, 33:195-216.
- PETHICK, J., 1984. *An introduction to coastal geomorphology*. Arnold. Londres. 260p.
- PILKEY, O. H., YOUNG, R. S., RIGGS, S. R., SMITH, A. W. S., WU, H., PILKEY, W. D., 1993. The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 9 (1): 255-278.
- PORTOBRAS – EMPRESA DE PORTOS DO BRASIL S. A., 1983. *Campanha de medições de ondas em Paranaguá-PR no período de 21/08/1982 a 21/01/1983*. INPH – DIDELE. Rio de Janeiro. 90p.
- QUADROS, C. J. L., 2002. *Morfodinâmica praias associada a passagens de sistemas frontais em duas praias arenosas do litoral paranaense*. Dissertação de mestrado – Universidade Federal do Paraná. Curitiba 2002.

- RIBEIRO JR., P. J., 2002. *Geoestatística Aplicada*. Apostila de curso em nível de mestrado. Universidade Federal do Paraná.
- ROY, S. P. & COWELL, P., 1991. Geological inheritance effects in the response of the shoreface to coastal storms. *Coastal Development: Police and Management*. Dragovich D. Ed., Sydney. p. 74 – 82.
- RUSSEL, R. D. & TAYLOR, R. E., 1937. Roundness and shape of Mississippi River sands. *Journal of Geology*, 45: 225-267.
- SAYÃO, O. J., 1989. Litoral drift along some beaches in Brazil. Proc. 6<sup>th</sup> Symp. Coast. Ocean Manag. Charleston, USA. *American Society of Civil Engineers*. (4): 3638-3746.
- SEIBOLD, E. & BERGER, W. H., 1993. *The Sea Floor – an introduction to marine geology*. Springer – Verlag. Berlim. 356p.
- SEILACHER, A., 1982. *General remarks about event deposits*. In: Cyclic and Event Stratification (Eds. EINSELE, G. & SEILACHER, A.). Springer-Verlag, New York, p. 161-174.
- SHEPARD, F.P., 1973. *Submarine Geology*. Harper & Rowm. Nova Iorque. 517 p.
- SHEPARD, F.P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24 (3): 151-158.
- SOUTHARD, J.B. & STANLEY, D.J., 1976. Shelf break processes and sedimentation. In: D.J. Stanley and D.J.P. Swift (Eds), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. John Wiley and Sons. Nova Iorque, p. 351-377.
- SOUZA, L. A. P., 2002. *Levantamento geofísico com sonar de varredura lateral para mapeamento de recifes artificiais na plataforma continental rasa do litoral sul do Estado do Paraná*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT. Relatório técnico nº 58.707. São Paulo.
- SOUZA, M. A., ANGULO, R. J., ASSINE, M., DISARÓ, S. T., PESSEDA, L. C. R., ARAÚJO, A. D., ODRESKY, L. L. R., VEIGA, F. A., SOUSA, S. H. M. 2003. Evolução da barreira holocênica no litoral do Estado do Paraná, sul do Brasil. 2003. *IX Congr. da Ass. Bras. de Estudos do Quaternário, ABEQUA*. Recife-PE. Boletim de resumos, p. 85.
- SUGUIO, K., 1973. *Introdução à Sedimentologia*. Editora Edgard Blucher/EDUSP, São Paulo, 317 p.

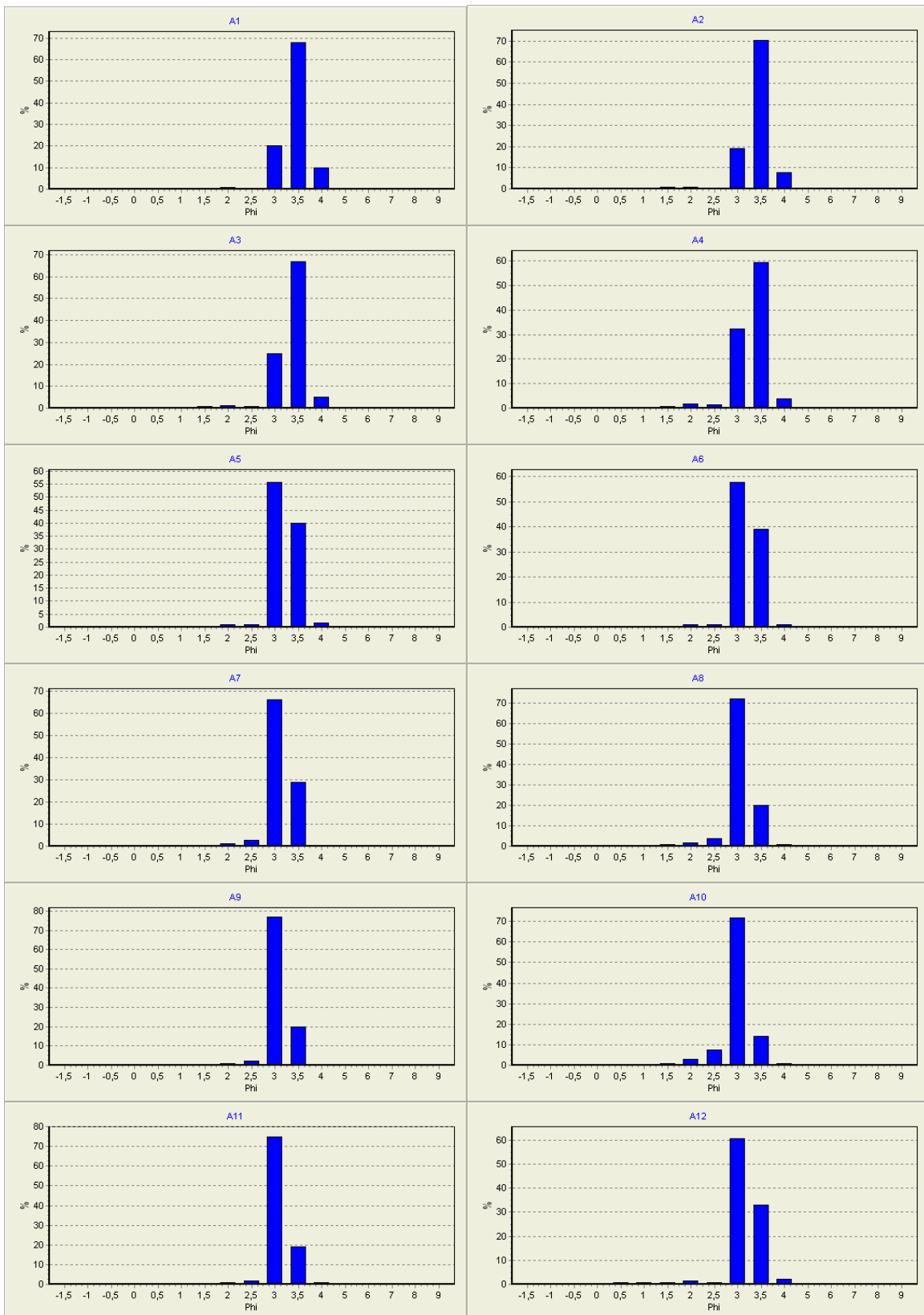
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A. C. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., FLEXOR, J. M., AZEVEDO, A. E. G., 1985. Flutuações do nível relativo do mar do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15 (4): 273-286.
- SUGUIO, K., 1998. *Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins*. Bertrand Brasil, rio de Janeiro. 1222p.
- SCHWARTZ, M. L., 1967. The BRUUN theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Geology*, 75: 76-92.
- SHEPARD, F.P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24 (3): 151-158.
- STUIVER, M. & REIMER, P.J. 1993. Extended <sup>14</sup>C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*. 35:215-230.
- SWIFT, D. J. P., 1976. Continental Shelf Sedimentation. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Eds. STANLEY, D. J. & SWIFT, D. J. P),. John Wily and Sons, Nova Iorque, p. 311-350.
- SWIFT, D. J. P., LUDWICK, J. C., BOEHMER, W. R., 1972. Shelf sediment transport, a probability model. In: *Shelf sediment transport: processes and pattern*. (Eds. SWIFT, D. J. P., DUANE, D. P. & PILKEY, O. H.) Dowden Hutchinson & Ross. Stroudsbourog, PA, p. 195-223.
- SWIFT, D. J. P., HAN, G., VINCENT, C. E., 1986. Fluid process and sea floor response on a modern storm-dominated shelf: middle Atlantic shelf of North America. Part 1, the storm current regime. In: *Shelf Sands and Sandstones Reservoirs* (Eds Knight, R. J. & McLean, J. R.). Canadian Society of Petroleum Geologist Memoirs, 11: 99-119.
- SWIFT, D. J. P. & THORNE, J. A., 1991. Sedimentation on Continental Margins, I - a general model for shelf sedimentation. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*. 14. 3-31.
- SWIFT, D. J. P., PHILLIPS, S., THORNE, J. A., 1991. . Sedimentation on Continental Margins IV: lithofacies and depositional systems. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*. 14. 89-152.
- TEIXEIRA, W., TOLEDO, M. C. M., FAIRCHILD, T. R., TAIOLI, F., 2000. *Decifrando a Terra*. Oficina de textos. São Paulo. 558p.

- TOMAZELLI, L. J., 1990. *Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da província costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico*. Tese de Doutorado. UFRG. 270p.
- VEIGA, F. A., ANGULO R. J., MARONE E., 2001. Caracterização Macroscópica Dos Sedimentos da Plataforma Interna entre Pontal do Sul e Matinhos, Estado do Paraná. In: *VIII Congr. da Ass. Bras. de Estudos do Quaternário, ABEQUA*. Imbé-RS. Boletim de resumos, p. 227-228.
- VEIGA, F. A., ARAÚJO, A. D., ANGULO R. J., 2001b. Formas de fundo e estruturas sedimentares da Plataforma Continental Interna Paranaense. In: *VIII Congr. da Ass. Bras. de Estudos do Quaternário, ABEQUA*. Imbé-RS. Boletim de resumos, p. 229-230.
- VEIGA, F. A., ARAÚJO, A. D., ANGULO R. J., 2002. Estudo de viabilidade da utilização de jazidas submersas de areia média a grossa como fonte de material para engordamento de praias com problemas erosivos na costa paranaense. In: *Anais do I Simpósio Brasileiro de Oceanografia*. São Paulo-SP. CD de resumos. Volume único.
- VEIGA, F. A., ARAÚJO, A. D., ANGULO R. J., 2002b. Resultados preliminares da análise de sondagens realizadas no substrato da plataforma continental interna paranaense. In: *Anais do I Simpósio Brasileiro de Oceanografia*. São Paulo-SP. CD de resumos. Volume único.
- VEIGA, F. A. & ANGULO, R. J., 2003. Sedimentologia da plataforma continental interna rasa na porção central da costa paranaense. *Anais do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*. CD de trabalhos completos. Volume único.
- VEIGA, F. A., MACHADO, E. C., SANTOS, C., OLIVEIRA, V. M., 2004. *Auditoria ambiental das operações de dragagem no canal de acesso aos portos de Paranaguá e Antonina*. Relatório Técnico. CETEC - Paranguá. 24p.
- VEIGA, F. A., ANGULO R. J., SÁ, ODRESKI L. L. R., LAMOUR M. R., DISARÓ S. T., 2004b. Origin of mud deposits in a wave dominated shallow inner continental shelf of the State of Paraná coast, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*. SI 39. *Proceedings of the 8th International Coastal Symposium*. Itajaí-SC.

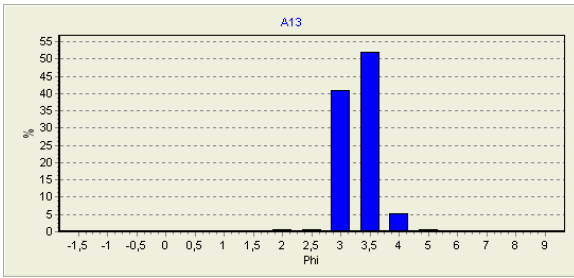
- VEIGA, F. A., ANGULO, R. J., CAZZOLLI Y GOYA, S., RODRIGUEZ, M., 2004c. Investigações com sonar de varredura lateral na plataforma rasa paranaense. *Anais do I Congresso Brasileiro de Oceanografia*. Itajaí - SC. CD de Resumos Volume único.
- WALKER, R. G. & PLINT, A. G., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R. G. & James N. P. (eds.), *Facies models response to sea level changes*. Geological Association of Canada. 219-238.
- WRIGHT, L. D., 1995. *Morphodynamics of inner continental shelves*. CRC Marine Science Series. Flórida - EUA. 241 p.

# ANEXO I - HISTOGRAMAS

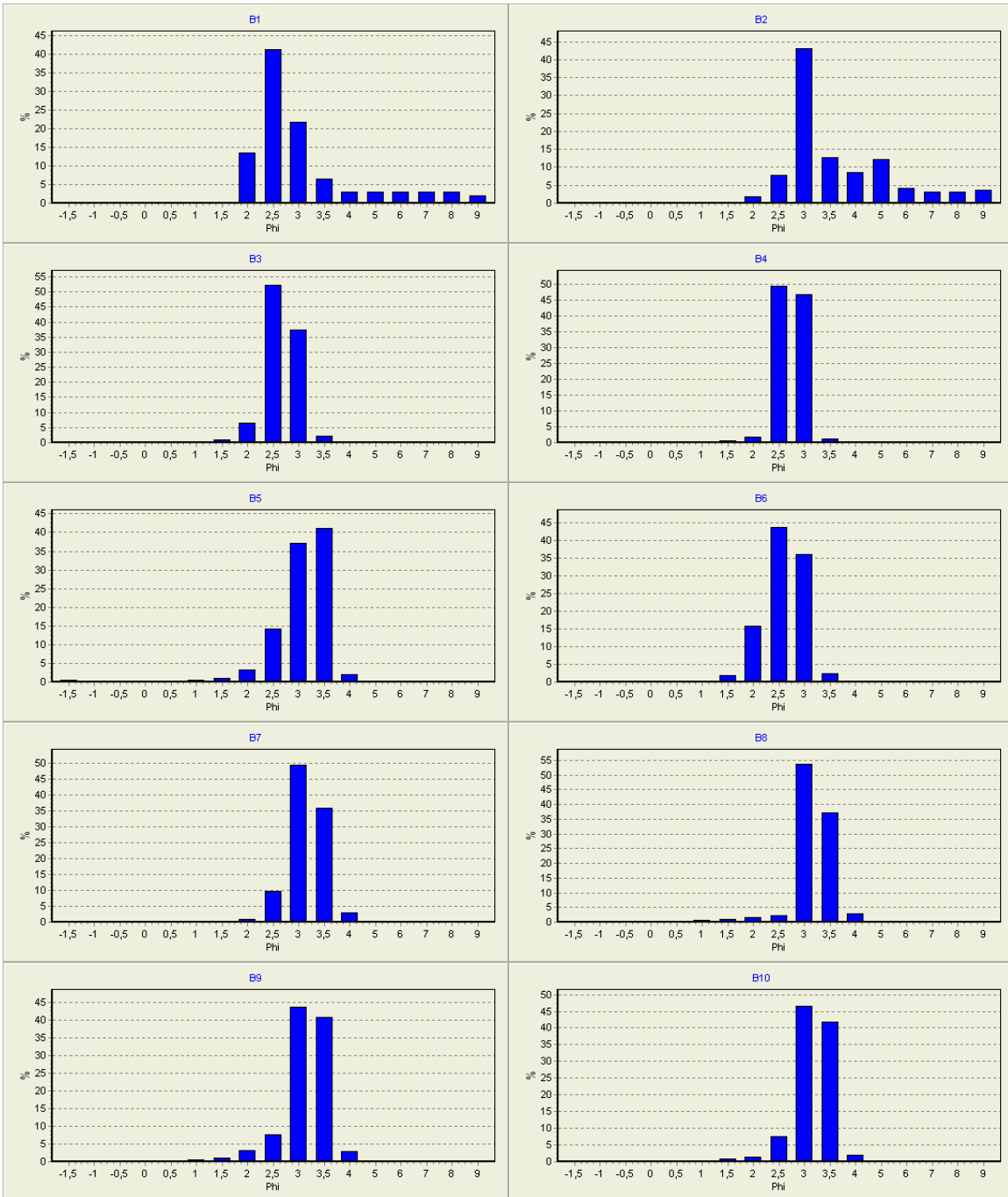
## HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL A:

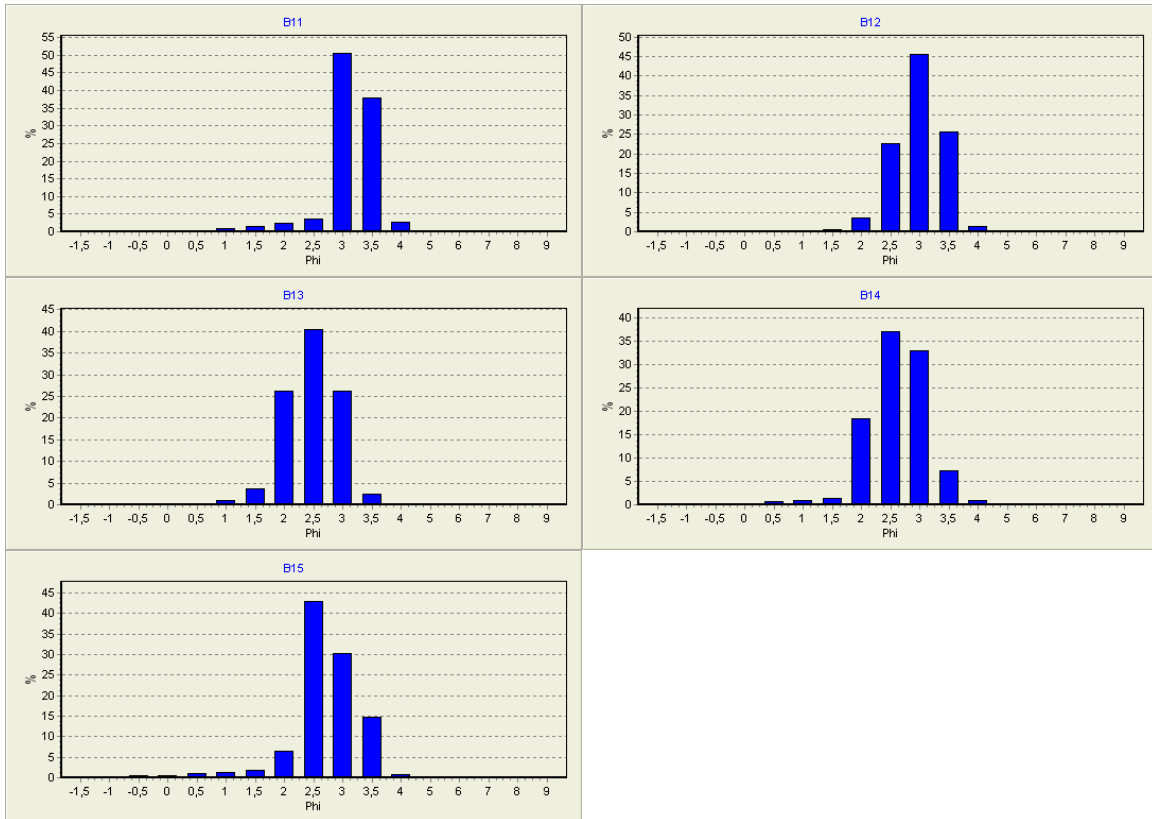




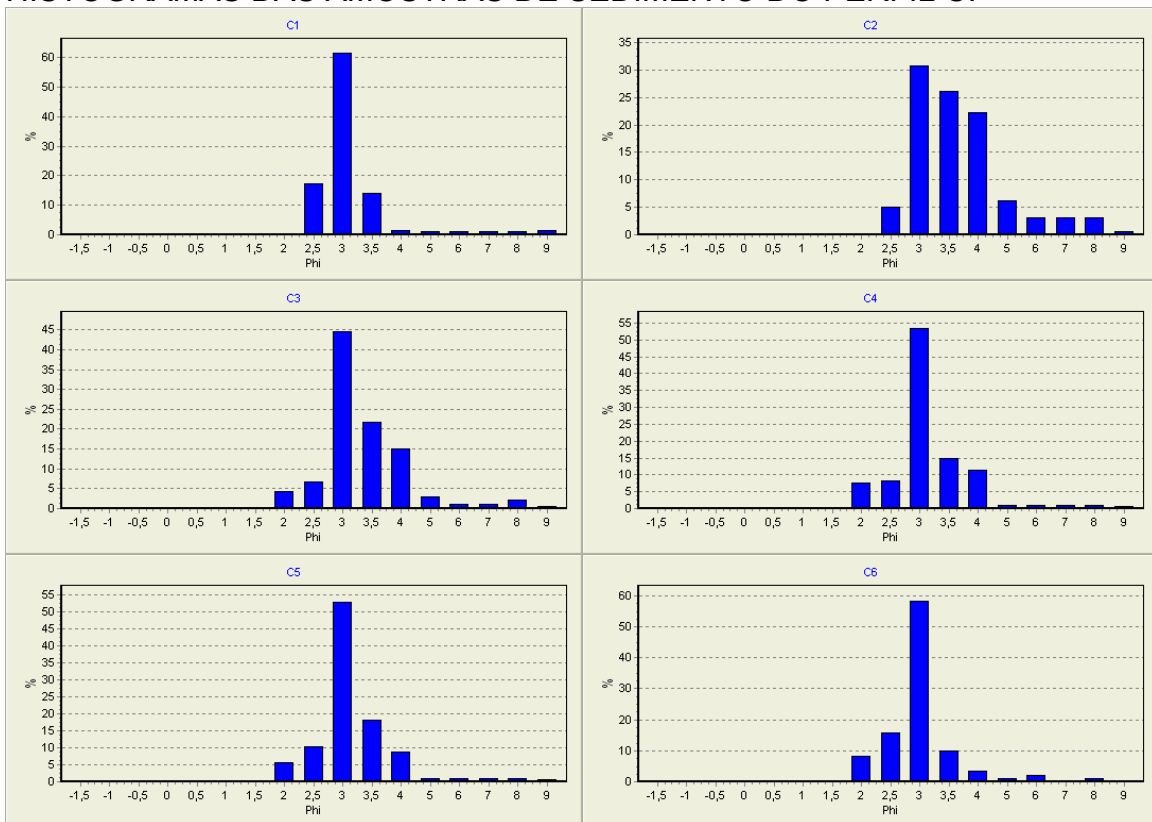


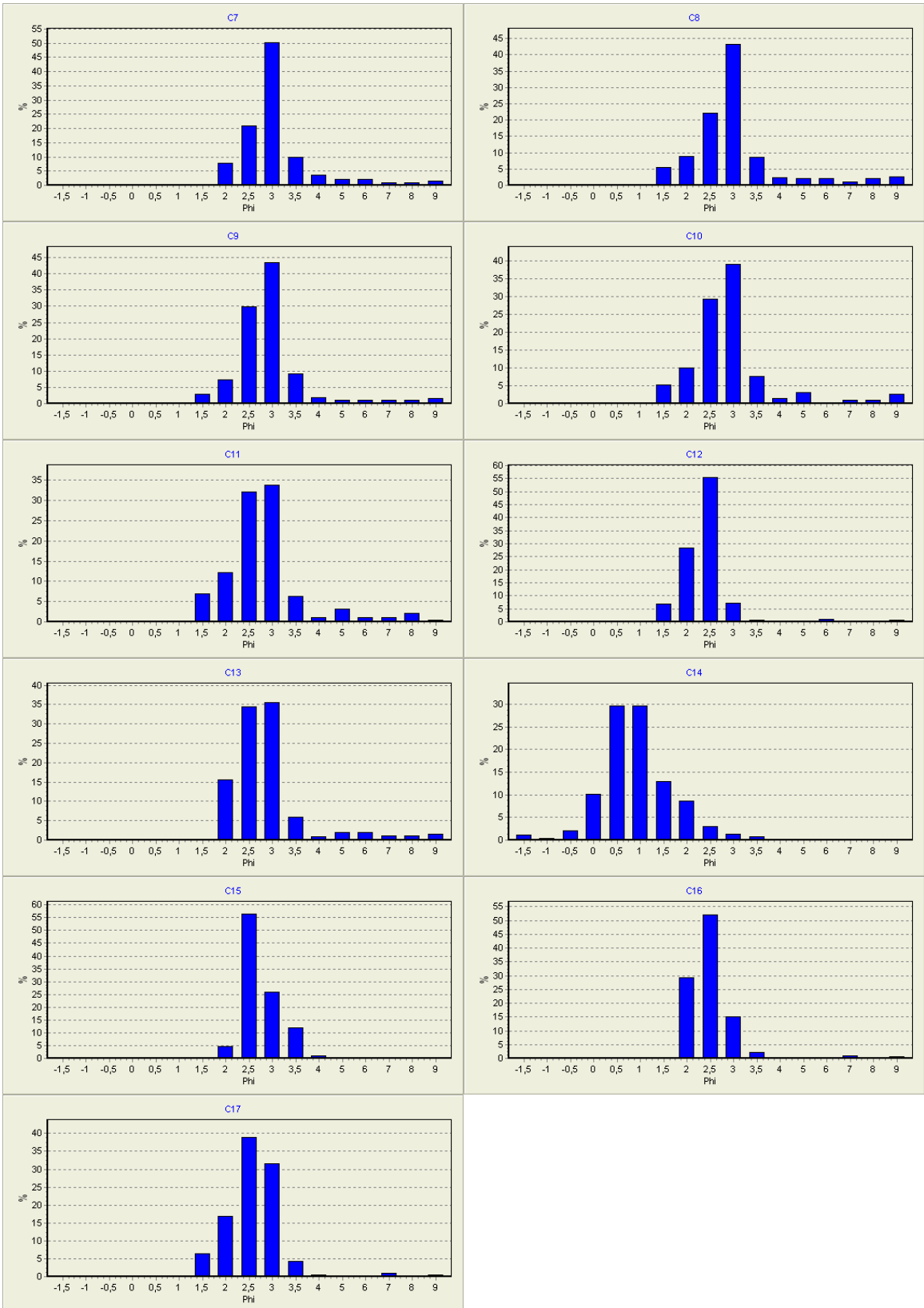
HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL B:



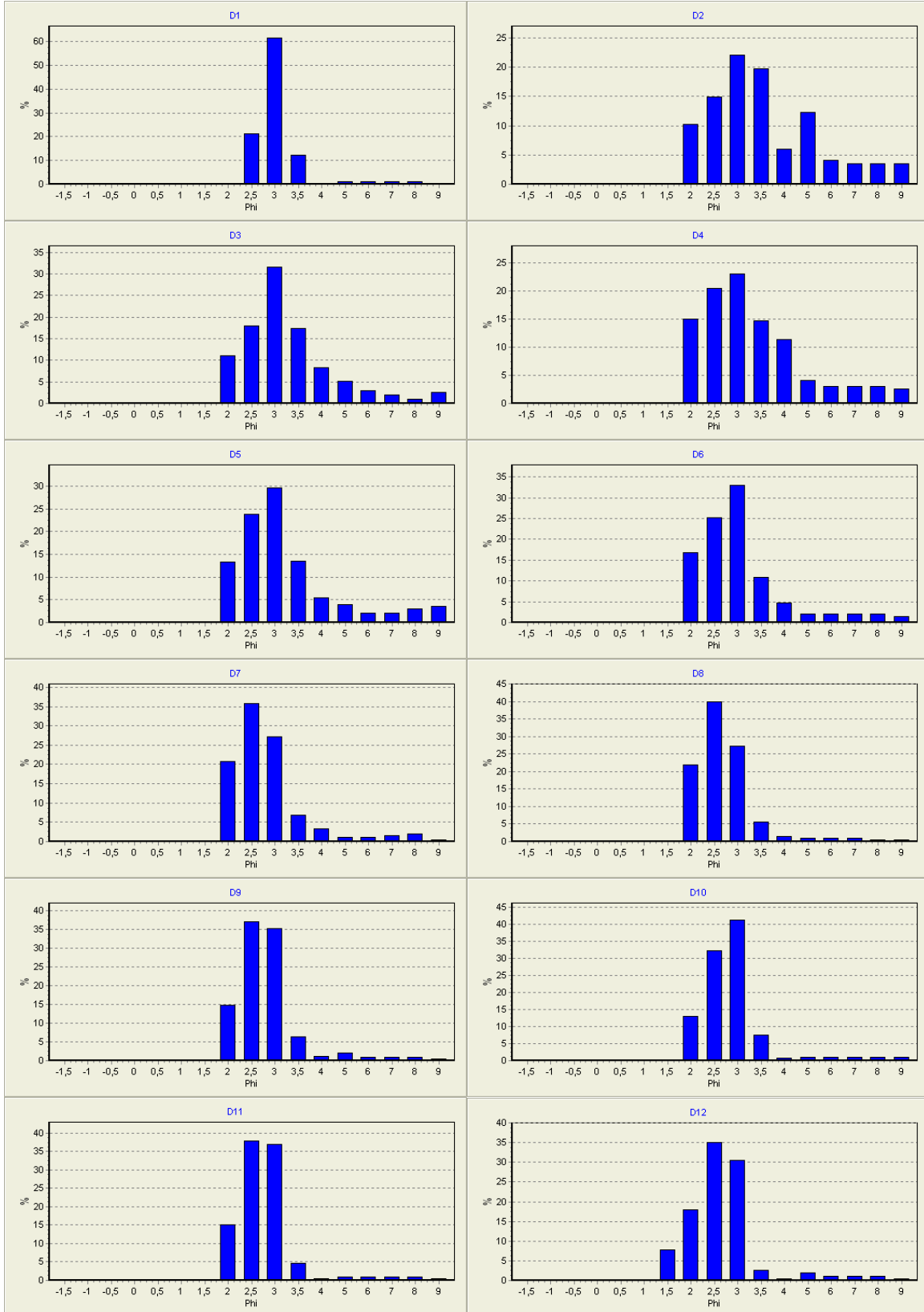


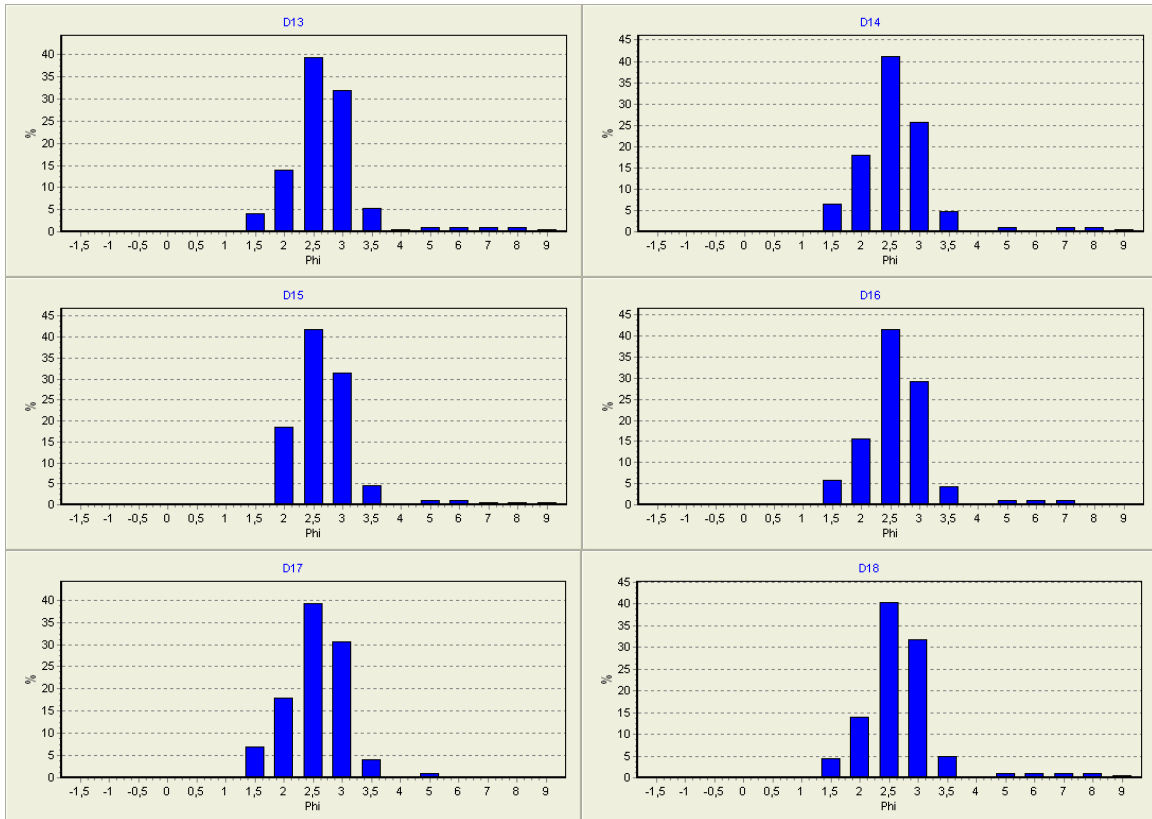
**HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL C:**



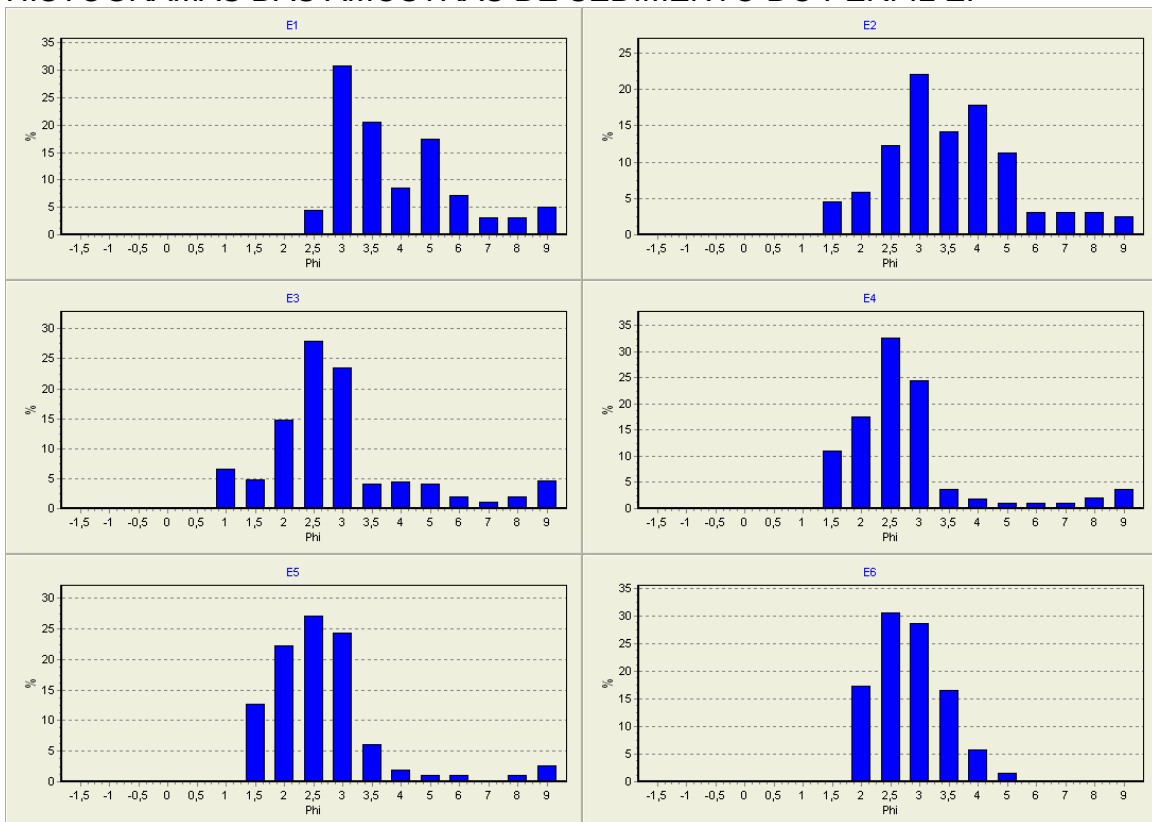


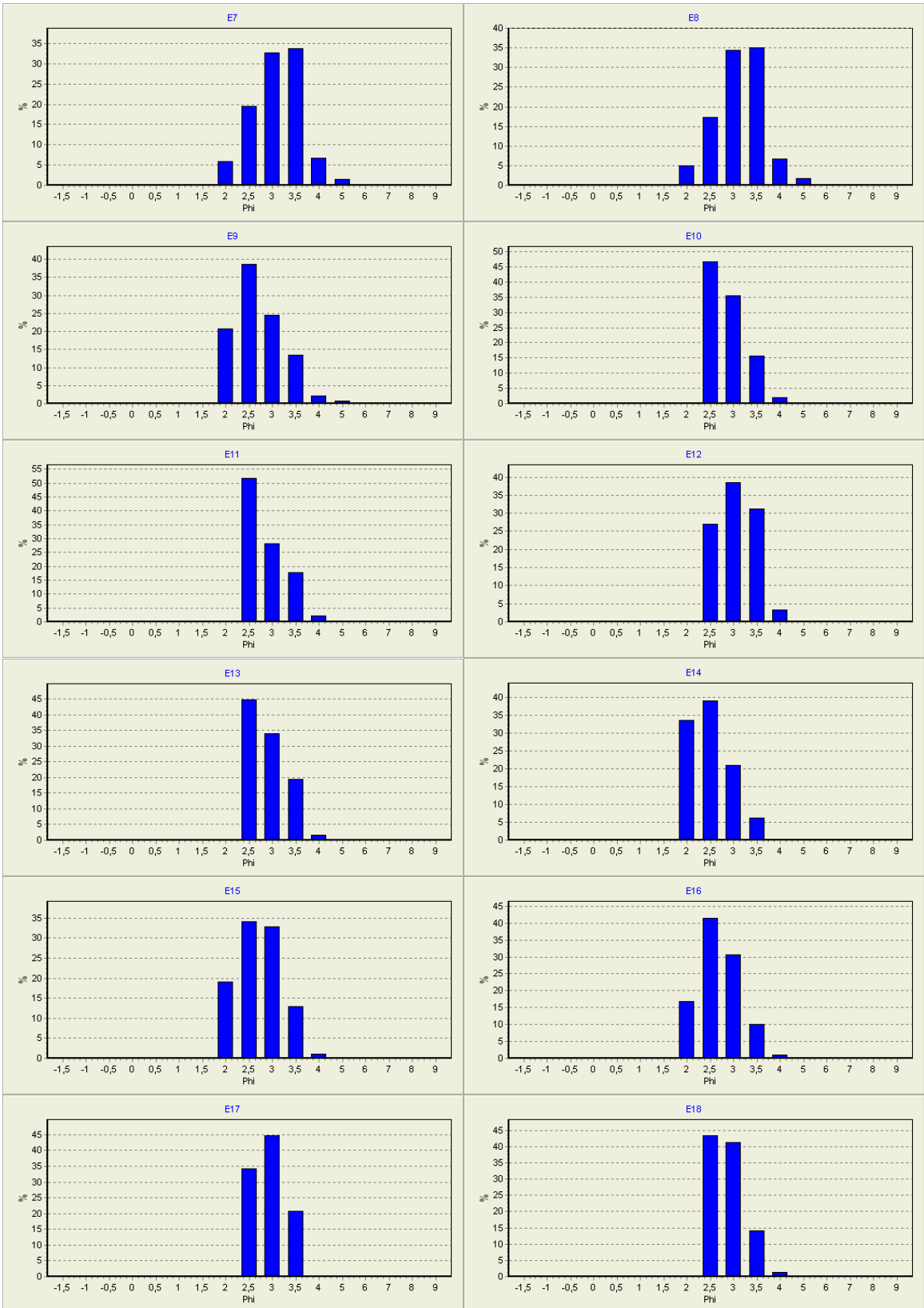
# HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL D:



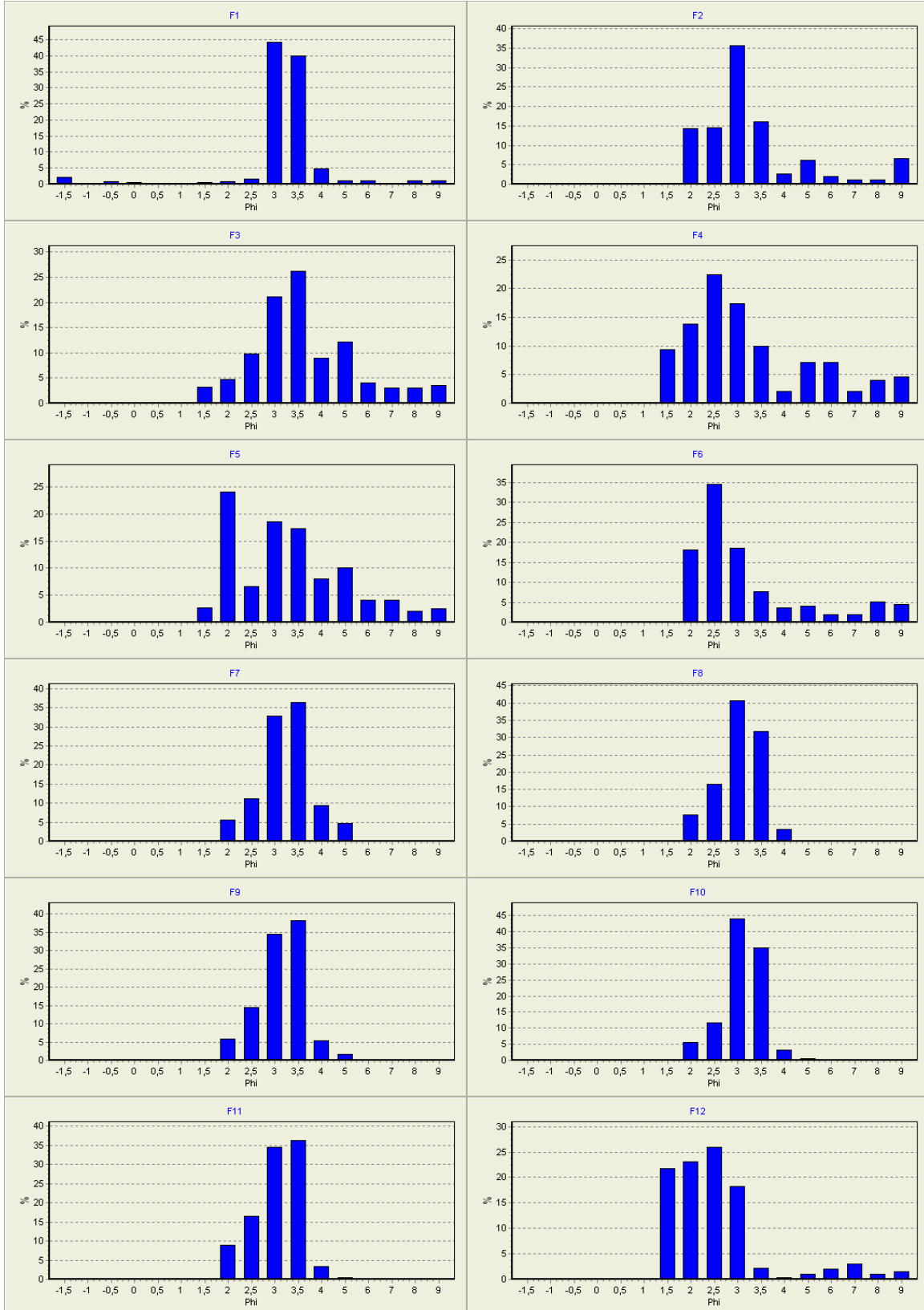


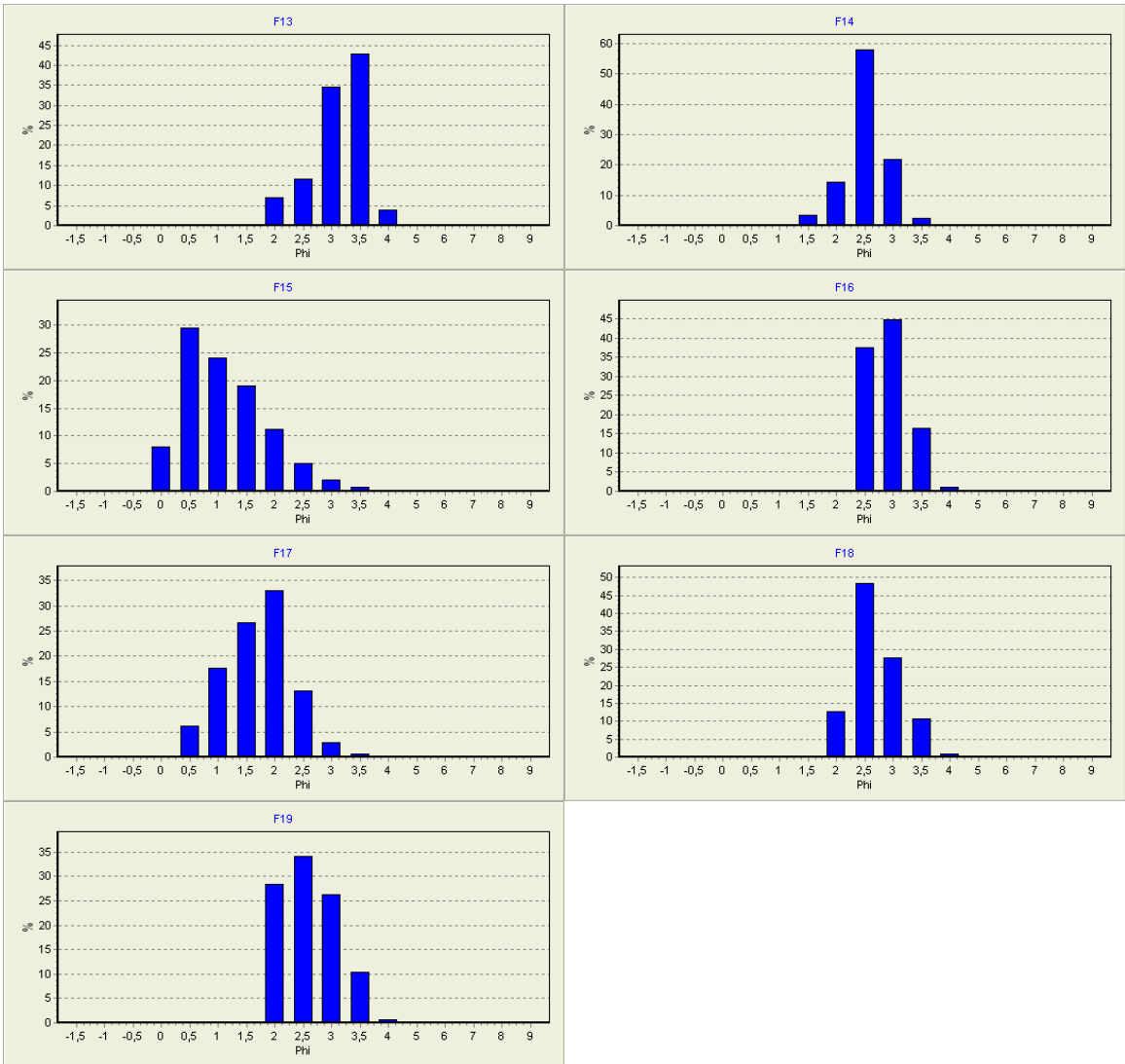
**HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL E:**



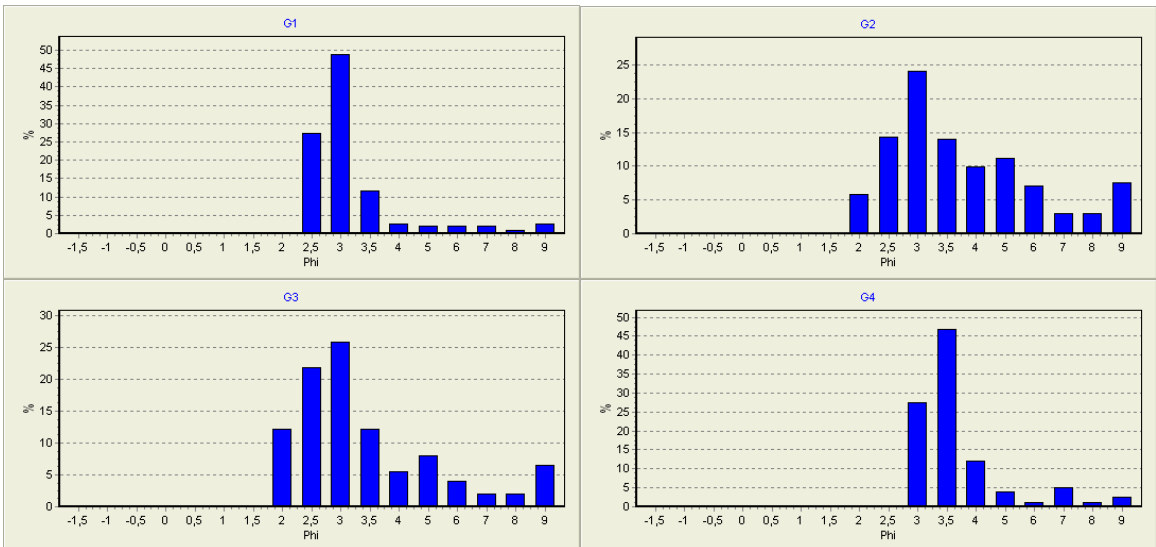


# HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL F:

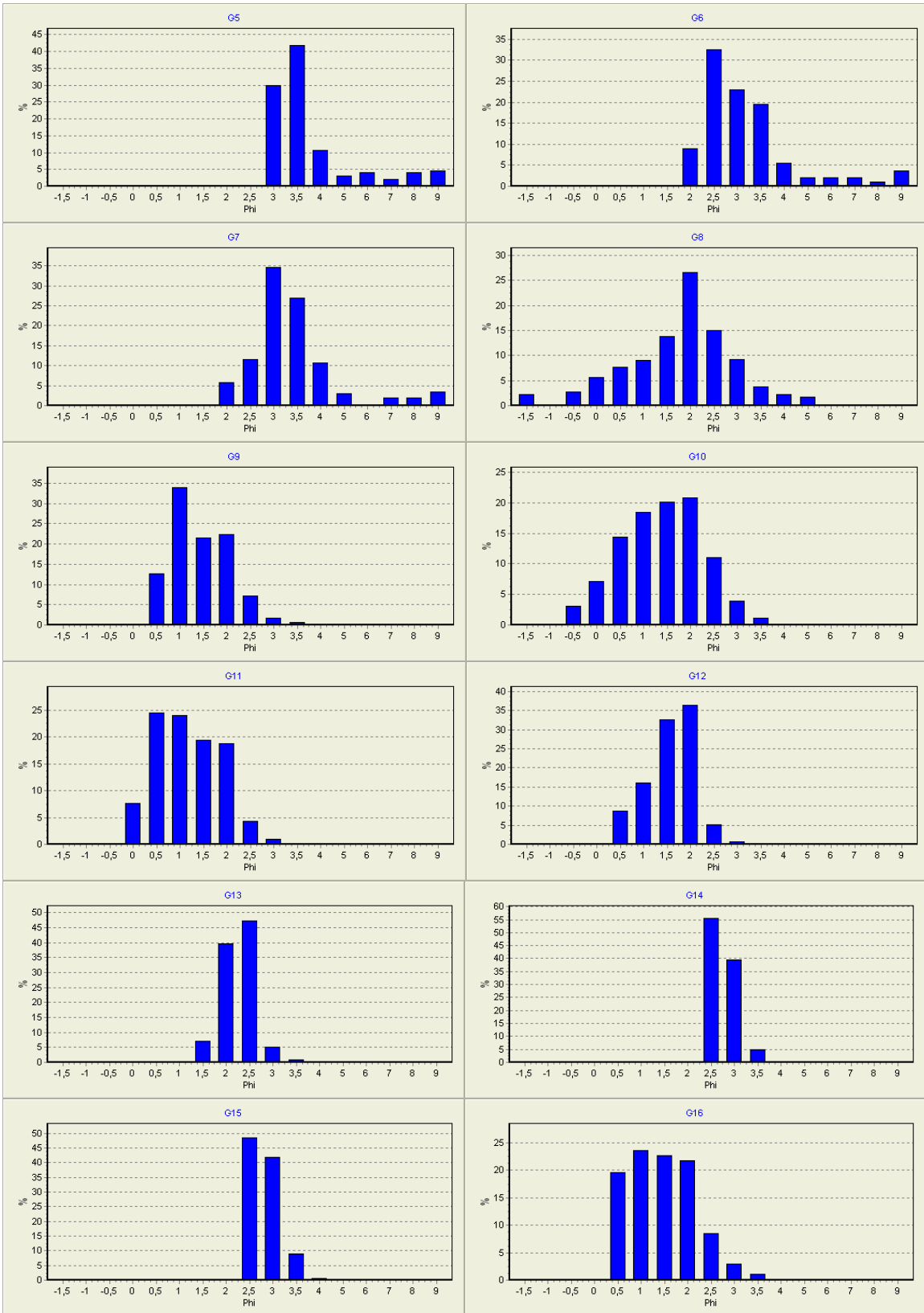


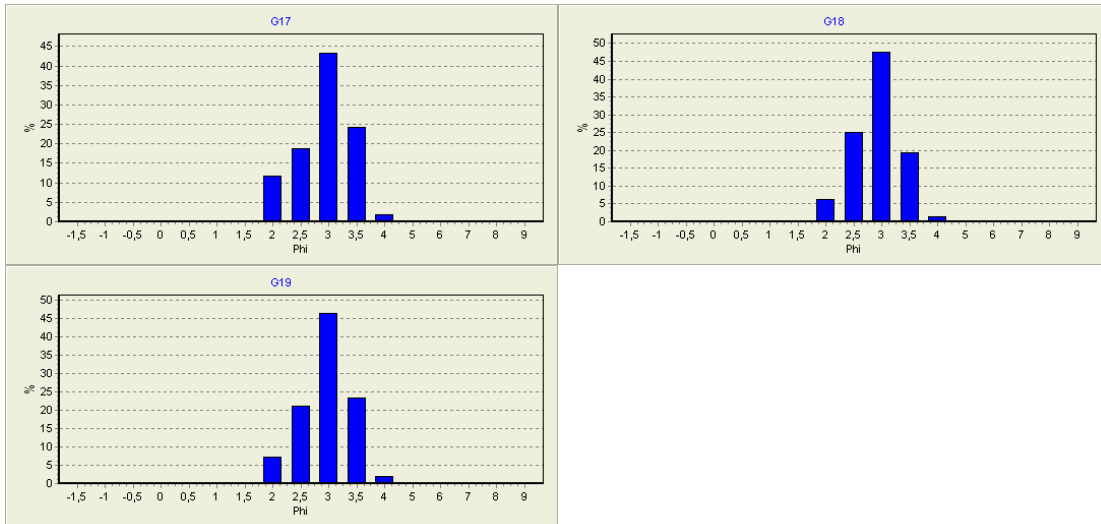


**HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL G:**

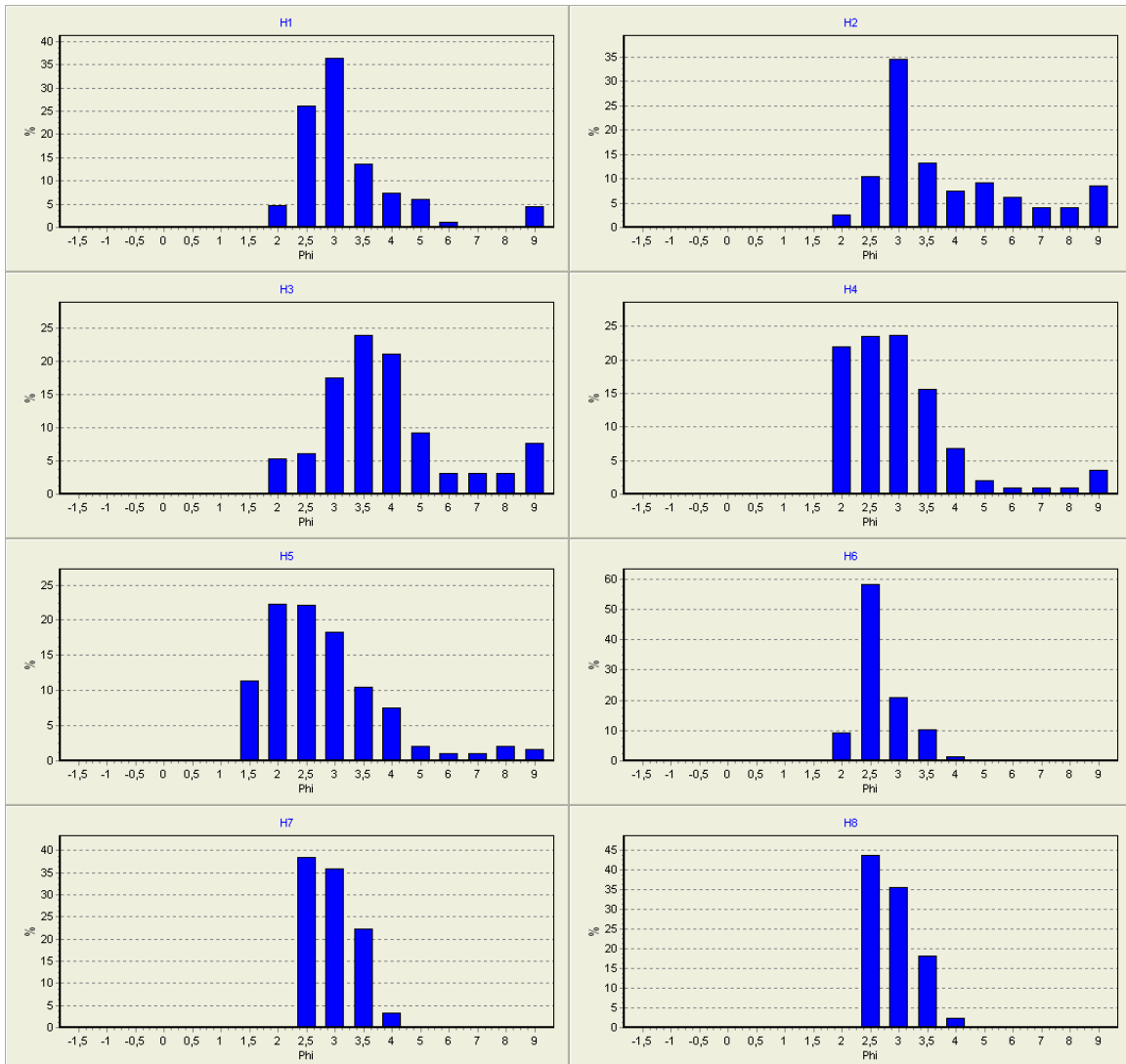


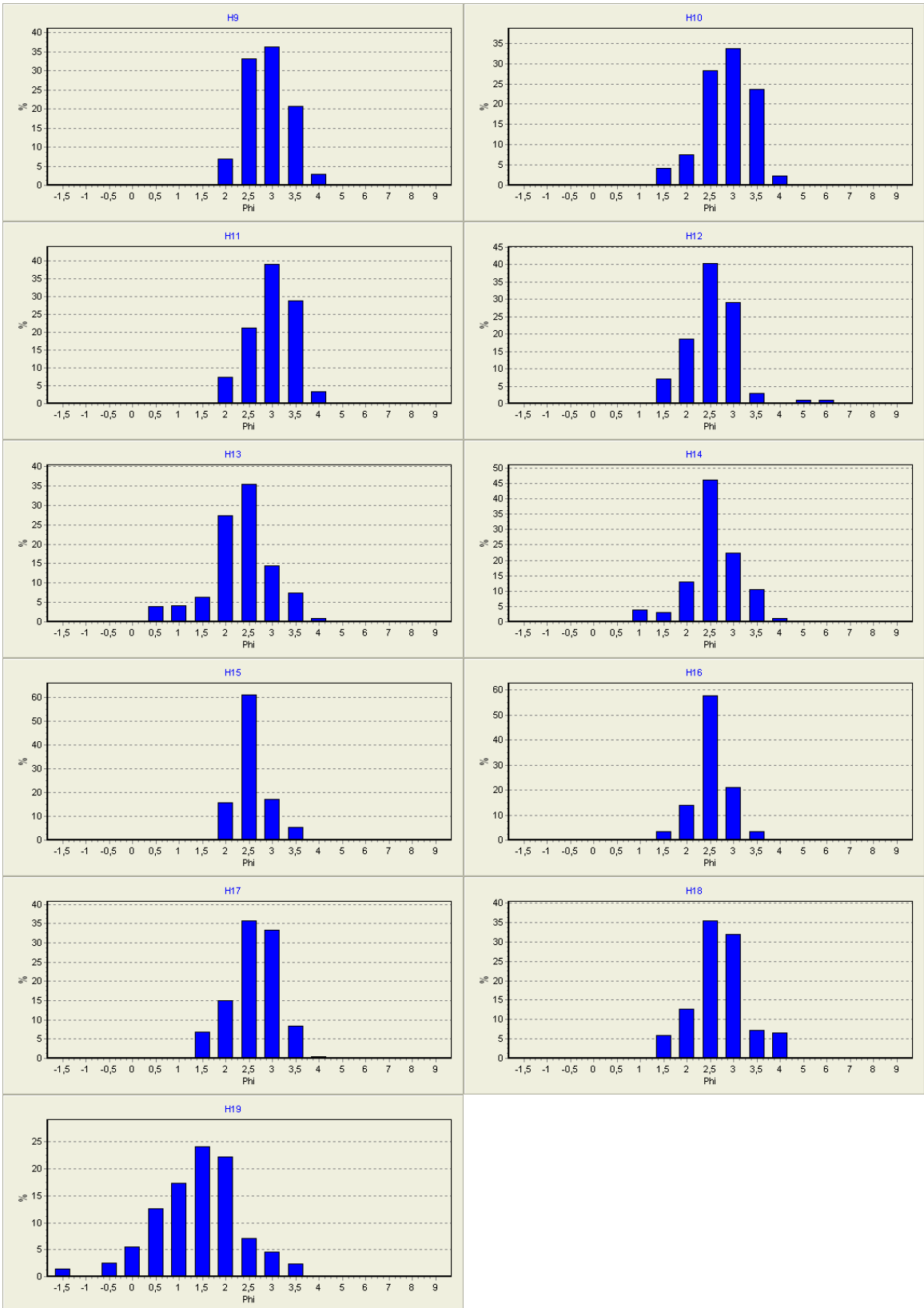




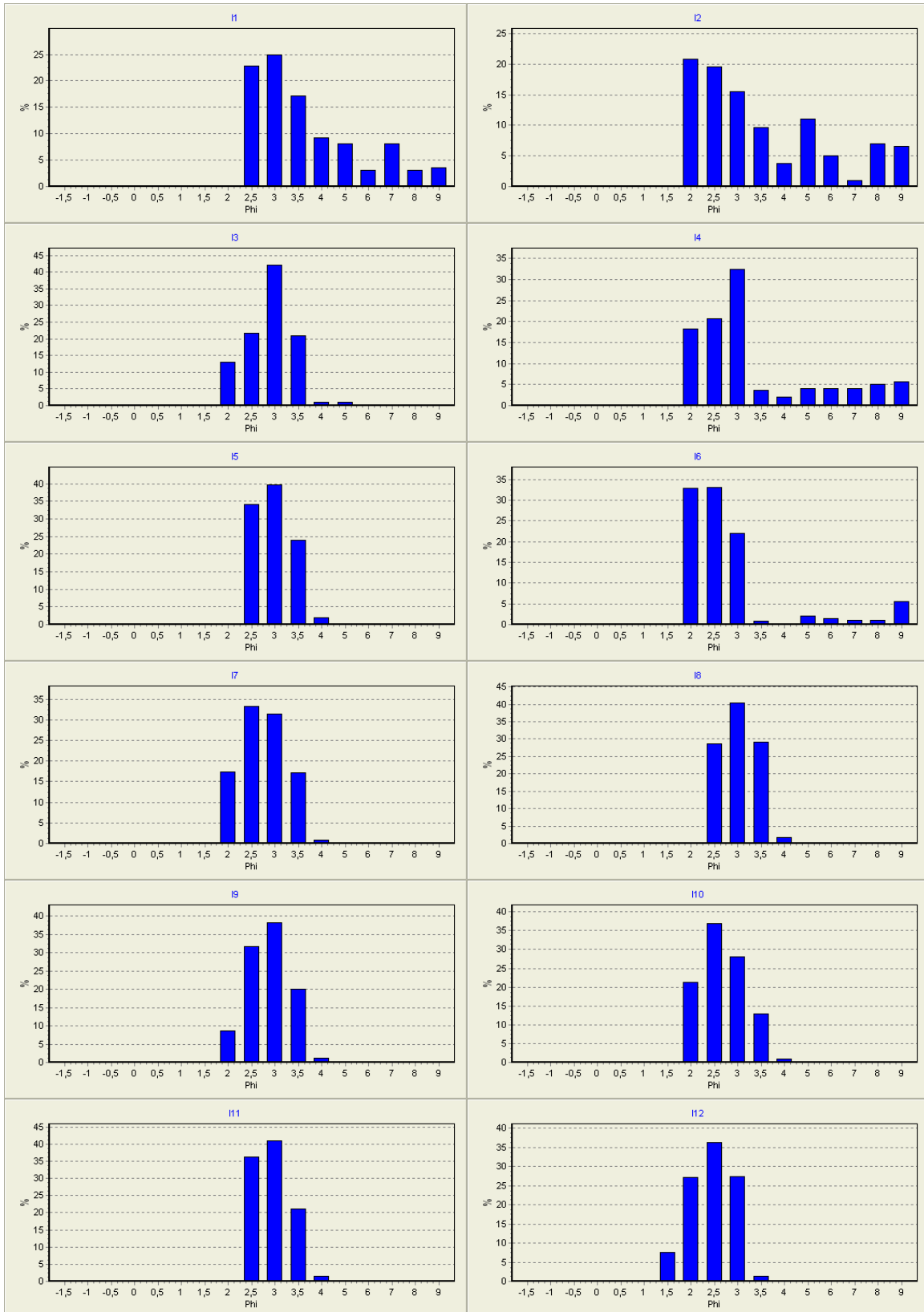


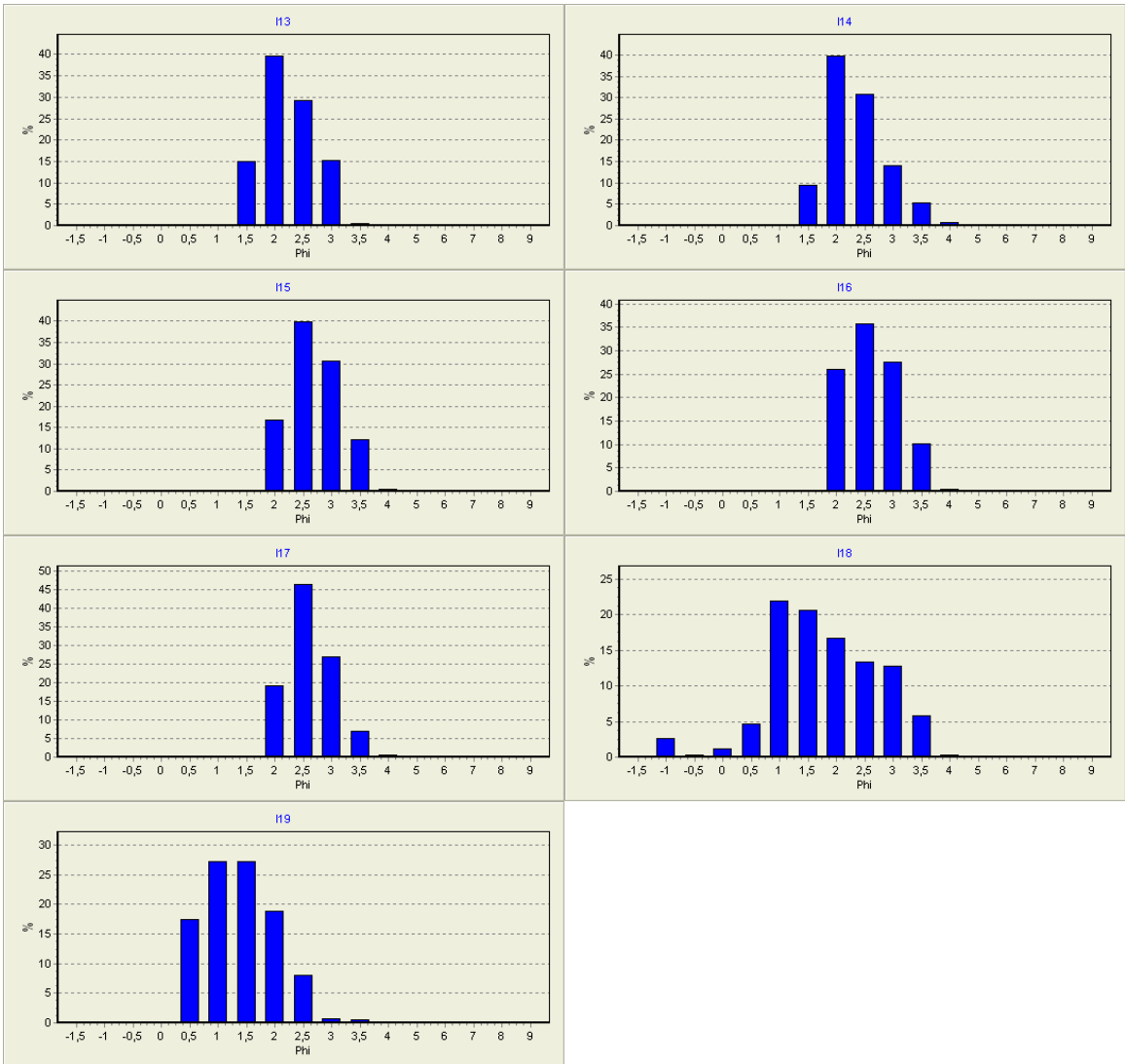
**HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL H:**



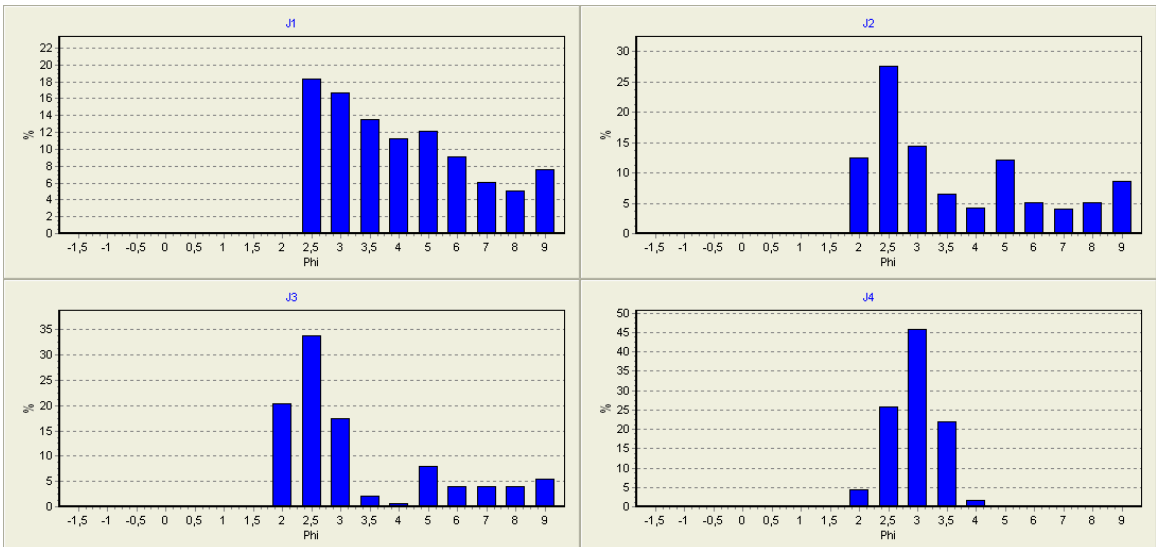


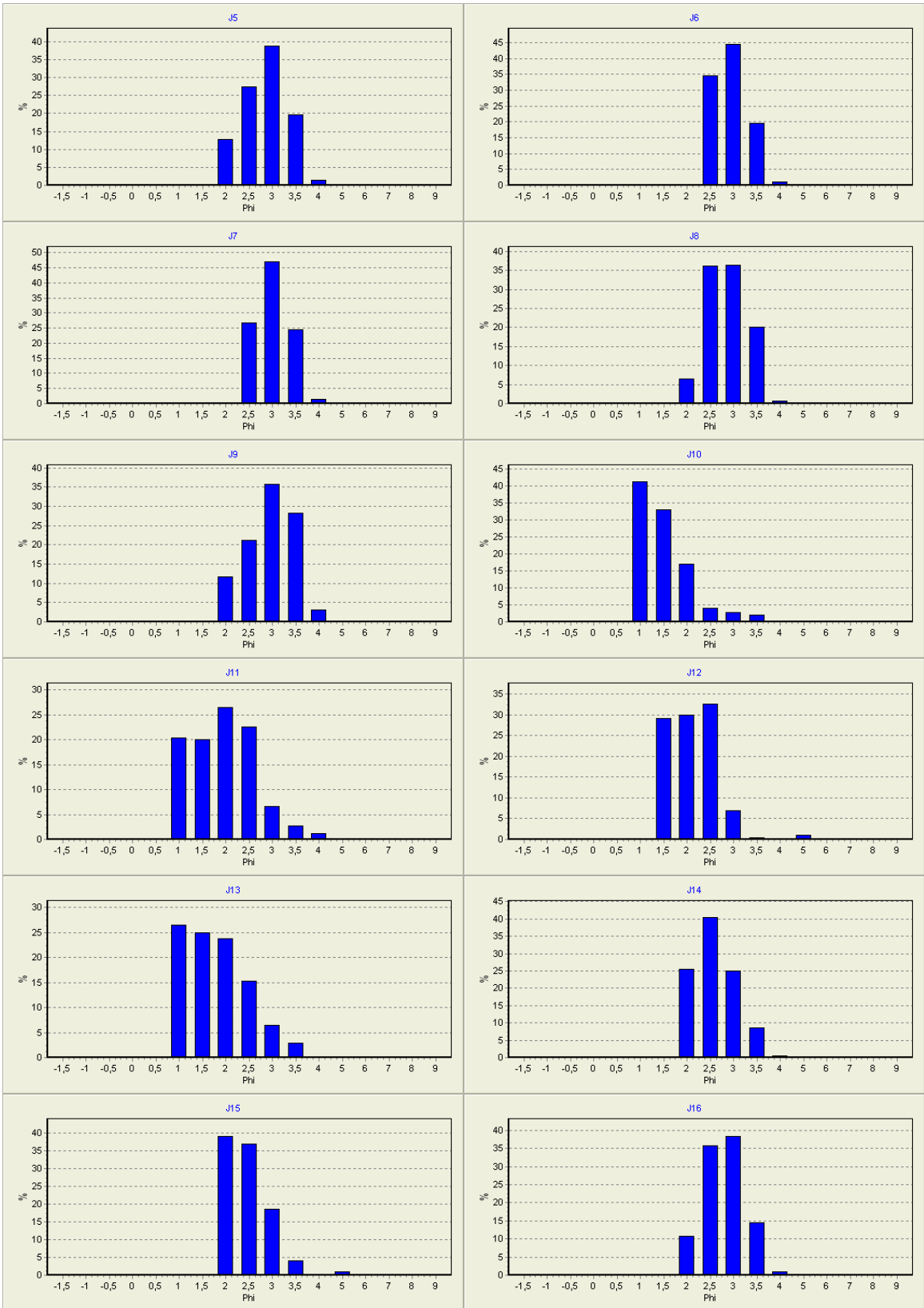
# HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL I:

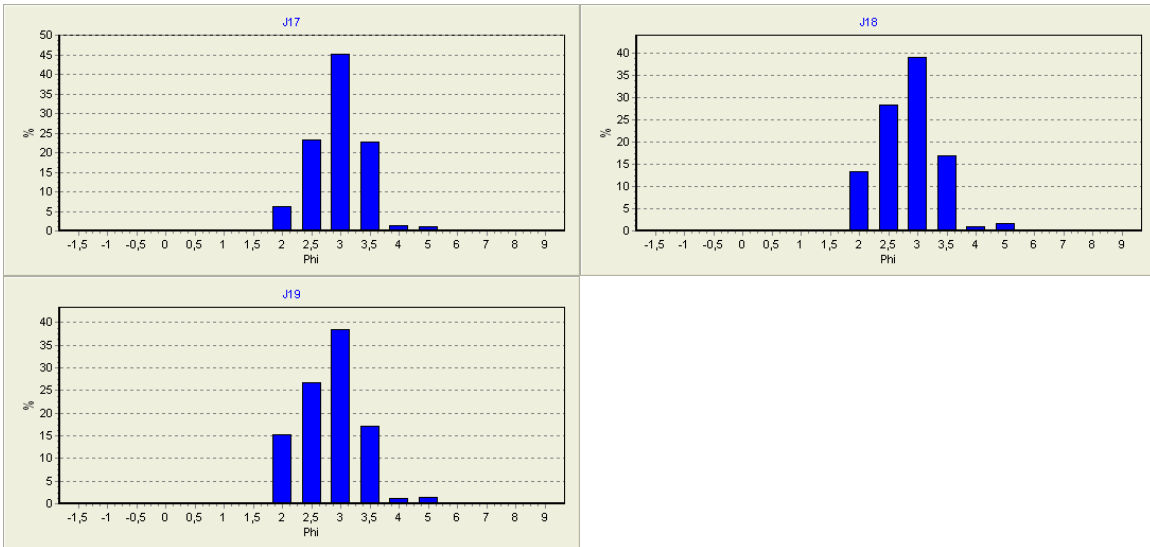




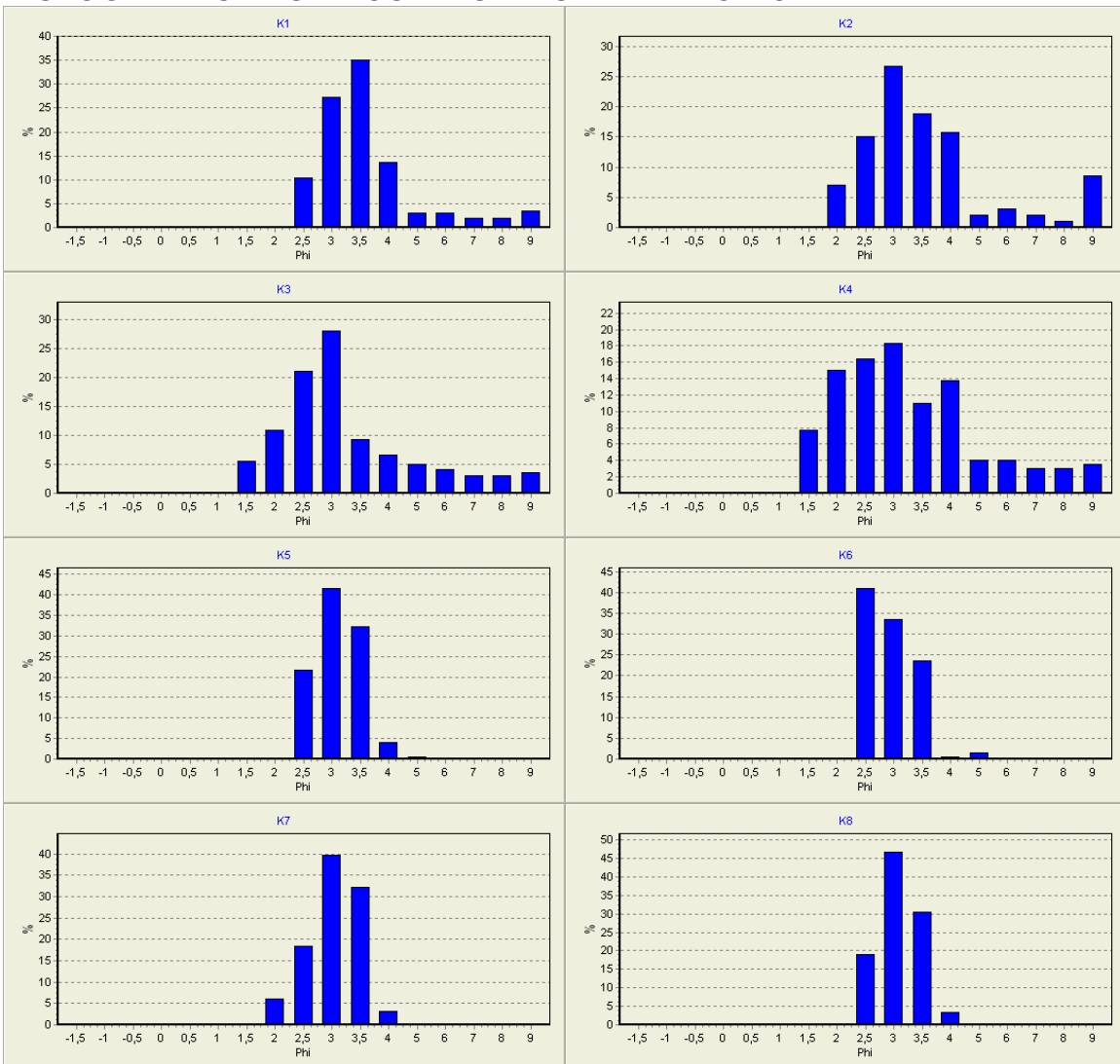
**HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL J:**

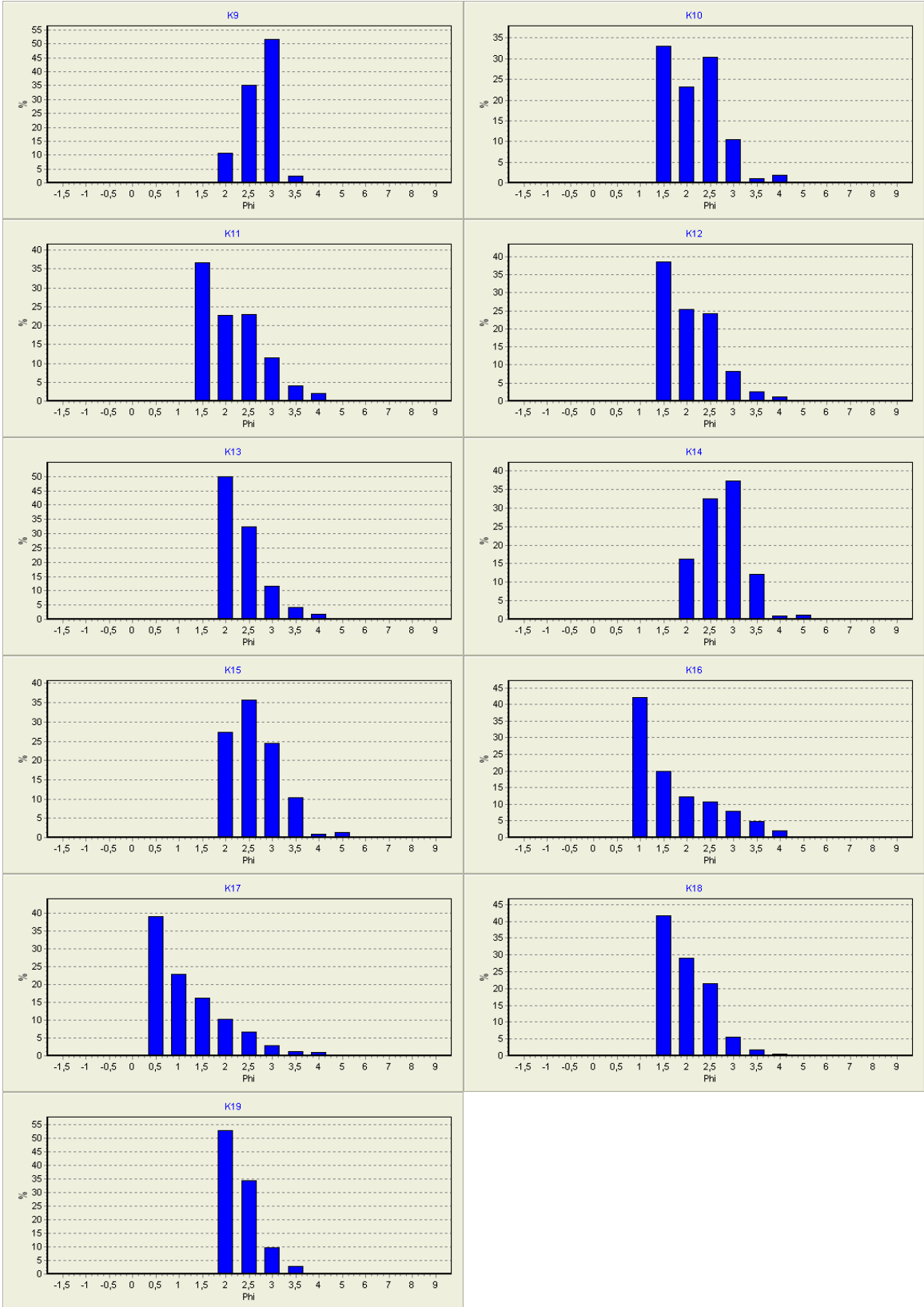






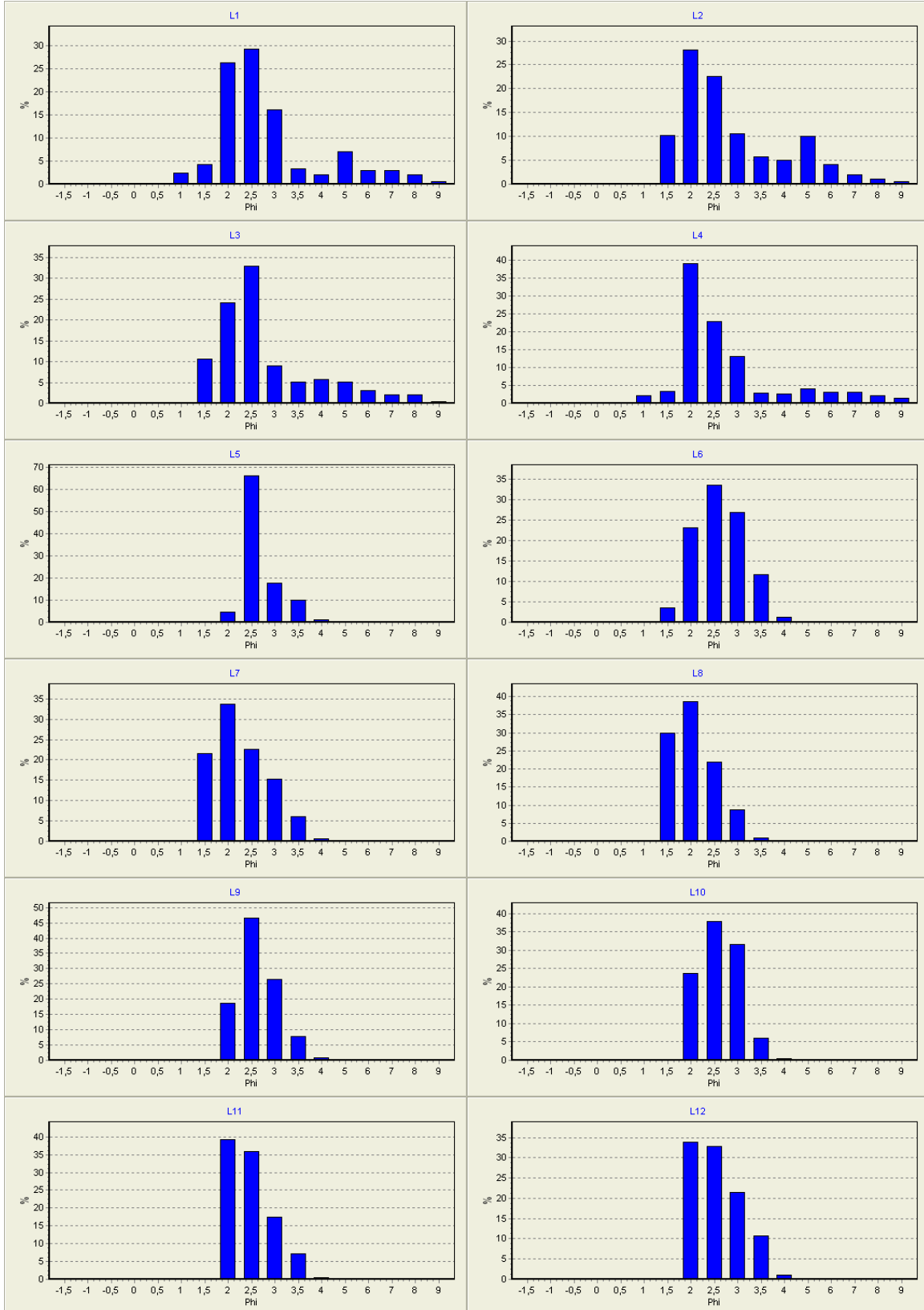
**HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL K:**

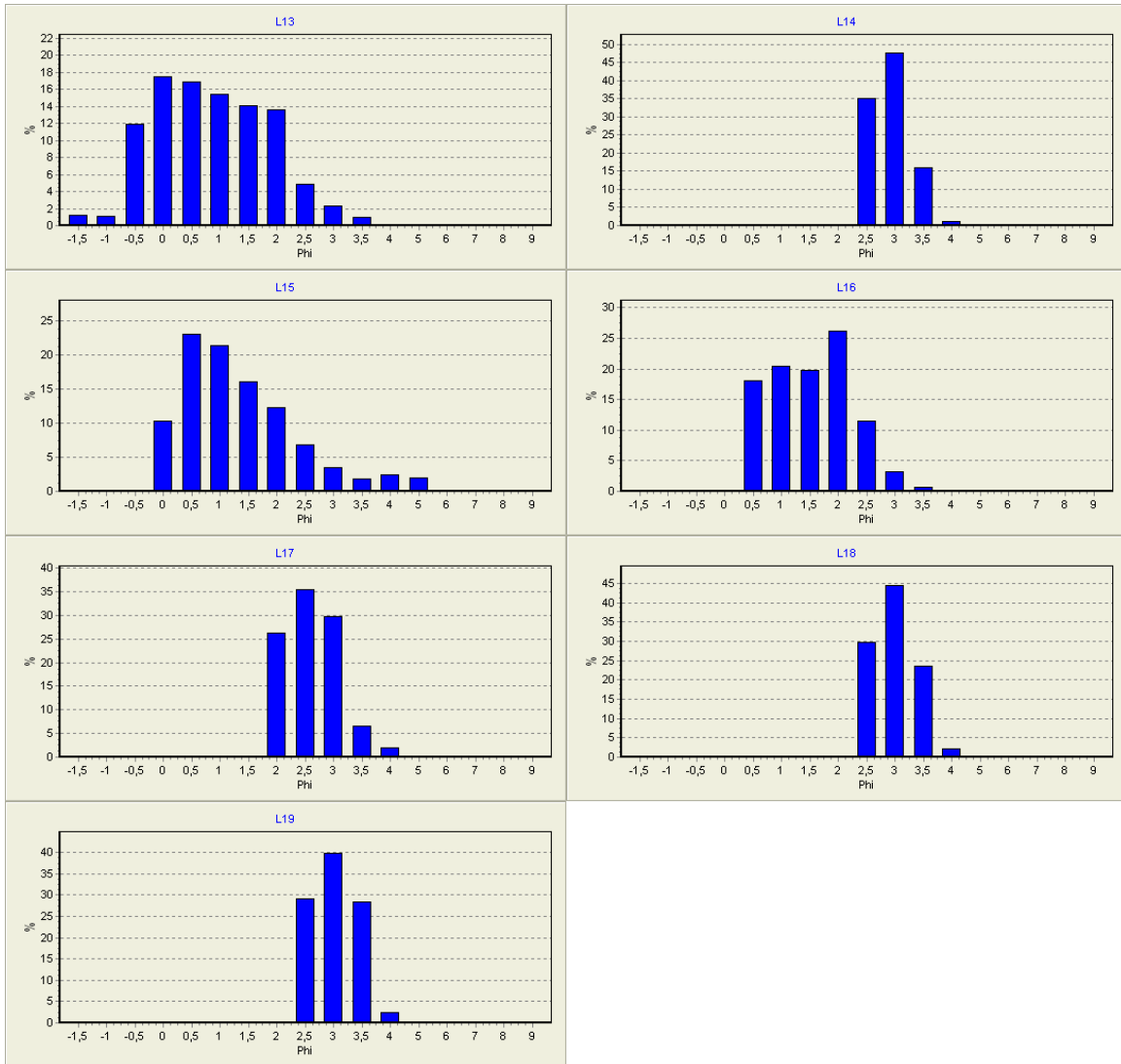




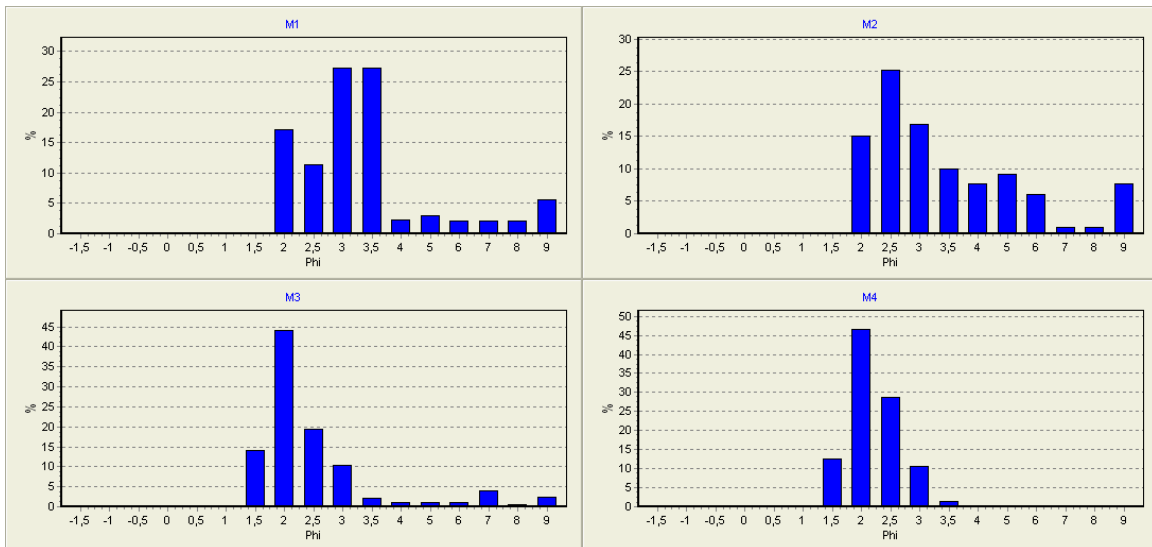


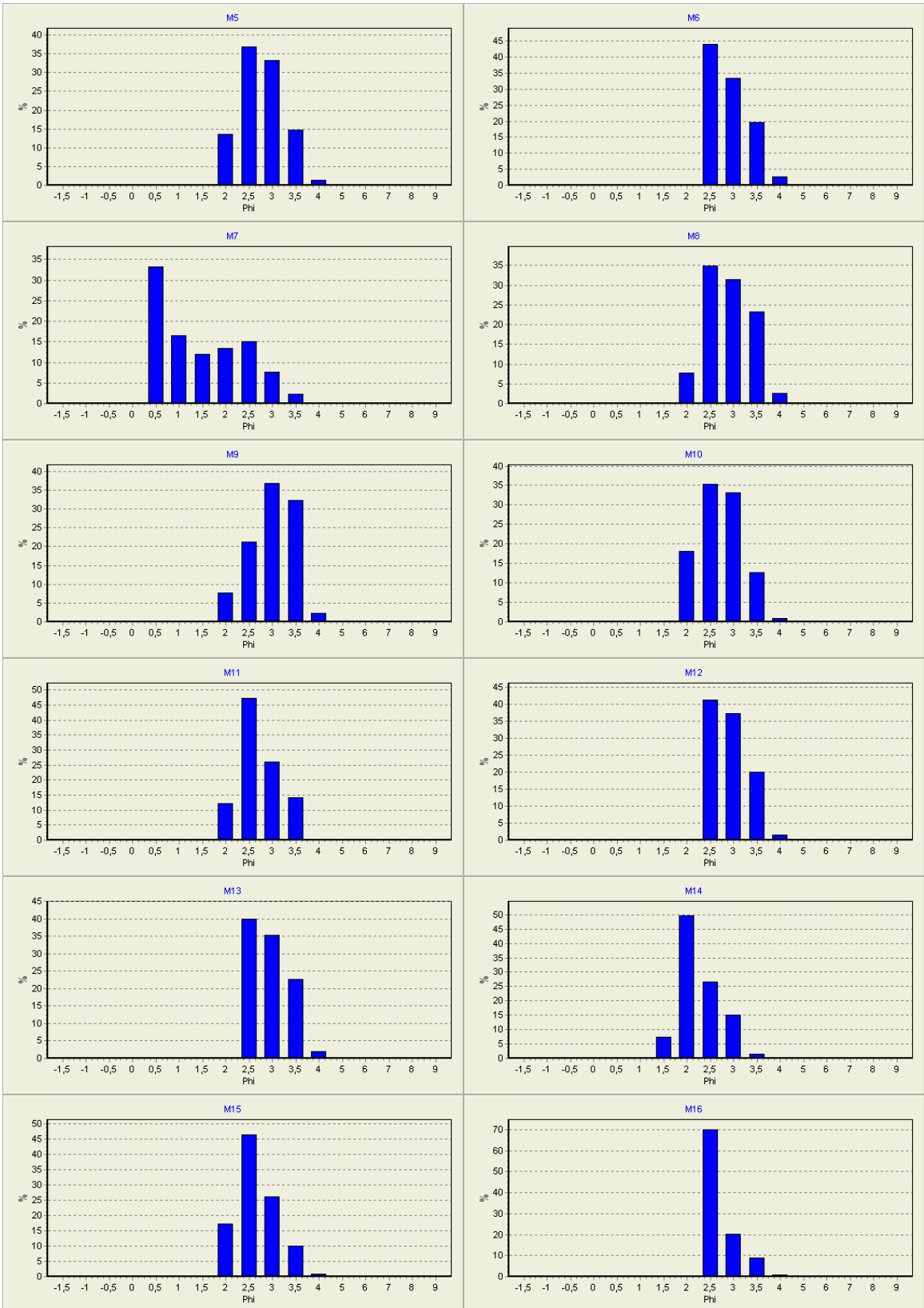
# HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL L:

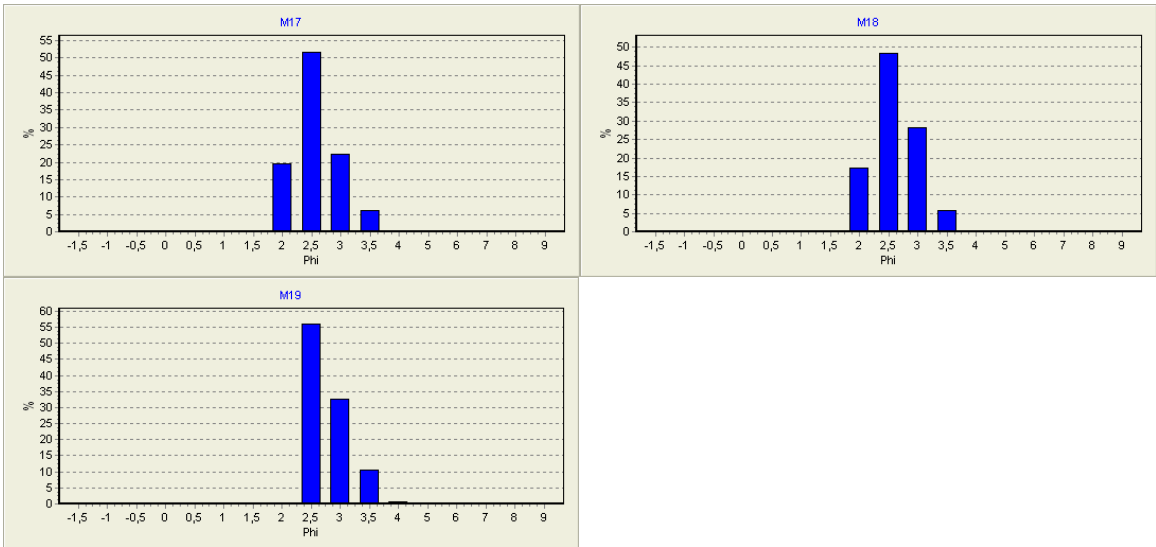




**HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL M:**

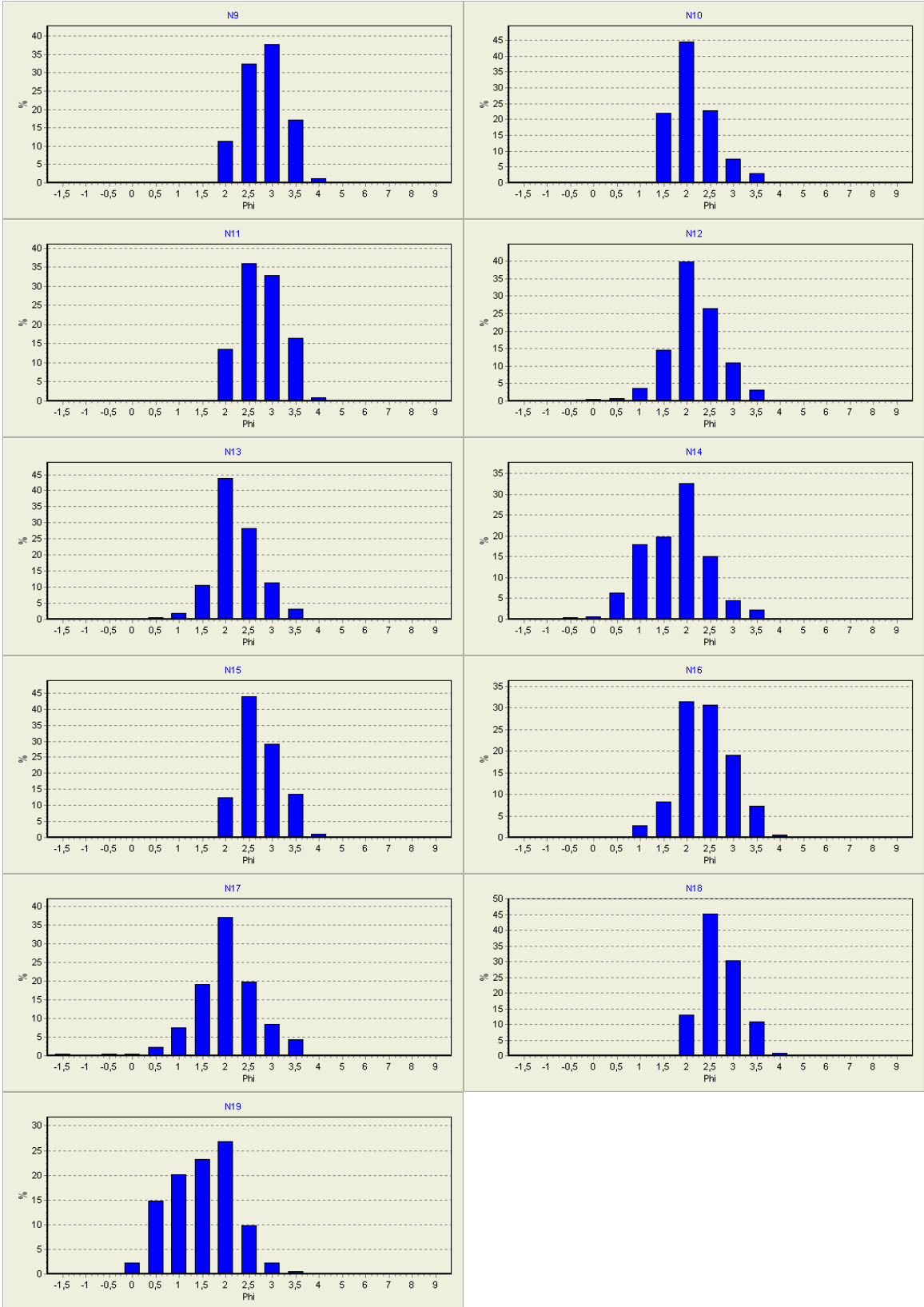




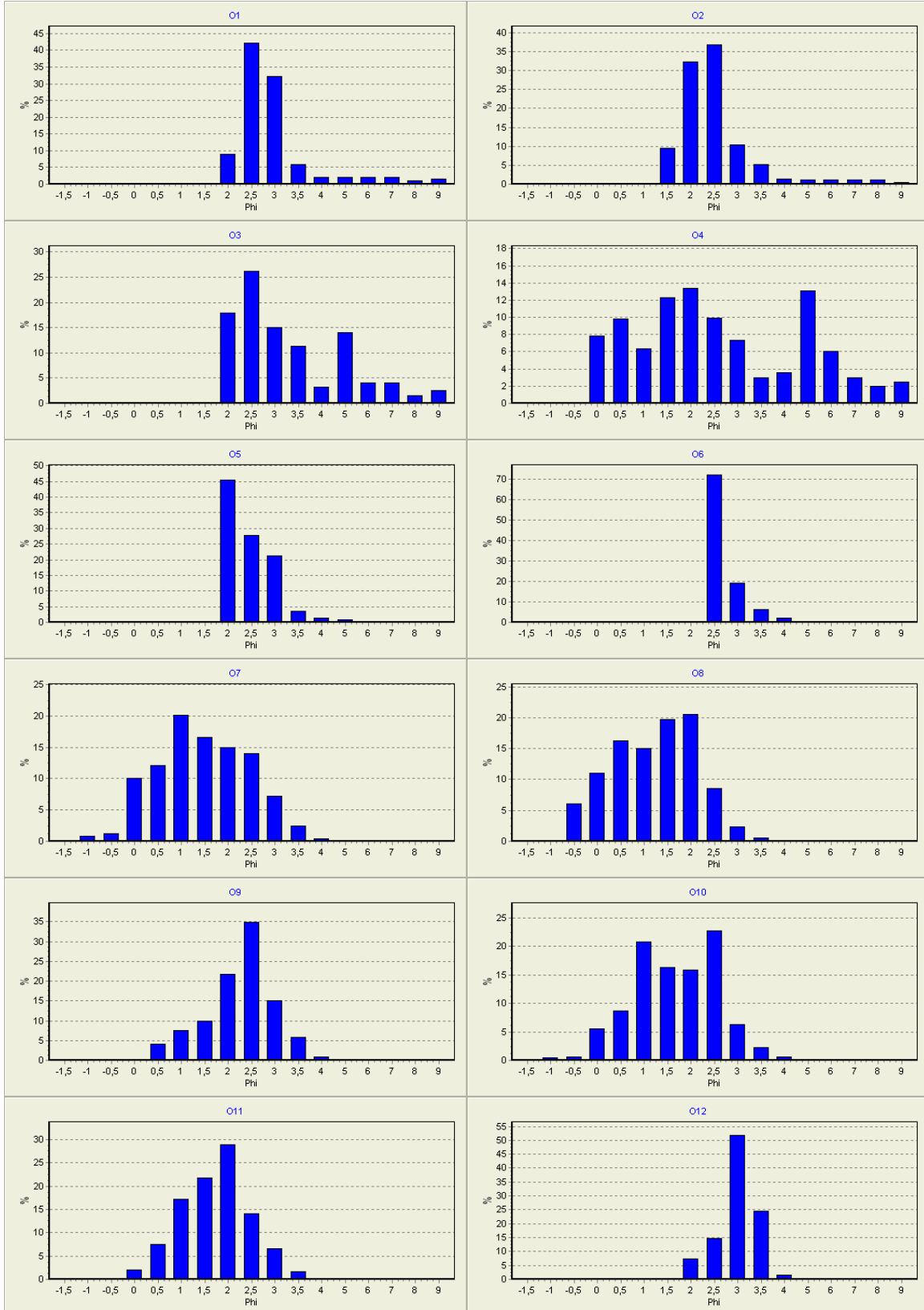


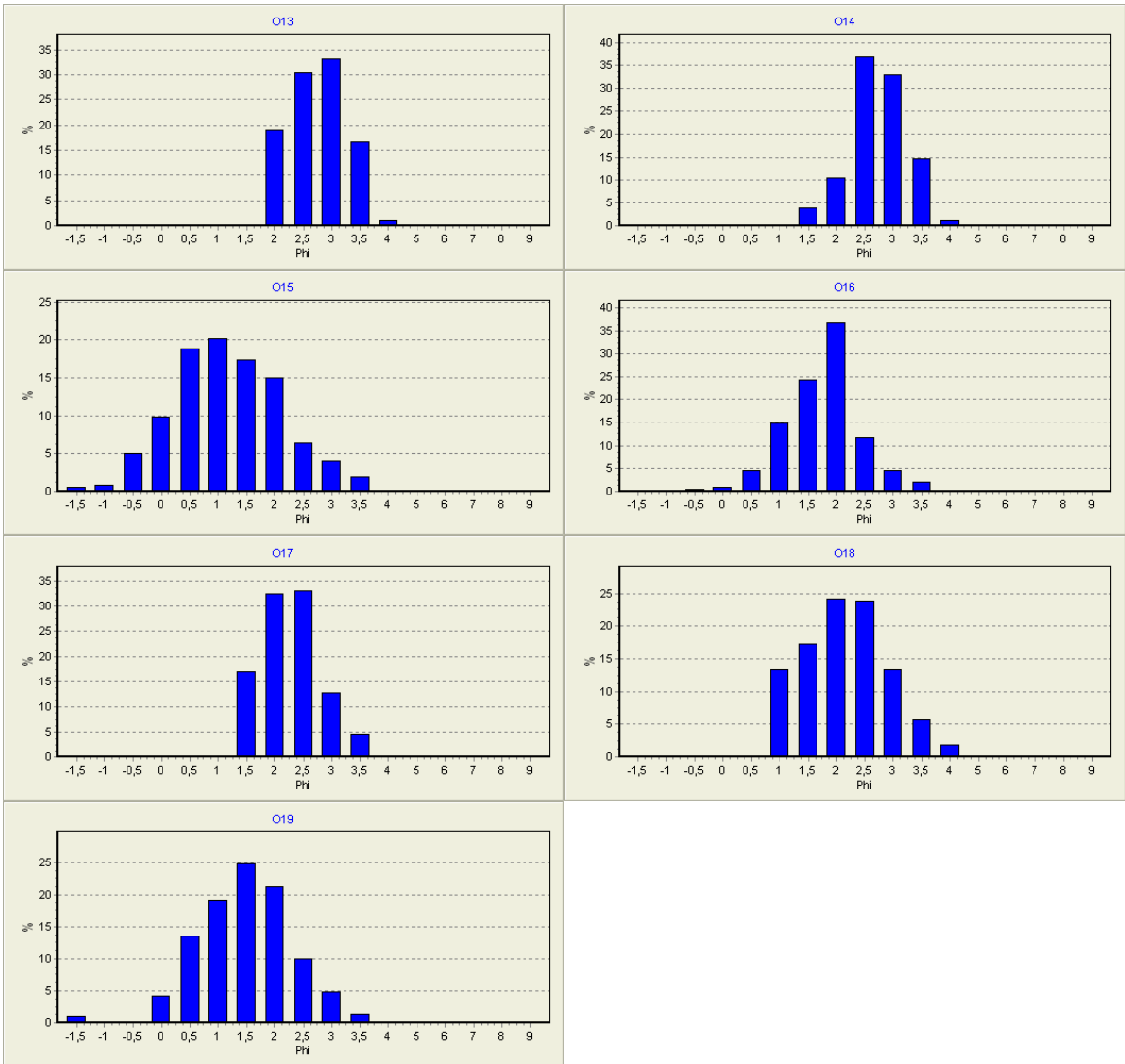
**HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL N:**





# HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL O:





**HISTOGRAMAS DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO DO PERFIL P:**

