UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA NA PLANÍCIE
COSTEIRA DE PERUÍBE-ITANHAÉM (SP)

VOLUME I
TEXTO

Paulo César Fonseca Giannini

Orientador: Prof. Dr. Kenitiro Suguio

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

Presidente:

Dr. K. Suguio

Examinadores:

Dr. A.M. Coimbra

Dr. W.L. Ponçano

ass.

Kenitiro Suguio
Américo Meirino Coimbra
Waldemar Lopes Ponçano

São Paulo
1987

DEDALUS - Acervo - IGC

30900006032

"Itanhaém: conchas amontoadas à foz.

Itariri : pedra em sucessivos degraus..

Peruíbe : praia seca e dura."

(Da sabedoria tupi.

Fonte: João Mendes de Almeida, "Dicionário Geográfico da Província de São Paulo")

"Querer, poder só isto:

O inteiro mar, ou a orla vã desfeita

O todo, ou o seu nada."

(Fernando Pessoa, "Mensagem")

A meus pais.

Í N D I C E

VOLUME I

	Pg.
RESUMO	xvi
ABSTRACT	xx
AGRADECIMENTOS	xxiv
1. OBJETIVOS	1
2. GEOLOGIA DA ÁREA	2
2.1. Localização da Área	2
2.2. Embasamento Cristalino	2
2.2.1. Litoestratigrafia	2
2.2.2. Compartimentação tectônica e aspectos estru- turais	6
2.2.3. Topografia do embasamento cristalino	7
2.3. Cobertura Sedimentar	7
2.3.1. Litoestratigrafia	7
2.3.1.1. Sedimentos aflorantes	7
2.3.1.2. Sequências de subsuperfície	12
2.3.2. Sedimentação atual	14
2.3.2.1. Sedimentação praial	14
2.3.2.2. Sedimentação de mangues	15
2.3.2.3. Lama negra de Peruíbe	18
2.3.2.3.1. Informações de campo	18
2.3.2.3.2. Trabalhos prévios	18
2.4. Arqueologia	18
2.5. Geomorfologia	23
3. MÉTODOS	27
3.1. Trabalhos de Campo	27
3.2. Trabalhos de Laboratório	30
3.2.1. Análises granulométricas	30

3.2.2. Análises mineralógicas	32
3.2.2.1. Frações areia fina e areia muito fina	32
3.2.2.2. Frações argilosa e coloidal	34
3.2.3. Análises morfométricas	36
3.2.4. Dosagem de matéria orgânica	36
3.2.5. Dosagem de Rb e Sr	36
3.3. Tratamento dos Resultados	37
3.3.1. Parâmetros estatísticos de Folk e Ward	37
3.3.2. Coordenadas de Sahu	38
3.3.3. Diagramas binários de dispersão	38
3.3.4. Correlação linear paramétrica de Pearson	39
3.3.5. Comparação de assembléias mineralógicas por qui-quadrado	41
3.3.6. Análise de superfícies de tendência	43
3.3.7. Semiquantificação de argilo-minerais	44
3.3.8. Cálculos de Dubois	45
4. INTERPRETAÇÃO DE RESULTADOS	47
4.1. Análises Granulométricas	47
4.1.1. Parâmetros estatísticos de Folk e Ward	47
4.1.1.1. Sedimentos arenosos marinhos	47
4.1.1.2. Sedimentos lamosos de Peruíbe	50
4.1.2. Coordenadas de Sahu	53
4.1.3. Diagramas Binários de Dispersão	55
4.1.3.1. 1º e 2º momentos (diâmetro médio ver sus desvio-padrão)	55
4.1.3.2. 3º e 4º momentos (assimetria versus curtose)	55
4.1.3.3. 2º e 3º momentos (desvio-padrão ver- sus assimetria)	56

4.1.3.4.	2º e 4º momentos (desvio-padrão versus curtose)	56
4.1.3.5.	1º e 3º momentos (diâmetro médio versus assimetria)	57
4.1.3.6.	1º e 4º momentos (diâmetro médio versus curtose)	57
4.1.3.7.	Conclusões	57
4.1.4.	Análise de Superfícies de Tendência	58
4.1.4.1.	Pleistoceno marinho	58
4.1.4.2.	Holoceno marinho interno	61
4.1.4.3.	Holoceno de praia atual	63
4.2.	Análises Mineralógicas	65
4.2.1.	Minerais Pesados Transparentes não Micáceos.	65
4.2.1.1.	Aspectos qualitativos	66
4.2.1.2.	Aspectos quantitativos e proveniência	69
4.2.2.	Minerais Pesados Opacos e Micáceos	79
4.2.2.1.	Pleistoceno marinho	79
4.2.2.2.	Holoceno marinho interno	79
4.2.2.3.	Holoceno de praia atual	80
4.2.2.4.	Sedimentos flúvio-lagunares recentes	81
4.2.3.	Correlação Linear Paramétrica	83
4.2.3.1.	Pleistoceno marinho externo	83
4.2.3.2.	Holoceno marinho interno	84
4.2.3.3.	Holoceno de praia atual	84
4.2.4.	Comparação de Assembléias por Qui-Quadrado	85
4.2.4.1.	Holoceno marinho interno versus Holoceno de praia atual	85

4.2.4.2. Pleistoceno marinho externo versus holoceno marinho interno	86
4.2.4.3. Sedimentos marinhos versus sedimentos continentais fluviais	87
4.2.4.4. Sedimentos arenosos versus sedimentos lamosos	88
4.2.5. Semiquantificação de argilo-minerais	90
4.3. Análises Morfométricas	90
4.3.1. Pleistoceno Marinho Externo	91
4.3.2. Holoceno Marinho Interno	91
4.3.3. Holoceno de Praia Atual	92
4.3.4. Conclusões sobre a Variação Longitudinal à Costa de Morfometria	93
4.3.5. Variação Transversal à Costa de Morfometria	94
4.3.6. Sedimentos Flúvio-Lagunares Recentes	95
4.4. Dosagem de Matéria Orgânica	96
5. CONCLUSÕES FINAIS	98
5.1. Conclusões sobre os Sedimentos Arenosos	98
5.2. Conclusões sobre os Sedimentos Lamosos de Peruíbe.	101
6. BIBLIOGRAFIA :	105

ÍNDICE DE FIGURAS

VOLUME II

Pg.

Figura 1 - Topografia do Embasamento Cristalino em Perfil Longitudinal à Praia de Peruíbe (Seção Geológica nº 1)	3
--	---

2-3. TOPOGRAFIA DO EMBASAMENTO CRISTALINO EM PERFIL TRANSVERSAL À COSTA

Figura 2 - Região de Peruíbe (seções geológicas nºs. 2 e 3)	4
Figura 3 - Região de Itanhaém (seções geológicas nºs. 4 e 5)	4
Figura 4 - Variação do Nível Relativo do Mar na Planície de Cananéia-Iguape	5
Figura 5 - Tabela Gráfica para Estimativa Visual de Arredondamento	6
Figura 6 - Significado de Nível de Confiabilidade (NC)	7
Figura 7 - Diagrama de Sahu	8

8-13. DIAGRAMA BINÁRIO DE DISPERSÃO

Figura 8 - Diâmetro Médio x Desvio-Padrão	9
Figura 9 - Curtose x Assimetria	10
Figura 10 - Desvio-Padrão x Assimetria	11
Figura 11 - Desvio-Padrão x Curtose	12
Figura 12 - Diâmetro Médio x Assimetria	13
Figura 13 - Diâmetro Médio x Curtose	14

Figura 14 - Variação Longitudinal de Parâmetros de Folk e Ward - Sedimentos Holocênicos de Praia Atual .	15
--	----

15-20. VARIAÇÃO LONGITUDINAL DE MINERALOGIA - MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS

Figura 15 - Sedimentos Pleistocênicos Externos: Fração Areia Fina	16
Figura 16 - Sedimentos Pleistocênicos Externos: Fração Areia Muito Fina	17
Figura 17 - Sedimentos Holocênicos Internos: Fração Areia Fina	18
Figura 18 - Sedimentos Holocênicos Internos: Fração Areia Muito Fina	19
Figura 19 - Sedimentos Holocênicos de Praia Atual: Fração Areia Fina	20
Figura 20 - Sedimentos Holocênicos de Praia Atual: Fração Areia Muito Fina	21

21-26. VARIAÇÃO LONGITUDINAL DE MINERALOGIA - MINERAIS PESADOS OPACOS E MICÁCEOS

Figura 21 - Sedimentos Pleistocênicos Externos: Areia Fina	22
Figura 22 - Sedimentos Pleistocênicos Externos: Areia Muito Fina	23
Figura 23 - Sedimentos Holocênicos Internos: Areia Fina .	24
Figura 24 - Sedimentos Holocênicos Internos: Areia Muito Fina	25
Figura 25 - Sedimentos Holocênicos de Praia Atual: Areia Fina	26

Figura 26 - Sedimentos Holocênicos de Praia Atual: Areia Muito Fina	Pg. 27
---	-----------

27-32. VARIAÇÃO LONGITUDINAL DA FRAÇÃO LEVE

Figura 27 - Sedimentos Pleistocênicos Externos: Arredondamento Médio	28
Figura 28 - Sedimentos Pleistocênicos Externos: Desvio - Padrão de Arredondamento e % Feldspatos . . .	29
Figura 29 - Sedimentos Holocênicos Internos: Arredondamento Médio	30
Figura 30 - Sedimentos Holocênicos Internos: Desvio- <u>Pa</u> drão de Arredondamento e % Feldspatos	31
Figura 31 - Sedimentos Holocênicos de Praia Atual: Arredondamento Médio	32
Figura 32 - Sedimentos Holocênicos de Praia Atual: Desvio-Padrão de Arredondamento e % Feldspatos.	33

33-34. VARIAÇÃO TRANSVERSAL DA FRAÇÃO LEVE

Figura 33 - Meio da Planície: Arredondamento Médio . . .	34
Figura 34 - Meio da Planície: Desvio-Padrão de Arredondamento e % Feldspatos	35

35-40. FREQUÊNCIAS DE DISTRIBUIÇÃO DE GRAUS DE ARREDONDAMENTO

Figura 35 - Perfil SW-NE: Pleistoceno Externo	36
Figura 36 - Perfil SW-NE: Holoceno Interno	37
Figura 37 - Setor SW: Praia Atual	38

	Pg.
Figura 38 - Setor NE: Praia Atual	39
Figura 39 - Perfil Praia-Interior: Meio da Planície	40
Figura 40 - Amostras Lamosas	41

ÍNDICE DE MAPAS

	Pg.
Mapa 1 - Esboço Geomorfológico Regional e Situação Geográfica	42
Mapa 2 - Compartimentação Tectônica na Costa Paulista . .	43
Mapa 3 - Planície de Peruíbe-Itanhaém: Litoestratigrafia do Embasamento Cristalino	Anexo A
Mapa 4 - Planície de Peruíbe-Itanhaém: Topografia do Embasamento Cristalino Recoberto	45
Mapa 5 - Planície de Peruíbe-Itanhaém: Localização de Pontos de Amostragem	Anexo B
Mapa 6 - Planície de Peruíbe-Itanhaém: Litoestratigrafia da Cobertura Sedimentar	Anexo C
Mapa 7 - Área de Ocorrência da Lama Negra de Peruíbe: Localização de Pontos de Amostragem	46
Mapa 8 - Área de Ocorrência da Lama Negra de Peruíbe: Esboço Geológico	47
10-19. SUPERFÍCIES DE TENDÊNCIA DE REGRESSÃO MÚLTIPLA	
Mapa 10 - Planície de Peruíbe-Itanhaém: Diâmetro Médio .	48
Mapa 11 - Planície de Peruíbe-Itanhaém: Desvio-Padrão . .	48
Mapa 12 - Planície de Peruíbe-Itanhaém: Assimetria	48
Mapa 13 - Faixa Pleistocênica: Diâmetro Médio	49
Mapa 14 - Faixa Pleistocênica: Desvio-Padrão	49
Mapa 15 - Faixa Pleistocênica: Assimetria	50
Mapa 16 - Faixa Pleistocênica: Curtose	
Mapa 17 - Faixa Holocênica Interna: Diâmetro Médio . . .	51

Mapa 18 - Faixa Holocênica Interna: Desvio-Padrão	52
Mapa 19 - Faixa Holocênica Interna: Curtose	53

ÍNDICE DAS TABELAS

Pg.

1-2. DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA

Tabela 1 - Amostras de Sedimentos Arenosos de Ambiente Marinho.	54
---	----

Tabela 2 - Amostras de Sedimentos Lamosos de Peruíbe . . .	60
--	----

3-7. PARÂMETROS DE FOLK E WARD

Tabela 3 - Amostras de Sedimentos Marinhos Pleistocênicos .	61
---	----

Tabela 4 - Amostras de Sedimentos Marinhos Holocênicos. . .	63
---	----

Tabela 5 - Amostras de Sedimentos Holocênicos de Praia Atual .	64
--	----

Tabela 6 - Amostras de Sedimentos Eólicos Holocênicos (HEOL) e Pleistocênicos (PEOL)	65
--	----

Tabela 7 - Amostras de Sedimentos Lamosos de Peruíbe . . .	66
--	----

Tabela 8 - Comparação de Resultados de Análise Granulométrica (Marinho x Eólico)	67
--	----

Tabela 9 - Parâmetros de Folk e Ward e Coordenadas de Sahu por Agrupamento de Amostras	68
--	----

10-14. FREQUÊNCIAS DE CLASSES NUMÉRICAS (FRN) E PORCENTUAL (FR%) POR AGRUPAMENTO DE AMOSTRAS

Tabela 10 - Parâmetro Diâmetro Médio	69
--	----

Tabela 11 - Parâmetro Desvio-Padrão	70
---	----

Tabela 12 - Parâmetro Assimetria	71
--	----

Tabela 13 - Parâmetro Curtose	72
---	----

Tabela 14 - Número de Classes Texturais	73
---	----

15-20. PORCENTAGENS DE MINERAIS PESADOS TOTAL (T) E ENTRE TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS (TNM)

Tabela 15 - Amostras de Sedimentos Pleistocênicos Internos.	74
---	----

Tabela 16 - Amostras de Sedimentos Pleistocênicos Externos.	77
---	----

Tabela 17 - Amostras de Sedimentos Holocênicos Internos . .	78
---	----

Tabela 18 - Amostras de Sedimentos Holocênicos de Praia A- tual	79
--	----

Tabela 19 - Amostras de Sedimentos Lamosos (Flúvio- Laguna- res)	80
---	----

Tabela 20 - Amostras de Regolito e Sedimentos Fluviais . .	81
--	----

21-26. FREQUÊNCIAS DE CLASSES DE ABUNDÂNCIA (TNM) POR MINER RAL PESADO E FREQUÊNCIAS DE CLASSES DE ZTR

Tabela 21 - Amostras de Sedimentos Pleistocênicos Internos.	84
---	----

Tabela 22 - Amostras de Sedimentos Pleistocênicos Externos.	85
---	----

Tabela 23 - Amostras de Sedimentos Holocênicos Internos . .	86
---	----

Tabela 24 - Amostras de Sedimentos Holocênicos de Praia A- tual	87
--	----

Tabela 25 - Amostras de Sedimentos Lamosos de Peruíbe . . .	88
---	----

Tabela 26 - Amostras de Regolito	89
--	----

27-28. FREQUÊNCIAS E PORCENTAGENS MÉDIAS DE MINERAIS PESA- DOS POR AGRUPAMENTO DE AMOSTRAS

Tabela 27 - Fração Areia Fina	90
---	----

	Pg.
Tabela 28 - Fração Areia Muito Fina	91
29. COMPARAÇÃO DE DISTRIBUIÇÕES DE PESADOS PELO MÉTODO QUI- QUADRADO (χ^2)	
Tabela 29A - Holoceno Marinho Interno x Holoceno de Praia Atual	92
Tabela 29B - Pleistoceno Marinho Externo x Holoceno Marinho Interno	92
Tabela 29C - Continental Fluvial x Holoceno de Praia Atual.	
Tabela 29D - Continental Fluvial x Holoceno Marinho Inter- no	93
Tabela 29E - Continental Fluvial x Pleistoceno Marinho Ex- terno	93
Tabela 29F - Lama Negra (PE-16) x Sedimentos Arenosos a SW.	94
Tabela 29G - Mangue (PE-18) x Sedimentos Arenosos a SW . .	94
Tabela 30 - Concentração de Grãos Feldspáticos na Fração Le ve	95
Tabela 31 - Semiquantificação de Argilo-Minerais	96
32-36. FREQUÊNCIAS DE CLASSES, MÉDIAS E DESVIOS-PADRÃO DE ARREDONDAMENTO EM GRÃOS DE QUARTZO	
Tabela 32 - Amostras de Sedimentos Pleistocênicos Internos.	97
Tabela 33 - Amostras de Sedimentos Pleistocênicos Externos.	98
Tabela 34 - Amostras de Sedimentos Holocênicos Internos . .	99
Tabela 35 - Amostras de Sedimentos Holocênicos de Praia A- tual	100

Tabela 36 - Amostras de Sedimentos Lamosos de Peruíbe . . .	101
---	-----

37. ANÁLISE DE CORRELAÇÃO LINEAR PARAMÉTRICA (MÉTODO DE PEARSON)

Tabela 37A - Sedimentos Pleistocênicos Externos	102
---	-----

Tabela 37B - Sedimentos Holocênicos Internos	102
--	-----

Tabela 37C - Sedimentos Holocênicos de Praia Atual	103
--	-----

Tabela 38 - Dosagem de Matéria Orgânica	104
---	-----

Tabela 39 - Dosagem de Rb e Sr na Fração Siltico-Argilosa .	105
---	-----

ÍNDICE DE ESTAMPAS

	Pg.
1-2. Prancha A - Vista Geral da Planície a Partir do seu Extremo Sudoeste	106
3-5. Prancha B - Vista Geral da Planície a Partir do seu Extremo Nordeste	107
6-8. Prancha C - Vistas da Região de Itanhaém	108
9-11. Prancha D - Afloramento de Granulito do Morro do Pe- ruíbe	109
12-14. Prancha E - Afloramento de Granulito do Morro do Pe- ruíbe (detalhes)	110
15-17. Prancha F - Testemunhos de Erosão da Planície Quater- nária	111
18-20. Prancha G - Aterro de Mangue de Vila São João, Peruí- be	112
21-23. Prancha H - Sítio Depositional da Lama Negra de Pe- ruíbe	113
24-26. Prancha I - Formação de Gretas de Contração nas Mar- gens do Rio Peruíbe	114
27-29. Prancha J - Bolas de Lama na Praia de Peruíbe em 1980	115
30-32. Prancha L - Bolas de Lama na Praia de Peruíbe em 1985	116
33-35. Prancha M - Bolas de Lama na Praia de Peruíbe em 1985 (detalhes)	117
36-38. Prancha N - Sítio Arqueológico da Fazenda São João, Peruíbe	118

RESUMO

Este trabalho contém uma caracterização sedimentológica dos depósitos marinhos, com ênfase aos sedimentos arenosos, aflorantes ao longo da planície costeira de Peruíbe - Itanhaém, envolvendo basicamente distribuição granulométrica, mineralogia e morfometria.

A planície costeira de Peruíbe-Itanhaém constitui-se numa faixa de cerca de 25 km de extensão contínua de sedimentos quaternários regressivos situada no litoral sudoeste do Estado de São Paulo, apresentando largura variável desde 4 até 14 km e altitudes entre 0 e 14 m. Tem como fronteiras naturais a Serra do Peruíbe (subsidiária da Serra do Itatins), a SW, o Morro do Poço de Anchieta e os morros Botoruçu, Araraú, e Novo Mundo, a NE, e a Serra das Laranjeiras (subsidiária da Serra do Mar), na parte interior.

Entre o flanco norte da Serra do Peruíbe e a porção meridional da Serra das Laranjeiras, define-se, parcialmente controlado por lineamentos associados à Falha de Itariri, o sistema flúvio-paleolagunar dos rios Preto e Branco de Peruíbe, enquanto na extremidade oposta da planície (NE), ocorre outro sistema semelhante, compreendendo os rios homônimos de Itanhaém. Estes dois sistemas flúvio-paleolagunares constituem as únicas zonas de sedimentação areno-lamosa aflorantes na planície, apresentando-se nas demais áreas extenso lençol de sedimentos tipicamente arenosos (% fração areia > 94%). A continuidade deste lençol arenoso é interrompida apenas por pequenos afloramentos do embasamento cristalino na região de Bairro dos Prados e Abarebebê, cujo caráter paleolagunar pleistocênico é sugerido pela presença, em furos de sondagem, de níveis métricos de material pelítico escuro. Mais a NE, o cristalino volta a aflorar na Pedra dos Jesuítas, hoje ainda ilhada pelas águas, notando-se localmente ligeiro encurvamento no alinhamento de paleocordões holocênicos.

A porção arenosa da cobertura sedimentar da Planí

cie de Peruíbe-Itanhaém pode ser subdividida em três faixas paralelas à linha de costa: a faixa dos holocênicos sedimentos de praia atual (últimos 3000 anos), com 50 a 100 m de largura, a faixa dos sedimentos holocênicos interiores (5500 e 3000 anos A. P.), com largura de até 1,5 km e a faixa de sedimentos pleistocênicos, com largura variável, porém sempre superior a das duas faixas mais externas.

A distinção, a nível sedimentológico, entre estas três unidades de sedimentos regressivos foi um dos objetivos deste trabalho, tendo-se coletado, para isso, 26 amostras na faixa praial, 17 na faixa holocênica interior e 54 na área pleistocênica, além de 16 amostras de regolito das zonas de afloramento cristalino circunjacentes e de sedimentos fluviais, destinadas a inferência de áreas-fontes através de estudos de minerais pesados. Sedimentos areno-lamosos do sistema flúvio-paleolagunar não constituíram interesse central desta pesquisa, tendo-se amostrado apenas 5 pontos na região de Peruíbe especificamente relacionada à deposição da "lama negra" extraída para uso cosmético e medicinal. Nestas 5 amostras, além dos estudos morfométricos, granulométricos e mineralógicos, efetuou-se um fracionamento de material coloidal e argiloso, com dosagem de matéria orgânica e difratometria semi-quantitativa de argilo-minerais por fração.

O tratamento matemático-estatístico dos resultados granulométricos, visando sua interpretação, incluíram a obtenção dos quatro momentos, segundo método gráfico clássico de Folk e Ward, tendo-se subsequentemente utilizado estes momentos para a confecção de diagramas binários de dispersão, diagrama de Sahu por unidade sedimentar, correlação linear paramétrica de Pearson com coordenadas geográficas e mapas de superfície de tendência de regressão múltipla. Parâmetros mineralógicos de diferentes unidades sedimentares foram comparados entre si pelo método do qui-quadrado (χ^2), além de submetidos a testes de correlação linear com a coordenada geográfica, estes aplicados também às variáveis morfométricas.

A variação dos parâmetros granulométricos estatísticos ao longo da planície, avaliada nos testes de correlação linear e nas superfícies de tendência, sugere que os sedimentos arenosos das três faixas regressivas foram transportados e depositados por correntes de deriva longitudinal, orientadas segundo o mesmo rumo observado hoje, isto é, de SW para NE. A influência destas correntes na sedimentação não teve, todavia, a mesma intensidade nas diferentes faixas, indicando que outro(s) fator(es) deve ter incidido com importância variável no decorrer da história deposicional. Estudos de proveniência de certos minerais pesados (andalusita, cianita, estauroлита), revelando sedimentos submersos da plataforma continental como área fonte provável, permitem apontar a migração transversal de material da antepraia, induzida por abaixamento do nível relativo do mar, como segundo fator de sedimentação.

De acordo com a variação de importância relativa das correntes SW-NE no tempo, diagnosticada pela maior ou menor nitidez na queda do parâmetro desvio-padrão ao longo desse rumo, e de acordo com a variação de abundância de pesados oriundos da plataforma continental, a atuação da deriva litorânea na sedimentação foi mais efetiva durante a formação da faixa holocênica interna. As areias desta faixa foram depositadas presumivelmente durante o período de nível relativo do mar quase constante ocorrido entre 5500 e 3000 anos A.P., logo após o auge da Transgressão Santos. Entre 3000 e 1800 anos A.P., fase para a qual se admite um abaixamento suave, porém contínuo de nível relativo do mar, teria ocorrido a sedimentação da faixa de praia atual, com retrabalhamento por vaivém intensificado nos últimos 1800 anos. Estes fatores teriam encoberto a influência de correntes de deriva, justificando a pouca evidência de seleção longitudinal nas areias praias modernas. Conforme ilustrado pelo Diagrama de Sahu, as condições energéticas de deposição destas areias diferem sensivelmente das condições deposicionais das areias holocênicas internas e pleistocênicas, sugerindo uma sedimentação praial contemporânea preponderantemente comandada pelo espraiamento, em contraste à sedimentação mais antiga, que se deu principalmente

ao longo de barras de arrebentação, parte delas preservada na forma de alinhamentos de cordões.

Variações geográficas nos parâmetros granulométricos, evidenciadas através dos mapas de tendência, indicam que a evolução, por acreção sedimentar, da geomorfologia costeira da planície, refletiu-se nas características da própria sedimentação. No início da regressão pleistocênica, as encostas dos morros de Boturuçu, Araraú e Novo Mundo, no extremo nordeste da paleocosta, criaram condições locais de praia de alto declive, tipo reflexivo, favorecendo o aumento de diâmetro médio no rumo da deriva. Com a progradação gradativa da costa, o declive da praia a NE baixou até igualar-se ao da região de Peruíbe, tornando a praia tipicamente dissipativa (queda de diâmetro médio no rumo da deriva) em toda extensão ainda no decorrer da regressão pleistocênica. No Holoceno, quando a linha de costa, em seu avanço progressivo rumo ao mar, atinge, a NE, o afloramento de cristalino do Morro do Poço, surge nesse local, um efeito de bloqueio e anulação de correntes de deriva, com conseqüências granulométricas e geomorfológicas visíveis.

A seleção granulométrica e morfométrica na fração areia de sedimentos da zona flúvio-paleolagunar de Peruíbe é inferior a das areias do lençol que recobre maior parte da planície, reconhecendo-se a existência de áreas fontes distintas à jusante e a montante dos depósitos psamo-pelíticos. Semi-quantificação de argilo-minerais e dosagem de matéria orgânica, executadas nas frações argilosa e coloidal destes sedimentos, evidenciam origem predominantemente continental (detrítica) para a matéria argilo-orgânica da fração argila e origem por amadurecimento secundário *in situ* (neoformação e transformação) para a matéria argilo-orgânica coloidal.

ABSTRACT

This work contains a sedimentological characterization of marine deposits, with emphasis to sandy sediments, outcropping along the Peruíbe-Itanhaém coastal plain, involving basically granulometrical distribution, mineralogy and morfometry.

Peruíbe-Itanhaém coastal plain consists in a continue strip of Quaternary regressive sediments situated in the southeast littoral of São Paulo State, with 25 km of extension, width variable from 4 to 14 km and altitudes oscillating between 0 and 14 m. This plain is bordered by the "Serra de Peruíbe" (subsidiary of "Serra do Itatins"), to SW, the Morro do Poço de Anchieta and Botoruçu, Araraú and Novo Mundo mounts, to NE, and the "Serra das Laranjeiras" (subsidiary of "Serra do Mar"), in the internal side.

Between the north boundary of "Serra do Peruíbe" and the southern portion of "Serra das Laranjeiras", the fluvial - paleolagoonal system of Preto and Branco rivers of Peruíbe occurs, partially controlled by lineaments associated to Itariri Fault. On the opposite extremity of the plain (NE), another similar system takes place, comprising the homonymous rivers of Itanhaém. These two fluvial-paleolagoonal systems are the unique zones of sand-muddy superficial sedimentation in the plain since as in other places an extense sandy sheet is present (% sand > 94%). The continuity of this sandy sheet is interrupted only by small crystalline rocks outcrops at Bairro dos Prados and Abarebebê region. A paleolagoonal character to this region is suggested by the presence, in sondage holes, of metric banks of dark pelittical material. Towards NE, the crystalline basement turns to outcrop at Pedra dos Jesuítas, that is still nowadays an island, and it is observed locally a light arching in the alignment of holocenic paleostrings.

The sandy portion of sedimentary covering of Peruíbe-Itanhaém Plain can be subdivided into three strips that are

parallel to the coastline: the strip of modern shore holocenic sediments (last 3000 years), 50 to 100 m wide; the strip of internal holocenic sediments (5500 to 3000 years B.P.), till 1,5 km wide, and the area of pleistocenic sediments, with variable width, but always bigger than the widths of external strips.

The distinction, at sedimentological context, among these three regressive sedimentary units was one of the purposes of this work, having been collected for this 26 samples along the shore strip, 17 samples along the internal holocenic strip and 54 samples in the pleistocenic area. Additionally 16 samples of regolite were collected in the neighbouring crystalline zones and fluvial deposits, designed to the inference of source areas through heavy minerals studies. Sand muddy sediments from fluvial paleolagoonal systems did not constitute subject of central interest in this work, having been shown only 5 points at the specific region of Perúbe related to deposition of "lama negra" (black mud) extracted for cosmetic and medicinal uses. These 5 samples, besides morfometrical, granulometrical and mineralogical studies, were submitted to separation of clayey and colloidal fractions, with organic matter determination and semiquantitative diffractometry of clay minerals by fraction.

The mathematical and statistical treatment of granulometrical results comprised the obtention of the four moments, according to the classical graphic method of Folk and Ward, having been used these moments to the construction of dispersion binary diagrams, Sahu diagram by sedimentary unit, linear parametric correlation of Pearson with geographic coordinates and trend surface maps of multiple regression. Mineralogical parameters of different sedimentary units were compared by X^2 method and were subjected to tests of linear correlation with geographic coordinates, these tests being applied to morfometrical variables, too.

The variation along the plain of granulometrical statistical parameters, evaluated by linear correlation tests and trend surface analysis, suggests that the sandy sediments of the

three regressive strips were transported and deposited by long-shore currents, orientated according to the same direction observed nowadays i.e., from SW do NE. The influence of these currents over the sedimentation have not had the same intensity at the different strips, indicating that other agents must have acted with variable importance along of the depositional history. Provenance studies of certain heavy minerals (andalusite, kyanite, staurolite), revealing submerse sediments of continental shelf as probable source area, indicate the transversal migration of offshore material, induced by lowering of relative sea level, as a second factor of sedimentation.

According to the variation in time of relative importance of SW-NE currents, diagnosticated by the bigger or smaller sharpness in the decrease of standard deviation parameter along this bearing, and according to the variation in abundance of heavy minerals derived from the continental shelf, the action of long shore drift on the sedimentation attained its largest effectiveness during the formation of internal holocenic strip. The sands of this strip were deposited presumably during the period of almost constant relative sea level occurred between 5500 and 3000 years B.P., just after the peak of Santos transgression. Between 3000 and 1800 years B.P., period to which was admitted a weak and continuous lowering of relative sea level, would have occurred the sedimentation of the modern beach strip, with a reworking by swash and backwash intensified along the last 1800 years. These factors would have hidden the influence of longshore currents, justifying the scarce evidence of longitudinal sorting in modern beach sands. According to the illustration by the Sahu Diagram, the energetic conditions in deposition of these sands differ sensibly to depositional conditions of pleistocenic and internal holocenic sands, suggesting that the beach contemporaneous sedimentation is commanded by beach spreading, in contrast to more ancient Quaternary sedimentation, that was essentially along surfing bars, today partially preserved in alignments of strings.

Geographic variations in granulometrical parameters, evidenced by trend surface maps, indicate that the evolution of

coastal geomorphology by sedimentary accretion reflected on the characteristics of the sedimentation. In the beginning of the pleistocenic regression, the hillside of Botoruçu, Araraú and Novo Mundo mounts, placed in the northeast extreme of the paleo-coast, would have created local conditions to high slope (reflexive type) beach, propitiating the increase of mean grain size in the bearing of the longshore drift. With the gradative progradation of the coast, the beach slope to NE would have lowered till equalizing to the Peruíbe region, making the beach typically dissipative (decrease of mean grain size in the bearing of drift) along its whole extent, yet during the pleistocenic regression. In the Holocene, when the coastline continues its progressive advance into the sea and attains, to NE, the crystalline outcrop of Morro do Poço, appears at this local, an effect of obstruction and annulment of longshore currents that has granulometrical and geomorphological consequences.

The granulometrical and morphometrical sorting in the sand fraction of the fluvial-paleoogoonal sediments of Peruíbe is inferior to the sorting of the sands of the sheet that covers the biggest part of the plain, suggesting the existence of distinct source area to upstream and downstream of tide currents. Semiquantification of clay minerals and organic matter determination, made on clayey and colloidal fractions of these sediments, evidence a predominantly continental (detritical) origin for the clay-organic material of clay fraction and a secondary origin by maturing *in situ* (neoformation and transformation) for the colloidal clay-organic material.

AGRADECIMENTOS

O autor deseja expressar seus agradecimentos a algumas das pessoas que desempenharam influência direta ou indireta na concretização deste trabalho.

A Aldo Rebouças, pelo fornecimento de aparelhos e instruções para as medições de pH no campo.

A Armando M. Coimbra, pela orientação voluntária em trabalhos de laboratório e auxílio na identificação de minerais pesados, assim como pela amizade e incentivo constantes.

A Armando Platinetti, Arnaldo Pascoalino, Ernesto Zwarg e todos demais participantes do II Fórum de Debates sobre Manguezais e Meio-Ambiente, em Itanhaém, pelo interesse demonstrado e despertado no estudo da lama negra de Peruíbe.

A Claudete Salinas, pela eficiente prestação de serviços datilográficos.

A Coriolano M. Dias Neto, pelo fornecimento de mapas e informações sobre o embasamento cristalino regional.

A Daniel Atencio, pela colaboração em atividades de laboratório e pela amizade incentivadora.

A Daniel G. Silva, pela arte final dos mapas e figuras.

A Edson E. Sano, pelo processamento em computador de resultados de granulometria.

A Elaine A.S. Sinfrônio, pela participação em atividades de análises granulométrica e densimétrica.

A Eneida P. Rosi, pelos cuidados na apresentação final das tabelas.

A François Soubies, pelas indicações de bibliografia especializada e transmissão de experiência pessoal no pré-tratamento de argilo-minerais para difratometria.

A Geraldo M. Oliveira ("Gelinho"), pela confecção das pranchas fotográficas.

A Gilberto Amaral, pelas indicações bibliográficas sobre análise de tendência.

A Joaquim M. Batistella Jr., pela colaboração nas primeiras atividades de campo e constante demonstração de interesse científico e amizade.

A Maria S. Lopes, pela amizade e companhia em Peruíbe.

A Marianne B. Rib, pela assessoria em assuntos computacionais.

A Michel M. Mahiques, pela execução das dosagens de Rb e Sr por fluorescência de raios-X.

A Mirtes R. M. Fabiano, pela orientação e participação no manuseio do difratômetro, assim como pela amizade gratificante.

A Moisés G. Tessler, pelas inúmeras e oportunas sugestões de métodos de campo e laboratório.

A Paulo A. Rabello, pelo esforço na tentativa de possibilitar, através do DNPM, trabalhos de campo em áreas sob concessão de lavra.

A Rafael Hypólito, pela assessoria em questões de química e pela orientação na montagem do plano de pesquisa desta dissertação.

A Ricardino Pereira, pela confecção de cadinhos de vidro destinados a ensaios de digestão de matéria orgânica.

A Rosemarie Rohn, pela agradável companhia, apoio e estímulo durante o preparo deste trabalho.

Aos colegas do Laboratório de Caracterização Tecnológica da Paulo Abib Engenharia S.A., pelo apoio e interesse sempre demonstrados.

O autor agradece também, por suas participações imateriais porém essenciais, ao colega e "guru" Dharani Sundaram, aos colegas e amigos João L.P.S. Rodrigues, José R. Silva, Mário Sakita e Márcio M. Kondo, a seus pais, Nicola Giannini e Ida S. F. Giannini e a seus familiares Idani M.F.G. Artioli, José A.F. Giannini, Rogério Artioli, Paula G. Artioli, Rodrigo G. Artioli, Guilherme G. Artioli.

Ficam registrados ainda os agradecimentos ao Centro de Computação Eletrônica (CCE-USP), pelo uso do computador, ao Departamento de Paleontologia e Estratigrafia (DPE-USP), pelo oferecimento de condições adequadas de instalação e trabalho de laboratório, ao Departamento de Geologia Geral (DGG-USP), por possibilitar o uso do aparelho de difração de raios-X, e ao Instituto Geológico, pelo fornecimento gratuito de publicações. O autor agradece de forma redobrada à Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP), pelo empréstimo de fotografias aéreas, pela concessão de bolsa de mestrado no período de março/1983 a setembro/1984 (Processo 82-1819-3) e pelo custeio de trabalhos de campo e aquisição de reagentes através de Auxílio de Pesquisa.

Encerrando este trabalho, é indispensável lembrar que ele possui, naquilo que tem de melhor, a inspiração e verdadeira co-autoria de duas pessoas, a quem se dirigem agradecimentos muito especiais: Hílton G. Fernandez, responsável pela aplicação da técnica de análise de tendência por regressão múltipla

a parâmetros granulométricos e cultivador de espírito científico neste trabalho; e Kenitiro Suguio, autor de uma parcela fundamental dos estudos publicados até hoje sobre a geologia sedimentar da região e orientador formal e real deste trabalho, que acompanhou pessoalmente, com presença ativa, didática e amigável, todas as atividades de campo, além de participar das demais etapas de pesquisa com sugestões e críticas às quais nunca faltou a dose necessária de incentivo.

1. OBJETIVOS

Nesta dissertação, é esboçada a provável história deposicional quaternária no setor de costa que hoje constitui a Planície de Peruíbe-Itanhaém, no litoral sudoeste do Estado de São Paulo, através de um levantamento das características granulométricas, mineralógicas e morfométricas dos sedimentos arenosos subsuperficiais. A interpretação geológica a partir de parâmetros texturais de Folk e Ward, assunto tratado na literatura de modo não raramente obscuro, é enfatizada. Mereceu atenção especial ainda o problema da gênese e sedimentação da denominada lama negra de Peruíbe, à qual se atribuem propriedades medicinais, estudada também quanto a conteúdo de matéria orgânica, teores de Rb e Sr, radiação γ total e composição semiquantitativa de argilo-minerais.

O trabalho é introduzido por uma breve apresentação da área, contendo uma compilação bibliográfica, acrescida de observações de campo, do conhecimento sobre o embasamento cristalino, a cobertura sedimentar aflorante e subsuperficial, a sedimentação atual, a arqueologia e a geomorfologia. Na segunda parte da dissertação, são descritos os métodos empregados em campo e em laboratório e os recursos utilizados para tratamento estatístico de resultados analíticos. A terceira parte contém a interpretação destes resultados com base nos vários métodos de tratamento aplicados. Finalmente, na quarta parte, apresentam-se as conclusões sobre a evolução da planície arenosa e o significado de parâmetros texturais em sedimentos arenosos costeiros recentes, assim como a respeito da origem da lama negra de Peruíbe.

2. GEOLOGIA DA ÁREA

2.1. Localização da Área (*mapa 1*)

A Planície de Peruíbe-Itanhaém (*estampas 1 a 8*) constitui uma faixa costeira com direção aproximada N50E, de cerca de 25 km de extensão e largura variável entre 4 e 14 km, que abranje partes dos municípios homônimos. Ela é a quarta planície costeira de São Paulo, a partir do extremo sudoeste do litoral do estado, avizinhand-se pelas planícies de Guaraú, Una e Juréia, a SW, e Itanhaém-Mongaguá, a NE. A área é limitada pelos paralelos 24°12' e 24°20' a S do Equador (coordenadas UTM ⁷³23N e ⁷³08N) e pelos meridianos 47°02' e 46°49' a W de Greenwich (coordenadas UTM ²95E e ³16E). Suas fronteiras naturais são a Serra do Itatins, no extremo sudoeste, o Morro do Poço de Anchieta e o Rio Itanhaém, no extremo nordeste, a Serra das Laranjeiras, subsidiária da Serra do Mar, na parte interior, e o Oceano Atlântico (Praia de Peruíbe ou da Tapirema) na parte externa.

2.2. Embasamento Cristalino

2.2.1. Litoestratigrafia (*mapa 3*)

As rochas cristalinas que circundam e poderiam ter funcionado como áreas-fontes primárias para a planície podem ser divididas em seis grupos: 1) rochas de facies granulito do Arqueano a Proterozóico Inferior (Complexo Itatins); 2) rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico do Proterozóico Médio a Superior; 3) rochas ectiníticas do Grupo Açungui de idade proterozóica superior; 4) rochas graníticas sin- a tardi-tectônicas em relação à orogênese do Proterozóico Superior; 5) rochas cataclásticas cambro ordovicianas; e 6) rochas ultrabásico-alcalinas do Jurássico-Terciário.

As rochas da facies granulito compõem uma dorsal de direção E-W que sustenta a Serra do Itatins, representada na região pelas serras subsidiárias do Peruíbe e do Guaraú (*mapa 1*).

O limite norte da dorsal, seja com rochas gnáissico-migmatíticas seja com sedimentos quaternários, é bastante retilíneo, refletindo sua natureza de zona de cataclase associada à Falha de Itariri.

De acordo com Silva *et al.* (1977, 1978), vários tipos litológicos integram o complexo granulítico de Itatins. Na sua zona mais litorânea, ocorre o predomínio de kinzigitos (sillimanita-granada gnaisses) associados a granulitos com pouco feldspato alcalino (enderbíticos). Os kinzigitos (ponto de amostragem PE-116) apresentam-se como rochas de coloração clara, conferida por quartzo, plagioclásio e ortoclásio, e de granulação média a grosseira, contendo biotita e cristais subcentimétricos de granada rósea avermelhada. Estudos de composição das granadas de Peruíbe, realizados por Girardi *et al.* (1971), revelaram almandina e piropo como constituintes principais, indicando condições metamórficas de facies granulito inferior. As estruturas comumente encontradas nos kinzigitos são estromatíticas, "schollen" e dobras, com faixas paleossomáticas "boudinadas" de composição enderbítica. Os enderbitos são, portanto, de idade presumivelmente anterior aos kinzigitos. Eles predominam nas zonas mais elevadas e interiores do maciço onde, segundo Silva *et al.* (1978), aparecem geralmente compactos, de coloração cinza esverdeado, evidenciando bandeamento suave a intenso. São petrograficamente descritos por Egydio da Silva (1981), sob a denominação de "charnoquitos", como rochas de composição quartzodiorítica, com plagioclásio, quartzo, ortoclásio pertítico eventual, biotita, hiperstênio, diopsídio e hornblenda, além de zircão e apatita como acessórios.

As rochas do maciço granulítico do Itatins apresentam evidências de ascendência original básica, não só por sua composição intermediária atual, como pela associação com anfibolitos e metabásicas (Projeto Sudeste, 1977), inclusive em forma de diques (*ver anexo e estampas 9 a 11*). Trata-se de rochas que foram retrometamorfisadas, rejuvenescidas e migmatizadas. Silva *et al.* (*op.cit.*) sugeriram que estes processos teriam envolvido

três grandes ciclos de atividade tectônica: o Jequié (3400 a 2700 m.a.), o Transamazônico (2200 $\pm$ 200 m.a.) e o Brasileiro (600 $\pm$ 150 m.a.). Egydio da Silva (*op.cit.*) propôs que as rochas básicas arqueanas tenham sido metamorfisadas durante o Ciclo Transamazônico, em condições de catazona, constituindo mais tarde, no Proterozóico Superior, um alto estrutural ou "maciço mediano", com comportamento de antepaís, o que lhe permitiu preservar-se parcialmente da remobilização metamórfica e migmatização atuantes durante o Ciclo Brasileiro.

Segundo Silva *et al.* (*op.cit.*), a S da Falha de Cubatão, o Complexo Gnáissico-Migmatítico acha-se representado por rochas policíclicas Transamazônico-Brasileiras. Na região de Peruíbe-Itanhaém, estas rochas podem ser separadas em três grupos principais. O primeiro é o dos migmatitos homogêneos que ocorrem no Morro dos Prados, nos morros da margem nordeste do Rio Itanhaém e na própria cidade de Itanhaém (PE-130, PE-131, PE-132). Na descrição de Silva *et al.* (*op.cit.*), trata-se de rochas exibindo estruturas anatexíticas ou nebulíticas, mas contendo núcleos anfibolíticos e quartzo dioríticos ainda preservados da completa migmatização e homogeneização. O segundo grupo é o dos migmatitos heterogêneos, geralmente estromatíticos, que ocorrem em meio a plataforma continental, nas Ilhas Queimada Grande e Pequena, e no setor nordeste da planície, no Morro do Botoruçu. O terceiro grupo é o de migmatitos oftalmíticos, biotita gnaisses porfiroblásticos e augen-gnaisses do Bairro dos Prados (Morro Butrapoan, ponto PE-124). Os três grupos associam-se indiferenciadamente na parte sudoeste da Serra das Laranjeiras, compreendida entre o limite norte do Maciço de Itatins e o limite sul dos maciços graníticos do Caêpepu (pontos PE-121, 122, 126, 127).

Rochas metassedimentares do Grupo Açungui ocorrem na fronteira nordeste da planície. O caráter tectônico de seu contato com as unidades adjacentes é sugerido por seu alinhamento contínuo na direção SW-NE, coincidindo com o da faixa cataclástica da Falha de Cubatão. Nos flancos do vale do Rio Branco, afluente do Rio Itanhaém encaixado nessa faixa de falha, afloram princi

palmente xistos, como granada-biotita-quartzo xistos, muscovita xistos e clorita-muscovita xistos (Silva *et al.*, *op.cit.*), enquanto, mais a SW, junto à margem norte do Rio Preto (Itanhaém), predominam os metarenitos de granulação fina e cor cinza, relativamente fraturados, que adquirem cor avermelhada e aspecto xistoso quando alterados.

As rochas graníticas e afins sin-a tardi-cinemáticas brasileiras são representadas na região pelo maciço autóctone do Caepepu, que tem contato direto com os sedimentos pleistocênicos na região das cabeceiras do Rio Preto de Itanhaém.

As rochas cataclásticas na área abrangem principalmente as originadas por esforços compressivos nas falhas de Cubatão e Itariri, incluindo filonitos, milonitos e protomilonitos ricos em quartzo (Silva *et al.*, *op. cit.*). A Falha de Cubatão é muito evidente apenas a N de Itanhaém. Sua continuidade a S, constituindo o trecho Miracatu, foi porém evidenciada por Coutinho (1971), que registrou, ao longo da secção geológica Peruíbe-Pedro Barros, a passagem de gnaisses cinzentos bandados para gnaisses miloníticos finos, seguidos de xistos miloníticos quartzo-feldspáticos e finalmente filonitos. Segundo o mesmo autor, os gnaisses cinzentos da região de Peruíbe sofreram migmatização posterior à deformação cataclástica, pois "se desfazem em fragmentos imersos na matriz granítica", constituindo uma brecha magmática do tipo agmatito.

Em Itanhaém, descrevem-se concentrações de diques de tinguaito, assim como ocorrências dispersas de diques de olivina sóvito, ambas variedades de rochas alcalinas ultramáficas. Estas rochas foram datadas por Amaral *et al.* (1967), usando método K-Ar, que lhes indicou uma idade aproximada de 130 milhões de anos. A datação radiométrica permite situar as intrusões alcalinas de Itanhaém no primeiro episódio do magmatismo ligado à reativação wealdeniana e que, segundo Hasui e Almeida (1978), afetou principalmente o Arco de Ponta Grossa e o leste paulista. Desse modo, os diques de Itanhaém são contemporâneos às demais in-

trusões alcalinas da região, como Juquiã, Piedade e Jacupiranga, à exceção do maciço de Cananéia, este pertencente ao segundo episódio magmático, com uma idade de 82 milhões de anos (Ulbrich & Gomes, 1981).

2.2.2. Compartimentação tectônica e aspectos estruturais

O embasamento cristalino da Planície de Peruíbe - Itanhaém integra o Bloco Costeiro de Coutinho (1971) ou Bloco Sul de Sadowski (1974), delimitado entre o Falhamento de Cubatão, a N, e a borda do continente, a S. Hasui & Sadowski (1976) sugeriram para esse compartimento a denominação Complexo Costeiro, considerando-a mais adequada à sua complexidade tafro-tectônica, conferida pela presença, em seu interior, de uma série de falhamentos menores, tais como o Mongaguá-Jurubatuba e o Bertio-ga, em direção subparalela à costa, e o Itatins-Itariri, em direção oblíqua. Sadowski et al. (1978). Egydio da Silva (1981) distinguiram dois blocos tectônicos nesse conjunto, um a S da faixa cataclástica de Itariri, a que eles denominaram Bloco Sul, e outro compreendido entre esta faixa e o Falhamento de Cubatão-Miracatu, constituindo o Bloco Central ou Itatins. Sadowski et al. (op.cit.) reconheceram ainda dentro do Bloco Central, duas unidades menores, separadas por falha de rejeito oblíquo e direção NE, e denominados Miracatu e Peruíbe. Segundo Egydio da Silva (op.cit.), os blocos Central e Sul poderiam ser incluídos no Maciço Mediano de Joinville, proposto por Carneiro et al. (1974).

Fúlfaro et al. (1974) tentaram interpretar a origem das planícies costeiras paulistas dentro de um modelo de compartimentação tectônico-estrutural da região segundo alinhamentos oblíquos ou transversais à costa. Deste modelo, surgiu a subdivisão do litoral de São Paulo em três grandes compartimentos, sendo o de Santos-Itanhaém-Peruíbe o de posição central, separado a S pela linha estrutural de Itatins e a N pelo grande alinhamento da Falha de Cubatão (mapa 2). A linha de Itatins abrange a zona de cataclase do Falhamento de Itariri, com direção WNW, a E de Pedro Barros, e ENE, a W dessa cidade. A Falha de I-

tariri, segundo Egydio da Silva (*op.cit.*), é mais antiga que a Orogênese Brasileira uma vez que a ela se associam milonitos visivelmente recristalizados, além de diques de aplitos e lamprófiros. O rejeito foi originalmente sinistrôgiro, porém com um possível componente normal, que elevou o Bloco Sul em relação ao Central. Silva *et al.* (1977) suspeitam que a expressão geomorfológica do bloco a S do alinhamento de Itatins deva-se não somente à resistência à erosão das rochas de alto grau metamórfico, mas também à "reativação tafrogênica terciária que soergueu suas rochas por processos tectônicos de basculamento de blocos, originando assim um verdadeiro horst".

A Falha de Cubatão também iniciou sua atividade no pré-cambriano, mas teriam ocorrido reativações posteriores, inclusive no Terciário, conforme admitido por Fúlfaro *et al.* (*op.cit.*).

2.2.3. Topografia do embasamento cristalino

A topografia da superfície do embasamento cristalino recoberta pelos sedimentos cenozóicos da planície costeira é ilustrada em planta, pelo *mapa 4*, em perfil longitudinal à costa, pela *figura 1*, e em perfis transversais pelas *figuras 2 e 3*, todas extraídas de levantamento geofísico executado na área pelo DAEE (1979) e analisado por Teissedre *et al.* (1981). Observam-se dois altos estruturais importantes, um a cerca de 10 km da cidade de Peruíbe, em torno de afloramentos do Complexo Gnáissico-Migmatítico no Bairro dos Prados e nas Ruínas do Abarebebê, e outro a cerca de 10 km de Itanhaém, este restrito à zona de praia e relacionado ao afloramento de rochas cristalinas da Ilha da Pedra dos Jesuítas.

2.3. Cobertura Sedimentar

2.3.1. Litoestratigrafia

2.3.1.1. Sedimentos aflorantes

Os sedimentos superficiais da Planície de Itanhaém, ocorrendo em uma faixa descontínua entre as serras de Itatins e Mongaguá, na área em estudo, foram previamente descritos por Suguio & Martin (1978) e Fúlfaro *et al.* (1979). Em ambos os trabalhos, a planície é tida como formada em maior parte por depósitos arenosos quaternários que não chegam a atingir o pé da zona serrana, dela se separando por sedimentos coluviais e, eventualmente, por zonas pantanosas presentes nos vales de drenagem dos rios Branco e Preto, em Itanhaém, e dos rios homônimos de Peruíbe. Os sedimentos coluviais encontram-se associados, como áreas-fonte, aos sedimentos aluviais desses rios que atravessam a planície. As águas fluviais, durante os períodos de enchente, distribuem material de intemperismo do embasamento cristalino por suas planícies de transbordamento, apesar do gradiente energético reduzido. Este mecanismo de transporte é evocado por Fúlfaro *et al.* (*op.cit.*) para explicar a elevada porcentagem de argila e de mica que caracteriza os sedimentos aluviais. A cor escura das águas do Rio Preto, seja o de Peruíbe seja o de Itanhaém, e o alto teor de matéria coloidal e matéria orgânica encontrado em seus sedimentos fazem supor, todavia, que a grande concentração de matéria suspensa não se deva apenas à contribuição de argilas continentais, mas também, em significativa parcela, à matéria argilo-orgânica formada em ambiente redutor, como mangues e pântanos. É provável, portanto, que a faixa atravessada por estes rios não seja apenas recoberta por sedimentos de inundação da fase atual de deposição fluvial, mas também, conforme admitido por Suguio & Martin (*op.cit.*), por sedimentos flúvio-lagunares preexistentes.

Na interpretação destes últimos autores, a datação de restos de madeira encontrados em sedimentos argilo-arenosos lagunares do vale do Rio Preto de Itanhaém (5725 ± 125 anos A.P.) indica a idade de um evento transgressivo holocênico, podendo-se, por consequência, atribuir aos sedimentos arenosos subjacentes uma origem ligada ao evento transgressivo anterior (pleistocênico). Para Fúlfaro *et al.* (*op.cit.*), essa datação representa apenas a idade de implantação da drenagem moderna, já que os sedimentos argilo-arenosos em questão teriam, segundo

eles, sido depositados essencialmente por aporte continental, sem possuir relações com a ingressão marinha. Apoiados nessa conclusão e em alguns resultados sedimentológicos, Fúlfaro *et al.* (*op. cit.*) sustentam que a Planície de Itanhaém seja essencialmente recoberta por areias holocênicas de um único evento transgressivo, as pleistocênicas tendo sofrido erosão completa. Essa concepção é discorde a de Suguio & Martin (*op. cit.*), na qual se admite a presença de areias de ambas as transgressões. Estabelecem-se assim duas hipóteses distintas a respeito da evolução geológica da planície. O esquema proposto por Suguio & Martin (*op. cit.*) inclui os seguintes estágios fundamentais: no primeiro estágio, ocorreu a deposição de argilas transicionais seguidas por areias marinhas, como decorrência da transgressão pleistocênica; no segundo, durante a regressão pleistocênica, formaram-se cordões litorâneos, com profunda erosão no auge de abaixamento do nível relativo do mar; numa terceira fase, durante a ingressão holocênica, o mar avançou continente adentro através dos baixios deixados pela fase erosiva anterior, formando um sistema flúvio-lagunar a partir do qual evoluiu a drenagem moderna; na quarta fase, correspondente à regressão holocênica, depositaram-se areias na forma de nova geração de cordões, próxima à linha de costa atual. O esquema evolutivo de Fúlfaro *et al.* (*op. cit.*), em linhas gerais, é o mesmo, com a diferença de que admite uma fase erosiva, durante o segundo estágio, intensa o suficiente para destruir por completo os depósitos marinhos pleistocênicos, permitindo seu total recobrimento por sedimentos holocênicos. A drenagem atual, desse modo, teria se estabelecido inteiramente após a última transgressão.

A atribuição de idade pleistocênica para as areias do interior da Planície de Itanhaém é apenas indireta, mas em planícies vizinhas, como a de Santos, a N, e a de Cananéia-Iguape, a S, dispõe-se de evidências diretas, mapeando-se com segurança grandes áreas de afloramento de areias pleistocênicas. Não há qualquer comprovação para a suposição de Fúlfaro *et al.* (*op. cit.*), segundo a qual apenas na Planície de Itanhaém, devido a "sua declividade bem maior", essas areias teriam sido totalmen

te erodidas durante a ingressão holocênica. Por esse motivo, optou-se aqui por adotar, como hipótese de trabalho, o esquema evolutivo de Suguio & Martin (*op.cit.*).

Os critérios utilizados pelos últimos autores para separação no campo e mapeamento das areias pleistocênicas e holocênicas foram múltiplos, por não se notarem diferenças sistemáticas entre elas nem quanto a estruturas nem quanto a mineralogia ou textura macroscópicas. Cordões litorâneos, observados através de fotos aéreas antigas (Cruzeiro do Sul, 1962), formaram-se tanto nas faixas mais interiores da planície, como nas mais exteriores, bem próximas à praia atual, não constituindo um critério de distinção. As areias das partes mais exteriores da planície são geralmente claras e completamente inconsolidadas, enquanto que, no interior, ocorrem com frequência afloramentos de areias amareladas, com cimentação incipiente por óxidos de ferro. No entanto, associam-se a estas, nas mesmas áreas, areias brancas e inconsolidadas. Um melhor critério de campo para distinção das duas unidades litoestratigráficas na planície parece ser o altimétrico, segundo o qual as areias holocênicas raramente ultrapassam 3 a 4 m, enquanto que as pleistocênicas atingem até cerca de 10 m, junto à zona serrana. Esta diferença altimétrica ocorre porque os sedimentos holocênicos foram depositados sobre zonas rebaixadas do lençol pleistocênico, resultantes da erosão atuante na fase de abaixamento do nível de base. Evidências dessa atividade erosiva são encontradas em algumas áreas de interflúvio, onde depósitos tabulares pleistocênicos foram preservados na forma de testemunhos de erosão, com uma sobrelevação de 2 a 3 m em relação ao nível de peneplano (*estampas 15 e 16*).

Em algumas regiões do interior da planície, o topo das camadas pleistocênicas apresenta-se com desníveis topográficos acentuados, atingindo cotas altimétricas relativamente elevadas, como de 12 m no Guaraminguava, entre os rios Branco e Preto de Peruíbe, e de 13 m no Jardim Coronel e na Cidade Náutica, às margens SW do Rio Preto de Itanhaém (*mapa 5*). Suguio & Martin (*op. cit.*) atribuíram as características morfológicas dessa zonas ao retrabalhamento superficial pelo vento. No entanto, dunas

eólicas típicas, como as descritas por Barcelos (1975) em Ilha Comprida, não ocorrem neste setor da costa paulista.

Cordões litorâneos, mapeados na Planície de Peruíbe-Itanhaém por Suguio & Martin (*op.cit.*), formaram-se tanto nos sedimentos holocênicos como nas areias mais externas da faixa pleistocênica, sempre com orientação paralela à linha de praia atual, cuja direção deve portanto ter sido atingida ainda durante o Pleistoceno. Uma exceção ocorre aproximadamente no meio da faixa holocênica, onde se observa um sistema de cordões oblíquos à costa, o qual controla o curso atual do Rio Piaçagüera. Este rio desemboca defronte à Pedra dos Jesuítas, sugerindo que a forma anômala dos cordões estaria relacionada à elevação local do embasamento cristalino, mapeada pelo DAEE (1979). Zonas rebaixadas entre paleocordões, controlando drenagens intermitentes ricas em matéria orgânica, são comuns na planície, inclusive na cidade de Peruíbe, onde a maioria delas foi retificada e artificialmente transformada em canais (*mapa 7*).

Com base no mapa de Suguio & Martin (*op.cit.*), Giannini & Fernandez (1984) descreveram a planície sedimentar arenosa de Peruíbe-Itanhaém como sendo constituída de três faixas regressivas paralelas à costa: a faixa dos sedimentos holocênicos de praia, depositados durante a fase atual (últimos 3 mil anos) de suave declínio do nível relativo do mar; a faixa dos sedimentos holocênicos interiores, depositados nas fases de regressão após os dois auges principais da última transgressão pós-glacial, em 5500 e 3600 anos A.P. (antes do presente); e finalmente, a larga faixa de sedimentos pleistocênicos depositados após a transgressão de 120.000 A.P. Os mesmos autores obtiveram superfícies de tendência por regressão múltipla para parâmetros granulométricos de sedimentos ao longo da planície, interpretando as variações observadas em função de três fatores principais: 1) sucessão de eventos regressivos e transgressivos; 2) ação de correntes de deriva longitudinal; 3) aporte de sedimentos de fora da planície.

2.3.1.2. Sequência de subsuperfície

A estratigrafia dos depósitos cenozóicos anteriores ao Holoceno na Planície de Peruíbe-Itanhaém é conhecida apenas indiretamente, através de sondagens efetuadas na região lagunar de Cananéia-Iguape, situada mais a S. Com base em análises de foraminíferos, diatomáceas e granulometria, Petri & Suguio (1973) distinguiram, da base para o topo do pacote sedimentar perfurado, as quatro seguintes seqüências:

- I. areias e areias conglomeráticas continentais;
- II. sedimentos silto-argilosos de ambiente de águas predominantemente salobras;
- III. siltitos arenosos de ambiente marinho;
- IV. areia fina inconsolidada ou cimentada por material ferruginoso e denominada Formação Cananéia.

Na parte superior da seqüência arenosa IV, Suguio & Martin (1978) constataram a presença de intercalações argilosas centimétricas, algumas das quais exibindo gretas de dessecação fossilizadas. A seqüência de mais de 100 m de espessura compreendendo as unidades II e III foi correlacionada por esses autores a uma fase transgressiva, enquanto que a unidade IV, com espessura média de 30 m, representaria um evento regressivo. A idade mínima da Formação Cananéia foi determinada por radiocarbono e correlacionada ao auge mundial de elevação do nível do mar de 120.000 anos A.P. (antes do presente). As unidades II e III teriam sido depositadas durante a transgressão correspondente a esse evento, enquanto que a deposição da unidade IV teria acompanhado o recuo do mar. As três unidades foram assim agrupadas por Suguio & Martin (1978), redefinindo a Formação Cananéia, à qual se estabeleceu idade pleistocênica superior. A unidade I, por sua vez, foi correlacionada por esses autores à Formação Pariqueira-Açu (Bigarella & Mousinho, 1965), de idade provável plio-pleistocênica ou, mais possivelmente, pliocênica (Sundaram & Suguio, 1983).

Na Planície de Peruíbe-Itanhaém, oito perfurações para captação de águas subterrâneas cadastradas pelo DAEE (1979) na região do Bairro dos Prados, área de afloramento da Formação Cananéia, atravessam, todos eles, um pacote de sedimentos arenos repousando diretamente sobre o embasamento pré-cambriano e intercalados com duas camadas argilosas, uma de 2 e outra de 8 m de espessura, presentes nas profundidades de 4 e 18 m respectivamente. As camadas espessas de argila nessa área podem estar ligadas à sedimentação pelítica durante a regressão pleistocênica, talvez devido à formação local de lagoas junto aos morros de rochas cristalinas aí existentes.

Depósitos de subsuperfície holocênicos, correlacionado ao último grande evento transgressivo do Quaternário, são descritos na planície por Suguio & Kutner (1974) e Suguio *et al.* (1976), com base em análises de diatomáceas, foraminíferos e granulometria em 18 sondagens de 20 a 30 m de profundidade dispostas ao longo do curso inferior do Rio Itanhaém. Definiu-se para essa região a seguinte sequência da base para o topo:

- I. areia com lentes argilosas e seixos, micácea, de cor cinza, depositada sob condições fluviais;
- II. areia branca fina a média e argila orgânica com restos de conchas e estrutura laminar, depositados sob condições tipicamente marinhas;
- III. argila variegada e areia fina com lâminas de argila orgânica e restos de conchas, correlacionada a fase de transição de ambiente;
- IV. areia fina bege ou cinza com pouco ou nenhum material siltico-argiloso, formada sob condições costeiras praias ou fluviais, com valores de energia e viscosidade moderados.

Os sedimentos marinhos das sequências II a IV representam o registro da transgressão holocênica, constituindo a denominada Formação Santos.

2.3.2. Sedimentação atual

Dois ambientes de sedimentação estão ativos na área, relacionados à praia e às zonas de mangue. A estas últimas, associam-se as ocorrências da "lama negra" de Peruíbe.

2.3.2.1. Sedimentação praial

A sedimentação praial recente ocorre vinculada à descida do nível relativo do mar nos últimos 1800 anos, conforme a curva de variação (*figura 4*) obtida por Suguio & Martin (1978), e à atuação de correntes de deriva litorânea. A respeito destas correntes, diversas evidências indicam um predomínio atual do transporte longitudinal no sentido SW-NE ao longo da Praia de Peruíbe:

1. Sadowski (1954) e Petri & Suguio (1971) descreveram o efeito erosivo de correntes vindas de S sobre a Ponta do Perigo, na costa nordeste da Ilha do Cardoso, situada a S de Peruíbe;
2. Fúlfaro & Coimbra (1972), interpretando a variação em grande escala de parâmetros granulométricos ao longo das praias de São Paulo, encontraram entre Ilha Bela (São Sebastião), a N, e Peruíbe, a S, um padrão bem definido de transporte por correntes longitudinais vindas de NE. Notaram também, a partir da Praia de Peruíbe, o desaparecimento desta tendência, com estabelecimento de "relativa homogeneidade de parâmetros texturais";
3. Giannini & Fernandez (1984) interpretaram a Praia de Peruíbe como uma zona de transição de padrões deposicionais, observando, com base em mapas de tendência de parâmetros granulométricos da planície, uma inversão no sentido predominante de correntes litorâneas encontrado a N por Fúlfaro & Coimbra (*op. cit.*);

4. Ponçano (1976), a partir de interpretação de imagens de satélite da região entre Santos e Cananéia, reconheceu entre a desembocadura do Rio Ribeira de Iguape e Itanhaém, uma zona de turbilhonamento, com grande quantidade de sedimentos suspensos e tendência geral para progradação da costa. Localmente, a N do Maciço de Itatins (Praia do Canto), define-se uma região de remanso e deposição intensificada. A presença desta zona protegida da ação de correntes sugere, para a Planície de Peruíbe-Itanhaém, um rumo de deriva longitudinal predominantemente dirigido para NE.

Informações sobre condições oceanográficas atuais na costa de Peruíbe foram obtidas por Pereira & Tommasi (1984), que fizeram determinações de temperatura, salinidade, correntes, oxigênio dissolvido, nitrogênio e fósforo totais, fito e zooplâncton e clorofila, a diferentes profundidades das cotas batimétricas de 6, 10 e 11 m. As correntes encontradas, com velocidades de 0,15 e 0,44 nós (0,10 a 0,29 m/s) e direção predominante S-SW, refletem provavelmente o efeito de deriva litorânea na zona de "surf" e arrebatamento das ondas.

2.3.2.2. Sedimentação de mangues

Suguio & Martin (1978) observaram o desenvolvimento de vegetação de mangue na Planície de Peruíbe-Itanhaém, restrito à parte inferior dos rios que atingem a praia. A pequena extensão do mangue na região não se deve somente, como foi evocado por Fúlfaro *et al.* (1979), a uma possível maior declividade da Planície de Itanhaém, mas também ao fato de as regiões de mangue terem sido envolvidas pela urbanização das cidades de Itanhaém e Peruíbe. A destruição de grandes extensões de manguezais por aterros promovidos pelas prefeituras locais, destinados inclusive à locação de lixo urbano, é flagrante e tem-se acelerado nos últimos 10 anos (*estampas 18 a 20*).

A eliminação do mangue pelo homem pode ter ocorrido também em áreas rurais, conforme observa Lamberti (1969), que

pesquisou, com ênfase a aspectos de ecologia florística, os manguezais da parte inferior do Braço Mandipauba, em Itanhaém. Segundo esse autor, encontram-se ainda vestígios de mangues ao longo de todo Rio Preto à jusante da confluência com o Rio Tambotica. Das fazendas existentes na região dos baixos rios Branco e Preto, a maioria delas voltada ao cultivo da banana, muitas usam áreas que foram cobertas primitivamente por manguezais.

O ambiente de sedimentação de mangue na região pode ser subdividido em dois tipos: o de canais de maré e o de planície de mangue propriamente dito.

A sedimentação nos canais de maré é fortemente influenciada pela da área adjacente coberta por vegetação de mangue. Em canais da costa paranaense, Bigarella (1946) observou fenômenos de deslizamento das margens, formadas por material lamoso, para o meio do canal. Processo semelhante foi documentado por Cook & Mayo (1977) em um estuário da costa nordeste da Austrália. Para estes últimos autores, tais fenômenos são importantes porque compõem o mecanismo pelo qual os sedimentos de canal derivam da própria planície de mangue. Por conseguinte, o problema da constituição sedimentar dos canais de maré remete ao problema da constituição do mangue propriamente dito.

No tocante à troca de sedimentos com a zona de mar aberto, os canais de maré foram classificados por Cook & Mayo (*op.cit.*) em três tipos: canais supridores de lama, que são geralmente canais estreitos, tendo como afluentes principais córregos de drenagem interna de mangue ou de planície costeira; canais supridores de areia mais lama, que consistem em canais largos, com afluentes importantes na zona continental adjacente; e canais recebedores de areia, que são aqueles com entrada e saída para o mar, funcionando, portanto, como zona de circulação de águas de alta energia. Na Planície de Peruíbe-Itanhaém, o canal de Piaçagüera pode ser considerado como um exemplo do primeiro tipo, e os rios Peruíbe e Itanhaém, devido a seus afluentes nas serras do Itatins e das Laranjeiras, como exemplos do segundo. O

terceiro tipo é ausente.

Como o regime de sedimentação costeira na região é dominado por ondas, sedimentos lamosos não chegam a ser regularmente depositados nas zonas de praia adjacentes à saída dos rios Peruíbe, Piaçagüera e Itanhaém, sendo apenas ocasional a formação de filmes, bolas centimétricas e esférulas milimétricas de lama nas zonas de espraiamento vizinhas a estes rios, tal como observado no Peruíbe (*estampas 27 a 35*).

O mangue propriamente dito é caracterizado pela vegetação de sistema raiz-caule denso e intrincado, com efeito retentor de sedimentos e fixador de solo, cuja propriedade fundamental é a modificação de um ambiente de energia relativamente alta em um ambiente de baixa energia. Esta propriedade faz com que o mangue converta-se em sítio de decantação da carga em suspensão na água do mar, ao mesmo tempo em que retém sedimentos mais grosseiros trazidos tanto por águas marinhas de marés excepcionalmente altas como por águas mistas de transbordamento dos canais.

O limite interior (ou de supramaré) da zona de mangue é imposto pela salinidade das águas e o exterior pela sua profundidade. Cook e Mayo (*op. cit.*) registraram no substrato de mangue tendências para Eh menos redutor e pH mais alto rumo ao limite interior, assim como para decréscimo na quantidade de areia e silte. A maioria dos sedimentos de mangue por eles estudados na costa australiana é de argilas siltosas, na classificação de Shepard (1954), em contraste às areias siltosas encontradas por Lamberti (*op. cit.*) em Itanhaém e por este autor em Peruíbe. Na verdade, devido a seu caráter de fronteira entre ambientes de diferentes níveis de energia, o mangue apresenta acentuadas variações internas de granulometria, que são composições diversas de lamas bem selecionadas, derivadas do material em suspensão que o atinge através dos canais ou de marés enchentes, com areias também bem selecionadas, oriundas de mar aberto ou de cordões e lençóis regressivos do continente, atravessados por canais de maré e afluentes. Desse modo, a presença de substrato lamoso não é im

prescindível para o desenvolvimento de mangue, sendo ilustrativo o exemplo citado por Cook & Mayo (*op.cit.*) de mangue estabelecido sobre cascalhos de supramaré na costa da Austrália. Para esses mesmos autores, a ocorrência mútua de mangue e lama é regra apenas porque o nível de enchente de maré propício ao aparecimento da vegetação de mangue quase sempre coincide com o nível de energia das águas no qual o material lamoso em suspensão é depositado.

2.3.2.3. Lama negra de Peruíbe

2.3.2.3.1. Informações de campo

Lama negra é a denominação popular de sedimentos siltico-argilosos ricos em matéria orgânica depositados no leito do Rio Peruíbe e nas margens e meandros abandonados do curso inferior do Rio Preto. O aporte de águas de preamar faz com que esses setores de rio apresentem inversão periódica de fluxo, adquirindo caráter de canal de maré. Como o regime de maré na região é do tipo misto, com duas preamares e duas baixa-marés de amplitudes diferentes a cada 25 horas (dia lunar), fenômenos de entrada volumosa de águas do mar nesses canais de maré sucedem-se em períodos curtos de cerca de 12 horas. A julgar pelas medidas de pH das águas fluviais e pela distribuição da vegetação de mangue, o efeito da entrada de águas salgadas faz-se presente até uma distância de pelo menos 1,5 km da costa. A zona de influência de marés abrange o principal depósito natural de lama negra, de onde tradicionalmente tem sido extraído o material a que se atribuem propriedades terapêuticas. O depósito principal está situado em um meandro abandonado na margem oeste do Rio Preto, em forma de elipse, cuja zona equivalente ao antigo canal compõe hoje uma laguna em assoreamento, envolvendo uma ilha de sedimentos mais arenosos cobertos por mangue ("Termas", *mapa 7; estampas 21 a 23*).

A lama negra típica apresenta-se com aspecto gelatinoso, untuosa ao tato, de cor negra azeviche e forte odor sulfídrico quando recém-coletada. Em meio aos sedimentos siltico-argilosos que a constituem, encontram-se restos de vegetais e eventu-

almente grânulos de carbonato oriundo de conchas de moluscos.

Antes da construção de diques, às margens do baixo Rio Peruíbe, usando-se blocos de rochas extraídas dos maciços da região, a lama negra acumulava-se, eventualmente, dependendo da maré e da vazão do rio, na própria praia. Atualmente, registra-se o transbordamento esporádico do canal fluvial, através do dique, com a decorrente deposição de filmes de lama na planície adjacente, os quais evoluem, após o rebaixamento do rio e/ou da maré, para camada subcentimétrica de siltito argiloso cinzento, com abundantes gretas de ressecção (*estampas 24 a 26*).

Outra estrutura que se pode encontrar na praia, associada aos sedimentos lamosos trazidos pelo rio, são bolas de lama negra, com formatos esféricos a elipsoidais e diâmetros que variam de 3 a 12 cm (*estampas 27 a 29*). A formação destas bolas de lama é um fenômeno raro; todavia, quando ocorre, estende-se por mais de 1 km ao longo da Praia de Peruíbe, em concentração da ordem de 30 bolas por m², caindo conforme se afasta, rumo NE, da desembocadura do rio. As bolas são praticamente ausentes na Praia do Canto, situada a SW do Rio Peruíbe, em consequência do transporte predominante, por correntes de deriva litorânea, no sentido SW-NE. O material destas estruturas é de aspecto e cor semelhantes aos da lama negra de meandros abandonados, desfazendo-se facilmente por manuseio devido a sua consistência mole e gelatinosa.

Fenômenos semelhantes foram registrados na literatura em regiões costeiras de outras partes do mundo (Grabau, 1932; Bell, 1940; Leney & Leney, 1957; Kugler & Saunders, 1959; Trefethen & Dow, 1960; Stanley, 1969; Cook & Mayo, 1977). A maioria dos autores associa a formação de bolas de lama a efeitos de maré; porém, conforme reconhecem Kugler & Saunders (*op. cit.*) em costas tropicais, as bolas se formam preferencialmente durante estações chuvosas prolongadas, quando ocorre erosão acentuada nas margens de rios e canais de maré. Além disso, segundo mesmos autores, as ondas e suas correntes induzidas desempenham papel importante na partição e retrabalhamento do material lamoso. No Brasil

o fenômeno já foi observado no Rio São Mateus, ES, onde parece estar ligado a solapamento das margens durante fases de enchente (Suguio, *inf. verbal*).

Em Peruíbe, a raridade do fenômeno permite supor que sua ocorrência seja dependente de coincidência de condições físico-químicas muito específicas. Algumas condições gerais necessárias seriam: o aporte maciço de argila flúvio-lagunar à costa; o contato do material argiloso com águas de salinidade elevada, para manter as partículas aglutinadas, apesar da ação de ondas; e a chegada das bolas de lama às zonas de atuação de correntes de deriva (arrebentação e espraiamento), para permitir seu transporte longitudinal através da praia. Estas condições indicam uma situação de nível de maré muito baixo em relação ao nível das águas do Rio Peruíbe, tal como ocorre durante baixa-marés pronunciadas em associação a enchentes fluviais de verão. As vezes em que o fenômeno foi observado coincidiram, de fato, com fases de maré vazante após chuvas torrenciais de início ou fim de ano. Nas demais épocas, ocorre predomínio da situação de maré alta em relação ao nível do rio, com fluxo frequentemente invertido, criando condições de salinidade intermediária, desfavorável à aglutinação, e dificultando a chegada de águas e sedimentos continentais à praia. Há evidências de prevalescência de fluxo invertido inclusive no Rio Preto, cujas condições redutoras de fundo, encontradas até distâncias consideráveis da costa, são favorecidas pela existência da camada basal de águas salinas mais densas, de pouca movimentação.

Em registro recente do fenômeno (novembro de 1985), ocorrido após chuvas torrenciais durante a baixa-mar noturna, observou-se, juntamente com o aparecimento das bolas, a deposição de esférulas milimétricas de material silto-argiloso, formando filmes de lama escura acumulada nas zonas entre cristas de marcas de onduladas praias recém-formadas. Bolas e esférulas tiveram distribuição restrita aos primeiros 100 m a NE do Rio Peruíbe, tendo sido englobados mais tarde pela sedimentação arenosa (*estampas 30 a 35*).

2.3.2.3.2. Trabalhos prévios

O único estudo sedimentológico prévio sobre a lama negra de Peruíbe é o de Vieira (1979) que expõe resultados de uma análise microscópica composicional tanto da fração mineral como da fração biótica. Na primeira, esse autor reconhece a presença de onze minerais pesados, quais sejam, biotita, clorita, magnetita, estauroлита, cianita, turmalina, epídoto, zircão, granada, monazita e augita (provavelmente uma confusão com hornblenda ou hiperstênio), além de quartzo, feldspato e muscovita na fase leve. Na fração biótica, foram identificados os gêneros de diatomáceas *Aulacodiscus*, *Coscinodiscus* e *Actinopterychus*, todos marinhos e mais dois gêneros de ambiente misto, *Cyclotella* e *Navicula*. Com base nesses dados, Vieira (*op. cit.*) conclui pela origem em parte continental, em parte marinha, do sedimento.

Informações adicionais sobre a lama negra de Peruíbe encontram-se no trabalho de Mourão (1973), embora apresentadas fora do contexto geológico. São fornecidos resultados de dosagem de enxofre total, indicando um elevado teor de 1,2% e de análises espectrográficas de fluorescência de raios X, constatando a presença de Si, Al, Fe, Mg, Mn, Na, Ti, B, Ba, Sr, Br e I, além da análise química da água subterrânea das "Termas", classificada segundo o Código Brasileiro de Águas como sendo alcalina terrosa cálcica e magnésiana, sulfatada, cloretada sódica e sulfurosa. Com uma composição cronologicamente *sui generis*, a água de Peruíbe possui ainda a peculiaridade de ser o primeiro caso de que se tem notícia de água subterrânea sulfurosa ocorrendo em zona a beira-mar.

2.4. Arqueologia

De acordo com Suguio & Martin (1978), uma prova da existência de antigas zonas lagunares no interior da planície de Itanhaém é a presença de sambaquis. Os autores registraram duas ocorrências sobre os morros cristalinos de Araraú e Novo Mundo e uma terceira sobre depósitos pleistocênicos próximos ao Morro Bo-

toruçu, todas contendo conchas de *Anomalocardia brasiliiana* (berbigão) e *Lucina jamaicensis* (amêijoas), espécies típicas de água salgada. As idades ^{14}C de material carbonático dessas conchas oscilaram entre 4565 e 4770 A.P., indicando correlação com uma fase de nível do mar estacionário logo após o primeiro auge da transgressão holocênica (aproximadamente 5500 A.P., conforme *figura 4*).

Sambaquis, hoje total ou parcialmente destruídos, foram descritos também por Löfgren (1893) em quatro outros pontos da região de Itanhaém: na margem sul do Rio Aguapeí, junto à borda da Serra do Coatinga; na margem norte do Rio Preto, próximo à confluência com o Ribeirão Coatinga; na zona de vale tectônico do Rio Branco, ao pé da Serra do Camburi; e na margem norte do Rio Branco, 2 km à montante de sua confluência com o Rio Mambu (*mapa 6*). A associação de ostras (80 a 90%) com amêijoas e berbigões parece ter sido característica desses depósitos. O último deles foi datado por Garcia (1977) em 5970 ± 140 A.P., correspondendo assim a uma época pouco anterior ao auge da transgressão holocênica.

Na região de Peruíbe, onde a zona lagunar foi supostamente mais restrita, o único registro conhecido é o de um pequeno sambaqui inteiramente formado por berbigões, na margem nordeste do Rio Branco, sobre depósitos pleistocênicos do Bairro do Guaraminguava (Löfgren, *op.cit.*). Foram encontradas, todavia, durante os trabalhos de campo desta pesquisa, evidências de dois outros prováveis sítios arqueológicos em Peruíbe. O primeiro ocorre no sopé do Morro da Igreja do Abarebebê (Colégio São João Batista, hoje em ruínas, *ver estampa 17*), 2 km a SE do Bairro dos Prados, consistindo em acumulações de conchas de moluscos de mar aberto (gastrópodes) e de ambiente misto (ostras e berbigões). Estas acumulações ocorrem em meio a areias holocênicas, repousando sobre uma espécie de plataforma de rochas cristalinas em forma de terraço de abrasão marinha, e são provavelmente remanescentes de um sambaqui. Mesmas variedades de conchas foram utilizadas no preparo da argamassa empregada na construção do colégio, datada de 1560, podendo ter sido extraídas da própria acumulação existente na base do morro. A segunda ocorrência arqueológica encontra-

da em Peruíbe localiza-se na Fazenda São João (*estampas 36, 37 e mapa 6*), margem nordeste do Rio Branco, poucos quilômetros à jusante da área de localização do pequeno sambaqui descrito por Löfgren (*op.cit.*). Nesse local foi detectada a presença de abundantes fragmentos de carvão vegetal em meio ao solo derivado de areias pleistocênicas, assim como lascas de pedra provavelmente trabalhadas pelo homem de sambaqui (*estampa 38*).

2.5. Geomorfologia (*mapas 1 e 5*)

Sete unidades geomórficas foram reconhecidas por Carneiro *et al.* (1981) na região costeira em que se inclui a Planície de Peruíbe-Itanhaém:

- 1) planície costeira (altitude máxima 4m): esta unidade é representada pelas porções mais externas, junto ao litoral, e internas, ao pé da zona serrana, da área de afloramentos quaternários; trata-se de terrenos baixos e mais ou menos planos, drenados e sujeitos a inundações (*estampa 6*);
- 2) terraços marinhos (altitude máxima 14 m): descritos como terrenos planos, poucos metros acima do nível do mar e praticamente sem drenagem, constituídos de areias pleistocênicas preservadas da erosão (*estampas 15 e 16*);
- 3) serras alongadas (altitudes máximas entre 800 e 1000m): caracterizada por topos angulosos, vertentes ravinadas e padrão de drenagem paralelo-pinulado, esta unidade geomórfica é representada na região pelas serras de Peruíbe e do Guaraú (Itatins, *estampa 3*), a SW da planície, e pela Serra do Mongaguá (*estampa 7*), a NE de Itanhaém;
- 4) morros com serras restritas (altitudes máximas entre 450 e 700m): unidade definida por topos arredondados, vertentes com perfil retilíneo, vales fechados e padrão de drenagem dendrítico a pinulado; acha-se representada na área pela Serra das Laranjeiras (*estampas 2, 4 e 5*), delimitada entre os alinhamen-

tos de Cubatão e Itariri, e pelo Morro do Boturuçu, na margem nordeste do Rio Preto (Itanhaém);

- 5) morrotes alongados e espigões (altitude máxima 350m): interflúvios sem orientação preferencial, com topos angulosos a achatados, vertentes ravinadas de perfil retilíneo e padrão dendrítico de drenagem. Unidade tipicamente representada na zona do Falhamento de Itariri, entre as serras das Laranjeiras e de Itatins;
- 6) escarpas festonadas (altitude máxima entre 600 e 800m): constituídas por espigões separados entre si por grandes anfiteatros, possuindo topos angulosos, vertentes retilíneas e padrão de drenagem subparalelo a dendrítico, ocorrem na região de metassedimentos afetados pela Falha de Cubatão, no limite interior da planície;
- 7) morrotes em meia laranja (altitude máxima 150m): caracterizam-se por topos arredondados e vertentes retilíneas a convexas e são encontrados em área restrita do maciço granítico do Caepucu incluindo os morros de Novo Mundo e Araraú.

A evolução morfogenética da região está ligada a três fatores principais: erosão diferencial (tipo de substrato), tectonismo tafrogênico wealdeniano e oscilações eustáticas relacionadas, entre outros fatores, às glaciações quaternárias.

A influência do tipo de substrato rochoso na morfologia costeira paulista foi inicialmente admitida por Almeida (1953), que ressaltou a coincidência de localização entre as escarpas de falha mais íngremes e as rochas de maior resistência, como granitos e gnaisses arqueanos, principalmente aqueles com orientação estrutural paralela à costa. A diferença de largura da planície entre seu setor nordeste, onde afloram rochas xistosas e o setor sudoeste, em que predomina o Complexo Gnáissico-Migmatítico (mapa 3) é um reflexo da erosão remontante diferencial. Também o avanço, rumo ao mar, do cristalino da borda sudoeste (Serra do Itatins) está ligado a este fator. No que se refere às elevadas

cotas altimétricas aí atingidas, todavia, o fator determinante parece ser mais o tectonismo de blocos do que a resistência à erosão, sendo atribuível ao Maciço de Itatins um caráter de horst tectônico, ativo durante a reativação wealdeniana.

Dois níveis de pediplanos, um cretácico, anterior ao início da reativação wealdeniana, e outro terciário médio a inferior, correspondente a um período de recesso do tectonismo, foram reconhecidos na costa paulista por diversos autores (Ab'Saber, 1955, 1962; Bigarella & Andrade, 1965, *in* Miranda, 1970; Hasui & Almeida, 1978). Na fase de recesso teria sido formada a superfície Monte Serrat - Santa Tereza (200-300m) de Ab'Saber (*op. cit.*) assim como a Superfície Japi (Hasui & Almeida, *op. cit.*), ambas flexurizadas na segunda pulsação tectônica e submetidas a incisão profunda durante as flutuações de nível de base do Quaternário. Para este último período, Hasui & Almeida (*op. cit.*) evocaram uma evolução morfogenética essencialmente à base de processos não tectônicos, como intemperismo, movimentos de encosta e erosão e sedimentação de natureza eustática.

Na região em estudo, topos hoje nivelados entre 800 e 1000m, nas serras alongadas do Maciço do Itatins, entre 600 e 800m, nas escarpas festonadas da Falha de Cubatão, e entre 450 e 700m, na zona interior da Serra das Laranjeiras, compõem uma mesma superfície erosiva provavelmente pré-wealdeniana, a qual foi, durante a reativação, sujeita a desnivelamentos altimétricos através do rejeito normal das falhas de Cubatão e Itariri. A superfície de topos entre 200 e 300m, representada pelas porções periféricas da Serra das Laranjeiras e Morro do Botoruçu, é correlacionada ao aplainamento Monte Serrat-Santa Tereza, mais recente. O nível de 200-300m é bem caracterizado na orla litorânea do Bloco do Itatins, onde predominam migmatitos, mas não no seu interior, devido à grande resistência dos granulitos. Não se acha presente também nas escarpas festonadas do interior de Itanhaém, onde a erosão remontante é muito mais rápida que a incisão vertical e pediplanização.

As superfícies pré-wealdeniana e terciária são fa-

cilmente reconhecidas na paisagem regional da planície, compondo respectivamente os níveis geomorfológicos A e B das *estampas* 3 a 5.

3. MÉTODOS

3.1. Trabalhos de Campo (*mapa 5*)

As amostras coletadas compreendem areias ao largo da planície, lamas negras da região de Peruíbe e seus sedimentos associados, e regolito do embasamento cristalino.

Ao longo da praia, obtiveram-se amostras igualmente espaçadas de 1 km, totalizando 26 pontos (PE-22 a PE-47). As amostras foram todas coletadas a uma mesma distância da zona de espraiamento, a cerca de 30 cm de profundidade.

Na faixa holocênica interior, foram amostrados 17 pontos espaçados longitudinalmente de 2 km e com distanciamentos variáveis em relação à linha de praia. A profundidade de coleta variou entre 0,5 e 1,0 m, fazendo-se necessário na maioria dos casos uso de trado manual.

Na área de domínio do Pleistoceno, coletaram-se, pelo mesmo método, outras 54 amostras. Devido a dificuldades de acesso a certas porções da planície, optou-se por uma distribuição de pontos de amostragem segundo perfis com espaçamento de menos de 2 km entre cada ponto, sendo um perfil paralelo à costa, na faixa mais externa do Pleistoceno e seis perfis transversais posicionados nas seguintes distâncias a partir do extremo SW da planície: 8,0 km (Bairro dos Prados), 14,0 km (Balneário Gaivota-Rio do Castro), 15,5 km (Balneário Califórnia - Rio do Castro), 18,0 km (Balneário Marambaia-Rio Ipanema), 21,0 km (Camboriú - Rio Ipanema), 25,0 km (Cibratel - Jardim Coronel - Cidade Náutica).

Além das amostras arenosas marinhas subsuperficiais, coletaram-se também amostras de areia superficial em cinco diferentes pontos da planície onde foram reconhecidos no campo indícios de atuação eólica. Essas amostras foram obtidas nas regiões de Vila Operária (Pleistoceno), Abarebebê (Holoceno), Camboriú (Holoceno), Jardim Coronel (Pleistoceno) e Cidade Náutica

(Pleistoceno), as duas últimas já citadas anteriormente por Su-
guio & Martin (1978) como zonas de retrabalhamento superficial
pelo vento. Nesses mesmos pontos, executou-se a coleta de amos-
tras marinhas subjacentes com o objetivo de testar a hipótese de
existência de diferenças texturais decorrentes do transporte eó-
lico.

Foram coletadas cinco amostras de sedimentos lamo-
sos, todas da área de ocorrência da lama de propriedades medici-
nais. A descrição dos pontos de coleta (*mapa 7*) é brevemente a-
presentada a seguir, mantendo-se suas numerações de campo:

PE-16: meandro abandonado do Rio Preto, junto às instalações da
extinta "Termas de Peruíbe", bairro do Jardim Veneza, si-
tuado a menos de 1,5 km da praia e correspondente ao depô-
sito de lama extraída para fins terapêuticos;

PE-17: canal abandonado do Rio Preto, meia centena de metros a
montante do meandro do ponto anterior;

PE-18: borda de uma zona de vegetação de mangue desenvolvida en-
tre a margem leste do Rio Preto e um canal intercordões
hoje retificado (Canal Fonte Grande), afluente norte do
Rio Peruíbe, cerca de 1 km da praia;

PE-19: margem externa (erosiva) de um meandro do Rio Preto, com
águas relativamente paradas, localizado 700 m a montante
das "Termas", e a cerca de 1,6 km da praia;

PE-20: margem de canal no curso médio do Rio Preto, altura da
ponte da Rodovia Padre Manoel de Nóbrega (antiga Pedro
Taques), a aproximadamente 3,5 km da praia.

As amostras foram colocadas em frascos de vidro
cheios até a boca e fechados com tampa rosqueável de plástico. Me-
didas de pH da lâmina de água eventualmente recobrando os sedi-
mentos foram feitas *in loco* com um aparelho digital portátil,
durante a maré alta, obtendo-se os resultados seguintes:

PE-16: pH = 6,38 $\pm$ 0,05

PE-17: pH = 6,97 $\pm$ 0,05

PE-19: pH = 7,30 $\pm$ 0,05

PE-20: pH = 6,75 $\pm$ 0,05

(PE-18: lâmina de água ausente)

Lamberti (1969), analisando amostra obtida de substrato de mangue de Itanhaém, durante maré vazante, detectou pH mais baixo (4,85).

Amostras de regolito foram coletadas visando estudos de proveniência e área-fonte de sedimentos através de assembléias de minerais pesados. Procurou-se abranger, nesta amostragem, todo o embasamento cristalino aflorante e acessível nos arredores da planície, tanto na Serra do Peruíbe, a SW, e na Serra das Laranjeiras, em sua porção interior, como em morros isolados no Bairro dos Prados (Butrapoan e Prados) e na cidade de Itanhaém (Paranambuco e Piraguira). Foram coletadas também, com intuito de obter-se uma assembléia representativa da contribuição total das rochas continentais no fornecimento de sedimentos para a planície, duas amostras fluviais, uma do Rio Branco, outra do Preto, ambos afluentes do Peruíbe, que é, dentro da planície de Peruíbe-Itanhaém, o único rio desembocando na praia. O Piaçaguera, a N, é apenas uma drenagem intermitente intercordões.

As amostras de regolito e de sedimentos arenosos foram acondicionados dentro de sacos plásticos em quantidades da ordem de 2 a 3 kg.

3.2. Trabalhos de Laboratório

3.2.1. Análises granulométricas

Análises granulométricas foram realizadas em todas as amostras sedimentares coletadas.

A análise das areias foi antecedida de testes visando avaliar a necessidade ou não da execução de pipetagem completa, dada a possibilidade de se terem teores de silte-argila muito baixos. Nos testes preliminares aplicados a amostras obtidas ao longo da faixa de praia atual, as quantidades de material nos intervalos granulométricos da fração silte-argila (4,0 a 5,0 *phi*, 5,0 a 6,0 *phi*, 6,0 a 7,0 *phi*, 7,0 a 8,0 *phi*, > 8,0 *phi*) não foram, em 50% dos casos, detectados pela sensibilidade da balança (10^{-4} g), registrando-se teores totais de silte mais argila sempre inferiores a 2% (*tabela 1*). Em vista disso, por não exercerem influência significativa nos parâmetros estatísticos de distribuição granulométrica de Folk & Ward (1957), que não utilizam as frequências acumuladas inferiores a 5%, os teores de silte e argila não foram determinados nas amostras de areias praias.

Nas amostras arenosas holocênicas e pleistocênicas do interior da planície, os testes indicaram quantidades de tectáveis de sedimentos nos intervalos granulométricos da fração silte-argila, com teor total da fração atingindo um máximo de 6%. Concluiu-se assim que a obtenção desse teor total pode ser eventualmente importante no cálculo dos parâmetros de Folk & Ward (*op.cit.*), porém sem haver necessidade de se executar a pipetagem completa de 1 em 1 *phi*.

Desta maneira, as amostras de praia foram analisadas apenas em sua fração areia (só peneiramento), enquanto que as demais submeteram-se a análise da fração areia (peneiramento) e mais estimativa da porcentagem da fração silte-argila (pipetagem a 20 cm da coluna de suspensão no tempo de decantação 58", conforme método descrito por Galehouse, 1971). Utilizaram-se, para a classificação granulométrica da fração areia, onze penei-

ras correspondentes aos intervalos de $1/2$ em $1/2$ ϕ entre 1,0 (2,00 mm; 10 malhas ASTM) e 4,0 (0,062 mm; 230 malhas ASTM).

As amostras de lama foram submetidas a pipetagem nos intervalos de 1 em 1 ϕ da fração silte mais argila, seguida de lavagem da fração pelítica e peneiramento da fração areia em intervalos de $1/2$ ϕ . Após a pipetagem de partículas mais finas que 0,004 mm (8,0 ϕ), foi feita coleta de material no tempo suficiente para decantação das partículas de diâmetro hidrodinâmico 0,0005 mm, que é o limite mínimo para validade da Lei de Stokes. Esse diâmetro coincide também com o tamanho de partícula a partir do qual se começa a observar a maioria das propriedades coloidais (Hauser, 1939; Mysels, 1959), tendo sido por isso adotado neste trabalho como fronteira entre a fração argilosa e a coloidal.

A análise granulométrica das amostras de lama foi antecedida de um teste preliminar com o intuito de observar a influência da secagem prévia no efeito de dispersão do material em água. Este teste consistiu em comparar os resultados da análise granulométrica de uma mesma amostra obtidos de acordo com dois métodos diferentes: o primeiro envolvendo a secagem prévia do material a 50°C, e possibilitando assim controle direto do peso inicial, e o segundo desenvolvido sem secagem prévia, isto é com controle indireto do peso inicial, exercido através de cálculos baseados na umidade da amostra. Os resultados do teste mostraram que a porcentagem de fração coloidal resultou três vezes maior na análise sem secagem prévia. Esse mesmo método de análise revelou também um leve aumento na concentração de argila assim como uma sensível redução no teor de silte em relação ao método da amostra previamente seca. Tais discrepâncias revelaram a existência de uma certa aglutinação irreversível das partículas coloidais e argilosas, quando submetidas à secagem, falseando os resultados granulométricos. Optou-se, assim, pela realização de análise granulométrica sem secagem preliminar, em detrimento do controle preciso de peso inicial da amostra.

A impregnação das amostras lamosas por águas salo-

bras não ocasionou problemas de floculação durante a pipetagem, tendo sido suficiente para isso o uso de 1,5 g de pirofosfato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$), por amostra, como agente dispersante. Para a dispersão de sedimentos arenosos, foi adicionado, a cada amostra, 1,0 g do mesmo composto.

O peso inicial da amostra seca para análise granulométrica foi de exatamente 50,00 g, no caso das areias, e de aproximadamente 40 g, no caso das lamas. Exigiu-se um erro de análise inferior a 5%, tendo sido repetido o processamento das amostras arenosas cujo fator de correção, dado pela relação peso inicial/peso final tenha caído fora do intervalo 0,95-1,05. Para o caso das lamas, devido ao erro nas estimativas de umidade, não se teve facilidade em conseguir fatores de correção dentro desse intervalo, tendo sido conveniente admitir análises com erros de até 10% (fator de correção entre 0,90 e 1,10).

3.2.2. Análises mineralógicas

3.2.2.1. Frações areia fina e areia muito fina

A composição mineralógica da fase arenosa foi estudada em dois produtos de separação densimétrica, o leve e o pesado, separados entre si com bromofórmio (CHBr_3 , densidade 2,81 - 2,83 g/cm^3), conforme método descrito por Carver(1971). Este estudo foi realizado em duas frações granulométricas diferentes por amostra, a primeira de areia fina (0,250 - 0,125 mm) e a outra de areia muito fina (0,125 - 0,062 mm), que são normalmente as mais ricas em minerais pesados, além de as mais representativas nas amostras estudadas.

A frequência de minerais pesados nas amostras analisadas foi em geral inferior a 5%. Apesar disso, o peso inicial seco de 50 g foi suficiente para fornecer o número de grãos de minerais pesados necessários para uma estimativa modal significativa ao microscópio, exceto para algumas amostras de regolito, que exigiram a repetição da análise granulométrica a pesos iniciais da ordem de 150 a 200 g. Um problema adicional no estudo minera-

lógico do regolito foi a intensa impregnação superficial dos grãos por uma película argilosa rica em óxidos (Fe^{3+}), impedindo o seu reconhecimento ao microscópio. Para eliminação desta película, os grãos foram deixados em banho de ácido oxálico 5% ($\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$) por dois dias, em presença de alumínio metálico (Al). Promoveu-se assim a formação de oxalato de alumínio ($\text{Al}_2(\text{C}_2\text{O}_4)_3$), com liberação de hidrogênio nascente (H^0) e conseqüente redução do Fe^{3+} , formando-se então o oxalato de Fe^{+2} (FeC_2O_4), bastante solúvel.

O produto pesado, desmagnetizado, e o leve, foram examinados ao microscópio em lâminas de montagem provisória, sem endurecimento do bálsamo. Como meio de imersão, empregou-se uma mistura de óleo mineral (Nujol) e alfa-bromonaftaleno, resultando um índice de refração próximo ao do quartzo (1,542). O método de montagem provisória adotado, além de permitir o reaproveitamento de lâminas e reduzir o tempo de preparação, tornou possível a separação de grãos de identificação mais problemática, os quais puderam ser diagnosticados pelos seus índices de refração.

O estudo óptico de minerais pesados consistiu na identificação e descrição sucinta dos componentes transparentes não micáceos, realizando-se em seguida a contagem de pelo menos 100 grãos. Grãos de minerais opacos não magnéticos e micáceos foram contados simultaneamente, sem inclusão no cômputo total. O mesmo foi feito com os alteritos, termo criado por Van Andel (1950, in: Van Andel, 1958) para designar os minerais que, pelo seu grau adiantado de alteração, não apresentam características de extinção e birrefringência bem definidas, tornando-se de identificação difícil. De acordo com Van Andel (1958), os alteritos representam, em geral, produtos de intemperismo de hornblenda, epidoto e piroxênio. Nas amostras estudadas, a grande frequência de hiperstênios e hornblendas alterados tornou interessante a utilização deste termo, tendo-se em vista uma série de conveniências já expostas por Van Andel (1958).

A análise óptica de minerais pesados foi inicialmente aplicada a apenas 6 amostras holocênicas, 3 da praia atual e 3 da faixa interior, distribuídas nos dois extremos e no centro

da planície. Os resultados revelaram consideráveis variações na mineralogia, exigindo a redução sucessiva do distanciamento entre amostras, até se chegar a um espaçamento de cerca de 2 km, o qual foi adotado também na faixa externa da área pleistocênica. Na parte mais interior da planície, onde não se dispõe de malha de pontos de amostragem regular, optou-se pela execução de análises de amostras seguidas ao longo de perfis transversais à costa. Os perfis escolhidos foram o Gaivota-Rio do Castro (a 12 km do Costão de Peruíbe), o Califórnia-Rio do Castro (a 15 km) e o Camboriú-Rio Ipanema (a 21 km).

Estudo de minerais leves foi realizado em parte das amostras sedimentares estudadas quanto à composição em pesos. O exame da fração leve consistiu no reconhecimento da mineralogia e na estimativa visual de grau de arredondamento em grãos de quartzo. A identificação mineralógica limitou-se à distinção entre quartzo e feldspatos, feita com base no índice de refração e na figura de interferência, obtendo-se para cada lâmina a contagem de feldspatos para um total de 100 grãos.

3.2.2.2. Frações argilosa e coloidal

As frações argilosa (diâmetro hidrodinâmico entre 0,004 e 0,0005 mm) e coloidal (diâmetro hidrodinâmico menor que 0,0005 mm) de amostras lamosas foram separadas entre si através de sifonagem após tempos de decantação calculados de acordo com a lei de Stokes.

Os valores de pH e de concentração em sólidos da dispersão foram controlados, de modo a evitar o ataque químico e a agregação das partículas, conforme as recomendações de Barshad (1954) e Hsi & Clifton (1962), respectivamente. A quantidade inicial de lama foi calculada para fornecer, em 500 ml de suspensão, uma concentração de sólidos de 50g/l. Esse material foi inicialmente colocado em um béquer de plástico com 200 ml de água, adicionando-se, como agente dispersante, NaOH 0,1 N, até atingir-se um pH máximo da ordem de 8. Efetuou-se, em seguida, a dispersão mecânica.

nica com pistilo de borracha e agitador giratório. Após a dispersão, a amostra foi transferida para a proveta de 500 ml, onde permaneceu em repouso pelo tempo necessário para decantação de toda areia e silte. Decorrido esse período de decantação, realizou-se a sifonagem do líquido sobrenadante com uma mangueira de borracha. A suspensão sifonada foi redispersa e submetida a nova decantação, agora no período necessário para sedimentação da argila, seguida de sifonagem.

Uma parte de cada uma das duas frações granulométricas assim obtidas foi utilizada na dosagem de matéria orgânica (*item 3.2.4*). As partes remanescentes foram destinadas à difratometria de raios-X, tendo para isso sido submetidas ao pré-tratamento, visando eliminação de matéria orgânica e óxidos de ferro e alumínio, além de floculação do material em suspensão. No pré-tratamento, empregaram-se basicamente quatro reagentes: água oxigenada (H_2O_2), para ataque da parte orgânica; hipossulfato ou ditionito de sódio ($Na_2S_2O_4$), para reduzir o ferro ferroso, colocando-o em solução; citrato de sódio ($Na_3C_6H_5O_7$), para dissolver e evitar a precipitação de hidróxidos amorfos de ferro e alumínio, sem afetar hidróxidos cristalinos eventualmente presentes, e para impedir a formação de sulfetos, a partir do ferro reduzido pelo ditionito; cloreto de sódio ($NaCl$), como agente floculante. O uso desses reagentes seguiu as indicações fornecidas por Barshad (1960). O material argiloso ou coloidal, uma vez pré-tratado, foi conduzido ao difratômetro, em três estados diferentes, natural, glicolado e aquecido por 45 minutos até $450^\circ C$, tendo-se utilizado no aparelho as condições seguintes: fundo de escala: 250 c.p.s. (contagens por segundo); tempo de contagem: 4 pulsos; velocidade do goniômetro: $1^\circ/min.$; velocidade do papel de registro: 10 mm/min. Estas condições, escolhidas após uma série de testes preliminares com o difratômetro, foram consideradas ideais tendo em vista a semiquantificação de argilo-minerais, pois permitem a delimitação dos picos de difração diagnósticos dentro do fundo de escala adotado.

3.2.3. Análises morfométricas

A análise morfométrica foi realizada em grãos de quartzo das frações areia fina e muito fina, simultaneamente à estimativa da porcentagem de feldspatos, e consistiu na avaliação visual de graus de arredondamento de 100 grãos de quartzo, através da tabela gráfica reproduzida na *figura 5*.

O caráter de subjetividade na avaliação visual de morfometria, enfatizada por Beal & Shepard (1956), torna não recomendável a atribuição de significado absoluto aos resultados encontrados, comparações sendo válidas apenas dentro do grupo de amostras aqui estudadas.

3.2.4. Dosagem de matéria orgânica

Todas as amostras lamosas foram submetidas à dosagem de matéria orgânica, que consistiu na digestão a quente (50°C) por água oxigenada a 130 volumes, seguindo procedimento descrito por Grant Gross (1971). O método foi aplicado a amostras *in natura*, sem qualquer tratamento ou fracionamento prévio, a não ser secagem na estufa para controle de peso inicial, e também a amostras parciais (argilosa e coloidal), resultantes do fracionamento executado conforme o processo descrito no *item 3.2.2.2*.

Os teores obtidos em amostra total podem ser atribuídos tanto à matéria orgânica grosseira e particulada, como à fina e matura, enquanto que os teores em amostras parciais refletem principalmente a presença de matéria orgânica matura, que é a mais significativa em termos de implicações ambientais (índice do grau de estagnação do ambiente sedimentar).

3.2.5. Dosagem de Rb e Sr

A dosagem de Rb e Sr foi executada com objetivo de testar a hipótese de existência de teores anômalos destes elementos, relacionados entre si por reação de radioatividade β , e-

ventualmente importante na justificativa das propriedades terapêuticas da lama negra.

A radiação do tipo β possui, na verdade, poder de penetração muito reduzido, a maioria das substâncias minerais radioterapêuticas conhecidas devendo suas propriedades à radiação do tipo γ . No entanto, testes prévios de radiação γ total nas cinco amostras de lama *in natura*, utilizando um cintilômetro portátil, não detectaram qualquer anomalia. Por causa disso, foram determinados os teores de Rb e Sr, tendo-se também em vista os resultados de uma análise qualitativa da lama negra realizada em 1970 no espectroscópio de raios X da USP (Mourão, 1973) e que teriam denunciado quantidades detectáveis destes dois elementos.

A determinação quantitativa deste trabalho foi executada no aparelho de fluorescência de raios X do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP, utilizando amostras secas e pulverizadas. Para tanto, a lama foi previamente submetida à separação granulométrica a úmido na peneira de malha 0,062 mm, aproveitando-se apenas o material fino (silte e argila), o qual foi seco em estufa a 50°C e moído com pistilo de borracha.

3.3. Tratamento dos Resultados

3.3.1. Parâmetros estatísticos de Folk & Ward

Dentre várias propostas de método de cálculo dos quatro momentos estatísticos da distribuição granulométrica a partir da curva acumulativa, o de Folk & Ward (1957) é o de uso corrente no Brasil há vários anos, tendo sido adotado neste trabalho. O método, que utiliza as frequências acumuladas dos percentis 50, 16 e 84, foi aplicado através do programa Fonte/Análise, de autoria de Mauro Fumio Yamamoto, disponível no arquivo em disco do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, junto ao Centro de Computação Eletrônica da USP.

O programa Fonte/Análise calcula, além dos quatro momentos por amostra, as médias e desvios-padrão de cada um deles para o conjunto total de amostras. Para evitar a inclusão de sedimentos de diferentes idades e subambientes num mesmo grupo, optou-se por aplicá-lo a cinco diferentes lotes de amostras: 1) marinhas de praia atual; 2) marinhas holocênicas; 3) marinhas pleistocênicas; 4) marinhas holocênicas e pleistocênicas com retrabalhamento eólico; e 5) lamosas de mangue e canais de marê.

3.3.2. Coordenadas de Sahu

Os parâmetros estatísticos de distribuição granulométrica têm sido frequentemente utilizados, por diversos autores, no reconhecimento de ambientes deposicionais, destacando-se as tentativas de Folk & Ward (1957), Passega (1957), Mason & Folk (1958), Friedman (1961) e Sahu (1964). O método de Sahu (*op.cit.*), embora bastante discutido, vem sendo muito empregado no Brasil. Consiste na representação gráfica de grupos de amostras dentro de um diagrama empírico de energia e viscosidade do meio, em que a ordenada é o desvio-padrão em "phi" e a abcissa uma função dos desvios-padrão dos parâmetros diâmetro médio, variância e curtose.

Neste trabalho, coordenadas de Sahu (*op.cit.*) calculadas a partir dos parâmetros de Folk & Ward foram obtidas para os mesmos cinco grupos de amostras discriminadas no item anterior.

3.3.3. Diagramas binários de dispersão

A representação dos parâmetros de Folk & Ward de um conjunto de amostras, dois a dois, em diagramas binários, tem mostrado resultados significativos na distinção de subambientes, especialmente de diferentes tipos de amostras arenosas costeiras, como areias eólicas e marinhas (Friedman, 1961).

Spencer (1963) observou que, sob efeito de agen-

tes de alta competência, quando a população siltico-argilosa, independente de sua disponibilidade na fonte, é escassa, o parâmetro diâmetro médio é índice da energia do ambiente deposicional. Este é o caso de sedimentos submetidos ao efeito de arrebentação de ondas marinhas, cujos diagramas binários de diâmetro médio em função de outros parâmetros (assimetria e curtose) fornecem uma forma de se avaliar o quanto cada parâmetro se relaciona com a energia. Do mesmo modo, os diagramas desses mesmos parâmetros em função do desvio-padrão indicam suas correlações com a eficiência do selecionamento por transporte.

Neste trabalho, tendo-se em vista avaliar tais correlações, foram construídos diagramas binários entre os parâmetros de Folk e Ward para os cinco agrupamentos de amostras.

3.3.4. Correlação linear paramétrica de Pearson

Duas variáveis medidas em certo número de indivíduos de uma população, se representadas em um sistema de eixos cartesianos, dão origem a um conjunto de pontos com determinado padrão de dispersão. Esse padrão é dito linear se os pontos se distribuem aproximadamente segundo uma reta. Nesse caso, fala-se na existência de uma correlação linear significativa entre as duas variáveis. Como a simples representação dos pontos no diagrama de dispersão é apenas um critério visual, e, portanto subjetivo, de avaliação dessa correlação, é conveniente o uso de métodos analíticos de cálculo, como a chamada análise paramétrica de Pearson, que se baseia na obtenção de um coeficiente de correlação r . O cálculo de r envolve as variâncias totais da amostra em relação a cada uma das variáveis, assim como a covariância, segundo a fórmula:

$$r = \frac{\text{cov}(x,y)}{\sqrt{\text{var}(x) \cdot \text{var}(y)}} = \frac{SP_{xy}}{\sqrt{SQ_x \cdot SQ_y}}$$

onde: $SP_{xy} = \sum xy - \frac{\sum x \sum y}{n}$

$$SQ_x = \sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n}$$

$$SQ_y = \sum y^2 - \frac{(\sum y)^2}{n}$$

O valor de r assim calculado pode variar de -1 a 1, indicando os valores positivos uma correlação linear direta, os negativos uma correlação linear inversa e os nulos, ausência de correlação. Quanto menor o módulo de r ($|r|$), menos significativa é a correlação linear entre variáveis.

O grau de significância da correlação é estimado usando-se o recurso estatístico do teste de hipótese, em que uma hipótese nula H_0 , que tenha a forma de uma equação, é testada através da comparação com os valores de uma distribuição padrão. No presente caso, o teste empregado é o teste t unicaudal; a equação da hipótese H_0 a ser verificada afirma que $r=0$ (correlação nula), e o valor de t calculado, a ser comparado com o t tabelado da distribuição padrão, obtém-se pela fórmula:

$$t = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}}$$

A região da curva de distribuição dos valores de " t " dentro da qual " r " é aproximadamente zero situa-se entre os valores de probabilidades de $t+\alpha$ e $t-\alpha$ (*figura 6*). Quanto maior for o módulo de α , menor fica a região para a qual $r=0$ e mais difícil se torna aceitar a hipótese de correlação nula, o que significa que o teste se torna rigoroso em termos de H_0 , mas pouco rigoroso em termos de sua hipótese alternativa H_1 (que afirma a existência de uma correlação linear significativa). Portanto, um teste de significância da correlação é tanto mais rigoroso quanto menor o valor de α . A α se dá o nome de nível de significância, ou seja, a probabilidade de se rejeitar uma hipótese verdadeira. O inverso de α ($1-\alpha$) fornece portanto uma estimativa do grau de confiabilidade que se pode ter no teste de significância da correlação " r ".

Neste trabalho, o método da correlação linear de Pearson, conforme apresentado acima, foi utilizado para comparar diferentes variáveis (arredondamento a de grãos de quartzo e seu respectivo desvio-padrão σ_a , porcentagem f de feldspatos na fração leve, índice ZTR, número de variedades de minerais pesados n) com a variação da coordenada geográfica x .

Para comparação dos valores calculados com os valores de t da distribuição padrão, utilizaram-se os dados da tabela III de Fisher & Yates, em seu Statistical Tables.

3.3.5. Comparação de assembléias mineralógicas por qui-quadrado

Estudos quantitativos de minerais pesados foram aplicados a areias das diferentes formações marinhas quaternárias assim como a sedimentos lamosos fluviais e costeiros. A disponibilidade desses dados tornou possível uma comparação entre as assembléias de pesados de cada grupo, representativas de sua proveniência sedimentar.

Esta comparação foi feita pelo método de confronto de distribuição do qui-quadrado (X^2), que é um dos vários recursos usualmente aplicados para testar hipóteses estatísticas. A hipótese nula (H_0) a ser confirmada ou recusada, no caso, é a que afirma a existência de um ajuste entre as duas distribuições. Em se tratando de distribuições de minerais pesados, este ajuste significa que as amostras pertencem a uma mesma unidade litológica.

A tabela de valores de qui-quadrado foi concebida para se verificar o ajuste de uma distribuição amostral de frequências à uma distribuição teórica. O valor de X^2 a ser comparado com os da tabela é calculado pela fórmula:

$$X^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{O_i - E_i}{E_i} \right)^2,$$

onde O corresponde ao valor observado (da amostra) e E ao esperado (da distribuição teórica). Como se vê pela equação, o valor de X^2 calculado é função direta da amplitude das diferenças entre frequências de cada componente nas duas distribuições comparadas. Desse modo, um baixo X^2 calculado indica alto ajuste entre as distribuições. O critério para decidir se esse ajuste é ou não suficientemente bom para que possa confirmar a hipótese

nula é a comparação da somatória calculada com o valor de χ^2 tabelado para número de graus de liberdade e intervalo de confiança desejados. Se amostra e padrão forem correspondentes, a somatória χ^2 resultará baixa o suficiente para ser menor que o χ^2 da tabela e conseqüentemente passar no teste, confirmando a hipótese nula.

Neste estudo, o método qui-quadrado não foi usado para comparar uma amostra com uma distribuição teórica padrão, mas sim para comparar amostras entre si. As variáveis comparadas, uma a uma, entre as duas amostras foram as porcentagens de diferentes espécimes de pesados. O objetivo do uso do método não foi tanto o de testar a hipótese nula, mesmo porque, tratando-se de amostras de unidades diferentes, não se esperavam ajustes suficientemente bons para serem aceitos pelo teste. Pretendeu-se, na verdade, interpretar os valores de χ^2 calculado como parâmetros do grau de parentesco e/ou derivação entre amostras. Para permitir essa interpretação, postula-se que quanto menor a somatória χ^2 , maior é a afinidade mineralógica entre as duas assembléias comparadas e maiores as possibilidades de que tenha havido derivação uma da outra, pelo menos em parte, ou de que ambas possuam contribuição significativa de uma área fonte comum. Não se pode descartar, todavia, a possibilidade de que um baixo valor de χ^2 calculado (ajuste alto) entre duas assembléias possa resultar não apenas de derivação comum mas de semelhanças de condições hidrodinâmicas, grau de retrabalhamento e fenômenos pós-deposicionais (dissolução intra-estratal), todos fatores que devem ser levados em conta na interpretação.

Neste trabalho, foram confrontadas não só assembléias extraídas de sedimentos de condições deposicionais semelhantes, pois amostras de lama negra (PE-16) e mangue (PE-18) foram comparadas com assembléias médias da Formação Cananéia (Pleistoceno), Formação Santos (Holoceno interior) e praia atual e, finalmente, com uma assembléia do médio Rio Preto. Os resultados desta comparação são mostrados nas *tabelas 29F e 29G*.

Considerou-se, que o retrabalhamento dos sedimen

tos de lama negra e mangue é em grande parte herdado de suas matrizes sedimentares e não adquirido no ambiente deposicional atual, o qual não teve tempo nem energia para imprimir mudanças composicionais consideráveis por processos mecânicos. O mesmo não se aplica às possibilidades de mudanças composicionais por dissolução, uma vez que há suspeita de uma redução nas frequências de minerais instáveis por ação de águas ácidas do meio reduutor. Quanto às mudanças mineralógicas ligadas à modificação de hidrodinâmica, sua interferência pode em parte ser conhecida com base nos contrastes de ajuste entre as frações fina e muito fina. Conclui-se, portanto, que os ajustes observados nas *tabelas 29F e 29G*, em dada fração granulométrica, devem-se a dois fatores predominantes: fonte e dissolução química no meio atual. Como todas as amostras marinhas são de um ambiente químico análogo, elas podem ser muito bem comparadas entre si, através desses ajustes, em termos de sua importância relativa no fornecimento de sedimentos para o mangue (PE-18) e para a lama negra (PE-16).

3.3.6. Análise de superfícies de tendência

Conforme descrevem Giannini & Fernandez (1984), a técnica de análise de superfície de tendência (em inglês, "trend surface analysis") é aplicada a mapas geológicos, visando explicar uma "topografia" em função das coordenadas geográficas ou de suas transformações. O termo "topografia", neste contexto, refere-se a uma superfície tridimensional cuja dimensão correspondente à cota topográfica pode tanto expressar altimetrias como teores geoquímicos, parâmetros granulométricos ou qualquer outro tipo de variável geológica.

A técnica convencional de construção de superfícies de tendência é descrita por Krumbein & Sloss (1963), Krumbein & Graybill (1965), Harbaugh & Merriam (1968) e Miesch & Connor (1968), entre outros. Ela utiliza um polinômio interpolador de grau n em duas variáveis (as coordenadas geográficas) e trabalha com a elevação de grau por adição de termos até um grau máximo desejado e não rejeitado pelo teste estatístico de correlação

(teste F).

A primeira aplicação geológica do método convencional no Brasil ocorreu no estudo morfo-estrutural para prospecção de petróleo realizado por Ponte (1969) na Bacia Sergipe-Alagoas. A nível acadêmico, a técnica foi introduzida no país por Fúlfaro & Amaral (1970), seguindo-se depois muitos outros trabalhos, como os de Fúlfaro (1971), Amaral e Ellert (1971), Martins Jr. (1971), Landim & Fúlfaro (1972), Rüegg (1975), Coimbra (1976), Oliveira (1976), Herz & Amaral (1976), Ferreira & Addas (1977), Suslick (1978), Yamamoto (1980) e Tessler (1982).

Giannini & Fernandez (1984), considerando uma série de inconvenientes e limitações no método clássico, utilizaram pela primeira vez no país o método alternativo de regressão múltipla "stepwise", introduzido por Miesch & Connor (*op. cit.*). Essa técnica, que difere da tradicional por testar a eficiência de termos polinomiais isoladamente e não dos termos do polinômio de determinado grau tomados em conjunto, foi aplicada neste trabalho a parâmetros de Folk & Ward dos três agrupamentos de amostras arenosas marinhas (de praia, Holoceno interior e Pleistoceno).

3.3.7. Semiquantificação de argilo-minerais

O método de semiquantificação de argilo-minerais (clorita, caulinita, esmectita, mica/illita) proposto por Johns *et al.* (1954), usado neste trabalho, baseia-se na comparação dos picos de difração de 3,5 Å nos difratogramas de uma mesma amostra obtidos sob três condições diferentes: seca ao ar, glicolada e aquecida até 450°C (todas em lâminas orientadas).

De acordo com esse método, o pico de 3,5 Å na amostra natural deve-se a três componentes: uma difração de 4ª ordem do espaçamento basal (001) da clorita ($14 \text{ Å}/4$), uma de segunda ordem do espaçamento basal da caulinita ($7 \text{ Å}/2$) e uma de 4ª ordem do espaçamento basal difuso da esmectita. A esmectita presente na amostra se expande com a glicolagem e se contrai com o aquecimento, de modo que sua contribuição ao pico de 3,5 Å só ocorre na a-

mostra natural. A caulinita, por sua vez, não é expansível, mas sofre destruição de retículo com o calor (desde que não seja de alta cristalinidade), sendo sua contribuição ao pico de 3,5 Å restrita às amostras natural e glicolada.

Desta maneira, o pico de 3,5 Å da amostra aquecida deve ser exclusivamente atribuído à clorita, sua intensidade servindo como um parâmetro da concentração desse mineral. A quantidade de caulinita pode ser estimada descontando-se da intensidade do pico 3,5 Å na amostra glicolada o valor do pico 3,5 na amostra aquecida (clorita), enquanto que a concentração de esmectita é calculada descontando-se do pico 3,5 na amostra natural a intensidade do 3,5 na amostra glicolada. Finalmente, o quarto componente, mica e/ou illita, pode ser estimado através de seu pico de 3ª ordem (006) a 3,3 Å, descontando-se o efeito da difração principal do quartzo através de uma fórmula empírica.

As medidas de intensidade neste trabalho foram feitas com base no cálculo da área sob o pico considerado, tomando-se o cuidado de ler as alturas (dadas em c.p.s) em escala logarítmica, conforme a recomendação de Johns *et al.* (*op. cit.*). A quantidade de mica/illita foi utilizada como referencial para a estimativa dos demais componentes em partes por 10.

3.3.8. Cálculos de Dubois

Bruun (1962) postulou a ocorrência de erosão de sedimentos praias e conseqüente deposição na antepraia em resposta à elevação do nível relativo do mar. Esta idéia foi demonstrada no campo e em laboratório por Schwartz (1965 e 1967), Dubois (1975, 1976 e 1977), Dominguez (1982) e Weishar & Wood (1983), revelando-se, através desses trabalhos, a extensão de sua validade ao fenômeno inverso (sedimentação praias provocada por abaixamento do nível relativo do mar).

Dubois (1976), estudando a deposição na antepraia de material oriundo de erosão praias em costa transgressiva, concluiu que a sedimentação prevista por Bruun (*op. cit.*) é, a longo

prazo, mais intensa na barra submersa interna, próxima à praia, ligada a arrebentação de ondas. Além da zona de arrebentação, rumo às maiores profundidades da bacia lacustre ou marinha, a sedimentação gerada pela elevação do nível de água é pouco significativa. Observou-se também que a barra interna e todo o perfil compreendido entre ela e a base da zona de espraiamento migram rumo ao continente simultaneamente ao seu empilhamento. O perfil da antepraia rasa varia, portanto, em busca do equilíbrio; o perfil da antepraia profunda permanece constante e seu declive ϕ é fator determinante da distância "x" de recuo da costa em resposta à elevação "a" no nível d'água, segundo a fórmula empírica $x = a / \tan \phi$, deduzida por Dubois (1977).

Neste trabalho, aplicou-se a fórmula de Dubois (1977) para estimar a distância teórica x de avanço da linha de costa por abaixamento do nível relativo do mar durante os últimos 3.000 anos. A discrepância entre esse x teórico e o x medido, correspondente à largura da faixa de sedimentos regressivos holocênicos, pode ser interpretada como parâmetro da intensidade de erosão ou sedimentação por outros fatores além do previsto por Bruun (*op.cit.*).

4. INTERPRETAÇÃO DE RESULTADOS

4.1. Análises Granulométricas

4.1.1. Parâmetros estatísticos de Folk e Ward

4.1.1.1. Sedimentos arenosos marinhos

O parâmetro diâmetro médio (mm) apresenta-se, em média, mais baixo nos sedimentos de praia atual (areia muito fina), seguidos respectivamente pelos pleistocênicos e holocênicos interiores (areia fina), de acordo com a *tabela 9*. Observando-se o desvio-padrão para os valores de diâmetro médio, constata-se que os sedimentos de praia possuem a maior seleção em relação a esse parâmetro, enquanto que os sedimentos holocênicos internos possuem a pior. Tais resultados sugerem que, dentro da Planície de Peruíbe-Itanhaém, o selecionamento granulométrico foi mais efetivo nas areias praias, e menos, nas areias da faixa holocênica interior. A *tabela 10* permite observar que a maior média dos diâmetros médios nos sedimentos holocênicos do interior da planície, em comparação com a dos pleistocênicos, deve-se à presença de pequena porcentagem de amostras com diâmetro médio areia média (ausentes na faixa pleistocênica), à porcentagem levemente maior de amostras com diâmetro areia fina e à porcentagem menor de amostras com diâmetro areia muito fina.

Os resultados referentes ao parâmetro desvio-padrão confirmam as tendências de variação de grau de seleção sugeridas pelos valores de diâmetro médio. Em termos de média ponderada (*tabela 9*), o desvio-padrão mais baixo é o das areias de praia (seleção muito boa), seguindo-se as pleistocênicas (seleção entre boa e muito boa) e holocênicas interiores (seleção boa). O grau de seleção por amostra varia de muito bom a moderado nos sedimentos do interior da planície mas é muito bom para 100% dos casos, na praia atual (*tabela 11*).

Os valores médios do parâmetro assimetria dentro

de cada agrupamento de amostras indicam sempre curvas aproximadamente simétricas, o que é compatível com o efeito de lavagem de finos exercido pelo vaivém, atuante na sedimentação de todas as areias estudadas. A assimetria média é, todavia, levemente negativa no Pleistoceno e na praia atual e levemente positiva no Holoceno interior. Admitindo-se que a lavagem de finos tende a tornar a assimetria da distribuição nula a negativa, este pequeno contraste nos valores médios sugere que, no ciclo de deposição das areias holocênicas interiores, o efeito de vaivém foi menos atuante e/ou mais diluído pela influência de sedimentos positivos de origem continental. Essa interpretação é concordante com a hipótese de pior selecionamento no Holoceno interior. Pela *tabela 12*, observa-se, de fato, que nesses sedimentos, chegam a ocorrer inclusive amostras com assimetria muito positiva e a porcentagem de casos de assimetria positiva é mais que o dobro em relação ao Pleistoceno. Na praia atual, onde o selecionamento é mais efetivo, 100% dos casos são de assimetria aproximadamente nula. Como era de se esperar, a variabilidade entre amostras (desvio-padrão do parâmetro assimetria, *tabela 9*) é mais uma vez elevada no Holoceno interior e muito baixa na praia, com valores intermediários no Pleistoceno.

Os valores médios para o parâmetro curtose (*tabela 9*) refletem tendência para curvas leptocúrticas, nos sedimentos de praia, e mesocúrticas, nos sedimentos do interior da planície, o que se torna mais evidente através da *tabela 13*. O caráter mais leptocúrtico dos sedimentos praias está associado a uma intensa movimentação de fundo com poder seletivo, não podendo ser desvinculado de seu elevado grau de seleção. A variabilidade entre as amostras, quanto ao parâmetro curtose, também é menor na praia. Por outro lado, ao contrário do que se verifica para os demais parâmetros, a variabilidade máxima de curtose é encontrada na faixa pleistocênica e não na holocênica interior. Esse fato torna-se bastante evidente através da *tabela 13*, onde se observa que a curtose por amostra, no Pleistoceno, varia desde platicúrtica até muito leptocúrtica enquanto no Holoceno não passa de leptocúrtica. A variação do parâmetro curtose dentro da população não é, portanto, um bom índice da efetividade do selecionamento, ao contrá

rio dos três outros parâmetros.

O número de intervalos texturais abrangidos pela distribuição granulométrica é, em média, maior na faixa holocênica interior, seguindo-se o Plêistoceno e a praia atual (*tabela 9*), o que corresponde a sequência de decréscimo de diâmetro médio e grau de seleção.

O número de classes (*tabela 14*) varia entre 1 e 2 na praia atual; o único caso de amostra praial com mais de 2 classes (PE-26) não deve ser considerado, pois corresponde a uma anomalia local tanto sob aspecto granulométrico, como quanto à morfometria e composição mineralógica; trata-se provavelmente de sedimento de um paleocanal de drenagem recoberto. No Holoceno interior, o número de intervalos texturais varia entre 2 e 3, com um único caso de amostra com 5 classes (PE-104), também anômala quanto a seus parâmetros diâmetro médio (areia média), seleção (moderada) e assimetria (negativa). No Pleistoceno, a variação é mais acentuada, com número de classes desde 1 até 4.

Os resultados de parâmetros texturais de Folk & Ward permitem concluir que a atuação do retrabalhamento e selecionamento dos sedimentos por abrasão e lavagem de finos, através do vaivém das ondas marinhas, é mais evidente nos sedimentos de praia, o que é decorrente do fato de eles terem passado por maior número (pelo menos 3) de ciclos erosivo-deposicionais. Por outro lado, os sedimentos holocênicos interiores, embora tenham sido submetidos a mais ciclos de retrabalhamento que os pleistocênicos, apresentam evidências menos acentuadas de atuação das ondas. Isto sugere que a importância de outras fontes de material sedimentar, além dos sedimentos preexistentes, foi maior durante a deposição desses sedimentos holocênicos de que no Pleistoceno e na fase regressiva atual. A deriva litorânea, carreando sedimentos de origem fluvial fornecidos a SW da planície pelas serras do Itatins e Laranjeiras deve, portanto, ter sido mais efetiva nas fases iniciais da regressão holocênica. Esta conclusão é compatível com a interpretação de Martin & Suguio (1978) para a evolução geológica da Ilha Comprida, situada na zona cos

teira a SW do Maciço do Itatins, segundo a qual a fase de deposição holocênica entre 5.500 e cerca de 3.000 anos A.P. foi regida por correntes de deriva, com efeito regressivo subordinado, enquanto a fase mais recente (principalmente até 1800 AP) é regida predominantemente pelo abaixamento do nível relativo do mar, tornando-se a deriva fator secundário.

O exame da variação de teores de areia fina e muito fina (*tabela 1*) de SW para NE é suficiente para confirmar a menor importância da deriva litorânea durante a deposição dos sedimentos recentes. Enquanto na praia não ocorrem mudanças longitudinais aparentes na granulometria, na faixa holocênica interior e no Pleistoceno, os teores de areia fina, de modo geral, são mais altos a SW, e os de areia muito fina, a NE. Essa mudança acentuada de granulometria de SW para NE, exclusiva dos sedimentos do interior da planície, explica os desvios-padrão mais elevados nos parâmetros texturais desses sedimentos (*tabela 9*).

4.1.1.2. Sedimentos lamosos de Peruíbe

Considerando-se os teores de areia, silte, argila e colóides (*tabela 2*), a amostra de lama negra (PE-16) destaca-se das demais pelo seu elevado conteúdo em colóides e argila, responsáveis por sua consistência gelatinosa e elevada umidade natural. A ordem de grandeza do teor de colóides é, em todas as amostras, a mesma do teor em argila, sendo exceção o sedimento de mangue (PE-18), que, apesar da quantidade de argila relativamente elevada, apresenta uma baixa concentração de matéria coloidal, possivelmente indicando ineficiência da vegetação de mangue em reter os sedimentos mais finos.

A *tabela 7* apresenta resultados de parâmetros estatísticos granulométricos calculados segundo Folk & Ward (1957). Observa-se que a amostra de lama negra (PE-16) possui o menor diâmetro médio (silte fino) dentre as cinco amostras estudadas, sendo seguida pelo sedimento de meandro ativo (PE-19).

Os valores de desvio-padrão indicam seleção granulométrica muito pobre para todas as amostras, com exceção da de paleocanal (PE-17), moderadamente selecionada. Esta amostra é também a de diâmetro médio mais grosseiro e a única a apresentar uma curva de distribuição granulométrica aproximadamente simétrica. Admitindo-se que os sedimentos sujeitos a ação de fluxo unidirecional, em condições de transporte fluvial típico, tendem a adquirir assimetrias positivas, como se observa nas amostras de mangue, meandro ativo e margem de canal (PE-18, PE-19 e PE-20), a assimetria aproximadamente nula da amostra de paleocanal sugere influência de fluxo bidirecional, provavelmente devido a interferência de marés, cujo efeito de fluxo e refluxo teve capacidade para por em suspensão e remover grande parte dos sedimentos mais finos. A assimetria negativa da amostra de lama negra deve ser encarada num contexto diferente. Neste caso, embora haja influência observada de subidas periódicas da maré, não existe bidirecionalidade de fluxo, pelo caráter confinado do sítio deposicional, o qual retém grande parcela dos sedimentos trazidos durante as ingressões de águas marinhas. A assimetria negativa da amostra PE-16 deve-se portanto a intensa decantação e acumulação de argila em ambiente de águas predominantemente paradas. A fração arenosa, essencialmente herdada do paleoambiente fluvial, pode também estar sofrendo renovação pelo aporte das águas de maré enchente.

Tem-se associado o grau de achatamento ou curtose das curvas de distribuição granulométrica à movimentação de fundo no sítio deposicional e, conseqüentemente, ao grau de seleção. As curvas mais achatadas (platicúrticas) seriam então correlacionadas a condições de menor movimentação de fundo, desfavoráveis à seleção. No presente caso, a curva mais platicúrtica encontrada foi a da amostra de meandro ativo (PE-19), seguindo-se as de margem de canal (PE-20) e lama negra (PE-16). Os sedimentos de mangue (PE-18) mostraram-se mesocúrticos e os de paleocanal (PE-17) extremamente leptocúrticos. Esses resultados sugerem que a movimentação de fundo é incipiente nos meandros (ativo ou abandonado) e nas margens de canal, sendo pouco maior no mangue e intensa no meio do canal.

O número de classes texturais (com frequência em peso maior que 1%), considerado como um índice de grau de seleção, confirma as tendências observadas nos resultados de desvio-padrão e acentua o contraste entre a amostra de paleocanal (PE-17), moderadamente selecionada e com apenas 5 intervalos texturais e as demais amostras, todas pobremente selecionadas e com número de classes variando entre 7 e 10. O elevado número de intervalos texturais na amostra de mangue (PE-18) decorre do aporte heterogêneo de sedimentos, vindos tanto do continente como do mar, sem que haja uma remoção eficiente de finos (argila), principalmente pelo efeito fixador da vegetação. No caso da lama negra (PE-16), com um número de classes significativamente menor, esse aporte é pelo menos energeticamente mais homogêneo, e a ausência dos intervalos maiores que 0,707 mm (areia média) indica uma sedimentação calma. Esta relativa homogeneidade granulométrica de lama negra, quando comparada com a amostra de mangue, pode ser interpretada como uma maior homogeneidade de fonte, isto é, predomínio do aporte por marés, com fornecimento subordinado de sedimentos fluviais.

A área do baixo Rio Preto e do Rio Peruíbe, incluindo os pontos de amostragem PE-16, PE-17 e PE-18, conforme os resultados de análises granulométricas, parece ter estado sujeita, atualmente e/ou nos últimos milênios, à influência de subidas de maré, distinguindo-se pelo menos três tipos diferentes de comportamento: a) retenção de sedimentos marinhos, com influência subordinada de aporte continental, nas zonas lagunares correspondentes a baixios de meandros abandonados (amostra PE-16); b) retenção de sedimentos trazidos pelo mar, com significativa influência de aporte continental, nas zonas de vegetação de mangue (amostra PE-18); e c) fluxo e refluxo de sedimentos marinhos nas zonas de baixo canal fluvial, favorecendo um aumento da seleção granulométrica pelo efeito da bidirecionalidade das correntes (amostra PE-17).

A sedimentação intensa de argilas e colóides observada no sítio deposicional da lama negra (PE-16) ocorre tam-

bém em zonas de meandramento do Rio Preto não sujeitas à influência direta das marés (PE-19), indicando ser devida, pelo menos em parte, a fatores hidrodinâmicos. Fatores físico-químicos podem também ser atuantes. Todavia, apesar de os teores de argila e colóides serem maiores nos meandros do baixo Rio Preto que em meandros ativos e zonas marginais à montante, não se pode confirmar nem eliminar, apenas com base nos dados de granulometria, a influência do caráter misto do ambiente.

4.1.2. Coordenadas de Sahu

Todos os grupos de amostras arenosas, com exceção das de praia, aglomeraram-se numa mesma zona do diagrama de Sahu, próxima ao limite entre os campos "praia" e "mar raso" (*figura 7*).

O grupo de amostras de praia atual ficou representado por um ponto de maior energia e maior fluidez, dentro do campo "mar raso". Essa posição distante dos demais grupos de areias pode refletir diferenças no subambiente deposicional. A explicação provável é a de que as areias pleistocênicas e holocênicas interiores tenham sido depositadas na forma de cordões, os quais presumivelmente evoluíram a partir de barras submersas de arrebentação durante ciclos deposicionais intensivos, por regressão e/ou deriva, enquanto as areias de praia atual foram depositadas sob efeito de espraiamento de ondas (vaivém), em fase de regressão muito lenta, correspondente aos últimos 3.000 anos da curva de Suguio & Martin (1978).

A comparação entre amostras de áreas com aparente retrabalhamento eólico superficial e amostras marinhas subjacentes mostra diferenças de posição muito pequenas no diagrama de Sahu, indicando uma energia deposicional levemente maior para as primeiras. Estas diferenças não permitem confirmar a hipótese de retrabalhamento eólico naquelas áreas. Este fenômeno, caso tenha ocorrido, deve ter sido insuficiente para imprimir mudanças texturais nos sedimentos assim como para formação de dunas típicas. É surpreendente que nesta região o vento não tenha deixado nenhum

desses efeitos uma vez que em Ilha Comprida, poucas dezenas de quilômetros a SW, Petri & Suguio (1973) descrevem quatro gerações de dunas eólicas de até 7 m de altura, cujas areias, granulometricamente estudadas por Barcelos (1975) e Suguio & Barcelos (1978) incidem no campo "eólico" de Sahu.

Três das condições mais importantes para formação de depósitos eólicos costeiros são ausência de chuvas durante períodos prolongados, ação de ventos de constância energética e direcional e disponibilidade de areia de granulometria adequada. É improvável que alguma dessas condições tenha deixado de existir na Planície de Peruíbe-Itanhaém se estiveram presentes em Ilha Comprida. Atualmente, as isoietas médias anuais, em ambas as regiões, oscilam entre os elevados índices de 2.200 e 2.600 mm, o que poderia sugerir que as dunas só pudessem ter-se formado durante o recente período glacial pré-holocênico. No entanto, se há dunas modernas em Ilha Comprida, apesar das chuvas, deveria haver igualmente entre Peruíbe e Itanhaém. O mesmo se pode dizer dos ventos. Quanto à granulometria, também não há diferenças notáveis entre Ilha Comprida e a planície em estudo: Barcelos (*op. cit.*) registrou diâmetro médio areia fina em 88% das areias da ilha, taxa pouco diferente dos 80 e 82% encontrados respectivamente para amostras pleistocênicas e holocênicas de Peruíbe-Itanhaém. Poderia se alegar que o aumento de feições de retrabalhamento eólico na região de Itanhaém estivesse ligado a um decréscimo da granulometria para NE da planície, mas em Ilha Comprida o diâmetro médio também cai para NE e, no entanto, as maiores dunas se encontram a S.

A explicação mais plausível para a ausência de dunas eólicas na região é a de que a configuração regional do embasamento cristalino tenha funcionado como um obstáculo à ação do vento. As zonas de incipiente retrabalhamento eólico superficial descritas por Suguio & Martin (1978), revelam de fato algum controle pelas elevações cristalinas, uma vez que se situam seja na zona protegida atrás dessas elevações (caso das regiões do Guaraminguava, em Peruíbe, e do Morro Grande, entre Itanhaém e Mongaguá), seja na zona de anteparo, a sotavento delas (caso da Cida-

de Nautica, situada à frente dos morros de Novo Mundo, Araraú e Botoruçu). A Serra dos Itatins, com altitudes de até 1000 m, deve ter barrado, portanto, os ventos de S e SW (direções principais de incidência de ventos nessa região), impossibilitando a formação de grandes depósitos eólicos.

As amostras lamosas, representadas em grupo no diagrama de Sahu, caem no campo "fluvial", indicando ambiente de energia muito baixa e com certa viscosidade. Tais condições são compatíveis com o transporte por correntes de maré ou fluviais em zonas de intenso aporte de argila.

4.1.3. Diagramas binários de dispersão

4.1.3.1. 1º e 2º momentos (diâmetro médio versus desvio-padrão) *figura 8*

Observa-se em todos os agrupamentos de amostras arenosas tendência para aumento de diâmetro médio com aumento de desvio-padrão, o que está possivelmente relacionado ao mecanismo de seleção por deixa de grosseiros no transporte ao longo da praia. A tendência é aparentemente maior no Holoceno interior, sugerindo que a seleção progressiva por deixa foi aí mais efetiva.

80% das amostras eólicas estudadas possui desvio-padrão maior que os da maioria das amostras marinhas holocênicas e pleistocênicas. Este fato é uma evidência de que o retrabalhamento pelo vento foi incipiente, não chegando a produzir o aumento de seleção esperado com base nos estudos de Mason & Folk (1958) e Friedman (1961).

4.1.3.2. 3º e 4º momentos (assimetria versus curtose) *figura 9*

O padrão constatado em todos os agrupamentos é de aumento da curtose com queda da assimetria. Esta tendência pode ser devida à seleção progressiva por correntes longitudinais e/

ou à diminuição da influência de sedimentos fluviais de assimetria positiva, fornecidos à montante dessas correntes, desde que exista, nos agrupamentos estudados, uma correlação positiva acentuada entre curtose e seleção (*item 4.1.3.4*) e inversa entre assimetria e seleção (*item 4.1.3.3*).

4.1.3.3. 2º e 3º momentos (desvio-padrão versus assimetria) *figura 10*

O padrão de dispersão neste diagrama é aparentemente ao acaso, a não ser por uma leve correlação positiva entre assimetria e desvio-padrão no grupo de areias holocênicas. Essa tendência para aumento de seleção com a queda de assimetria é possivelmente associada ao efeito de seleção progressiva por correntes de deriva e simultânea redução da influência de sedimentos de assimetria positiva fornecidos à montante. Tal efeito, provavelmente, foi mais atuante durante a primeira fase do ciclo regressivo holocênico (5500 a 3000 A.P.), não se manifestando nas areias praiais recentes nem nas pleistocênicas.

4.1.3.4. 2º e 4º momentos (desvio-padrão versus curtose) *figura 11*

Dos seis diagramas binários, este é o que apresenta menor dispersão das amostras, reunindo os dois parâmetros de menor variação relativa. As tendências observadas são aumento de curtose com aumento de desvio-padrão nos agrupamentos de amostras lamosas e arenosas praiais, e o inverso nos demais conjuntos. Tais resultados indicam que uma correlação direta entre curtose e seleção, denotando efeito da deriva (*item 4.1.3.2*), só se observa nos sedimentos arenosos do interior da planície. Na praia, o efeito da seleção progressiva por deriva parece ter sido menos determinante, não produzindo aumento sistemático de curtose.

4.1.3.5. 1º e 3º momentos (diâmetro médio versus assimetria) *figura 12*

Não há uma correlação nítida entre diâmetro médio e assimetria nas areias pleistocênicas, nem nas eólicas.

Nos sedimentos holocênicos interiores, onde a deriva e portanto o aporte de sedimentos mais grosseiros e positivos à montante foram determinantes, os altos valores de média estão associados a assimetrias mais positivas. Nos sedimentos de praia atual, onde a deriva desempenha influência secundária na sedimentação, os diâmetros médios maiores associam-se a assimetrias mais negativas (esta tendência dos sedimentos praias torna-se melhor explicada através dos mapas de tendência, *item 4.1.4*).

4.1.3.6. 1º e 4º momentos (diâmetro médio versus curtose) *figura 13*

A correlação entre diâmetro médio e curtose não é nítida nos agrupamentos de areias pleistocênicas e holocênicas do interior da planície, mas é perceptível um aumento da curtose com aumento do diâmetro médio nas amostras lamosas e arenosas praias. Neste último grupo, como em areias lavadas de modo geral, o diâmetro médio denota a movimentação de fundo (Spencer, *op.cit. item 3.3.3*), no caso ligada ao vaivém de espraiamento, e a curtose está associada, por consequência, à dinâmica deposicional. Nos demais grupos de areia, onde a correlação do 4º momento se faz mais com o desvio-padrão de que com o diâmetro médio, a curtose não é um índice de energia do meio, mas sim de seleção.

4.1.3.7. Conclusões

Durante o ciclo deposicional da regressão pleistocênica e, principalmente, durante a primeira fase da regressão holocênica, as correntes de deriva desempenharam papel importante na sedimentação, favorecendo correlação direta do grau de se-

leção com a curtose e correlações inversas de grau de seleção com diâmetro médio e com assimetria. Estas correlações acham-se ausentes ou invertidas nos sedimentos praias. Neles, o diâmetro médio está positivamente correlacionado com a curtose, a qual tem portanto uma conotação de parâmetro de energia e não de seleção, ao contrário do observado nas areias holocênicas e pleistocênicas. Esta distinção entre praia e interior sugere que a sedimentação costeira recente foi comandada mais pelo abaixamento do nível relativo do mar de que por correntes litorâneas paralelas à costa e seus efeitos seletivos longitudinais.

4.1.4. Análise de superfícies de tendência

Mapas de superfície de tendência de regressão múltipla para a Planície de Peruíbe-Itanhaém foram elaborados por Giannini & Fernandez, 1984 (*mapas 10 a 12*). Aqui apresentam-se os resultados de regressão de cada uma das faixas sedimentares regressivas que compõem a planície (*mapas 13 a 19*) com coeficientes de correlação superiores aos obtidos por aqueles autores na planície como todo.

4.1.4.1. Pleistoceno marinho

Na faixa pleistocênica, os valores de resíduo (*mapas 13 a 16*) são, em módulo, maiores nos dois extremos da planície, onde a densidade de pontos de amostragem é menor. Observa-se uma concentração de resíduos localmente elevados a NE, indicando que a regressão obtida se ajusta melhor aos dados da região de Peruíbe do que da de Itanhaém. Embora esse melhor ajuste a SW possa apenas significar que os dados possuem aí distribuição espacial mais aproximável a uma superfície polinomial, é provável que existam também razões geológicas para tal diferenciação. Um acentuado contraste de comportamento na variação dos parâmetros é notado, de fato, entre a porção SW e a parte mais setentrional da planície, conforme revelam todas as superfícies de tendência obtidas.

O estudo de mapas de tendência e de resíduos para o parâmetro diâmetro médio (*mapa 13*) permite verificar uma queda de granulometria no sentido SW-NE, desde o limite sudoeste até pouco depois do meio da planície. A partir daí, inicia-se uma inversão dessa tendência e, além disso, registro de resíduos positivos (em mm) elevados.

A variação transversal à costa de diâmetro médio não segue mesmo padrão a NE e a SW. Na região sudoeste, ocorre diminuição de granulometria do interior da planície rumo aos cordões mais novos, sugerindo efeito de sucessivo retrabalhamento ao longo do ciclo deposicional; porém, na parte nordeste, a tendência transversal à costa é de aumento de diâmetro médio com o tempo, indicando eliminação seletiva gradual de areias muito finas.

O comportamento do diâmetro médio a SW é típico de uma zona costeira plana ("dissipativa", na nomenclatura de Bryant, 1982), com correntes de deriva predominantes de SW para NE, ou seja, no mesmo rumo das correntes atuais. A inversão de tendências no extremo nordeste da planície deve estar ligada a alguma feição local particular de paleomorfologia costeira, aumentando o declive e tornando a praia localmente "reflexiva".

O parâmetro desvio-padrão (*mapa 14*) também se comporta de maneiras distintas entre os setores sudoeste e nordeste da planície. Observa-se uma tendência comum para toda faixa pleistocênica, que é a de queda de desvio-padrão de SW para NE, indicando melhora de seleção granulométrica nesse rumo, mas esta tendência é muito mais intensa na região de Itanhaém e especialmente junto ao Morro Botoruçú, no interior da planície, onde se concentram os menores desvios-padrão e as maiores anomalias negativas de caráter local. Nessas mesma região, verifica-se variação transversal considerável de desvio-padrão, com perda gradual de seleção rumo aos cordões mais recentes. Conclui-se que a seleção granulométrica aumentou sempre no sentido atual da deriva, sugerindo mais uma vez que já no Pleistoceno as

correntes longitudinais predominantes vinham de SW, e que seu efeito seletivo, principalmente na borda nordeste da planície, foi maior no início do evento deposicional regressivo.

A assimetria varia pouco na metade sudoeste da planície pleistocênica, onde se registram seus valores mais altos, ainda que com algumas anomalias negativas locais no extremo meridional da área (*mapa 15*). A variação mais acentuada do parâmetro assimetria, a exemplo do desvio-padrão, ocorre nas adjacências do Morro Botoruçu, em Itanhaém, em direção ao qual se observam valores de assimetria cada vez mais negativos. O extremo nordeste da área é também uma zona de concentração de resíduos negativos localmente elevados. Os mapas de tendência e resíduos para assimetria sugerem, desse modo, um fortalecimento do efeito de lavagem e seleção por ondas na metade nordeste da faixa pleistocênica, crescendo longitudinalmente rumo ao Botoruçu, mas caindo no decorrer de sua história deposicional.

O mapa de tendências do parâmetro curtose (*mapa 16*) apresenta configuração análoga ao da assimetria, verificando-se relação inversa entre os dois parâmetros, ou seja, crescimento da curtose nas mesmas áreas onde se registra queda de assimetria. Resíduos negativos elevados também se concentram na parte nordeste da área, observando-se valores anômalos muito baixos de curtose nos cordões pleistocênicos mais recentes da região de Itanhaém. A tendência para curvas de distribuição cada vez mais leptocúrticas rumo ao Morro Botoruçu indica aqui um aumento, não apenas de seleção, mas também da energia de movimentação de fundo ligada ao crescimento de paleodeclive. Essa mesma energia teria decrescido na área em função do tempo, até se igualar, no fim da deposição, ao nível energético da parte sudoeste da planície.

A mudança de comportamento dos quatro parâmetros texturais na parte nordeste da área pode ser atribuída à existência, durante o Pleistoceno, e exclusivamente nesse setor, de costa com declive abrupto, decorrente da presença das vertentes

cristalinas do Morro Botoruçu, então situado em plena zona de praia. A forte inclinação local da praia deve ter favorecido a seleção transversal de sedimentos descrita por Evans (1939) e Bryant (*op.cit.*), com concentração de grosseiros, mais pesados, na zona de arrebentação, e de finos na zona de espraçamento. Como a velocidade das correntes de deriva é maior na zona de arrebentação, seu efeito atuou preferencialmente sobre os sedimentos mais grosseiros aí concentrados, aumentando a granulometria rumo ao extremo NE da planície. O efeito de retenção relativa de finos acentuou o caráter assimétrico negativo da distribuição e aumentou a curtose e o grau de seleção. Com o desenvolvimento do evento deposicional regressivo e a progradação da costa, o declive da praia a NE foi se suavizando até se igualar ao dos setores de praia mais a S, fazendo cair a seleção e a curtose e tornando a assimetria menos negativa. O diâmetro médio, com o enfraquecimento do efeito seletivo do declive e conseqüente equiparação das taxas de retenção de finos e grosseiros, aumentou, aproximando-se dos valores atingidos nas áreas mais à montante das correntes de deriva.

4.1.4.2. Holoceno marinho interno

A diferenciação, quanto à amplitude dos resíduos, entre os setores sudoeste e nordeste da planície, notada na faixa pleistocênica, é extensiva aos sedimentos holocênicos, conforme observado nos mapas apresentados por Giannini & Fernandez (1984).

De acordo com a superfície de tendências mostrada no mapa 17, o diâmetro médio, em mm, apresenta-se decrescente, de SW para NE, ao longo da faixa holocênica interior. Esta tendência é mais intensa nas partes mais externas da faixa, supostamente correlacionadas a cordões mais recentes.

Transversalmente à costa, observa-se, em maior parte da faixa, uma queda de diâmetro médio, rumo aos cordões mais novos. Nos primeiros 6 km a SW, no entanto, a tendência en-

contrada é a inversa.

A queda de granulometria de SW para NE sugere correntes de deriva litorânea de praia dissipativa atuantes nesse rumo, em toda extensão da paleocosta holocênica. O decréscimo notado rumo aos cordões longitudinais mais novos, por sua vez, indica efeito de sucessivo retrabalhamento de areias preexistentes da própria planície costeira. O fato de, a SW, o diâmetro médio crescer rumo aos sedimentos mais recentes revela que, nesse setor, o efeito de retrabalhamento deve ter sido diluído por outro fator, possivelmente ligado ao aporte crescente de sedimentos fluviais à montante das correntes de deriva.

O parâmetro desvio-padrão (*mapa 18*) apresenta tendência para queda no sentido SW-NE, pelo menos nos 15 primeiros quilômetros da planície. A partir daí, o desvio-padrão mantém-se relativamente baixo, apesar de um ligeiro aumento no extremo nordeste, o qual porém é restrito aos cordões mais antigos. Na direção transversal à linha de costa, o desvio-padrão diminui rumo aos cordões mais novos das duas partes extremas da faixa holocênica, variando muito pouco na extensão intermediária. O aumento generalizado de seleção de SW para NE confirma um sentido predominante de correntes semelhante ao atual; o aumento de seleção dos cordões mais antigos para os mais novos, restrito às extremidades da planície, revela que o selecionamento por reciclagem de sedimentos só foi efetivo a nível local.

A superfície de tendência obtida para a curtose (*mapa 19*) não apresenta componente de variação ao longo da coordenada paralela à costa. Registram-se, por outro lado, variações acentuadas transversais à costa, com valores mínimos no meio da faixa e máximos na parte interior. Esse padrão de variação da curtose não tem nenhuma relação aparente com a variação de grau de seleção, podendo talvez estar ligada a oscilações na energia de movimentação de fundo.

Dois fatores explicam o comportamento regional dos parâmetros granulométricos na faixa de sedimentos holocênicos in-

ternos: a deriva longitudinal de SW para NE, do que decorrem as tendências para queda de diâmetro médio e aumento de seleção nesse sentido, e o retrabalhamento de sedimentos da planície, que acarreta o aumento de seleção e a queda de granulometria rumo aos cordões mais novos. A respeito deste último fator, deve-se destacar que, apesar de os sedimentos holocênicos serem retrabalhados a partir dos pleistocênicos, isto não implicou em herança de variações granulométricas longitudinais porque a parte mais frontal da faixa sedimentar pleistocênica é, conforme discutido, bastante homogênea quanto a seus atributos granulométricos.

O fato de a queda de diâmetro médio, de SW para NE, ser melhor caracterizada nos cordões holocênicos internos mais novos indica que a atuação da deriva não foi uniforme ao longo do tempo, devendo a regressão ter-se dado em mais de uma fase. Com isto, variou também o aporte de sedimentos fluviais de SW, onde se registra, conseqüentemente, aumento local do diâmetro médio em função do tempo. As variações de competência das correntes de deriva ao longo do ciclo associa-se ainda o aumento do parâmetro curtose. A melhora de seleção rumo aos cordões mais novos também está em parte ligada a esse efeito crescente das correntes de deriva litorânea. O aumento de seleção ocorre tipicamente nas duas extremidades da faixa holocênica interior, mas em cada uma delas está ligado a uma origem diferente. A SW, ele associa-se à seleção por aumento relativo da quantidade de grosseiros de origem continental. A NE, ele é devido ao retrabalhamento transversal intenso em zona de bloqueio de correntes de deriva e, portanto, de fim de transporte longitudinal.

4.1.4.3. Holoceno de praia atual

As amostras de praia foram todas coletadas à mesma distância aproximada da zona de espraiamento, constituindo um único perfil ao longo da costa. Conseqüentemente, as superfícies de tendência, neste caso, não são tridimensionais, podendo ser representadas em forma gráfica linear (*figura 14*). A partir dessa representação, podem-se notar as seguintes tendências de varia-

ção longitudinal nos parâmetros texturais:

- 1) O diâmetro médio (mm) cai de Peruíbe para Itanhaém, com taxa de decréscimo constante pelo menos da distância 4 até 13 km a partir de SW. Aproximando-se do extremo nordeste, a taxa tende a diminuir;
- 2) O desvio-padrão diminui de SW para NE, com gradiente constante em praticamente toda a extensão da praia, denotando assim um aumento gradual de grau de seleção;
- 3) a curva de variação da assimetria acompanha aproximadamente a de desvio-padrão, mas a taxa de decréscimo parece ficar mais acentuada rumo a Itanhaém;
- 4) A curtose permanece alta, sem variações significativas, nos setores sudoeste e centro da praia, caindo abruptamente a NE.

As tendências encontradas nos três primeiros parâmetros sugerem atuação de correntes de deriva litorânea de SW para NE, acarretando aumento de seleção, queda de diâmetro médio por deixo, conforme os mecanismos descritos por Russell (1939), e assimetrias cada vez mais negativas, possivelmente por diminuição de influência de sedimentos assimétricos positivos de origem fluvial.

A tendência para curvas mais platicúrticas na região de Itanhaém é aparentemente contraditória com o aumento de seleção no sentido SW-NE. Isto significa que o parâmetro curto se, neste caso, não está diretamente correlacionado ao grau de seleção, conforme já sugerido pelo diagrama de dispersão (*item 4.1.3.4*), e que a ação seletiva de correntes longitudinais foi suficiente para se refletir no desvio-padrão, mas não na curtose. A queda brusca de curtose a NE deve estar portanto relacionada ao efeito de bloqueio exercido pelo Morro do Poço de Anchieta, o qual barra o deslocamento lateral de sedimentos para NE, anulando o efeito resultante de movimentação por correntes de deriva. A seleção não mostra decréscimo local porque os sedi-

mentos retidos na zona de terminação das correntes sofrem um intenso retrabalhamento transversal à praia, por vaivém (retrabalhamento de baixa energia).

Deve-se destacar também que a queda abrupta de curtose começa a ocorrer na mesma região da praia em que a queda de granulometria cessa, estabilizando-se o diâmetro médio. A estabilização do diâmetro está possivelmente ligada, portanto, à terminação das correntes de deriva longitudinal.

4.2. Análises Mineralógicas

4.2.1. Minerais pesados transparentes não micáceos

De acordo com Suguio (1980), o conteúdo de minerais pesados de um sedimento é função de relações muito complexas entre seis variáveis, quais sejam: litologia da área fonte (proveniência), estabilidade diferencial (intemperismo da rocha-matriz), resistência física (grau de retrabalhamento), razão hidráulica, fatores pós-deposicionais (dissolução intra-estratal) e erros estatísticos. No presente caso, os fatores referentes ao intemperismo na área fonte e aos erros estatísticos podem ser considerados como de efeito uniforme sobre todas as amostras, enquanto que a razão ou tamanho hidráulico (Rubey, 1933; Rittenhouse, 1943) deve-se refletir essencialmente na tendência de cada mineral para se concentrar na fração fina ou muito fina. Consequentemente, as variações locais ou regionais no conteúdo dos diferentes minerais pesados poderão ser interpretadas em termos de variações de área fonte, grau de retrabalhamento e fenômenos pós-deposicionais. A dificuldade de distinção entre os dois primeiros fatores, de caráter singenético, do último, que é epigenético, constitui talvez o maior obstáculo à interpretação mais segura das causas dessas variações. Neste sentido, o exame qualitativo das variações de forma dos grãos é de grande valia, pois permite o reconhecimento de eventuais evidências de atuação de soluções intra-estratais ou de retrabalhamento e desgaste físico.

Em vista disso, a interpretação das variações quantitativas de mineralogia ao largo da planície apresenta-se antecedida de uma síntese das características de forma dos grãos de minerais pesados nos diferentes setores geográficos ou estratigráficos da planície em estudo.

4.2.1.1. Aspectos qualitativos

1. Zircão: na praia, há franco predomínio de grãos prismáticos bipiramidais de bordas arredondadas, tendendo às vezes a ovóides; os grãos prismáticos bipiramidais euédricos são raros, a não ser na amostra PE-26, referente a um possível paleocanal de maré. No Holoceno interior, os grãos prismáticos de bordas arredondadas continuam a predominar, ainda que se observem grãos euédricos com mais frequência; encontram-se às vezes cristais zonados e grãos metamictizados. No Pleistoceno externo, não se observam mudanças notáveis, a não ser pelo registro de zircão róseo, principalmente a SW. No Pleistoceno interior, os grãos ovóides e esféricos bem arredondados passam a ocorrer com maior frequência. Dentre os sedimentos lamosos, predominam os grãos arredondados a bem arredondados nas amostras de mangue e lama negra (PE-16 e 18) e os prismáticos de bordas arredondadas nas amostras de paleocanal e meandro (PE-17 e 19). No regolito, ocorrem tanto grãos incolores, límpidos, como grãos turvos, de tom róseo, estes mais comuns nos migmatitos; a forma varia de subedral, com bordas ligeiramente arredondadas, a quase ovóide; inclusões fluidas são frequentes.
2. Turmalina: na praia, ocorre grande variedade de cores (parda rósea, rósea violácea, azul, parda esverdeada, verde, parda amarelada, vermelha) e de formas; aparentemente, os grãos prismáticos euedrais, via de regra rosados, tornam-se menos frequentes a NE, principalmente a partir do ponto de amostragem PE-36. Inclusões são comuns, aparecendo na maioria dos prismáticos róseos e pardos. No Holoceno interior, a exemplo do que se percebe no setor NE da praia, os grãos euédricos, quando

presentes, aparecem quebrados. No Pleistoceno externo, observam-se as mesmas características do Holoceno, mas no Pleistoceno interior a proporção de grãos arredondados sobre eudrais e subedrais pouco arredondados parece aumentar. Nas amostras lamosas, predominam os grãos subedrais curtos. No regolito, são mais comuns os grãos prismáticos subedrais curtos, de bordas ligeiramente arredondadas, pardo-acinzentados, vermelhos e azuis.

3. Rutilo: ocorre sempre na forma de grãos prismáticos eudrais a subedrais subarredondados, de cor pardo-amarelada ou, raramente, avinhada.
4. Anatásio: grãos irregulares, subarredondados, de cor parda amarelada turva, quase opacos, possivelmente originados de recristalização de leucoxênio formado a partir de rutilo.
5. Andaluzita: sempre como prismas de bordas arredondadas, aspecto sujo, cor rósea mal distribuída na posição de eixo c paralelo à direção de vibração do polarizador.
6. Cianita: muito raro no regolito, onde ocorre na forma de prismas longos, de bordas arredondadas, este mineral aparece, nos sedimentos, arredondado nas bordas ou não; os grãos prismáticos de bordas pouco arredondadas ocorrem em todos os sedimentos, mas os grãos de borda bem arredondadas só são comuns nas areias pleistocênicas.
7. Sillimanita: ocorre em grãos prismáticos subedrais ou eudrais, com bordas geralmente pouco arredondadas, incolores, fibrosos ou não.
8. Estarolita: nos sedimentos, é mineral comum, na forma de grãos equidimensionais angulosos, às vezes facetados, subarredondados, com freqüente escamamento superficial; no regolito, aparece com raridade, como grãos facetados.
9. Monazita: ocorre em grãos de cor amarela citrina intensa ou

pálida, subarredondados a arredondados, apresentando menor grau de arredondamento devido ao aspecto superficial fosco e sujo.

10. Granada: grãos irregulares, angulosos, incolores ou levemente coloridos em rosa a violeta, às vezes com película superficial ferruginosa, especialmente em algumas amostras do regolito; superfície com picoteamento foi notada principalmente na praia a SW, e no Holoceno e Pleistoceno, a NE.
11. Hornblenda: na praia, predominam os grãos prismáticos e lamelares alongados de bordas arredondadas, cor verde escura, verde pardacenta ou verde clara; denteamento terminal é uma feição mais ou menos comum. No Holoceno interior, o mineral mantém mais ou menos as características gerais apresentadas nos sedimentos de praia. No Pleistoceno, quando ocorre, a hornblenda apresenta com frequência sinais de alteração; denteamento terminal continua sendo observado. No regolito, as características dos grãos não diferem essencialmente daquelas apresentadas nos sedimentos.
12. Hiperstênio: na praia, predominam os grãos prismáticos curtos, de bordas arredondadas e pleocroismo em tons suaves de verde e rosa pardacento; grãos irregulares ou equidimensionais subarredondados, apresentando coloração pálida, também ocorrem; denteamento terminal é esporádico. No Holoceno interior, a queda na concentração de hiperstênios rumo a NE é acompanhada de uma queda na proporção de grãos prismáticos coloridos em relação aos irregulares de cor pálida. No Pleistoceno, ocorrem praticamente apenas as variedades irregulares de cor pálida. Nos regolitos estudados, o hiperstênio ocorre como grãos prismáticos curtos ou mesmo como grãos irregulares, sempre com cores fracas.
13. Epídoto: ocorre apenas em duas amostras de praia, na forma de grãos prismáticos curtos, quase incolores, ligeiramente pleocrômicos.

14. Apatita: encontrada somente em uma amostra do Pleistoceno, como grão subesférico arredondado.

4.2.1.2. Aspectos quantitativos e proveniência
(*tabelas 15 a 28*)

Zircão

O zircão é mineral raro a abundante nas rochas de facies granulito, situadas no Maciço de Itatins, tornando-se abundante a superabundante nos migmatitos, a não ser nas variedades associadas a rochas de alto grau (PE-121), situadas em Peruíbe, onde é raro (*tabela 20*). Apesar de mineral ultraestável, o zircão aparece nos sedimentos marinhos e fluviais estudados em concentrações muito mais baixas que no regolito, em contraste a outro mineral ultraestável, a turmalina, que se enriquece intensamente nos sedimentos. A causa provável dessa diferença de comportamento do zircão em relação à turmalina é o seu elevado tamanho hidráulico (0,9), que faz com que ele se deposite preferencialmente nas partes superiores da drenagem, sendo apenas em parte carregado à praia e ao sistema flúvio-lagunar costeiro.

O zircão, em todas as unidades sedimentares, é mineral acentuadamente mais frequente e mais abundante na fração areia muito fina que na fração fina, encaixando-se em média na categoria de mineral comum a raro, na primeira, e de muito raro, na segunda (*tabelas 27 e 28*). Mesma tendência de enriquecimento na fração muito fina é notada nas amostras de regolito, e evidenciando tratar-se de herança da rocha-fonte.

Na fração muito fina, a porcentagem média de zircão, por grupo de amostras, aumenta com a idade do sedimento, de denotando crescimento de maturidade mineralógica.

A concentração de zircão na parte inferior dos rios que conduzem sedimentos à costa é maior no Rio Branco (amos

tra PE-119), o qual recebe afluentes da Serra do Itatins, de que no Preto (amostra PE-123), que drena principalmente a parte sudoeste da Serra das Laranjeiras. Desse modo, é provável que a principal área-fonte de zircão nos sedimentos marinhos da planície de Peruíbe-Itanhaém seja constituída pelas rochas metamórficas de alto grau de Peruíbe, principalmente no que se refere aos sedimentos holocênicos, onde o zircão róseo, mais característico de migmatitos e metamorfitos de baixo grau (Coimbra, 1976), é praticamente ausente.

O aumento de abundância e de grau de arredondamento médio nos sedimentos pleistocênicos decorre da ação prolongada de soluções intra-estratais, eliminando minerais instáveis, e da renovação holocênica do aporte fluvial, o qual carrega minerais instáveis em abundância juntamente com pequenas quantidades de zircão euédrico mal arredondado. Este é mais comum no Holoceno interior que na praia, o que sugere que o aporte de sedimentos oriundos do Rio Branco foi maior durante a primeira fase da regressão holocênica.

Turmalina

Este mineral é muito raro a raro nas rochas de facies granulito. Dentre os migmatitos, atingem concentrações da ordem de 5% de turmalina as variedades de Bairro dos Prados (PE-124 e 129) e Peruíbe (PE-121), ambas situadas na porção sudoeste da planície (tabela 20).

A turmalina ocorre em todas as amostras sedimentares estudadas, embora ausente-se em alguns regolitos. É em média mais abundante na fração fina que na muito fina, com exceções para o Holoceno praial e para o regolito, o que evidencia que o enriquecimento na fração fina decorre do baixo tamanho hidráulico (0,2) e não de herança da rocha-fonte. Ocorre como mineral mais abundante em ambas as frações de todos os agrupamentos sedimentares, menos no Holoceno praial, onde se tem baixa maturidade mineralógica relacionada com aporte fluvial intenso. A exemplo do que

se observa para o zircão, suas concentrações aumentam com a idade, neste caso a tendência sendo válida tanto na fração areia muito fina como na fina.

A turmalina deve ser proveniente, em maior parte, da Serra das Laranjeiras, em Peruíbe, atingindo a planície por meio do Rio Preto e de seus afluentes. Pelos mesmos motivos que o zircão, aumenta em abundância e arredondamento nos sedimentos mais antigos. É porém ligeiramente menos resistente ao desgaste físico, mostrando por isso alguma variação de forma no rumo da deriva litorânea, em sedimentos de praia. Os grãos mais euedrais, predominantes na parte sudoeste da praia, são geralmente rosados, indicando que o aporte fluvial recente é de turmalina dessa cor. No entanto, apesar de se detectarem tipos predominantes, é indiscutível a grande variedade de cores, a indicar multiplicidade de áreas-fontes.

Também quanto a abundância, a turmalina revela variações no sentido das correntes de deriva, com aumento que é visível principalmente na faixa holocênica interna, na qual a ação dessas correntes foi presumivelmente mais efetiva (*figuras 17 e 18*).

Dentre os sedimentos flúvio-lagunares (*tabela 19*), turmalina se empobrece nos depósitos de paleocanal (PE-17) e margem de canal superior (PE-20), possivelmente como reflexo de seu baixo tamanho hidráulico.

Rutilo

As maiores concentrações de rutilo dão-se nos metamorfitos de alto grau, onde é mineral comum nos biotita e sillimanita gnaisses, mas ele ocorre também, em pequenas porcentagens, em alguns migmatitos de Itanhaém e de Itariri (*tabela 20*).

De modo geral, o rutilo é mais frequente e mais abundante na fração areia muito fina que na fina, aparecendo em

média como mineral raro em todos os agrupamentos. O enriquecimento de rutilo na fração muito fina, visível nas amostras holocênicas internas e pleistocênicas, decorre provavelmente de seu tamanho hidráulico relativamente elevado, pelo que também se explica sua ausência no curso inferior dos rios.

Anatásio

O anatásio não foi encontrado em amostras de regolito, sendo improvável sua derivação direta de rochas-fontes primárias. Pode originar-se da alteração de opacos magnéticos (ilmenita) ou de rutilo.

Andaluzita

A andaluzita, no regolito, ocorre apenas no sillimanita-granada gnaisses do Maciço do Itatins e em migmatitos homogêneos de Itanhaém, em ambos os casos como componente muito raro (*tabela 20*). Encontra-se, todavia, incluída entre os minerais pesados que definem, segundo Kowsmann & Ataíde (1978), a província sul da plataforma continental sedimentar brasileira, limitada entre Ilha Grande (RJ) e Lagoa dos Patos (RS).

Nos sedimentos, apesar de apresentar ligeira tendência para maior abundância na fração fina, andaluzita é em média mineral muito raro em todos os agrupamentos estudados. As maiores frequências são registradas nos sedimentos pleistocênicos e holocênicos internos (*tabelas 27 e 28*). A ausência do mineral no curso inferior dos rios, apesar de seu reduzido tamanho hidráulico, e sua baixa frequência na praia atual, em que o aporte fluvial é significativo, sugerem que sua área-fonte não é continental, devendo situar-se nos sedimentos hoje submersos da plataforma continental.

Cianita

No regolito, a cianita foi encontrada apenas como

mineral muito raro em um migmatito oftalmítico de Itanhaém (PE-131). Ela se inclui, entretanto, dentre os minerais pesados mais abundantes da plataforma continental na área (Kowsmann & Ataíde, *op.cit.*).

Nos sedimentos da Planície de Peruíbe-Itanhaém, a cianita exhibe frequências por agrupamento superiores a 80%, sendo mais frequente e mais abundante na fração muito fina que na fina em todos os agrupamentos (*tabelas 27 e 28*). Ocorre, em média por amostra, como componente muito raro, na areia fina, e entre muito raro e raro, na areia muito fina. Nesta última fração, há uma tendência não bem definida para elevação de sua porcentagem média com a idade do sedimento, atingindo-se concentrações mínimas nos sedimentos flúvio-lagunares recentes.

Face a sua quase ausência no regolito e nos sedimentos fluviais diretamente derivados, presume-se ser mineral oriundo de sedimentos da plataforma continental, especialmente no que se refere aos grãos euedrais de bordas angulares, os quais não foram encontrados em amostras do regolito, mas abundam no Holoceno marinho. O aumento de concentração da cianita com a idade dos sedimentos pode indicar diminuição de aporte com o tempo ou estar ligado à baixa resistência física do mineral, que leva à sua gradual desintegração e conseqüente multiplicação no número de grãos. Este fenômeno é também o possível responsável pelo aumento de abundância nas frações mais finas.

Sintomático de sua origem da plataforma, nota-se, dentre os sedimentos flúvio-lagunares (*tabela 19*), um enriquecimento em cianita nos depósitos mais próximos à costa (PE-16, PE-17 e PE-18), e, portanto mais sujeitos à entrada de águas e sedimentos marinhos.

Sillimanita

Comum a superabundante na maioria das amostras do maciço granulítico de Itatins, a sillimanita é superabundante

nos migmatitos heterogêneos de Peruíbe (PE-121). Ela ocorre também em demais áreas do cristalino circunjacente à planície, porém, como mineral raro (*tabela 20*).

A frequência de ocorrência da sillimanita é de 100% das amostras em todos os agrupamentos, com exceção da areia fina na faixa holocênica interior (90%) e de ambas as frações no regolito (71,4-78,6%). Concentra-se preferencialmente na fração muito fina, onde ocorre sempre, em termos de porcentagem média, como componente abundante. Sendo de tamanho hidráulico relativamente baixo, seu enriquecimento na fração muito fina deve decorrer mais de tendência na própria rocha-fonte que de seleção hidrodinâmica.

A concentração média de sillimanita nos sedimentos marinhos (*tabelas 27 e 28*) mostra alguma tendência para aumento com a idade, o que pode ser atribuído a relativa estabilidade química do mineral, uma vez que o aporte de sillimanita não deve ter decrescido com o tempo, como atesta seu elevado teor médio nos sedimentos flúvio-lagunares atuais.

A rocha matriz deve estar situada a SW, incluindo tanto os gnaisses e granulitos do Maciço do Itatins como migmatitos da parte meridional da Serra das Laranjeiras. A julgar pelas elevadas concentrações de sillimanita encontradas em areias do Rio Preto, cujos afluentes drenam essa serra, tais migmatitos devem constituir a maior parte do fornecimento da sillimanita sedimentar.

A concentração de sillimanita ao longo da extensão da planície não varia (*figuras 15 a 20*), apesar de sua origem no extremo SW, o que indica estabilidade aos agentes de transporte por deriva litorânea.

Estaurolita

A estaurolita ocorre no sillimanita-granada gnaiss de Peruíbe e no migmatito homogêneo do Bairro dos Prados, em

ambos os casos como mineral raro. Sua presença é registrada também em migmatito oftalmítico de Itanhaém, mas em concentração ainda menor (*tabela 20*). Por outro lado, é incluída ao lado de cianita e andaluzita, entre os minerais pesados típicos dos sedimentos da plataforma continental sul brasileira, de acordo com Kowsmann & Ataíde (*op.cit.*).

A estaurolita aparece com 100% de frequência em todos os agrupamentos de amostras marinhas, com exceção de areia muito fina na faixa holocênica interna (*tabelas 27 e 28*). A variação nas suas concentrações segue de modo geral as mesmas tendências observadas para sillimanita, como para maiores porcentagens nas frações mais finas e nos sedimentos mais antigos. A raridade do mineral no regolito demonstra todavia que sua similaridade de comportamento em relação à sillimanita é mais em termos de estabilidade e hidrodinâmica que de rocha-matriz.

O contraste de abundâncias de estaurolita entre sedimentos e regolito faz supor como sua fonte principal os sedimentos hoje submersos da plataforma continental, o que em parte explica a relativa constância de teores ao longo da planície. O aumento de concentração nas amostras mais antigas, à semelhança da cianita, pode estar ligado a estabilidade relativa ou a aporte maior no Pleistoceno.

Dentre os sedimentos lamosos de Peruíbe (*tabela 19*), nota-se maior abundância de estaurolita em pontos sujeitos a aporte de sedimentos marinhos atuais (PE-16, PE-17 e PE-18).

Monazita

A monazita ocorre em todas as amostras de regolito estudadas, sendo mais abundante nos gnaisses de alto grau metamórfico do Maciço do Itatins em Peruíbe, drenado pelos afluentes do Rio Branco, o qual, por consequência, parece constituir o principal supridor desse mineral aos sedimentos costeiros (*tabela 20*). A monazita constitui-se, em média, no componente pesado mais abun

dante do regolito em sua fração arenosa fina (*tabelas 27 e 28*).

Dentre as amostras sedimentares, a frequência de ocorrência da monazita permanece alta nas areias de praia e flúvio-lagunares, mas cai nos demais agrupamentos. Sua abundância nos sedimentos é, porém, discreta, sempre permitindo encaixá-la nas categorias de mineral raro ou muito raro. A tendência para maiores abundâncias na fração fina, encontrada no regolito, mantém-se nos sedimentos flúvio-lagunares, mas inverte-se nos sedimentos marinhos, em efeito do tamanho hidráulico elevado do mineral.

O empobrecimento dos sedimentos em monazita revela o comportamento quimicamente instável do mineral, mas seus teores mais altos nos sedimentos flúvio-lagunares e de praia fazem supor que o aporte moderno de monazita, a partir de suas fontes continentais, é relativamente intenso.

Granada

A granada é abundante nos gnaisses da Serra do Itatins e nos migmatitos homogêneos de Bairro dos Prados (*tabela 20*).

Mostra-se mais abundante e mais frequente na fração areia fina que na muito fina em todos os agrupamentos de amostras (*tabelas 27 e 28*), inclusive no regolito, de onde se conclui que esta tendência teria sido herdada da área-fonte. Ocorre via de regra como componente muito raro, chegando a raro na fração areia fina do regolito e em ambas as frações do Holoceno interior, e a comum na fração fina de sedimentos flúvio-lagunares; este enriquecimento da areia fina do curso inferior dos rios em granada deve-se ao baixo tamanho hidráulico do mineral.

A rocha-matriz principal da granada em sedimentos da área devem ser metamorfitos de alto grau do extremo sudoeste. Algum decréscimo de concentração ao longo da costa, a partir desse extremo, é notado na faixa holocênica interior, em ambas as

frações granulométricas, sugerindo efeito de correntes de deriva litorânea durante a dispersão do mineral.

Hornblenda

A hornblenda é mineral raro no Maciço do Itatins, raro a muito raro nos migmatitos homogêneos de Peruíbe e Itariri, comum a abundante no Bairro dos Prados e abundante a superabundante nos migmatitos de Itanhaém (*tabela 20*).

Leve tendência para enriquecimento na fração fina é notada, inclusive no regolito, devendo esta característica ser herdada da rocha matriz. Abundância e frequência de hornblenda nos agrupamentos de amostras sedimentares decrescem com a idade, sendo mineral abundante a superabundante na praia, no Holoceno interior e nos sedimentos flúvio-lagunares, mas muito raro nas areias pleistocênicas (*tabelas 27 e 28*). Diminuição da quantidade de hornblenda das amostras de lama negra e mangue em relação a demais amostras lamosas pode estar ligada à possível dissolução em meio ácido e redutor (*tabela 19*).

O exame das abundâncias de hornblenda nas variedades de regolito permite concluir que o mineral atinge a costa através do Rio Preto, o qual possui afluentes no Bairro dos Prados (rios Guaxiru e Acaraú), onde hornblenda chega a ser abundante. O enriquecimento do mineral nos sedimentos costeiros só pode ser explicado pelo seu baixo tamanho hidráulico, e a sua relativa escassez nas areias pleistocênicas deve-se provavelmente à sua facilidade de dissolução por soluções percolantes. A queda na concentração de hornblenda no rumo das correntes de deriva, notada em ambas as frações dos sedimentos holocênicos internos, também poderia ser explicada por esta baixa estabilidade química, evidenciando forte atuação de correntes de deriva litorânea nesta fase da regressão holocênica.

Hiperstênio

O hiperstênio é frequente no Maciço do Itatins, seja como mineral raro a muito raro nos gnaisses de alto grau, seja como componente superabundante nos granulitos. Nos migmatitos, predominantes em todo o embasamento cristalino aflorante a NE do Itatins, o hiperstênio aparece com pouca frequência, sempre como mineral raro a muito raro (*tabela 20*).

Em termos de variação de abundância, o hiperstênio segue, em linhas gerais, as tendências exibidas pela hornblenda, salvo por algumas diferenças, tais como: a) o hiperstênio abunda mais no Holoceno interior que na praia; b) observa-se um enriquecimento de hornblenda em relação a hiperstênio nos agrupamentos de amostras mais recentes; c) o decréscimo de concentração no rumo da deriva, notado para hornblenda tanto no Holoceno interior como na praia, é restrito, no caso de hiperstênio, ao Holoceno interior; d) enquanto a hornblenda é carregada à planície predominantemente através do Rio Preto, o hiperstênio é transportado pelo Rio Branco.

A última diferença permite concluir por rochas-fontes distintas para os dois minerais, devendo o hiperstênio ser derivado principalmente de rochas do Maciço do Itatins. As demais diferenças podem, por conseguinte, estar ligadas a contrastes de fornecimento entre ambos. Todas elas concordam com a hipótese, deduzida da variação de forma dos grãos de zircão, de que o aporte de sedimentos do Rio Branco foi maior na primeira fase da regressão holocênica (enriquecimento em hiperstênio) que na fase atual (enriquecimento em hornblenda).

Epídoto e Apatita

Na planície sedimentar de Peruíbe-Itanhaém, epídoto e apatita ocorrem apenas como traços ocasionais. Apesar de ausentes nas amostras de regolito estudadas, são dois minerais acessórios comuns em diferentes tipos de rochas metamórficas, tais

como gnaisses encontrados em Peruíbe. Nenhum dos dois minerais é característico de rochas migmatíticas e de metamorfismo regional intenso, daí talvez sua raridade na região. O epídoto pode ter-se originado também da zona de cataclase da Falha de Itariri, drenada pelo Rio Branco de Peruíbe, pois é mineral comum em assembléias de retrometamorfismo.

4.2.2. Minerais pesados opacos e micáceos

Da fração pesada de cada amostra, foram previamente separados os minerais magnéticos ao imã de mão (magnetita e ilmenita). Os opacos não magnéticos, contados ao microscópio juntamente com os transparentes, incluem provavelmente ilmenita, goethita/limonita e martita, entre outros. Dentre os micáceos, distinguiram-se biotita e muscovita, presença de clorita sendo raramente observada.

4.2.2.1. Pleistoceno marinho

Esta é a unidade sedimentar em que as variações nas concentrações de opacos, alteritos e micáceos são menos regulares, sem se poderem observar tendências nítidas. Apesar disso, um decréscimo geral de alteritos e muscovitas de SW para NE, na fração fina, é perceptível, devendo estar associado à redução da influência da rocha-matriz por decaimento e/ou destruição física e química dos grãos (*figura 21*).

4.2.2.2. Holoceno marinho interno

Nesta faixa de sedimentos, uma redução brusca nas concentrações de muscovita na metade nordeste da planície é notada, principalmente na fração areia fina (*figura 23*). Os teores de biotita, em contraste, permanecem mais ou menos invariáveis.

O decréscimo de muscovita na fração fina é acom-

panhado pelo empobrecimento em alteritos. Como os resultados de qui-quadrado indicam para esta faixa regressiva uma atuação intensa da deriva litorânea, com mudanças mineralógicas muito marcadas de SW para NE, é possível que a queda abrupta de muscovita e alteritos esteja ligada à forte influência da área-fonte a SW.

Deve-se destacar que, na praia atual, onde o efeito da deriva é relativamente menos importante que o da regressão e do vaivém, as tendências de variação na abundância de muscovita e alteritos acham-se invertidas em relação às do Holoceno interior (aumento para NE), realçando mais o controle hidrodinâmico que a influência da área-fonte.

4.2.2.3. Holoceno de praia atual

As *figuras 25 e 26* revelam o caráter anômalo da amostra PE-26, com uma quantidade relativamente alta de minerais opacos e uma baixa concentração de micáceos. As variações na porcentagem de opacos são aparentemente ao acaso, a não ser por um acentuado aumento na extremidade nordeste da praia, em ambas as frações. Nesta mesma região, registra-se também uma concentração marcante de alteritos e de muscovita, dois tipos de minerais que, por sua estrutura, porosa, no primeiro caso e lamelar, no segundo, tendem a ser transportados por correntes de deriva com relativa facilidade. É possível, portanto, que as porcentagens elevadas de opacos, alteritos e muscovita a NE estejam associadas a um fator hidrodinâmico, a cessação do efeito de correntes de deriva litorânea nessa área, que impede o deslocamento lateral de grãos para NE e ocasiona uma acumulação local desses minerais pesados.

Deve-se notar que os teores de muscovita, na fração areia fina, começam a se elevar rumo a NE já antes do meio da planície, enquanto que na areia muito fina só sofrem aumento considerável nos últimos três quilômetros. Isto indica que a muscovita, na fração muito fina, comporta-se quase como um material

em suspensão, sendo pouco susceptível ao mecanismo seletivo de deixa por correntes de deriva.

A biotita, diferentemente da muscovita, não aumenta sua concentração na zona terminal das correntes de deriva pois é um mineral muito instável, cuja distribuição é controlada principalmente por seu comportamento químico.

Teores relativamente altos de minerais alteríticos são encontrados também no extremo SW da planície, mas aqui devem estar relacionados à proximidade com a área-fonte.

4.2.2.4. Sedimentos flúvio-lagunares recentes

As frequências de minerais pesados opacos ou micáceos nas amostras flúvio-lagunares acham-se incluídas na *tabela 19*:

Distinguíram-se, entre os minerais micáceos da fração decantada no bromofórmio, biotita e muscovita. Muscovita ocorre em ambas as frações de todas as amostras estudadas, mas a biotita está por vezes ausente na fração areia muito fina, como é o caso das amostras de lama negra (PE-16), de mangue (PE-18) e de meandro ativo (PE-19). Ela ocorre apenas em traços na fração fina das amostras de mangue e meandro, mas, por outro lado, é abundante a superabundante nos sedimentos de margem de canal (PE-20). A muscovita, por sua vez, apresenta teores menos variáveis de amostra para amostra, embora atingindo uma concentração anormalmente elevada na fração fina da amostra de meandro ativo (PE-19).

Teores médios de biotita e muscovita em amostras de areias marinhas da região são da ordem de 1 a 2% e de 10 a 20% respectivamente; em relação a essas médias, as concentrações de minerais micáceos na amostra de canal (PE-20) fogem completamente do padrão, com um teor muito alto de biotita e muito baixo de muscovita. Isto sugere que o aumento da influência, como

fonte de sedimentos, das rochas cristalinas continentais reflete-se numa maior concentração de biotita. Já a muscovita, menos instável que a biotita, apresenta um comportamento algo mais relacionado com as condições hidrodinâmicas. Sintomaticamente, sua variação, de modo geral, acompanha as variações de teor de argila. Sendo transportados em suspensão devido a sua forma placóide, os grãos desse mineral depositam-se preferencialmente nas zonas de quebra de energia, daí seus maiores teores nas zonas de meandro ativo (PE-19). Mesmo fator deve ser responsável, em parte, pelas concentrações elevadas de muscovita na lama negra, mas aí interferem também o confinamento de areias muito finas trazidas pelo mar e a instabilização das biotitas devido a acidez do meio. Nas amostras de canal (PE-17 e PE-20), cujos sedimentos são depositados sob condições de turbulência considerável, as concentrações de muscovita são muito baixas, revelando-se pouco maiores no mangue (PE-18).

Supõe-se que o fornecimento de muscovita através dos sedimentos pleistocênicos atravessados pelo Rio Preto seja previamente privilegiado na fração fina, pois a muscovita muito fina foi mais facilmente mantida em suspensão pelo vaivém das ondas que depositaram tais sedimentos. Desse modo, conforme se constata pela *tabela 19*, as concentrações de muscovita nas amostras de meandro (PE-16, PE-19) e canal (PE-17, PE-20) são maiores na fração fina que na muito fina. Além disso, deve-se considerar o aspecto hidrodinâmico segundo o qual as muscovitas da fração areia fina tendem a se depositar mais rápido que as da muito fina. Quando a areia fluvial atinge o mangue (PE-18), sendo então retida em grande parte pela vegetação, ela já se encontra residualmente enriquecida na muscovita mais fina, o que explica o teor mais alto de muscovita da fração muito fina nesta amostra.

Entre os minerais opacos, a única distinção feita foi entre grãos magnéticos, constituídos de ilmenita e magnetita, e grãos não magnéticos. O teor total de minerais opacos, nas amostras de regolito, mostra-se extremamente variável, na dependência do tipo petrográfico, oscilando desde 1 a 2% até mais

de 80%. Nos sedimentos marinhos, existem também variações, embora os teores sejam raramente menores que 30%. Essa heterogeneidade de concentração de minerais opacos nas possíveis áreas-fontes de sedimentos lamosos torna difícil o seu uso como indicadores de proveniência.

A quantidade de minerais magnéticos pode, todavia, sendo a magnetita um mineral instável em ambientes redutores, sugerir condições ambientais de deposição. É significativo que as amostras de lama negra e de mangue (PE-16 e PE-18) apresentem as menores concentrações de opacos magnéticos, seguidas pela amostra de meandro (PE-19). Já os sedimentos de canal (PE-17 e PE-20) são relativamente ricos nestes minerais, depositando-se grãos cada vez mais finos conforme se caminha para jusante do rio. Existe portanto, no que se refere às frequências de minerais magnéticos, sobreposição de um controle ambiental sobre um controle hidrodinâmico. Caso não houvesse eliminação de magnetita por dissolução química, deveriam ser encontrados maiores teores de opacos magnéticos na amostra de meandro ativo (PE-19) que na de paleocanal situado a jusante (PE-17), ao contrário do que se observa.

4.2.3. Correlação linear paramétrica

4.2.3.1. Pleistoceno marinho externo (*tabela 37A*)

Maior parte das correlações de variáveis morfométricas e mineralógicas com a coordenada x (crescente rumo NE) na faixa mais externa dos sedimentos pleistocênicos, é pouco significativa. Dentre as tendências observadas em parâmetros mineralógicos, podem-se citar uma queda no número de variedades mineralógicas na fração areia fina ($R^2 = 23,3\%$) e um aumento do ZTR nas duas frações ($R^2 = 12,4$ e 9%), ambas as correlações com nível de confiabilidade superior a 80%.

O aumento de maturidade mineralógica no sentido SW-NE, sugerido pelos resultados de correlação referentes ao ín-

dice ZTR e ao número de minerais, é muito menos evidente que na faixa holocênica interior, o que indica que a maturidade de todas as amostras pleistocênicas possa ter sido aumentada pela ação de soluções intra-estratais. Nos sedimentos holocênicos, o mesmo fator parece não ter atuado durante tempo suficiente para imprimir efeitos consideráveis.

4.2.3.2. Holoceno marinho interno (*tabela 37B*)

Assim como acontece com os parâmetros de distribuição granulométrica, variáveis morfométricas e mineralógicas revelam tendências mais regulares de variação longitudinal na faixa holocênica interna.

A queda na porcentagem de feldspatos rumo a Itanhaém, sugerida por valores negativos de coeficiente de correlação (r), decorre provavelmente do maior retrabalhamento das areias a NE. É especialmente significativa a correlação negativa entre x e a porcentagem de feldspatos na fração muito fina, onde se atinge uma confiabilidade de 95%.

As melhores correlações na faixa holocênica interna foram encontradas entre x e o índice ZTR, fornecendo indicações de um aumento muito nítido de maturidade mineralógica rumo a Itanhaém. Esta idéia é reforçada pelas correlações negativas entre x e o número de variedades mineralógicas, mostrando que as assembléias de pesados rumo a Itanhaém tendem a se tornar menos diversificadas. Uma hipótese alternativa (da qual, todavia, não se têm evidências) para justificar as variações mineralógicas no rumo SW-NE seria a de modificações nos tipos de rocha-matriz.

4.2.3.3. Holoceno marinho de praia atual (*tabela 37c*)

Dentre as faixas sedimentares estudadas, a de praia atual apresenta-se como a de mudanças granulométricas longitudinais menos aparentes. Os resultados de correlação com a

coordenada x, apresentados na *tabela 37c* são confirmativos, revelando coeficientes de determinação todos inferiores a 20%, à exceção da variável arredondamento (*item 4.3.3*).

Duas outras tendências razoavelmente significativas ($NC > 80,0\%$), estas de natureza mineralógica, verificadas ao longo da praia de SW para NE, são a de um aumento do índice ZTR e a de uma diminuição do número de variedades de pesados. Se se admite que tais variações sejam indicativas de mudanças de maturidade mineralógica e portanto de grau de retrabalhamento, ambas são compatíveis com a hipótese de retrabalhamento crescente dos grãos rumo à Itanhaém. Deve-se observar que estas duas tendências manifestam-se apenas na fração areia fina, não se verificando boa significância nas correlações da fração muito fina.

4.2.4. Comparação de assembléias por qui-quadrado

4.2.4.1. Holoceno marinho interno versus Holoceno de praia atual (*tabela 29A*)

A comparação de frequências de pesados entre sedimentos holocênicos da praia atual e sedimentos holocênicos da faixa mais interior revela um único caso de não rejeição, segundo o teste qui-quadrado, e que se observa na fração areia muito fina da parte sudoeste da planície.

Seja a SW, seja a NE e no centro, os ajustes na fração areia muito fina são maiores que na areia fina, indicando que a importância dos sedimentos holocênicos internos no fornecimento de sedimentos para a praia atual é maior na fração arenosa mais fina.

O grau de ajuste entre as distribuições decresce de SW para NE. Esta tendência decorre do aumento de maturidade mineralógica dos sedimentos holocênicos interiores rumo a Itanhaém, ao mesmo tempo em que a mineralogia das areias de praia permanece mais ou menos invariável, a níveis de maturidade pouco elevados.

A SW, onde os sedimentos do Holoceno interior são supostamente menos retrabalhados e menos maduros, a sua mineralogia é mais próxima a das areias de praia. A NE, o decréscimo de ajuste de qui-quadrado entre as duas distribuições decorre, provavelmente, da queda no teor de minerais instáveis e semi-estáveis no Holoceno interior. Se esta queda não se reflete nos sedimentos de praia, é porque a derivação destes não ocorre apenas a partir dos sedimentos holocênicos internos. Outras fontes, responsáveis pelo fornecimento de novos minerais pouco estáveis, devem estar atuando no fornecimento de sedimentos para a praia.

4.2.4.2. Pleistoceno marinho externo versus Holoceno marinho interno (*tabela 29B*)

De modo geral, o grau de ajuste entre as assembleias de pesados destas duas faixas de sedimentos é comparável, em ordem de grandeza, ao grau médio encontrado na comparação entre Holoceno interior e praia. A diferença fundamental é que, neste caso, o ajuste melhora, em vez de piorar, no sentido SW-NE, chegando-se a atingir a NE valores de qui-quadrado mais baixos que os tabelados (hipótese nula H_0 não rejeitada) em ambas as frações. Esse comportamento decorre do fato de que o nível de maturidade mineralógica dos sedimentos pleistocênicos, o qual permanece alto em toda a extensão da planície, só é equiparado pelos sedimentos holocênicos a NE.

Não se pode afirmar que conclusões análogas às apresentadas para o confronto Holoceno interior/praias sejam aplicáveis a este caso, pois aqui é provável a interferência de um fator adicional, referente ao efeito de soluções intra-estratais nos sedimentos pleistocênicos. Este fator deve ser responsável, em parte, pela manutenção de uma maturidade mineralógica considerável ao longo de toda faixa estudada. Soluções intra-estratais podem ter agido também nos sedimentos holocênicos, mas não com a mesma intensidade, dada a idade menor. Essa diferenciação de condições pós-deposicionais entre Holoceno e Pleistoceno torna difícil a sua comparação em termos de derivação.

4.2.4.3. Sedimentos marinhos versus sedimentos continentais fluviais (*tabelas 29C, 29D, 29E*)

Os resultados referentes às comparações entre assembléias fluviais e assembléias de sedimentos marinhos de diferentes idades devem ser interpretados com cautela. Os sedimentos fluviais estudados coletaram-se no médio curso dos rios Preto e Branco, afluentes do único rio a desembocar na praia dentro da área de estudo. Como esses rios nascem no centro-sudoeste da área, seu conteúdo mineralógico deve ser mais próximo do conteúdo dos sedimentos da parte sudoeste e central de que da parte nordeste. Isso é verificado, grosso modo, tanto na praia, como no Holoceno interior e no Pleistoceno. Desse modo, o maior ajuste dos sedimentos fluviais com os sedimentos marinhos da parte sudoeste da planície não pode ser tomado como uma evidência da deriva no sentido SW-NE e/ou da situação da área fonte principal na parte sudoeste da planície, embora possa estar relacionado com esses fatos.

Outra tendência bastante clara nos resultados de qui-quadrado entre sedimentos continentais e marinhos é a queda no grau de ajuste com o aumento de idade dos sedimentos marinhos. Isso decorre do fato de que os sedimentos de praia foram menos retrabalhados que os demais e, assim como os holocênicos interiores, menos sujeitos a soluções intempéricas percolantes que os sedimentos pleistocênicos, apresentando assim maturidades mineralógicas mais baixas e mais próximas das encontradas em sedimentos fluviais. Os baixos valores de X^2 na comparação praia/fluvial sugerem não só a reduzida maturidade mineralógica das areias de praia como também a relativa importância de áreas fontes continentais na sedimentação costeira atual.

Merece destaque o fato de que as distribuições mineralógicas de sedimentos fluviais e praias ajustam-se melhor na fração areia fina que na fração muito fina, exatamente ao inverso do observado nos ajustes entre praia e Holoceno interior. Esse fato sugere que, no tocante à geração de sedimentos para a praia, as áreas-fontes continentais são as mais importantes no forneci-

mento da fração areia fina, enquanto que os sedimentos preexistentes predominam no fornecimento da fração areia muito fina.

O maior ajuste na fração fina é registrado também, só que em outras ordens de grandeza, nas comparações de sedimentos fluviais com marinhos holocênicos internos e com marinhos pleistocênicos.

A representatividade das frações arenosas finas na constituição dos sedimentos da Planície de Peruíbe-Itanhaém cai, de modo geral, de SW para NE. Desse modo, a queda de ajuste entre as distribuições fluviais e marinhas rumo a NE pode ser decorrência, em parte, do decréscimo de granulometria.

4.2.4.4. Sedimentos arenosos versus sedimentos lamosos (*tabelas 29F, 29G*)

De acordo com as *tabelas 29F e 29G*, o ajuste da assembléia de pesados da lama negra em relação a areias marinhas é maior na fração areia muito fina, exceto no caso de areias pleistocênicas. Os valores de ajuste, na fração muito fina, decrescem com a distância dos sedimentos marinhos à costa, isto é, da praia para o Pleistoceno. Na fração fina, observa-se comportamento exatamente inverso. O aumento de afinidade mineralógica no sentido praia-interior da planície, na fração fina, mostra que a fonte principal de areia fina encontrada na lama negra é a Formação Cananéia, levada ao depósito através do Rio Preto, que, ao longo da planície, atravessa praticamente apenas sedimentos pleistocênicos. Por outro lado, os sedimentos pleistocênicos da região de Peruíbe são, conforme demonstram resultados de análises granulométricas, relativamente pobres em areia da fração muito fina (concentrações menores que 15%). Isto faz com que, nessa fração, seja mais relevante a contribuição de áreas fontes holocênicas, e dentre elas, as holocênicas de praia de modo especial, por se tratar de sedimentos extremamente ricos em areia muito fina (86 a 98%, em contraste aos holocênicos interiores, com 6 a 18%). Os sedimentos holocênicos da fração areia muito fina devem ter atin-

gido a área onde hoje se encontra a lama negra inicialmente através dos auges transgressivos mais recentes (5500 e 3600 A.P.) e, nos tempos atuais, por meio de ingressões de maré. Teores relativamente altos de cianita (4,6%) e estaurolita (17,6%) na fração pesada muito fina da lama negra podem estar ligados ao predomínio de fornecimento sedimentar pelo mar, uma vez que se trata de dois minerais praticamente ausentes tanto em amostras do regolito continental na região de Peruíbe-Itariri como em areias fluviais dos rios Preto e Branco, sendo porém abundantes nos sedimentos marinhos quaternários em geral, inclusive na plataforma continental.

No que diz respeito ao ajuste estatístico entre as assembléias mineralógicas da lama negra e da amostra fluvial PE-20, ele é maior na fração areia muito fina e não difere em ordem de grandeza dos ajustes observados com amostras de sedimentos marinhos.

Os resultados referentes à amostra de mangue (PE-18) seguem, de modo geral, o comportamento revelado pela amostra de lama negra (PE-16). Mantém-se a tendência de melhor ajuste na fração areia muito fina, com sedimentos marinhos holocênicos e fluviais, e na fração areia fina, com sedimentos pleistocênicos. O teor de estaurolita da fração areia muito fina é, mais uma vez, relativamente elevado. Estas semelhanças entre as amostras PE-16 e PE-18 não chegam a ser surpreendentes, uma vez que o mangue, a exemplo dos meandros abandonados sujeitos a enchentes de maré, funciona como retentor de areia muito fina da praia e da plataforma. Uma diferença significativa entre a amostra de lama negra e a de mangue é que os ajustes em relação a amostras marinhas, neste segundo caso, são menores, a não ser na fração fina da areia pleistocênica, que é, supostamente, conduzida ao mangue através dos rios que vêm do continente. Este fato sugere que, no mangue, ao contrário do que se tem no sítio deposicional da lama negra, existe um fornecimento ativo de sedimentos pelos rios, que dilui a influência do aporte por maré e acentua o afluxo de sedimentos pleistocênicos e/ou fluviais a partir do continente. Como

os sedimentos do baixo Rio Preto são mais ricos em areia muito fina que em areia fina, sua influência no assoreamento do mangue só se faz notar, através de um baixo valor de X^2 , na fração muito fina. Na outra fração, o ajuste com os sedimentos pleistocênicos atravessados pelo rio é muito maior que o ajuste com os sedimentos do próprio rio, pois as areias pleistocênicas da região são privilegiadas na fração fina.

4.2.5. Semiquantificação de argilo-minerais

Os números em partes por 10 apresentados na *tabela 31* foram estimados com base no uso do método de semiquantificação de argilo-minerais proposto por Johns *et al.* (1954). Tais resultados revelam a tendência geral para queda na concentração da componente de pico a 10 Å (mica/illita) e aumento na concentração de esmectita paralelamente à queda na granulometria, com a única exceção da amostra de lama negra propriamente dita (PE-16). Essa tendência para aumento da quantidade relativa de esmectita é decorrência normal, já esperada, do diâmetro reduzido de suas partículas (Whitehouse *et al.*, 1960), enquanto que a diminuição do teor da componente de 10 Å revela tratar-se de material de dimensão considerável e portanto bem cristalizado. O alto teor dessa componente na fração coloidal da lama negra propriamente dita sugere tratar-se de uma mica de baixa cristalinidade e/ou illita. Esta última hipótese tem base no fato, observado no campo, de que o sítio de deposição da lama negra recebe contribuições marinhas esporádicas, por efeito de maré.

4.3. Análises Morfométricas

Os resultados de estimativa visual de arredondamento em grãos de quartzo, apresentados nas *tabelas 32 a 36*, acham-se ilustrados por histogramas de distribuição freqüencial (*figuras 35 a 40*) e diagramas de correlação linear com a coordenada x (*figuras 27 a 32*). Os coeficientes de correlação de Pearson referentes a estes diagramas são fornecidos na *tabela 37*.

4.3.1. Pleistoceno marinho externo (*figuras 27 e 28*)

No perfil ao longo da faixa pleistocênica, observa-se tendência para maiores graus de arredondamento médio na fração fina. Essa tendência é normal, já esperada face à maior facilidade das granulações mais grosseiras em adquirir arredondamento. O desvio-padrão é pouco maior na fração areia fina, indicando seleção morfométrica levemente menor.

Em termos de variação longitudinal, pode-se citar um aumento de seleção morfométrica na fração areia muito fina ($r^2 = 17,6\%$), certamente como resultado do transporte por correntes de deriva. O arredondamento aumenta no rumo da deriva na fração fina e cai na fração muito fina, mas tais tendências ocorrem a níveis de correlação muito baixos.

4.3.2. Holoceno marinho interno (*figuras 29 e 30*)

Ao contrário do que se verifica na faixa pleistocênica, o arredondamento médio nos sedimentos holocênicos internos é, de modo geral, maior na fração muito fina que na fina. Uma exceção é a porção nordeste da faixa, onde a situação se inverte, face principalmente a um crescimento vertiginoso do arredondamento da fração fina no rumo da deriva litorânea.

Esse aumento de arredondamento de SW para NE é nítido, com coeficiente de determinação (r^2) de 48,4% e nível de confiabilidade superior a 90%. Na fração mais fina, onde um bom arredondamento é supostamente mais difícil de ser atingido, não se registra correlação significativa.

O desvio-padrão de arredondamento mostra correlação positiva com a coordenada x, na fração areia muito fina, e correlação negativa, na fração areia fina. Este tipo de comportamento revela melhora de seleção morfométrica na fração fina e queda de seleção na muito fina, no sentido SW-NE.

O maior arredondamento na fração mais fina sugere origens distintas para as duas frações arenosas estudadas, de vendo a areia muito fina ter sido predominantemente fornecida por sedimentos marinhos preexistentes e a areia fina ter recebido contribuição importante de sedimentos continentais.

4.3.3. Holoceno de praia atual (*figuras 31 e 32*)

O arredondamento médio nas areias de praia é, ao longo de toda sua extensão, maior na fração muito fina que na fina, onde a seleção morfométrica, indicada pelo inverso do desvio-padrão do arredondamento, é também menor. Considerando-se que o arredondamento é atingido com mais facilidade nas areias mais grossas, esses resultados devem estar relacionados mais a diferenças herdadas dos sedimentos matrizes das duas frações de que a diferença de transporte. Conforme já constatado (item 4.2.4), a fração areia fina dos sedimentos de praia atual é em grande parte fornecida por fontes continentais fluviais, enquanto que a muito fina deriva principalmente de sedimentos marinhos retrabalhados, o que justifica seu maior grau de arredondamento.

Em termos de variação longitudinal no sentido SW-NE, é tão clara quanto surpreendente uma tendência para decréscimo de arredondamento médio em ambas as frações ($r^2 = 80,5$ e $57,1$; $NC = 99,5$ e $99,7$). Com menor grau de confiabilidade, nota-se ainda um aumento de desvio-padrão na fração muito fina, acompanhado por uma queda na fração fina. Apesar de aparentemente contraditório, o mesmo tipo de comportamento da variável σ é observado nos sedimentos holocênicos interiores, a níveis de confiabilidade bastante mais significativos, o que sugere que tal tendência não é apenas casual. É possível que ela represente uma diferença de tipo de resposta, entre as duas frações granulométricas distintas, à atuação de agentes de abrasão, fragmentação e decomposição dos grãos (hipótese discutida no item seguinte).

4.3.4. Conclusões sobre a variação longitudinal à costa de morfometria

A variação longitudinal de morfometria apresenta -se, especialmente nos sedimentos holocênicos, com tendências aparentemente contraditórias e difíceis de serem explicadas. Três premissas, se aceitas, podem justificar tais tendências: a) o arredondamento por abrasão em sedimentos arenosos é atingido com mais facilidade nos grãos mais grosseiros que nos grãos mais finos; b) conforme verificado por Griffiths (1951) em sedimentos terciários de deposição subaquosa, o aumento de seleção granulométrica por transporte atinge sua eficiência máxima dentro da classe de 2 a 3 phi (diâmetro 0,177 mm), correspondente a areia fina, caindo gradativamente rumo às granulometrias menores ou maiores; c) a premissa (a) implica numa dependência direta entre seleção granulométrica e seleção morfométrica, da qual se deduz que a premissa (b) é aplicável também em termos de seleção morfométrica.

As três premissas mencionadas explicam o comportamento da variável arredondamento ao longo da Planície de Peruíbe-Itanhaém. O efeito da deriva litorânea no sentido SW-NE significou, tanto na praia atual como na faixa holocênica interior, uma queda sensível de granulometria nesse rumo, conforme demonstrado por superfícies de tendência. Na fração areia fina, que, de acordo com Griffiths (*op.cit.*), é a de seleção máxima, essa queda de granulometria não obrigatoriamente acarreta efeitos no grau de seleção morfométrica, mas, na muito fina, ela representa um afastamento da dimensão de seleção máxima e portanto uma tendência para queda de seleção morfométrica no rumo da deriva (premissa c). Esta tendência, observada de fato nas frações areia muito fina ao longo da praia e da faixa holocênica interior, é mais nítida nesta última, por se tratar de depósitos formados durante fase de deriva litorânea mais atuante.

No que se refere ao arredondamento médio, a queda de granulometria no rumo da deriva, dentro de cada intervalo textural estudado, representa diminuição de seus valores por conse-

quência da premissa (a), desde que a abrasão dos grãos por transporte longitudinal não tenha sido alta. Essa condição ocorre nas areias de praia, em ambas as frações, porque aí o transporte por deriva litorânea parece não ter sido intenso. No Holoceno interior, em contraste, a tendência encontrada é de aumento de arredondamento médio no sentido da deriva em decorrência de abrasão intensa, principalmente na fração mais grosseira, onde, de acordo com a premissa (a), o arredondamento é alcançado com mais facilidade.

4.3.5. Variação transversal à costa de morfometria (*figuras 33 e 34*)

A variação de arredondamento e respectivo desvio-padrão, em perfil transversal à costa, é representada juntamente com a de porcentagem de feldspatos na fração leve, para facilitar interpretações.

Observa-se, dentro da faixa pleistocênica, um aumento generalizado de arredondamento médio rumo aos cordões mais novos. Essa tendência acompanha-se por queda no desvio-padrão do arredondamento, de que se conclui ela ser decorrente do selecionamento por retrabalhamento sucessivo de sedimentos na costa.

Ao se atingir a faixa holocênica, o arredondamento médio aumenta bruscamente na fração areia muito fina e cai, também de modo abrupto, na fração areia fina, indicando intensificação do retrabalhamento marinho paralelamente a um aumento no aporte de areias finas mal arredondadas de origem fluvial. Nesta última fração, a seleção morfométrica, de fato, cai acentuadamente quando se passa do Pleistoceno para o Holoceno, atingindo seu valor mínimo nos sedimentos de praia atual. Na fração muito fina, a mesma queda de seleção morfométrica é menos ressaltada, observando-se até mesmo ligeiro aumento de seleção nos sedimentos de praia.

O pico de concentração de feldspatos na faixa holocênica interior indica que o aporte de sedimentos imaturos de origem fluvial atingiu seu auge nessa fase deposicional, em que a

deriva litorânea, portanto, deve ter sido mais efetiva. Esse fato justifica a queda tão acentuada de seleção morfométrica no Holoceno interior. Conclui-se por um aumento pronunciado do efeito de deriva longitudinal na regressão holocênica, com auge no início do evento.

4.3.6. Sedimentos flúvio lagunares recentes

Os valores de arredondamento médio encontrados nas quatro amostras analisadas, se convertidos para a escala de Shepard (1967), indicam grãos subarredondados. De acordo com a *tabela 36*, tanto os arredondamentos médios como seus respectivos desvios-padrão variam pouco entre as amostras. O arredondamento oscila entre 0,413 e 0,433 na fração areia fina e entre 0,411 e 0,429 na muito fina. No que se refere ao desvio-padrão, ele é, em todas as amostras, sensivelmente maior na fração fina que na muito fina. O desvio-padrão da fração fina fica entre 0,086 e 0,088 nas amostras de maior afinidade fluvial, atingindo porém um valor mais alto (0,106) na amostra lagunar de lama negra. Já na fração muito fina, não se observam discrepâncias, com valores variando entre 0,069 e 0,078.

O valor relativamente elevado de desvio-padrão na fração fina da amostra de lama negra (PE-16), indicando uma menor seleção morfométrica, deve-se provavelmente à existência de areias fluviais herdadas da antiga fase de meandro ativo juntamente com areias marinhas recentes trazidas pela maré. Os valores de arredondamento na areia da lama negra são intermediários entre os valores médios encontrados em areias de praia na região (0,441 e 0,445 nas frações fina e muito fina, respectivamente) e os valores médios registrados em areias fluviais (0,420 na areia fina, e 0,411, na muito fina), cosubstanciando esta hipótese.

Na amostra de mangue (PE-18), também sujeita a influência marinha (fornecimento de sedimentos holocênicos) e continental (fornecimento de sedimentos pleistocênicos), não se verifica o mesmo efeito de aumento do desvio-padrão, talvez por

haver predomínio de uma das fontes (a continental) no suprimento dos sedimentos arenosos.

Com base nos resultados de estimativa visual de arredondamento, conclui-se que a lama negra (PE-16) recebe um aporte significativo de areias retrabalhadas em condições marinhas costeiras, o que se reflete num pequeno aumento de arredondamento médio e queda da seleção morfométrica em relação a amostras fluviais típicas. Nos sedimentos de mangue, o fornecimento é predominantemente continental, de modo que a influência de sedimentos retrabalhados pelas ondas, na fração arenosa, não deixa evidências morfométricas.

4.6. Cálculos de Dubois

O ângulo θ de declive da plataforma continental interna na Planície de Peruíbe-Itanhaém, calculado através do mapa topográfico regional (IGG, 1972), é de $0,18^\circ$. O abaixamento a do nível relativo do mar, tomando-se como referência a curva de variação da Planície de Cananéia-Iguape (*figura 4*) obtida por Suígo e Martin (1978) foi de 3,5 m desde 5500 A.P., sendo 3,0 m nos últimos 3500 anos e apenas 0,5 m nos últimos 1800. Houve, portanto, no Holoceno, duas fases de regressão relativamente lenta, separadas por um período intermediário de rápido abaixamento do nível relativo do mar. Entre o fim da primeira fase de regressão lenta e o início da fase de regressão rápida, registra-se a última grande transgressão holocênica na região, datada de aproximadamente 3500 A.P.. Entre a fase regressiva rápida e a segunda fase lenta, porém, não houve, aparentemente, evento transgressivo.

Aplicando-se os dados acima à Fórmula de Dubois ($x = a/\tan \theta$), para estimativa da distância teórica x de progradação da linha de costa por abaixamento do nível relativo do mar, obtêm-se valores de 1134 m, para os últimos 5500 anos, 972 m, para os últimos 3500, e 162 m, para o período iniciado em 1800 A. P.

Não se conhece com precisão a largura das faixas de sedimentos costeiros depositados nos últimos 1800 ou 3500 anos. O avanço real x' da costa nos últimos 5500 anos é, todavia, conhecido, correspondendo à largura total da faixa de sedimentos regressivos holocênicos na planície. Esta largura, como se pode observar no *mapa 6*, varia gradativamente de um mínimo de 600 m, registrado na área de Peruíbe, a um máximo de aproximadamente 1200 m, atingido no meio da faixa e mantido a NE. O avanço da costa foi, portanto, menor que o x teórico previsto, apenas na parte sudoeste da planície.

Se a linha de costa, localmente, progradou menos que o esperado pela Fórmula de Dubois, isto significa que houve erosão, provocada por fatores alheios às oscilações do nível do mar. O aumento gradual de largura da faixa holocênica de SW para NE sugere que a erosão agiu nesse rumo, devendo ter sido ocasionada pelo efeito transportador de correntes de deriva litorânea. A manutenção de uma largura mais ou menos constante na metade nordeste da planície indica que nesse setor o efeito das correntes foi diminuído, talvez pela ação de contra-correntes e turbilhonamento na região de Itanhaém.

Se se considera uma defasagem média de 300 m entre a linha de costa prevista e a observada (x e x') na porção sudoeste da planície e se admite que houve transporte por deriva, nos últimos 5500 anos, em toda extensão da praia, pelo menos até a profundidade de 1,5 m, conclui-se por um volume de areia transportada da ordem de 55000 m^3 , ou seja, 10 m^3 ao ano. Supõe-se, todavia, que o transporte líquido de sedimentos não deva ter ocorrido a taxa constante ao longo do tempo, tendo sido intensificado nas fases de regressão lenta (5500-3500 A.P. e últimos 1800 anos) e enfraquecido na fase intermediária de regressão acelerada (3500 - 1800 A.P.). A taxa de transporte calculada é, conseqüentemente, apenas um valor médio para a regressão holocênica. Vale citar os dados fornecidos por Suguio & Barcelos (1978) para a Ilha Comprida, a S de Peruíbe, segundo os quais o crescimento longitudinal da ilha por deriva litorânea, embora tenha atingido seu máximo na fase entre 5500 e 3500 A.P. permanece ativo na fase atual, a uma taxa de 30 m/ano.

5. CONCLUSÕES FINAIS

5.1. Sedimentos Arenosos

a. A cobertura sedimentar aflorante da Planície de Peruíbe-Itanhaém pode ser dividida em três grandes unidades de sedimentos regressivos arenosos, dispostos ao longo de faixas paralelas à costa: a unidade pleistocênica, depositada no evento regressivo posterior ao auge transgressivo mundial de 120.000 anos A.P.; a unidade holocênica interior, formada na fase de nível do mar pouco variável após o auge transgressivo holocênico, em 5500 A.P.; e a unidade praial recente, depositada no decorrer de suave declínio do nível relativo do mar, entre 3000 e 1800 A.P. e retrabalhada intensivamente nos últimos 1800 anos.

b. Os sedimentos arenosos dessas três unidades regressivas foram transportados e depositados por correntes longitudinais de deriva, induzidas por ondas, e por migração transversal de material submerso da antepraia, induzida por abaixamento do nível relativo do mar.

c. A atuação de migração transversal à costa, da antepraia para a zona de espraimento, foi mais efetiva na deposição da faixa de praia, quando o abaixamento do nível relativo do mar foi o fator determinante da sedimentação, especialmente no período entre 3000 e 1800 A.P. (sedimentos subsuperficiais de praia atual).

d. Nos últimos 1800 anos, revela-se uma suavização na queda de nível relativo do mar, com tendência para acentuação gradual da influência de correntes de deriva na sedimentação, e também do retrabalhamento por vaivém na zona de espraimento.

e. A atuação de correntes de deriva longitudinal foi mais efetiva na deposição dos sedimentos da faixa holocênica interior, entre aproximadamente 5500 e 3000 anos A.P., durante a qual a sedimentação por variação do nível do mar foi subordinada.

f. Areias das faixas pleistocênica e holocênica interna foram depositadas na forma de cordões regressivos, possivelmente evoluídos a partir de barras de arrebentação em acreção, enquanto que areias de praia recente estão sendo depositadas sob efeito de espraçamento de ondas.

g. O rumo de paleocorrentes de deriva litorânea, no setor de costa entre Peruíbe e Itanhaém, permaneceu, durante os últimos 120.000 anos, semelhante ao que se observa hoje, isto é, de SW para NE.

h. As correntes de deriva rumando de Peruíbe para Itanhaém têm sido barradas, na sedimentação recente, por pontões de rocha cristalina no extremo NE da planície, onde elas sofrem certo efeito de bloqueio e reflexão.

i. O declive do embasamento cristalino que bordeja o limite interior da planície determinou o declive da praia no início da fase deposicional regressiva pleistocênica, definindo uma diferenciação morfológica entre a paleocosta de Peruíbe, do tipo dissipativo, e a de Itanhaém, do tipo reflexivo.

j. Com a progradação da costa no transcorrer da regressão pleistocênica, o declive da praia em Itanhaém diminuiu o suficiente para transformá-la de reflexiva em dissipativa, à semelhança do que é hoje. Também no decorrer da progradação pleistocênica, a linha de costa atingiu a retilineidade, interrompida pela presença provável de um paleotômbolo nas proximidades da Pedra dos Jesuítas.

k. A progradação da costa por sedimentação decorrente de abaixamento do nível relativo do mar foi compensada por erosão longitudinal de SW para NE devida a correntes de deriva, provocando um adelgaçamento da faixa de sedimentos holocênicos na parte sudoeste da planície. No setor nordeste, a faixa holocênica não mantém a tendência de espessamento para NE, graças à anulação do efeito de correntes de deriva junto ao cristalino de Itanhaém.

1. A ausência de diferenças texturais marcantes entre areias marinhas superficialmente retrabalhadas pelo vento e areias marinhas subjacentes, assim como a inexistência de dunas eólicas típicas na planície, decorrem da conformação regional do embasamento cristalino, com a Serra do Itatins barrando e dificultando a atuação de ventos vindos de S e SW.

m. Acumulações de conchas de moluscos de mar aberto (gastropódos) e de ambiente misto (ostras e berbigões), encontradas em areias holocênicas sobre uma plataforma de rochas cristalinas em forma de terraço de abrasão marinha, no sopé do Morro do Abarebebê, em Peruíbe, são provavelmente remanescente de um sambaqui. Outro sítio arqueológico em Peruíbe é o da Fazenda São João, margem nordeste do Rio Branco, onde lascas de pedra talhada associam-se a solo arenoso com fragmentos de carvão vegetal, provavelmente restantes de fogueiras.

n. Nas areias pleistocênicas e holocênicas internas observa-se acentuada correlação direta de grau de seleção com curtose e correlações inversas de grau de seleção com diâmetro médio e com assimetria. Nas amostras praias, a correlação de grau de seleção com curtose é inversa e a correlação com assimetria ausente. Nestas mesmas amostras, o diâmetro médio está positivamente correlacionado com a curtose, a qual tem portanto, conotação de parâmetro de energia e não de seleção, ao contrário do observado nas areias holocênicas internas e pleistocênicas. Tais diferenças de significado dos parâmetros granulométricos estão possivelmente ligadas às diferenças de subambiente costeiro e de balanço deriva/regressão.

o. O comportamento da variável arredondamento médio e de seu desvio-padrão nos sedimentos da planície revela relação direta entre seleção morfométrica e seleção granulométrica e indica que a seleção é alcançada com mais facilidade no intervalo textural areia fina, caindo rumo às granulometrias maiores ou menores.

p. As areias holocênicas são originadas predominantemente do aporte fluvial continental dos Rios Preto e Branco em Peruíbe, nas suas frações mais grosseiras e de areias marinhas pleistocênicas e holocênicas preexistentes, nas suas frações mais finas. Estas originam-se tanto da cobertura emersa da planície, através dos próprios rios, como da plataforma continental submersa (antepraia), através da progradação da costa por queda do nível relativo do mar.

q. Em termos de rocha-matriz primária, três fontes principais podem ser assinaladas para os sedimentos da planície, com base em estudos de proveniência por assembléias de pesados: rochas do maciço granulítico de Itatins, drenadas pelo Rio Branco e afluentes (zircão, rutilo, monazita, granada, hiperstênio), rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico da Serra das Laranjeiras, drenadas pelo Rio Preto e afluentes (turmalina, hornblenda, sillimanita), e sedimentos de cobertura da plataforma continental submersa (andaluzita, cianita, estauroлита), estes de fonte primária diversificada e ainda não conhecida.

5.2. Sedimentos Lamosos de Peruíbe

a. O ambiente hidrodinâmico tranquilo reinante no sítio deposicional da lama negra imprime nos sedimentos algumas de suas características texturais, tais como elevadas porcentagens de silte e argila, diâmetro médio reduzido (silte fino), assimetria negativa devida a intensa decantação de argila e curva platicúrtica, indicativa de pouca movimentação de fundo.

b. As características físico-químicas do ambiente refletem, em grande parte, suas condições hidrodinâmicas. A oxigenação é baixa, como indicado pelas concentrações relativamente reduzidas de minerais opacos magnéticos (ilmenita e magnetita, ambos facilmente dissolvidos em meios redutores) e pela elevada taxa de matéria orgânica na fração coloidal, sugestiva do amadurecimento *in situ* da matéria vegetal trazida pelo rio. O pH das águas é levemente ácido, apesar da contribuição intermitente de águas sa-

lobras alcalinas, o que denota considerável acidez de fundo, confirmada pela porcentagem de S total de seus sedimentos (1,2%). A quase ausência de movimentação do corpo de água favorece ainda a manutenção de uma temperatura elevada do meio, quando comparada com a temperatura registrada na margem do canal fluvial ativo mais próximo (diferença observada de mais de 10%).

c. O local de deposição da lama negra de Peruíbe encaixa-se nos modelos de sedimentação de lamas negras de Strøm (1939) & Twenhofel (1939), o Rio Peruíbe desempenhando papel de um braço de mar continente adentro. Considerando-se que as barras arenosas submersas de arrebentação das ondas em frente a desembocadura desse rio constituem uma elevação topográfica semelhante à barreira linear do modelo de Strøm (*op.cit.*) e considerando-se que as águas mais densas do mar constituem uma cunha basal, em movimento de fluxo e refluxo, penetrando através do canal rumo ao continente e isolando-se do contato com a atmosfera, as condições redutoras poderiam ser encontradas no fundo do rio até a distância média de influência efetiva da maré. A formação da lama negra sulfídrica, rica em matéria orgânica, no fundo dessa zona fluvial de influência da preamar, dependeria apenas da existência de condições hidrodinâmicas favoráveis a deposição de silte e argila.

d. O aporte sedimentar continental exerce influência nas características da lama negra, a julgar pela má seleção morfométrica, que sugere mais de uma fonte de sedimentos. Esta influência não é, todavia, tão notável como nos depósitos de mangue, onde os sedimentos trazidos do continente determinam a maioria das suas características texturais, inclusive as morfométricas (arredondamento). Os arredondamentos médios de areias da lama negra são mais altos que os de areias de mangue e leito fluvial, indicando influência marinha mais significativa.

e. Os resultados da comparação estatística de distribuições de minerais pesados evidenciam com maior detalhe a influência marinha acima mencionada. Na verdade, os sedimentos holocênicos praiiais, situados a jusante do depósito e carregados até

ele por correntes de maré só exercem predomínio no aporte sedimentar dentro da fração arenosa muito fina. Na fração fina, a influência mais marcante é a dos sedimentos pleistocênicos situados a montante e herdados da fase de sedimentação fluvial que antecedeu o isolamento do meandro. De qualquer modo, a influência dos sedimentos holocênicos é maior na lama negra que no material de mangue, o contrário ocorrendo em relação aos pleistocênicos. A influência de sedimentos holocênicos trazidos pela maré enchente é sugerida, de modo particular, pelo registro de altas concentrações de estaurolita nas areias da lama negra, visto ser este mineral pouco abundante no regolito e no leito fluvial a montante.

f. A variação dos teores de matéria orgânica na fração argilosa ao longo do curso médio e inferior do Rio Preto sugere que sua origem seja, em grande parte, continental, enquanto que a matéria orgânica coloidal teria sido originada predominantemente por processos de amadurecimento secundário. A fonte mais provável da matéria carbonosa da fração argila são os afluentes da margem nordeste do Rio Preto, evoluídos de cursos de drenagem intercordões e primariamente caracterizados por condições redutoras de fundo devido ao lençol freático elevado, águas relativamente paradas, contribuição esporádica de águas do mar e desenvolvimento de vegetação arbustiva.

g. Os argilo-minerais, que compõem parte significativa da mineralogia da lama negra, devem ter-se originado, em maior parcela, do continente, tendo-se em vista o caráter de areias lavadas, pobres em argila, dos sedimentos marinhos. Admitindo-se associação, por adsorção, entre a matéria orgânica e os argilo-minerais, supõe-se que estes sejam predominantemente detríticos, na fração argila, mas, em sua maioria, neoformados ou transformados, na fração coloidal. A flocculação de argilo-minerais na região do curso inferior do Rio Peruíbe é desfavorecida pelas condições físico-químicas das águas, sendo, no entanto, possível que, durante marés extremamente baixas, a salinidade elevada das águas do mar seja um dos fatores para manter a coesão interna de bolas de lama, viabilizando sua preservação e distribuição através da praia.

h. Os efeitos medicinais da lama negra não podem ser atribuídos a propriedades radiativas dos sedimentos, pois é inexpressiva a concentração de zircão e monazita na fração arenosa e são normais tanto os teores de Rb e Sr como os níveis de radiação γ . As prováveis propriedades fangoterápicas poderiam ser relacionadas à presença combinada de enxofre e sais de sódio e ao poder adsorvente dos argilo-minerais. A composição química peculiar da água do lençol freático subjacente ao depósito indica que o ambiente misto favoreceu a criação local de um meio quimicamente rico e diversificado, a que eventualmente poderiam ser também atribuídas certas características terapêuticas dos sedimentos.

6. BIBLIOGRAFIA

- Ab'Saber, A.N. - 1955 - Contribuição à geomorfologia do Litoral Paulista. Rev. Bras. Geogr., ano XVII, (1): 3-48.
- Ab'Saber, A.N. - 1962 - A Serra do Mar e o Litoral de Santos. Not. Geomorf., ano V, (9/10): 70-77.
- Almeida, F.F.M. - 1953 - Considerações sobre a geomorfogênese da Serra de Cubatão. Bol. Paul. Geogr., (15): 3-17.
- Amaral, G.; Bushee, J.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. & Reynolds, J.H. - 1967 - Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. Geoch. et Cosmoch. Acta, 51: 117-142.
- Amaral, G. & Ellert, N. - 1971 - Aplicação de "Trend Surface Analysis" à interpretação do levantamento geoquímico e geofísico da jazida de níquel de Ipanema, Minas Gerais. Anais do XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo. Resumos das Comunicações, p.114.
- Barcelos, J.H. - 1975 - Sedimentação e subambientes deposicionais da Ilha Comprida, São Paulo. Dissertação de Mestrado. Inst. Geoc. Univ. São Paulo, 155 p.
- Barshad, I. - 1954 - The use of salted pastes of soil colloids for x-ray analysis. Clays and clay minerals, 2nd Nat. Conf., 1953; Nat. Acad. of Sci. Nat. Res. Counc., Washington, p. 209-217.
- Barshad, I. - 1960 - X-ray analysis of soil colloids by a modified salted paste method. Clays and clay minerals, 7th Nat. Conf. 1958; Pergamon Press, London, Oxford, New York, Paris, p. 350-364.
- Beal, M.A. & Shepard, F.P. - 1956 - A use of roundness to determine depositional environments. Jour. of Sed. Petrol., 26: 49-60.

- Bell, H.S. - 1940 - Armored mud balls-their origin, properties, and role in sedimentation. Jour. of Geol. 48: 1-31.
- Bigarella, J.J. - 1946 - Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. Arq. Biol. Tecnol. Curitiba, (1) : 75-111.
- Bigarella, J.J. & Mousinho, M.R. - 1965 - Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. Bol. Paranaense de Geogr., (16/17): 17-41.
- Bruun, P. - 1962 - Sea level rise as a cause of shore erosion. Journ. Waterways Harbors Div., Am. Soc. Civ. Engineers Proc., 88: 117-130.
- Bryant, E. - 1982 - Behaviour of grain size characteristics on reflective and dissipative foreshores, Broken Bay, Australia Jour. of Sed. Petrol., 52: 431-450.
- Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. & Thomaz Filho, A. - 1974 - Esboço da diferenciação tectônica do Pré-Cambriano Superior no sudeste do Brasil. XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, Bol. Esp. (1): 698-700.
- Carneiro, C.D.R.; Bistrichi, C.A.; Ponçano, W.L. & Almeida, M.A. - 1981 - Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. Pró-Minério-Promocet, II.
- Carver, R.E. - 1971 - Heavy Mineral Separation, in R. E. Carver (ed.): Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley-Interscience, John Wiley & Sons, Inc.; New York, p. 427-452.
- Coimbra, A.M. - 1976 - Arenitos da Formação Bauru: estudo de áreas-fonte. Dissertação de Mestrado. Inst. Geoc. Univ. S. Paulo, 2v: 123 p.
- Cook, P.J. & Mayo, W. - 1977 - Sedimentology and Holocene History of a Tropical Estuary (Broad Sound, Queensland). B.M.R., Geology and Geophysics, Bull. 170, 206 p.

- Coutinho, J.M.V. - 1971 - O Falhamento de Cubatão. XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo. Resumo das Comunicações, Bol. Esp. (1): 130-131.
- Coutinho, J.M.V. - 1972 - Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. Bol. Inst. Geoc. (3): 5-99.
- Cruzeiro do Sul - 1962 - Levantamento aerofotográfico do Estado de São Paulo. Escala 1:25.000, fotos 8.5125-8.5128, 8.5225-8.5228, 8.5639-8.5643 e 8.5663-8-5668.
- DAEE - 1979 - Estudo de águas subterrâneas. Região Administrativa-2-Santos, v.2-mapas, 18 p.
- Dominguez, J.M.L. - 1982 - Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do Rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos. Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. Univ. Fed. da Bahia, 79 p.
- Dubois, R.N. - 1975 - Support and refinement of the Bruun Rule on beach erosion. Jour. of Geol. 83: 651-657.
- Dubois, R.N. - 1976 - Nearshore evidence in support of the Bruun Rule on shore erosion. Jour. of Geol. 84: 485-491.
- Dubois, R.N. - 1977 - Predicting beach erosion as a function of rising water level. Jour. of Geol., 85: 470-476.
- Egydio da Silva, M. - 1981 - Análise estrutural das faixas ectônicas associadas ao falhamento de Cubatão entre as regiões de Juquiá e Pedro Barros, Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo, 118 p.
- Evans, O.F. - 1939 - Sorting and transportation of material in swash and backwash. Jour. of Sed. Petrol., 9: 28-31.

- Ferreira, F.J.F. & Addas, W. - 1977 - Análise de superfícies de tendência aplicada à prospecção geoquímica no Vale do Ribeira, São Paulo. Atas do I Simp. Reg. Geol., São Paulo, p.338-355.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. - 1957 - Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Jour. of Sed. Petrol., 27: 3-26.
- Friedman, G.M. - 1961 - Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. Jour of Sed. Petrol., 31: 514-529.
- Fúlfaro, V.J. - 1971 - A evolução tectônica e paleogeográfica da bacia sedimentar do Paraná pelo "trend surface analysis". Te se de Livre-Docência. Inst. Geof. Astron. Univ. S. Paulo, 112 p.
- Fúlfaro, V.J. & Amaral, G. - 1970 - "Trend Surface Analysis" das areias da praia do Tenório, Ubatuba, SP. Anais do XXIV Congr. Bras. Geol., Brasília, p. 299-305.
- Fúlfaro, V.J. & Coimbra, A.M. - 1972 - As praias do litoral paulista. XXVI Congr. Bras. Geol., Belém, Resumo de Comunicações, Bol. (1): 253-255.
- Fúlfaro, V.J.; Suguio, K. & Ponçano, W.L. - 1974 - A gênese das planícies costeiras paulistas. Anais XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, 3: 37-42.
- Fúlfaro, V.J. & Ciantelli Júnior, C.A. - 1979 - A Planície de Itanhaém, SP. Atas do II Simp. Reg. Geol., Rio Claro, 1: 279-290.
- Galehouse, J.S. - 1971 - Sedimentation Analysis, in R.E. Carver (ed.): Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley-Interscience; John Wiley & Sons, Inc.; New York, p. 69-94.

- Garcia, C.D.R. - 1977 - Nova datação do sambaqui de Maratua e considerações sobre as flutuações eustáticas propostas por Fairbridge. XXIX Reunião Anual da SBPC, São Paulo, Sec. B, p. 159.
- Giannini, P.C.F. & Fernandez, H.G. - 1984 - Aplicação de análise de tendências por regressão múltipla a parâmetros sedimentológicos em duas áreas da costa sudoeste paulista. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, 1: 145-158.
- Girardi, V.A.V.; Madureira Filho, J.B. & Hypolito, R. - 1971 - Granadas em gnaisses de Peruibe. An. XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo, p. 235-239.
- Grabau, A.W. - 1932 - Principles of stratigraphy. A.G. Seiler, New York.
- Grant Gross, M. - 1971 - Carbon determination, in R.E. Carver (ed.): Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley - Interscience, John Wiley & Sons, Inc.; New York, p. 573-596.
- Griffiths, J. C.- 1951 - Size versus sorting in some caribbean sediments. Jour. of Geol. 59: 211-243.
- Harbaugh, J.W. & Merrian, D.F. - 1968 - Computer application in stratigraphic analysis. John Wiley & Sons, New York, 257 p.
- Hasui, Y. & Almeida, M.A. - 1978 - Aspectos estruturais na geomorfologia da área cristalina de São Paulo e Paraná. Anais XXX Congr. Bras. Geol., Recife, 1: 360-367.
- Hasui, Y. & Sadowski, G.R. - 1976 - Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. Rev. Bras. Geoc., 6 (3): 182-200.

Hauser, E.A. - 1939 - Colloidal Phenomena - An Introduction to the Science of Colloids. Mc Graw-Hill Book Company, Inc., New York, London, 249 p.

Herz, R. & Amaral, G. - 1976 - Aplicação da análise de superfície de tendência a estudos granulométricos dos sedimentos de fundo da laguna dos Patos. Anais XXIX Congr. Bras. Geol., Ouro Preto, p. 239-248.

Hsi, H.R. & Clifton, D.F. - 1962 - Flocculation of selected clays by various electrolytes. Clays and clay minerals; 9th Nat. Conf., 1960, Pergamon Press Ltd., London, p. 269-275.

IBGE - 1973 - Folha de Pedro de Toledo, SG-23-V-A-II-4. Carta do Brasil, esc. 1:50.000. Inst. Bras. Geogr. Est., 1a. ed..

IBGE - 1973 - Folha de Rio São Lourencinho, SG-23-V-A-II-2. Carta do Brasil, esc. 1:50.000. Inst. Bras. Geogr. Est., 1a. ed..

IGG - 1972 - Folha de Itanhaém, SG-23-V-A-III-1/SG-23-V-A-III-3, esc. 1:50.000, Inst. Geol. Geogr. S.Paulo, 1a. ed..

Johns, W.D.; Grim, R.E. & Bradley, W.F. - 1954 - Quantitative estimations of clay minerals by diffractions methods. Jour. of Sed. Petrol., 24: 242-251.

Kowsmann, R.O. & Ataíde, M.F. - 1979 - Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes (Relatório Final). Série Projeto REMAC, nº 8, Petróbrás, CENPES, DINTEP, Rio de Janeiro, 55 p.

Krumbein, W.C. & Graybill, F.A. - 1965 - An introduction to statistical models in geology. Mc Graw-Hill Book Co., 412 p.

Krumbein, W.C. & Sloss, L.L. - 1963 - Stratigraphy and sedimentation. 2nd ed., W.H. Freeman and Co., 660 p.

- Kugler, H.G. & Saunders, J.B. - 1959 - Occurrence of armored mud balls in Trinidad, West Indies. Jour. of Geol., 67: 563-565.
- Lamberti, A. - 1969 - Contribuição ao conhecimento da ecologia das plantas do manguezal de Itanhaém. Fac. Fil. Ciênc. Letras Univ. S.Paulo, Bol. nº(317), Botânica (23): 7-217.
- Landim, P.M.B. & Fúlfaro, V.J. - 1972 - Trend-surface analysis of carboniferous and permian thickness data from Paraná Basin. Simp. Intern. sobre os Sistemas Carbonífero e Permiano na América do Sul, São Paulo. Anais Acad. bras. Ci., (suplemento) 44: 187-196.
- Leney, G.W. & Leney, A.T. - 1957 - Armored till balls in the Pleistocene outwash of south-eastern Michigan. Jour. of Geol., 65: 105-106.
- Löfgren, A. - 1893 - Os sambaquis de São Paulo. Bol. Com. Geogr. Geol. (9): 1-91.
- Martins Jr., P.P - 1971 - Análise de superfície de tendência (trend surface analysis) aplicada a dados densitométricos; um estudo hidrográfico. Anais XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo, p. 273-280.
- Martin, L. & Suguio, K. - 1978 - Ilha Comprida: um exemplo de ilha-barreira ligado às flutuações do nível marinho durante o Quaternário. Anais XXXI Congr. Bras. Geol., Recife 2, p. 905-912.
- Mason, B.H. - 1952 - Princípios de geoquímica. Ed. Polígono S.A. São Paulo, 403 p.
- Mason, C.C. & Folk, R.L. - 1958 - Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. Jour. of Sed. Petrol., 28: 211-226.
- Mehnert, K.R. - 1968 - Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier, Amsterdam, 393 p.

- Miesch, A.T. & Connor, J.J. - 1968 - Stepwise regression and non-polynomial models in trend analysis. Computer Contribution, 27: 1-40.
- Miranda, L.O.S. - 1970 - Geologia das bacias na plataforma sul-brasileira. Anais XXIV Congr. Bras. Geol., Brasília, p. 129 - 140.
- Mourão, B.M. - 1973 - Pelóide e água polimineral sulfurosa de Peruibe. Rev. Bras. Medicina, 30(3): 9 p.
- Mysels, K.J. - 1959 - Introduction to Colloid Chemistry. Interscience Publishers, New York, 1967, 475 p.
- Oliveira, R.B.B. - 1976 - Emprego da técnica dos resíduos polinomiais na prospecção eletromagnética de sulfetos na região da Fazenda Paissandu, Estado do Ceará. XXIX Congr. Bras. Geol., Ouro Preto, Resumo dos trabalhos, p. 71.
- Passega, R. - 1957 - Texture as a characteristic of clastic deposition. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., (41): 1952-1984.
- Pereira, D.N. & Tommasi, L.R. - 1984 - Observações preliminares sobre a região costeira entre Peruibe e Iguape: plâncton e hidrografia. Ciência e Cultura, 36(3): 450-456.
- Petri, S. & Suguio, K. - 1971 - Exemplo de trabalho do mar no litoral do Brasil. Not. Geom. (21): 61-66.
- Petri, S. & Suguio, K. - 1973 - Stratigraphy of the Iguape-Cananéia Lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil. Part II. Heavy mineral studies, micro-organisms inventories and stratigraphical interpretations. Bol.IG, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo, (4): 71-85.
- Ponçano, W.L. - 1976 - Sedimentação atual na Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo, 44 p.

- Ponçano, W.L. - 1976 - Características gerais da sedimentação e correntes costeiras entre Santos e Cananéia. Not. Geom., 16 (31):107-111.
- Ponte, F.C. - 1969 - Estudo Morfo-Estrutural da Bacia Alagoas - Sergipe. Bol. Técn. Petrobrás, 12(4): 439-474.
- Projeto Santos-Iguape - Relatório Final. Geologia, Conv. DNPM - CPRM, 1.
- Rittenhouse, G. - 1943 - Transportation and deposition of heavy minerals. Bull. Geol. Soc. Amer., (54): 1725-1780.
- Rubey, W.W. - 1933 - Settling velocities of gravel, sand and silt particles. Amer. Jour. Sci., 5th Series, (25): 325-338.
- Rüegg, N.R. - 1975 - Modelos de variação química na província basáltica do Brasil meridional. Tese de Livre-Docência, Inst. Geoc. Univ. S.Paulo, 1: 215 p.
- Russell, R.D. - 1939 - Effects of transportation on sedimentary particles, in P.D. Trask (ed.): Recent marine Sediments-A Symposium. Am. Assoc. of Petrol. Geol., London, p. 32 - 47.
- Sadowski, G.R. - 1974 - Tectônica da Serra do Cubatão, SP. Tese de Doutorado. Inst. Geoc. Univ. S.Paulo, 159 p.
- Sadowski, G.R.; Dias Neto, C.M. & Egydio da Silva, M. - 1978 - Análise do Fraturamento do Maciço de Itatins, Estado de São Paulo. XXX Congr.Bras.Geol.,Recife. Resumo dos Trabalhos, p.60.
- Sadowski, V. - 1954 - Novas contribuições ao estudo da entrada da barra de Cananéia. Bol. Inst. Oceanogr. Univ. S.Paulo, 5 (1/2): 151-178.
- Sahu, B.K. - 1964 - Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. Jour. Sed. Petrol., 34: 73-83.

- Schwartz, M.L. - 1965 - Laboratory study of sea-level rise as a cause of shore erosion. Jour. of Geol., 73: 528-534.
- Schwartz, M.L. - 1967 - The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. Jour. of Geol. 75: 76-92.
- Silva, A.T.S.F.; Chiodi Filho, C.; Chiodi, D.K. & Algarte, J.P. - 1977 - Folha Iguape: SG-23-V.A.; Projeto Santos - Iguape, CPRM/SUREG-SP, São Paulo.
- Silva, A.T.S.F.; Chiodi Filho, C.; Chiodi, D.K.; Algarte, J.P. - 1978 - Geologia integrada das Folhas Iguape e Cananéia. Anais XXX Congr. Bras. Geol., Recife, 1978, 1: 208-221.
- Spencer, D.W. - 1963 - The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. Jour. of Sed. Petrol., 33: 180-190.
- Stanley, D.J. - 1969 - Armored mud balls in a intertidal environment, Minas Basin, Southeast Canadá. Jour. of Geol. 77: 683-693.
- Strøm, K.M. - 1939 - Land-locked waters and the deposition of black muds, in P.D. Trask (ed.): Recent Marine Sediments. A Symposium. London, p. 356-372.
- Suguio, K. - 1980 - Rochas sedimentares. Ed. Edgard Blücher Ltda - Ed. da Univ. S.Paulo, São Paulo, 500 p.
- Suguio, K. & Barcelos, J.H. - 1978 - Quaternary sedimentary environments in Comprida Island, State of São Paulo, Brazil. Bol. IG, Inst. Geoc. Univ.S.Paulo, (9): 203-211.
- Suguio, K. & Kutner, M.B. - 1974 - Sedimentação na área de Itanhaém, SP. Anais XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, 2: 95-106.

- Suguio, K. & Martin, L. - 1978 - Formações quaternárias marinhas do Litoral Paulista e Sul Fluminense. Intern. Symp. on Coastal Evol. in the Quaternary, São Paulo, Spec. Publ. (1):55, 8 mapas.
- Suguio, K.; Vieira, E.M.; Barcelos, J.H. & Silva, M.S. - 1976 - Paleoambientes de sedimentação holocênica na área de Itanhaém, São Paulo. Anais XXX Congr. Bras. Geol, Ouro Preto, 2: 217-236.
- Sundaram, D. & Suguio, K. - 1983 - Nota preliminar sobre uma assembléia mioflorística da Formação Pariquera Açu, Estado de São Paulo. VIII Congr. Bras. Paleont., Rio de Janeiro. Resumo das Comunicações, p. 89.
- Suslick, S.B. - 1978 - Estudo metodológico de técnicas estatísticas para análise de dados geoquímicos. Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. Univ. S.Paulo, 116 p.
- Teissedre, J.M.; Lopes, M.F.C.; Sanches, J.L. & Silva, W.F. - 1981 - Contribuição da hidrogeologia ao conhecimento estrutural do litoral paulista. Atas 3º Simp. Reg. Geol., Curitiba, 1: 369-380.
- Tessler, M.G. - 1982 - Sedimentação atual na região lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo. Tese de Mestrado, Inst. Geoc. Univ. S.Paulo, 1: 110 p.
- Trefethen, J.M. & Dow, R.L. - 1960 - Some features of modern beach sediments. Jour. of Sed. Petrol., 30: 589-602.
- Twenhofel, N.H. - 1939 - Principles of sedimentation. Mc Graw - Hill Book Company, Inc., New York, Toronto, London, 669 p.
- Ulbrich, H.H.G.J. & Gomes, C.B. - 1981 - Alkaline rocks from continental Brazil. Earth Sci. Rev., 17: 135-154.
- Van Andel, T.H. - 1958 - A defense of the term alterite. Jour. of Sed. Petrol., 28: 234-235.