UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA
DO ESTADO DO PARANÁ

Rodolfo José Angulo
Orientador: Prof. Dr.
Kenitiro Suguio

Tese de Doutorado
Programa de Pós-Graduação
em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO

1992

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004653

GEOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO
ESTADO DO PARANÁ

Rodolfo José Angulo

Orientador: Prof. Dr. Kenitiro Suguio

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. K.Suguio	
Examinadores:	Dr. L.J.Tomazelli	
	Dr. A.G.de Figueiredo Jr.	
	Dr. J.H.Barcelos	
	Dr. M.G.Tessler	

São Paulo
1992

A Norberto Anibal Balmaceda

in memoriam

AGRADECIMENTOS

Os mais sinceros agradecimentos ao Professor Dr. Kenitiro Suguio pela orientação, incentivo e permanente disposição para atender as demandas durante a realização dos estudos.

Ao Dr. Paulo da Cunha Lana (CBM-UFPR) pelas discussões e orientação sobre aspectos biológicos.

A Ana Claudia de Paula Müller (pós-graduando do Deptº. de Zoologia - UFPR) pelo incentivo, participação nos trabalhos de campo e orientação sobre aspectos biológicos.

A Oduvaldo Bessa Jr. (pós-graduando do IG-USP) pelo incentivo, participação nos trabalhos de campo e colaboração no processamento dos dados das análises sedimentológicas.

A Dra. Therezinha Monteiro Absher (CBM-UFPR) pelas discussões e identificação da malocofauna atual e fóssil.

Ao Professor Paulo Cesar Giannini, (Deptº de Geologia-UFPR) pelas discussões, sugestões e cuidadosa leitura do original.

Ao Professor Dr. Armando Coimbra pelo estímulo e apoio na realização das análises sedimentológicas.

Ao Dr. J.F. Wehmiller (Deptº. Geol. Univ. Delaware) Coordenador Geral do Radiocarbon Dating Pool do IGCP 274, pelo apoio para a realização das datações ao C¹⁴.

Ao Dr. R. McNeely (Radiocarbon Dating Laboratory - Geological Survey of Canada) pela realização das datações ao C¹⁴.

Ao Dr. Max Brandt Neto (Inst. Química-UNESP) pelas análises de difratometria de raios X e microscopia eletrônica de varredura.

Ao Dr. Joseph Harari (IO-USP) pela análise dos maregramas.

A Cátia Fernandes Barbosa (pós-graduando do IG-USP) e Sibelle Disaró (CBM-UFPR) pela verificação de amostras selecionadas para estudos de Foraminíferos.

A Mario Sergio de Melo (IPT-SP) pelas discussões sobre

unidades estratigráficas correlacionáveis à Fm. Alexandra.

Ao Dr. Moysés Gonzalez Tessler pelas sugestões ao projeto:

A João Jorge de Andrade (IPARDES) pela colaboração na elaboração dos mapas.

A equipe de Meio Ambiente e Recursos Naturais do IPARDES pela colaboração.

A Andréa França Lima (acadêmica de geologia da UFPR) Ana Lucia Desinzi Gesicki e Edilson Pissato (acadêmicos de geologia da USP) pelas análises sedimentológicas.

A Carlos Roberto Soares pela colaboração nos trabalhos de campo.

A Airton Maron (Div. Operações-Porto de Paranaguá) pelo fornecimento dos maregramas.

A Marise Manoel e Cláudia Fabiana B. Ortiz, pela revisão do Texto.

A Lucrecia Zaninelli, Gian Carlo Segalla e Marcelo Stank Batista pelo desenho dos mapas e figuras.

A Norma Consuelo dos Santos e Leila Rachel Castellar pela digitação e processamento de texto.

A Ana Carolina Müller pelo auxílio na elaboração do abstract.

Aos funcionários do Centro de Biologia Marinha, especialmente a Carlos Serafin pela colaboração.

Finalmente, mas não menos importante, ao Professor Olavo Soares pelo incentivo hospitalidade e apoio durante os trabalhos de campo.

Agradeço ademais as seguintes instituições pela colaboração e apoio financeiro: Conselho Nacional de Pesquisas - CNPq, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, Projeto Evolução Geológica e Mineralizações-3, convênio FINEP/PADCT-UFPR (nº 65.91.03.03.00), Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social - IPARDES e Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação, Centro de Biologia Marinha e Departamento de Geologia, da Universidade Federal do Paraná.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS.....	xi
LISTA DE QUADROS.....	xiii
LISTA DE FIGURAS.....	xiv
RESUMO.....	xxiii
ABSTRAT.....	xxiv
INTRODUÇÃO.....	1
1 OBJETIVOS.....	3
2 RECURSOS, MEIOS E MÉTODOS.....	4
2.1 ANÁLISE BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.2 FOTOINTERPRETAÇÃO E CARTOGRAFIA.....	4
2.3 TRABALHOS DE CAMPO.....	5
2.4 ANÁLISES DE LABORATÓRIO.....	6
3 CARACTERIZAÇÃO GERAL.....	8
3.1 LIMITES, LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	8
3.2 CLIMA.....	10
3.2.1 Tipo Climático.....	10
3.2.2 Temperaturas.....	10
3.2.3 Ventos.....	12
3.2.4 Precipitações.....	14
3.2.5 Balanço Hídrico.....	18
3.3 PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS.....	19
3.3.1 Ondas.....	19
3.3.2 Marés.....	20
3.3.3 Correntes de Maré.....	23
3.4 VEGETAÇÃO.....	25
3.5 HIDROGRAFIA.....	28
3.6 GEOMORFOLOGIA.....	28
3.6.1 A Serra do Mar.....	30
3.6.2 O Primeiro Planalto.....	32
3.6.3 A Planície Litorânea.....	36
3.7 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	37
3.7.1 Principais Unidades Geológicas.....	37

3.7.2	Marco Estrutural.....	39
4	CARTOGRAFIA.....	42
4.1	TRABALHOS PRÉVIOS.....	42
4.2	CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES.....	44
4.3	AS UNIDADES DE MAPEAMENTO.....	45
5	SEDIMENTOS CONTINENTAIS.....	48
5.1	FORMAÇÃO ALEXANDRA.....	49
5.1.1	Trabalhos Prévios.....	49
5.1.2	Considerações Preliminares.....	51
5.1.3	Sedimentos.....	52
5.1.4	Seção-Tipo.....	60
5.1.5	Fósseis.....	62
5.1.6	Ambiente Depositional e Paleoclima.....	62
5.1.7	Idade.....	65
5.1.8	Correlação.....	65
5.2	LEQUES E CONES ALUVIAIS, TALUS E COLÚVIOS.....	67
5.2.1	Trabalhos Prévios.....	67
5.2.2	Considerações Preliminares.....	69
5.2.3	Leques e Cones Aluviais.....	69
5.2.3.1	Definição e Caracterização.....	69
5.2.3.2	Ocorrência e Distribuição.....	70
5.2.3.3	Morfologia.....	71
5.2.3.4	Sedimentos.....	74
5.2.4	O Leque do Rio Cubatão.....	77
5.2.5	Tálus.....	79
5.2.6	Colúvios.....	79
5.2.7	Idade e Correlação.....	80
5.3	SEDIMENTOS FLUVIAIS.....	80
5.3.1	Ocorrência, Distribuição e Morfologia.....	80
5.3.2	Sedimentos.....	84
5.3.3	Idade e Correlação.....	84
6	SEDIMENTOS COSTEIROS.....	85
6.1	PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDÕES LITORÂNEOS.....	85
6.1.1	Trabalhos Prévios.....	85
6.1.2	Distribuição e Morfologia.....	85
6.1.2.1	Considerações Sobre a Fotointerpretação de Cordões Litorâneos.....	86
6.1.2.2	Altitude.....	91

6.1.2.3	Morfologia.....	91
6.1.3	Texturas.....	95
6.1.4	Estruturas.....	99
6.1.4.1	Estratificação Cruzada de Baixo Ângulo com Laminação Plano-paralela Sub-horizontal.....	117
6.1.4.2	Estratificação Cruzada Tabular e Acanalada.....	131
6.1.4.3	Estratificação Cruzada Truncada por Ondas (humoky).....	135
6.1.4.5	Outras Estruturas.....	138
6.1.4.6	Fósseis e Bioturbações.....	138
6.1.4.7	Areias sem Estrutura.....	141
6.1.5	Ambientes de Sedimentação.....	142
6.1.5.1	Trabalhos Prévios.....	142
6.1.5.2	Terminologia para Ambientes Costeiros.....	143
6.1.5.3	Estruturas Sedimentares.....	148
6.1.6	Cronologia.....	154
6.1.6.1	Trabalhos Prévios.....	154
6.1.6.2	Crítérios para Distinguir Cordões Pleisto- cênicos e Holocênicos.....	156
6.1.7	Ambientes de Sedimentação Atuais Associados.....	158
6.1.7.1	Praias.....	158
6.1.7.2	Depressões Intercordões.....	161
6.1.8	Dunas Frontais.....	161
6.1.8.1	Trabalhos Prévios.....	161
6.1.8.2	Distribuição e Morfologia.....	163
6.1.8.2.1	Cordões Desenvolvidos.....	163
6.1.8.2.2	Cordões Incipientes.....	167
6.1.8.3	Textura e Estruturas.....	172
6.1.8.4	Classificação.....	173
6.1.8.5	Relação do Transporte de Areia com o Vento e a Precipitação.....	174
6.1.8.6	Gênese.....	175
6.1.8.7	Dissipação das Dunas.....	181
6.2	SEDIMENTOS ESTUARINOS.....	183
6.2.1	Ambientes de Sedimentação do Interior dos Estuários.....	184
6.2.1.1	Planícies de Maré.....	184
6.2.1.1.1	Considerações Preliminares.....	184

6.2.1.1.2	Trabalhos Prévios.....	184
6.2.1.1.3	Discussão.....	191
6.2.1.2	Fundos Rasos.....	193
6.2.2	Ambientes de Entrada dos Estuários.....	195
6.2.2.1	Deltas de Maré.....	195
6.2.3	Sedimentos Paleoestuarinos.....	203
6.2.3.1	Trabalhos Prévios.....	203
6.2.3.2	Distribuição e Morfologia.....	209
6.2.3.3	Texturas.....	209
6.2.3.4	Estrutura.....	211
6.2.3.5	Ambiente Deposicional.....	221
6.2.3.6	Cronologia.....	223
7	PALEONÍVEIS MARINHOS.....	224
7.1	INDICADORES MORFOLÓGICOS.....	224
7.1.1	Formas Erosivas.....	224
7.1.1.1	Escarpas.....	224
7.1.1.1.1	Trabalhos Prévios.....	225
7.1.1.1.2	Considerações.....	225
7.1.1.2	Tômbolos Erosivos.....	227
7.1.1.2.1	Trabalhos Prévios.....	227
7.1.1.2.2	Novas Ocorrências.....	227
7.1.2	Formas Deposicionais.....	228
7.1.2.1	Trabalhos Prévios.....	228
7.1.2.2	Considerações Preliminares.....	232
7.2	INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS.....	232
7.2.1	Trabalhos prévios.....	232
7.2.2	Considerações.....	235
7.2.2.1	Estruturas Sedimentares.....	236
7.3	INDICADORES BIOLÓGICOS.....	237
7.3.1	Trabalhos Prévios.....	237
7.3.1.1	Locas de Ouriços.....	238
7.3.1.2	Cirripédios.....	238
7.3.1.3	<i>Vermetidae</i>	238
7.3.1.4	Bancos de Moluscos.....	239
7.3.1.5	<i>Ophimorpha</i> atribuída a <i>Callichirus major</i>	241
7.3.2	O nível do Mar e a Zonação Biológica.....	243
7.3.3	Considerações.....	244
7.3.3.1	Locas de Ouriços.....	244

7.3.3.2	Cirripédios.....	247
7.3.3.3	<i>Vermetidae</i>	249
7.3.3.4	Bancos de Moluscos.....	251
7.3.3.4.1	As Conchas do Tômbolo de Caiobá.....	256
7.3.3.5	Tubos de <i>Callichirus</i>	257
7.4	INDICADORES ARQUEOLÓGICOS.....	264
8	CRONOLOGIA ABSOLUTA.....	266
8.1	TRABALHOS PRÉVIOS.....	266
8.2	CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES.....	269
8.3	NOVAS DATAÇÕES.....	269
9	CURVAS DE VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR DURANTE O HOLOCENO.....	273
9.1	TRABALHOS PRÉVIOS.....	273
9.2	A CURVA DO PARANÁ.....	273
10	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E PALEOGEOGRÁFICA.....	283
10.1	TRABALHOS PRÉVIOS.....	283
10.2	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	287
10.2.1	Ilha do Mel.....	287
10.2.2	Ilhas da Cotínga e Rasa da Cotínga.....	293
10.2.3	Ilha Rasa.....	295
10.2.4	Saco do Tambarutaca.....	296
10.2.5	Planície Paranaguá-Matinhos.....	299
10.2.6	Superagüi.....	303
10.2.7	Ilha das Peças.....	303
10.2.8	Planície de Guaratuba.....	304
10.3	EVOLUÇÃO GERAL.....	308
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	315
	ANEXO - MAPA GEOLÓGICO DOS SEDIMENTOS CENOZÓICOS DO LITORAL DO ESTADO DO PARANÁ	
1.	Folha Guaraqueçaba (escala 1:50.000)	
2.	Folha Paranaguá (escala 1:50.000)	
3.	Folha Guaratuba (escala 1:50.000)	
4.	Folha Litoral Norte (escala 1:100.000)	
5.	Folha Litoral Sul (escala 1:100.000)	

LISTA DE TABELAS

1	Frequência e velocidade dos ventos em Pontal do Sul, período setembro de 1982 a dezembro 1986 (exceto junho, julho e agosto de 1984)	13
2	Frequência, velocidade e direção dos ventos em Pontal do Sul, período setembro 1982 a dezembro 1986 (exceto junho, julho e agosto de 1984)	14
3	Frequência sazonal dos ventos com velocidade superior a 6 m/s, nas direções predominantes, em Pontal do Sul, anos 1983/85/86	16
4	Total de chuva anual e número de dias com chuva, segundo postos do litoral paranaense - 1975-84	17
5	Precipitação sazonal em Pontal do Sul, período 1983-86	18
6	Alturas máximas e significativa das ondas observadas no litoral do Paraná e em alguns períodos entre 21.08.82 e 21.01.83	19
7	Amplitudes médias e diferenças entre o nível máximo e mínimo mensal, das marés em três locais do litoral paranaense no período agosto-dezembro de 1982	21
8	Nível das marés no Porto de Paranguá em relação ao nível de redução, para o período 27.06.89 - 21.06.90	23
9	Características granulométricas e classificação textural dos sedimentos da Formação Alexandra	58
10	Características granulométricas de sedimentos fluviais e de leques aluviais	76
11	Características granulométricas da fração areia e grânulos e ambiente deposicional de sedimentos da planície costeira com cordões litorâneos	96

12	Média aritmética e desvio-padrão dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) de sedimentos da planície costeira com cordões litorâneos	98
13	Análise de frequência de sedimentos da planície costeira com cordões litorâneos	98
14	Localização dos perfis da planície costeira com cordões litorâneos	99
15	Média aritmética e desvio-padrão da distribuição areia dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) de sedimentos da planície costeira com cordões litorâneos	124
16	Análise de frequência da distribuição areia dos sedimentos da planície costeira com cordões litorâneos	125
17	Direção do vento prevalecente inferido a partir da morfologia das dunas, no Jardim São Pedro e entre Guarapari e Ipanema	181
18	Características granulométricas e ambiente deposicional dos sedimentos paleoestuarinos	212
19	Média aritmética e desvio-padrão dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) de sedimentos paleoestuarinos	213
20	Análise de frequência de sedimentos paleoestuarinos ..	213
21	Localização dos perfis das planícies formadas por sedimentos paleoestuarinos	214
22	Espécies de moluscos dos bancos dos Rios Bo-guaçu e da Praia Guaratuba (Bigarella, 1946) e Banco do Rocio em Paranaguá (Bigarella, 1950-51a)	240
23	Espécies do banco próximo à foz do Rio Guaraguaçu	252
24	Espécies do banco atual em frente ao Rio Guaraguaçu	252
25	Espécies do banco localizado entre o Rio Sai-Guaçu e a estrada PR 412, Guaratuba	253
26	Datações ao radiocarbono de amostras do litoral do Estado do Paraná	267
27	Novas datações ao radiocarbono de amostras do litoral do Estado do Paraná	270

LISTA DE QUADROS

1	Legenda para os sedimentos cenozóicos utilizada pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, segundo Rivereau et al. (1968, 1969a, b, c, d, e; 1970)	43
2	Legenda do Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado do Paraná, segundo Martin et al. (1988b).....	44
3	Unidades de mapeamento dos sedimentos da planície costeira do Paraná	46
4	Habitat de moluscos encontrados nos sedimentos paleoestuarinos do litoral paranaense	254

LISTA DE FIGURAS

1 - Limites, localização e acesso da área de estudo	9
2 - Estimativa das temperaturas médias compensadas e temperaturas médias mensais, na estação Morretes	11
3 - Direção e frequência dos ventos em Paranaguá e Morretes	12
4 - Frequência e direção dos ventos em Pontal do Sul	15
5 - Forma semidiurna das marés do Porto de Paranaguá	20
6 - Pressão, temperatura, precipitação, máximos e mínimos das marés medidas e previstas no Porto de Paranaguá	22
7 - Sentido das correntes de maré na Baía de Para- naguá	24
8 - Associação florística da área de dunas frontais	26
9 - Associação florística de área dunar, de pequenas lagos e de áreas pantanosas longas e estreitas que ocorrem entre os cordões dunares	26
10 - Associação florística da floresta transicional da planície costeira	26
11 - Associação florística da floresta da planície costeira entre Paraná e Itajaí	27
12 - Associação florística da área de floresta de planície aluvial	27
13 - Bacias hidrográficas	29
14 - Hipsometria	31
15 - Evidências de captura de afluentes do Rio Turvo (Bacia do Rio Ribeira) pelo Rio Pederneiras (Bacia da Baía das Laranjeiras)	34
16 - Captura iminente do Ribeirão do Taboado, afluente do Rio da Várzea (Bacia do Rio Iguaçu)	35
17 - Configuração das planícies aluviais do Planalto do Rio Turvo	36

18 - Geologia do embasamento da região litorânea do Estado do Paraná	38
19 - Lineamentos estruturais da região litorânea do Estado do Paraná	40
20 - Formação Alexandra. Vista parcial da seção-tipo	54
21 - Formação Alexandra. Alternância de arcóseos e lamais ..	55
22 - Formação Alexandra. Lamais e arcóseos com estratificação cruzada de preenchimento de canal, bolas e lâminas de argila	56
23 - Classificação textural segundo Shepard (1954) de sedimentos da Formação Alexandra	57
24 - Perfil da seção-tipo da Formação Alexandra	61
25 - Sistema de leques aluviais coalescentes nas fraldas da Serra do Quiriri (ou Quererim)	72
26 - Sistema de leques aluviais nas fraldas da Serra do Marumbi	73
27 - Classificação textural segundo Shepard (1954) de sedimentos fluviais e de leques aluviais	75
28 - Leque aluvial do Rio Cubatão, com padrão fluvial meandrante	78
29 - Diferentes morfologias do canal do Rio São João	82
30 - Padrão meandrante com alta sinuosidade dos rios Guaraqueçaba e Morato	83
31 - Planície aluvial do Rio Pimenta com alta densidade de canais meandantes	83
32 - Comparação dos lineamentos de cordões litorâneos em diferentes cartas do litoral do Paraná na região entre Paranaguá e Pontal do Sul	87
33 - Comparação dos lineamentos de cordões litorâneos em diferentes cartas do litoral do Paraná na região de Guaratuba	88
34 - Diversos tipos de lineamentos visíveis na vegetação da planície costeira com cordões litorâneos. Ilha do Mel	90
35 - Perfis topográficos da planície costeira do Paraná ..	92
36 - Cordões litorâneos na área de Brejatuba	93
37 - Símbolos utilizados nos perfis da planície costeira com cordões litorâneos	100

38 - Perfil nº 1 - Mar do Ararapira	101
39 - Perfil nº 2 - Superagüi (Baía dos Pinheiros)	101
40 - Perfil nº 3 - Ilha Rasa	102
41 - Perfil nº 4 - Ilha Rasa	102
42 - Perfil nº 5 - Ilha Rasa	103
43 - Perfil nº 6 - Ilha do Mel	103
44 - Perfil nº 7 - Ilha do Mel	104
45 - Perfil nº 8 - Ilha do Mel	104
46 - Perfil nº 9 - Ilha do Mel	105
47 - Perfil nº 10 - Rio dos Almeidas	106
48 - Perfil nº 11 - Rio dos Almeidas	107
49 - Perfil nº 12 - Rio dos Almeidas	108
50 - Perfil nº 13 - Rio Guaraguaçu	109
51 - Perfil nº 14 - Rio Guaraguaçu	110
52 - Perfil nº 15 - Rio Guaraguaçu	111
53 - Perfil nº 16 - Ilha Guaraguaçu	111
54 - Perfil nº 17 - Rio Maciel	112
55 - Perfil nº 18 - Rio Maciel	112
56 - Perfil nº 19 - Rio Maciel	113
57 - Perfil nº 20 - Guaratuba - Piçarras	114
58 - Perfil nº 21 - Guaratuba - Piçarras	115
59 - Perfil nº 22 - Brejatuba	116
60 - Estratificação cruzada planar e acanalada. Per- fis ao longo do Rio Maciel	118
61 - Diagramas de mergulho da estratificação cruzada em três locais ao longo do Rio Maciel e na loca- lidade de Piçarras	118
62 - Estruturas dos perfis na localidade de Piçarras, Guaratuba	118
63 - Estratificação cruzada praial em ângulo raso. Praia suspensa do Saco do Tambarutaca	120
64 - Microestratificação cruzada (laminação de <i>ripple</i>) e camadas contorcidas. Praia suspensa do Saco do Tambarutaca	120
65 - Sequências contorcidas associadas a estratifi- cação cruzada e estrutura de corte e preenchi- mento de canal	120
66 - Terraço próximo ao perfil nº 9. Ilha do Mel	121

67 - Estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela e antidunas (?). Cordão litoral atual. Barra de Superagüi	122
68 - Laminação plano-paralela sub-horizontal e laminação cruzada de migração de marcas onduladas, com concentração de minerais máficos. Rio dos Almeida, Paranaguá	123
69 - Laminação cruzada de marca ondulada com preservação das lâminas dorsais, evidenciando alta carga em suspensão. Cordão litoral atual. Barra do Superagüi	126
70 - Estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela sub-horizontal, estrutura de corte e preenchimento de canal e marcas onduladas. Ilha do Mel	127
71 - Estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela sub-horizontal e estrutura de corte e preenchimento de canal. Piçarras-Guaratuba	128
72 - Laminação plano-paralela sub-horizontal e tubo de <i>Callichirus major</i> . Ilha do Mel	129
73 - Laminação plano-paralela sub-horizontal com alta concentração de minerais máficos, estruturas de deslizamento e perfurações diversas. Perfil nº 17, Rio Maciel	130
74 - Estratificação cruzada acanalada no terraço pleistocênico. Paranaguá	132
75 - Estratificação cruzada acanalada correspondente a dunas sub-aquosas. Corte aproximadamente perpendicular à direção de fluxo. Piçarras, Guaratuba	133
76 - Estratificação cruzada acanalada correspondente a dunas sub-aquosas, corte oblíquo à direção do fluxo. Piçarras, Guaratuba	134
77 - Areias intensamente bioturbadas e abundantes tubos de <i>Callichirus</i> na base do perfil nº 5. Ilha Rasa	136
78 - Estratificações cruzada acanalada e truncada por ondas (<i>hummocky</i>). Piçarras, Guaratuba	137

79 - Estratificação ondulada formada exclusivamente por areias finas até muito grossas com grânulos. Rio Maciel	139
80 - Terminologia em língua inglesa de ambientes e subambientes costeiros	145
81 - Terminologia de ambientes e subambientes costeiros ..	146
82 - Blocodiagramas mostrando alguns tipos de estratificação e formas de leito associadas, freqüentes em areias marinhas costeiras	150
83 - Paleolagunas resultantes do afogamento de cabeceiras de um sistema de drenagem que dissecou a planície costeira com cordões litorâneos mais antigos. Superagüi	159
84 - Concentração de areia ilmenítica nas depressões das marcas de ondulação assimétricas	161
85 - Vista aérea da planície costeira com cordões litorâneos holocênicos e brejos intercordões. Superagüi	162
86 - Brejo intercordões com vegetação típica de <i>Cla-</i> <i>dium</i> e <i>Scirpus</i> . Guarapari, entre Praia de Leste e Pontal do Sul	162
87 - Mapa hipsométrico da faixa costeira próxima ao Jardim São Pedro	165
88 - Mapa hipsométrico da faixa costeira entre Guarapari e Ipanema	166
89 - Perfil topográfico em Praia de Leste, onde se observam vários cordões dunares	167
90 - Cordão dunar incipiente com dunas linguóides. Superagüi	169
91 - Cordão dunar incipiente com dunas dômicas. Ilha do Mel	169
92 - Perfis transversais à linha da costa de duna dômica, cordão dunar incipiente erodido por ondas de tempestade e cordão dunar formado por vários cordões incipientes recobertos por areias eólicas ..	170
93 - Cordão dunar incipiente, parcialmente erodido por ondas de tempestade. Pontal do Sul	171
94 - Cordões dunares incipientes. Pontal do Sul	171

95 - Variáveis que influenciam a formação de uma duna frontal	179
96 - Vista aérea da planície de mavé na Baía de Paranaguá	186
97 - Ecossistemas da planície de maré das ilhas da Cotinga e Rasa da Cotinga. Baía de Paranaguá	187
98 - Esquema de distribuição da vegetação da zona de <i>Cladium</i> na Ilha da Cotinga.....	188
99 - Zona de <i>Cladium</i> na Ilha da Cotinga, Baía de Paranaguá	189
100 - Zona baixa de <i>Cladium</i> na Ilha da Cotinga, Baía de Paranaguá	189
101 - Ecossistemas de planície de maré da Baía de Guaratuba	190
102 - Retrabalhamento de conchas por caranguejos na zona baixa de <i>Cladium</i> . Ilha da Cotinga.....	194
103 - Microdelta tipo pé de passáro do Rio Emboguaçu na Baía de Paranaguá	194
104 - Modelo morfológico geral de delta de maré vazante em costas com mesomarés com influência combinada de ondas e correntes	195
105 - Modelos de deltas de maré vazante com várias configurações resultantes da dominância de processos particulares	197
106 - Modelo de delta de maré enchente mostrando os principais componentes morfológicos	197
107 - Vista aérea do delta de maré vazante do Ararapira. Limite entre os Estados de Paraná e São Paulo	199
108 - Delta de maré vazante e formas associadas às correntes de maré enchente na entrada do mar de Ararapira. Limite entre os Estados de Paraná e São Paulo	200
109 - Delta de maré vazante na entrada do Canal do Superagüi	201
110 - Delta de maré vazante na entrada da Baía de Guaratuba	204

111 - Delta de maré vazante e formas associadas a correntes de maré enchente na entrada sul da Baía de Paranaguá	205
112 - Esporões arenosos orientados para o interior da baía pelas correntes de maré enchente. Baía de Paranaguá entre Pontal do Sul e Pontal do Poço	206
113 - Configuração das cristas das dunas subaquosas no Saco do Limoeiro. Baía de Paranaguá	207
114 - Direção de avanço das dunas subaquosas no Saco do Limoeiro. Baía de Paranaguá	208
115 - Classificação textural segundo Shepard (1954) de sedimentos paleoestuarinos	210
116 - Símbolos utilizados nos perfis dos sedimentos paleoestuarinos	214
117 - Perfil nº 23 - Canal do Varadouro	215
118 - Perfil nº 24 - Canal do Varadouro	216
119 - Perfil nº 25 - Superagüi (Vila Fátima)	217
120 - Perfil nº 26 - Rio Guaraguaçu	218
121 - Estratificação ondulada, Rio Maciel	219
122 - Estratificação ondulada e bioturbações. Canal do Varadouro	219
123 - Bioturbações e tubos atribuídos a <i>Upogebia</i> . Canal do Varadouro	220
124 - Detalhe de tubos atribuídos a <i>Upogebia</i>	220
125 - Banco de conchas de moluscos no Rio Guaraguaçu próximo de sua foz	222
126 - Perfil do "tômbolo erosivo" entre os morros Encantado e Caraguatá no extremo sul da Ilha do Mel	228
127 - Atitude de terraços da planície costeira e paleoníveis marinhos no litoral do Paraná segundo diversos autores	229
128 - Relação entre a altura da pós-praia e o diâmetro médio do sedimento	234
129 - Perfis do terraço existente entre os morros Descalvado e do Sambaqui em Matinhos	235

130 - Interpretação de paleoníveis marinhos a partir de estruturas sedimentares de planície de maré do Canal do Varadouro e no Rio Guaraguacu	237
131 - Banco areno-argiloso com abundantes fósseis no Rio Boguacu. Baía de Guaratuba	239
132 - Seção geológica no Tômbolo de Caiobá	241
133 - Partes constituintes de uma galeria de <i>Callichirus major</i> segundo reconstituição baseada em moldes internos de galerias atuais obtidos com resina de poliéster e aspectos de tubos fósseis	242
134 - Projeção da distribuição vertical dos principais organismos da região das marés para os lados protegido e batido do costão na Ponta da Fortaleza. Ubatuba-SP	245
135 - Classificação de zonas biológicas em costões rochosos	246
136 - Locas de ouriço situadas na zona de vida atual de <i>Chthamalus</i> e <i>Brachidontes</i> . Mesolitoral. Ponta de Matinhos ..	248
137 - Zonação biológica em costão rochoso da Costa de Gaibu, Pernambuco	248
138 - Perfil esquemático do costão noroeste do Morro do Farol das Conchas, Ilha do Mel, com dois níveis de <i>Vermetidae</i> fósseis	250
139 - Provável explicação para densidade anômala de tubos fósseis de <i>Callichirus major</i> na Formação Cananéia.....	258
140 - Alternativa da explicação proposta por Suguio <i>et al.</i> (1984) para a densidade anômala de tubos fósseis de <i>Callichirus major</i>	258
141 - Interpretação de paleoníveis marinhos a partir de tubos de <i>Callichirus</i> na Ilha Rasa, Baía das Laranjeiras	260
142 - Interpretação de paleoníveis marinhos a partir de tubos de <i>Callichirus</i> na Ilha do Mel.....	261
143 - Interpretação de paleoníveis marinhos a partir de tubos de <i>Callichirus</i> no Rio Guaraguacu e Ilha Guaraguacu	262
144 - Interpretação de paleoníveis marinhos a partir de tubos de <i>Callichirus</i> no Rio dos Almeidas. Baía de Paranaguá	263

145 - Interpretação de paleonível marinho a partir de tubos de <i>Callichirus</i> em Piçarras. Baía de Guaratuba	263
146 - Perfil esquemático da praia suspensa no Saco do Tambarutaca, com indicação da localização da amostra datada e interpretação do paleonível marinho	266
147 - Fragmento de tronco perfurado provavelmente por <i>Ieredinidae</i> encontrado próximo do perfil nº 8 na Ilha Rasa	271
148 - Curvas de variação do nível relativo do mar em vários setores do litoral brasileiro durante os últimos 7.000 anos A.P.	274
149 - Esboço de curva de variação do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos na Costa de Rio Grande do Sul	275
150 - Curva de variação relativa do nível do mar no litoral do Paraná nos últimos 6.500 anos A.P.	280
151 - Superfícies geoidais atual e de 5.150 anos A.P.	281
152 - Superfícies geoidais atual e de 5.150 anos A.P. ... com um deslocamento da depreção central inferior ao proposto por Martin et al. (1985).....	282
153 - Aspecto geral da linha de costa anteriormente a formação dos taboleiros arenosos e aspecto geral do litoral paranaense após a invasão marinha recente posterior ao terraço de 3,5m	284
154 - Aspecto geral da linha de costa após a invasão marinha posterior ao terraço de 3,5m, em Guaratuba	284
155 - Evolução da Ilha do Mel	292
156 - Geologia das ilhas da Cottinga e Rasa da Cottinga	294
157 - Geologia das ilhas Rasa e das Gamelas	297
158 - Variação na configuração da linha de costa na área de influência do Canal do Superagüi, no período 1952-1980	313
159 - Variação da configuração da linha de costa na Barra de Ararapira, no período 1953-1980	314

RESUMO

Este estudo objetiva contribuir para o conhecimento da evolução geológica e paleo-geográfica da planície costeira do Estado do Paraná. Contém uma caracterização geral da área, abordando aspectos climáticos, oceanográficos, florísticos, hidrográficos, geomorfológicos e da geologia do embasamento, visando auxiliar a compreensão da evolução da planície costeira; cartografia da planície costeira, apresentada nas escalas 1:50.000 e 1:100.000 e descrição das diversas unidades sedimentares que compõem a planície costeira e dos ambientes de sedimentação atuais associados. Dentre as unidades analisadas, destacam-se: Formação Alexandra (Mioceno inferior), planície costeira com cordões litorâneos (Pleistoceno superior e Holoceno), dunas frontais, depósitos paleo-estuarinos e as unidades correspondentes a alguns ambientes atuais de sedimentação, como planície de maré e deltas de maré.

O trabalho apresenta, ainda, um estudo dos indicadores espaciais e temporais, morfológicos, sedimentológicos, biológicos e arqueológicos de paleoníveis marinhos encontrados no litoral paranaense. A análise dos indicadores possibilitou a obtenção de novas informações para a construção da curva de variação relativa do nível do mar no litoral paranaense durante os últimos 6.500 anos, principalmente em relação à altura dos máximos.

Finalmente, são apresentados aspectos da evolução de alguns setores do litoral e o esboço de um modelo geral da planície costeira.

ABSTRACT

This study aims to contribute to the knowledge of geologic and paleogeographic evolution of the coastal plain of the State of Parana. The study contains a general characterization of the area, dealing with climatic, oceanographic, floristic, hydrographic, geomorphic and basement complex aspects aiming to help the comprehension of the coastal plain evolution, a coastal plain cartography is presented in scale of 1:50.000 and 1:100.000; and a description of several sedimentary units that form the coastal plain and the present associated sedimentary environments.

Among the analysed unities, it stand out the Alexandra Formation (Lower Miocene), the strand plain (Upper Pleistocene and Holocene), foredunes, paleoestuarine deposits and the correspondant unities to some present sedimentary environments as the tidal flats and tidal deltas.

It is also in presented a study of the spatial and temporal, archeologic, biologic, sedimentologic, morphologic indicators of the marine paleo sea-levels found in the coast of the State of Parana. The analysis of the indicators made possible to obtain new information for the construction of the sea-level variation curve in the coast of the State of Parana during the last 6.500 years, mainly related to the height of the maximums.

Finally, aspects of the evolution of some coastal sectors and an outline of a model of the coastal plain evolution are presented.

INTRODUÇÃO

A planície costeira do litoral paranaense vem sendo estudada há mais de quatro décadas, com produção de aproximadamente 70 publicações. Ao se iniciarem os trabalhos, percebeu-se a necessidade de se realizar uma análise geral da bibliografia sobre a área, que propiciasse rever uma série de valiosas informações à luz de novos conhecimentos sobre ambientes de sedimentação e evolução das planícies costeiras do litoral brasileiro. Assim, procedeu-se a uma análise detalhada dessa literatura.

A bibliografia pode ser considerada em três grupos básicos. Os estudos pioneiros de João José Bigarella e Reinhard Maack, iniciaram-se em 1946 e tiveram continuidade com os de Bigarella e colaboradores, culminando no trabalho síntese de 1978. Outro grupo é constituído pelos trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná, que foram publicados entre 1968 e 1970, destacando-se o mapeamento sistemático, que resultou nas folhas geológicas escala 1:70.000. O terceiro grupo compreende as pesquisas de Kenitiro Suguio, Louis Martin e colaboradores, os quais, após quase duas décadas de estudos em diversos setores do litoral brasileiro, publicaram, a partir de 1984, vários trabalhos referente à planície costeira do litoral paranaense, estudados à luz dos conhecimentos adquiridos em outros setores da costa.

O estudo ora apresentado foi desenvolvido na tentativa de contribuir para a compreensão da complexa evolução da planície costeira durante o Quaternário.

Durante a execução dos trabalhos, surgiu a necessidade de se contar com uma série de informações geológicas e de outras áreas para auxiliar na compreensão da evolução geológica da região, reafirmando a reconhecida importância de estudos multidisciplinares e interdisciplinares para resolver determinadas questões da geologia do Quaternário.

Assim, dentro das limitações próprias da elaboração de um trabalho individual, como é uma tese, tentou-se contar, com o auxílio de especialistas de diversas áreas para a apreensão de algumas dessas informações. Muitos dados foram conseguidos, graças à inestimável e desinteressada colaboração de numerosos colegas, resultando essa, em alguns casos, na preparação e publicação de trabalhos específicos. Destacam-se, dentre essas colaborações, estudo palinológico da Formação Alexandra, caracterização preliminar de alguns ecossistemas da planície da maré, identificação da malacofauna de bancos de conchas, identificação de foraminíferos de amostras de sedimentos paleoestuarinos, análise dos maregramas do Porto de Paranaguá correspondentes a um ano, análise de argila através de difratometria de raios X e microscopia eletrônica de varredura, análise paleobotânica de fragmentos de tronco da Formação Alexandra, datações ao C^{14} e auxílio na identificação de espécies e zonas biológicas em costão rochoso.

1 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é contribuir para a compreensão da evolução geológica e paleogeográfica da região litorânea do Estado do Paraná, principalmente da planície costeira, durante o Quaternário.

Para alcançar o objetivo, foram realizadas cartografia sistemática, em escala 1:25.000, da planície costeira e, em 1:70.000, da região serrana, bem como caracterização dos diferentes ambientes de sedimentação atuais e pretéritos que ocorrem na área, dando ênfase aos ambientes marinhos costeiros. Também foram analisados os indicadores de paleo-níveis marinhos, na tentativa de se reconstruírem espacial e temporalmente as variações relativas do nível do mar durante o Quaternário e de contribuir para a construção de curvas de variação do nível do mar durante o Holoceno.

Por último, foram realizadas tentativas de reconstrução paleogeográfica de diversos setores da costa Paranaense, para a elaboração de um modelo de evolução da região durante o Quaternário.

2 RECURSOS, MEIOS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE BIBLIOGRÁFICA

Para atingir os objetivos propostos, foi analisada bibliografia sobre os seguintes temas:

- a) Constituição e evolução da planície costeira do litoral do Estado do Paraná - Neste tema, tentou-se abranger todos os trabalhos disponíveis;
- b) Constituição e evolução da planície costeira de outros setores da costa brasileira - Os trabalhos foram analisados quando de interesse para estabelecer correlações com o litoral paranaense ou quando apresentassem propostas de métodos de análise ou modelos evolutivos;
- c) Ambientes de sedimentação - Procurou-se analisar a bibliografia mais atualizada sobre o tema. Foi dada ênfase aos ambientes encontrados no litoral do Estado do Paraná. Por exemplo, leques aluviais, planícies de maré, planície costeira com cordões litorâneos, estuários e dunas frontais;
- d) Reconstrução de paleoníveis marinhos - Foi consultada a bibliografia sobre métodos de reconstituição espacial e temporal de paleoníveis marinhos e sobre os indicadores que ocorrem no litoral do Paraná e outros estados brasileiros.

2.2 FOTOINTERPRETAÇÃO E CARTOGRAFIA

Para elaborar as cartas geológicas, foram desenvolvidas as seguintes etapas de trabalho:

- a) Reconhecimento e delimitação da área de estudo, através de imagens do satélite LANDSAT 3, MSS, bandas 5 e 7 e composição colorida das bandas 4, 5 e 7 nas

escalas 1:500.000 e 1:250.000; imagens LANDSAT 5, TM, na escala 1:100.000, imagens de radar na escala 1:250.000 e fotografias aéreas dos anos 1962 a 1965 na escala 1:70.000 e do ano de 1980 na escala 1:25.000;

- b) Fotointerpretação preliminar sistemática nas escalas 1:70.000 da área serrana e 1:25.000 da planície costeira;
- c) Viagens de reconhecimento das unidades de mapeamento e seleção de áreas de interesse;
- d) Viagens de caracterização das unidades de mapeamento;
- e) Elaboração de mapas geológicos preliminares - um mapa de toda a área de estudo, compreendendo duas folhas na escala 1:100.000, e um mapa na escala 1:50.000 da planície costeira compreendendo as folhas de Guaqueçaba, Paranaguá e Guaratuba;
- f) Detalhamento de algumas áreas-chave em escalas 1:25.000, 1:10.000 e 1:4.000;
- g) Fotointerpretação e elaboração final das cartas;
- h) Análise comparativa de fotografias aéreas de diversas épocas (1953, 1963 e 1980), para identificação das variações de linha de costa nas últimas décadas.

2.3 TRABALHOS DE CAMPO

Além do reconhecimento das unidades de mapeamento, foram desenvolvidas as seguintes atividades:

- a) Descrição de afloramentos e levantamentos de perfis, com ênfase na descrição e interpretação de estruturas sedimentares e na identificação dos processos e ambientes de sedimentação;
- b) Amostragem para análises sedimentológica, paleobotânica, palinológica, micropaleontológica, malacológica e para datação C^{14} ;
- c) Determinação de paleoníveis marinhos, através da identificação e nivelamento de indicadores morfológicos, sedimentológicos e biológicos.

2.4 ANÁLISES DE LABORATÓRIO

Análises granulométricas: as análises granulométricas foram realizadas segundo método-padrão descrito por Suguio (1973), isto é, peneiramento para as areias e pipetagem para os finos. Uma alíquota da amostra foi destinada à verificação do teor da umidade. Por motivos conjunturais, uma parte das amostras foi processada no Laboratório de Sedimentologia da USP e outra no Laboratório da UFPR.

Os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957), a classificação textural segundo Shepard (1954) foram determinados através do programa LABSE2.COM, desenvolvido no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da USP. Para algumas amostras, foi determinada a classificação textural do Folk (1954).

Difratometria de raios X e microscopia eletrônica de varredura para análise de argila: A decantação de argila para preparação das amostras foi feita por método semelhante ao da pipetagem, porém sem utilizar defloculante, conforme descrição em Coimbra (1983). As análises foram realizadas por Max Brandt Neto, no laboratório do Instituto de Química da UNESP-Araquara.

Datações C^{14} : foram coletadas mais de 30 amostras para datação pelo método de C^{14} . Através do pool montado pelo projeto PICG 274 Coastal Evolution in the Quaternary, foram encaminhadas para análise, no Radiocarbon Dating Laboratory do Geological Survey of Canada, cinco amostras. Duas correspondentes a conchas de *Vermetidae*, uma a conchas de *Anomalocardia brasiliensis* e duas a restos vegetais.

Análises palinológicas: na seção tipo da Formação Alexandra, foi encontrada uma camada linhítica que se mostrou muito rica em palinomorfos. Os resultados dessas análises já foram publicados (Lima & Angulo, 1990).

Identificação malacológica: amostras contendo diferentes tipos de conchas foram analisadas para identificar as espécies presentes (Dr^a Therezinha Monteiro Absher, Centro de Biologia Marinha da UFPR).

Identificação botânica: algumas áreas da planície de maré apresentam agrupamentos botânicos característicos, os quais não tinham sido descritos. Os resultados dessa identificação já foram publicados (Angulo & Müller, 1990).

Também foram encaminhados para análise paleobotânica fragmentos de troncos da Formação Alexandra (Dra. Diana Musa, Museu Nacional - RJ) e da camada linhítica, para análise de maturidade de matéria orgânica (Dr. Ciro J. Appi CEMPES/PETROBRÁS), porém os resultados ainda não estão disponíveis.

Em diversas amostras de sedimentos paeloestuarinos foram feitas análises para identificação de foraminíferos (M.Sc. Cátia Barbosa e M.Sc. Sibelle Disaró), porém as amostras se revelarem estéreis.

3 CARACTERIZAÇÃO GERAL

3.1 LIMITES, LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada abrange a região litorânea do Estado do Paraná e corresponde às bacias hidrográficas das baías de Paranaguá e Guaratuba, incluindo pequenas áreas pertencentes à bacia do Mar do Ararapira, ao norte, e do rio Sai-Guaçu, ao sul (figura 1).

A área localiza-se entre os paralelos 24°59'10" de latitude Sul e 49°01'17" de longitude Oeste. A extensão aproximada da área é de 6.600 km².

Com relação à divisão político-administrativa do Estado, abrange os municípios de Guaraqueçaba, Antonina, Morretes, Paranaguá, Matinhos e Guaratuba e parte dos municípios de Quatro Barras, Piraquara, São José dos Pinhais e Tijucas do Sul. Ao norte, faz limite com o Estado de São Paulo e, ao sul, com Santa Catarina.

As principais cidades da região correspondem às sedes de municípios; são elas: Paranaguá, Morretes, Antonina, Matinhos, Guaratuba e Guaraqueçaba. Existem, ademais, outras concentrações urbanas na orla litorânea, tais como Pontal do Sul, Praia de Leste e Caiobá, além de numerosas vilas e povoados.

As principais estradas de acesso são: BR-277 (Curitiba-Paranaguá); BR-376 (Curitiba-Garuva); BR-508 (Alexandra-Matinhos); PR 408, 411 e 410, que ligam Morretes a Antonina; PR-340 e 404 (Morretes-Guaraqueçaba); PR-412 (Garuva-Guaratuba); PR-407 (Paranaguá-Praia de Leste); e estrada da orla litorânea (PR 412), desde Pontal do Sul até Caiobá (figura 1). Existem ainda numerosas estradas vicinais e trilhas. O acesso à cidade de Guaraqueçaba pode ser feito também através de uma linha marítima regular com Paranaguá. Parte dos afloramentos estudados, tanto nas ilhas como no continente, foi alcançada utilizando-se embarcações.

FIGURA 1: LIMITES, LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO.

3.2 CLIMA

3.2.1 Tipo Climático

Conforme IPARDES (1990), o principal elemento regionalizador do clima do litoral e da Serra do Mar, no Paraná, é a temperatura. Segundo a classificação de Köppen, distinguem-se, na região, dois tipos climáticos: Cfa e Cfb.

O tipo Cfa se define como subtropical úmido mesotérmico, com verão quente. O mês mais frio apresenta temperatura média inferior a 18°C, porém superior a -3°C, e o mais quente, temperatura média superior a 22°C. Está sujeito a geadas pouco frequentes, a precipitações regulares todos os meses do ano e não apresenta estação seca definida.

O tipo Cfb é definido como subtropical úmido mesotérmico, com verão fresco. O mês mais frio apresenta temperatura média inferior a 18°C e o mais quente, temperatura média inferior a 22°C. Está sujeito a precipitações regulares todos os meses do ano, a geadas severas e não apresenta estação seca.

Pelas Cartas Climáticas do Estado do Paraná (IAPAR, 1978), na região litorânea aparece uma área de clima tropical (Af), porém, conforme IPARDES (1990), a temperatura média dos meses de inverno é inferior a 18°C, não ocorrendo, portanto, esse tipo climático.

O tipo climático Cfa ocorreria na parte de baixa altitude do litoral, até aproximadamente a cota de 700m, enquanto o tipo Cfb ocorreria acima dessa altitude.

3.2.2 Temperaturas

Os dados de temperatura são escassos no litoral paranaense. As grandes variações altitudinais impedem uma extrapolação simples dos dados das estações existentes. O IPARDES (1990) adotou o método de Pinto e Alfonsi para a elaboração dos mapas de isotermas, que considera os fatores altitude e latitude. A correspondência entre os valores estimados e medidos foi boa, como pode ser observado nos dados correspondentes à estação de Morretes (figura 2).

FIGURA 2 - ESTIMATIVA DAS TEMPERATURAS MÉDIAS COMPENSADAS E TEMPERATURAS MÉDIAS MENSIS, NA ESTAÇÃO MORRETES (LATITUDE 25°30'S, LONGITUDE 48°49'W E ALTITUDE 10m) 1962-75 (IPARDES, 1990)

Conforme IPARDES (1990, 1991), na planície litorânea, a temperatura média estimada está em torno de 22°C, nas latitudes mais setentrionais, e de 20,8°C nas mais meridionais. A 1.000 m de altitude, as médias caem para temperaturas próximas a 16°C, atingindo valores inferiores a 14°C nas serras com mais de 1.500m sobre o nível do mar.

As médias máximas vão de 29,6°C, na planície, até 18°C nas maiores altitudes, sendo as médias mínimas de 14,8°C e de 8,6°C, respectivamente.

3.2.3 Ventos

A dinâmica dos ventos no litoral paranaense é definida, basicamente, pelo Anticiclone do Atlântico Sul e pelo Anticiclone Migratório Polar, na sua ação sobre o ramo Atlântico da Massa Polar (Bigarella et al., 1978).

As medições dos ventos no litoral paranaense são escasas. Conforme ITCF (1987), a estação agrometeorológica do IAPAR em Morretes registrou, para o período 1966-83, uma predominância dos ventos do quadrante sudeste (69,2%), que apresentaram maior intensidade nos períodos compreendidos entre janeiro e abril e setembro e dezembro. Os ventos do nordeste corresponderam aos restantes 30,8%, com predominância nos meses de maio a agosto (figura 3b). Deve-se considerar que essa estação está localizada no sopé da Serra do Mar, o que aparentemente impede a ocorrência de ventos dos quadrantes noroeste e sudoeste.

Em Paranaguá, localizada na planície litorânea a aproximadamente 30 km a leste de Morretes, segundo Maack (1968), os ventos do setor sul predominam (22,8%) sobre os do setor leste e sudeste (20,3%). Os ventos continentais do sudoeste, oeste e noroeste têm 33,2% de frequência (figura 3a).

Fig.3 - Direção e frequência dos ventos em Paranaguá (a) (MAACK, 1968) e Morretes, período 1966 a 1983 (b) (ITCF, 1987)

A estação meteorológica de Pontal do Sul fornece dados mais próximos do que acontece na orla litorânea, por estar localizada na costa. Os dados disponíveis referem-se ao período setembro de 1982 a dezembro de 1986, com uma interrupção nos meses de junho, julho e agosto de 1984 (PORTOBRÁS, 1988). Esses dados revelam que os ventos predominantes possuem direções leste e sul, sendo que sua frequência para o período foi de 8,5% e 9,3%, respectivamente (tabela 1).

TABELA 1 - FREQUÊNCIA E VELOCIDADE DOS VENTOS EM PONTAL DO SUL, PERÍODO SETEMBRO DE 1982 A DEZEMBRO 1986 (exceto junho, julho e agosto de 1984)

FREQUÊNCIA	VELOCIDADE (m/s)					
	0 a 4	> 4	> 6	> 8	> 10	12-14
no	32.232	11.933	5.072	1.575	421	51
%	100,00	37,03	15,74	4,89	1,31	0,16

FONTE DOS DADOS: PORTOBRÁS, 1988

Quando se analisam as frequências por faixa de velocidade, observa-se que a dominância dos ventos provenientes de leste diminui rapidamente (tabela 2). Os ventos com velocidades superiores a 6m/s - efetivos no transporte de areia - representam 16,0% do total das medições. Destes, os provenientes do sul correspondem a 20,4% e os do leste, a 17,4%. Os ventos dessas velocidades concentram-se nas direções E-ENE (31,9%) e SSW-S-SSE (43,6%) e praticamente não ocorrem nas direções provenientes do continente (figura 4b).

TABELA 2 - FREQUÊNCIA, VELOCIDADE E DIREÇÃO DOS VENTOS EM PONTAL DO SUL. PERÍODO SETEMBRO 1982 A DEZEMBRO 1986 (EXCETO JUNHO, JULHO E AGOSTO DE 1984).

DIREÇÃO	FREQUÊNCIA (%)					
	VELOCIDADE (m/s)					
	0-4	> 4	> 6	> 8	> 10	12-14
N	6.8	1.2	0.6	0.4	-	-
NNE	5.2	1.4	0.7	0.1	0.2	-
NE	5.4	4.2	3.5	2.0	1.2	-
ENE	7.8	12.3	14.5	12.3	5.2	2.0
E	9.5	15.9	17.4	11.5	2.9	-
ESE	7.9	12.3	8.2	3.2	1.9	-
SE	6.9	9.9	7.4	6.1	5.0	6.0
SSE	7.7	11.9	14.1	19.6	24.2	25.5
S	9.3	15.0	20.4	31.0	47.0	49.0
SSW	6.3	8.7	9.1	10.5	8.6	15.7
SW	4.6	4.2	2.6	2.2	0.5	-
WSW	4.4	1.0	0.3	0.1	-	-
W	5.9	0.4	0.2	0.1	0.2	-
WNW	5.3	0.4	0.4	0.3	1.0	-
NW	3.8	0.6	0.3	0.2	0.2	2
NNW	3.2	0.6	0.3	0.7	1.7	-
TOTAL	100	100	100	100	100	100

FONTE DOS DADOS: PORTOBRÁS, 1988

A predominância dos ventos provenientes do SE-SSE aumenta quando se consideram as velocidades maiores de 8m/s e 10m/s. Neste último caso, praticamente todas as medições correspondem às direções sul e sul-sudeste (figura 4d).

Analisando-se a sazonalidade da velocidade e frequência dos ventos nas direções predominantes, nos três anos com registro completo (1983/85/86), observa-se que os ventos com velocidades superiores a 6m/s se concentram na primavera (37,4%) e no verão (31,6%) (tabela 3).

3.2.4 Precipitações

Conforme IPARDES (1990), as chuvas que caem no litoral paranaense são dos tipos ciclônico, orográfico e de convecção. Os dados de 26 postos pluviométricos indicam, para o período 1975-84, uma média de 2.248mm, sendo a localidade com menor média a de Paiol de Baixo (1.331mm) e, com maior, Vêu da Noiva (3.530mm) (tabela 4).

Fig. 4 Frequência e direção dos ventos em Pontal do Sul - período Set. 1982 a Dez. 1986. a)-Geral; b)-Ventos com velocidade superior a 6 m/seg; c)-Velocidade superior a 8 m/seg; d)-Velocidade superior a 10 m/seg. Dados: PORTOBRÁS, 1988.

TABELA 3 - FREQUÊNCIA SAZONAL DOS VENTOS COM VELOCIDADE SUPERIOR A 6 m/s, NAS DIREÇÕES PREDOMINANTES, EM PONTAL DO SUL, ANOS 1983/85/86

DIREÇÃO	VELOCIDADE > 6m/s										VELOCIDADE > 8m/s									
	Primavera		Verão		Outono		Inverno		Ano		Primavera		Verão		Outono		Inverno		Ano	
	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X
ENE	194	41,5	156	33,3	90	19,2	28	6,0	468	100,0	43	34,1	58	46,0	20	15,9	5	4,0	126	100,0
E	290	47,5	245	40,0	44	7,2	35	5,7	614	100,0	57	58,1	57	58,1	9	7,0	6	4,7	129	100,0
SSE	151	51,8	163	32,7	132	26,5	52	10,4	498	100,0	75	38,7	58	29,9	40	20,6	21	10,8	194	100,0
S	258	38,3	176	26,2	158	23,5	81	12,0	673	100,0	116	38,3	94	31,0	63	20,8	30	9,9	303	100,0
SSW	77	22,4	81	23,5	107	31,1	79	23,0	344	100,0	39	33,3	26	22,2	33	28,2	19	16,2	117	100,0
Somatório	970	37,4	821	31,6	531	20,4	275	10,6	2.597	100,0	330	38,0	293	33,7	165	18,9	81	9,3	869	100,0

DIREÇÃO	VELOCIDADE > 10m/s										VELOCIDADE > 12m/s									
	Primavera		Verão		Outono		Inverno		Ano		Primavera		Verão		Outono		Inverno		Ano	
	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X	Nº.	X
ENE	1	8,3	11	91,7	-	-	-	-	12	100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100,0
E	1	11,1	8	88,9	-	-	-	-	9	100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100,0
SSE	25	48,1	12	23,1	6	11,5	9	17,3	52	100,0	5	83,3	1	16,7	-	-	-	-	6	100,0
S	44	37,6	44	37,6	15	12,8	14	12,0	117	100,0	7	63,6	3	27,3	1	9,1	-	-	11	100,0
SSW	12	44,4	6	22,2	4	14,8	5	18,5	27	100,0	4	80,0	1	20,0	-	-	-	-	5	100,0
Somatório	83	38,2	81	37,3	25	11,5	28	12,9	217	100,0	16	72,7	5	22,7	1	4,5	-	-	22	100,0

FONTE DOS DADOS: FORTOBRAS, 1988

TABELA 4 - TOTAL DE CHUVA ANUAL E NÚMERO DE DIAS COM CHUVA, SEGUNDO POSTOS DO LITORAL PARANAENSE - 1975-84

POSTOS	ALTITUDE (m)	TOTAL DE CHUVA ANUAL (mm)	Nº DE DIAS COM CHUVA POR ANO
Postos da Planície Litorânea			
Bananal	0	2.617	184
Morro Grande	0	2.498	183
P. B. de Araraquara	0	2.903	190
Ipanema	2	2.068	168
Paranaguá	5	2.038	185
Guaraguacu	7	2.378	135
Rio Guaraqueçaba	9	2.808	174
Guaratuba	9	2.401	173
Costão	10	2.668	186
Cubatão	12	2.789	162
Tagaçaba de Cima	73	2.837	216
Antonina	74	2.220	181
Colônia Santa Cruz	79	1.995	152
Postos da Face Atlântica			
São João da Graciosa	159	2.685	209
Fazenda Bom Jesus	216	2.840	169
Ilha do Rio Claro	310	2.009	199
Vargem Grande	640	1.771	190
Véu da Noiva	683	3.530	221
Posto Fiscal	702	1.492	149
Paiol de Baixo	800	1.331	138
Pilão de Pedra	893	2.357	222
Postos da Face Ocidental da Serra do Mar			
Ribeirão do Mel	899	1.627	195
Rincão	900	1.603	118
Fazendinha	910	1.490	106
Quatro Barras	936	1.409	141
Manancial da Serra	1.040	2.079	145

FONTE: IPARDES, 1990

Os dados pluviométricos do Véu da Noiva indicariam, segundo Bigarella et al. (1978), maior ocorrência de precipitações na Serra do Mar que na planície litorânea. A partir dos dados de 26 postos, distribuídos em diferentes altitudes, o IPARDES (1990) conclui que, ao contrário, em geral as precipitações são maiores na planície, ficando em torno de 2.500mm anuais.

Na serra, a 150m de altitude, as chuvas seriam de 2.306mm, caindo gradativamente até 900m de altura, onde atin-

giriam um mínimo de 1.700mm. Acima desta altitude, há uma tendência de aumento das precipitações.

Os dados excepcionalmente altos do Véu de Noiva, situada a 683m de altitude, são explicados pela sua localização num vale profundo, com orientação favorável para a penetração das massas de ar provenientes do oceano (IPARDES, 1990). Assim, os vales nesta situação, apresentariam precipitações mais elevadas que as áreas circunvizinhas.

A estação mais chuvosa é o verão e a menos chuvosa o inverno. No verão também ocorrem as maiores precipitações em 24 horas, em torno de 100mm, podendo atingir máximos de aproximadamente 400mm.

Nos dados de quatro anos no posto meteorológico em Pontal do Sul, observa-se que as estações mais chuvosas foram o verão (37,2% das precipitações) e o outono (29,7%). A estação com menos precipitações foi o inverno, com 13,8%, em média, seguido da primavera, com 19,2% (tabela 5) (PORTOBRÁS, 1989).

TABELA 5 - PRECIPITAÇÃO SAZONAL EM PONTAL DO SUL, PERÍODO 1983-86

ESTACÃO DO ANO	PRECIPITAÇÃO									
	1983		1984		1985		1986		MÉDIA	
	(mm)	(X)	(mm)	(X)	(mm)	(X)	(mm)	(X)	(mm)	(X)
Verão	614,78	28,4	635,24	33,3	635,90	43,5	693,35	49,9	644,82	37,2
Outono	771,69	35,7	495,76	26,0	439,20	30,0	352,35	25,4	514,75	29,7
Inverno	426,06	19,7	312,45	16,4	81,03	5,5	133,60	9,6	238,29	13,8
Primavera	350,83	16,2	466,50	24,4	305,80	20,9	209,70	15,1	333,21	19,2
Ano	2.163,36	100,0	1.909,95	100,0	1.461,93	100,0	1.389,00	100,0	1.731,07	100,0

FONTE DOS DADOS: PORTOBRÁS, 1988

3.2.5 Balanço Hídrico

As altas precipitações do litoral provocam excedentes hídricos durante todo o ano, não ocorrendo deficiência hídrica. Os índices hídricos, segundo a classificação de Thornthwaite, são sempre superiores a 60, caracterizando tipos úmido (60 a 100) e superúmido (>100) (IAPAR, 1978).

Embora os excedentes hídricos sejam superiores a 500mm, podem ocorrer períodos curtos de deficiência de água no solo.

Balancos hídricos, levando-se em conta espaços temporais consecutivos de dez dias, indicam a ocorrência de déficit hídrico no solo, durante períodos que podem alcançar dois meses de duração (IAPAR apud IPARDES, 1990).

3.3 PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

3.3.1 Ondas

Os dados disponíveis sobre ondas, marés e correntes de maré são escassos no litoral paranaense. A maior carência refere-se, provavelmente, às ondas. O único dado disponível encontrado foi uma campanha de medição da PORTOBRÁS (1983a). Nesse levantamento, entre agosto e dezembro de 1982, 32% dos registros possíveis foram perdidos por problemas de equipamento. O ondógrafo estava localizado a 28°43'24" de latitude Sul e 48°28'27" de longitude Oeste, a aproximadamente 13km a leste da Praia de Leste e a 2,6km a nordeste da Ilha dos Currais. Neste período, a direção das ondas variou entre 74° e 147°, sendo as ondas mais altas provenientes dos quadrantes ESE e SE. A altura máxima mensal registrada variou entre 2,35m, no mês de agosto, e 3,95m, em setembro. O período médio mensal observado oscilou entre 11,96 e 16,85 segundos (tabela 6).

TABELA 6 - ALTURAS MÁXIMA E SIGNIFICATIVA DAS ONDAS OBSERVADAS NO LITORAL DO PARANÁ EM ALGUNS PERÍODOS ENTRE 21.08.82 E 21.01.83

	AGOSTO	SETEMBRO	OUTUBRO	NOVEMBRO	DEZEMBRO
Altura Máxima (m)	2,35	3,95	3,20	2,65	3,50
Altura Significativa (m)	1,58	2,54	2,04	1,49	2,13
Período Médio (seg)	16,53	10,73	12,00	9,80	12,00
Direção	-	112°	133°	140°	123°

FONTE: PORTOBRÁS, 1983a

3.3.2 Marés

As informações sobre as marés foram obtidas a partir do processamento de um ano de maregramas do Porto de Paranaguá.⁴ Alguns dados complementares foram extraídos das Tábuas das Marés do Porto de Paranaguá (DHN, 1982) e dos trabalhos da PORTOBRÁS (1983b) e Bigarella et al. (1978).

O litoral do Paraná apresenta uma amplitude das marés de sizígia inferior a 2m, o que caracteriza um regime de micromarés. O tipo da maré é semidiurno. Segundo a fórmula proposta por Defant (1958, apud Komar, 1976), a análise de um ano de maregrama de Porto de Paranaguá forneceu um valor de 0,24, que caracteriza a maré como semidiurna (0 a 0,25), porém com um valor próximo do limite com as marés mistas predominantemente semidiurnas (figura 5). Isto significa que ocorre uma maré secundária com período menor.

FIGURA 5: FORMA SEMIDIURNA DAS MARÉS DO PORTO DE PARANAGUÁ, JANEIRO 1983 (Dados: DHN, 1982).

No ano de 1982, a PORTOBRÁS (1983b) realizou medições das marés em três locais da costa paranaense: Porto de Parana-

⁴Os maregramas foram cedidos pelo Sr. Airton Maron, da Divisão de Operações do Porto de Paranaguá, e processados pelo Dr. Joseph Marari, do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

guá e Ilha das Cobras, localizados no interior da baía de Paranaguá, e Pontal do Sul, situada na entrada sul da baía. As amplitudes foram maiores no Porto (178cm) situado mais no interior da baía e menores em Pontal do Sul (145cm), mostrando o efeito de amplificação comum em estuários e baías. As diferenças de altitudes entre os níveis máximos e mínimos observadas no período (agosto a dezembro de 1982) também foram maiores no interior da baía (tabela 7). Nesses níveis, observa-se que a diferença entre o máximo e o mínimo pode alcançar mais de 3m no Porto e 2,8m em Pontal do Sul.

TABELA 7 - AMPLITUDES MÉDIAS E DIFERENÇAS ENTRE O NÍVEL MÁXIMO E MÍNIMO MENSAL DAS MARÉS EM TRÊS LOCAIS DO LITORAL PARANAENSE NO PERÍODO AGOSTO-DEZEMBRO DE 1982

LOCAL DO MARÉGRAFO	AMPLITUDES MÉDIAS (cm)		DIFERENÇAS ENTRE O NÍVEL MÁXIMO E MÍNIMO (cm)				
	Sizígia	Quadratura	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Porto de Paranaguá	178	71	261	292	312	224	231
Ilha das Cobras	163	56	237	278	283	-	-
Pontal do Sul	145	48	208	257	280	197	177

FONTE: DADOS PORTOBRÁS, 1983b

Comparando-se as marés previstas e medidas no Porto de Paranaguá, no período de 11 a 23 de outubro de 1982, observa-se que os máximos medidos do nível das águas foram até 40cm mais altos que os previstos e os mínimos, até 20cm mais baixos (figura 6); para as diferenças entre as marés previstas e medidas com as condições meteorológicas de precipitação, temperatura e pressão, verifica-se que a ocorrência de níveis mais altos que os previstos coincide com bruscas quedas de temperatura - observáveis principalmente nas mínimas diárias - e fortes aumentos da pressão, o que pode ser atribuído à passagem de frentes frias que ainda alcançam o Paraná nessa época do ano. Já, os níveis inferiores aos previstos ocorreram num período de baixa pressão, alta temperatura e chuvas.

Durante a campanha de medições da PORTOBRÁS (1983b), realizada entre 6 de agosto e 31 de dezembro de 1982, em duas situações em que ocorreram frentes frias o nível do mar foi

Fig. 6 - Pressão, temperatura, precipitação, e máximos e mínimos das marés medidas e previstas no porto de Paranaguá, no período 11 a 23 de outubro de 1982. (Dados: PORTOBRAS, 1983b e DHN, 1982).

aumentado em 60 cm, o que pode ser atribuído aos ventos do quadrante sudeste que acompanham essas frentes.

Com relação aos níveis médios das marés, a análise dos maregramas do Porto de Paranaguá, no período junho de 1989 a junho de 1990, evidenciou uma diferença de 3,28m entre o nível máximo e mínimo no período. A diferença entre os níveis médios das preamares e as baixamares foi de 1,53m para as de sizígia e 0,31m para as de quadratura (tabela 8).

TABELA 8 - NÍVEIS DAS MARÉS NO PORTO DE PARANAGUÁ EM RELAÇÃO AO NÍVEL DE REDUÇÃO, PARA O PERÍODO 27.06.89/21.06.90

Nível Máximo	265,78 cm
Nível Médio das Preamares de Sizígia	172,72 cm
Nível Médio das Preamares de Quadratura	111,39 cm
Nível Médio	96,06 cm
Nível Médio das Baixamares de Quadratura	80,73 cm
Nível Médio das Baixamares de Sizígia	19,40 cm
Nível Mínimo	-62,69 cm

(Dados Porto de Paranaguá; Processamento Dr. J. Harari - Instituto Oceanográfico, USP)

Segundo dados apresentados por Bigarella et al. (1978), as marés do Porto apresentam uma amplificação de 33% em relação à barra da baía e um atraso de uma hora. Se essa correlação for correta, pode-se inferir, a partir dos dados do Porto, uma amplitude máxima na barra em torno de 2,47m.

3.3.3 Correntes de Maré

As correntes de maré dos complexos estuarinos do litoral paranaense são pouco conhecidas. Bigarella et al. (1978) e Knoppers et al. (1987) apresentam dados de uma campanha de medição de correntes de maré do Instituto de Pesquisas da Marinha, no período de 9 de novembro de 1969 a 12 de janeiro de 1970. As correntes foram medidas em seis estações: três no interior da baía de Paranaguá; duas nas entradas norte e sul da mesma baía; e uma no canal de Superagüi (figura 7). Os correntógrafos foram colocados a 5m de profundidade e, no ponto D, a 4m. Segundo Bigarella et al. (1978), durante o período de medições, as condições meteorológicas registraram uma série de invasões polares ao ritmo de uma por semana. No período, o

vento predominante era proveniente do quadrante Sudeste, com velocidades entre 5m/s e 10m/s.

FIGURA 7 - SENTIDO DAS CORRENTES DE MARÉ NA BAÍA DE PARANAGUÁ. CORRENTES ALTERNATIVAS (SETAS GRANDES) E SENTIDO RESULTANTE (SETAS PEQUENAS) (BIGARELLA et al. 1978)

As velocidades máximas das correntes de vazante oscilaram entre 1,34m/s e 0,82m/s, sendo a maior no canal norte da baía de Paranaguá. As velocidades das correntes de vazante foram maiores que as de enchente, exceto na estação mais interna da baía e na do canal do Superagui, onde se observou uma ligeira predominância das velocidades de maré de enchentes (Bigarella et al., 1978) (figura 7).

Como salientam Knöpper et al. (1987), estes dados devem ser vistos somente como um exemplo momentâneo, pois as medições foram realizadas durante um período de condições meteorológicas instáveis.

3.4 VEGETAÇÃO

Segundo os critérios de classificação do projeto RADAM-BRASIL, a vegetação do litoral paranaense, em função das características geomorfológicas e da influência do oceano, na região, pode ser considerada como pertencente a dois ambientes fisionômico e ecologicamente distintos: as áreas de formações pioneiras e a região da floresta ombrófila densa (IPARDES, 1990).

Conforme IPARDES (1990), as formações pioneiras se instalam sobre áreas pedologicamente instáveis, ao longo do litoral, nas margens dos cursos de água e ao redor de pântanos, lagunas e lagoas. As áreas de formações pioneiras abrangem tipos distintos de vegetação, de acordo com a influência edáfica, fluvial e/ou marinha. Os principais tipos são a vegetação das praias e de dunas, os mangues, a vegetação de várzeas e brejos e as restingas. Klein (1975) descreve dois tipos de vegetação de restinga: a de dunas frontais, próximas à praia (figura 8), e a de dunas mais interiorizadas (figura 9).

A floresta pluvial atlântica (Klein, 1975), ou floresta ombrófila densa (IPARDES, 1990), abrange a maior parte da planície litorânea e da Serra do Mar. Klein (1975) distingue vários tipos de floresta, dentre eles a floresta tradicional da planície costeira, que cresce em áreas sedimentares perto do mangue (figura 10); a floresta das planícies costeiras arenosas, entre Paranaguá e Itajaí (figura 11); e a floresta de planície aluvial (figura 12).

Segundo critérios altitudinais, a mata pode ser subdividida em "floresta ombrófila densa das terras baixas", ou "das planícies quaternárias", que ocorre até 40-50m de altitude. De 40-50m até 500-700m, ocorre a "floresta ombrófila densa sub-montana"; de 500-700m até 1200-1400m, a "montana" e, acima de 1000-1200m, a "alto-montana" (IPARDES, 1990). Maack (1968) considera que acima de 1350m, em alguns picos da Serra do Mar, ocorrem campos limpos com arbustos isolados semelhantes à savana.

FIGURA 11 - ASSOCIAÇÃO FLORÍSTICA DA FLORESTA DA PLANÍCIE COSTEIRA ENTRE PARANÁ E ITAJAÍ (KLEIN, 1975)

FIGURA 12 - ASSOCIAÇÃO FLORÍSTICA DA ÁREA DE FLORESTA DE PLANÍCIE ALUVIAL (VALEY FLAT FOREST) (KLEIN, 1975)

3.5 HIDROGRAFIA

A região litorânea do Paraná abrange principalmente duas bacias hidrográficas: a de Paranaguá, com aproximadamente 3.882km² de extensão, e a de Guaratuba, com uma área em torno de 1.886km². Essas bacias podem ser divididas em diferentes sub-bacias. Completam as bacias da região litorânea, a do rio Saí-Guaçu, ao sul, no limite com o Estado de Santa Catarina, a do Mar de Ararapira, ao norte, no limite com o Estado de São Paulo, e bacias de pequenos riachos, que drenam diretamente para o mar.

Os principais rios que compõem a bacia da baía de Paranaguá são: Guaraguaçu, ao sul, Nhundiaquara e Cachoeira, a oeste, que deságuam na baía de Antonina; e os rios Guaraquecaba, Serra Negra e Tagacaba, ao norte, que desembocam na baía das Laranjeiras. A bacia da baía de Guaratuba possui três rios principais: São João, Cubatão e Cubatãozinho.

Os principais rios que compõem as bacias litorâneas possuem um curso superior, localizado na área serrana, com fortes declives, vales fortemente encaixados e um padrão de canal retilíneo. O curso inferior, localizado nas planícies, possui geralmente um amplo vale de fundo plano e um padrão de canal meandrante.

O litoral pode ser subdividido em duas bacias principais e duas menores. As maiores são a de Paranaguá e a de Guaratuba que podem ser subdivididas em diversas sub-bacias (figura 13). As duas menores são constituídas pelas áreas que drenam para o Mar de Ararapira, no extremo norte do litoral, e para o rio Saí-Guaçu, no extremo sul.

3.6 GEOMORFOLOGIA

No clássico trabalho de Geografia Física do Estado do Paraná, Maack (1968) dividiu o Estado em cinco grandes "zonas de paisagem natural", ou "regiões geográficas naturais". Três delas estão presentes na área estudada: o Litoral, a Serra do Mar e o Primeiro Planalto Paranaense.

O Litoral foi subdividido por esse autor em duas sub-zonas: a das planícies litorâneas e a montanhosa litorânea.

FIGURA 13: BACIAS HIDROGRÁFICAS.

Essas mesmas sub-zonas tinham sido denominadas de "orla marinha" e "orla da serra" por Loureiro Fernandes (1947).

Com referência à Serra do Mar, existem duas concepções diferentes. Maack (1968) considera Serra do Mar apenas os núcleos serranos, situados entre o Primeiro Planalto e a subzona montanhosa litorânea, que se sobressaem do nível geral do Planalto. Por outro lado, Bigarella et al. (1978) incluem na Serra do Mar estes núcleos serranos e a sub-região montanhosa litorânea de Maack (1968).

Neste trabalho, será utilizada a definição de Bigarella et al. (1978), reservando-se o nome de Altas Serras, proposto por IPARDES (1990), para os núcleos serranos que sobressaem do planalto (figura 14).

3.6.1 A Serra do Mar

No Paraná, a Serra do Mar apresenta características distintas das de outros estados, pois não constitui apenas uma serra de borda de planalto ou de escarpa, mas também possui setores originados por erosão diferencial. Nas áreas onde as rochas são mais resistentes ao intemperismo (granitos e rochas efusivas e sedimentares da Formação Guaratubinha), as serras sobressaem algumas centenas de metros do nível geral do Primeiro Planalto. Exemplo disso são os núcleos das serras Agudo Grande, Capivari, órgãos, Graciosa, Baitaca, Marumbi, Igreja, Salto Grande, Imbira e Quiriri, que apresentam altitudes entre 1300 e 1800m, ou seja, entre 400 e 900m acima do nível do planalto (figura 14).

Alguns desses núcleos, tais como as serras do Salto e Baitaca, situam-se no interior do planalto, porém, mais frequentemente, localizam-se na sua borda. Neste caso, configuram-se duas vertentes distintas, uma de menor extensão voltada para o Planalto, e outra maior, com mais de 1.000m de desnível, voltada para o litoral. Outros núcleos de altas serras, tais como Araraquara e da Prata, não possuem mais contato com o planalto.

Em alguns setores onde as altas serras não ocorrem, a Serra do Mar se constitui apenas de uma serra de borda dissecada de planalto.

Existe na serra uma nítida orientação de cristas e vales em três direções predominantes, NE-NNE, NNW e NW, que se correspondem com os principais lineamentos do substrato geológico. As orientações NE-NNE e NNW estão associadas a velhas linhas estruturais pré-cambrianas, provavelmente reativadas ao longo da história geológica da região. Esses lineamentos coincidem com os principais contatos das unidades geológicas que, nos mapas da Comissão da Carta Geológica do Paraná (Rivereau et al., 1968; 1969a,b,c,d,e; 1970), geralmente estão assinalados como falhas e condicionam as principais formas do relevo, tais como serras e vales maiores.

A direção NNE é mais freqüente na parte sul da região. Talvez a feição mais evidente associada a essa orientação seja a correspondente ao vale inferior do rio São João e vale do rio Cubatãozinho. Na parte norte, as formas tomam direção preferencial NE, sendo exemplos claros as serras da Utinga e do Morrato. A orientação NNW ocorre no sul, sendo os exemplos principais o médio vale do rio São João e a Serra da Prata.

A orientação NW coincide com a orientação das intrusivas mesozóicas, que se apresentam na forma de um enxame de diques paralelos. A maior concentração de diques ocorre na parte central da região, aproximadamente na área da baía de Paranaguá, e coincide com o eixo do Arco de Ponta Grossa. Essa direção é mais evidente nas cristas e vales menores.

Num único ponto a Serra do Mar alcança o mar, no extremo meridional da Serra da Prata, onde ela constitui a separação das bacias de Paranaguá e Guaratuba.

3.6.2 O Primeiro Planalto

As áreas de planalto situadas nas bacias hidrográficas das baías de Paranaguá e Guaratuba correspondem à borda oriental do Primeiro Planalto Paranaense.

O grande desnível e a curta distância existente entre o planalto e o nível do mar conferem aos rios das bacias litorâ-

neas um alto potencial erosivo, que provoca a contínua captura das cabeceiras de drenagem da bacia do Paraná (figura 15). Assim, esses sistemas de drenagem têm capturado uma ampla área de planalto que anteriormente drenava para a bacia do Rio Paraná. O processo se observa em diversos estádios de sua evolução. Um caso de captura iminente é observado no ribeirão do Taboado (figura 16). Ali as cabeceiras de um afluente do rio São João, pertencente à bacia da baía de Guaratuba, atingiram a planície aluvial(!) do Ribeirão do Taboado; assim, em épocas normais, as águas drenam para o rio Iguaçu, mas, quando o rio transborda, parte das águas da planície de inundação pode drenar para a baía de Guaratuba.

A maior área de planalto com drenagem para o litoral corresponde à drenada pelos afluentes de cabeceira do rio Cubatão. Como entre as serras Grande e da Igreja não existem altas serras, as cabeceiras dos afluentes do rio Cubatão penetraram por este setor capturando rios que drenavam para o rio Iguaçu. Os pontos de captura ainda são visíveis na drenagem, pois inverteram o sentido do fluxo de longos trechos de rios. Atualmente, as cabeceiras dos rios dessa bacia situam-se na vertente oriental da Serra do Salto.

Outros setores do planalto com drenagem para o litoral localizam-se nas cabeceiras dos afluentes dos rios Nhundiaquara (ao sul e noroeste da serra do Marumbi), Cachoeira e Pequeno (entre as serras do Capivari e Agudo Grande) e Tagacaba, Acungui, Pederneiras e Serra Negra (no litoral norte).

Como consequência das capturas, a antiga superfície do planalto se encontra em diversos estádios de dissecação, resultando num relevo mais ou menos ondulado, de acordo com a intensidade do processo erosivo.

Nas áreas menos dissecadas, observam-se suaves colinas entremeadas de amplas várzeas, com rios meandrantés e de baixa declividade, constituindo uma paisagem senil no sentido de DAVIS (1899) (figura 17).

FIGURA 15: EVIDÊNCIAS DE CAPTURA DE AFLUENTES DO RIO TURVO (BACIA DO RIO RIBEIRA) PELO RIO PEDERNEIRAS (BACIA DA BAÍA DAS LARANJEIRAS). NOTE-SE O COTOVELO DE CAPTURA.

FIGURA 16 : CAPTURA IMINENTE DO RIBEIRÃO DO TABOADO, AFLUENTE DO RIO DA VÁRZEA (BACIA DO RIO IGUAÇU). NOTE-SE QUE AS CABECEIRAS DE UM AFLUENTE DO RIO SÃO JOÃO PERTENCENTE À BACIA DO RIO CUBATÃO, ALCANÇARAM A PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO RIBEIRÃO DO TABOADO.

FIGURA 17: CONFIGURAÇÃO DAS PLANÍCIES ALUVIAIS DO PLANALTO DO RIO TURVO, JUNTO COM AS COLINAS COMPÕEM UMA PAISAGEM SENIL NO SENTIDO DE DAVIS (1899).

3.6.3 A Planície Litorânea

A Planície Litorânea, ou Planície Costeira, estende-se desde o sopé da Serra até o oceano. No Paraná, tem um comprimento de aproximadamente 90km e uma largura máxima em torno de 55 km na região de Paranaguá.

A planície está profundamente recortada pelos complexos estuarinos das baías de Paranaguá, Laranjeiras, Pinheiros e Guaratuba, resultando em numerosas ilhas, algumas de grande extensão, como as ilhas das Peças, do Mel, Rasa, da Cotinga e Rasa da Cotinga.

A planície tem em geral uma altura inferior a 20m sobre o nível do mar. Em diversos locais, ocorrem morros e colinas isolados na planície, com altitudes que podem alcançar centenas de metros, tais como os morros Grande (479m) e do Canudal

(245m). Em geral, a altura da planície aumenta da costa para o continente, alcançando as maiores altitudes no sopé da serra.

Em linhas gerais, a planície costeira é constituída por sedimentos continentais e costeiros. Dentre os primeiros, destacam-se os sedimentos associados a encostas, tais como leques, tálus, colúvios e sedimentos fluviais. Os depósitos continentais incluem duas unidades que receberam denominação estratigráfica formal: a Formação Alexandra (Bigarella et al., 1959) e a Formação Iquererim (Bigarella et al., 1961a).

Os sedimentos costeiros pertencem a dois tipos de sistema principais: o de planície costeira com cordões litorâneos, e o estuarino. Ambos são representados tanto por ambientes antigos formados durante períodos em que o mar tinha níveis relativos mais altos que o atual, como por ambientes atuais, tais como praias, planícies de maré, deltas de maré e dunas frontais.

3.7 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.7.1 Principais Unidades Geológicas

Na área de estudo, ocorrem dois domínios geológicos principais: o das rochas do embasamento, ou escudo, e o da cobertura sedimentar cenozóica. Tanto as rochas como os sedimentos estão associados às grandes unidades geomórficas da região.

Conforme recente trabalho de síntese sobre a geologia do Estado do Paraná (MINEROPAR, 1989) (figura 18), a área considerada se localiza no bloco costeiro da área de escudo. Nele, podem-se distinguir sete unidades principais:

- a) Complexo granulítico Serra Negra do Arqueano;
- b) Complexo gnáissico migmatítico costeiro do Proterozóico Inferior, constituído principalmente por granitos gnáissicos e de anatexia e migmatitos;
- c) Suite granítica folhada do Proterozóico inferior, constituída por granitos e granitóides embrechíticos;

- d) Granitos e sieno-granitos, representados na área pelo granito do Alto Turvo de Proterozóico Superior;
- e) Granitos subalcalinos e alcalinos do Cambriano, representados pelos granitos Marumby, Graciosa, Anhangava, Serra da Igreja e Morro Redondo;
- f) Formação Guaratubinha de idade Cambriana, composta por vulcanitos intermediários e ácidos e rochas sedimentares, tais como conglomerados, arcoseos, siltitos e argilitos;
- g) Intrusivas Básicas Mesozóicas, principalmente diabásios e dioritos, que ocorrem sob a forma de um enxame de diques.

A cobertura sedimentar cenozóica é constituída, principalmente, por sedimentos de origens continental e costeira, sendo objeto de estudo mais detalhado nos capítulos seguintes.

3.7.2 Marco Estrutural

Segundo Fuck *et al.* (1969), os principais alinhamentos no embasamento são predominantemente de direção NE-SW. Na região de Paranaguá-Guaratuba, atingem orientação N20°30'E até N-S. Ao norte de baía de Paranaguá, os alinhamentos mudam de direção para N50 60°E e, próximos à costa, fixam-se em N 30°-40° E.

Dentre as estruturas regionais, destaca-se o Arco de Ponta Grossa, reconhecido por Sanford & Lange (1960, apud Almeida, 1976). O Arco é uma estrutura alongada, cujo eixo tem orientação NW. Durante o magmatismo mesozóico, devido ao intenso fraturamento distensivo, o Arco se constituiu numa via preferencial de ascensão do magma. Isso é evidenciado pelo grande enxame de diques de rochas básicas (Almeida, 1976; 1982).

Tanto os alinhamentos do embasamento, de direção N-S a NE-SW, como os correspondentes ao enxame de diques mesozóicos, de direção predominante NW, são muito visíveis nas imagens LANDSAT 3, MSS, banda 7, na escala 1:500.000 (figura 19).

Ferreira (1982) definiu quatro grandes alinhamentos tectônicos que delimitam compartimentos do Arco de Ponta

FIGURA 19: LINEAMENTOS ESTRUTURAIS DA REGIÃO LITORÂNEA DO ESTADO DO PARANÁ.

Grossa e refletem, ou limitam, área com grande densidade de diques e soleiras de diabásio. Os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo, de orientação NW, passam pelo litoral norte e sul do Paraná respectivamente (figura 19).

Com relação às bacias mesozóico-cenozóicas da margem continental brasileira, o litoral do Paraná se localiza na borda da bacia de Santos. Segundo Macedo (1987), a região continental adjacente a esta bacia poderia ter sido soerguida desde o Eocretáceo, configurando uma "proto-Serra do Mar". Essa faixa continental teria mantido uma posição topográfica elevada ao longo do tempo, através de contínuas respostas a condicionamentos isostáticos.

O tectonismo cenozóico, segundo Asmus & Ferrari (1978), resultou essencialmente em falhamentos normais com até 3.000m de rejeitos verticais, ao longo de linhas de fraqueza pré-cambrianas, dando lugar ao deslizamento gravitacional de blocos, os quais atualmente se expressam por escarpas de linha de falha, tais como a Serra do Mar (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978).

Com relação à neotectônica, Riccomini et al. (1989) se referem ao "sistema de rift da Serra do Mar", falhamentos de provável idade Pleistoceno Superior-Holoceno, possivelmente ativas até o presente.

4 CARTOGRAFIA

4.1 TRABALHOS PRÉVIOS

O primeiro mapa geológico do litoral do Paraná foi elaborado por Bigarella (1946). Nele, se distinguem três unidades sedimentares: formações arenosas (restingas e mangrovitos); sedimentação terrígena (aluviões terrestres e pantanais terrestres); e manguezal (pantanais marinhos). Posteriormente, Bigarella et al., (1957) elaboraram um mapa, em escala 1:50.000, da baía de Guaratuba. Foi este o primeiro mapa a contar com fotografias aéreas para sua elaboração. Nele, também foram definidas três unidades: manguezal, sedimentos argilosos e areno-argilosos - em parte, antigos manguezais e, em parte, aluviões terrestres e sedimentos arenosos escalonados em vários níveis (terraços de 3,5-10 m.s.n.m), principalmente antigas restingas. Também são indicados baixios arenosos, areno-argilosos e lamosos.

Bigarella & Doubek (1963) publicaram a folha geológica de Paranaguá, em escala 1:50.000, onde foram definidas quatro unidades:

- Quaternário - aluviões terrestres (argilas, areias e cascalho de origem continental);
- sedimentos arenosos de origem marinha (terraços de construção e antigas praias);
- Quaternário - sedimentos areno-argilosos, em parte antigos manguezais;
- manguezal.

Entre 1968-70, a Comissão da Carta Geológica do Estado do Paraná elaborou as folhas geológicas da Ilha do Mel, Paranaguá, Barra do Ararapira, Guaratuba, Guaraqueçaba, Pedra

Branca de Araraquara e Antonina, na escala 1:70.000 (Rivereau et al., 1968; 1969a,b,c,d,e; 1970), onde foram diferenciadas 14 unidades (quadro 1).

QUADRO 1 - LEGENDA PARA OS SEDIMENTOS CENOZÓICOS UTILIZADA PELA COMISSÃO DA CARTA GEOLÓGICA DO PARANÁ, SEGUNDO RIVEREAU et al. (1968, 1969a,b,c,d,e; 1970)

Recentemente, Martin et al. (1988b) apresentaram um mapa geológico em escala 1:200.000, com legenda que combina seis tipos de "características litológicas dos sedimentos", com quatro "idades dos depósitos sedimentares" (quadro 2).

QUADRO 2 - LEGENDA DO MAPA GEOLÓGICO DO QUATERNÁRIO COSTEIRO DO ESTADO DO PARANÁ, SEGUNDO MARTIN et al., 1988b)

Formações Plio-Quaternárias

A cartografia das formações plio-quaternárias é resultado da superposição de vários tipos de informações:

Características Litológicas dos Sedimentos

- Areias marinhas litorâneas bem selecionadas. As de idades pleistocênicas podem apresentar uma coloração escura em consequência da presença de matéria orgânica de origem secundária
- Sedimentos argilosos e arenosos de lagunas e baías podendo conter conchas de moluscos em quantidades variáveis. Podendo ser cobertos por uma camada de turfa
- Sedimentos argilo-arenosos ricos em matéria orgânica dos mangues atuais
- Sedimentos argilo-arenosos flúvio-lagunares
- Sedimentos continentais indiferenciados, mal selecionados: coluviões de pé de relevo e aluviões fluviais
- Sedimentos continentais mal selecionados do tipo "bajada" depositados em condições de clima semi-árido

Aspectos morfológicos da superfície dos depósitos arenosos

- Alinhamentos de antigos cordões litorâneos

Idades dos depósitos sedimentares

- Holoceno
- Pleistoceno
- Quaternário Indiferenciado
- Plioceno

4.2 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Como pode ser observado nos mapas geológicos do litoral paranaense, as unidades cartográficas quaternárias diferem consideravelmente das mais antigas. Enquanto as unidades de mapeamento geralmente correspondem a unidades litoestratigráficas definidas pelos seus atributos litológicos e paleontológicos, as unidades quaternárias, além de características sedimentológicas, podem incluir também na sua definição aspectos geomorfológicos e biológicos. Muitas das unidades sedimentares quaternárias apresentam preservação total ou parcial das características morfológicas resultantes da formação do depósito, tais como leques, dunas e cordões litorâneos.

Dentre as unidades quaternárias, existem também aquelas que correspondem aos ambientes atuais de sedimentação, como, por exemplo, praias, planícies de maré, dunas, deltas de maré e planícies aluviais.

A separação entre formas e ambientes de sedimentação atuais e antigos nem sempre é clara. Por exemplo, existem

cordões litorâneos do Holoceno com idade que varia entre pouco mais de 5.000 anos (Martin et al. 1988b) e menos de uma década. Os mais antigos formaram-se sob condições ambientais diferentes das atuais, quando o mar tinha um nível relativo mais alto que o atual; ao contrário, os cordões mais novos podem ser considerados "funcionais", pois sua construção pode ocorrer sob as mesmas condições ambientais dos depósitos atuais. Eles podem ser formados ou destruídos sem que ocorra nenhuma mudança dos parâmetros ambientais, tais como os climáticos, eustáticos ou tectônicos. Apenas mudanças sazonais ou rupturas de equilíbrio próprias da dinâmica do meio são suficientes para provocar a sedimentação ou a erosão dos cordões, tais como mudanças na posição de canais de maré, migração de formas de leito, ou ainda erosão de uma barreira ou obstáculo.

4.3 AS UNIDADES DE MAPEAMENTO

As unidades de mapeamento não são sempre definidas pelos mesmos atributos. As próprias características das unidades cenozóicas propiciam esta situação. Apenas dois grupos de sedimentos têm recebido denominação estratigráfica formal: a Formação Alexandra (Bigarella et al., 1959) e a Formação Iquere-rim (Bigarella et al., 1961a).

Por outro lado, a preservação de feições geomorfológicas originais dos depósitos e a existência de sedimentos de ambientes atuais permitem definir unidades que seriam de difícil discriminação em ambientes mais antigos. Ademais, nos ambientes atuais é possível definir unidades com mais detalhes que nas constituídas por sedimentos antigos.

No mapeamento sistemático da planície costeira, as unidades de mapeamento foram definidas de acordo com as fácies sedimentares e levando-se em conta também os ambientes de sedimentação e a cronologia. As unidades resultantes estão indicadas no quadro 3.

QUADRO 3 - UNIDADES DE MAEPAMENTO DOS SEDIMENTOS DA PLANÍCIE
COSTEIRA DO PARANÁ

Continentais
Leques e Cones Aluviais
Talus
Colúvios
Sedimentos Fluviais
Planícies de Inundação
Barras em Pontal
Meandros e Canais Abandonados
Diques Marginais
Costeiros
Planície Costeira com Cordões Litorâneos
Praias
Brejos Intercordões
Dunas Frontais
Estuarinos
Planície de Maré
Manguezais
Manguezais com <u>Acrosticum</u> e <u>Hibiscus</u>
Zona de <u>Cladium</u>
Brejos de Maré
Pântanos de Maré
Marismas e Bancos
Fundos Rasos
Deltas de Maré
Sedimentos Paleoestuarinos

Os sedimentos continentais incluem os pertencentes à Formação Alexandra, os depósitos associados às vertentes, tais como cones e leques aluviais, talus e colúvios e os sedimentos de origem fluvial, que abrangem os de planícies de inundação, barras em pontal, meandros e canais abandonados e diques marginais. Cronologicamente, foram diferenciados sedimentos do Mioceno Inferior (Fm. Alexandra), Plio-Pleistoceno (?), Quaternário indiferenciado e Holoceno.

Os sedimentos costeiros foram divididos em dois grupos principais, correspondentes a sistemas deposicionais diferentes. Um deles corresponde à planície costeira com cordões litorâneos (strand-plain), que inclui principalmente sedimentos de ambiente de face litoral (shore face), praia e duna frontal. Nos ambientes atuais desses sistemas, foram discriminadas praias, dunas frontais e brejos intercordões.

O outro sistema deposicional corresponde aos estuários. Nos sedimentos antigos, foi possível reconhecer ambientes de

planície de maré e fundos rasos. Nos ambientes atuais, a planície de maré foi dividida em seis subunidades. Também foram identificados deltas de maré.

Com referência à idade, os sedimentos costeiros foram divididos em pleistocênicos e holocênicos.

5 SEDIMENTOS CONTINENTAIS

Os sedimentos continentais da região litorânea têm recebido menos atenção que os depósitos costeiros. Bigarella (1946), em seu trabalho pioneiro sobre o litoral, indica a ocorrência de dois tipos principais de depósitos continentais: depósitos de "piemonte" e "aluviões terrestres de origem fluvial".

Posteriormente, Bigarella et al. (1959) relatam sobre a ocorrência de sedimentos continentais antigos, os quais designaram de Formação Alexandra. Bigarella et al. (1961a) definiram uma nova formação, constituída de depósitos continentais localizados no Estado de Santa Catarina, próximos ao limite com o Estado do Paraná, a qual denominaram Formação Iquererim. Esses autores relacionaram os depósitos continentais a superfícies de aplainamento e mudanças paleoclimáticas.

A mesma correlação também foi feita por Ab'Saber & Bigarella (1961a,b) e Bigarella & Salamuni (1961; 1962). Posteriormente, Bigarella (1964) apresentou um modelo geral sobre a evolução da paisagem no sudeste do Brasil, onde são relacionadas as superfícies de aplainamento (pedimentos e pediplanos) com os sedimentos continentais (depósitos correlativos), e propôs um modelo de alternâncias climáticas de úmido para o semi-árido, a fim de explicar essa evolução. O modelo é retomado por Bigarella & Mousinho (1965a,b); Mousinho & Bigarella (1965); Bigarella et al. (1965a,b), e Bigarella & Becker (1975).

Na região de Morretes, Cordani & Girardi (1967) distinguiram depósitos continentais que denominaram "pedimentos remanescentes", atribuídos ao Pleistoceno, e "aluviões do fundo da planície costeira", "depósitos de várzea" e de "talude", considerados do Holoceno. Fuck et al. (1969) relatam a ocorrência, nos flancos e sopé da Serra do Mar, de extensos depósitos de vertentes, compreendendo depósitos de talus, cones de dejeção e coluviões, que foram mapeados pela Comissão

da Carta Geológica do Estado do Paraná (Rivereau et al., 1968; 1969a,b,c,d,e; 1970).

Martin et al. (1988b) distinguiram depósitos continentais mal selecionados, tipo *bajaz* do Plioceno, e rampas coluviais e depósitos aluviais do Quaternário. Em alguns setores do litoral, separaram depósitos continentais pleistocênicos e holocênicos.

Ao fim da análise, serão consideradas três unidades de sedimentos continentais: Formação Alexandra, depósitos associados a vertentes (leques e cones aluviais, tálus e colúvios) e depósitos fluviais.

5.1 FORMAÇÃO ALEXANDRA

5.1.1 Trabalhos Prévios

A Formação Alexandra foi proposta por Bigarella et al. (1959) para designar depósitos sedimentares continentais que ocorrem no litoral paranaense, próximos à Vila de Alexandra. Segundo estes autores, a ocorrência está confinada a testemunhos isolados e, para sua caracterização, são apresentados cinco perfis com espessuras variáveis entre 3 e 22m, cujos sedimentos são argilas, argilas arenosas, arcóseos, areias e, num dos perfis, níveis de cascalho.

Bigarella et al. (1959) sugerem para os depósitos um ambiente de leques aluviais, no qual predominou um transporte relativamente rápido e ineficiente. Com base em algumas considerações relativas à formação da bacia de deposição, a formação é considerada de provável idade terciária.

Em trabalho posterior, Bigarella & Freire (1960) modificam essa interpretação, considerando mais provável que a Formação Alexandra represente mais propriamente uma planície gradacional em direção ao mar, formada numa época em que o nível do mar estava mais baixo que o atual, durante o Pleistoceno.

No ano seguinte, Bigarella et al. (1961a) e Ab'Saber & Bigarella (1961a) referem-se aos sedimentos da Formação Alexandra como de caráter flúvio-lacustre. Estes autores indicam que os depósitos estariam truncados por uma superfície de sedimentação (denominada por eles P2), que conferiria à unidade um certo

grau de antiguidade em relação a este pedimento pleistoceno. Bigarella et al. (1961a) atribuem à formação uma idade provavelmente terciária.

Bigarella & Ab'Saber (1964), com base no esquema evolutivo de fases de sedimentação e pediplanação, correlacionam a Formação Alexandra com a Formação Guabirotuba, que ocorre no Planalto de Curitiba.

Em dois trabalhos de Bigarella et al. (1965a,b), afirma-se que os sedimentos da Fm. Alexandra teriam sido formados em clima possivelmente semi-árido e depositados em ambientes de bajada, em grande parte em "playa-lakes", identificando a ação de transporte em lençol sem a implantação de canais de transporte definidos de torrentes de lama capazes de transportar matacões, principalmente próximo à zona montanhosa.

Em Bigarella et al. (1965a), os sedimentos são correlacionados à elaboração de uma superfície de pediplanação (Pd1) elaborada durante o Pleistoceno.

Fuck et al. (1969) salientam a semelhança com a Formação Guabirotuba e também reafirmam a idade pleistocênica e a probabilidade de ter sido depositada em condições de clima semi-árido.

Nas folhas Paranaguá (Rivereau et al., 1969c) e Antonina (Rivereau et al., 1970) da Comissão da Carta Geológica do Paraná, a Formação Alexandra aparece mapeada em uma área mais extensa que a reconhecida originalmente. Na folha Paranaguá, a Formação aparece dividida em duas unidades, ambas do Pleistoceno. Uma, que abrange a maior parte dos afloramentos, constituída por conglomerados, arcóseos, areias e argilitos, e, outra, que ocorre na localidade de Alexandra, constituída por "sedimentos areno-argilosos estratificados".

Em Bigarella & Becker (1975) aparece a primeira referência à Formação Alexandra em subsuperfície, numa sondagem próxima à costa atual, a uma profundidade de 100m sob o nível do mar. Isso indicaria que os sedimentos se depositaram quando o mar tinha um nível relativo pelo menos 100m mais baixo que o atual. Bigarella et al. (1978) indicam outras ocorrências da Formação Alexandra em subsuperfície, nas quais a parte superior da formação teria sido retrabalhada por ação fluvial ou marinha. O contato inferior seria com o complexo cristalino e o superior, com argilas marinhas. No entanto, numa sondagem em Praia de

Leste, os sedimentos estariam limitados na base e no topo por areias marinhas (Bigarella et al., 1978).

Silva et al. (1981) identificaram novos afloramentos no litoral norte do Paraná e sul de São Paulo, próximos aos vales dos rios Guaraqueçaba e Taquari, que foram interpretados como pertencentes à Formação Alexandra e que teriam sido formados em ambiente "fluvial" quaternário.

Martin et al. (1988b) correlacionam as formações Alexandra e Iquererim, atribuindo-lhes idade Pliocênica e deposição em condições de clima semi-árido em ambiente de tipo *bajada*.

5.1.2 Considerações Preliminares

Durante os levantamentos de campo, foram verificadas as principais áreas de ocorrência atribuídas à Formação Alexandra.

Numa primeira análise dos afloramentos, observa-se que nesta formação foram incluídos sedimentos de caráter muito diverso, que dificilmente poderiam ser considerados como pertencentes a uma única formação. Assim, antes de caracterizar os sedimentos e tentar analisar os processos e ambientes de sedimentação, é necessário indicar quais sedimentos serão considerados como pertencentes à Formação Alexandra.

A unidade constituída por "sedimentos areno-argilosos estratificados", que ocorre na localidade de Alexandra, mapeada na folha Paranaguá e incluída na Formação Alexandra (Rivereau et al., 1969c), está formada por sedimentos arenosos bem selecionados com estratificação cruzada bem desenvolvida, laminação plano-paralela sub-horizontal e estratificação cruzada de baixo ângulo. Apresenta cor castanha devido à presença de matéria orgânica epigenética. Trata-se de depósitos costeiros de Pleistoceno Superior (ver capítulo 6).

Nos afloramentos próximos ao rio Guaraqueçaba, mapeados como Formação Alexandra (Silva et al., 1981), ocorre uma fácies de conglomerados oligomícticos sustentados pelo seixos (ortoconglomerados), com clastos subangulares e subarredondados de até 30cm, constituídos quase que exclusivamente de quartzo e quartzito. Possuem estrutura multiacanalada e imbr-

cação de seixos. Nos levantamentos, não foi possível estabelecer as relações estratigráficas desses conglomerados com os arcóseos e lamas típicos da Formação Alexandra, porém sua ocorrência em níveis topográficos mais baixos e próximos do vale sugerem tratar-se de um terraço fluvial antigo do rio Guaraqueçaba. Assim, optou-se por não incluí-los na formação enquanto não se tiverem melhores evidências estratigráficas.

Com relação às ocorrências em subsuperfície (Bigarella & Becker, 1975; Bigarella et al., 1978), considera-se que, a partir das informações fornecidas pelas sondagens, as conclusões mais seguras indicam que se trata de sedimentos continentais, que se teriam depositado quando o nível relativo do mar era mais baixo que o atual. A existência de depósitos continentais com idades que vão do Mioceno inferior até o Holoceno, aliada às diversas e pronunciadas variações do nível relativo do mar no período, leva a se considerar que seja necessário contar com maiores informações para que se possa concluir se os sedimentos continentais detectados em sondagens correspondem ou não à Formação Alexandra. Por exemplo, uma análise mais detalhada dos sedimentos marinhos que limitam a base e o topo dos depósitos em algumas sondagens auxiliaria no esclarecimento das relações estratigráficas de alguns desses sedimentos.

Assim, a Formação Alexandra aqui considerada restringe-se a arcóseos, areias arcoseanas, lamas, conglomerados polimícticos, predominantemente sustentados pela matriz (para-conglomerados) e depósitos orgânicos (camada linhítica).

5.1.3 Sedimentos

Os depósitos da Formação Alexandra ocorrem em colinas isoladas, niveladas topograficamente em altitudes em torno de 30m. A superfície que nivela os sedimentos também corta elevações constituídas por rochas do embasamento cristalino.

Nos afloramentos analisados, foram encontrados dois tipos principais de sedimentos: areias arcoseanas e lamas. Subsidiariamente, foram identificados cascalhos, argilas e, num único afloramento, uma camada linhítica. A maior parte das

observações foi dificultada pelo intenso grau de intemperismo dos depósitos.

As cores predominantes nos afloramentos são cinza esverdeado e vermelho, sendo que as lamas também apresentam tons azulados ou violáceos. Nos sedimentos mais intemperizados, as cores tendem para o vermelho, laranja e amarelo.

As areias arcoseanas se dispõem em canais de dimensões variáveis, de poucos centímetros até mais de metro, e em camadas horizontais de vários decímetros de espessura (figuras 20 e 21). Nos leitos tabulares, é comum a presença de gradação normal, ocorrendo, às vezes, laminação cruzada acanalada. Nos depósitos em canal, é freqüente a ocorrência de gradação incipiente, laminação cruzada acanalada, estrutura de corte e preenchimento de canal e pelotas de argila (figura 22).

As lamas se apresentam em camadas, de poucos centímetros a vários decímetros de espessura. Com freqüência, as camadas estão escavadas na parte superior por pequenos canais preenchidos por areias. Esses sedimentos sempre apresentam uma percentagem variável de grãos de areia dispersos na matriz, constituídos principalmente de grãos angulares de quartzo. Em alguns casos, observa-se uma diminuição do teor de areia da base para o topo. Frequentemente, as areias arcoseanas passam transicionalmente para lamas arenosas.

Em alguns afloramentos foram encontrados cascalhos, cuja observação foi dificultada, principalmente devido ao seu avançado estado de alteração. São conglomerados polimíticos, com seixos de quartzo, granito, gnaiss, xisto e diabásio. O tamanho dos seixos é variável, ocorrendo até matacões; são pouco arredondados e geralmente estão sustentados por uma matriz de areia e lama. Frequentemente, possuem gradação normal incipiente.

Próximo ao Rio Guaraqueçaba, foram observados cascalheiros com seixos subarredondados, predominantemente de quartzito, matriz arcoseana, imbricação incipiente e estrutura multiacanalada em canais abertos de vários metros de largura.

FIGURA 20: FM. ALEXANDRA. VISTA PARCIAL DA SEÇÃO TIPO. ALTERNÂNCIA DE ARCÓSEOS E AREIAS ARCOSEANAS COM LAMAS. NA PARTE INFERIOR CAMADA LINHÍTICA.

FIGURA 21: FM. ALEXANDRA. ALTERNÂNCIA DE ARCÓSEOS E LAMAS. A) ARCÓSEO COM BOLAS DE ARGILA DE ATÉ 30cm. B) CANAL PRE-ENCHIDO COM ARCÓSEO COM GRANODECRESCÊNCIA. C) CANAL PREENCHIDO COM ARCÓSEO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE PREENCHIMENTO DE CANAL E BOLAS DE ARGILA. D) ARCÓSEOS COM GRANODECRESCÊNCIA QUE PASSAM A LAMAS ARENOSAS NA PARTE SUPERIOR. LOCAL: ALEXANDRA - MATINHOS.

FIGURA 22: FM. ALEXANDRA, LAMAS E ARCÓSEO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE PREENCHIMENTO DE CANAL, BOLAS E LÂMINAS DE ARGILA. LOCAL: ALEXANDRA - MATINHOS.

Segundo a classificação de Folk & Ward (1957) todas as amostras, exceto uma, possuem sedimentos muito mal selecionados (78%) e mal selecionados (19%). A assimetria é muito elevada, seja para os finos (38% muito positiva), ou para os grossos (43% muito negativa) (tabela 9).

Segundo a classificação de Shepard (1954), as principais tipos de sedimentos foram areia argilosa, argila siltosa, argila arenosa e areia silto-argilosa (figura 23).

FIGURA 23: CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL SEGUNDO SHEPARD (1954) DE SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO ALEXANDRA.

A classificação de Folk (1954), que considera não apenas os teores de areia, silte e argila, mas também as porcentagens de cascalho, parece ser mais apropriada para caracterizar os sedimentos da Formação Alexandra, pois a maioria das amostras apresenta teores variáveis de grânulos e seixos. De acordo com essa classificação, as principais classes texturais foram lama arenosa pouco cascalhenta (25%), areia lamosa pouca cascalhenta (22%), seguidas da areia lamosa cascalhenta (14%) e argila arenosa (14%). Assim, as amostras com pouco e bastante cascalho totalizam 61%.

TABELA 9 - CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS E CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO ALEXANDRA

Nº	LOCAL	DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (X)														RELAÇÃO AREIA: ARGILA: LAMA	RELAÇÃO SILTE: ARGILA	CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL: DE SHEPARD (1954)	CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL: DE FOLK (1954)	CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL: DE CAIRFO
		PARÂMETROS ESTATÍSTICOS:																		
		DE FOLK & WARD (1957)				Areia				Silte										
		M _z	σ	Sk	Kc	Seixos	Gran	mg	g	a	f	nf								
AX01	Alexandra-Matinhos	6,00	3,19	(,81)	,57	-	,82	3,99	8,17	10,19	9,67	6,62	8,96	51,56	,64	,17	Argila Arenosa	Lama Arenosa Pouco Cascalhenta	Lama Arenosa	
AX02	"	4,92	3,10	,00	,55	-	,22	2,40	8,88	13,31	12,26	8,72	15,12	39,09	,84	,39	Areia Argilosa	Lama Arenosa Pouco Cascalhenta	Areia Arcoseana Argilosa	
AX03	"	6,81	2,38	(,75)	,72	-	-	,14	1,73	3,50	6,73	7,42	16,55	63,92	,24	,26	Argila Arenosa	Argila Arenosa	Lama Arenosa	
AX04	"	5,03	2,93	(,03)	,64	-	,23	2,68	5,90	8,92	12,49	7,97	36,37	25,42	,61	1,43	Silte Argilo Arenoso	Lama Arenosa Pouco Cascalhenta	Lama Arenosa	
AX05	"	4,83	3,02	,07	,59	-	,37	2,86	6,72	10,81	16,76	9,67	23,82	28,99	,89	,82	Areia-Silte-Argila	Lama Arenosa Pouco Cascalhenta	Areia Arcoseana Argilosa	
AX06	"	7,17	1,73	(,69)	,56	-	-	-	,01	,03	,02	,06	40,91	58,97	,60	,69	Argila Siltosa	Lama	Lama	
AX07	"	7,02	2,07	(,74)	,79	-	,07	,34	1,00	1,86	3,54	7,27	28,65	57,26	,16	,50	Argila Siltosa	Lama Arenosa Pouco Cascalhenta	Lama Arenosa	
AX08	"	6,16	2,76	(,63)	,66	-	,09	,85	3,98	7,63	7,73	7,06	27,05	45,60	,58	,59	Silte Argilo Arenoso	Lama Arenosa Pouco Cascalhenta	Areia Arcoseana Arenosa com Bolas de Areia	
AX09	"	6,71	1,79	(,28)	,52	-	-	,04	,31	,61	,57	1,58	52,81	44,06	,03	1,60	Silte Argiloso	Lama	Lama	
AX10	"	3,53	3,27	,55	,74	-	,26	6,01	20,83	22,87	13,64	6,41	12,74	18,38	2,20	,69	Areia Argilosa	Areia Lamosa Pouco Cascalhenta	Argila Arcoseana Argilosa	
AX11	"	7,44	1,55	(,70)	1,18	-	-	-	,05	,12	,10	,52	33,38	65,83	,01	,51	Argila Siltosa	Lama	Lama	
AX12	"	2,68	2,92	,56	1,43	-	3,24	7,38	24,75	24,81	13,26	4,99	10,20	11,36	3,49	,90	Areia	Areia Lamosa Pouco Cascalhenta	Arcóseo Argiloso	
AX13	"	7,29	1,80	(,69)	1,10	-	-	,34	1,22	1,87	1,67	3,16	36,36	56,39	,69	,66	Argila Siltosa	Lama	Lama	
AX14	"	6,81	2,48	(,82)	1,20	-	-	,91	2,55	3,70	5,68	8,91	7,59	79,65	,28	,11	Argila Arenosa	Argila Arenosa	Lama Arenosa	
AX15	"	8,46	,51	(,27)	1,66	-	-	-	-	-	-	-	7,31	92,70	,00	,08	Argila	Argila	Lama	
AX16	"	7,82	1,34	(,67)	1,93	-	-	,24	,77	,70	1,11	1,90	23,81	71,24	,05	,33	Argila Siltosa	Argila	Lama	
AX17	"	3,78	3,42	,43	,52	-	1,08	7,25	18,40	17,62	10,46	5,37	9,39	30,43	1,48	,31	Areia Argilosa	Areia Lamosa Pouco Cascalhenta	Areia Arcoseana Lamosa	
AX18	"	3,39	3,36	,62	,69	-	,46	7,17	24,95	23,47	9,85	3,80	9,06	21,22	2,29	,43	Areia Argilosa	Areia Lamosa Pouco Cascalhenta	Arcóseo Argiloso	
AX19	"	4,21	3,20	,34	,51	-	,81	2,12	14,40	22,35	9,26	5,07	14,72	31,26	1,16	,47	Areia Argilosa	Areia Lamosa Pouco Cascalhenta	Arcóseo Argiloso	
AX20	"	2,82	3,81	,60	,58	,91	7,75	23,64	20,08	11,47	5,43	2,65	3,71	24,37	2,25	,15	Areia Argilosa	Areia Lamosa Cascalhenta	Arcóseo Argiloso Cascalh	
AX21	"	3,40	3,81	,18	,87	2,22	10,16	11,84	13,21	8,27	5,65	3,37	25,11	20,17	,94	1,24	Silte Argilo Arenoso	Lama Cascalhenta	Arcóseo Argiloso Cascalh	
AX22	"	3,72	3,45	,37	,57	,56	2,79	7,71	14,55	17,52	13,24	7,55	11,40	24,69	1,68	,46	Areia Argilosa	Areia Lamosa Pouco Cascalhenta	Arcóseo Argiloso	
AX23	Alexandra-Matinhos	7,28	1,88	(,74)	1,15	-	-	,51	,92	2,34	1,55	2,78	27,89	64,01	,09	,44	Argila Siltosa	Argila	Lama	
AX24	"	3,49	3,63	,43	,52	1,12	4,17	11,01	18,10	15,03	7,19	4,25	9,10	30,03	1,42	,30	Areia Argilosa	Areia Lamosa Cascalhenta	Arcóseo Argiloso	
AX25	"	6,79	2,29	(,74)	,69	-	-	,22	1,02	3,44	5,74	7,78	29,11	52,68	,22	,55	Argila Siltosa	Lama Arenosa	Lama Arenosa	
AX26	"	4,38	3,43	(,28)	,58	,48	2,42	7,82	10,65	10,09	5,47	2,72	34,91	25,41	,61	1,37	Silte Argilo Arenoso	Lama Arenosa Pouco Cascalhenta	Arcóseo Argiloso	
AX27	"	3,37	3,38	,59	,85	,33	1,25	7,74	23,95	21,18	10,16	6,68	8,54	20,15	2,43	,42	Areia Argilosa	Areia Lamosa Pouco Cascalhenta	Arcóseo Argiloso	
AX28	"	6,99	2,27	(,78)	,78	-	,54	,43	1,24	2,95	5,29	5,97	19,73	64,32	,19	,31	Argila Siltosa	Lama Arenosa Pouco Cascalhenta	Lama Arenosa	
AX29	"	6,39	2,86	(,82)	1,14	-	,22	1,03	6,11	6,85	5,12	3,79	17,09	59,78	,30	,29	Argila Arenosa	Lama Arenosa Pouco Cascalhenta	Lama Arenosa	
AX30	Rio Guaraquecaba	2,17	3,53	,68	,95	-	18,71	24,72	15,88	10,41	4,15	2,00	10,86	13,28	2,37	,82	Areia Argilosa	Areia Lamosa Cascalhenta	Arcóseo Cascalhento	
AX31	"	7,64	1,85	(,64)	1,62	-	-	,03	,61	1,16	4,33	3,57	25,80	64,50	,11	,40	Argila Siltosa	Argila Arenosa	Lama Arenosa	
AX32	"	2,64	3,71	,65	,69	-	12,07	23,16	19,47	7,99	5,62	4,74	9,37	17,58	2,26	,53	Areia Argilosa	Areia Lamosa Cascalhenta	Arcóseo Cascalhento	
AX33	"	6,64	2,74	(,72)	,83	-	-	1,16	2,81	4,44	8,92	5,68	19,24	57,74	,20	,33	Argila Arenosa	Argila Arenosa	Lama Arenosa	
AX34	"	3,69	3,54	,39	,50	-	1,11	12,08	21,25	11,63	6,13	4,30	11,76	31,73	1,27	,37	Areia Argilosa	Areia Lamosa Pouco Cascalhenta	Arcóseo	
AX35	"	6,93	2,59	(,72)	1,06	-	-	1,53	3,03	3,04	5,36	6,37	19,13	61,53	,24	,31	Argila Arenosa	Argila Arenosa	Lama Arenosa	
AX36	"	2,67	3,62	,68	,83	-	8,21	24,52	23,82	10,66	4,14	3,60	10,30	16,01	2,49	,64	Areia Argilosa	Areia Lamosa Cascalhenta	Arcóseo Cascalhento	

Valores negativos entre parêntesis

As análises granulométricas não refletiram adequadamente a composição granulométrica original do sedimento, devido principalmente ao estado de alteração dos feldspatos, que resultaram sensivelmente diminuídos nas frações mais grossas. Parte desse material deve ter aumentado os teores de silte e argila. Este efeito provocado pela alteração de feldspatos, de fácil identificação nos arcóseos conglomeráticos, provavelmente ocorre também em sedimentos de granulometria menor, onde sua identificação macroscópica é mais difícil.

Para caracterizar os sedimentos, também se utilizou uma classificação de campo, que, por um lado, permitisse contornar os problemas decorrentes do estado atual de alteração dos sedimentos e, por outro, possibilitasse uma maior associação com os processos formadores (tabela 9).

Nesta classificação, os arcóseos correspondem a areias nas quais se observa, nas frações mais grossas, abundância de feldspatos (>10%). As areias arcoseanas correspondem a areias onde os feldspatos das frações mais grossas são escassos (5% a 10%). O adjetivo conglomerático foi utilizado quando o sedimento apresentava mais de 5% de grânulos e seixos. Como lamias, foram considerados todos os sedimentos pelíticos que possuíssem grãos, grânulos ou seixos dispersos na matriz. Nas análises granulométricas, observa-se que todos os sedimentos com predomínio de finos possuem pequenas percentagens de areia de diversos tamanhos, desde muito finas a muito grossas, e até grânulos, e frequentemente apresentam uma moda na faixa das areias média ou fina. As lamias foram consideradas arenosas quando apresentavam teores de areia superiores a 10%. Essa classificação permite correlacionar as lamias e lamias arenosas com o processo de corrida de lama.

Em oito amostras em que foram analisadas mineralogicamente as argilas, através de difratometria de raios X, constatou-se a presença de moscovita e caulinita, sendo que a moscovita também foi observada macroscopicamente em várias amostras.

A caulinita, encontrada nas análises pode ser de origem singenética ou epigenética, pois todos os afloramentos

analisados apresentavam certo grau de intemperismo, evidenciado pelo estado de alteração dos feldspatos.

5.1.4 Seção-Tipo

A seção-tipo localiza-se no encontro das estradas Curitiba-Paranaguá (BR 277) e Alexandra-Matinhos (BR 508), a poucos metros do perfil n.º 3 do trabalho de Bigarella et al., (1959), onde a formação foi originalmente definida (figura 20).

Nela, ocorre uma sucessão de arcóseos, areias arcoseanas, lamas e lamas arenosas e uma camada linhítica intercalada. Toda a seção apresenta indícios de intemperismo, sendo mais intenso em direção à superfície.

No perfil correspondente à seção-tipo (figura 24), ocorrem, na parte inferior, arcóseos cascalhentos, cinza-esverdeados, com abundantes grânulos e seixos de até 8mm. Os grânulos e seixos são constituídos por cristais de quartzo e feldspato, de forma angular até eudral, não ocorrendo praticamente fragmentos líticos. Os grãos de areia apresentam composição similar e têm forma angular. Esses sedimentos se dispõem em leitos horizontais de vários decímetros de espessura, apresentando graduação normal pouco desenvolvida. Em alguns níveis, observou-se laminação cruzada acanalada de aproximadamente 30cm de espessura.

As areias arcoseanas da parte superior do perfil são lenticulares, às vezes restritas a canais escavados nos sedimentos finos. Frequentemente, observam-se seqüências de poucos centímetros de areias arcoseanas e lamas. As estruturas observadas foram graduação normal pouco desenvolvida e bolas de argila. O tamanho máximo é de grânulos e a percentagem de finos nas análises oscilou entre 20% e 70%. Porém, esses valores provavelmente não representam o teor original de sedimentos, pois estão incrementados pelos produtos de intemperismo dos feldspatos e pela presença de bolas de argila.

As lamas ocorrem na parte média e superior do perfil; todas apresentam teores variáveis de grãos de areia e grânulos, de forma angular e constituídos de quartzo. Nas lamas

FIGURA 24: PERFIL DA SEÇÃO-TIPO DA FM. ALEXANDRA, LOCALIZADO NO ENCONTRO DAS ESTRADAS CURITIBA-PARANAGUA (BR-277) E ALEXANDRA-MATINHOS (PR-508).

mais arenosas, foi observada concentração de grãos de areia em canaliculos de poucos centímetros. Em alguns casos, é visível uma diminuição da concentração de grãos de areia em direção ao topo.

Na parte média do perfil, ocorre uma camada linhítica de 80cm de espessura, cor preta e marrom nos 10cm superiores e limitada por lamas. Esta camada se estende horizontalmente em apenas 18m, estando interrompida na parte central ao longo de 5m (figura 20).

5.1.5 Fósseis

A Formação Alexandra era considerada afossilífera, não tendo sido registrada na literatura nenhuma evidência biológica nos seus sedimentos até o trabalho de Lima & Angulo (1990).

Na camada linhítica descoberta na seção-tipo, são visíveis restos vegetais de difícil identificação macroscópica. No terço superior da camada, foram encontrados troncos de até 20cm de diâmetro, depositados horizontalmente e apresentando deformação pela compactação. Neles se observam claramente as estruturas das fibras lenhosas.* Na parte superior da camada de lama subjacente, são visíveis restos de raízes *in situ*.

Análises palinológicas da camada linhítica e da lama subjacente permitiram a identificação de cinquenta tipos, em nível específico ou genérico, de algas, fungos, esporos e grãos de pólen (Lima & Angulo, 1990).

5.1.6 Ambiente Depositional e Paleoclima

Os processos atuantes na formação das fácies foram aqui interpretados como sendo principalmente fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detritos (conglomerados sustentados pela matriz) e fluxo de lama (lamas e lamas arenosas). Os arcóseos e arenitos arcóseos sugerem fluxos em canais entrelaçados (*braided*), ocorrendo transição para fluxos mais densos não confinados.

*Os troncos foram encaminhados para análises paleobotânicas.

Os arcóseos com estratificação gradacional da parte inferior do perfil principal poderiam ser atribuídos, pelo menos em parte, a fluxos densos em meio subaquoso. A camada linhítica indica um processo de carbonização em um ambiente do tipo pântano.

O conjunto dos depósitos analisados sugere um sistema deposicional de leque aluvial associado a corpos aquosos, de pequena dimensão talvez, pântanos.

O clima, durante a formação dos depósitos, tem sido considerado semi-árido pela maior parte dos autores (Bigarella et al., 1965a,b; Fuck et al., 1969; Martin et al., 1988b).

A principal evidência para esta interpretação parece ser a abundância de corridas de lama e a imaturidade dos depósitos. Porém, também parece ter tido um suporte importante devido à posição onde era inserida a Formação Alexandra dentro do modelo evolutivo das paisagens do sul e sudeste do Brasil, durante o Quaternário, proposto por Bigarella et al., (1965b), que visualizavam uma alternância de ciclos climáticos do úmido para o semi-árido, em correlação com os ciclos glaciais das altas e médias latitudes. Também pode ter contribuído para essa interpretação a correlação que vários autores estabeleceram com a Formação Guabirotuba, que ocorre no Planalto de Curitiba (Bigarella & Ab'Saber, 1964; Fuck et al. 1969), apresentando algumas evidências de formação sob clima semi-árido, como são os calcretes.

Na Formação Alexandra, não foram encontradas concreções de carbonato de cálcio, nem argilo-minerais como a esmectita, que pudessem sugerir a existência de um clima semi-árido durante a formação dos depósitos, ainda que o fato de ter sido detectado apenas caulinita possa ser atribuído ao intemperismo, sempre presente nos afloramentos analisados.

O tipo de intemperismo na área fonte deveria fornecer, a partir das litologias existentes (granitos, gnaisses, xistos e diabásios), tanto grãos de quartzo e feldspato como abundante argila. Os grãos e grânulos angulares de feldspato sugerem a desagregação granular das rochas comuns em climas áridos e semi-áridos, enquanto as argilas são produzidas pelo intemperismo químico, mais desenvolvido nos climas úmidos. Deve-se

considerar, ademais, que os processos intempéricos em condições de relevo muito forte, em climas úmidos e quentes, não são muito conhecidos. Processos de intemperismo atuais, observados em granitos e gnaisses da região, mostram que os grãos de quartzo e feldspato de maior tamanho podem ser liberados paralelamente à alteração química dos minerais de menor tamanho.

A ocorrência de uma camada linhítica indica inequivocamente um clima capaz de manter um corpo de água, ainda que de pequenas dimensões, de forma permanente. As análises palinológicas indicaram uma vegetação local bem adaptada às condições de um corpo de água permanente, marcado pela abundância de algas, fungos e pteridófitas, bem como de angiospermas aquáticas, tais como ninfeáceas e onagráceas (Lima & Angulo, 1990).

A vegetação circundante sugere condições de bosque, no qual os elementos herbáceos, ou arbustivos (labiadas, gramíneas, compostas), são predominantes em relação aos elementos arbóreos (bombacáceas e moráceas). Por outro lado, o conjunto indica ao mesmo tempo a presença de elementos mais adaptados a clima seco, tais como pólenes bissacados (*Fityosporites*, *Fodocarpidites*) ou poliplicados (*Ephedripites*) e úmido (proteáceas, acantáceas)" (Lima & Angulo, 1990).

Duas considerações devem ser feitas antes de se interpretar as condições paleoclimáticas de formação dos depósitos. Primeiro, que um relevo muito acentuado, como, por exemplo, o existente hoje na Serra do Mar, promove uma zonação por altitude da vegetação, possibilitando a coexistência de vários tipos de vegetação, os quais podem contribuir para o registro polínico de um determinado local. Segundo, que fatores que condicionam a pedogênese, tais como relevo muito íngreme e permeabilidade excessiva, podem propiciar o aparecimento de associação xerófita, como atualmente ocorre nas partes mais altas da serra e na planície litorânea.

Assim, o clima durante a disposição da Formação Alexandra parece ter sido úmido, porém mais seco que o atual, propiciando uma maior abundância de arbustos e plantas herbáceas. Talvez uma zonação vertical diferente da atual com faixas maiores de campos e áreas arbustivas.

A grande ocorrência de fluxos de lama e de detritos parece estar associada a existência de um relevo acidentado, com superfícies de rocha exposta que favoreceriam o fornecimento de seixos e grânulos de quartzo e feldspato. A vegetação mais aberta, sobretudo nas partes altas da serra, não ofereceria uma proteção tão eficiente das encostas, como a mata atlântica atual, favorecendo a ocorrência de corridas de lama e detritos e a existência de canais entrelaçados, num ambiente de leque aluvial.

5.1.7 Idade

A Formação Alexandra sempre foi posicionada tentativamente na escala cronológica por falta de evidências consistentes. A superfície que nivela os sedimentos foi utilizada para lhe atribuir uma idade pleistocênica, considerando-se os depósitos como correlativos da elaboração da superfície de pediplanação Pd1 (Bigarella et al., 1965a). Porém, não existem evidências concretas dessa relação, podendo a superfície de nivelamento ser posterior aos depósitos.

O conteúdo palinológico da camada linhítica apresentou várias espécies de valor estratigráfico, que têm sido utilizadas, inclusive no Brasil, para fins de datação (Lima & Angulo, 1990). Dentre elas, destacam-se: *Pseudoschizaea circula*, *Cyatheidites annulatus*, *Crassoretitritetes vanraadshooveni*, *Verrucatosporites usmensis*, *Monoporites annulatus*, *Areolipollis vespi-formis* e *Retitricolporites hispidus* (Lima & Angulo, 1990).

O conjunto das espécies permite atribuir uma idade correspondente à parte alta de Mioceno Inferior (em divisão bipartite), ou Mioceno Médio (em divisão tripartite) (Lima & Angulo, 1990).

5.1.8 Correlação

A Formação Alexandra tem sido correlacionada com diversas formações que ocorrem em diferentes regiões do Brasil. Esta análise ficará restrita àquelas de ocorrência mais próxima, como a Formação Guabirotuba, no Estado do Paraná, a For-

mação Iquererim, em Santa Catarina, e a Formação Pariquera-Açu, em São Paulo.

Diversos autores correlacionaram a Formação Alexandra com a Formação Guabirotuba (Bigarella & Ab'Saber, 1964; Fuck et al., 1969), principalmente com base em critérios sedimentológicos, morfológicos e paleoclimáticos. A Formação Guabirotuba não possui uma datação precisa. Com base em tecamebas, Azevedo (1981) atribuiu-lhe idade Pliocena, porém é uma atribuição arriscada levando-se em conta o escasso conhecimento do grupo no Brasil (Murilo R. de Lima, IG-USP, comunicação pessoal).

Na Formação Guabirotuba, são frequentes as concreções de carbonato de cálcio (calcretes), atribuídas a precipitações sob clima semi-árido (Coimbra & Riccomini, 1985). Isso sugere que as condições climáticas durante a sedimentação de ambas as formações teriam sido diferentes. Assim, não existem evidências seguras que permitam correlacionar ambas as unidades, ao contrário, os indícios sugerem tratar-se de unidades com idades diferentes.

Com relação à Formação Iquererim, que ocorre no extremo norte do Estado de Santa Catarina, próxima ao Estado do Paraná, desde sua definição, foi considerada mais nova que a Formação Alexandra, porém, ambas pertencentes ao Pleistoceno (Bigarella et al., 1961a; Bigarella & Becker, 1975).

A preservação parcial da morfologia original dos depósitos da Formação Iquererim e a sua relação com a morfologia atual da serra podem ser consideradas como um indicio de sua modernidade em relação à Formação Alexandra (ver item 5.2.2.1). Apesar de falta de evidências mais seguras, considera-se a Formação Iquererim mais nova que a Formação Alexandra, sendo colocada, tentativamente no Plio-Pleistoceno.

A Formação Pariquera-Açu ocorre no litoral do Estado de São Paulo, com alguns afloramentos muito próximos do litoral paranaense; Silva et al., (1981) consideraram esses afloramentos como pertencentes à Formação Alexandra.

Diversos autores têm reconhecido que a Formação Pariquera-Açu é uma unidade complexa que inclui diversas subunidades (Bigarella et al., 1965a). Recentemente, Melo (1990) anali-

sou os sedimentos atribuídos à Formação Pariquera-Açu, separando-os em várias unidades. Segundo Melo (1990), a Formação se restringe a sedimentos depositados num sistema complexo de leques aluviais, planície meandrante e lago, e seria correlacionável, tentativamente, à Formação Alexandra. Apesar da falta de evidências seguras sobre a idade da Formação Pariquera-Açu, as evidências paleoclimáticas parecem indicar que se originou sob condições de clima úmido, o que coincidiria com o paleoclima interpretado para a Formação Alexandra.

5.2 LEQUES E CONES ALUVIAIS, TALUS E COLÚVIOS

5.2.1 Trabalhos Prévios

No litoral do Paraná, existem diversas referências a depósitos continentais associados a vertentes. Bigarella (1946) observa que, nas proximidades e nas encostas do complexo cristalino, existem depósitos de piemonte atribuídos a desmoronamento de camadas de decomposição, por ocasião das grandes chuvas, formando-se, assim, "cones de detritos". Maack (1947a) informa da ocorrência de amontoados de blocos grandes e seixos na Serra do Mar. Posteriormente, Bigarella et al., (1961a) definiram, nas fraldas da Serra de Iquererim, próxima a Garuva, a Formação Iquererim. Trata-se de depósitos de seixos e matacões, extremamente grossos e de composição heterogênea, incluindo fragmentos de alguns centímetros até mais de quatro metros de gnaiss, granito e diabásio, e com formas angulares e subangulares. A matriz é arenosa, siltica e argilosa. A superfície dos depósitos tem declividades médias, que variam entre 5° e 12°, denominadas de pedimentos detríticos.

Bigarella (1965a) refere-se à ocorrência de depósitos terrígenos coluviais junto às áreas cristalinas, ao norte da baía de Paranaguá (região de Itinguacú-Riozinho). Na região de Morretes, mais especificamente na Serra da Graciosa e do Marumbi, Cordani & Girardi (1967) descrevem "pedimentos remanescentes", cujos sedimentos seriam semelhantes aos da Formação Iquererim.

Como resultado do mapeamento do litoral, Fuck et al. (1969) distinguiram depósitos de tálus, cones de dejeção e coluviões, salientando que, frequentemente, é difícil distinguir entre um e outro tipo, pois estão lateralmente interdigitados e misturados. Segundo esses autores, os depósitos de tálus são originados por ação da gravidade, ocorrendo ao pé de abruptos e escarpas, sendo constituídos por blocos de rochas imersos em argilas de decomposição. Os cones de dejeção, formados por torrentes, apresentam também uma mistura de blocos, seixos, areias e materiais argilosos. Indicam, ademais, que a jusante dos vales, interdigitam-se com depósitos de planície de inundação. Os coluviões ocorrem nas vertentes mais suaves (rampas de colúvio) e seriam produzidos por movimentos de massa. Estariam constituídos de material sobretudo siltico-argiloso, englobando seixos e blocos esporádicos. No fundo dos vales, os colúvios ocorreriam interdigitados com os aluviões.

Maack (1947a) faz a primeira referência cronológica e paleoclimática a esses depósitos, atribuindo-lhe uma idade pleistocênica e uma formação sob condições de clima semi-árido. Bigarella et al. (1961a) atribuem à Formação Iquererim uma idade provavelmente pleistocênica e salientam que esses depósitos ainda retêm muito da originalidade morfológica primitiva; apesar da dissecação subsequente e seriam diferentes dos depósitos de tálus, pois esses revelam um "flagrante grau de modernidade". Os sedimentos são separados em duas fases (I e II), a partir de evidências geomorfológicas e correlacionadas com outras tantas fases de clima semi-árido.

Cordani & Girardi (1967) correlacionam os "pedimentos remanescentes" da região de Morretes com a Formação Iquererim, atribuindo-lhes a mesma idade e gênese. Nas folhas da Comissão da Carta Geológica do Paraná, os depósitos são considerados quaternários. Martin et al. (1988b), no mapa geológico do litoral paranaense, correlacionam as formações Alexandra e Iquererim, atribuindo-lhes idade pliocênica e deposição sob condições de clima semi-árido, em ambiente de tipo *bajada*.

5.2.2 Considerações Preliminares

Nos trabalhos anteriores sobre o litoral do Paraná, observa-se que, para descrever os depósitos associados a vertentes, têm sido utilizadas diversas denominações, nem sempre definidas com precisão.

Vários autores (Fuck et al., 1969; Bigarella et al., 1961a) fazem referências ao auxílio da fotointerpretação para identificar, delimitar e definir as unidades correspondentes a esses depósitos, evidenciando ser a morfologia um dos principais atributos utilizados para defini-los. Associados às características morfológicas, são considerados também aspectos sedimentológicos e genéticos. Bigarella et al. (1961a) utilizaram a morfologia, especificamente o grau de dissecação, como um indicador da idade dos depósitos.

Segundo essa linha de análise morfológica, aliada à caracterização sedimentológica e genética, foram definidas três unidades correspondentes a depósitos associados a vertentes: leques e cones aluviais, tálus e colúvios. Essas unidades foram subdivididas com relação à sua idade relativa.

5.2.3 Leques e Cones Aluviais

5.2.3.1 Definição e Caracterização

Segundo Bull (1968), um leque aluvial é um corpo de depósitos fluviais, cuja superfície se aproxima de um segmento de cone, que irradia encosta abaixo a partir do ponto onde a corrente fluvial deixa uma área montanhosa.¹ Assim, a disposição radial dos sedimentos caracteriza o leque. O tamanho dos leques pode variar de menos de 100m de raio a mais de 150km, sendo mais comuns os de tamanho menor que 10km (Nilsen, 1982). Outro elemento importante na caracterização morfológica do leque é o declive. Segundo Nilsen (1982), o declive médio dos leques aluviais está em torno dos 5°, podendo variar entre menos de um grau até 25°, porém raramente ultrapassa os 10°.

¹"Aluvial fan is a body of stream deposits whose surface approximates a segment of a cone that radiates downslope from the point where the stream leaves a mountainous area" BULL (1968).

Rapp & Fairbridge (1968) consideraram as formas de menor declive como leques aluviais e as mais íngremes como cones aluviais.

A coalescência de leques aluviais pode formar uma superfície mais ou menos contínua, denominada "piemonte" (piedmont slope) (Nilsen, 1982), "pedimento detrítico" (Bigarella et al., 1965b) glaciais de acumulação ou, quando formada em condições de clima semi-árido, de bajada.

Como referência à constituição sedimentológica e gênese dos depósitos, Bull (1972) reconheceu nos leques aluviais quatro fácies principais. Três relacionadas a processos de água corrente (fluxos de baixa viscosidade) e uma a fluxos densos (fluxos de detritos). As fácies ligadas a fluxos de baixa viscosidade seriam: depósitos de enxurradas em lençol (sheet-flood deposits), depósitos de correntes em canal (stream-channel deposits), depósitos de peneira (sieve deposits). Segundo Bull (1972), os dois primeiros tipos seriam de difícil separação nos afloramentos, devido ao fato de as dimensões dos canais excederem as dos afloramentos. Os depósitos de peneira seriam de ocorrência rara.

A íntima associação de fácies originadas por fluxos de alta e baixa densidade, senão exclusiva, seria uma das principais características dos leques aluviais. Outra característica dos sedimentos dos leques é que, ao contrário dos depósitos de planície aluvial, existe uma rápida mudança das fácies ao longo do perfil longitudinal (Rust, 1979).

5.2.3.2 Ocorrência e Distribuição

Os leques e cones aluviais aqui considerados apresentam sua morfologia preservada total ou parcialmente. A fotointerpretação em diversas escalas (1:70.000 e 1:25.000) e o reconhecimento de campo possibilitaram identificar uma grande quantidade de leques de diversos tamanhos, associados às vertentes da Serra do Mar. Eles ocorrem associados a praticamente todas as grandes vertentes, sendo que os principais conjuntos foram identificados nos setores central e sul da Serra do Mar, mais especificamente na vertente oriental da Serra do

Quiriri (ou Iquererim), nas duas vertentes do vale médio do Rio São João, na vertente oriental das serras Araraquara, Guaparárim, Cubatão e do Engenho, em ambas vertentes da Serra da Prata, nas vertentes norte e sul da Serra da Igreja e na oriental das serras do Marumbi e dos órgãos.

Analisando-se a distribuição, nota-se que está associada a maiores vertentes e a determinadas litologias. O maior conjunto é talvez o localizado na vertente oriental da Serra do Quiriri (figura 25). Ali o desnível entre a planície e as partes mais altas da serra alcança mais de 1.500m (figura 14). Outro grande conjunto ocorre associado à vertente oriental das serras do Marumbi e dos órgãos (figura 26), onde os desníveis têm a mesma magnitude. Também se observa que a ocorrência de leques é mais freqüente onde as rochas do embasamento são graníticas e migmatíticas. No litoral norte, onde a composição litológica de embasamento é mais variada, nota-se mais claramente que, em condições de relevo semelhante, os leques são mais freqüentes onde ocorrem esses tipo de rochas.

5.2.3.3 Morfologia

Foram identificados dois tipos principais de leques aluviais, aquele correspondente ao leque do Rio Cubatão (que será tratado individualmente) e o que inclui todos os outros cones e leques.

Com exceção do leque do Rio Cubatão, os leques e cones aluviais do litoral paranaense apresentam uma morfologia similar. São pequenos e médios com raio oscilando entre 100m e 400m. As declividades variam entre 2° e 20°. Assim, os mais íngremes se enquadrariam como cones (Rapp & Fairbridge, 1968). Nas folhas geológicas da Comissão da Carta (Rivereau et al., 1969a,b,c,d,e; 1970), muitos desses leques foram mapeados como depósitos de tálus.

Os leques e cones se formam onde uma drenagem secundária alcança a planície costeira, ou o vale de um rio principal. Nos leques e cones com menor dissecação, observam-se diversos canais abandonados que compõem uma drenagem radial distributiva típica dos leques.

FIGURA 25: SISTEMA DE LEQUES ALUVIAIS COALESCENTES NAS FRALDAS DA SERRA DO QUIRIRI (OU IQUERERIM), NA ÁREA ONDE FOI DEFINIDA A FORMAÇÃO IQUERERIM POR BIGARELLA *et al.* (1961a). ESTADO DE SANTA CATARINA, PRÓXIMO DO LIMITE COM O ESTADO DO PARANÁ.

FIGURA 26 : SISTEMA DE LEQUES ALUVIAIS NAS FRALDAS DA SERRA DO MARUMBI.

Frequentemente, observa-se, a partir de uma mesma drenagem, uma sucessão de leques, uns mais dissecados, a montante, e outros menos dissecados, a jusante (figura 25). Em vários locais, é possível distinguir pelo menos duas gerações de leques e, às vezes, três, se bem que a mais antiga e menos definida poderia corresponder a um nível de pedimentação.*

Na maioria dos casos, principalmente nos leques maiores, observa-se que o canal fluvial principal apresenta-se bastante encaixado, existindo retrabalhamento fluvial dos depósitos do leque. Isso evidencia um predomínio da erosão vertical do curso fluvial e sugere que a dinâmica atual possa ser diferente da que originou os depósitos do leque.

5.2.3.4 Sedimentos

Em geral, os sedimentos dos leques e cones aluviais apresentam grande variabilidade granulométrica; são comuns os cascalhos sustentados pela matriz com seixos e matacões de até vários metros de diâmetro e matriz areno-argilosa. Geralmente, não se observam estruturas sedimentares.

Em superfície, os sedimentos dos leques compõem uma paisagem típica pela presença de grandes blocos esparsos sobressaindo-se de uma superfície suavemente inclinada. A espessura dos sedimentos é variável. A maior espessura observada foi de 10m. Às vezes, é possível verificar que os sedimentos se depositaram sobre uma superfície irregular.

Na região de Morretes, em diversos perfis na parte distal dos leques, observam-se cascalhos sustentados pela matriz, correspondentes a fluxos de detritos intercalados com cascalhos fluviais sustentados pelo seixos.

Em diversos locais, esses sedimentos jazem sobre uma superfície cortada nas rochas de embasamento e apresentam espessura de pouco metros. Nas margens dos cursos fluviais atuais, observam-se sedimentos produzidos pelo retrabalhamento destes depósitos.

*Utilizou-se o conceito de pedimento conforme Twidale (1968); isto é uma superfície cortada na rocha com escassa ou nenhuma cobertura sedimentar, não sendo incluídos os pedimentos detríticos.

Os sedimentos mais finos que compõem os leques são arcóseos argilosos e lamais correspondentes a fluxos de lama. As análises granulométricas evidenciaram sedimentos predominantemente muito mal selecionados e muito assimétricos. Todas as amostras apresentaram teores variáveis de areia de 3% a 77%, até os sedimentos mais finos apresentaram pequenas percentagens de areias grossa e muito grossa (figura 27 e tabela 10). Segundo a classificação de Shepard (1954), os sedimentos são areias, areias argilosas e siltes argilosos. Num leque da vertente oriental da Serra da Prata foi encontrado um arcóseo argiloso sem estrutura e com abundantes restos vegetais de fragmentos de troncos.

FIGURA 27: CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL SEGUNDO SHEPARD (1954) DE SEDIMENTOS FLUVIAIS E DE LEQUES ALUVIAIS

TABELA 10 - CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS DE SEDIMENTOS FLUVIAIS E DE LEQUES ALUVIAIS

Nº	LOCAL	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS				DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (%)										CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE SHEPARD (1954)	AMBIENTE DEPOSICIONAL
		DE FOLK & WARD (1957)				Seixos	Gran	Areia					Silte	Argila			
		Mod	σ	Sk	Kc			mg	g	m	f	mf					
F01	Rio Fai Faula	5,31	3,65	(,38)	,55	-	2,93	10,93	11,11	7,01	4,82	2,10	17,70	43,39	Argila Arenosa	Fluvial meandrante	
F02	Rio Cubatãozinho	3,15	1,09	,52	1,62	-	-	-	,06	2,65	54,39	25,68	15,87	1,73	Areia	"	
F03	Rio Cubatãozinho	2,55	,76	,43	2,00	-	-	-	,14	12,26	69,14	10,98	7,11	,36	Areia	"	
F04	Afluente do Rio Baguaçu	5,51	2,48	,09	,60	-	,08	-	,74	3,89	15,12	14,57	35,59	30,00	Silte Argilo Arenoso	"	
F05	Rio São João	4,37	1,59	,29	1,16	-	-	-	,03	,93	16,73	28,09	47,67	4,56	Silte Arenoso	"	
F06	Matinhos	4,03	3,29	,35	,58	-	2,63	4,08	12,69	13,66	17,09	9,92	14,43	25,51	Areia Argilosa	"	
F07	Rio Cubatão	6,08	1,79	,18	,74	-	-	-	,01	,37	,90	10,79	66,57	21,34	Silte Argiloso	Fluvial meandrante sobre leque aluvial	
F08	Rio Cubatão	4,65	1,47	,37	1,12	-	-	-	,09	6,02	33,63	54,89	5,37	Silte Arenoso	"		
F09	Rio Cubatão	2,66	2,17	,48	1,71	-	,34	3,60	11,35	30,85	25,42	8,73	13,00	6,69	Areia	"	
F10	Rio Cubatão	6,23	1,65	,33	,78	-	-	-	,50	,69	,81	4,57	71,01	22,43	Silte Argiloso	"	
F11	Rio Cubatão	2,23	2,10	,62	1,53	-	-	1,06	28,72	30,39	15,00	6,85	12,48	5,47	Areia	"	
F12	Rio Cubatão	2,80	2,22	,34	1,29	-	,98	3,91	11,05	19,95	27,21	11,21	19,46	6,18	Areia Siltica	"	
F13	Rio de Melo	2,89	2,85	,55	1,60	,12	,86	7,08	21,15	25,78	19,44	4,25	6,91	13,88	Areia	"	
F14	Rio de Melo	,96	2,16	,58	2,18	-	2,76	27,19	35,74	13,32	5,62	2,67	7,35	5,32	Areia	"	
F15	Afluente do Rio São João	2,28	1,88	1,48	1,82	-	-	1,68	16,81	34,79	24,58	5,90	11,60	4,63	Areia	"	
F16	Guaratuba	2,62	2,17	,22	2,21	5,28	1,69	5,40	9,67	14,31	40,95	10,38	10,66	2,06	Areia	Leque aluvial	
F17	Afluente do Rio Cubatãozinho	7,59	1,59	(,53)	,79	-	-	,19	,54	,74	,93	,49	35,36	61,75	Areia	"	
F18	Afluente do Rio Cubatãozinho	2,95	3,69	,52	,75	,25	6,63	20,42	17,24	11,84	8,33	5,44	13,45	16,37	Argila Siltica	"	
F19	Afluente do Rio São João	3,25	3,91	,33	,50	1,10	13,19	2,17	13,12	40,04	21,08	2,55	8,67	22,80	Areia Argilosa	"	
F20	Afluente do Rio São João	3,60	3,01	,71	2,21	-	,27	17,97	10,09	7,01	7,87	5,27	4,82	15,94	Areia	"	

Valores negativos entre parentesis

As principais fácies sedimentares encontradas podem ser atribuídas a fluxos densos de lama e detritos e a fluxos trativos fluviais, sendo semelhantes às fácies da Formação Alexandra.

5.2.4 O Leque do Rio Cubatão

O leque aluvial do Rio Cubatão apresenta características distintas dos outros leques encontrados no litoral do Paraná. Trata-se de um leque de aproximadamente 5km de raio, sendo o maior dos leques do litoral. Apresenta baixa declividade (inferior a 1°), sendo as características geomorfológicas mais marcantes o padrão meandrante do canal principal e a existência de numerosos meandros e canais abandonados, distribuídos por toda a superfície do leque (figura 28).

Em outros leques aluviais, com baixo declive, também foi observado um canal meandrante de alta sinuosidade (por exemplo, leques dos rios Boa Vista, Taquaruçu e do Melo), porém nesses casos ocorre um único canal, não se observando evidências de esse ter migrado sobre o leque, como no caso do Rio Cubatão. Assim, nesses casos, é possível considerar que o padrão fluvial durante a formação do leque fosse diferente do padrão meandrante atual.

Os sedimentos observados ao longo do canal do Rio Cubatão são formados por areias, areias sílticas e siltes arenosos (tabela 10). Os sedimentos são pobremente e muito pobremente selecionados, com assimetria muito positiva e positiva. O diâmetro médio das amostras variou entre 0,960 e 6,230, com uma média de 3,420.

Todos podem ser interpretados como sedimentos de fluxos de baixa viscosidade. No leque, não foram observados depósitos originados por fluxos densos. Assim, as fácies sedimentares caracterizam um sistema fluvial meandrante, porém a morfologia e a disposição dos canais abandonados configuram um leque.

FIGURA 28 : LEQUE ALUVIAL DO RIO CUBATÃO, COM PADRÃO FLUVIAL MEANDRANTE. NOTE-SE A DISPOSIÇÃO RADIAL DOS CANAIS E MEANDROS ABANDONADOS.

5.2.5 Tálus

No sopé das vertentes mais íngremes da serra, frequentemente ocorrem acúmulos de sedimentos, cujas superfícies de deposição formam rampas de forte inclinação. Essas rampas não apresentam evidências de processos fluviais, ocorrendo aparentemente um predomínio do processo de queda de detritos. Em alguns casos, as rampas apresentam ravinamento, com padrão paralelo e não radial, como nos leques. Os sedimentos que formam essas rampas íngremes foram interpretados como depósitos de tálus.

5.2.6 Colúvios

Sob a denominação colúvios é incluída uma série de sedimentos associados a vertentes, nos quais não se observam evidências de transporte por fluxos de baixa viscosidade.

Trata-se de sedimentos predominantemente finos, com proporções variáveis de areia e seixos. Geralmente, não apresentam estruturas. Os seixos podem estar dispersos na matriz ou concentrados em níveis ou linhas (stone lines). É freqüente a ocorrência de mais de um colúvio superposto, com características texturais, ou de coloração diferentes. Também ocorrem solos enterrados.

Esses sedimentos são muito freqüentes e estão amplamente distribuídos nas vertentes da serra. Alguns colúvios parecem ter sido originados por processos de movimentos de massa lentos, envolvendo o manto de intemperismo, porém, as linhas de seixos e os solos enterrados atestam a complexidade de sua evolução.

No mapeamento, foram considerados como colúvios todos aqueles depósitos associados a vertentes que não apresentavam evidências claras de serem leques, ou cones aluviais, nem tálus. Dada a escala, podem ter sido incluídos nesta unidade outros sedimentos continentais além dos colúvios.

5.2.7 Idade e Correlação

Parece não haver evidências conclusivas que permitam atribuir uma idade precisa aos leques, tálus e colúvios. Contudo, algumas evidências morfológicas permitem fazer algumas considerações.

A preservação total ou parcial da morfologia dos depósitos indica certa modernidade. Também, pode-se inferir que o relevo, durante sua formação, era semelhante ao atual.

Evidências geomorfológicas indicam a existência de pelo menos três gerações de leques em alguns locais. Este fato já tinha sido evidenciado por Bigarella et al. (1961a), quando da definição da Formação Iquererim. Porém, não há evidências que permitam atribuir essa sequência de leques a mudanças climáticas ou pulsos tectônicos; também não há evidências seguras que permitam inferir as condições paleoclimáticas durante a formação dos depósitos.

O aspecto geomorfológico dos leques sugere uma idade plio-pleistocênica para os leques mais dissecados e uma idade pleistocênica até holocênica para os menos dissecados. Por exemplo, alguns leques foram erodidos na sua parte distal durante a última transgressão, sendo, portanto, anteriores a ela; outros parecem ser posteriores. Estudos mais detalhados são necessários para elucidar essas questões.

5.3 SEDIMENTOS FLUVIAIS

5.3.1 Ocorrência, Distribuição e Morfologia

Os sedimentos fluviais estão amplamente distribuídos em todo o litoral, nas serras, nos planaltos e na planície. A fotointerpretação possibilitou delimitar grande quantidade de planícies aluviais. Em cada tipo de paisagem, as planícies aluviais e os rios apresentam características próprias. Na serra, os rios são encaixados, com um padrão retilíneo e com planícies aluviais estreitas. Um tipo particular de planície, freqüente na Serra do Mar, são as planícies de soleira, formadas a montante de obstáculos no curso fluvial constituídos por

rochas mais resistentes. Nos planaltos, as planícies são amplas e apresentam rios meandrantos.

Na planície costeira, uma das principais características é o tamanho desproporcional entre a planície aluvial e o canal fluvial. Por exemplo, o Rio São João possui meandros com raio entre 100 e 200m, enquanto a largura da planície pode alcançar 4km (figura 29). No Rio Guaraqueçaba, também pode ser observada essa relação, enquanto os meandros têm um raio entre 100 e 200m, a planície possui mais de um quilômetro de largura. No Rio Morato, os meandros são ainda menores em relação à planície, sendo o raio inferior a 50m e a largura da planície de até um quilômetro (figura 30).

Trata-se de rios desproporcionados, com vales afogados. Isso parece ter sido originado pelo grande entalhe vertical dos rios durante os períodos de mar baixo e o afogamento subsequente durante as transgressões.

Outra característica dos rios da planície é a mudança do padrão do canal ao longo o seu curso. Por exemplo, o Rio São João, após a saída da serra, apresenta um padrão meandrante. No trecho inicial, ao longo de mais de 8km, os meandros têm raio entre 100 e 200m. No trecho seguinte, de aproximadamente 3km, os meandros têm raio de 20 a 60m. A jusante, o padrão muda para amplas curvas típicas de rio com influência de maré (figura 29).

Essas mudanças estão associadas aos diferentes níveis de base do rio durante o Holoceno, decorrentes das flutuações do nível do mar. Os meandros menores ocorrem onde o rio corre sobre sedimentos paleoestuarinos do Holoceno enquanto os maiores se localizam em áreas que aparentemente não foram alcançadas pela última transgressão.

O Rio Pimenta, pertencente à bacia da baía das Laranjeiras apresenta uma configuração muito particular dos canais de drenagem. Numa única planície aluvial, ocorrem vários canais meandrantos, alguns abandonados e outros funcionais num padrão aparentemente anárquico (figura 31). Não foram encontradas na bibliografia referenciais a esse tipo de padrão, nem as causas que pudessem explicá-lo.

FIGURA 29 : DIFERENTES MORFOLOGIAS DO CANAL DO RIO SÃO JOÃO. ENTRE OS PONTOS A E C A FORMA É MEANDRANTE, SENDO QUE ENTRE A E B OS MEANDROS TÊM RAIOS DE 100 A 200 m E ENTRE B E C DE 20 A 60 m. NO TRECHO ENTRE C E D O CANAL É SINUOSO COM AMPLAS CURVAS, TÍPICO DE RIO COM INFLUÊNCIA DE MARÉ.

FIGURA 30: PADRÃO MEANDRANTE COM ALTA SINUOSIDADE DOS RIOS GUARAQUEÇABA E MORATO. NOTE-SE A EXTENSA PLANÍCIE ALUVIAL EM RELAÇÃO AO TAMANHO DOS MEANDROS, EVIDENCIANDO UM RIO DIMINUÍDO.

FIGURA 31: PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO PIMENTA COM ALTA DENSIDADE DE CANAIS MEANDRANTES

5.3.2 Sedimentos

Os depósitos fluviais no litoral são muito diversificados. As principais fácies observadas correspondem a cascalhos suportados pelos clastos, com tamanhos que variam de grânulos a matacões. São frequentes nestes sedimentos a imbricação dos seixos e estruturas de corte e preenchimento de canal. Também ocorrem depósitos arenosos e argilosos. Segundo a classificação de Shepard (1954), estes sedimentos correspondem a areias, areias argilosas, argilas arenosas, siltes arenosos e siltes argilo-arenosos, com diâmetro médio entre 2,55 ϕ e 5,31 ϕ e uma média de 4,15 ϕ . Predominam os sedimentos pobremente e muito pobremente selecionados.

5.3.3 Idade e Correlação

Os depósitos mais antigos encontrados na região são os cascalhos do terraço do Rio Guaraqueçaba, que tinham sido considerados por Silva et al. (1981) como pertencentes à Formação Alexandra. Não foram encontradas relações estratigráficas que permitissem definir claramente sua posição. Evidências morfológicas sugerem tratar-se de um terraço do Rio Guaraqueçaba que pode ser posicionado tentativamente no Plio-Pleistoceno.

Os demais sedimentos fluviais observados pertencem às planícies aluviais atuais e alguns terraços bem definidos morfológicamente, provavelmente todos do Quaternário. Em alguns casos, é possível identificar pela morfologia sedimentos fluviais anteriores e posteriores à última transgressão (ver capítulo 10), sendo, portanto, alguns pleistocênicos e, outros, holocênicos.

6 SEDIMENTOS COSTEIROS

6.1 PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDÕES LITORÂNEOS

6.1.1 Trabalhos Prévios

As referências à planície costeira com cordões litorâneos, no Estado do Paraná, aparecem já no trabalho pioneiro de Bigarella (1946), onde são apresentados dados sobre sua morfologia, composição e uma tentativa de explicação de sua origem.

Referências posteriores aparecem em diversos trabalhos sobre o litoral parananese (Bigarella, 1954b; 1965a; 1965b; 1971; Bigarella & Sanches, 1966; Bigarella et al., 1978). O mapeamento da planície se inicia com Bigarella (1946); Bigarella et al. (1957) e Bigarella & Doubek (1963). Continua, mais sistematicamente, com a comissão da Carta Geológica do Paraná (Rivereau et al., 1968; 1969a,b,c,d,e; 1970). Posteriormente Martin & Suguio (1986) e Martin et al. (1988b) apresentaram novos dados sobre a planície, ressaltando aspectos cronológicos e evolutivos. Tessler & Suguio (1987) levantaram diversos perfis estratigráficos, analisando as características texturais, as estruturas sedimentares e os ambientes deposicionais dos sedimentos que formam a planície.

6.1.2 Distribuição e Morfologia

As planícies costeiras com cordões litorâneos são uma das feições mais marcantes do litoral brasileiro, ocorrendo praticamente ao longo de toda a sua costa. No Paraná, elas se estendem desde o Canal do Varadouro, ao norte, até o Rio Sai-Guaçu, ao sul. Sua largura pode atingir 55 km, como na latitude de Paranaguá.

Uma das características mais marcantes dessas planícies são as feições lineares denominadas "cordões litorâneos". Elas

são pouco visíveis no campo, porém são mais evidentes nas fotografias aéreas e imagens de satélite. Entretanto, em alguns setores das planícies, os cordões são pouco definidos e, em outros, ainda não foram observados.

No Paraná, os cordões foram mencionados por Bigarella (1946) e denominados de "restingas" e "feixes de restingas". Porém, sua cartografia somente foi iniciada após o primeiro levantamento aéreo sistemático do Estado (1952-55). Nas cartas das baías de Paranaguá (Bigarella et al., 1957) e Guaratuba (Bigarella & Doubeck, 1963), os cordões litorâneos aparecem indicados como "orientação dos principais terraços de construção marinha". Posteriormente, nos diversos mapas da Comissão da Carta Geológica do Paraná, (Rivereau et al., 1968; 1969a,b,c,d,e; 1970), aparecem referidos como "antigos cordões de praias", porém com a mesma simbologia de "meandros abandonados" e "outras feições lineares", tornando-se, nesse último caso, difícil de discernir se o alinhamento se refere a um cordão ou à outra feição. Num mapa posterior (Martin et al., 1988b), aparecem sob a denominação de "alinhamento de antigos cordões litorâneos".

6.1.2.1 Considerações sobre a Fotointerpretação de Cordões Litorâneos

Comparando-se as diversas cartas existentes do litoral paranaense, as discrepâncias mais significativas que se observam são a quantidade e a densidade de lineamentos traçados (figuras 32 e 33).

Tendo em vista que a morfologia e a densidade dos cordões litorâneos têm sido utilizadas para auxiliar as interpretações paleoclimáticas (Bigarella & Becker, 1975), paleodinâmicas (Rivereau & Guy, 1969), paleambientais (Martin et al., 1989) e cronológicas (Martin et al., 1981), deve-se considerar quais são os critérios de identificação e traçado destas feições.

Alguns exemplos podem auxiliar na identificação das causas das divergências encontradas e na caracterização geomorfológica dos cordões.

ESCALA ORIGINAL 1:50.000

ESCALA ORIGINAL 1:70.000

ESCALA ORIGINAL 1:200.000

REFERÊNCIAS

ESCALA APROXIMADA 0 5 km

LINEAMENTOS DE CORDÕES LITORÂNEOS

MORROS

PLANÍCIE COSTEIRA

Fig.32-Comparação dos lineamentos de cordões litorâneos em diferentes cartas do litoral do Paraná na região entre Paranaguá e Pontal do Sul.
a) BIGARELLA & DOUBEK (1963); b) RIVEREAU *et al.* (1968, 1969c);
c) MARTIN *et al.* (1988b).

ESCALA ORIGINAL 1:50.000

ESCALA ORIGINAL 1:70.000

ESCALA ORIGINAL 1:200.000

REFERÊNCIAS

ESCALA APROXIMADA

0 5 km

— LINEAMENTOS DE CORDÕES LITORÂNEOS

++++ MORROS

□ PLANÍCIE COSTEIRA

Fig.33-Comparação dos lineamentos de cordões litorâneos em diferentes cartas do litoral do Paraná na região de Guaratuba. a) BIGARELLA *et al.* (1957); b) RIVEREAU *et al.* (1969 b,d) ; c) MARTIN *et al.* (1988b).

Inicialmente, deve-se considerar que geralmente a interpretação é realizada indiretamente, através de uma feição visível na vegetação, e não no terreno. Assim, o tipo de vegetação será um dos fatores essenciais na identificação do lineamento.

Na planície costeira paranaense, podem ser identificadas três situações distintas correspondentes à parte externa, intermediária e interna da planície.

Na parte externa da planície, numa faixa de 100m a 150m, é possível observar diretamente a topografia, devido ao baixo porte da vegetação. Quando não existem dunas frontais desenvolvidas, é possível observar duas feições distintas. Junto à praia atual, freqüentemente ocorrem pequenos cordões de 5m a 10m de largura e menos de um metro de altura, que somente são visíveis no campo, ou em fotografias aéreas de grande escala (maior que 1:10.000). Em direção ao continente, os cordões são maiores e mais espaçados, com uma largura de 10m a 15m e uma altitude superior a um metro.

Na parte intermediária da planície, continuam a aparecer feições lineares, bem definidas e com largura semelhante à dos cordões próximos à praia, porém, os "cordões" são definidos pela vegetação, não se observando a superfície do terreno.

Em alguns casos, o lineamento visível consiste num limite entre dois tipos diferentes de vegetação, outras vezes a alternância entre faixas de vegetação mais alta e mais baixa pode definir feições semelhantes a cordões de mais de 100m de largura (figura 34).

Em vários casos, observa-se que uma feição linear bem definida na vegetação mais baixa desaparece no encontro de uma vegetação de maior porte. Assim, as áreas alagadiças com vegetação mais baixa apresentam um maior número de lineamentos que as áreas mais altas, melhor drenadas e com vegetação arbórea.

Essas características dificultam uma avaliação quantitativa da densidade de cordões que ocorrem em um determinado setor da planície. O número visível de cordões dependerá do tipo de vegetação que os cobre. Isso se torna mais evidente quando se comparam áreas contíguas desmatadas e com vegetação arbórea.

Referências

Escala 0 500 1000 m

Planície com vegetação arbórea	Morro
Planície com vegetação arbustiva	Praia
Lineamentos visíveis na vegetação	Córregos

Fig.34 - Diversos tipos de lineamentos visíveis na vegetação da planície costeira com cordões litorâneos. Ilha do Mel.

Outro aspecto a ser considerado é que a superfície definida pela copa das árvores não corresponde à superfície do relevo. Em muitos casos, a diferença de altitude da vegetação, propiciada por fatores edáficos, é maior que o desnível do terreno. Assim, é frequente que ocorra uma inversão, onde as partes altas da superfície definida pelas copas de árvores, que se assemelham a um cordão, correspondem a terrenos mais baixos.

Na parte mais interna da planície (mais alta e mais antiga), a maioria das feições lineares observadas é erosiva e corresponde a um sistema de drenagem controlado pela orientação original dos cordões. Nesse setor, também é frequente uma inversão entre as partes altas do relevo e das copas de árvores. Assim, o vale entalhado no terraco aparece na vegetação como uma feição positiva similar a um cordão.

Pode-se concluir que os alinhamentos observados na planície costeira têm a mesma orientação dos cordões litorâneos, porém correspondem a feições geomórficas distintas, que devem ser discriminadas quando se objetiva realizar interpretações paleoambientais.

6.1.2.2 Altitude

A planície costeira com cordões litorâneos raramente ultrapassa os 10m sobre o nível médio do mar, existindo uma diminuição progressiva de altitude do interior rumo ao mar, onde atinge de um a dois metros sobre o nível médio do mar (figura 35). Altitudes superiores a 10m, como as que se verificam na Ilha do Mel, estão associadas à ocorrência de dunas eólicas. Outras considerações sobre a altitude da planície são apresentadas no capítulo 7 sobre paleoníveis marinhos.

6.1.2.3 Morfologia

- Faixa externa

Na porção mais externa da planície costeira, frequentemente ocorrem cordões de aproximadamente cinco a dez metros de largura e uma altura inferior a um metro (figura 36). Esses cordões são visíveis no campo e nas fotografias de grande

Fig.35- Perfis topográficos da planície costeira do Paraná (MARQUES FILHO, 1965).

Referências

Fig.36 - Cordões litorâneos na área de Brejatuba.

escala (maior que 1:10.000). Eles ocorrem em número variável de um a seis. Em planta, não são sempre estritamente paralelos, podendo apresentar diferenciais de orientação da ordem de um a dois graus. Desse modo, freqüentemente os mais novos cortam os mais velhos, resultando numa variação no número de cordões ao longo da costa. Estes cordões têm alturas semelhantes entre si, podendo ocorrer que os mais externos sejam pouco mais altos ou mais baixos que os mais internos.

Geralmente, a parte inferior é constituída por sedimentos depositados em ambiente praiar e a superior, por sedimentos eólicos que constituem dunas frontais incipientes (ver item 6.1.8).

- Faixa Intermediária

Em direção ao continente, os pequenos cordões da faixa externa são substituídos por feições mais largas e mais altas. A largura oscila entre 10 e 15m e, freqüentemente, apresentam dunas sobrepostas. Esses cordões estão separados dos cordões externos por uma pequena escarpa erosiva. São visíveis no campo, em perfis detalhados, e nas fotografias aéreas, em áreas desmatadas.

- Faixa Interna

Na parte interna da planície, a morfologia é de terraços aplainados, com depressões irregularmente espaçadas correspondentes a vales de um sistema fluvial orientado pela direção de antigos cordões. Assim, predomina uma morfologia originada por dissecação, e não deposicional, como nas faixas mais externas da planície.

Nos terraços, observam-se apenas as cabeceiras do sistema de drenagem. No Superagüi, por exemplo, observam-se as cabeceiras afogadas desse sistema fluvial, que desaparece ao encontro dos cordões litorâneos mais novos.

Esta morfologia permite inferir que o sistema de drenagem que dissecou os terraços tinha um nível de base inferior ao atual, provavelmente quando o mar era várias dezenas de metros inferior ao nível atual, e que o sistema é anterior aos cordões holocênicos (ver capítulo 10).

Somente em alguns casos, foi observada uma morfologia parcialmente originada durante a formação dos depósitos. Na

Ilha do Mel, entre os morros Bento Alves e do Meio, onde o terraço tem uma altitude superior a 20m, observa-se, parcialmente preservada, a morfologia de dunas frontais.

- Orientação dos Cordões

Os cordões litorâneos se dispõem geralmente paralelos e subparalelos à linha de costa atual e se agrupam em feixes, que frequentemente são truncados por cordões mais novos. Assim, a orientação dos cordões pode auxiliar nas tentativas de reconstrução paleogeográfica.

6.1.3 Texturas

As análises granulométricas das amostras da planície costeira com cordões litorâneos evidenciaram um predomínio dos sedimentos arenosos finos e muito finos. Alguns sedimentos são compostos exclusivamente por areia, enquanto outros apresentam teores variáveis de finos. Em algumas amostras, o teor de argila chegou a quase 20%, notando-se que a quantidade de finos é maior nos terraços mais antigos. Em todos os casos, os finos foram interpretados como provenientes de processos epigenéticos, principalmente a pedogênese. Por esse motivo, para fins analíticos, foi considerada apenas a fração areia.

A análise das amostras evidenciou um predomínio de sedimentos arenosos finos e muito finos (tabelas 11 e 12). A média do diâmetro médio de todas as amostras foi de $2,65\phi$, sendo que 87,5% das amostras tiveram sua moda correspondente a areia fina 8,3% a areia muito fina e apenas 4,2% a areia média (tabela 13). A média do desvio padrão foi de 0,44 evidenciando amostras bem selecionadas, sendo que 45,8% eram muito bem selecionadas, 31,3% bem selecionadas e 20,8% moderadamente selecionada.

A assimetria foi predominantemente negativa com uma média de -0,12 e as curvas predominantemente mesocúrticas com uma média de 1,03.

Esses dados coincidem com os encontrados anteriormente por outros autores (Bigarella et al. 1978; Tessler & Suguio, 1987). Bigarella et al. (1978) obtiveram um valor médio do diâmetro médio de $0,156\text{mm}$ ($2,7\phi$), sendo que mais de 70% das amos-

TABELA 11 - CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS DA FRAÇÃO AREIA E GRANULOS E AMBIENTE DEPOSICIONAL DE SEDIMENTOS DA PLANÍCIE COSTEIRA COM CORREÍOS LITORÂNEOS

Nº	LOCAL	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK & WARD (1957)				DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (%)										ESTRUTURAS ASSOCIADAS	AMBIENTE DEPOSICIONAL
						Granul.					Areia						
		Mdφ	σ	Sk	Kc	m _g	g	m	f	mf							
C01	Mai do Ararapira	3,03	,26	(,17)	1,05	-	-	-	,09	40,01	59,91	ECBA			Antepaia		
C02	"	2,90	,23	(,01)	1,00	-	-	-	-	66,09	33,90	ECBA			Antepaia		
C03	"	2,87	,22	(,03)	1,04	-	-	-	-	73,27	26,74	ECBA			Duna Frontal		
C04	"	2,86	,23	,01	1,02	-	-	-	-	73,69	26,11	ECBA			Antepaia		
C05	"	2,64	,31	,13	,99	-	-	-	,82	86,08	13,09	ECBA			Antepaia		
C06	"	3,01	,28	(,27)	1,06	-	-	-	-	39,55	60,45	ECBA			Antepaia		
C07	"	3,06	,28	(,31)	1,33	-	-	-	-	28,54	71,47	ECBA			Antepaia		
C08	"	2,91	,26	(,05)	,98	-	-	-	,08	60,14	39,77	ECBA			Antepaia		
C09	Ilha Rasa	2,75	,35	(,15)	,87	-	-	-	2,47	67,69	29,84	ECBA			Antepaia		
C10	"	2,65	,37	(,16)	1,11	-	-	-	6,11	77,62	16,07	ECBA			Antepaia		
C11	"	2,46	,54	(,37)	1,12	-	-	1,66	17,53	68,16	12,65	ECT			Face Litoral Superior		
C12	"	2,77	,26	(,03)	1,03	-	-	-	,56	85,46	13,97	ECBA			Antepaia		
C13	"	2,87	,32	(,27)	,92	-	-	-	,77	55,84	43,39	ECBA			Antepaia		
C14	Baia dos Pinheiros	2,32	,38	(,06)	1,48	-	,06	,76	7,86	87,33	3,99	ECA, ECT			Face Litoral Superior		
C15	"	2,61	,27	,10	1,01	-	-	,03	,53	90,85	8,45	ECA, ECT			Face Litoral Superior		
C16	Ilha das Peças-Bertioga	2,61	,28	(,06)	1,08	-	-	-	2,16	71,14	6,69	ECBA			Antepaia		
C17	"	2,50	,31	,05	1,00	-	-	-	4,36	78,19	5,22	ECBA			Antepaia		
C18	Ilha do Mel	2,73	,32	(,04)	,88	-	-	-	1,19	75,38	23,44	SE			Antepaia ?		
C19	"	2,68	,31	(,08)	1,17	-	,06	,20	2,55	83,39	13,80	ECBA			Antepaia		
C20	"	2,75	,31	(,07)	1,20	-	-	,04	2,57	78,31	19,08	ECBA			Antepaia		
C21	"	2,95	,25	(,10)	,99	-	-	-	,04	54,79	45,17	ECBA			Antepaia		
C22	"	2,83	,28	(,05)	,98	-	-	-	,31	71,56	28,12	ECBA			Antepaia		
C23	"	2,78	,31	(,23)	,90	-	-	-	1,99	66,96	31,05	ECBA			Antepaia		
C24	"	2,72	,37	(,16)	,92	-	-	,36	3,93	70,07	25,65	ECBA			Antepaia		
C25	"	2,86	,26	,02	1,02	-	-	-	,06	70,98	28,96	ECBA			Antepaia		
C26	"	2,73	,24	(,01)	1,18	-	-	-	,66	87,76	11,38	ECBA			Antepaia		
C27	"	2,60	,38	(,10)	,98	-	-	,06	6,98	78,80	14,17	ECBA			Antepaia		
C28	"	2,68	,34	(,03)	,84	-	-	-	2,39	76,20	21,41	ECBA			Antepaia		
C29	"	2,76	,32	(,13)	,87	-	-	,08	1,28	71,14	27,51	ECBA			Antepaia		
C30	"	1,91	,50	,09	,82	-	,08	,49	55,21	41,59	2,63	ECA			Duna Frontal		
C31	Ilha da Cotinha	2,53	,86	(,33)	,81	,94	1,59	6,23	23,46	40,28	27,50	SE			?		
C32	Fontal do Sul	2,73	,38	(,17)	1,17	-	-	-	5,23	71,11	23,66	ECBA			Antepaia		
C33	"	3,00	,33	(,31)	1,13	-	-	-	1,51	38,17	60,31	ECBA			Antepaia		
C34	Rio Maciel	2,76	,46	,09	,95	-	-	-	3,98	66,84	29,16	ECBA			Antepaia		
C35	"	3,22	,34	(,19)	,87	-	-	-	,12	25,56	74,32	ECBA			Antepaia		
C36	"	3,10	,35	(,18)	1,05	-	-	-	,25	32,13	67,62	ECBA			Antepaia		
C37	"	2,78	,45	(,18)	,86	-	,02	,23	4,92	55,47	39,36	SE			?		
C38	"	2,51	,41	,18	,97	-	-	-	8,98	76,38	14,44	ECBA			Antepaia ?		
C39	"	2,29	,98	(,31)	,77	-	,34	9,96	22,78	40,37	26,55	ECS			Face Litoral Superior ?		
C40	"	2,78	,40	(,15)	,94	-	-	,15	3,94	61,16	34,78	ECBA			Face Litoral Superior ?		
C41	"	2,20	1,01	(,26)	,79	,04	,70	15,43	22,24	38,35	23,24	ECT			Face Litoral Superior		
C42	"	2,77	,53	(,12)	,92	-	-	,48	8,06	53,47	37,99	ECBA			Antepaia		
C43	"	2,03	,76	,00	1,00	-	,37	8,29	40,30	38,79	12,24	ECT			Face Litoral Superior ?		
C44	Ilha Guaraguá	3,18	,32	(,22)	1,33	-	-	-	2,25	19,63	78,12	ECBA			Face Litoral Superior		
C45	"	2,53	,89	(,16)	,75	-	,61	5,18	17,69	41,67	34,85	ECT			Face Litoral Superior		
C46	"	2,50	,58	(,15)	1,17	-	-	1,40	17,61	65,41	15,57	ECBA			Antepaia		
C47	Rio Guaraguá	2,75	,33	,07	,90	-	-	-	,35	76,30	23,35	SE			Antepaia ?		
C48	"	2,89	,36	(,06)	,88	-	-	-	1,40	65,53	33,07	ECBA			Antepaia		
C49	"	2,84	,47	(,11)	,87	-	-	-	4,23	53,87	41,90	SE			?		
C50	"	1,98	,68	(,29)	,87	,04	1,99	14,44	25,55	48,57	9,41	ECA			Face Litoral Superior		
C51	"	2,56	,59	,04	1,11	-	-	,19	14,24	63,31	22,26	ECBA, ECT			Antepaia		
C52	"	2,69	,47	(,04)	,85	-	-	-	6,83	61,17	32,00	ECBA			Antepaia		
C53	"	2,71	,31	,16	1,51	-	-	-	,26	87,32	12,42	ECBA			Antepaia		

(continua)

Nº	LOCAL	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE				DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (%)						ESTRUTURAS ASSOCIADAS	ZIRITE DEPOSITADA
		FOLK & WARD (1957)				Granul.	Areia						
		M ₅₀	Σ	Sk	Kc		mg	g	m	f	mf		
C54	Rio Guaraguacu	2,50	,49	(,10)	1,16	-	-	,50	14,55	73,07	11,88	ECT	Face Litoral Superior
C55	Rio dos Almeida	2,57	,27	(,32)	1,00	-	-	-	,28	46,33	53,38	SE	Antepaia ?
C56	"	2,73	,32	(,08)	1,08	-	-	-	2,41	77,99	19,60	SE	Antepaia ?
C57	"	2,80	,32	(,11)	1,18	-	-	,13	3,24	71,76	24,87	SE	Antepaia
C58	"	2,71	,55	(,30)	,98	-	-	,63	11,86	45,80	41,71	ECBA	Antepaia
C59	"	2,93	,32	(,41)	1,01	-	-	-	,95	44,51	54,54	ECBA	Antepaia
C60	"	2,65	,38	(,15)	1,10	-	-	,11	6,33	75,63	16,92	ECBA	Antepaia
C61	"	2,77	,40	(,14)	,83	-	-	-	3,28	60,74	36,17	ECBA	Antepaia
C62	"	2,65	,45	(,35)	1,03	-	-	,45	5,55	45,69	48,31	ECT	Antepaia
C63	"	2,21	,47	(,07)	,93	-	-	,55	3,64	57,14	5,91	ECBA	Antepaia
C64	"	2,85	,34	(,17)	1,12	-	-	,12	3,22	61,63	35,03	ECT	Face Litoral Superior
C65	Rio dos Correias	3,02	,34	(,26)	1,07	-	-	-	,47	37,52	62,01	SE	?
C66	"	2,77	,32	(,08)	1,07	-	-	,06	2,14	73,99	23,81	SE	?
C67	"	2,75	,31	(,11)	1,11	-	-	-	2,75	76,71	20,56	SE	?
C68	Paranaguá	1,28	1,55	,08	,51	36,49	20,86	9,67	5,27	10,26	16,94	ECA	Face Litoral Superior ?
C69	"	2,91	,37	(,40)	1,12	,36	,60	,99	2,58	46,02	49,46	ECA	Face Litoral Superior ?
C70	Matinhos	2,53	,55	(,08)	1,09	-	,53	2,79	12,90	64,29	19,47	SE	?
C71	"	2,13	,73	,03	1,22	-	,45	6,65	36,19	43,37	13,13	SE	?
C72	"	2,24	,62	(,05)	1,16	-	,61	2,22	26,10	59,22	11,86	SE	?
C73	"	1,36	,93	,16	1,01	-	4,43	28,48	42,12	18,09	6,88	SE	?
C74	"	2,32	,36	(,07)	1,27	,05	,45	1,59	13,37	81,42	3,13	SE	?
C75	Guaratuba-Figarras	2,15	,87	(,26)	,92	-	1,51	12,29	22,82	44,29	19,08	ECA, ETC	Face Litoral Superior
C76	"	2,53	,41	(,20)	1,15	-	-	,77	9,16	79,94	10,15	ECBA, ECA	Face Litoral Superior
C77	"	2,13	,67	(,29)	,96	-	,47	6,67	27,36	60,11	5,38	ECA, ECH	Face Litoral Superior
C78	"	2,40	,56	,01	,99	-	-	2,12	20,96	61,18	15,75	ECA, ECH	Face Litoral Superior
C79	"	2,72	,40	(,11)	,78	-	-	-	4,01	63,27	32,73	ECA	Face Litoral Superior
C80	Guaratuba-Rio Boguacu	2,51	,44	,03	1,04	-	-	1,00	9,36	75,48	14,16	ECBA	Antepaia ?
C81	Guaratuba-Frejatuba	2,53	,32	,22	1,08	-	-	-	2,42	89,05	8,54	ECBA	Antepaia
C82	"	2,68	,31	(,02)	1,11	-	-	-	1,97	83,46	14,57	ECBA	Antepaia
C83	Guaratuba-Rio da Praia	2,75	,27	,01	1,16	-	-	-	,75	82,54	16,71	SE	?
C84	"	2,83	,39	(,23)	,96	-	-	,08	3,52	56,43	39,97	ECBA	Antepaia ?
C85	Guaratuba	2,90	,45	(,20)	1,14	-	,21	,71	4,49	49,33	45,26	SE	?
C86	"	2,83	,40	(,08)	1,41	-	-	,51	5,37	65,14	28,97	ECBA	Antepaia ?
C87	"	2,00	,68	(,22)	1,01	-	,51	8,63	33,63	52,84	4,40	SE	?
C88	Guaratuba-Rio São Joãozinho	2,36	,34	(,10)	1,03	-	-	-	1,74	61,38	36,89	SE	?
C89	"	2,88	,30	,05	1,10	-	-	-	,55	68,06	31,40	SE	?
C90	Guaratuba-Rio Descoberto	2,85	,45	(,23)	1,18	-	-	,57	5,77	52,79	40,86	SE	?
C91	"	2,81	,44	(,19)	1,14	-	-	,39	5,91	58,05	35,55	SE	?
C92	"	2,93	,38	(,29)	1,15	-	-	,68	3,32	47,55	45,46	SE	?
C93	"	2,85	,38	(,17)	1,16	-	,11	,72	3,28	54,74	41,15	SE	?
C94	"	2,96	,31	(,17)	1,03	-	-	,12	,67	50,17	49,03	SE	?
C95	"	2,55	,62	(,31)	1,00	-	,02	1,91	17,15	54,57	26,36	SE	?
C96	Guaratuba	2,88	,31	(,05)	1,08	-	-	,22	,42	26,39	14,15	SE	?
C97	Guaratuba	2,53	,63	(,38)	,99	-	,55	1,79	18,21	53,22	25,93	ECBA	Antepaia
C98	Matinhos-Rio do Sambaqui	2,45	,36	,17	1,25	,14	,27	,72	5,17	85,57	8,13	-	Matriz de Cascalheiro Marinho

Valores negativos entre parentesis

ABREVIATURAS: ECBA - Estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralelo sub-horizontal;

ECT - Estratificação cruzada tabular;

ECA - Estratificação cruzada acanalada;

ECH - Estratificação cruzada truncada por ondas; e

SE - Sem estrutura visível

TABELA 12 - MÉDIA ARITMÉTICA E DESVIO-PADRÃO DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK & WARD (1957) DE SEDIMENTOS DA PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDÕES LITORÂNEOS

(Valores em %)

		DISTRIBUIÇÃO TOTAL	DISTRIBUIÇÃO AREIA
Diâmetro Médio (Mdφ)	Valor Médio	2,69	2,65
	Desvio-Padrão	0,37	0,33
Desvio-Padrão (S)	Valor Médio	0,55	0,44
	Desvio-Padrão	0,44	0,21
Assimetria (ski)	Valor Médio	-0,03	-0,12
	Desvio-Padrão	0,23	0,15
Curtose (kc)	Valor Médio	1,28	1,03
	Desvio-Padrão	0,68	0,15

TABELA 13 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DE SEDIMENTOS DA PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDÕES LITORÂNEOS

(Valores em %)

		DISTRIBUIÇÃO TOTAL	DISTRIBUIÇÃO AREIA
Diâmetro Médio (Mdφ)	Grânulos	0,00	0,00
	Areia Muito Grossa	0,00	0,00
	Areia Grossa	1,04	4,17
	Areia Média	2,08	87,50
	Areia Fina	85,42	8,33
	Areia Muito Fina	11,46	
	Silte Grosso	0,00	
	Silte Médio	0,00	
	Silte Fino	0,00	
	Silte Muito Fino	0,00	
	Argila	0,00	
Seleção (S)	Muito Bem Selecionado	38,54	45,83
	Bem Selecionado	30,21	31,25
	Moderadamente Selecionado	20,83	20,83
	Pobremente Selecionado	9,38	2,08
	Muito Pobremente Selecionado	1,04	0,00
	Extremamente Mal Selecionado	0,00	0,00
Assimetria (ski)	Assimetria Muito Negativa	10,42	13,54
	Assimetria Negativa	34,38	42,71
	Aproximadamente Simétrica	37,50	38,54
	Assimetria Positiva	6,25	5,21
	Assimetria Muito Positiva	11,46	0,00
Curtose (kc)	Muito Platicurtica	1,04	1,04
	Platicurtica	16,67	18,75
	Mesocurtica	44,79	53,13
	Leptocurtica	23,96	26,04
	Muito Leptocurtica	8,33	1,04
	Extremamente Leptocurtica	5,21	0,00

tras tiveram sua moda no intervalo de areia fina, enquanto que Tessler & Suguio (1987) obtieram um valor médio do diâmetro médio de 2,8 ϕ . O diâmetro médio ligeiramente inferior obtido por esses autores se deve em parte a ter considerado a amostra total e não somente a fração areia. A média do diâmetro médio da distribuição total das amostras analisadas foi de 2,69 ϕ .

6.1.4 Estruturas

Com o objetivo de interpretar os ambientes e processos responsáveis pela formação das planícies costeiras com cordões litorâneos, sempre que possível foram descritas as estruturas sedimentares e, quando os afloramentos o permitiam, foram construídos perfis (tabela 14 e figuras 37 a 59).

TABELA 14 - LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS DA PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDÕES LITORÂNEOS

Nº	COORDENADAS		LOCAL
	Latitude	Longitude	
1	25°16'33''s	48°04'46''w	Mar do Ararapira (Barra)
2	25°17'15''s	48°08'05''w	Superagui (Baía dos Pinheiros)
3	25°19'44''s	48°24'14''w	Ilha Rasa
4	25°19'40''s	48°24'21''w	Ilha Rasa
5	25°19'35''s	48°24'32''w	Ilha Rasa
6	25°29'44''s	48°22'07''w	Ilha do Mel
7	25°29'39''s	48°21'39''w	Ilha do Mel
8	25°29'58''s	48°22'41''w	Ilha do Mel
9	25°31'31''s	48°21'06''w	Ilha do Mel
10	25°34'52''s	48°30'20''w	Rio dos Almeida
11	25°33'48''s	48°30'29''w	Rio dos Almeida
12	25°33'25''s	48°30'12''w	Rio dos Almeida
13	25°37'43''s	48°29'04''w	Rio Guaraguaçu
14	25°36'25''s	48°29'02''w	Rio Guaraguaçu
15	25°35'00''s	48°29'34''w	Rio Guaraguaçu
16	25°33'16''s	48°25'56''w	Ilha Guaraguaçu
17	25°34'39''s	48°26'12''w	Rio Maciel
18	25°33'42''s	48°26'13''w	Rio Maciel
19	25°33'43''s	48°24'55''w	Rio Maciel
20	25°52'28''s	48°35'53''w	Guaratuba
21	25°52'27''s	48°36'01''w	Guaratuba
22	25°55'31''s	48°34'55''w	Brejatuba

	ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO
	LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA SUB-HORIZONTAL
	ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR PLANAR
	ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR TANGENCIAL
	ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA SIGMOIDE
	ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA
	ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TRUNCADA POR ONDAS
	LAMINAÇÃO ONDULADA (WAVY)
	LAMINA DE ARGILA
	ESTRUTURA DE CORTE E PREENCHIMENTO DE CANAL
	LAMINAÇÃO CRUZADA DE MIGRAÇÃO DE MARCAS ONDULADAS ASSIMÉTRICAS
	LAMINAÇÃO DE MARCAS ONDULADAS ASSIMÉTRICAS ASCENCIONAIS
	MARCAS ONDULADAS ASSIMÉTRICAS
	LAMINAÇÃO CONVOLUTA
	ESTRUTURAS DE DESLIZAMENTO
	BIOTURBAÇÕES NÃO FIGURATIVAS
	ESTRUTURAS DE FUGA
	COLAPSO DE LAMINAS
	TUBOS
	TUBOS DE <i>Collichirus</i>
	RESTOS VEGETAIS
	CONCREÇÃO DE ÓXIDOS DE FERRO
	CONCENTRAÇÃO DE ÓXIDOS DE FERRO
	"ESTILOLITOS" DE AREIA
	PEDOGENEIZADO
	ENCOBERTO
	SEMI ENCOBERTO
	DIAMETRO MÉDIO
	DESVIO PADRÃO
	ASSIMETRIA
	CURTOSE

Fig.37 - Símbolos utilizados nos perfis da planície costeira com cordões litorâneos.

FIGURA 38: PERFIL Nº1 - MAR DO ARARAPIRA.

FIGURA 39: PERFIL Nº2 - SUPERAGÜI (BAÍA DOS PINHEIROS).

FIGURA 40: PERFIL Nº3 - ILHA RASA.

FIGURA 41: PERFIL Nº 4 - ILHA RASA.

FIGURA 42: PERFIL Nº 5 - ILHA RASA.

FIGURA 43: PERFIL Nº 6 - ILHA DO MEL.

FIGURA 46: PERFIL Nº9 - ILHA DO MEL.

FIGURA 47: PERFIL Nº 10 - RIO DOS ALMEIDAS.

FIGURA 48: PERFIL NºII - RIO DOS ALMEIDAS

FIGURA 49: PERFIL Nº 12 - RIO DOS ALMEIDAS.

FIGURA 50: PERFIL N° 13 - RIO GUARAGUAÇU

FIGURA 51: PERFIL Nº 14 - RIO GUARAGUAÇU

FIGURA 52: PERFIL N° 15 - RIO GUARAGUAÇU

FIGURA 53: PERFIL N° 16 - ILHA GUARAGUAÇU

FIGURA 54: PERFIL N° 17 - RIO MACIEL

FIGURA 55: PERFIL N° 18 - RIO MACIEL

FIGURA 56 : PERFIL Nº 19 - RIO MACIEL

FIGURA 57: PERFIL Nº 20 - GUARATUBA-PIÇARRAS

FIGURA 58: PERFIL Nº 21 - GUARATUBA - PIÇARRAS

FIGURA 59: PERFIL Nº 22 - BREJATUBA

Estruturas sedimentares da planície costeira já haviam sido descritas por Bigarella (1965c) nas proximidades do Rio Maciel, onde também foram realizadas medições de orientação e mergulho das estratificações cruzadas (figuras 60 e 61a). Bigarella & Sanches (1966) descreveram as estruturas de sedimentos arenosos, os quais foram interpretados como pertencentes a uma "praia-suspensa" no Saco do Tambarutaca. Bigarella et al. (1970/71) apresentaram novos perfis na localidade de Picarras, próxima à cidade de Guaratuba (figuras 61b e 62). Posteriormente, Bigarella & Becker (1975) descreveram um perfil na margem do Rio Itiberê. Martin & Suguio (1986) fizeram novas referências às estruturas dos sedimentos das planícies e Tessler & Suguio (1987) descreveram vários perfis nas margens dos rios Maciel, Guaraguaçu, dos Almeidas, dos Correias e Itiberê, localizados entre Paranaguá e Pontal do Sul.

As principais estruturas sedimentares encontradas foram: estratificação cruzada de baixo ângulo; estratificação cruzada acanalada, tangencial, sigmoidal, planar e truncada por ondas; estrutura de corte e preenchimento de canal; laminação cruzada de marcas onduladas simétricas e assimétricas; laminação convoluta e diversos tipos de bioturbações, destacando-se os tubos atribuídos a *Callichirus major*.

Na descrição dos estratos e lâminas, utilizou-se a classificação proposta por Campbell (1967).

6.1.4.1 Estratificação Cruzada de Baixo Ângulo com Laminação Plano-paralela Sub-horizontal

Uma das estruturas mais frequentes observadas nos sedimentos que constituem a planície costeira com cordões litorâneos é a estratificação cruzada de baixo ângulo, com laminação plano-paralela sub-horizontal.

Bigarella (1965b) descreveu nos afloramentos das margens do Rio Maciel a laminação plano paralela sub-horizontal, que denominou "estratificação paralela sub-horizontal". As lâminas tinham um mergulho de 1° a 3° para o mar, quase em Ângulo reto com a direção do cordão. Bigarella & Sanches (1966) observaram na "praia suspensa" do saco de Tambarutaca

FIGURA 60- ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA PLANAR E ACANALADA. PERFIS AO LONGO DO RIO MACIEL (BIGARELLA, 1965b)

FIGURA 61- DIAGRAMAS DE MERGULHO DA ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA EM TRÊS LOCAIS AO LONGO DO RIO MACIEL (a) E NA LOCALIDADE DE PIÇARRAS (b). (BIGARELLA, ET AL. 1970/71)

FIGURA 62 - ESTRUTURAS DOS PERFIS NA LOCALIDADE DE PIÇARRAS, GUARATUBA (BIGARELLA, ET AL. 1970/71)

"estratificação cruzada em ângulo raso" com laminaas, mergulhando de 2°30' até 9°5', normalmente 4° a 6° (figura 63). Associadas a esta estrutura, descreveram laminações de marcas onduladas, estruturas de corte e preenchimento de canal, laminação contorcida e perfurações diversas (figuras 64 e 65). Bigarella et al. (1970/71) descreveram a estratificação cruzada de baixo ângulo na localidade de Piçarras, onde ocorre associada à estratificação cruzada acanalada, e Bigarella & Becker (1975) a mencionam num perfil nas margens do Rio Itiberê. Também é mencionada por Martin & Suguio (1986) e descrita por Tessler & Suguio (1986) em diversos perfis entre Paranaguá e Pontal do Sul.

A estratificação cruzada de baixo ângulo apresenta ampla distribuição nas planícies com cordões litorâneos; ela foi encontrada na maioria dos perfis estudados e em numerosos afloramentos (figuras 66, 67 e 68).

A estrutura é formada por estratos de vários metros de comprimento com forma de cunha, de difícil observação nos afloramentos, devido a seu tamanho. O que se observa, frequentemente, são partes das superfícies limitantes dos estratos que separam seqüências de lâminas com inclinação diferente. Os estratos possuem laminação interna plano-paralela sub-horizontal com inclinação de menos de 1° até 6°. Em diversos perfis, observa-se que a inclinação das lâminas é maior em cortes transversais ao alinhamento do cordão litorâneo e menor, até horizontal, em cortes paralelos. As lâminas geralmente mergulham para o mar e têm espessuras variáveis de alguns milímetros a mais de um centímetro. Elas são paralelas à superfície limitante inferior do estrato (superfície de sedimentação) e são truncadas pela superfície limitante superior (superfície de sedimentação da seqüência superior). Em alguns casos, principalmente em afloramentos pequenos, ou onde a pedogênese destruiu parcialmente as estruturas, as superfícies que limitam os estratos são de difícil observação, identificando-se apenas as lâminas plano paralelas sub-horizontais.

Os sedimentos que compõem essa estrutura são areias finas e muito finas (média do diâmetro médio de 2,770) e apresentam boa seleção (desvio-padrão médio de 0,35), a melhor

FIGURA 63 - ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA PRAIAL EM ÂNGULO RASO. (E) ENCOBERTO. PRAIA SUSPensa DO SACO DO TAMBARUTACA (BIGARELLA e SANCHES, 1966)

FIGURA 64 - MICROESTRATIFICAÇÃO CRUZADA (LAMINAÇÃO DE RIPPLE) E CAMADAS CONTORCIDAS. PRAIA SUSPensa DO SACO DO TAMBARUTACA (BIGARELLA e SANCHES, 1966)

FIGURA 65 - SEQUÊNCIAS CONTORCIDAS ASSOCIADAS A ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA E ESTRUTURA DE CORTE E PREENCHIMENTO DE CANAL (BIGARELLA e SANCHES, 1966)

FIGURA 66 - TERRAÇO PRÓXIMO AO PERFIL Nº 9. ILHA DO MEL. NOTE-SE A CONTINUIDADE DA LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA SUB-HORIZONTAL PASSANDO DAS AREIAS BRANCAS PARA AS AREIAS CASTANHAS ("PIÇARRAS") E A DIFERENÇA DE ALTITUDE DO NÍVEL DE AREIAS CASTANHAS

FIGURA 67: ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO COM LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA E ANTIDUNAS (?). CORDÃO LITORAL ATUAL . BARRA DE SUPERAGÜI.

FIGURA 68 - LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA SUB-HORIZONTAL E LAMINAÇÃO CRUZADA DE MIGRAÇÃO DE MARCAS ONDULADAS, COM CONCENTRAÇÃO DE MINERAIS MÁFICOS. RIO DOS ALMEI-DAS, PARANAGUÁ

entre os sedimentos analisados da planície (tabelas 15 e 16). Na Ilha do Mel, as areias com laminação plano paralela subhorizontal são finas ($Md\phi = 2,76$) e apresentam um ligeiro afinamento para cima (fining upward). Na base dos perfis, o diâmetro médio é de $2,69\phi$ enquanto no topo é de $2,84\phi$, em média. As areias são muito bem selecionadas ($\delta = 0,30$) e predominantemente simétricas. Na Ilha Rasa, situada no noroeste da baía das Laranjeiras, as areias são similares às da Ilha do Mel: finas ($Md\phi = 2,69$) e bem selecionadas ($\delta = 0,37$). No mar do Ararapira, as areias são finas e muito finas ($Md\phi = 2,91$) e muito bem selecionadas ($\delta = 0,26$) em média.

TABELA 15 - MÉDIA ARITHMÉTICA E DESVIO-PADRÃO DA DISTRIBUIÇÃO AREIA DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK & WARD (1957) DE SEDIMENTOS DA PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDÕES LITORÂNEOS

		$Md\phi$	δ	Sk_1	Kc
Antepraia	V. Médio	2,76	0,36	-0,10	1,03
	Desvio-Padrão	0,18	0,09	0,15	0,14
Face Litoral Superior	V. Médio	2,42	0,63	-0,17	0,99
	Desvio-Padrão	0,41	0,32	0,14	0,19
Estratificação Cruzada de Baixo Ângulo	V. Médio	2,77	0,35	-0,10	1,03
	Desvio-Padrão	0,19	0,09	0,15	0,15
Estratificação Cruzada Tabular e Acanalada	V. Médio	2,39	0,07	-0,18	0,96
	Desvio-Padrão	0,41	0,34	0,16	0,19
Areias sem Estrutura	V. Médio	2,64	0,45	-0,12	1,07
	Desvio-Padrão	0,37	0,17	0,12	0,14
Todas	V. Médio	2,65	0,44	-0,12	1,03
	Desvio-Padrão	0,33	0,21	0,15	0,15

TABELA 16 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DA DISTRIBUIÇÃO AREIA DOS SEDIMENTOS DA PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDÕES LITORÂNEOS

(Valores em %)

	ANTE- PRAIA	FACE LITORAL SUPERIOR	ESTRATIFIC. CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO	ESTRAT. CRUZ. ACANALADA E TABULAR (A)	AREIAS SEM ESTRUTURA	TODAS (%)
Diâmetro Médio						
Areia muito grossa	-	-	-	-	-	-
Areia grossa	-	-	-	-	-	-
Areia média	-	10,53	-	13,33	3,70	4,17
Areia fina	88,68	84,21	85,42	86,67	92,59	87,50
Areia muito fina	11,32	5,26	14,58	-	3,70	8,30
Seleção						
Muito bem selecionado	62,26	15,79	60,42	13,33	44,44	45,83
Bem selecionado	28,30	31,58	31,25	33,33	29,63	31,25
Moderadamente selecionado	9,43	42,11	8,33	40,00	25,93	20,83
Pobremente selecionado	-	10,53	-	13,33	-	2,08
Muito pobremente selecionado	-	-	-	-	-	-
Extremamente mal selecionado	-	-	-	-	-	-
Assimetria						
Assimetria muito negativa	15,09	15,79	12,50	26,67	11,11	13,54
Assimetria negativa	33,96	57,89	39,58	46,67	48,15	42,71
Aproximadamente simétrica	43,40	26,32	39,58	26,67	37,04	38,54
Assimetria positiva	7,55	-	8,33	-	3,70	5,21
Assimetria muito positiva	-	-	-	-	-	-
Curtose						
Muito platocurtica	-	5,26	-	6,67	-	1,04
Platocurtica	18,87	21,05	16,67	26,67	18,52	18,75
Mesocurtica	62,26	36,84	62,50	33,33	44,44	53,13
Leptocurtica	16,98	36,84	18,75	33,33	37,04	26,04
Muito leptocurtica	1,89	-	2,08	-	-	1,04
Extremamente leptocurtica	-	-	-	-	-	-

As areias com estratificação cruzada de baixo a ângulo ocorrem geralmente sobre estratos com estratificação cruzada tabular e acanalada e sob areias sem estrutura visível. Em alguns casos, ocorre intercalada com a estratificação cruzada tabular e acanalada.

Associada a esta estrutura, ocorre laminação cruzada de migração de marcas onduladas assimétricas (figuras 68, 69), estruturas centimétricas de corte e preenchimento de canal (figuras 70, 71), estratificação cruzada tabular planar e tangencial de menos de dez centímetros de espessura e escassos tubos de *Callichirus* (figura 72). Também foram observadas estruturas de deslizamento, bioturbações não-figurativas, tubos e perfurações diversas (figura 73).

FIGURA 69: LAMINAÇÃO CRUZADA DE MARCA ONDULADA COM PRESERVAÇÃO DAS LÂMINAS DORSAIS, EVIDENCIANDO ALTA CARGA EM SUSPENSÃO. CORDÃO LITORAL ATUAL. BARRA DO SUPERAGÜI.

FIGURA 70 : ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO COM LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA SUB-HORIZONTAL , ESTRUTURA DE CORTE E PREENCHIMENTO DE CANAL E MARCAS ONDULADAS. ILHA DO MEL .

FIGURA 71 : ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO COM LAMINAÇÃO-PLANO PARA -
LELA SUB-HORIZONTAL E ESTRUTURA DE CORTE E PREENCHIMENTO DE CANAL.
PIÇARRAS, GUARATUBA.

FIGURA 72 - LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA SUB-HORIZONTAL E TUBO DE *CALLINectes MAJOR*. ILHA DO MEL

FIGURA 73- LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA SUB-HORIZONTAL COM ALTA CONCENTRAÇÃO DE MINERAIS MÁFICOS, ESTRUTURAS DE DESLIZAMENTO E PERFURAÇÕES DIVERSAS. PERFIL Nº 17. RIO MACIEL

A Ilha Rasa, foram encontrados, associados a esta estrutura, restos vegetais constituídos por folhas e pequenos gravetos, de menos de um centímetro de diâmetro.

6.1.4.2 Estratificação Cruzada Tabular e Acanalada

Outras estruturas de ampla distribuição nos sedimentos da planície com cordões litorâneos são as estratificações cruzadas planar e acanalada.

Bigarella (1965b) descreveu nos afloramentos das margens do rio Maciel estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno e médio portes (segundo classificação de McKee & Weir, 1953) que ocorrem associadas, sendo a planar a mais frequente (figura 60). As medições realizadas pelo autor forneceram para os estratos cruzados um mergulho médio para N6°E, que não diferiria muito da orientação média dos cordões na área (N 35° E) (figura 61a). Tessler & Suguio (1987) também descreveram estratificações cruzadas tabular e acanalada de base tangencial de pequeno e médio portes no Rio Maciel.

Na localidade de Piçarras, Bigarella et al. (1970/71) descreveram perfis cujas estruturas seriam similares às do Rio Maciel (figura 62). Reconheceram estratificações cruzadas acanalada e planar. O vetor resultante dos mergulhos das estratificações dessas estruturas indicaria N58°E, sendo que os cordões litorâneos estariam alinhados N15°-38°E, (principalmente N°25°E) (figura 61b).

Nos diversos perfis e afloramentos, foram observados estratos tabulares com espessuras variáveis entre 7 e 125cm e lenticulares com espessura máxima entre 10 e 50cm. Nos tabulares, foi encontrada laminação planar, tangencial e sigmoidal. Nos lenticulares, observou-se laminação tangencial e festonada, dependendo da orientação do corte em relação à direção do fluxo que originou as estruturas (figuras 74, 75 e 76).

As estratificações cruzadas destes tipos geralmente ocorrem associadas. Os sedimentos que as formam são, em geral, ligeiramente mais grossos e menos selecionados que os sedimentos com estratificação cruzada de baixo ângulo, quando se considera um mesmo perfil.

FIGURA 74 : ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA NO TERRAÇO PLEISTOCÊNICO. PARANAGUÁ.

FIGURA 75 : ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA CORRESPONDENTE A DUNAS SUB-AQUOSAS . CORTE APROXIMADAMENTE PERPENDICULAR À DIREÇÃO DE FLUXO. PIÇARRAS, GUARATUBA .

FIGURA 76 : ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA CORRESPONDENTE A DUNAS SUB-AQUOSAS . CORTE OBLÍQUO À DIREÇÃO DO FLUXO. (NA FOTOGRAFIA DA DIREITA PARA A ESQUERDA). PIÇARRAS , GUARATUBA .

Associada à estratificação cruzada, também ocorrem lâminas frontais convolutas e tubos de *Callichirus*, geralmente mais abundantes que nos estratos com estratificação cruzada de baixo ângulo.

Nos perfis descritos, os sedimentos com estratificação cruzada geralmente ocorrem na parte inferior do perfil, não se observando sua base, e estão sotopostos a areias com estratificação cruzada de baixo ângulo, que às vezes chegam a destruir quase que completamente a estrutura (figura 77). Em outros casos, ocorre intercalada com esta estrutura.

Num único perfil, em Guaratuba, foi observada estratificação cruzada acanalada, associada à estratificação cruzada truncada por ondas.

6.1.4.3 Estratificação Cruzada Truncada por Ondas (*hummocky cross stratification*)

Em um único perfil, na localidade de Picarras, próxima de Guaratuba, foi observada estratificação cruzada truncada por ondas. Na parte inferior do perfil, ocorrem areias finas moderadamente selecionadas com estratificação cruzada truncada por ondas, com longitude de onda entre 60 e 80cm. No perfil, aparece associada à estratificação cruzada acanalada. Em alguns locais, as seqüências de estratificação cruzada acanalada são truncadas na parte superior por uma superfície ondulada sobre a qual se depositam concordantemente lâminas onduladas simétricas sinusoidais em fase (figura 78). Também se observam superfícies de truncamento na parte superior dos estratos com esse tipo de laminação, sobre as quais se depositaram areias das lâminas tangenciais correspondentes à estratificação cruzada acanalada. Resulta assim uma seqüência alternada, muito particular, de estratos com laminação ondulada simétrica sinusoidal em fase e camadas com estratificação cruzada e laminação tangencial, ambos com truncamentos das lâminas na parte superior.

FIGURA 77 - AREIAS INTENSAMENTE BIOTURBADAS E ABUNDANTES TUBOS DE *CALLINectes* NA BASE DO PERFIL Nº5. ILHA RASA

FIGURA 78: ESTRATIFICAÇÕES CRUZADA ACANALADA (A) E TRUNCADA POR ONDAS (B). EM ALGUNS CASOS A SEQUÊNCIA COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA (A₁) ESTÁ TRUNCADA NA PARTE SUPERIOR POR UMA SUPERFÍCIE ONDULADA GERADA POR ONDAS, SOBRE A QUAL SE DEPOSITARAM SEDIMENTOS COM LAMINAÇÃO ONDULADA SIMÉTRICA SINOSOIDAL EM FASE (C). ESTA ESTRUTURA, POR SUA VEZ, ESTÁ TRUNCADA POR CORRENTES QUE DEPOSITARAM CAMADAS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA (A₂). PIÇARRAS, GUARATUBA.

6.1.4.5 Outras Estruturas

Associadas às estruturas principais descritas, foi encontrada uma série de estruturas menores, tais como marcas onduladas, laminação de marcas onduladas, estruturas de corte e preenchimento de canal e estruturas deformacionais penecon-temporâneas.

Associada à estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela sub-horizontal, é freqüente a ocorrência de marcas onduladas e laminação de marcas onduladas assimétricas de corrente. Mais raras são as marcas onduladas cavalgantes subcríticas. Em alguns casos, foram observadas marcas onduladas e laminação cruzada de marcas onduladas associadas à estratificação cruzada tabular e acanalada.

Outra estrutura que ocorre associada à estratificação cruzada de baixo ângulo é a de corte e preenchimento de canal (figuras 70 e 71). Trata-se de canais pequenos de menos de 1m de largura e 10 a 20cm de profundidade, cuja orientação preferencial é perpendicular ao mergulho da laminação sub-horizontal.

No Rio Maciel, foi observada estrutura de deslizamento associada à laminação plano-paralela sub-horizontal e na Ilha Rasa, laminação convoluta associada às lâminas frontais de estratificação cruzada tabular.

No Rio Maciel, foi observada também uma estrutura ondulada formada exclusivamente por areias de diversa granulometria, associada à ondulação simétrica (figura 79).

A estratificação cruzada tipo espinha de peixe, referida por Martin & Suguio (1986) e Tessler & Suguio (1987), não foi observada.

6.1.4.6 Fósseis e Bioturbações

Perfurações de animais (animal bowrowing) são referidas por Bigarella (1965b) nas margens do Rio Maciel e por Bigarella & Sanches (1966), no saco do Tambarutaca.

Bigarella & Becker (1975) descreveram, num perfil na margem do Rio Itiberê "pequenos fragmentos de tubos orgânicos" que atribuíram tentativamente à *Callianassa* (antiga denominação de

FIGURA 79: ESTRATIFICAÇÃO ONDULADA FORMADA EXCLUSIVAMENTE POR AREIAS FINAS ATÉ MUITO GROSSAS COM GRÂNULOS. NA BASE ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA. RIO MACIEL.

Callichirus). Esses tubos foram descritos posteriormente por outros autores em diversos locais do litoral paranaense (Martin & Suguio, 1986, Tessler & Suguio, 1987 e Martin et al., 1988b).

Nos afloramentos, foram encontrados diversos tipos de bioturbações. As mais significativas são talvez os tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus major* (ver capítulo 7). Esses tubos foram identificados em diversos locais, tais como a Ilha Rasa, Ilha do Mel, Rio dos Almeida, Rio Guaraguaçu, Rio Maciel, localidade de Picarras, em Guaratuba e próxima a Matinhos.

Podem-se distinguir duas situações básicas de ocorrência. A primeira associada à estratificação cruzada tabular e acanalada da parte inferior dos perfis. Os tubos são abundantes e, geralmente, apresentam a parte superior erodida. Em alguns casos, a bioturbação dos sedimentos é tanta que praticamente não restam outras estruturas visíveis (figura 77).

A outra associação é com a estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela sub-horizontal, que ocorre sempre acima da anterior. Aqui, os tubos são mais escassos e, em alguns casos, foi possível observar a parte superior dos tubos.

Nos afloramentos da Ilha Rasa e do Rio Maciel associado à estratificação cruzada com laminação plano-paralela sub-horizontal ocorrem moldes de conchas de pelecípodos.

Em diversos locais foram encontrados restos vegetais parcialmente carbonizados. Em Guaratuba e Ilha Rasa os restos vegetais têm poucos milímetros de diâmetro, apresentam-se arredondados, evidenciando transporte e estão acumulados nas calhas de marcas onduladas. Nesses locais também foram encontrados escassos fragmentos de troncos de maior dimensão, associados a estratificação cruzada acanalada.

Na Ilha Rasa também foram observados pequenos gravetos e folhas associados à laminação plano paralela sub-horizontal. No Rio Maciel, na base dos perfis, associada a estratificação cruzada acanalada, foram encontrados restos de madeira, de dimensões de poucos milímetros a 30 cm de comprimento, bem arredondados, formando um verdadeiro conglomerado de restos vegetais, com até 5cm de espessura. A camada com restos vege-

tais estava associada a areias grossas e muito grossas na base e areias médias e finas no topo.

Também foram observados, em diversos locais, estruturas de fuga, colapso de lâminas e bioturbações não-figurativas ou deformativas.

6.1.4.7 Areias sem Estrutura

Em muito casos, foram observados afloramentos e até perfis inteiros constituídos por areias sem estrutura visível.

Bigarella (1965b) refere-se a ocorrência de areias brancas sem estrutura, com espessura entre 0,5 e 1,0m, na parte superior dos depósitos da planície costeira, na área de Paranaguá. Este autor atribui às areias sem estrutura origem eólica retrabalhada. As areias pertenceriam a dunas que seriam "adelgadas" por "corridas de areia" resultantes do encharcamento das areias. O processo levaria à perda da estrutura das areias.

Na maioria dos perfis, a parte superior apresenta uma camada de areias sem estrutura com espessuras entre 0,3 e 4,0m. As areias são geralmente brancas e soltas. Do ponto de vista pedológico, estas areias fazem parte de um perfil de solo tipo Podzol (IAPAR, 1978), mais especificamente o horizonte E (antigo A2), que se caracteriza pela eluviação. Este horizonte se localiza entre o horizonte A, de cor cinza e com teores variáveis de matéria orgânica e raízes atuais e o horizonte Bh, de cor castanha, que possui enriquecimento de matéria orgânica e óxidos de ferro iluviais. Em diversos locais (ilhas Rasa e do Mel, Rio Maciel e Pontal do Poço) se observa que as estruturas sedimentares visíveis no horizonte Bh, desaparecem progressivamente no horizonte E, não se observando nenhuma descontinuidade, isto é particularmente visível quando o limite entre os dois horizontes é ondulado e corta, por exemplo, a laminação plano-paralela sub-horizontal. Também não foram observadas diferenças texturais entre as areias sem estruturas e as areias subjacentes. Assim, é provável que a

perda de estrutura seja devida a processos pedogenéticos ainda pouco conhecidos e não a mudanças de ambiente deposicional dos sedimentos.

6.1.5 Ambientes de Sedimentação

6.1.5.1 Trabalhos Prévios

No seu primeiro trabalho sobre o litoral paranaense, Bigarella (1946), seguindo a opinião de Lamago (1940), interpreta as "restingas" como formadas a partir de esporões arenosos (spits), que começariam a partir de pontais rochosos ou ilhas, induzidos pelas correntes. Posteriormente, Bigarella (1954b) acrescenta que seriam formadas predominantemente por "areias de praia". Bigarella (1965b) conclui que a estratificação paralela sub-horizontal, com mergulho de 1° a 3° para o mar, e quase em ângulo reto com a direção do cordão, teria sido formada em ambiente de face litoral (marinho raso) (shore face, nearshore). A estratificação cruzada, cujo mergulho médio de $N6^{\circ}E$ não diferia muito da orientação média dos cordões ($N35^{\circ}E$), teria sido formada do lado externo de barras costeiras longitudinais (longshore bars), como depósitos de costa afora (offshore) ou em canais (troughs) entre a barra costeira longitudinal (longshore bar) e a linha de costa. As estruturas mostrariam, segundo o autor, a eficiência das correntes que fluíram aproximadamente paralelas à costa. Esta interpretação será mantida em trabalhos posteriores (Bigarella et al., 1969b; Bigarella et al., 1970/71; Bigarella & Becker, 1975; Bigarella et al., 1978).

É interessante notar que, apesar dessas interpretações, Bigarella & Sanches (1966) estudaram sedimentos arenosos litorâneos no Saco do Tambaratuca, que denominaram de "praia suspensa", onde a principal estrutura observada foi a "estratificação cruzada em ângulo raso" ($2^{\circ}30'$ até $9^{\circ}50'$, normalmente 4° a 6°), associada à laminação de marcas onduladas, estruturas de corte e preenchimento, camadas contorcidas e perfurações de animais diversos. Os estratos com essas estruturas foram interpretados como sendo depositados em ambiente de estirâncio.

Na localidade de Piçarras, Bigarella et al., (1970/71) informam que os sedimentos com estratificação cruzada seriam de difícil interpretação. O vetor resultante da estratificação cruzada indicaria N58°E, enquanto os cordões arenosos estariam alinhados N15°-38°E (principalmente N 25°E). Assim, os estratos cruzados poderiam ser interpretados como formados em ambiente marinho raso (near-shore), por correntes fluindo para nordeste. No entanto, a ocorrência de areias muito grossas e grânulos em algumas seqüências de estratos cruzados poderia indicar, segundo os autores, a presença de estratos fluviais associados a depósitos marinhos.

Posteriormente, Martin & Suguio (1986) informam que as areias da planície costeira apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo e espinha de peixe, e que o ambiente marinho raso dos depósitos pode ser assegurado pela presença de tubos que podem ser atribuídos a *Callichirus*, um artrópodo marinho que vive na zona inframaré.

Tessler & Suguio (1987) atribuíram aos sedimentos da planície da região Paranaguá-Antonina os mesmos ambientes deposicionais encontrados na região de Cananéia-Iguape, estudados por Suguio & Tessler (1987), isto é, ambiente de face praial (upper shoreface), para a porção inferior mais argilosa, e de antepraia (foreshore), para a parte superior de composição essencialmente arenosa.

6.1.5.2 Terminologia para Ambientes Costeiros

Um dos problemas encontrados, quando se trata de definir os ambientes de sedimentação dos depósitos costeiros, refere-se à terminologia utilizada para definir os ambientes e subambientes.

Analisando-se a bibliografia, foram observadas várias discrepâncias referentes à terminologia utilizada para designar os ambientes e as formas da área costeira. Essas divergências ocorrem na literatura em língua inglesa e, frequentemente, são ampliadas quando os termos são traduzidos para o português.

Não se pretende discutir exaustivamente a terminologia costeira, nem fazer uma revisão completa da mesma, mas apresentar uma breve discussão para justificar as denominações utilizadas no trabalho.

A partir dos dados apresentados por vários autores (Inman, 1960; U.S. Army, 1973; Reineck & Singh, 1973; Komar, 1976; Reinson, 1979; McCubbin, 1982; Pethick, 1984; Roep, 1986), foi composto um perfil hipotético dos ambientes costeiros com os termos em inglês (figura 80), posteriormente traduzidos, levando-se em conta algumas propostas brasileiras (Bigarella et al., 1966; Medeiros et al., 1971; Pires Neto, 1978) (figura 81).

A divisão mais freqüente da zona costeira é: pós-praia (back shore), antepraia (foreshore) e face litoral (shoreface ou inshore).

A pós-praia, em direção ao continente, limita-se com dunas frontais (foredune) ou com falésias (cliffs). Este limite constitui a linha de costa (coastline) (Bigarella et al., 1966; Roep, 1986). Para o mar, limita-se com a antepraia (foreshore). Com relação à hidrodinâmica, a pós-praia situa-se acima do nível de preamar médio, entre o limite do espraiamento das ondas de preamar médio (mean high water swash limit) (Roep, 1986) e o alcance máximo das ondas durante as tempestades ou marés muito altas. A pós-praia pode ser denominada praia seca (dry beach) (Roep, 1986).

As feições morfológicas principais da pós-praia são as bermas (berms), podendo ocorrer uma ou mais bermas separadas por escarpas de praia (beach scarps) (Komar, 1976). As bermas podem constituir barras de praia ou barras de espraiamento (beach bars ou swash bars) e canais (runnels) (Reineck & Singh, 1973).

A antepraia situa-se entre a pós-praia e a face litoral (shoreface ou inshore). Com relação à hidrodinâmica, o limite superior da antepraia corresponde ao limite de espraiamento das ondas de preamar médio e o limite inferior ao nível médio de maré baixa (mean low water level). A antepraia constitui a zona de espraiamento (swash zone) (McCubbin, 1982) e também pode ser denominada de praia intermaré (intertidal beach) (Roep, 1986).

Morfológicamente, a antepraia pode ser dividida em uma parte superior ou face praial (beach face) (Komar, 1976; Mc

Bar = ridge
Runnel = trough
MHWL = mean high water level

Fig.80- Terminologia em língua inglesa de ambientes e subambientes costeiros.

Fig.81-Terminologia de ambientes e subambientes costeiros.

Cubbin, 1982) ou estirâncio (Bigarella et al., 1966), e uma parte inferior ou terraço de baixamar. Nesse terraço, geralmente ocorrem canais e barras, que Roep (1986) denomina barras de espraimento (swash bars).

É interessante notar que Reinson (1979) coloca o terraço de baixa-mar abaixo do nível de baixa-mar média e, por isto, o inclui na face litoral e não na foreshore. Outros autores (Bigarella et al., 1966; Medeiros et al., 1971; Pethick, 1984), situam-no acima do nível médio de baixa-mar. Tanto Reinson (1979) como Medeiros et al., (1971) referem-se à mesma feição, pois utilizam o mesmo exemplo para descrevê-la. Bigarella et al., (1966) são os únicos dos autores pesquisados que, nos perfis de praia, definem uma feição denominada "terraço ou plataforma de baixa-mar", situada acima do nível médio de baixa-mar, e outra denominada "plataforma ou terraço de antepraia", situada abaixo desse nível.

Para alguns autores, toda a antepraia constitui a zona de espraimento (swash zone) (McCubbin, 1982); para outros, a parte inferior da antepraia pertenceria à zona de surfe (surf zone) (Medeiros et al., 1971). Na realidade, durante o ciclo das marés, essas zonas se deslocam; contudo, todas as partes da antepraia, em alguns momentos do ciclo de maré, estão submetidas ao espraimento, enquanto a parte inferior também é submetida ao processo de surfe, durante as marés altas. Assim, pode-se concordar com McCubbin (1982), lembrando que outros processos também atuam na antepraia durante o ciclo das marés.

Parece haver consenso, pelo menos na literatura em língua inglesa, que a pós-praia e a antepraia constituem a praia (beach) (U.S. Army, 1973), não fazendo parte dela as formas e os depósitos de areias permanentemente submersos.

A face litoral limita-se com a antepraia, na direção do continente, e com a zona de transição em direção ao mar, e, esta última, limita-se com a região de costa afora (off shore). A face litoral se estende entre o nível médio de baixa-mar e o nível de base de ação das ondas (wave base). Conforme U.S. Army (1973), shore face é sinônimo de inshore.

A face litoral pode ser dividida em uma zona inferior, onde as ondas iniciam sua interação com o fundo (shoaling zone),

para a qual talvez possa se propor o nome de zona de empinamento das ondas, seguida de uma zona intermediária, ou zona de arrebenção (breacker zone), e uma superior, ou zona de surfe (Reinson, 1979). Na literatura brasileira, essa zona tem sido denominada de antelitoral (Bigarella et al., 1966) e face praial (Tessler & Suguio, 1987). Por se tratar de uma área permanentemente submersa, exceto a parte mais alta das barras, que pode ficar emersa durante as maiores baixamarés, não parece adequado utilizar o termo praia para designá-la. Ademais, a denominação face praial parece mais adequada para designar a parte superior da antepraia (beachface). Assim, tomando-se como base a denominação de antelitoral (Bigarella et al., 1966), optou-se pelo termo face litoral (shoreface).

Na face litoral, ocorrem canais (trough) e barras (bars), que podem ser denominados barras costeiras longitudinais (long shore bars) e também barras submarinas (submarine bars) (Roep, 1986).

Na zona de arrebenção, pode existir uma barra de arrebenção (breakpoint bar) (Roep, 1986). Os canais podem ser denominados de canais litorâneos longitudinais (longshore trough).

6.1.5.3 Estruturas Sedimentares

Segundo McCubbin (1982), alguns dos tipos mais comuns de estratificação em depósitos costeiros são:

- a) estratificação cruzada de espraiamento - estratificação cruzada de baixo ângulo (2° a 10°), subparalela à base da camada com forma de cunha. A estratificação e as superfícies limitantes das camadas são formadas paralelamente à cambiante inclinação da face praial e mergulham geralmente para o mar;
- b) estratificação cruzada acanalada de grande porte, formada por dunas subaquosas, ou "mega-ondulações" - estratificação cruzada de alto ângulo (25° a 30°), tangencial na base em estratos de forma acanalada. A estratificação cruzada mergulha paralelamente à direção do fluxo.
- c) estratificação cruzada tabular formada por migração de ondas de areia (sand waves) - estratificação cruzada

de alto ângulo (próximo de 30°) de estratos tabulares. Os estratos cruzados são planares e angulares à base dos estratos, onde o fluxo é estável (steady), mas pode ser tangencial em algumas condições;

- d) estratificação cruzada truncada por ondas - estratificação cruzada de baixo ângulo (menos de 15°), subparalela à superfície limitante inferior, suavemente ondulada. Aparência similar em cortes verticais de qualquer orientação, frequentemente associada a marcas onduladas de onda;
- e) marcas onduladas de onda - os perfis transversais são simétricos e arredondados e a estratificação mergulha em ambas as direções de fluxo oscilatório;
- f) marcas onduladas de fluxo combinado - formadas pela superimposição de ação de ondas e correntes, ou por ondas interagindo com o fundo. Estratificação cruzada de pequena escala curva e tangencial, mergulhando em direção de fluxo dominante (figura 82).

Praticamente todas essas estruturas, exceto as marcas onduladas de fluxo combinado, têm sido encontradas nos afloramentos da planície costeira com cordões litorâneos.

A partir das estruturas sedimentares físicas e biológicas, características texturais e algumas evidências morfológicas, pode-se interpretar os ambientes de sedimentação da planície.

A estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela sub-horizontal corresponde à estratificação cruzada de espraimento formada na face praial pelo fluxo e refluxo provocado pelo espraimento das ondas (wash e backwash), que geram fluxos de alto regime e leitos planos. As diferentes sequências de lâminas que formam um estrato representam condições cíclicas estáveis de face praial e os truncamentos que limitam a parte superior dos estratos, mudanças nessas condições, como, por exemplo, energia das ondas.

As areias com estratificação cruzada tabular e acanalada descritas nos perfis correspondem a mega-ondulações

FIGURA 82 - BLOCODIAGRAMAS MOSTRANDO ALGUNS TIPOS DE ESTRATIFICAÇÃO E FORMAS DE LEITO ASSOCIADAS, FREQUENTES EM AREIAS MARINHAS COSTEIRAS: A) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE ESPRAIAMENTO; B) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA DE GRANDE PORTE; C) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR FORMADA POR MIGRAÇÃO DE ONDAS DE AREIA; D) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TRUNCADA POR ONDAS; E) ONDULAÇÕES DE ONDA; F) ONDULAÇÕES DE FLUXO COMBINADO (McCUBBIN, 1982)

(megaripples) de crista reta, ou ondas de areia (sandwaves) e a mega-ondulações de crista curva, ou dunas subaquosas (subaqueous dunes). São formadas em condições de fluxo de baixo regime, com variações na relação tração/suspensão, que gera os tipos sigmóide, quando a suspensão aumenta, e planar e tangencial quando diminui.

O ambiente deposicional pode ser interpretado principalmente como ambiente de face litoral superior e também terraço de baixamar, com barras e canais, onde se formam as mega-ondulações geradas por correntes de deriva litorânea longitudinal. A ação de correntes paralelas à costa foi interpretada por Bigarella (1956b) a partir de medição de estratos cruzados nas margens do Rio Maciel, cujo mergulho médio era perpendicular à direção do cordão litoral. A interpretação ambiental é reforçada pelas relações com a estratificação cruzada de baixo ângulo, geralmente sobreposta, e atribuída à ambiente de face praial, e pela presença de tubos de *Callichirus*.

A estratificação cruzada truncada por ondas, descrita em Piçarras, representa a ação de ondas oscilatórias sobre o fundo, e que provocam a deposição de sedimentos por suspensão. A estrutura ocorre associada à estratificação cruzada acanalada, que evidencia a existência de correntes trativas com fluxo de baixo regime gerando megaondulações de tipo dunas subaquosas, indicando uma alternância de processos de ondas e correntes no ambiente de sedimentação.

As superfícies que limitam os estratos mostram que as formas do leito eram modificadas a cada mudança de processo, truncando as seqüências de lâminas depositadas anteriormente.

O ambiente deposicional pode ser interpretado como face litoral superior, o que é reforçado pela ocorrência de estratificação cruzada de espraiamento sobreposta e em locais próximos de tubos de *Callichirus*. Bigarella et al. (1970/71) mencionam uma orientação dos cordões litorâneos entre N15°E e N38°E, preferencialmente N25°E. Porém, ela se refere a um feixe de cordões mais externos e não à área dos afloramentos, onde os cordões não são visíveis. Assim, não é aconselhável estabelecer uma relação genética entre a direção das estruturas sedimentares e esses cordões litorâneos. Contudo, as medições de

estratos cruzados realizados por Bigarella et al. (1970/71), que forneceram um vetor N58°E, seriam compatíveis com correntes de deriva litorânea fluindo mais ou menos paralelas à costa.

Bigarella et al. (1970/71) tiveram dúvidas na interpretação destes depósitos devido à presença de areia muito grossa e grânulos, que poderiam indicar uma origem fluvial. Deve-se considerar que os afloramentos estão na margem da baía de Guaratuba e, provavelmente, também estavam próximos à baía na época da sua formação. Assim, os canais estuarinos poderiam ser os responsáveis pelo fornecimento do material mais grosso que seria retrabalhado pelas correntes de deriva litorânea. Em diversos locais da superfície de fundo atual da baía de Guaratuba ocorrem sedimentos contendo grânulos (Barbosa, 1991).

Com base nas características sedimentológicas descritas, os perfis e afloramentos analisados podem ser considerados dentro de um único ambiente de sedimentação correspondente ao ambiente costeiro clástico de alta energia.

O modelo da planície costeira com cordões litorâneos se caracteriza por uma sequência que se inicia na base com estratificação cruzada acanalada ou tabular, com estratos de espessura de menos de um decímetro até mais de um metro. Frequentemente, estão presentes abundantes tubos de *Callichirus*. Pode ocorrer, intercalada à estratificação cruzada, laminação plano paralela sub-horizontal. Também são frequentes estruturas deformacionais penecontemporâneas, tais como laminações convolutas e presença de marcas onduladas e laminação cruzada, originada pela migração das ondulações.

Essa parte do perfil é interpretada como depositada em ambiente de face litoral superior e terraço de baixamar com dunas subaquosas e ondas de areia que se movimentavam preferencialmente paralelas à costa, sob o efeito de correntes de deriva litorânea.

Um subtipo dessa parte do perfil é o que apresenta estratificação cruzada truncada por ondas intercalada com estratificação cruzada acanalada, que evidencia a alternância de processos associados a fluxos trativos de correntes de deriva litorânea e processos de suspensão originados por ondas.

Os tubos de *Callichirus* são, sem dúvida, um dos melhores indicadores do nível do mar durante a formação dos depósitos (ver capítulo 7). Com base neles, é possível admitir para aqueles afloramentos com tubos abundantes ambientes de face litoral superior, bastante próximos da antepraia, terraço de baixamar ou antepraia inferior.

Os sedimentos areno-argilosos descritos por Tessler & Suguio (1987), nas margens do Rio Itiberê, poderiam representar um ambiente de face litoral um pouco mais profundo, porém ainda pertencente à face litoral superior, pois ainda ocorrem tubos de *Callichirus*.

A parte superior da sequência estaria representada pela estratificação cruzada de baixo ângulo, com laminação plano-paralela sub-horizontal, originada em ambiente de antepraia pelo espraçamento das ondas. Associadas a ela, ocorrem estruturas de corte e preenchimento de pequenos canais, cujo eixo é geralmente transversal ao mergulho das lâminas de estratificação cruzada de baixo ângulo, evidenciando pequenos canais correndo paralelamente à praia.

Os tubos de *Callichirus* associados à estratificação cruzada de baixo ângulo ocorrem apenas na parte inferior da sequência. Os tubos são escassos e, às vezes, conservam a parte superior. Neste caso, o limite superior dos tubos pode ser relacionado com o nível superior de vida dos organismos que os construíram, que corresponde aproximadamente ao nível médio das marés e que reforça a interpretação do ambiente deposicional.

No topo do perfil, podem ocorrer sedimentos eólicos correspondentes a dunas frontais, porém alguns sedimentos de topo são de difícil interpretação (ver item 6.1.8).

O modelo de perfil descrito é muito semelhante aos perfis encontrados em depósitos costeiros de ilhas barreiras e planícies costeiras com cordões litorâneos de regiões estudadas mais detalhadamente (McCubbin, 1982). Ele representa uma sequência regressiva, cujo processo de formação em relação à variação relativa do nível do mar pode ser explicado pela regra inversa de Bruun (1962) conforme Dominguez (1982).

6.1.6 Cronologia

6.1.6.1 Trabalhos Prévios

A cronologia dos cordões litorâneos é *sui generis*, pois se baseia em critérios que raramente são utilizados para definir outras unidades estratigráficas, tais como altitude em relação ao nível do mar, morfologia, diagênese e estruturas sedimentares. Particular também é o fato, salientado por Giannini (1989), de que, apesar de os cordões litorâneos serem considerados unidades cronoestratigráficas distintas, não podem ser separados em unidades litoestratigráficas, dadas suas semelhanças sedimentológicas.

Desde o início das pesquisas no litoral paranaense, tem havido a preocupação de identificar seqüências de cordões litorâneos com idades diferentes. Bigarella (1946) distinguiu duas gerações de "restingas" na região de Matinhos-Caiobá, uma mais antiga, de 5 a 7m de altitude, que ocorre em Tabaleiro e Sertãozinho, e uma mais recente, que formaria os tómbolos de Caiobá e Matinhos, com 2 a 3m de altura sobre o nível do mar. Ambas, segundo o autor, seriam do Holoceno. Bigarella & Freire (1960) referem-se à planície sedimentar com altitude de até 10m como sendo pós-glacial (Holocênica). A única exceção, para os autores, seria o terraço de morro de Sambaqui, que corresponderia "ao término do Pleistoceno", posteriormente referido por Bigarella (1965b) como pertencendo talvez ao "último inter-glacial". Também Cordani & Girardi (1967) consideram a planície como tendo sido formada durante o Holoceno.

Nas cartas da Comissão da Carta Geológica do Paraná (Rivereau et al., 1968, 1969a,b,c,d,e; 1970), são distintas, em alguns setores da planície, três seqüências de cordões denominadas "antigos", "intermediários" e "recentes" e incluídos no Quaternário indiviso.

Bigarella & Becker (1975) consideram do Pleistoceno os terraços com altitude de 9 a 11m sobre o nível do mar, enquanto os mais baixos pertenceriam ao Holoceno. Para corroborar essa última idade, são apresentadas cinco datações C^{14} .

Em trabalhos posteriores (Suguio et al., 1985; Martin & Suguio, 1986; Tessler & Suguio, 1987; Martin et al., 1988b), a planície costeira com cordões litorâneos foi dividida em duas unidades cronoestratigráficas: uma do Pleistoceno Superior, correspondente ao último interglacial; e outra do Holoceno, formada durante a fase regressiva, após o máximo da Transgressão Santos. Esta divisão não se baseia somente nas informações obtidas no litoral paranaense, mas faz parte de um modelo de evolução geológica da costa brasileira durante o Quaternário Superior, elaborado pelos autores a partir de diversos estudos ao longo do litoral (uma síntese desse modelo é apresentada por Suguio et al., 1985).

A transgressão holocênica é a melhor documentada, pois existem mais de 700 datações C^{14} ao longo da costa brasileira (Suguio et al., 1985). Os terraços pleistocênicos, ao contrário, têm datações muito escassas. As únicas cinco datações, realizadas pelo método I_0/U sobre amostras de corais do litoral da Bahia, indicaram uma idade de aproximadamente 120.000 anos Antes do Presente (A.P.) (Martin et al., 1982a). Segundo Suguio et al. (1985), as estruturas sedimentares e os tubos fósseis de *Callichirus* permitiram reconstruir a posição do nível relativo do mar durante a formação dos depósitos, sendo que, nessa época, o nível relativo do mar se encontrava a $8m \pm 2m$ acima do nível atual.

Segundo Martin et al. (1981) e Martin & Suguio (1986), características morfológicas, diagenéticas e altimétricas, aliadas às datações C^{14} , possibilitam reconhecer os terraços pleistocênicos ao longo do litoral brasileiro.

No litoral do Paraná, além desses eventos transgressivos, o terraço do morro do Sambaqui, descrito por Bigarella & Freire (1960), testemunharia, segundo Bigarella (1976), um nível marinho pleistocênico de cerca de 13m sobre o nível médio do mar. Martin et al. (1988b) consideram que, se a reconstrução do nível do mar feita por Bigarella (1976) estiver correta, poderia testemunhar um nível marinho mais antigo que o de 120.000 anos A.P.

Villwock et al. (1986) elaboraram um modelo evolutivo para a planície costeira de Rio Grande do Sul, definindo qua-

tro sistemas de barreiras, aos quais denominaram I, II, III e IV, em ordem decrescente de idade. O sistema de barreira III, datado pelo método da termoluminescência, forneceu uma idade em torno de 120.000 anos A.P., o que levou os autores a correlacionarem-no com os sedimentos da Transgressão Cananéia.

No Paraná, Martin & Suguio (1986) apresentaram mapas de alguns setores do litoral onde estão separados os terraços correspondentes ao Pleistoceno e ao Holoceno. Martin et al. (1988b) estenderam o mapeamento a todo o litoral do Paraná, apresentando um mapa na escala de 1:200.000, onde as idades dos terraços também estão discriminadas.

6.1.6.2 Critérios para Distinguir Cordões Pleistocênicos e Holocênicos

A existência de sedimentos costeiros correspondentes a pelo menos dois eventos transgressivos, um do Pleistoceno Superior e outro do Holoceno, parece estar bem documentada. Contudo, no litoral paranaense, alguns aspectos da identificação, caracterização e mapeamento de ambas as unidades apresentam pontos ainda não suficientemente esclarecidos.

A análise dos critérios utilizados para separar essas unidades pode contribuir para a compreensão de alguns dos problemas existentes.

Outro ponto importante que pode auxiliar na discriminação dos terraços pleistocênicos em relação aos holocênicos é a determinação, com a maior precisão possível, do nível máximo da última transgressão. No Paraná, existem diversas datações C^{14} de paleoindicadores de níveis relativos do mar, mais altos que o atual, durante o Holoceno, porém nenhum deles permitiu determinar o máximo da transgressão.

A partir de diversos indicadores encontrados em vários setores da costa brasileira, Suguio et al. (1985) consideram que o pico da transgressão teria ocorrido em torno de 5.100 anos A.P. No Paraná, a datação que forneceu uma idade mais próxima dessa data foi de 5.040 $\pm$ 230 anos A.P. (Bah 1271, Martin et al., 1988b e corresponde a um testemunho que indica um nível relativo do mar superior a 1,5m.

Martin & Suguio (1986) e Martin et al. (1988b) propõem que, no litoral do Paraná, o máximo holocênico nunca deve ter sido superior a 2,5m acima do nível atual, pois o topo da porção mais externa do terraço pleistocênico (Rio Maciel, Ilha do Mel etc.) está situado 2,5m acima do nível de maré alta atual. Segundo os mesmos autores, o máximo da transgressão teria alcançado 4,8m ao norte de Salvador, no litoral da Bahia, e entre Angra dos Reis e Parati, no Rio de Janeiro; 4,5m na região de Santos, em São Paulo, mais de 4m entre Iguape e Cananéia, em São Paulo, e entre 3m e 4m entre Itajaí e Laguna, em Santa Catarina.

Martin & Suguio (1986) e Martin et al. (1988b) não explicitam quais foram os critérios que levaram a considerarem-se os terraços "da porção mais extensa (Rio Maciel, Ilha do Mel etc.)" como sendo pleistocênicos. A partir das descrições das propriedades e distribuição dos terraços, pode-se supor que tenham sido critérios de morfologia dos terraços e de diagênese dos sedimentos. Segundo os autores, os terraços pleistocênicos apresentam cores escuras, devido à presença de matéria orgânica epigenética; ao contrário, os terraços holocênicos, em geral, não estariam impregnados por matéria orgânica secundária. A morfologia destes apresentaria alinhamentos de cordões arenosos bem marcados e visíveis nas fotografias aéreas, enquanto nos terraços pleistocênicos somente se observariam vestígios de alinhamentos de antigos cordões, os quais estariam muito mais dissipados que sobre os terraços holocênicos.

Entretanto, durante a fotointerpretação, foi observado que, enquanto em alguns setores da planície costeira as diferenças morfológicas entre os terraços mais altos e interiores e os mais baixos, situados mais próximos da costa atual, são bastante nítidas, em outros, isso não ocorre. Por exemplo, em Paranaguá, Guaratuba, Superagüi e Saco do Tambarutaca os terraços altos estão entalhados por um sistema fluvial, do qual apenas as cabeceiras são visíveis, evidenciando terem-se formado quando o mar tinha níveis relativos mais baixos que o atual. Parte do sistema foi erodido junto com os terraços durante um período transgressivo e o restante foi afogado. Atualmente, afogando as cabeceiras, ocorrem sedimentos

paleoestuarinos que testemunham um período com nível relativo do mar mais alto que o atual.

Esta série de evidências, aliada à altura geralmente superior a 5m, permite atribuir, com certa segurança, uma idade pleistocênica para estes terraços.

Por outro lado, na faixa mais externa da planície, ao longo de todo o litoral, observam-se cordões bem definidos (ver item 6.1.2), sem evidências de terem sofrido processos erosivos, e que podem ser atribuídos ao Holoceno. Incluem-se nesta faixa cordões cuja idade pode ser de apenas algumas décadas (ver capítulo 10).

No Superagüi, existe um dos contatos mais nítidos entre os dois terraços. Nas fotografias aéreas e nas imagens de satélite, são visíveis as cabeceiras de um sistema de drenagem afogado, escavado sobre o terraço pleistocênico, que acaba abruptamente no contato com os cordões holocênicos, bem delimitados e sem evidências de erosão (figura 83).

Porém, em muitos setores do litoral paranaense, ocorrem terraços com cordões litorâneos com alturas intermediárias que não apresentam feições, que permitam posicioná-los cronologicamente com certa segurança. Extensas áreas na região de Guaratuba, entre Paranaguá e Praia de Leste e nas ilhas Rasa, das Peças e do Mel, incluem-se neste caso.

Análises mais detalhadas, principalmente de indicadores de paleoníveis e datações, são necessárias para elucidar a idade destes depósitos. Cabe acrescentar que considerar de uma ou outra idade algumas dessas áreas, como, por exemplo, a Ilha do Mel, tem profundas implicações na reconstrução paleogeográfica da região.

6.1.7 Ambientes de Sedimentação Atuais Associados

6.1.7.1 Praias

As praias do Paraná se estendem ao longo de todo o litoral de mar aberto por cerca de 90 km, desde a Barra do Ararapira, ao norte, até a Barra do Saí, ao sul. A costa apresenta uma forma retilínea de orientação NNE-SSW. A continui

FIGURA 83 : PALEOLAGUNAS RESULTANTES DO AFOGAMENTO DE CABECEIRAS DE UM SISTEMA DE DRENAGEM QUE DISSECOU A PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDÕES LITORÂNEOS MAIS ANTIGOS. NOTE-SE QUE AS PALEOLAGUNAS TERMINAM AO ENCONTRO DA PLANÍCIE COM CORDÕES MAIS NOVOS. SUPERAGUI.

dade das praias é interrompida apenas por alguns pontais rochosos e pela entrada das baías. As principais praias são: a Praia Deserta com aproximadamente 21km de extensão, localizada no Superagüi, e as praias das ilhas das Peças e do Mel, localizadas na entrada das baías de Paranaguá e do canal do Superagüi. Na Ilha do Mel, vários pontais rochosos interrompem a continuidade das praias. Entre Pontal do Sul e Caiobá, existem praias com uma extensão em torno de 37km, ocorrendo apenas um pontal rochoso em Matinhos. Seguem-se, para o sul, pequenas praias associadas à embocadura da Baía de Guaratuba e ao extremo meridional da Serra da Prata, tais como praia Mansa, Prainha e das Caieras. Ao sul, segue a Praia de Guaratuba, entre os morros de Guaratuba e Brejatuba, e, finalmente, entre este morro e a Barra do Sai, a Praia de Brejatuba.

As praias paranaenses foram estudadas detalhadamente por Bigarella et al. (1966; 1969a; 1970/71). Nesses trabalhos, foram estudadas apenas as praias do litoral sul, entre Caiobá e Pontal do Sul, destacando-se os estudos granulométricos e sobre estruturas sedimentares.

As praias neste setor estão constituídas principalmente por areias finas e médias, bem selecionadas e com assimetria predominantemente negativa. Entre Caiobá e Matinhos, Bigarella et al. (1966) encontraram praias com inclinação entre 2°10' e 6°20' e verificaram que o diâmetro médio e a inclinação da praia aumentavam de sul para norte, no sentido do transporte, enquanto a seleção diminuía no mesmo sentido. Por outro lado Bigarella et al. (1969a) verificaram que, entre Matinhos e Pontal do Sul, ocorria um ligeiro aumento do diâmetro médio, no sentido norte, até Praia de Leste e uma diminuição até Pontal do Sul. Enquanto entre Caiobá e Matinhos, a assimetria era positiva na parte central e negativa nos extremos da praia, entre Matinhos e Pontal, a assimetria era sempre negativa.

As principais estruturas encontradas foram "estratificação regular paralela e subparalela", com inclinação predominante entre 2° e 4°, que pode atingir 6°; "estratificação cruzada plana e acanalada", e "estratificação irregular" (Bigarella et al. 1966). Também foram descritas estruturas de corte e preenchimento de canal e laminação cru-

zada de migração de marcas onduladas, inclusive um tipo especial onde os minerais máficos se depositam, preferencialmente nas calhas das marcas onduladas, o que lhe confere um aspecto similar à estrutura flaser (figura 84).

FIGURA 84 - CONCENTRAÇÃO DE AREIA ILMENÍTICA NAS DEPRESSÕES DAS MARCAS DE ONDULAÇÃO ASSIMÉTRICAS (BIGARELLA ET AL. 1966)

Bigarella et al. (1970) também descrevem "brechas intraformacionais de areia", ao pé das escarpas de praia.

6.1.7.2 Depressões Intercordões

Entre os cordões litorâneos da planície costeira, ocorrem depressões rasas, estreitas e alongadas, com largura inferior a 100m e comprimento que pode atingir 13km (figura 85).

Nestas depressões, a drenagem é muito lenta e impedida, constituindo áreas alagadas tipo brejo, com vegetação característica de *Cyperaceae*, principalmente *Cladium* e *Scirpus* (Klein, 1975) (figuras 9 e 86). Associadas aos brejos, podem ocorrer pequenas lagoas e, às vezes, pequenos cursos fluviais.

Em alguns locais, foram observados, em superfície, sedimentos arenosos semelhantes aos da área circundante, porém com abundantes restos vegetais e matéria orgânica.

6.1.8 Dunas Frontais

6.1.8.1 Trabalhos Prévios

Bigarella (1946), em seu trabalho pioneiro sobre o litoral, descreve algumas características morfológicas das dunas da planície costeira e apresenta análises granulométricas dos sedimentos eólicos. Posteriormente, Bigarella (1965a) acrescenta informações sobre a morfologia dos cordões dunares.

FIGURA 85 - VISTA AÉREA DA PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDÕES LITORÂNEOS HOLOCÊNICOS E BREJOS INTERCORDÕES. SUPERAGÜI

FIGURA 86 - BREJO INTERCORDÕES COM VEGETAÇÃO TÍPICA DE *CLADIUM* E *SCIRPUS*. GUARAPARI. ENTRE PRAIA DE LESTE E PONTAL DO SUL

Bigarella et al. (1969b) realizaram o primeiro trabalho específico sobre as dunas costeiras do Paraná, dando ênfase às estruturas sedimentares. Em outros trabalhos, foram acrescentadas novas informações, principalmente sobre estruturas, texturas e gênese das dunas (Bigarella, et al., 1969a; 1970/71; 1978; Bigarella, 1972).

6.1.8.2 Distribuição e Morfologia

No Paraná, os sedimentos eólicos, apesar de não desenvolverem grandes feições morfológicas, ocorrem sob diversas formas ao longo de praticamente toda a costa oceânica. Originam feições rigorosamente paralelas à linha de costa, as quais, às vezes, podem ser seguidas por mais de 15km. A largura dos cordões normalmente varia entre 20 e 80m, podendo alcançar mais de 250m. Neste caso, geralmente trata-se da coalescência de dois ou mais cordões. Os cordões mais desenvolvidos ocorrem na parte sul do litoral paranaense, principalmente entre Matinhos e Pontal do Sul e na Ilha do Mel.

A altura raramente ultrapassa 6m sobre o nível da planície, sendo mais frequentes alturas de 3 a 5m. Uma exceção são as dunas existentes na Ilha do Mel, entre os morros Bento Alves e do Meio, que atingem altitudes de mais de 20m sobre o nível do mar.

A morfologia dos cordões é variada. Muitas de suas feições podem ser apenas observadas em fotografias aéreas antigas, pois o processo de urbanização já as destruiu. No litoral sul, onde eram mais desenvolvidos, os cordões foram preservados em apenas alguns locais.

Tanto nas fotografias aéreas dos anos de 1952 a 1955, como nas áreas preservadas, são visíveis de um a três cordões bem desenvolvidos e um número variável de cordões embrionários ou incipientes.

6.1.8.2.1 Cordões Desenvolvidos

Os cordões desenvolvidos ocorrem em número variável de um a três. Eles foram denominados de main dune ridge e dune ridges por Bigarella et al., (1969b), precipitation ridge dune por Bigarella et al.,

(1970/71) e Bigarella (1972) e "dunas de retenção", por Bigarella et al. (1978).

Entre Praia de Leste e Pontal do Sul, nos locais onde foram preservados, observa-se um cordão interno maior, com uma altura de 3 a 6m sobre o nível da planície (figuras 87 e 88). A largura média está em torno de 80m. No sentido longitudinal de cordão é retilíneo, ou com suaves curvas, e apresenta uma sucessão de cristas e depressões; ocorrem concavidades voltadas para barlavento. Esse cordão foi referido como "cordão mais antigo" por Bigarella et al. (1969b). A cobertura vegetal é densa, constituída por árvores de porte médio e arbustos. Bigarella et al. (1969b) se referem, entre as árvores que compõem a vegetação, aos gêneros *Pisidium*, *Pithecolobium*, *Dodonaea* e *Erythroxylon*.

O cordão seguinte em direção ao mar é mais baixo que o anterior, com altura predominante de 3 a 4m. No sentido longitudinal a forma do cordão é mais sinuosa, apresentando frequentes concavidades voltadas para barlavento e, em vários locais, está interrompido. A vegetação é menos desenvolvida e densa que no cordão anterior, distribuindo-se de forma descontínua. Na face de sotavento, ocorrem pequenas árvores e arbustos formando uma cobertura contínua. Na face de barlavento, ao contrário existem áreas com vegetação arbustiva e herbácea rala e até ausente.

As concavidades de face de barlavento têm forma geralmente alongada na direção de vento mais efetivo e representam bacias de deflação (blow-out). A continuação das bacias, na direção do vento, geralmente ocorrem lóbulos de acumulação.

Em alguns setores, o cordão se desfaz numa série de arcos com a concavidade voltada para barlavento, sendo que algumas dessas feições têm a forma característica de dunas parabólicas. Às vezes, observam-se pequenas dunas paralelas ao vento prevalecente, formadas pelos braços isolados das dunas parabólicas.

Nas fotografias aéreas, observam-se feições morfológicas que sugerem que, em alguns setores, o cordão tem migrado dezenas de metros. O cordão original retilíneo teria migrado pelo processo de deflação-acumulação das areias do próprio

Fig. 87 - Mapa hipsométrico da faixa costeira próxima ao Jardim São Pedro.

Fig. 88 - Mapa hipsométrico da faixa costeira entre Guarapari e Ipanema.

cordão, configurando um cordão com uma série de arcos e até desfazendo-se em dunas parabólicas e pequenas dunas longitudinais.

A morfologia desse cordão permite, em alguns locais inferir a direção do vento mais efetivo. Na área próxima ao Jardim São Pedro, a partir das fotografias aéreas, foram determinadas direções (tabela 13) cuja média indicou uma direção $S10^{\circ}E$, que tem grande semelhança com a direção dos ventos mais fortes que ocorrem na área.

Nas fotografias aéreas, a topografia dos cordões somente pode ser vista nos primeiros 600m, a partir da linha de costa, onde a vegetação é mais baixa. Nesta faixa, nota-se que a distribuição não é homogênea. No litoral sul, os cordões ocorrem somente nos primeiros 300m, a partir da linha de costa, e no Superagui, apenas nos primeiros 100 a 150m, restando uma faixa sem cordões. Além desta faixa, a vegetação arbórea impede observar a topografia nas fotografias.

Próximos a Barra do Sai, foram observados, em áreas desmatadas, cordões de baixa altura, perfil convexo, e largura em torno de 10m, semelhantes a cordões dunares. Outra evidência da existência de cordões de provável origem eólica na área coberta por mata é o perfil topográfico entre Praia de Leste e o Rio Guaraguaçu, onde, nos primeiros 1.500m a partir da costa, observam-se sete cordões (figura 89).

FIGURA 89: PERFIL TOPOGRÁFICO EM PRAIA DE LESTE, ONDE SE OBSERVAM VÁRIOS CORDÕES DUNARES (BIGARELLA *et al.* 1978)

6.1.8.2.2 Cordões Incipientes

Os cordões dunares incipientes e embrionários são menores que os desenvolvidos, porém podem apresentar comprimento semelhante. A altura geralmente não ultrapassa 2m e a largura oscila entre 2 e 50m. Em alguns setores, foram identificados até seis cordões incipientes contíguos à linha de costa.

A vegetação das dunas embrionárias é escassa, sendo constituída principalmente por *Sporobolus*. Bigarella et al. (1969b) mencionam também *Gnaphalium* e arbustos, tais como *Verbena*, *Dodonaea* e *Psidium*, que cresceriam a sotavento, no pé da duna.

Esses cordões podem apresentar uma morfologia bastante diversa. Alguns são constituídos por pequenas dunas linguóides coalescentes de menos de um metro de altura (figura 90). Outros são compostos por pequenas dunas dômicas, geralmente de altura inferior a 1m e 10 a 30m de diâmetro (figura 91).

As dunas dômicas foram descritas por Bigarella et al., (1969b) e Bigarella et al. (1970/71) e denominadas de "ante-dunas" e "pro-dunes" (figura 92a). Esses autores salientam que as dunas dômicas seriam instáveis, sendo erodidas depois de atingir uma certa altura.

Na costa do Paraná, foi observado que as ondas de tempestade, ao erodir a praia, frequentemente erodem também o cordão dunar incipiente. Quando a erosão é parcial, resulta num cordão com uma face mais íngreme voltada para o mar (figura 92b e 93). A progradação da costa tem preservado, em alguns locais, vários destes cordões incipientes (figura 94). Nas fotografias aéreas antigas, é possível observar a ocorrência frequente desses pequenos cordões na área mais próxima à praia. Numa área próxima à Barra do Saí, a partir de fotografias aéreas escala 1:4.000, foram identificados seis destes cordões. A sua altura é inferior a 1m e sua largura varia de 2 e 4m. Eles não são estritamente paralelos entre si, apresentando diferenças na direção de 1° a 2°. Dessa forma, os mais recentes podem interceptar os mais antigos, fazendo com que, em áreas próximas, o número de cordões possa variar.

Outra feição dunar incipiente é constituída por um cordão de perfil transversal suavemente convexo e largura de até 50m. Esta feição, visível nas fotografias antigas, corresponde ao cordão praial-dunar (beach ridge dune ou beach-dune ridge de Bigarella et al. (1969b; 1970/71; 1978), e Bigarella (1972). Segundo Bigarella et al., (1969b), o cordão pode estar separado da praia por uma escarpa, ou pode não haver separação nítida, existindo uma área de transição caracterizada por vegetação escassa da associação *Ipomoea*.

FIGURA 90 - CORDÃO DUNAR INÍCIANTE COM DUNAS LINGUÓIDES. SUPERAGÜI

FIGURA 91 - CORDÃO DUNAR COM DUNAS DÔMICAS. ILHA DO MEL

CONTINENTE

OCEANO

Fig.92 - Perfis transversais à linha de costa de: a) Duna dômica, Ipanema, PR; b) Cordão dunar incipiente parcialmente erodido por ondas de tempestade, Calobá, e c) Cordão dunar formado por vários cordões incipientes recobertos por areias eólicas, Guarimmar. (Modificada de BIGARELLA et al. 1970/71).

FIGURA 93 - CORDÃO DUNAR INCIPIENTE, PARCIALMENTE ERODIDO POR ONDAS DE TEMPESTADE.
PONTAL DO SUL

FIGURA 94 - CORDÕES DUNARES INCIPIENTES. PONTAL DO SUL. NOTE-SE A FORTE INCLINAÇÃO DO
LADO DE BARLAVENTO DO CORDÃO MAIS ANTIGO EVIDENCIANDO EROSÃO PARCIAL

A estrutura interna deste cordão revela que é formado pelo "soterramento" de várias cristas praias, ou cordões dunares incipientes, como os descritos (figura 92c). Assim, o acúmulo da areia sobre as cristas praias origina uma feição convexa mais ampla. Sobre este cordão, podem se desenvolver pequenas dunas dômicas, ou sem forma definida.

Finalmente, na faixa costeira próxima ao Jardim São Pedro, foram observados cordões dunares retilíneos de 2m a 3m de altura, que constituem formas transicionais entre os cordões incipientes e os desenvolvidos (figura 87).

6.1.8.3 Textura e Estruturas

Bigarella et al. (1969a), num estudo comparado de sedimentos praias, dunares e de cordões arenosos (*sand-ridges*), determinaram que o diâmetro médio das areias das dunas, no setor do litoral sul entre Matinhos e Pontal do Sul, variava entre 2,0 ϕ e 2,9 ϕ , com uma média de 2,63 ϕ . A fração predominante em todas as amostras foi 0,125-0,250mm (3,0 - 2,0 ϕ). Em todos os casos, 70% a 90% dos grãos pertenciam à classe modal. Constataram que o diâmetro médio da areia das dunas, da mesma forma que o das praias, diminuía da parte central da costa (Praia de Leste) em direção ao nordeste (Pontal do Sul) e sudoeste (Matinhos).

Em outro trabalho na mesma área, Bigarella et al. (1969b) constataram que todas as amostras de sedimentos eólicos correspondiam à areia fina com um diâmetro médio de 0,173mm (2,5 ϕ) sendo que as dunas localizadas ao norte da Praia de Leste apresentaram uma média de 0,153mm (2,7 ϕ), e as situadas ao sul, de 0,196mm (2,3 ϕ). As areias eram bem selecionadas e com assimetria predominantemente negativa.

As estruturas sedimentares das dunas do Paraná foram descritas detalhadamente por Bigarella et al. (1969b) e Bigarella et al. (1970/71). Em 1969, os autores determinaram as direções de mergulho dos estratos das dunas de Jardim São Pedro, encontrando uma direção média de N43°W, com uma dispersão maior que 180° (S27°W até N48°E). Mais ao sul, encontraram direções médias de mergulho de N28°W, em Guarimar, e de N70°W em Porto

Novo, sendo que a dispersão dos vetores foi de 75° (N16°W até S89°W).

Com relação aos cordões embrionários, Bigarella et al. (1969b) descrevem estruturas internas de pequenas dunas dômicas (antedunas). Encontraram um tipo de estratificação que, segundo os autores, poderia ser exclusiva desse tipo de dunas: camadas convexas acompanhando a forma. Salientam, ademais, que as dunas dômicas seriam instáveis, sendo erodidas na parte central após sua formação.

Bigarella et al. (1970/71) descreveram, detalhadamente, as estruturas de dois cordões praias-dunares, mostrando sua origem complexa de cristas praias recobertas por depósitos eólicos.

Outro aspecto importante da estrutura das dunas é a ocorrência de paleossolos (Bigarella et al., 1969b).

6.1.8.4 Classificação

Os sedimentos eólicos, que ocorrem no litoral do Paraná, próximos à costa, constituem feições que podem ser denominadas, genericamente, de cordões dunares costeiros, identificando-se assim sua configuração linear, sua origem eólica e sua relação geográfica e genética com a costa.

No Paraná, os cordões costeiros podem ser agrupados em dois tipos principais: os desenvolvidos e os incipientes ou embrionários, podendo ocorrer formas transicionais.

Os cordões desenvolvidos foram denominados cordão de dunas de precipitação (precipitation ridge dune) (Bigarella et al., 1970/71; Bigarella, 1972) e "dunas de retenção" (retention ridge) (Bigarella et al., 1978). Esses cordões podem ser incluídos na categoria de dunas vegetadas da classificação de Goldsmith (1979) e seriam equivalentes às dunas frontais desenvolvidas (established foredunes), descritas por Hesp (1988) no sudeste australiano, e às dunas frontais vegetadas, estudadas por Tomazelli (1990), na planície costeira de Rio Grande do Sul.

Os cordões incipientes são feições de menor altura, tendo sido observados vários tipos. Alguns são formados pela coalescência de pequenas dunas linguóides ou dômicas. Outros,

são cordões estreitos com dunas sem forma definida. Em alguns casos, os cordões incipientes possuem uma forma assimétrica, com o lado de barlavento mais íngreme, resultante de erosão parcial do cordão pelas ondas de tempestade. Às vezes, vários desses cordões são cobertos por areias eólicas, formando uma feição mais larga de perfil suavemente convexo.

Os cordões incipientes foram denominados de cordão praial-dunar (beach ridge dune e beach-dune ridge) (Bigarella al., 1969b; 1970/71; 1978; Bigarella, 1972). Poderiam ser incluídos na categoria de dunas vegetadas incipientes (incipiente vegetated dunes) de Goldsmith (1979) e corresponderiam às dunas frontais (incipient foredune) de Hesp (1988) e às "dunas embrionárias vegetadas" de Tomazelli (1990).

Nas dunas com vegetação de maior porte, desenvolve-se um horizonte pedológico, onde não se observam estruturas sedimentares. A espessura desse horizonte pode variar de alguns centímetros a mais de um metro, conforme o tipo de vegetação. Onde a vegetação é esparsa, constituída principalmente de *Sporobolus*, a estratificação é visível até a superfície, fato também notado por Bigarella et al. (1969b).

6.1.8.5 Relação do Transporte de Areia com o Vento e a Precipitação

Fryberger (1979) correlacionou a velocidade do vento necessária para iniciar o movimento de areia ao nível do solo com a velocidade a 10m de altura, que corresponde à altura a que geralmente é medida a velocidade do vento nas estações meteorológicas. Para uma areia com diâmetro médio de 0,30mm (1,75 ϕ), constituída de grãos de quartzo, verificou que a velocidade do vento para iniciar o transporte de areia no solo deve corresponder a uma leitura de 6m/s a 10m de altura.

Apesar dos escassos dados, pode-se observar que em Pontal do Sul os ventos efetivos no transporte de areia são apenas de dois quadrantes: sul e leste.

Como o transporte de areia aumenta em relação cúbica com a velocidade do vento, os ventos mais fortes têm uma capacidade muito maior de transporte. Se se consideram os ventos com velocidades superiores a 8m/s, observa-se que em Pontal do Sul apenas os ventos sul e sul-sudeste atingem essas

velocidades, sendo provavelmente os que mais contribuem para a formação das dunas.

Comparando-se a sazonalidade dos ventos efetivos no transporte de areia com a das precipitações (tabelas 3 e 5), observa-se que durante a primavera ocorre a maior frequência de ventos com velocidade superior a 6m/s associada a uma precipitação relativamente baixa. Assim, pode-se considerar que provavelmente o maior transporte de areia ocorra durante esta estação.

6.1.8.6 Gênese

Aparentemente, os cordões dunares costeiros se iniciam como pequenas acumulações de areia ao encontro das primeiras linhas de vegetação. A areia retirada da praia pode, inicialmente, ser acumulada de encontro às escarpas de praia, elaboradas por ondas de tempestade (Bigarella et al., 1970/71). As acumulações que constituem o cordão podem assumir formas de dunas linguóides ou dômicas.

Esses cordões podem se formar em curtos períodos de tempo. Smith (1988) observou na Costa de Ouro (Ghana, África ocidental), que dunas incipientes, com altura inferior a um metro, podem se formar em apenas um dia, sendo que para a formação de uma duna com dois metros seriam necessários vários meses.

No Paraná, a modernidade dos cordões dunares incipientes pode ser constatada pela ocorrência frequente de lixo plástico na base das dunas e no seu interior, acompanhando a estratificação; também pode ser detectada pela comparação de fotografias aéreas. Onde houve progradação da costa, vários cordões incipientes se formaram nos últimos quarenta anos.

As ondas de tempestade frequentemente erodem os cordões incipientes. Quando a erosão é parcial, resulta num cordão assimétrico com o lado de barlavento mais íngreme (figura 92b e 93). Em alguns trechos da costa, foram identificados até seis destes cordões. Eles não são estritamente paralelos, apresentando variação na sua direção de um a dois graus. Disso pode resultar a eliminação de um ou mais cordões em alguns setores da costa. A feição erosiva impressa em cada cordão parece ter sido originada por uma única tempestade e a dife-

rença de orientação dos cordões poderia ser explicada pela variação na direção da frente de onda em cada tempestade.

Quando há suficiente aporte de sedimentos, os cordões incipientes podem ser recobertos por novos sedimentos eólicos, resultando um cordão mais amplo de perfil suavemente convexo, que conserva no seu interior as marcas erosivas das ondas de tempestade (figura 92c). Sobre esse amplo cordão, podem se desenvolver formas menores, tais como dunas dômicas.

Quando o aporte sedimentar é suficiente, o cordão incipiente pode crescer até se tornar um cordão desenvolvido. Smith (1988) observou na Costa de Ouro que um cordão de quatro metros de altura demorava, no mínimo, de cinco a seis anos para se formar. Pethick (1984) estima que um cordão desenvolvido pode demorar entre 70 e 200 anos.

No litoral paranaense, todos os cordões dunares acompanham a direção da linha de costa, variando sua orientação desde norte-sul até leste-oeste. O fato de serem estritamente paralelos à linha de costa e não à direção dos ventos efetivos dominantes evidencia, que eles não migraram ou tiveram uma migração muito reduzida (Smith, 1988). Assim, todos os cordões dunares devem ter-se desenvolvido com o auxílio efetivo da vegetação.

Os cordões incipientes possuem geralmente cobertura vegetal esparsa, constituída principalmente por *Sporobolus*. Este tipo de vegetação com estolões tem um papel ativo na formação da duna, pois aumenta a rugosidade efetiva da superfície e, conseqüentemente, a espessura da camada de ar com velocidade zero, favorecendo a deposição de areia (Goldsmith, 1979; Pethick, 1984, Hesp, 1988).

Goldsmith (1979) e Hesp (1983) observaram que a vegetação herbácea, surpreendentemente, tem pouco efeito na perturbação da estratificação. No Paraná, nas dunas incipientes com *Sporobolus*, as estruturas sedimentares são visíveis até a superfície da duna. Esse fato também foi notado por Bigarella et al. (1970/71).

Ao contrário, quando as dunas apresentam uma cobertura vegetal mais densa, constituída por árvores e arbustos, sempre ocorre, na parte superficial, uma camada pedogeneizada, sem estruturas visíveis. A espessura dessa camada pode variar de

alguns centímetros a mais de dois metros, dependendo do porte da vegetação.

Todos os cordões dunares desenvolvidos no litoral apresentam estruturas internas, podendo-se inferir que todos eles evoluíram sob vegetação herbácea e, posteriormente, foram colonizados por outros tipos de vegetação. Se durante o processo de formação do cordão houve uma parada temporária com o estabelecimento de vegetação arbustiva e/ou arbórea, esse fato deve aparecer no registro sedimentar como um paleossolo, como os descritos por Bigarella et al. (1970/71).

Todos os cordões desenvolvidos observados no Paraná são paralelos à linha de costa atual, independentemente de sua distância dela. Este paralelismo evidencia que eles não migraram e que não houve mudanças na configuração de costa durante a progradação. Outra evidência da não-migração dos cordões dunares é a existência entre eles de feições lineares, semelhantes a cordões incipientes, que teriam sido obliteradas caso as dunas tivessem migrado por cima deles.

No extremo sul do litoral paulista, no esporão que se projeta da Ilha do Cardoso, observa-se que os cordões dunares se curvam para o interior na proximidade da Barra do Arara-pira. A mesma inflexão pode ser observada nos cordões mais antigos, evidenciando que eles foram se formando simultaneamente ao processo de crescimento longitudinal do esporão.

Como foi salientado por vários autores (Pethick, 1984; Goldsmith, 1979; Hesp, 1983), é muito difícil a areia escapar da armadilha constituída pela vegetação. Assim, a maior parte da areia retirada da praia pelo vento fica retida no primeiro cordão dunar. É possível deduzir que os cordões se formaram junto à linha de praia e que seu crescimento diminuiu ou cessou com a progradação da costa e a formação de um novo cordão.

Em alguns casos, a vegetação se desenvolveu suficientemente para imobilizar o cordão, em outros ocorreu um certo grau de retrabalhamento da areia pelo vento, formando-se bacias de deflação (blow-outs) e protuberâncias linguóides que provocaram uma migração incipiente do cordão. Às vezes, a migração alcançou dezenas de metros, formando um cordão parabolizado.

Admitindo-se a hipótese de que todos os cordões se formaram a partir de dunas frontais junto à linha de costa, a configuração atual dos mesmos indicaria uma costa em progradação, onde, em alguns momentos, há condições para a formação de cordões dunares desenvolvidos e, em outros, apenas incipientes.

Muitas são as variáveis que condicionam a formação de uma duna frontal:

- a) tipo de sedimento da área-fonte (praia), principalmente do tamanho das partículas e da seleção (Goldsmith, 1978; Smith, 1988);
- b) suprimento de sedimentos na área-fonte que, por sua vez, depende do regime de ondas e marés, da morfologia da costa do gradinete da plataforma, das variações relativas do nível do mar, da composição da plataforma e do aporte fluvial (Goldsmith, 1978; Smith, 1988);
- c) regime de ventos, principalmente velocidade, direção e frequência (Fryberger, 1979);
- d) regime de precipitações (Goldsmith, 1978);
- e) tipo de vegetação (Goldsmith, 1978; Hesp, 1983);
- f) morfologia da praia, principalmente topografia e largura (Smith, 1988) (figura 95).

Em curtos períodos de tempo geológico (dezenas, centenas ou talvez milhares de anos), quais seriam as variáveis que poderiam mudar significativamente para propiciar ou impedir a formação de um cordão dunar desenvolvido?

Como foi indicado, no setor da costa onde os cordões desenvolvidos estão melhor representados, o traçado da linha de costa foi semelhante durante a construção dos cordões. Também a composição sedimentar dos diferentes cordões parece não apresentar diferenças significativas (Bigarella et al., 1969a, 1969b, 1970/71). Duas parecem ser as variáveis mais prováveis que originaram essa evolução: as variações relativas do nível do mar e variações, ou oscilações climáticas, principalmente no regime de ventos e precipitações, que, por sua vez, poderiam provocar mudanças no regime de ondas.

FIGURA 95: VARIÁVEIS QUE INFLUENCIAM A FORMAÇÃO DE UMA DUNA FRONTAL.

Uma estabilização temporária do nível relativo do mar forneceria tempo suficiente para o desenvolvimento de um cordão dunar desenvolvido. Uma descida mais rápida propiciaria uma progradação maior e favoreceria a formação de cordões menores. Oscilações positivas do nível do mar poderiam favorecer a retomada da construção de um cordão dunar. Esta retomada ficaria evidenciada pela existência de um paleossolo no interior do cordão. Porém, variações climáticas poderiam ter efeitos semelhantes na evolução das dunas. Períodos de vários anos, com ventos mais intensos e/ou mais frequentes, e períodos mais secos também proporcionariam a formação de cordões maiores.

Não existem ainda dados suficientes que permitam esclarecer estas questões. Seria necessário conhecer com mais precisão a curva de variação do nível relativo do mar dos últimos 5.000 anos, no Paraná, e a idade dos cordões dunares, o que pode ser dificultado pela escassez de material datável nas dunas e de indicadores de paleoníveis marinhos, suficientemente precisos.

A migração do cordão dunar tende a mudar sua forma. O cordão começa a se dividir em setores que avançam com velocidades diferentes. Formam-se trechos côncavos para barlavento, que consistem numa bacia de deflação e uma protuberância linguóide. Progressivamente, vão se formando dunas parabólicas e pequenas dunas longitudinais, que correspondem a braços isolados das dunas parabólicas. A seu passo, as dunas parabólicas deixam um relevo irregular, com pequenas elevações e depressões, onde não se observam mais as feições lineares existentes antes de sua passagem.

As dunas desses cordões possuem sua forma orientada segundo a direção dos ventos mais efetivos. No Jardim São Pedro, foi possível inferir, a partir das fotografias aéreas antigas (ano de 1953, escala 1:25.000), a direção dos ventos mais efetivos. As medidas variaram de Sul-Norte a $S13^{\circ}E$, com uma média de $S07^{\circ}E$. Entre Guarapari e Ipanema, as direções variaram de $S04^{\circ}E$ a $S26^{\circ}E$, com uma média de $S17^{\circ}E$ (tabela 17). Estas direções se ajustam com a direção de ventos predominantes com velocidade superior a $6m/s$, efetivos no transporte de

areia (figura 4). O mergulho da estratificação cruzada destas dunas também indicou ventos provenientes do quadrante sudeste (Bigarella et al., 1978).

TABELA 17 - DIREÇÃO DO VENTO PREVALECENTE INFERIDO A PARTIR DA MORFOLOGIA DAS DUNAS, NO JARDIM SÃO PEDRO E ENTRE GUARAPARI E IPANEMA

DIREÇÃO DO VENTO		
Jardim São Pedro	I	Guarapari-Ipanema
S 03° E		S 04° E
S 01° W		S 13° E
S 02° E		S 26° E
S 10° E		S 19° E
S - N		S 13° E
S 09° E		S 26° E
S 09° E		
S 13° E		

Pethick (1984) mostra uma série de cordões dunares, em que os mais antigos estão mais parabolizados que os mais novos, e a explica por um contínuo processo de parabolização. No Paraná, não se verifica esta situação, pois os cordões mais antigos podem ser mais retilíneos que os mais novos. Isso reforça a idéia de que, durante a formação de cada cordão, deve ter havido mudanças em alguma das variáveis que comandaram sua evolução, resultando assim em morfologias diferentes.

6.1.8.7 Dissipação das Dunas

Para explicar a inexistência de cordões dunares na parte interna da planície costeira, Bigarella (1965a) propõe a existência de um processo denominado dissipação, em associação à ocorrência de mudanças climáticas.

Os cordões dunares teriam existido sobre a planície, porém mudanças climáticas do úmido para o semi-árido teriam provocado a diminuição da cobertura vegetal e propiciado, sob o efeito de chuvas concentradas, o colapso ou dissipação das dunas. Restaria, assim, a forma de perfil abaulado que se observa nos cordões mais antigos. Segundo o autor, contribui para essa interpretação o fato de não se observar estrutura de "espécie alguma" na parte superior do cordão. As estruturas

teriam sido perdidas no processo de dissipação da duna. Essa explicação é mantida em trabalhos posteriores (Bigarella et al., 1969b; 1970/71; 1978; Bigarella, 1972). Posteriormente, Bigarella (1975) descreveu detalhadamente estruturas que teriam sido originadas pelo processo de dissipação.

A existência de sedimentos sem estrutura visível na parte superior dos depósitos eólicos ou costeiros pode ser atribuída a outros processos. Os próprios autores os interpretam como sendo originados pela destruição das estruturas sedimentares pelas raízes e processos pedogenéticos. Em diversos locais, observa-se que o desaparecimento das estruturas em direção à superfície é gradual, não havendo evidências de descontinuidades. Ademais, as "estruturas de dissipação" têm sido consideradas, por outros autores, de origem pedogenética, sendo denominadas de "bandas onduladas" (Queiroz Neto 1975; Suguio & Coimbra, 1976).

Os dados disponíveis indicam que cordões dunares desenvolvidos podem ocorrer a até pelo menos 1.500m da linha de costa atual (figura 89). Na faixa onde não há cordões dunares, são visíveis lineamentos correspondentes a cristas praias ou cordões incipientes, evidenciando que os cordões desenvolvidos aí nunca existiram. Assim, parece evidente que os cordões dunares da parte mais externa da planície têm sido preservados, sem grandes mudanças morfológicas, desde sua formação no Holoceno.

Na parte mais interna da planície, não foram observados cordões dunares. Deve-se lembrar que esta área correspondente aos terraços plistocênicos, foi submetida a intenso processo erosivo durante o abaixamento do nível de base de erosão. Muitas das formas observadas são erosivas, sendo difícil encontrar superfícies intactas dos terraços (ver item 6.1.2).

Entre os morros Bento Alves e do Meio, na Ilha do Mel existe um cordão dunar construído sobre um terraço de aproximadamente seis metros, que atinge uma altura superior a 20m sobre o nível do mar. O cordão apresenta um perfil transversal mais íngreme para barlavento, sugerindo ter sido parcialmente erodido quando o mar tinha um nível relativo mais alto que o atual. O cordão pode ter sido formado no Pleistoceno ou no

Holoceno, durante o ascenso do nível do mar anterior ao máximo da Transgressão Santos, evidenciando uma certa permanência da morfologia dunar por períodos mais longos.

6.2 SEDIMENTOS ESTUARINOS

Atualmente, existem no litoral do Paraná três sistemas estuarinos principais, denominados baía de Guaratuba, baía de Paranaguá e baía dos Pinheiros - canal do Superagüi.

A baía de Guaratuba é um corpo de água raso, de orientação leste-oeste, comprimento em torno de 16km e largura máxima aproximada de 3km. Quando se considera a planície de maré, a largura atinge 10km. A baía de Paranaguá possui dois eixos principais: um de orientação leste-oeste, formado pelas baías de Antonina e de Paranaguá propriamente dita, com uma extensão de aproximadamente 45km e uma largura máxima em torno de 7km, e outro eixo de orientação norte-sul, constituído pela baía das Laranjeiras, que possui um comprimento de aproximadamente 30km e uma largura máxima em torno de 13km.

As baías do litoral paranaense podem ser consideradas complexos estuarinos, pois nelas deságuam numerosos rios que, frequentemente, formam estuários menores, como, por exemplo, a baía de Guaraqueçaba, as enseadas do Benito e Itaqui e o Rio Medeiros, que deságuam na baía das Laranjeiras. Na baía dos Pinheiros, é o rio Poruquara que forma um estuário, quando nela deságua, e, na baía de Antonina, são os rios Nhunhdiaguara e Cachoeira.

Nos sistemas estuarinos, podem-se distinguir dois ambientes de sedimentação: o do interior e o de entrada de estuário (inlets).

No interior dos estuários, os principais ambientes podem ser divididos em planícies de maré, canais de maré da zona entremarés, fundos rasos (baixios), fundos médios e canais principais subaquáticos. Nas entradas das baías, os principais ambientes são os canais de maré subaquáticos e os deltas de maré.

Além dos sedimentos correspondentes aos ambientes atuais, ocorrem, na planície costeira, sedimentos paleo-estuarinos.

6.2.1 Ambientes de Sedimentação do Interior dos Estuários

6.2.1.1 Planícies de Maré

6.2.1.1.1 Considerações Preliminares

Segundo Reineck & Singh (1973), as planícies de maré (ltidal-flats) se desenvolvem ao longo de costas de baixo declive, com marcado ciclo de marés, onde há suficiente sedimento disponível e não há forte ação das ondas.

No Paraná, áreas com essas características têm uma extensão de aproximadamente 310km².

Em diversos trabalhos sobre o litoral paranaense, essas áreas são referidas como manguezais. Angulo (1990) propôs a utilização da denominação planície de maré, pois nela ocorrem diversos ecossistemas, sendo o manguezal apenas um deles.

6.2.1.1.2 Trabalhos Prévios

No trabalho pioneiro sobre a planície litorânea, Bigarella (1946) identificou o manguezal como unidade geológica, chamando-o também de pantanal marinho. Esclarece que por manguezal se "compreende o aspecto geográfico-geológico da formação em si", deixando clara a diferença entre a associação vegetal e o que se poder denominar de ambiente de sedimentação.

No Paraná, Angulo (1990) identificou sete ecossistemas diferentes que compõem a planície de maré: manguezal, marismas, bancos arenosos e areno-argilosos, manguezal com *Acrostichum* e *Hibiscus*, zona de *Cladium*, pântano de maré e brejo de maré. A maior extensão da planície é ocupada pelos manguezais. Entre eles e a baía, ocupando áreas menores, ocorrem os marismas com *Spartina*, e os bancos arenosos e areno-argilosos, sem vegetação.

Entre os manguezais e a planície, na parte superior da região entremarés, é freqüente a ocorrência de uma zona de vegetação dominada pelo gênero *Cladium*, chamada "zona de *Cladium*" (Angulo & Müller, 1990) (figura 96). Esta zona tem freqüência de inundação menor do que a do manguezal, sendo inundada apenas pelas marés altas de sizígia e de tormenta.

A largura da zona de *Cladium* depende do declive do terreno, aumentando à medida que o declive diminui. Em muitos casos, é uma faixa de poucos metros; em outros, como nas ilhas da Cotinha e Rasa da Cotinha, a largura pode alcançar os 270m (figura 97). O desnível vertical entre o limite inferior e superior da zona de *Cladium* está em torno dos 30cm.

Angulo & Müller (1990) dividiram a zona de *Cladium* em parte baixa e alta (figura 98). A alta possui uma densa vegetação herbácea, dominada por *Cladium jamaicense*, tendo como elementos associados *Conocarpus erecta*, *Acrostichum aureum* e *Hibiscus tiliaceus*. (figura 99). Perto do limite superior, as palmeiras da floresta podem penetrar na zona de *Cladium*. A parte baixa é colonizada por vegetação esparsa muito particular (figura 100). No limite inferior, ocorrem grandes espécimens de *Avicennia shaueriana* e um estrato muito pequeno de *Laguncularia racemosa*. O resto da parte baixa é quase desprovido de vegetação, com apenas alguns elementos de *Salicornia*, *Paspalum vaginatum* e filmes algálicos, provavelmente *Cyanophyta*.

Nas partes mais internas das baías, nos locais onde existe importante aporte fluvial, que impede ou dificulta a intrusão salina, os marismas e manguezais são substituídos por brejos e pântanos de maré. Uma das áreas em que estes ecossistemas têm grande extensão está na parte mais interna da baía de Guaratuba (figura 101). Essa área recebe o aporte dos rios Cubatão e São João, os quais têm uma bacia de aproximadamente 1.600km², recebendo uma precipitação média anual entre 1.500mm e mais de 4.000mm (IAPAR, 1978).

Em direção ao interior da baía, a primeira mudança que se observa é a substituição da *Spartina* dos marismas por *Crinum*. Posteriormente, quando os manguezais desaparecem, ocorrem áreas extensas com *Scirpus*, os denominados "brejos-de-maré". Quando os manguezais não estão presentes, os "brejos-de-maré" não se restringem à parte inferior da zona entre marés, avançando sobre a parte média.

FIGURA 96 – VISTA AÉREA DA PLANÍCIE DE MARÉ NA BAÍA DE PARANAGUÁ. NO CENTRO DA FOTOGRAFIA OBSERVA-SE MATA SOBRE SEDIMENTOS DEPOSITADOS NUMA ANTIGA PLANÍCIE DE MARÉ. EM VOLTA DA MATA A ÁREA MAIS CLARA CORRESPONDE A ZONA DE *CLADIUM*. EM TORNO DELA OBSERVA-SE O MANGUEZAL E NA PARTE INFERIOR DIREITA DA FOTOGRAFIA, ENTRE A BAÍA E O MANGUE SE OBSERVA UMA ÁREA MAIS CLARA CORRESPONDENTE A BANCOS ARENO-ARGILOSOS.

FIGURA 97 - ECOSISTEMAS DA PLANÍCIE DE MARÉ DAS ILHAS DA COTINGA E RASA DA COTINGA, BAÍA DE PARANAGUÁ. (ANGULO, 1990)

Fig. 98- Esquema de distribuição da vegetação da zona de *Cladium* na Ilha da Cotinga (Angulo & Müller , 1990).

FIGURA 99 - ZONA DE *CLADIUM* NA ILHA DA COTINGA, BAÍA DE PARANAGUÁ. À ESQUERDA OBSERVA-SE O LIMITE COM O MANGUEZAL E AO FUNDO À DIREITA FLORESTA SOBRE SEDIMENTOS PALEOESTUARINOS

FIGURA 100 - ZONA BAIXA DE *CLADIUM* NA ILHA DA COTINGA, BAÍA DE PARANAGUÁ. NO PRIMEIRO PLANO SEDIMENTOS ARENOSOS PALEOESTUARINOS COM CONCHAS DE *ANOMALO CARDIA BRASILIANA*, COM FILMES ALGÁLICOS E ESCASSA VEGETAÇÃO DOMINADA POR *PASPALUM VAGINATUM*. NO PLANO MÉDIO, À DIREITA E AO FUNDO EXEMPLARES DE *AVICENNIA SHAUERIANA* E *LAGUNCULARIA RACEMOSA*

FIGURA 101 - ECOSISTEMAS DE PLANÍCIE DE MARÉ DA BAÍA DE GUARATUBA. (ANGULO, 1990)

Na parte superior da zona entre marés, entre os brejos e a planície, ocorre vegetação de porte arbóreo, que constitui os "pântanos-de-maré".

O último ecossistema é o manguezal com *Avicennia* e *Sonneratia*, que possui as espécies de mangue, sendo porém dominado pelas duas espécies mencionadas. Esse ecossistema ocorre, por exemplo, nas margens do Rio São João, próximo de sua desembocadura (figura 101).

Com relação à composição sedimentar, Bigarella (1946) informa que o manguezal se desenvolve em bancos areno-argilosos e que a vegetação favorece a acumulação de lodo. Em cartas geológicas posteriores (Bigarella et al., 1957; Bigarella & Doubek, 1963; Rivereau et al., 1968, 1969a, b, c, d, e; 1970), os manguezais são apenas mapeados, não havendo referência ao tipo de sedimento que os constitui. Fuck et al. (1969) e Silva et al. (1981) informam que nos manguezais ocorrem lamas e lodos argilosos ricos em matéria orgânica. Martin & Suguio (1986) se referem aos sedimentos dos manguezais como siltico-argilosos, muito ricos em matéria orgânica e Martin et al. (1988b), como argiloso-arenosos ricos em matéria orgânica.

Lana & Guiss (1991) analisaram sedimentos de marisma e banco não-vegetados, na foz do rio Boguaçu, em Pontal do Sul. Todos são constituídos por areias finas, com uma média de diâmetro médio de 2,860. Todas as amostras apresentaram a moda no intervalo correspondente à areia fina, sendo que entre 50% e 78% das partículas pertenciam à classe modal e 82% a 90% correspondiam aos intervalos de areia fina e muito fina. A assimetria é positiva e o teor de finos variou entre 4% e 18% (Paulo da Cunha Lana, CBM-UFPR, comunicação pessoal).

6.2.1.1.3 Discussão

A planície de maré pode ser subdividida considerando-se sua altitude com relação à maré, a qual condiciona o período e a frequência das inundações. A subdivisão também pode ser feita a partir dos diversos ecossistemas que a compõem. Nesse caso, deve-se considerar que um determinado ecossistema pode ocupar posições diferentes na planície de maré, devido a fato-

res tais como os climáticos, aporte de água doce, ou taxas de sedimentação. Por exemplo, os marismas com *Spartina* nas regiões temperadas ocupam a parte superior da planície de maré (Reineck & Singh, 1973), enquanto, nas regiões tropicais, ocupam a parte inferior. Na baía de Guaratuba, os "brejos de maré" ocupam uma posição semelhante aos marismas na frente dos mangues, porém se estendem para partes mais elevadas na ausência dos mesmos. No Paraná, na parte superior da planície, aproximadamente entre os níveis médios de maré alta e maré alta de sizígia, quando não há aporte fluvial, ocorre a "zona de *Cladium*", e, quando há intenso aporte fluvial, ocorre o "pântano de maré".

Nas cartas geológicas apresentadas neste trabalho, na escala 1:50.000, todos os ecossistemas mencionados foram mapeados, apenas os marismas foram agrupados com os bancos areno-argilosos, pois apresentam uma textura muito semelhante nas fotografias aéreas, o que dificulta sua separação. Na escala 1:100.000, todos os ecossistemas foram incluídos na unidade planície de maré.

No campo, foram observados nas planícies de maré sedimentos arenosos, argilo-arenosos e sedimentos argilo-arenosos com grânulos e seixos. Esse último tipo ocorre em situações em que a planície de maré está muito próxima da serra, como, por exemplo, na foz do rio Poruquara. A variação textural parece ser frequente em planícies de maré (Reineck & Singh, 1973; Cintrón & Schaeffer-Novelli, 1989). Os teores de matéria orgânica também se apresentaram muito variáveis.

Com relação às estruturas, não foram encontradas referências na bibliografia, nem em campo. Este fato contrasta com as abundantes estruturas descritas para outras partes do mundo (Reineck e Singh, 1973). Aparentemente, a intensa atividade de organismos bentônicos e plantas tem capacidade de destruir as possíveis estruturas sedimentares.

Na Ilha da Cotinga, e em outros locais onde ocorrem em profundidade variável conchas de moluscos, principalmente de *Anomalocardia brasiliensis*, observou-se que os caranguejos do mangue, durante a construção de suas tocas, trazem para a superfície material abundante, incluindo conchas, algumas das quais

continuam em aparente "posição de vida", ou seja, com as duas valvas juntas (figura 102). Esse material é posteriormente redistribuído sobre a superfície por diversos organismos e pelas marés. Em alguns locais, foram observados verdadeiros "pavimentos de conchas" formados dessa maneira.

6.2.1.2 Fundos Rasos

Os fundos rasos correspondem a áreas rasas dos estuários, cujas profundidades não ultrapassam dois metros em relação ao nível médio do mar, podendo ficar parcialmente emersos durante as marés mais baixas. Eles são visíveis nas fotografias aéreas e têm sido mapeados desde as primeiras cartas do litoral (Bigarella et al., 1957) até as mais novas (Martin et al., 1988b), sob a denominação genérica de baixios. Em todas essas cartas, nota-se que os baixios incluem bancos areno-argilosos e marisma da região entre marés e fundos rasos do infralitoral. O limite dos fundos rasos com áreas mais profundas são frequentemente transicionais.

Os fundos rasos do interior das baías se formam principalmente na área de sombra das correntes de maré vazante, atrás de obstáculos constituídos por ilhas, penínsulas, ou outras feições morfológicas da costa. Essa disposição é muito característica nas baías de Guaratuba, Paranaguá e Laranjeiras, onde ocorrem baixios de grande extensão. Por exemplo, os baixios de Perigo, que separa as baías de Laranjeiras e Paranaguá, e o do Bagre, ao sul da Ilha Rasa, têm um comprimento de aproximadamente 7 km.

Os fundos rasos também são frequentes na foz dos rios e canais de maré que deságuam nas baías, onde se configuram pequenos deltas, às vezes com formas de pé de pássaro, como o da foz do Rio Emboguaçu, na Baía de Paranaguá (figura 103).

FIGURA 102 - RETRABALHAMENTO DE CONCHAS POR CARANGUEJOS NA ZONA BAIXA DE *CLADIUM*. ILHA DA COTINGA. AS CONCHAS PERTENCEM A UM DEPÓSITO SITUADO A MAIS DE 20 cm DE PROFUNDIDADE ORIGINADO NO HOLOCENO, QUANDO O MAR TINHA UM NÍVEL RELATIVO DE PELO MENOS SOBRE O ATUAL. TODAS AS CONCHAS QUE SE OBSERVAM FORAM TRAZIDAS À SUPERFÍCIE POR ESSE PROCESSO E POSTERIORMENTE ESPALHADAS POR ORGANISMOS E MARÉS. ALGUMAS DELAS AINDA PERMANECEM COM DUAS VALVAS JUNTAS.

Fig.103- Microdelta tipo pé de pássaro do Rio Emboguaçu na baía de Paranaguá

6.2.2 Ambientes de Entrada dos Estuários (Inlets)

6.2.2.1 Deltas de Maré

Nas entradas das baías do litoral paranaense, ocorre uma série de feições, quase sempre submersas, referidas genericamente como baixios, que foram aqui interpretados como deltas de maré.

A única referência encontrada sobre a existência de deltas de maré no litoral do Paraná é de Bigarella et al. (1978)

Os deltas de maré ocorrem em costas com regimes de micro e mesomarés (0 a 2m e 2 a 4m, respectivamente) (Hayes, 1975), associados a entradas de estuários ou de lagunas formadas por ilhas barreira. Geralmente, ocorrem dois deltas associados: um em direção ao mar, denominado delta de maré vazante (ebb-tidal delta), e outro no interior do estuário, ou laguna, denominado delta de maré enchente (flood-tidal delta).

Um modelo de delta de maré vazante foi apresentado por Hayes & Kana (1976, apud Boothroyd, 1978) (figura 104).

FIGURA 104- MODELO MORFOLÓGICO GERAL DE DELTA DE MARÉ VAZANTE EM COSTAS COM MESOMARÉS COM INFLUÊNCIA COMBINADA DE ONDAS E CORRENTES (HAYES & KANA, APUD BOOTHROYD, 1978)

Os principais componentes do modelo são

- a) canal principal - dominado por correntes de maré vazante;
- b) barras lineares marginais do canal principal de maré vazante - são feições semelhantes a diques marginais formadas pela interação das correntes de maré vazante e as ondas;
- c) lobo terminal - localizado na parte terminal do canal principal, onde o fluxo da corrente de maré vazante diminui, permitindo uma substancial deposição de sedimentos;
- d) plataformas de espraçamento - constituídas por lençóis de areia depositados principalmente pelas ondas entre o canal principal e a costa adjacente;
- e) barras de espraçamento - formam-se e migram através da plataforma de espraçamento pela ação de correntes geradas pela arrebentação das ondas;
- f) canais marginais de enchente - podem ocorrer entre a plataforma de espraçamento e a costa, a montante e a jusante da deriva litorânea. Esses canais são dominados pelas correntes de maré enchente.

Oertel (1975) desenvolveu esquemas da configuração dos deltas de maré vazante, dependendo da interação das marés, ondas e correntes de deriva litorânea (figura 105).

O modelo de delta de maré enchente, segundo Hayes & Kana (1976 apud Boothroyd, 1978) (figura 106), é composto por:

- a) rampas de enchente - consistem em superfícies que mergulham para o mar, dominadas por correntes de maré enchente. O maior movimento dos sedimentos ocorre pela migração de ondas de areia que se movem sobre a rampa em direção ao continente;
- b) canais de enchente - constituem a continuação submersa da rampa de enchente. Dividem a planície de maré principal do delta e são dominados por correntes de maré enchente;
- c) escudo de vazante - constituído pela borda topograficamente alta do delta na direção do continente.

FIGURA 105 - MODELOS DE DELTAS DE MARÉ VAZANTE COM VÁRIAS CONFIGURAÇÕES RESULTANTES DA DOMINÂNCIA DE PROCESSOS PARTICULARES: A) DOMINADO POR ONDAS; B) CORRENTE DE DERIVA LITORAL FLUINDO PARA O SUL; C) CORRENTE DE DERIVA LITORAL FLUINDO PARA O NORTE; D) DOMINADO POR MARÉS (OERTEL, 1975)

FIGURA 106 - MODELO DE DELTA DE MARÉ ENCHENTE MOSTRANDO OS PRINCIPAIS COMPONENTES MORFOLÓGICOS (HAYNES e KANA, 1976, APUD BOOTHROYD, 1978)

Protege partes do delta da modificação por correntes de maré vazante,

- d) esporões de vazante - formados principalmente por correntes de maré vazante, com alguma interação de correntes de enchentes; e
- e) lobos de derramamento - constituem feições semelhantes a barras linguóides, formadas principalmente como resultado de correntes de maré vazante, fluindo sobre áreas baixas do escudo de vazante

No Paraná, associados a entradas do mar do Ararapira, canal de Superagui, baía de Guaratuba e entrada sul da baía de Paranaguá, ocorrem depósitos arenosos predominantemente submersos, que constituem deltas de maré vazante.

A morfologia destes depósitos nem sempre é visível nas fotografias aéreas. Em alguns casos, a morfologia pode ser inferida a partir do padrão de arrebenção das ondas (figura 107) e, em outros, a escassa profundidade permite visualizar as partes do delta e até as formas de leito.

Na entrada do Mar do Ararapira, observa-se um pequeno delta de maré vazante, cuja morfologia sugere tratar-se de um delta dominado por ondas. Na margem esquerda da entrada, projetando-se para o interior do Mar de Ararapira, existe uma feição em forma de rampa, com inclinação para o mar, sobre a qual ocorrem megaondulações que migram para o interior, sob a influência das correntes de maré enchente. Esta feição poderia representar um delta de maré enchente (figura 108).

Na entrada do canal do Superagui, o delta de maré vazante é pouco desenvolvido; observa-se apenas um extenso baixio que se projeta desde o extremo sudeste da Ilha das Peças, e que pode ser interpretado como uma barra linear marginal do canal principal. Nesse delta, a margem esquerda do canal principal é o próprio continente. Em direção ao oceano, observam-se áreas de arrebenção, que podem corresponder a barras de espraimento sobre o lobo terminal (figura 109).

A baía de Guaratuba apresenta uma entrada limitada por dois pontais rochosos - o extremo meridional da Serra da Prata e o morro de Guaratuba -, podendo ser considerada estável. A partir dos pontais, projetam-se extensos baixios que delimitam

FIGURA 107 - VISTA AÉREA DO DELTA DE MARÉ VAZANTE NA BARRA DO ARARAPIRA. LIMITE ENTRE OS ESTADOS DO PARANÁ E SÃO PAULO

Referências

Escala 0 500 1000 m

Delta de maré vazante	Planície costeira
Formas associadas a correntes de maré enchente	Praias
Sentido de migração das mega ondulações	Bancos e fundos rasos
Direção de corrente de maré inferida	Rios e córregos

Fig.108 - Delta de maré vazante e formas associadas às correntes de maré enchente na entrada do mar de Arapira, limite entre os Estados do Paraná e São Paulo.

Referências

Escala 0 500 1000 m

Delta de maré vazante

Praias

Direção de corrente de maré inferida

Planícies de maré

Planície costeira

Rios e córregos

Fig.109-Delta de maré vazante na entrada do Canal do Superagui.

o canal principal (figura 110). Nas barras marginais, observam-se megaondulações orientadas segundo as correntes de maré vazante. Em direção ao mar, ocorrem barras em forma de arco que delineam o lobo terminal do delta. Uma destas barras se estende até a praia Brava de Caiobá, formando uma barra transversal à praia (Angulo, no prelo). No interior da baía, não se observa o delta de maré enchente, porém a eficiência de transporte das correntes de maré enchente pode ser deduzida da morfologia dos fundos rasos da baía. Enquanto no interior da baía eles se orientam segundo as correntes de maré vazante, nos três quilômetros antes da foz, estão orientados no sentido contrário.

O maior delta de maré do litoral paranaense ocorre associado à entrada sul da baía de Paranaguá (figura 111). Nas fotografias aéreas, observa-se um complexo de barras, que se projeta desde Pontal do Sul e Ilha do Mel em direção ao oceano, por vários quilômetros. Estas barras são as partes mais altas de uma feição maior que se observa nas cartas batimétricas delineadas pela isóbata de cinco metros. Neste grande delta de maré vazante, observa-se um canal principal entre o continente e a Ilha do Mel, que passa entre esta e a Ilha da Galheta. Na margem direita do canal, entre Pontal do Sul e Ilha da Galheta, ocorre um complexo de barras. Algumas constituem as barras marginais do canal principal, outras, mais ao sul, assemelham-se às barras de espraiamento. Estas barras são mais desenvolvidas que as da margem esquerda do canal, pois têm a contribuição dos sedimentos trazidos pelas correntes de deriva litorânea, que fluem do sul para o norte e são represadas pelo fluxo do canal principal. Sobre estas barras, existem megaondulações orientadas pelas correntes de maré vazante. A parte mais alta das barras emerge nas marés mais baixas, sendo que, a partir de 1989 uma parte da barra marginal do canal principal aumentou sua altura até ficar permanentemente emersa. Na margem esquerda do canal, as barras marginais se iniciam a partir do extremo sul da Ilha do Mel e avançam mar adentro por mais de três quilômetros.

Nessa área, não se observa um delta de maré enchente típico, porém podem se distinguir formas associadas às corren-

tes de maré enchente. Na margem direita da entrada da baía, entre Pontal do Sul e Ponta do Poço, observam-se, principalmente nas fotografias antigas anteriores a construção de canais artificiais, esporões que avançam para o interior da baía, evidenciando intensa deriva nessa direção associada às correntes de maré enchente (figura 112).

Na margem esquerda da Ilha do Mel, existe uma extensa área rasa conhecida como Saco de Limoeiro ou Mar de Dentro, que apresenta evidências de ação de correntes de maré enchente. Nas fotografias aéreas, observa-se um canal principal de orientação SSW-NNE com formas que sugerem um predomínio do fluxo das correntes de enchente. Forçadas pela configuração da costa, as correntes infletem para o oeste, formando dunas subaquosas e ondas de areia de crista orientada na direção norte-sul e até NNW-SSE. Nessa área, é possível distinguir três gerações de formas de leito (figura 113). As formas maiores são ondas de areia com longitude de onda entre 50 e 200m, sendo a longitude de onda maior a leste e diminuindo na direção do fluxo. A orientação dessas formas é de NNE a NNW e são orientadas segundo o fluxo da corrente de enchente (figura 114). No dorso dessas formas, em alguns setores, observam-se megaondulações menores, com longitude de onda entre 10 e 50m, também orientadas pelas correntes de enchente, aparentemente formadas por fluxos secundários que se estabelecem nas calhas entre ondas de areia. A orientação das cristas apresenta um ângulo pronunciado em relação às das formas maiores.

No dorso das ondas de areia, também se observam megaondulações ainda menores, com longitude de onda em torno de 10m, orientadas segundo as correntes de maré vazante, com direções desde SSW-NNE até SW-NE.

6.2.3 Sedimentos Paleoestuarinos

6.2.3.1 Trabalhos Prévios

Uma das primeiras referências a sedimentos estuarinos antigos no Paraná é de Bigarella (1946), que menciona a ocorrência de bancos areno-argilosos situados a uma altura de 1,0

Referências

Escala 0 500 1000 m

	Delta de maré vazante		Praias
	Direção de corrente de maré inferida		Planícies de maré
	Forma associada a corrente de maré enchente		Fundos rasos
	Serra e morros		Córregos e canais
	Planície costeira		

Fig.110- Delta de maré vazante na entrada da Baía de Guaratuba.

Referências

Escala 0 500 m

Morros

Planície costeira

Planícies de maré

Praias

Rios, córregos e canais

Delta de maré vazante

Barras do delta que podem emergir durante as marés muito baixas

Formas associadas a correntes de maré enchente

Sentido de migração de mega ondulações

Direção de corrente de maré inferida

Fig.111-Delta de maré vazante e formas associadas a correntes de maré enchente na entrada sul da Baía de Paranaguá.

FIGURA 112: ESPORÕES ARENOSOS ORIENTADOS PARA O INTERIOR DA BAÍA PELAS CORRENTES DE MARÉ ENCHENTE, BAÍA DE PARANAGUÁ ENTRE PONTAL DO SUL E PONTAL DO POÇO.

FIGURA 113: CONFIGURAÇÃO DAS CRISTAS DAS DUNAS SUBAQUOSAS NO SACO DO LIMOEIRO, BAÍA DE PARANAGUÁ

FIGURA 114: DIREÇÃO DE AVANÇO DAS DUNAS SUBAQUOSAS NO SACO DO LIMOEIRO, BAÍA DE PARANAGUÁ.

a 1,3m, sobre o nível médio de Rio Boguaçu, na baía de Guaratuba, contendo abundante fauna de pelecípodos e gastrópodos. No mesmo trabalho, Bigarella (1946) refere-se a sedimentos que, acredita, correspondem a antigos manguezais, e propõe, para designá-los, o termo "mangrovito". Posteriormente, Bigarella (1954b) retifica essa interpretação, propondo o abandono do termo, devido ao fato de serem outros os processos responsáveis pela formação desses depósitos. Na realidade, trata-se de sedimentos costeiros de ambiente praias e face litoral, com enriquecimento epigenético em matéria orgânica.

Em trabalhos posteriores, aparecem diversas referências a sedimentos depositados em ambientes estuarinos. Bigarella et al. (1957) e Bigarella & Doubeck (1963), nas cartas das baías de Paranaguá e Guaratuba, indicam a ocorrência de sedimentos areno-argilosos, em parte correspondentes a antigos manguezais. Rivereau et al. (1968) referem-se a sedimentos areno-silte-argilosos de baías e Martin et al. (1988b), a sedimentos argilosos e arenosos de lagunas e baías que podem conter conchas de moluscos em quantidade variável e serem cobertos por uma camada de turfa.

6.2.3.2 Distribuição e Morfologia

Os sedimentos paleoestuarinos estão amplamente distribuídos no litoral paranaense. Eles formam áreas planas de escassa altura, cuja característica principal, que as diferencia da planície costeira com cordões litorâneos, é a ausência de feições lineares. A altura dessas áreas vai desde o limite máximo alcançado pelas marés até cinco ou seis metros sobre este nível.

Esta unidade geralmente ocorre associada às planícies com cordões litorâneos e às planícies de maré atuais.

6.2.3.3 Texturas

Segundo a classificação de Shepard (1954) as amostras correspondentes aos sedimentos paleoestuarinos evidenciaram predomínio de areias (73%) ocorrendo também areias argilosas e silteosas e silte argilo arenoso (figura 115). O teor de finos

FIGURA 115: CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL SEGUNDO SHEPARD (1954) DE SEDIMENTOS PALEO-ESTUARINOS.

variou de zero a 70% (tabela 18). O diâmetro médio de todas as amostras foi de 3,49 ϕ com um desvio padrão de 0,94 (tabela 19). O diâmetro médio predominante foi de areia muito fina (43%) e fina (37%) (tabela 20). Os sedimentos eram entre muito bem e muito pobremente selecionados. A assimetria predominante foi a muito positiva (53%). As classes modais mais frequentes foram as de areia muito fina (50% das amostras) e fina (40%), ocorrendo também as classes silte e argila.

6.2.3.4 Estrutura

Nos trabalhos sobre o litoral do Paraná, não foram encontradas referências a estruturas dos sedimentos paleoestuarinos.

Nos afloramentos e perfis levantados, foram identificadas algumas estruturas sedimentares (tabela 21 e figuras 116 a 120). No perfil do Canal do Varadouro e do Rio Guaraguaçu, ocorre estratificação ondulada (wavy), composta de areias muito finas com intercalações de lâminas argilosas. Às vezes, essa estrutura ocorre associada à intensa bioturbação (figuras 121 e 122).

No Rio Guaraguaçu, foi observada estratificação cruzada acanalada, com estratos de até 25cm e presença de restos vegetais e bolas de argila na base das lâminas frontais, ocorrendo associada laminação de migração de marcas onduladas assimétricas e lâminas de argila. No Canal do Varadouro, observou-se um paleocanal de 80cm de profundidade e vários metros de largura, preenchido por areias finas e muito finas e abundantes restos vegetais, principalmente folhas, dispostas horizontalmente.

Associada às estruturas físicas, ocorre frequentemente intensa bioturbação, sendo que, em alguns casos, apenas se observa esta última. Nos perfis do canal do Varadouro, foram observados abundantes tubos lisos de 1 a 2cm de diâmetro dispostos tanto vertical como horizontalmente (figura 123). Nos tubos em que foi possível observar seu interior, aparece uma estrutura formada por cilindros de aproximadamente um milímetro de diâmetro, que se assemelham a pilates fecais (figura 124).

TABELA 18 - CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS E AMBIENTE DEPOSICIONAL DOS SEDIMENTOS PALEOESTUARINOS

Nº	LOCAL	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE				DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (%)										CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE SHEPARD (1954)	AMBIENTE DEPOSICIONAL
		FOLK & WARD (1957)				Grânul.	Areia					Silte	Argila				
		Med	S	Sk	Kc		mg	g	m	f	mf						
E01	Ariri	4,93	2,07	,67	1,19	-	-	-	-	2,73	66,69	13,16	17,42	Areia Argilosa	Planície de Maré		
E02	Canal do Varadouro	2,94	,24	,23	1,18	-	-	,10	,44	58,17	28,86	,79	1,65	Areia	Planície de Maré ?		
E03	"	2,86	1,12	,55	6,10	-	-	-	,28	75,28	13,23	2,49	8,70	Areia	Planície de Maré		
E04	"	3,17	,98	,40	5,44	-	-	,10	,19	28,78	61,92	2,95	6,06	Areia	Planície de Maré		
E05	"	3,39	1,10	,58	5,66	-	-	,16	,31	18,14	66,25	6,32	8,83	Areia	Planície de Maré		
E06	Canal do Varadouro	2,87	,31	,09	1,22	-	-	-	,93	71,02	24,78	1,27	1,97	Areia	Planície de Maré		
E07	"	3,09	,35	,43	3,12	-	-	-	-	41,77	52,01	2,82	3,40	Areia	Planície de Maré		
E08	"	3,01	,24	,11	1,00	-	-	-	-	50,64	47,13	,69	1,56	Areia	Planície de Maré		
E09	"	3,20	,95	,42	6,66	-	-	-	,09	21,32	67,66	3,91	7,00	Areia	Planície de Maré		
E10	"	3,06	,32	,09	1,17	-	-	-	,62	41,72	54,53	2,92	,15	Areia	Planície de Maré		
E11	Superagui - Vila Fátima	2,89	1,05	,57	7,64	-	-	,10	,10	76,56	13,55	2,84	7,65	Areia	Planície de Maré		
E12	"	2,83	1,10	,55	6,70	-	-	,10	,20	79,32	8,97	2,36	9,04	Areia	Planície de Maré		
E13	Poruquara	2,85	,57	(,45)	1,38	-	-	2,50	8,52	39,97	44,78	,69	3,53	Areia	Planície de Maré ?		
E14	"	2,44	,82	(,19)	,91	-	-	4,00	29,67	39,17	22,03	1,59	3,31	Areia	Planície de Maré ?		
E15	"	5,97	2,47	(,19)	,52	-	-	-	,40	21,98	21,79	15,14	40,70	Areia Argilosa	Planície de Maré		
E16	Ilha Rasa da Cotinga	3,10	,29	(,07)	1,22	-	-	-	,77	29,76	65,92	,74	2,81	Areia	Planície de Maré		
E17	Ilha da Cotinga	3,21	,58	,31	2,57	-	,14	,06	,31	25,23	67,16	4,55	2,54	Areia	Planície de Maré		
E18	"	3,20	,53	,28	2,40	-	,66	,14	,26	24,69	67,67	4,66	1,92	Areia	Planície de Maré		
E19	"	3,15	,36	,09	1,43	-	-	,16	,38	28,69	65,82	3,26	1,68	Areia	Planície de Maré		
E20	Rio Maciel	2,72	,80	(,21)	1,17	,03	,77	4,12	12,39	45,98	35,21	,67	,64	Areia	?		
E21	Rio Guaraguaçu	3,06	,50	,25	1,41	-	,13	,06	,22	47,33	46,29	3,96	1,95	Areia	Planície de Maré		
E22	"	3,78	1,31	,20	3,28	-	-	-	,26	13,97	65,76	10,38	9,63	Areia	Planície de Maré		
E23	"	2,85	,32	(,05)	1,02	-	-	,01	,89	66,70	32,40	-	-	Areia	Canal de Maré		
E24	"	3,64	1,52	,36	2,15	-	-	-	1,38	28,44	44,68	15,64	9,66	Areia Siltica	Planície de Maré		
E25	"	2,97	,48	,39	2,10	-	-	-	,23	60,41	34,03	1,64	3,69	Areia	Planície de Maré		
E26	"	2,84	,65	(,14)	3,63	-	-	,61	,55	61,61	34,08	1,96	,10		Plan de Maré (Fm. Atala)		
E27	Guaratuba - Ilha do Veiga	4,93	2,24	,82	,57	-	-	-	-	11,67	52,18	12,32	23,83	Areia Argilosa	Planície de Maré		
E28	Guaratuba - Rio Sai-guaçu	5,60	2,07	,46	,56	-	-	,06	,08	,87	28,24	43,02	27,73	Silte Argilo Arenoso	Plan de Maré/Fundo Rio		
E29	"	5,60	2,08	,44	,56	-	-	,18	,04	,89	29,57	42,28	26,96	Silte Argilo Arenoso	Plan de Maré/Fundo Rio		
E30	"	4,55	1,54	,55	1,48	-	-	,06	,42	3,18	44,27	43,59	8,49	Areia Siltica	Plan de Maré/Fundo Rio		

Valores negativos entre parentesis

TABELA 19 - MÉDIA ARITMÉTICA E DESVIO-PADRÃO DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLHA 0 WARI (1987) DE SEDIMENTOS PALEOESTUARINOS

(Valores em %)

		DISTRIBUIÇÃO TOTAL	DISTRIBUIÇÃO AREIA
Diâmetro médio (H ₅₀)	Valor Médio	3,49	2,58
	Desvio-Padrão	0,94	1,03
Desvio-Padrão (S)	Valor Médio	0,96	0,27
	Desvio-Padrão	0,66	0,17
Assimetria (sk ₁)	Valor Médio	0,28	-0,08
	Desvio-Padrão	0,31	0,15
Curtose (kc)	Valor Médio	2,43	0,91
	Desvio-Padrão	2,10	0,39

TABELA 20 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DE SEDIMENTOS PALEOESTUARINOS

(Valores em %)

		DISTRIBUIÇÃO TOTAL	DISTRIBUIÇÃO AREIA
Diâmetro Médio (H ₅₀)	Grânulos	0,00	0,00
	Areia Muito Grossa	0,00	0,00
	Areia Grossa	0,00	0,00
	Areia Média	0,00	46,15
	Areia Fina	36,67	53,85
	Areia Muito Fina	43,33	
	Silte Grosso	10,00	
	Silte Médio	10,00	
	Silte Fino	0,00	
	Silte Muito Fino	0,00	
	Argila	0,00	
Seleção (S)	Muito Bem Selecionado	23,33	20,77
	Bem Selecionado	10,00	3,85
	Moderadamente Selecionado	26,67	15,38
	Pobremente Selecionado	23,33	0,00
	Muito Pobremente Selecionado	16,67	0,00
	Extremamente Mal Selecionado	0,00	0,00
Assimetria (sk ₁)	Assimetria Muito Negativa	3,33	15,38
	Assimetria Negativa	10,00	15,38
	Aproximadamente Simétrica	16,67	61,54
	Assimetria Positiva	16,67	7,69
	Assimetria Muito Positiva	33,33	0,00
Curtose (kc)	Muito Platicurtica	13,33	0,00
	Platicurtica	0,00	7,69
	mesocurtica	10,00	61,54
	Leptocurtica	36,67	30,77
	Muito Leptocurtica	13,33	0,00
	Extremamente Leptocurtica	26,67	0,00

TABELA 2. - LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS DAS PLANÍCIES FORMADAS POR SEDIMENTOS PALEOESTUARINOS

Nº	COORDENADAS		LOCAL
	Latitude	Longitude	
23	25°14'22''s	48°04'44''w	Canal do Varadouro
24	25°14'36''s	48°05'00''w	Canal do Varadouro
25	25°17'30''s	48°09'13''w	Superagui (Vila Fátima)
26	25°34'22''s	48°28'01''w	Rio Guaraguaçu

ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA

LAMINAÇÃO ONDULADA (WAVY)

LAMINA DE ARGILA

LAMINAÇÃO CRUZADA DE MIGRAÇÃO DE MARCAS ONDULADAS ASSIMÉTRICAS

BIOTURBAÇÕES NÃO FIGURATIVAS

ESTRUTURAS DE FUGA

TUBOS

RESTOS VEGETAIS

BOLAS DE ARGILA

PEDOGENEIZADO

E

ENCOBERTO

Md Ø

DIAMETRO MÉDIO

δ

DESVIO PADRÃO

Ski

ASSIMETRIA

Kc

CURTOSE

Fig.II6 : Símbolos utilizados nos perfis dos sedimentos paleoestuarinos.

FIGURA 117: PERFIL Nº 23 - CANAL DO VARADOURO

FIGURA 118: PERFIL Nº 24 - CANAL DO VARADOURO

FIGURA 119: PERFIL Nº 25 - SUPERAGÜI (VILA FÁTIMA)

FIGURA 120: PERFIL Nº 26 - RIO GUARAGUAÇU

FIGURA 121 - ESTRATIFICAÇÃO ONDULADA . RIO MACIEL

FIGURA 122 - ESTRATIFICAÇÃO ONDULADA E BIOTURBAÇÕES. CANAL DO VARADOURO

FIGURA 123 - BIOTURBAÇÕES E TUBOS ATRIBUÍDOS A *UPOGEBIA*. CANAL DO VARADOURO

FIGURA 124 - DETALHES DE TUBOS ATRIBUÍDOS A *UPOGEBIA*. NOTE-SE A FOSSITEXTURA NO INTERIOR DO TUBO ATRIBUÍDOS A PELLETS

Em diversos locais, foram encontrados junto com os sedimentos paleoestuarinos abundantes conchas de moluscos. As conchas, geralmente inteiras, às vezes conservam as duas valvas juntas, apresentando uma distribuição bastante irregular dentro do sedimento, não havendo, contudo, evidências do retrabalhamento por ondas ou correntes (figura 125). Em todos os casos, observa-se uma larga predominância de *Anomalocardia brasiliensis*, associada a um conjunto numeroso de outras espécies que podem auxiliar na reconstrução paleobatimétrica e paleogeográfica (ver item 7.3.4).

6.2.3.5 Ambiente Depositional

Todos os sedimentos descritos podem ser interpretados como depositados em ambiente estuarino, que, neste caso, pode ser considerado sinônimo de baía. Alguns dos sedimentos poderiam corresponder a paleolagunas, mas, como a maioria das fácies sedimentares desses ambientes é semelhante, para distingui-las seriam necessárias análises de microfósseis e reconstruções pelogeográficas mais precisas.

No Canal do Varadouro, a estratificação ondulada e a bioturbação associada sugerem um ambiente de planície de maré. Os tubos lisos encontrados nesses afloramentos foram tentativamente atribuídos a *Upogehia*, um artrópodo que vive atualmente nesse ambiente. A correlação se baseia no fato de que, aparentemente, esse organismo, pelo seu tamanho e habitat, é o único animal bentônico existente hoje na baía capaz de produzir uma estrutura semelhante. Contudo, uma análise morfológica detalhada, principalmente dos tubos atuais, é necessária para confirmar esta correlação. A ausência de tubos de *Callichirus* reforça a interpretação do paleoambiente de sedimentação ser de planície de maré.

Os sedimentos da base do perfil nº14, no rio Guaraguaçu (figura 52), com estratificação ondulada, e os sedimentos intensamente bioturbados do perfil de Vila Fátima, na Baía dos Pinheiros, também podem ser atribuídos ao ambiente de planície de maré.

FIGURA 125 - BANCO DE CONCHAS DE MOLUSCOS NO RIO GUARAGUAÇÚ PROXIMO DE SUA FOZ. NOTE-SE A EXISTÊNCIA DE FÓSSEIS COM AS DUAS VALVAS JUNTAS E A DISPOSIÇÃO IRREGULAR DAS CONCHAS, ATRIBUÍDA A RETRABALHAMENTO POR ORGANISMOS BENTÔNICOS

Os sedimentos do perfil nº 26 (figura 120) do Rio Guaraguaçu podem ser interpretados como depositados num canal de maré onde as correntes que formaram as dunas subaquosas erodiram as margens da planície da maré, incorporando bolas de argila e restos vegetais, nas lâminas frontais das dunas. No Canal do Varadouro, o canal descrito no perfil nº 24 (figura 118) também parece corresponder a um canal de maré associado à planície.

O perfil nº 14 do Rio Guaraguaçu, onde os sedimentos com estrutura ondulada ocorrem sotopostos a camadas com estratificação cruzada de baixo ângulo, situa-se muito próximo da atual baía de Paranaguá. Pode-se interpretar que, durante a regressão, os sedimentos praiais foram sobrepostos aos da planície de maré, devido à redução do tamanho do estuário.

Os sedimentos argilo-arenosos com abundantes conchas, amplamente distribuídos no litoral, correspondem a fundos rasos ou bancos da parte inferior da planície de maré, habitat atual dos principais moluscos encontrados.

6.2.3.6 Cronologia

A maior parte dos sedimentos depositados em ambiente estuarino é de idade holocênica. Diversas datações C^{14} das conchas contidas nesses sedimentos forneceram idades inferiores a 6.000 anos A.P. (ver capítulo 8). A baixa altitude da maioria desses depósitos também contribui para associá-los ao último ciclo transgressivo-regressivo.

Apenas os sedimentos descritos nos perfis do canal do Varadouro, que representam uma planície com mais de cinco metros sobre o nível de maré alta atual, podem ser de idade pleistocênica, correspondentes ao ciclo transgressivo-regressivo do último interglacial. Pois é pouco provável que sedimentos de planície de maré possam ter sido depositados a tal altura durante a última transgressão (ver capítulo 9).

7 PALEONÍVEIS MARINHOS

A reconstrução precisa de antigos níveis do mar durante o Quaternário tem-se mostrado como uma das ferramentas indispensáveis para a compreensão da evolução geológica e paleogeográfica das regiões costeiras, merecendo especial atenção na última década.

Importantes esforços internacionais têm sido realizados para reconstruir as variações relativas do nível do mar em diversas regiões do planeta, objetivando principalmente a elaboração de curvas de variação de nível. No Brasil, numerosos trabalhos têm sido executados para a reconstrução das variações do nível do mar ao longo do extenso litoral (Suguio et al., 1985).

Na costa paranaense, as primeiras referências sobre níveis marinhos antigos podem ser encontradas no trabalho pioneiro de Bigarella (1946). Nele, são consideradas evidências espaciais morfológicas, sedimentológicas e arqueológicas. Em trabalhos posteriores, começam a aparecer evidências temporais, principalmente devidas a datações C^{14} (ver capítulo 8).

A seguir, são analisados os diversos tipos de indicadores das variações do nível do mar encontrados no litoral paranaense. Os indicadores foram agrupados em morfológicos (erosivos e deposicionais), sedimentológicos, biológicos e arqueológicos.

7.1 INDICADORES MORFOLÓGICOS

7.1.1 Formas Erosivas

7.1.1.1 Escarpas

7.1.1.1.1 Trabalhos Prévios

Em 1946, Bigarella se refere a terraços talhados nas rochas nas altitudes de 3m, 7m, 10m, 25m e 32m, como evidências de níveis marinhos. No ano seguinte, Maack (1947a) identifica "níveis bem marcados de escarpas (*cliffs*), cavas de ressaca e planos de abrasão", entre as altitudes de 7,50 e 10m, 19 e 21m, 27 e 35m, 50 e 65m e 92 e 102m, além de "planos nítidos de erosão", em 220m. Todas essas feições erosivas seriam de origem marinha, sendo o nível mais importante o localizado entre 50 e 65m. Essa interpretação foi mantida por Maack em trabalhos posteriores (1949; 1968). Em 1949, Maack corrige apenas a altitude do terceiro nível para 17m e informa que os níveis mais altos, entre 200 e 240m, são problemáticos por estarem fortemente destruídos pela erosão e recobertos por mata. Em 1968, recoloca o terceiro nível, entre 19 e 21m, e o quarto, entre 7,5 e 11m, incluindo um nível na altura de 3,5m.

Bigarella & Freire (1960) levantam as primeiras dúvidas sobre a origem de alguns níveis atribuídos anteriormente à abrasão marinha. Consideram que o nível de 27 a 30m não teria sido elaborado pelo mar, mas representaria uma antiga superfície de construção de uma planície. Bigarella et al. (1961c) informam que muitos dos níveis referidos por vários autores como originários de abrasão marinha não encontram comprovação segura, sendo sua interpretação, na maioria das vezes, duvidosa.

No mesmo ano, Bigarella & Salamuni (1961) indicam que uma revisão de níveis atribuídos à erosão marinha mostraria que muitos deles constituem apenas vestígios de antigos fenômenos de pedimentação.

No ano seguinte, Salamuni & Bigarella (1962) finalmente interpretam os níveis como restos de pedimentos rochosos ou detríticos (...) desenvolvidos em clima mais rigoroso (árido e semi-árido) do Pleistoceno. Essa interpretação será mantida em trabalhos posteriores por Bigarella (1965c) e Bigarella & Becker (1975).

7.1.1.1.2 Considerações

Tanto nas fotografias aéreas, como nas observações de campo, não foi possível identificar claramente paleocostões ou paleoescarpas marinhos. Bigarella (1965c) pondera que a escultura

de terraços de erosão marinha é praticamente ineficiente em áreas de rochas cristalinas sob condições de constante flutuação do nível do mar. Contudo, dois aspectos podem ser ressaltados. Os costões rochosos no litoral paranaense são muito escassos, sendo a costa predominantemente sedimentar. Essa situação, ao que parece, não se modificou muito durante a última transgressão (ver capítulo 10). Assim, são poucos os locais onde poderiam ser encontradas paleoescarpas holocênicas.

Na Ilha do Mel, onde se concentra a maioria dos costões rochosos da costa de mar aberto, é possível identificar formas erosivas que podem ser atribuídas a níveis de mar mais altos que o atual. Por exemplo, são frequentes, no nível entre 2 e 3m sobre o nível de preamar atual, rupturas no perfil das encostas, onde os materiais coluviais estão parcial ou totalmente removidos. No morro do Farol das Conchas, existe um pilar elaborado durante um período de mar mais alto que atual, que já não é atingido pelas ondas.

Essas formas erosivas, não favorecem uma identificação precisa dos paleoníveis marinhos que as originaram devido principalmente às características das rochas sobre as quais se formaram.

Durante o máximo da penúltima transgressão - do Pleistoceno Superior -, a quantidade de costões rochosos expostos à ação do mar era consideravelmente maior que no Holoceno (ver capítulo 10). Uma feição geomorfológica associada a esse máximo transgressivo, visível principalmente nas fotografias aéreas, refere-se à forma da parte inferior das vertentes dos morros que estão em contato com a planície costeira, ou seja, àquelas vertentes que estiveram submetidas à ação das ondas.

Normalmente, o sopé dos morros caracteriza-se por um perfil côncavo com acúmulo de sedimentos provenientes das encostas, principalmente colúvios. Nos casos em que o sopé dos morros está em contato com os sedimentos costeiros, existe geralmente um abrupto ângulo de ruptura entre o perfil da vertente e o terraço marinho. Essa feição pode ter sido originada tanto pela remoção dos materiais no sopé da encosta, como pelo afogamento da parte inferior da vertente pelos sedimentos costeiros, sendo provável que ambos os processos tenham contribuído para sua elaboração.

7.1.1.2 Tômbolos Erosivos

7.1.1.2.1 Trabalhos Prévios

Bigarella & Freire (1960) descrevem o terraço do Morro de Sambaqui, nas proximidades de Matinhos. Segundo os autores, trata-se de um "tômbolo erosivo" uma feição formada pelo retrabalhamento marinho dos depósitos coluviais existentes entre dois pontais rochosos, onde o mar retira os materiais finos, deixando apenas os matacões, e introduz nos interstícios areias com características marinhas. Segundo os autores, uma feição semelhante pode ser observada, hoje, em Caiobá, entre os morros de Caiobá e do Farol. Esse terraço representaria um nível do mar da ordem de 12 a 13m sobre o nível atual.

Bigarella & Becker (1975) sumarizam os conhecimentos sobre os depósitos psefíticos retrabalhados no Brasil. Na costa do Estado do Paraná, além do depósito descrito por Bigarella & Freire (1960), esses autores mencionam um novo, localizado no Porto da Passagem, em Guaratuba, que teria sido formado quando o mar tinha um nível relativo 8m mais alto que o atual.

7.1.1.2.2 Novas ocorrências

Durante os trabalhos de campo, foram encontrados, nas ilhas das Cobras e do Mel, feições morfológicas e depósitos sedimentares associados semelhantes aos descritos por Bigarella & Freire (1960) e Bigarella & Becker (1975).

Próximo da costa oeste da Ilha das Cobras, foi observado um perfil onde, entre 8 e 9m sobre o nível de maré alta atual, ocorrem cascalhos suportados pelos clastos, com matriz areno-argilosa. Os seixos e matacões são constituídos por migmatito e diabásio, moderadamente alterados.

No extremo sul da Ilha do Mel, entre os morros Encantado e Caraguatá, existe um "tômbolo erosivo" de aproximadamente 70m de extensão e 8m de altura acima do nível de maré alta (figura 126).

FIGURA 126: PERFIL DO "TÔMBOLO EROSIVO" ENTRE OS MORROS ENCANTADO E CARAGUATÁ NO EXTREMO SUL DA ILHA DO MEL.

Na parte superior do tômbolo, pode-se observar sua constituição. Trata-se de um depósito rudáceo, formado por seixos e matacões arredondados de migmatito e diabásio. Os clastos estão em contato entre si, apresentando imbricação e matriz arenosa. Do lado sul, o tômbolo apresenta um perfil abrupto, com uma marcada ruptura de declive, sendo mais suave na parte inferior, até os 4,7m de altura e mais íngreme até os 8m. Essa configuração parece indicar que, posteriormente à sua formação, a feição sofreu um processo de erosão parcial e/ou retrabalhamento por um nível do mar 2 a 4m mais alto que o atual. No lado norte, orientado para o interior da baía de Paranaguá, o tômbolo está em contato com um terraço arenoso de 6m de altura sobre o nível de preamar atual.

7.1.2 Formas Depositionais

7.1.2.1 Trabalhos Prévios

Um dos aspectos que têm merecido muita atenção nos trabalhos sobre o litoral paranaense refere-se à altitude da planície costeira com cordões litorâneos (figura 127).

REFERENCIAS

Fig.127-Altitude de terraços da planície costeira e paleoníveis marinhos no litoral do Paraná segundo diversos autores.

Bigarella (1946) indica a altura de algumas feições na área próxima a Matinhos. Segundo o autor, a restinga mais antiga tem uma altitude de 5 a 7m sobre o nível do mar e, a mais recente, de 2 a 3m, informando ademais que entre essas duas formas existe uma planície, em sua maior parte pantanosa, com altura de 1 a 2m sobre o nível do mar. No ano seguinte, Maack (1949) informa que planos de sedimentação tabulares encontram-se a 1,30 e 3,50m acima da marca de maior maré. A seguir, Maack (1949) indica outros níveis mais altos. Segundo o autor, a planície litorânea mais recente está situada a 3,5m; a contígua para o interior, entre 5 e 7,5m; a central, entre 10 e 12m; e a mais elevada entre 15 e 20m acima do nível do mar.

Bigarella (1954b) refere-se à existência de terraços arenosos com alturas de 10m, 7m, 5m e 3,5m acima do nível do mar e ainda reconhece um nível de 1,3m, referente a sedimentos areno-argilosos com conchas em abundância.

Bigarella & Freire (1960) descrevem o terraço do Morro do Sambaqui, onde existe um depósito rudáceo de origem coluvial retrabalhado pelo mar. Este terraço estaria 13m acima do nível médio do mar atual. Posteriormente, Bigarella (1965a) 1965c) refere-se a uma altura de 13 a 14m e a um paleonível do mar 13m acima do atual. Bigarella & Becker (1975) e Bigarella et al. (1978), para o mesmo terraço, referem-se a uma altura de 12m a 13m acima do nível do mar atual.

Segundo Salamuni & Bigarella (1962), a altitude das restingas na região da baía de Guaratuba varia entre 3,5 e 10m acima do nível do mar.

Em três trabalhos posteriores (Bigarella, 1965a; 1965c; Bigarella & Becker, 1975), os terraços do litoral do Paraná são agrupados em três altitudes: 9 a 11m, 5 a 7m e 3 a 4m. Essas alturas corresponderiam a níveis do mar de 7 a 8m, 3m e de 1 a 1,5m acima do atual, respectivamente. Esses são os primeiros trabalhos do litoral do Paraná em que aparece uma clara distinção entre a altura dos terraços e o nível do mar que os originou, sendo que a interpretação dos paleoníveis é feita com base no método proposto por Bigarella et al. (1961c).

Bigarella (1965a) indica que os terraços com altitudes superiores a 12m sugerem antigas dunas, dando como exemplo o que ocorre entre os morros do Meio e do Miguel, na Ilha do Mel, onde a altura chega a 22m.

Na área de Matinhos, onde Bigarella (1946) descreveu as restingas mais recentes, com alturas de 2m a 3m sobre o nível do mar, Bigarella et al. (1966) indicam, para os tómbolos de Caiobá e Matinhos, uma altura de 3m a 4m sobre o nível médio do mar.

Marques Filho (1965) apresenta vários perfis topográficos de planície costeira, onde se observam cordões com alturas que vão de 9,7m, na parte mais interna, até pouco mais de 3m na costa (figura 37). Em Matinhos, ocorrem altitudes de 10 a 12m, que parecem corresponder a cordões dunares.

Em Bigarella & Sanches (1966), há referências a um terraço a 9m de altura nas proximidades do Saco do Tambarutaca. Segundo os autores, este teria sido originado durante um período em que o mar tinha uma altura de 6m acima do nível atual. Segundo Bigarella (1965b)*, as alturas das "restingas" vão de 2 a 3m até 10m, sendo que as mais altas teriam sido formadas por um nível relativo do mar 6m acima do atual. No mesmo trabalho, são descritas "restingas" nas proximidades do Rio Maciel, com altitudes entre 5,2m, nas cristas, e 3,7m, nas calhas, que teriam sido formadas por um nível do mar 2,5m acima do nível atual.

Em trabalhos posteriores, Martin & Suguio (1986) e Martin et al. (1988b) consideram a altura máxima dos terraços de cerca de 9,5m sobre o nível de maré alta. Segundo Tessler & Suguio (1987), a altura na região de Paranaguá é de 3 a 9m acima do nível de maré alta. Especificamente, mencionam alturas de 7 a 9m nas margens do Rio Itiberê a 3 a 4m, no Rio Maciel.

*Este trabalho, embora publicado anteriormente a Bigarella & Sanches (1966), parece ter sido elaborado depois, pois já aparece citado neste último.

7.1.2.2 Considerações Preliminares

Até o início da década de 60, observa-se que a altura dos terraços é associada diretamente a paleoníveis marinhos, não existindo praticamente distinção entre ambos. A partir de 1961, com o método proposto por Bigarella et al. (1961c) para avaliar o nível marinho, através da textura e altura dos terraços, é que aparece uma distinção clara entre a altitude do terraço e o nível do mar que o originou (Bigarella, 1965a; 1965c; Bigarella & Sanches, 1966; Bigarella et al., 1970; Bigarella & Becker, 1975).

Nota-se, também, nos trabalhos mais antigos, certa imprecisão em relação ao nível de referência. Bigarella (1946) usa nível do mar e Maack (1947a), a marca de maior maré. Posteriormente, o nível tende a ser mais definido como, por exemplo, nível médio do mar (Bigarella & Freire, 1960), nível de preamar médio (Bigarella & Sanches, 1966) e nível de maré alta (Martin & Suguio, 1986).

À medida que diversos setores do litoral foram estudados, tornou-se mais claro que a altitude dos terraços varia entre 9 e 11m, nas partes mais altas, e 2 a 3m, nas mais baixas, com uma aparente diminuição contínua do interior para a costa. Bigarella (1965a, 1965c) considera que altitudes superiores a 12m parecem corresponder a dunas e cita, como exemplo, uma área na Ilha do Mel, que atinge 22m sobre o nível médio do mar. Essa área poderia ter originado referência a um nível de 15 a 20m, mencionado por Maack (1949) e do qual não há referências posteriores.

Uma exceção é constituída pelo terraço do morro do Sambaqui, com de 12 a 14m sobre o nível do mar.

7.2 INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS

7.2.1 Trabalhos Prévios

As primeiras referências a indicadores sedimentológicos de paleoníveis marinhos aparecem em Bigarella (1946), relacionados a bancos areno-argilosos e depósitos arenosos. Os bancos areno-argilosos são interpretados como depositados em ambientes de baías e lagoas, hoje levantados acima do nível do mar

Bigarella (1946) também se refere a sedimentos arenosos ricos em matéria orgânica interpretados como antigos manguezais (mangrovitos), que se encontrariam em níveis de 10m, 7m, 3,5m e 1,3m acima do nível atual. A origem desses sedimentos foi reinterpretada posteriormente por Bigarella (1954b).

Bigarella et al. (1961c) apresentaram um método original para a avaliação do nível oceânico a partir das características sedimentológicas dos terraços de construção marinha. Verificaram a existência de uma estreita relação entre o diâmetro médio das areias que constituem o reverso de praia (pós-praia) e praia (face praial) atuais e a altitude do terraço sobre o nível médio do mar.

Encontraram também uma relação entre a altura da pós-praia e o ângulo de inclinação da face praial.

Concluem que um mesmo nível do mar pode, pois, produzir níveis de reverso de praia a altitudes variáveis, com uma mesma amplitude de maré.

A melhor correlação encontrada foi para os areiais com diâmetros médios entre 0,105 e 0,200mm, o que permitiria, segundo os autores, calcular o nível do mar que construiu o terraço com uma precisão de 60cm.

Por exemplo, um nível de reverso de praia, sem influência eólica profunda, com granulação de 0,105mm, é construído a cerca de 2,6m acima do nível médio do mar, em amplitude de marés da ordem de 2m. Já, para um diâmetro médio de 0,2mm, nas mesmas condições o nível de reverso da praia estaria a cerca de 3,2m de altitude. Assim, os terraços de construção marinha com diâmetros médios entre 0,105 e 0,200mm corresponderiam, respectivamente, a níveis do mar em torno de 2,6 a 3,2m mais baixos que a altura do próprio terraço (figura 128).

Esse método será utilizado em trabalhos posteriores (Bigarella, 1965a, 1965b, 1965c, 1971; Bigarella et al., 1966), para a reconstrução de paleoníveis marinhos a partir da altitude dos terraços.

Bigarella (1965b), estudando as estruturas das restingas em vários perfis ao longo do Rio Maciel, alerta que a interpretação do paleonível marinho que as originou vai depender da interpretação do ambiente de sedimentação. Assim, níveis diferentes devem ser considerados, quando se assume que

elas foram depositadas em ambiente de costa afora (offshore), ou face litoral (shore face), ou formadas por ondas de tormenta em ambiente de pós-praia.

FIGURA 128 - RELAÇÃO ENTRE A ALTURA DA PÓS-PRAIA E O DIÂMETRO MÉDIO DO SEDIMENTO (BIGARELLA, ET AL., 1961c)

Bigarella & Sanches (1966) estudaram as estruturas de uma "praia suspensa" e propuseram que, durante sua formação, o nível do mar estava em torno de 1,5m acima do atual, sem explicitar como este valor foi obtido. Também Bigarella et al. (1970a) informam sobre paleoníveis marinhos de 3 a 4m e 1 a 2m em Guaratuba, sem explicitar a forma de obtenção. Em ambos os casos, presumivelmente, foi utilizado o método proposto por Bigarella et al. (1961c).

7.2.2 Considerações

O terraço localizado entre os morros Descavado e do Sambaqui, em Matinhos, estudado por Bigarella & Freire (1960), tem sido interpretado como indicador de um paleonível marinho cerca de 13m acima do nível atual.

O terraço possui uma altitude que oscila em torno de 13m sobre o nível médio atual (...). Uma parte do terraço foi esculpida diretamente sobre o embasamento cristalino, enquanto a porção restante desenvolve-se sobre um depósito rudáceo, retrabalhado pelas águas do mar. Em pontos esparsos da base do depósito rudáceo, ocorre uma areia ilmenítica de coloração amarelada, a qual, ... apresenta todas as características texturais das areias de praias da região, sendo... utilizada para comprovar a origem marinha do terraço (Bigarella & Freire, 1960). Os dados apresentados pelos autores indicam a ocorrência de cascalhos a alturas entre 7 e 13m e areias marinhas a 9,15m (figura 129).

FIGURA 129: PERFIS DO TERRAÇO EXISTENTE ENTRE OS MORROS DESCALVADO E DO SAMBAQUI EM MATINHOS. A) SEÇÃO AO LONGO DA ESTRADA ALEXANDRA-MATINHOS; B) PERFIL NO LADO SUDESTE DO TERRAÇO; C) PERFIL DO LADO NOROESTE (BIGARELLA & FREIRE, 1960).

Para interpretar o paleonível marinho que originou esses depósitos, devem ser considerados os níveis homólogos, ou seja, deve-se conhecer a que altura acima do nível médio do mar esse tipo de depósito é originado.

Utilizando a correlação encontrada por Bigarella et al. (1961c) entre a altura da pós-praia e o nível do mar, em função da granulometria; para areias finas, como as que ocorrem no terraço do morro do Sambaqui, a altura da pós-praia seria de 2,5 a 4,0m acima do nível médio do mar. Ademais, a crista da praia atual em Matinhos tem uma altura de aproximadamente 2m sobre o nível médio do mar. Assim, pode-se considerar que as areias do terraço encontradas 9,15m acima do nível médio podem ter sido depositadas numa época em que o mar tinha um nível relativo de 5 ± 1 m acima do atual. Esse seria portanto o nível mínimo necessário para depositar as areias.

Na correlação proposta por Bigarella et al. (1961c) existe um aumento da altura da berma à medida que a granulometria da praia é mais grossa, alcançando 6,5m em areias grossas. Não foram encontradas referências sobre a altura da berma em praias de cascalho, ou a que altura em relação do nível médio do mar seixos e matacões podem ser imbricados.

Considerando-se alturas equivalentes às encontradas em praias arenosas, pode-se estimar que os cascalhos do terraço de Matinhos, que atingem uma altura de 13m sobre o nível médio do mar, ou 11,8m acima da crista da praia atual, podem ter sido retrabalhados por um nível do mar situado no mínimo 6,5 a 10,5m acima do atual.

7.2.2.1 Estruturas Sedimentares

As estruturas sedimentares em determinadas situações podem auxiliar na determinação de paleoníveis marinhos (Roep, 1986). A estrutura ondulada (wavy) encontrada nos sedimentos paleoestuarinos do litoral paranaense e interpretada como formada em ambiente de planície de maré, pode ser utilizada como um indicador de paleonível marinho. O nível superior de ocorrência desta estrutura pode ser considerado como um nível

mínimo alcançado pela preamar da época, durante a formação dos depósitos.

Nas margens do Rio Guaraguaçu e do Canal do Varadouro foram interpretados paleoníveis de mais de 2,80m a mais de 4,0m acima do nível atual (figura 130).

FIGURA 130— INTERPRETAÇÃO DE PALEONÍVEIS MARINHOS A PARTIR DE ESTRUTURAS SEDIMENTARES DE PLANÍCIE DE MARÉ NO CANAL DO VARADOURO (A,B) E NO RIO GUARAGUAÇU (C).

7.3 INDICADORES BIOLÓGICOS

7.3.1 Trabalhos Prévios

Nos diversos trabalhos sobre o litoral do Estado do Paraná foram identificados vários tipos de indicadores biológicos de paleoníveis marinhos. Nos costões rochosos, foram identificadas locas de ouriços, restos de cracas e de *Vermetidae* (*Gastropoda*) (Bigarella, 1946; Maack, 1949; Angulo, 1989). Nos sedimentos costeiros e paleoestuarinos, foram mencionados bancos de moluscos e tubos de *Callichirus* (Bigarella, 1946; 1950/51a;

1950/51b; 1971, Bigarella & Becker, 1975, Martin & Suguio, 1986; Tessler & Suguio, 1987).

7.3.1.1 Locas de ouriços

Nas costas rochosas do Paraná, Bigarella (1946) verificou a presença de pequenas cavidades arredondadas de diâmetros vários e situadas abaixo e acima do nível do mar. Na época de publicação do trabalho, existia uma controvérsia em relação à origem das cavidades. Bigarella (1946), depois de apresentar diversos argumentos, preferiu considerá-las como escavações de ouriços de mar.

7.3.1.2 Cirripédios

Maack (1949) menciona como evidência de ascensão mais recente da costa (1,3m) longos trechos de faixas cinzentas de colônias mortas de *Balanus lister*, não alcançados mais pela água do mar.

7.3.1.3 Vermetidae

Os *Vermetidae* são gastrópodos muito comuns na costa brasileira. Dois gêneros e subgêneros da família *Vermetidae* constroem recifes e têm importância como indicadores de paleoníveis marinhos: *Dendropoma* (*Novatosa*) e *Petalocochus* (*Macrophragma*) (Laborel, 1977; 1986). Na costa brasileira, ocorrem duas espécies, uma de cada gênero: *Dendropoma* (*Novatosa*) *irregularis* (d'Orbigny) e *Petalocochus* (*Macrophragma*) *varians* (d'Orbigny) (Laborel, 1977). No Paraná, foi encontrada esta última espécie.*

Petalocochus possui concha calcária de aragonita e tem sido considerado bom indicador de paleoníveis marinhos, devido a sua estreita faixa vertical de ocorrência (Van Andel & Laborel, 1964; Delibrais & Laborel, 1971; Laborel, 1979; 1986). Segundo Laborel (1986), esta espécie ocorre no quarto inferior da zona entremarés, ou seja, na região entre o nível de maré baixa de quadratura e o nível de maré baixa de sizigia.

Em condições favoráveis os *vermetidae*, podem ser utilizados na determinação de paleoníveis marinhos com precisão de ± 0,1m; em outras condições, tais como as que predominam ao

*Identificada pela Dra. Therezinha Monteiro Abscher, do Centro de Biologia Marinha da UFPR.

longo da costa brasileira, com precisão de $\pm 0,5$ m; e, nas condições mais desfavoráveis, com $\pm 1,0$ m de precisão (Laborel, 1986).

Petalocochus é abundante nas costas do nordeste do país e, em direção ao sul, ocorre até Cabo Frio. Em latitudes maiores, são encontradas apenas as conchas fósseis e não os organismos vivos. Rios (1985) registra a ocorrência mais austral de *Petalocochus* em Florianópolis, sem especificar se se tratam de organismos vivos ou apenas conchas. Angulo (1989) registrou conchas fósseis na Praia de Quatro Ilhas, em Porto Belo, Estado de Santa Catarina, e também a primeira ocorrência no litoral do Paraná, no extremo sul da Ilha do Mel. Vinte e sete datações C^{14} ao longo das costas dos Estados de Rio de Janeiro, São Paulo e Santa Catarina forneceram idades entre 260 ± 60 anos A.P. e 5010 ± 120 anos A.P. (Martin & Suguio, 1978; Angulo, 1989).

7.3.1.4 Bancos de Moluscos

Os bancos de moluscos de ambientes estuarinos e marinhos costeiros têm sido freqüentemente utilizados como indicadores de paleoníveis marinhos.

Bigarella (1946) identificou bancos de moluscos nas margens dos Rios da Praia e Boguaçu, em Guaratuba. Segundo o autor, tratam-se de camadas de 30 a 40 cm de espessura de pelecípodos e gastrópodos, sendo *Anomalocardia brasiliensis* a espécie mais abundante. Representaria um velho agrupamento de moluscos, hoje elevado acima do nível do mar (tabela 22). Num esquema apresentado pelo autor, o banco está localizado logo acima do nível de preamar (figura 131). Posteriormente, Martin & Suguio (1986) interpretaram esse banco como indicador de um paleonível marinho de $1 \pm 0,5$ m acima do atual.

FIGURA 131- BANCO ARENO-ARGILOSO COM ABUNDANTES FÓSSEIS NO RIO BOGUAÇU, BAÍA DE GUARATUBA (BIGARELLA, 1946)

TABELA 22 - ESPÉCIES DE MOLUSCOS DOS BANCOS DOS RIOS BOGUAÇU E DA PRAIA GUARATUBA. (BIGARELLA, 1946) E BANCO DO ROCIO EM PARANAGUÁ (BIGARELLA, 1950-51a)

BANCO DOS RIOS BOGUAÇU E DA PRAIA	BANCO DO ROCIO
<i>Anomalocardia brasiliana</i> GML.	<i>Anomalocardia brasiliana</i>
<i>Dosinia concentrica</i> Born	<i>Dosinia concentrica</i>
<i>Cerithium striatissimum</i> Sowasky	<i>Laevicardium brasilianum</i>
<i>Massa polignota</i> STR.	<i>Arca americana</i>
<i>Thais cornuta</i> Menke	<i>Arca brasiliana</i>
<i>Laevicardium renatum</i> L.	<i>Cyclinella tenuis</i>
<i>Trachycardium muricatum</i> L.	<i>Bullus striatus</i>
<i>Semele reticulata</i> L.	<i>Chione portesiana</i>
<i>Macoma constricta</i> Brues	<i>Euritellina angulosa</i>
<i>Chicoreus senegalensis</i> GM.	<i>Lucina jamaicensis</i>
<i>Plicatula</i> sp.	<i>Meritina virginea</i>
<i>Arca incongrua</i> Say	
<i>Cyclinella tenuis</i> Reclus	
<i>Bullaria striata</i> Brus.	

Novas ocorrências de bancos naturais de moluscos foram registradas por Bigarella (1950/51b) em Parati, Miringuava e Rasgadinho, em Guaratuba, todos constituídos predominantemente por *Anomalocardia brasiliana*. Em Paranaguá, Bigarella (1950/51a) descreve o banco do Rocio, de 40cm de espessura, com um elenco de gastrópodos e pelecípodos, dominado pela mesma espécie (tabela 22). Outro banco de *Anomalocardia* de 20 a 30cm de espessura é referido por Bigarella (1971) no Rio Vermelho, afluente da margem esquerda do Rio Guaraguaçu. Como a camada conchífera se encontra acima do nível das águas, não sendo mais afetada pela ação das marés, o autor a interpreta como um indicador de um paleonível marinho de pelo menos 1 a 2m sobre o nível médio do mar atual. Martin & Suguio (1986) consideram esse banco apenas como testemunho de um paleonível marinho superior ao atual.

No tómbolo de Caiobá, Bigarella (1971) refere-se a sedimentos siltico-argilosos contendo fauna de moluscos "tipicamente marinhos", encontrados numa sondagem por baixo de sedimentos arenosos e numa posição inferior ao nível médio do mar atual (figura 132). Fariam parte dos moluscos desse banco os gêneros *Arca* e *Dosina* (João J. Bigarella, comunicação pessoal). Segundo o autor, os sedimentos conchíferos de "tômbolo de Caiobá" indicam um nível do mar mais elevado que o atual.

FIGURA 132 - SEÇÃO GEOLÓGICA NO TÔMBOLO DE CAIOBÁ (BIGARELLA, 1971)

Martin & Suguio (1986) se referem a outras ocorrências de bancos de moluscos:

- a) dois bancos nas margens do Rio Guaraguacu, que indicariam paleoníveis de $1,5 \pm 0,5m$ e $>1,5m$ acima do nível médio atual; um banco próximo ao Rio Saí-Guacu, que indicaria um paleonível superior ao atual;
- b) dois bancos na área próxima à estrada Guaratuba-Garuva, que corresponderiam a níveis médios do mar $>1m$ sobre o nível atual.

7.3.1.5 *Ophiomorpha* atribuída a *Callichirus major* (antigo gênero *Callianassa*)

Suguio & Martin (1976c) salientaram a importância do fóssil *Ophiomorpha*, atribuído a *Callichirus* (na época, denominado *Callianassa*), como bom indicador de paleoníveis marinhos, principalmente pelo fato de estar sempre *in situ*, o que não ocorre com outros indicadores, como as conchas que podem ser retransportadas. Analisaram este icnofóssil, encontrado frequentemente na Formação Cananéia, no Estado de São Paulo, e compararam-no aos tubos construídos pelas espécies atuais deste decápodo marinho. Inicialmente, atribuíram os tubos fósseis às espécies *Callichirus major* e *C. guassutunga*, sendo que os tubos do primeiro seriam mais abundantes. Posteriormente, Suguio et al. (1984) reinterpretem os *Ophiomorpha* e os atribuem exclusivamente a *C. major*.

No Paraná, a primeira referência, muito breve, aparece na descrição de um perfil de terraço marinho costeiro próximo a Paranaguá, onde se indicam "pequenos fragmentos de tubos orgânicos (*Callianassa* ?)" (Bigarella & Becker, 1975). Martin & Suguio (1986) referem-se à ocorrência de tubos de *Callinectes* em afloramentos nas margens do Rio Itiberê (Paranaguá) e na localidade de Piçarras (Guaratuba), acrescentando que são comuns nos terraços marinhos do litoral do Paraná. Estes tubos também são descritos em cinco perfis, nas margens dos Rios Itiberê e Maciel, por Tessler & Suguio (1987).

A galeria de *Callinectes major* consiste em um tubo vertical com diâmetro interno de 0,6cm até 3,1cm e uma extensão que pode alcançar 1m a 2m. Na parte média do tubo, apresenta ramificações laterais características (figura 133) (Suguio et al. 1984). No interior desta ramificação, principalmente nas extremidades distais, Rodrigues (1983) detectou a existência de material de granulação grossa, distinta do sedimento circundante mais fino, acrescentando que os ramos laterais cumprem a função de depósito de material grosso encontrado no percurso do trajeto escavado, ou introduzido eventualmente pelo orifício de entrada. Suguio & Martin (1976c) ressaltam que, na maioria das vezes, somente a porção inferior dos tubos encontra-se preservada. Entretanto, também encontraram fragmentos da parte superior ligada à galeria inferior.

FIGURA 133 - PARTES CONSTITUINTES DE UMA GALERIA DE *CALLINECTES MAJOR* SEGUNDO RECONSTITUIÇÃO BASEADA EM MOLDES INTERNOS DE GALERIAS ATUAIS OBTIDOS COM RESINA DE POLIESTER E ASPECTOS DE TUBOS FOSSIS (SUGUIO, ET AL., 1984)

Com relação ao habitat atual de *C. major*, Rodrigues (1966) informa que tem sido encontrado em ambientes com grau variável de exposição às ondas, desde locais abrigadas a locais expostos. É encontrado em sedimentos de granulometria variada, mas nunca em depósitos lamacentos ou grossos.

Suguio & Martin (1976c) informam que a zona ocupada parece ser a zona de marés baixas normais, acrescentando que a espécie aparentemente não é encontrada acima do nível médio do mar, não ultrapassando em seu limite inferior de distribuição, a zona permanentemente submersa. A zona próxima dos limites das marés baixas excepcionais seria ocupada por outras espécies. Rodrigues (1983) afirma que a densidade de orifícios de *C. major* é maior no nível inferior da praia.

Suguio & Martin (1976c) concluíram que o limite superior à zona de tubos indica a posição do nível médio da maré na época em que viviam as *Callianassas* que os construíram. Já, Suguio et al. (1984) consideram que a superfície de areia onde se iniciam os tubos de *C. major*, corresponde, a grosso modo, ao nível de maré baixa.

7.3.2 O Nível do Mar e a Zonação Biológica

Para utilizar os fósseis marinhos como indicadores de paleoníveis marinhos, alguns aspectos relativos à zonação biológica e ao nível do mar devem ser considerados.

O nível do mar, em um determinado lugar e momento, não é algo mensurável, mas sim o resultado estatístico do movimento altamente complexo da superfície da água sob a influência de uma variedade de fatores, como marés, ventos, pressão atmosférica, correntes, temperatura e salinidade da água, orientação e morfologia da costa, topografia do fundo, deformações do geóide, etc. Esses movimentos podem ser periódicos (com períodos que variam de alguns segundos a vários milênios) ou aperiódicos (Laborel, 1986).

Por outro lado, a distribuição vertical de organismos em linhas ou faixas aproximadamente horizontais, frequentemente denominadas "zonas", são o resultado de complexas interações entre os organismos e os fatores ecológicos locais (Laborel, 1986). Essas zonas não são definidas por sua altura

relativa em relação ao nível do mar e eventualmente são quase independentes deste (Laborel, 1979).

Assim, é necessário conhecer alguns dos fatores mais importantes que determinam a zonação vertical dos organismos para se estabelecer relações com o nível do mar.

Em costões próximos, onde diversos fatores, como amplitude de marés, salinidade e temperatura da água, são semelhantes, uma das variáveis que tem grande influência no deslocamento das zonas biológicas em relação ao nível do mar é a exposição às ondas. No litoral paulista, Oliveira & Paula (1981) constataram deslocamentos de até 1,5m entre zonas biológicas homólogas de um costão protegido e um exposto, na Ponta da Fortaleza, em Ubatuba, Estado de São Paulo (figura 134).

Existem várias propostas de classificação de zonas biológicas. Neste trabalho, será utilizada a classificação de Stephenson & Stephenson (1949), conforme adaptação e tradução de Oliveira & Paula (1981) (figura 135).

Nessa classificação, são identificadas de baixo para cima: zona submarina (infralittoral zone), franja submarina (infralittoral fringe), zona das marés (midlittoral zone), franja litorânea (supralittoral fringe) e zona litorânea (supralittoral zone). Os limites entre essas zonas e franjas são de baixo para cima: maré baixa extrema de sizígia, entre a zona e a franja submarina; limite superior de *Sargassum*, entre a franja submarina e a zona das marés; limite superior de *Chthamalus* entre a zona das marés e franja litorânea e limite superior de *Littorina* entre a franja e a zona litorânea.

7.3.3 Considerações

7.3.3.1 Locas de Ouriços

No litoral, foram observadas locas de ouriços na ponta de Matinhos, no morro de Caiobá e num pontal rochoso na praia de Itapoã, no litoral norte de Santa Catarina, a poucos quilômetros do limite com o Paraná.

Em Matinhos, em um costão exposto à ação das ondas, ocorrem numerosas locas de ouriços com dimensões que variam

REFERÊNCIAS

	<i>Littorina zic-zac</i>		<i>Ectocarpus brevarticulatus</i>
	<i>Chthamalus bisinuatus</i>		<i>Sargassum cymosum</i>
	<i>Porphyra</i>		<i>Dictyopteris delicatula</i>
	<i>Ralfsia expansa</i>		<i>Neogoniolithon salubre</i>
	<i>Chnoospora minima</i>		<i>Centroceras clavulatum</i>
	<i>Tetraclita stelaclifera</i>		<i>Acanthophora spicifera</i>
	<i>Corallinaceas articuladas</i>		

FIGURA 134: PROJEÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DOS PRINCIPAIS ORGANISMOS DA REGIÃO DAS MARÉS PARA OS LADOS PROTEGIDO E BATIDO DO COSTÃO NA PONTA DA FORTALEZA, UBATUBA-SP. A) AMPLITUDE DE ONDAS, B) AMPLITUDE DAS MARÉS DE SIZÍLIA (OLIVEIRA & PAULA, 1981).

FIGURA 135 : CLASSIFICAÇÃO DE ZONAS BIOLÓGICAS EM COSTÕES ROCHOSOS, SEGUNDO STEPHENSON & STEPHENSON (1949) (A) e OLIVEIRA & PAULA (1981) (B).

entre 4,5 e 14,0cm de diâmetro, predominando os de 6,5 a 9,0cm. Os buracos estão escavados num migmatito, notando-se uma maior concentração nas partes máficas e nas linhas de fraqueza da rocha. Em relação à zonation biológica atual, situam-se na zona de *Chthamalus bisinuatus*, e *Brachidontes*, tendo maior concentração na parte superior da zona de *Chthamalus* (figura 136).

A espécie atual *Echinometra* que constrói esse tipo de cavidade, vive na zona submarina, abaixo da zona de *Sargassum* (Laborel, 1979) (figura 137). No costão exposto à ação das ondas na Ponta da Fortaleza, em Ubatuba (SP), o limite inferior de *Sargassum* coincide aproximadamente com o nível médio de maré baixa de sizígia e o inferior de *Chthamalus* está em torno de 10cm acima do nível médio de preamar de sizígia, sendo que o limite superior desse cirripédio chega a um metro acima do nível médio de preamar de sizígia.

Considerando-se uma zonation semelhante, os buracos da ponta de Matinhos indicariam um paleonível marinho superior a 2m acima do nível atual.

7.3.3.2 Cirripédios

Percorrendo-se os costões rochosos do litoral paranaense, inclusive os mencionados por Maack (1949), não foram observados restos destes animais em níveis elevados.

Os *Chthamulidae* não têm base calcária, apenas membranosa. Os vestígios de ocupação geralmente desaparecem logo após a remoção dos animais (Paulo da Cunha Lana, CBM-UFPR, comunicação pessoal). Assim, é pouco provável que eles se preservem, servindo como indicadores de paleoníveis marinhos.

As faixas cinzentas de *Balanus lister* mencionadas por Maack (1949) correspondem provavelmente a *Chthamalus bisinuatus*, outro cirripédio muito abundante no litoral paranaense. Essa espécie ocupa a zona das marés, definindo o limite superior desta zona (figura 134).

Num costão exposto na Ponta da Fortaleza em Ubatuba (SP), a zona de *Chthamalus* está acima das preamares de sizígia e o limite superior a um metro desse nível, sendo atingido apenas pelo batimento das ondas.

FIGURA 136 - LOCAS DE OURIÇO SITUADOS NA ZONA DE VIDA ATUAL DE *CHTHAMALUS* E *BRACHIDONTES*-MESOLITORAL. PONTA DE MATINHOS. NOTE-SE A CONCENTRAÇÃO AO LONGO DE LINHAS DE FRAQUEZA DA ROCHA

FIGURA 137 - ZONAÇÃO BIOLÓGICA EM COSTÃO ROCHOSO DA COSTA DE GAIBU, PERNAMBUCO (LABOREL, 1979)

Espécies de *Balanus*, ao contrário, vivem na zona submarina. Assim, agrupamentos de *Citharus* mortos podem dar a impressão, se confundidos com os de *Balanus*, de uma descida relativa do nível do mar de mais de um metro.

7.3.3.3 *Vermetidae*

No litoral paranaense, foram identificadas novas ocorrências de *Vermetidae* nos costões rochosos dos morros do Farol das Conchas e Caraguatá, na Ilha do Mel.

No costão noroeste do morro do Farol das Conchas, próximo ao início da praia e em condições de moderada exposição às ondas, foram encontrados dois níveis de *Vermetidae* fósseis (figura 138). Os tubos são pertencentes à espécie *Petalocochus* (*Macrophragma*) *varians** e estão in situ, sendo visíveis as superfícies de crescimento sobre a rocha. Em ambos os níveis, os recifes apresentam canaliculos e cavidades que evidenciam dissolução. No nível superior, que tem uma extensão vertical de 25cm, ocorrem restos de cracas, associados aos tubos de *Petalocochus*, observando-se que os *Vermetidae* cresceram sobre elas. Também podem ser observadas perfurações de *Litophaga* contendo as valvas em posição de vida. No nível inferior, foram observadas conchas de *Ostrea* sobre o recife e pequenos exemplares vivos de *Brachidontes* e algas pardas.

O nível superior de ocorrência de *Petalocochus* encontra-se atualmente acima da zona litorânea, já próximo das plantas terrestres. Foram encontradas no recife até mesmo algumas raízes pertencentes a estas plantas. Os *Vermetidae* do nível inferior se encontram na parte inferior da zona das marés.

Como na região não foram encontrados recifes de *Vermetidae* vivos, para se calcular o paleonível marinho na época de vida dos *Petalocochus* fósseis, foi utilizado como referência o limite superior de vida das colônias de *Phragmatopoma lapidosa*, um poliqueta cujo limite superior situa-se no limite entre a zona de marés e a franja submarina (Paulo da Cunha

*Identificação: Dr. Therezinha Monteiro Absher, Centro de Biologia Marinha da UFPR

FIGURA 138: PERFIL ESQUEMÁTICO DO COSTÃO NOROESTE DO MORRO DO FAROL DAS CONCHAS, ILHA DO MEL, COM DOIS NÍVEIS DE *Vermetidae* FÓSSEIS.

Lana, CBM-UFPR comunicação pessoal), em nível equivalente ao limite superior de vida de *Vermetidae*.

Os restos do recife superior encontram-se entre 2,78 e 3,03m acima do limite superior de *Phragmatopora* e os inferiores, entre 0,35 e 0,45m. Segundo Laborel (1986), a associação de *Vermetidae* com cracas indica a parte superior do recife; assim, os restos do nível superior podem ser associados à esta parte do recife. Pode-se considerar que este nível representa um paleonível marinho de aproximadamente $2,90 \pm 0,50$ m acima do nível atual. A margem de 0,50m é considerada para cobrir possíveis erros decorrentes do nível de comparação utilizado e de um eventual maior energia das ondas no local, na época de vida dos *Vermetidae*. Utilizando-se os mesmos critérios, o nível inferior representaria um paleonível marinho $0,40 \pm 0,50$ m acima do atual.

No extremo sul da Ilha do Mel, no costão sul do morro do Caraguatá, as conchas de *Petalocochus* foram encontradas em dois locais próximos. Em ambos os locais, foram observadas as superfícies de crescimento dos tubos sobre a rocha e, na superfície do recife, cavidades resultantes de sua dissolução parcial. Associadas a *Vermetidae*, ocorrem cracas, notando-se que *Petalocochus* cresceu sobre estas. Na superfície, também ocorrem valvas de *Ostrea* e pequenos indivíduos vivos de *Brachidontes* e algas pardas.

O limite superior da franja submarina também foi identificado pela ocorrência de *Phragmatopora*, estando o recife entre 30 e 40cm acima deste limite. Assim, esta ocorrência pode ser interpretada como indicadora de um paleonível marinho $0,35 \pm 0,50$ m acima do atual.

7.3.3.4 Bancos de moluscos

Bancos de conchas de moluscos associados a sedimentos paleoestuarinos foram observados em diversos locais do litoral: Superagui, na Baía dos Pinheiros, rio Guaraguaçu, e ilhas da Cotinga e Rasa da Cotinga, na baía de Paranaguá, ilhas do Veiga e Capinzal, na baía de Guaratuba; e na planície próxima ao rio Sai-Guaçu, em Guaratuba.

Em todos os bancos, a espécie que domina amplamente é *Anomalocardia brasiliana*. Associadas a ela, ocorrem diversas espécies de moluscos. Em alguns bancos foram coletadas e identificadas diversas espécies. No entanto, como a procura não foi exaustiva é provável que o número de espécies tenha sido subestimado.

Em um afloramento da margem direita do rio Guaraguaçu, próximo a sua desembocadura na baía do Paranaguá, foi encontrado um banco de conchas localizado aproximadamente no mesmo nível da maré alta atual. A espécie dominante é *Anomalocardia brasiliana*, que ocorre associada a oito espécies de bivalvos e dois de gastrópodos (tabela 23). Num banco atual próximo, foram coletadas sete espécies (tabela 24), sendo quatro delas iguais às do banco fóssil.

TABELA 23 - ESPÉCIES DO BANCO PRÓXIMO À FOZ
DO RIO GUARAGUAÇU

Bivalvia
Anadara brasiliana (Lamarck, 1819)
Lunarca ovalis (Bruguiere, 1789)
Crassostrea sp
Irachycardium nivicatum (Linnaeus, 1758)
Tellina sp
Dosinia concentrica (Born, 1778)
Cyclinella tenuis (Récluz, 1832)
Anomalocardia brasiliana (Gmelin, 1791)
Cyrtopleura costata (Linnaeus, 1758)
 Gastrópoda
Nassarius vibex (Say, 1822)
Bulla striata (Bruguiere, 1792)

(IDENTIFICAÇÃO Dr.ª T.M. Abscher, Centro de Biologia Marinha, UFPR)

TABELA 24 - ESPÉCIES DO BANCO ATUAL EM FRENTE
AO RIO GUARAGUAÇU

Bivalvia
Anomalocardia brasiliana (Gmelin, 1791)
Crassostrea sp
Hacoma constricta (Bruguiere, 1792)
 Gastropoda
Meritima virginea (Linnaeus, 1758)
Cerithium atatum (Born, 1778)
Nassarius vibex (Say, 1822)
Bulla striata (Bruguiere, 1792)

(Identificação Dr.ª T.M. Abscher, Centro de Biologia Marinha, UFPR)

Dentre as espécies encontradas no banco fóssil, Goffertje (1950) indica que *Anomalocardia brasiliensis* e *Dosinia concentrica* vivem em baixios areno-argilosos e lodosos de baía e enseadas. Já, o habitat do gastrópodo *Sulla striata* é indicado como praias arenosas de mares abertos e fundos arenosos de enseada (quadro 4). Contudo, quando o autor menciona a ocorrência, indica a Ilha Rasa, situada no interior da baía das Laranjeiras, em ambiente francamente estuarino. Ademais esta espécie foi encontrada no banco atual próximo à foz do Rio Guaraguaçu. Rios (1985) indica que o gastrópodo *Nassarius vibex* vive em águas salobras com salinidade entre 15 e 25 g/l.

Em Guaratuba, numa trincheira aberta numa planície de sedimentos paleo-estuarinos, entre o Rio Sai-Guaçu e um terço arenoso pertencente à planície costeira com cordões litorâneos, foi encontrado um banco de moluscos a 1,2m de profundidade, em nível equivalente ao de maré alta atual. No banco, foram identificadas doze espécies de moluscos (tabela 25). A espécie dominante é *Anomalocardia brasiliensis*, ocorrendo associadas oito espécies de palecípodos, duas de gastropódos e uma de *Scaphopoda*, identificada como *Dentalium disparile*.

TABELA 25 - ESPÉCIES DO BANCO LOCALIZADO ENTRE O RIO SAI-GUAÇU E A ESTRADA PR 412, GUARATUBA

Bivalvia

Macoma constricta (Bruguiere, 1792)
Anomalocardia brasiliensis (Gmelin, 1791)
Tellina angulosa (Gmelin, 1791)
Crassostrea sp.
Erodona mactroides (Rosc., 1802)
Diplodonta sp.
Cyclinella tenuis (Récluz, 1822)
Dosinia concentrica (Born, 1778)
Cyrtopleura costata (Linnaeus, 1758)

Gastropoda

Sulla striata (Bruguiere, 1792)
Nassarius vibex (Say, 1822)

Scaphopoda

Dentalium (Antalis) disparile (d'Orbigny, 1846)

(Identificação Dra. T. H. Absher, Centro de Biologia Marinha, UFPR)

QUADRO 4 - HABITAT DE MOLUSCOS ENCONTRADOS NOS SEDIMENTOS PALEOESTUARINOS DO LITORAL PARANAENSE

CLASSE	ESPÉCIE	HABITAT	
		Gofferté (1950)	Rios (1985)
Bivalvia	<i>Anomalocardia brasiliensis</i>	Baias. Baixios areno-argilosos e lodosos Pouco freqüente em enseadas	Águas rasas. Fundos de lodo arenosos
	<i>Anadara brasiliensis</i>	-	Fundos arenosos e cascalhentos
	<i>Lunarcia ovalis</i>	-	Sobre rochas e corais
	<i>Trachycardium muricatum</i>	-	Fundos de lodo e areia
	<i>Saxidomus concentrica</i>	Baias-Baixios areno argilosos e enseadas	Fundos arenosos. Maré baixa a 60 m
	<i>Cyclinella tenuis</i>	-	Fundos arenosos. 2m a 65m
	<i>Cyrtopleura costata</i>	-	Perfura rochas moles. Fundos de argila e lama
	<i>Macoma constricta</i>	Baias-Baixios areno argilosos e enseadas	Fundos arenosos. Águas rasas
	<i>Tellina angulosa</i>	-	Em areia. Intermarés a 10m
Gastropoda	<i>Erodona macrotides</i>	Baias-Baixios areno argilosos e lodosos	Fundos lodosos em águas salobras (Salinidade 7 a 20 g/l)
	<i>Nassarius vibex</i>	-	Planícies de lodo e areia, água salobra (Salinidade 15 a 25 g/l)
	<i>Bulla striata</i>	Mares abertos-Praias arenosas. Fundos arenosos de enseada. Em pequena profundidade, acompanhando o limite das marés.	Enterrada em areia com lodo. Intermarés
	<i>Meritima virginea</i>	Baias - Costas rochosas e baixios areno-argilosos e lodosos. Entremarés	Em planícies de lodo. Água salobra. Em raízes de mangue
	<i>Cerithium atatum</i>	Baias - Costas rochosas e mais freqüente em baixios areno-argilosos	Fundos arenosos e lodosos
Scaphopoda	<i> Dentalium disparile</i>	-	Fundos de lodo arenoso. De 5 a 80m

Algumas espécies (*Anomalocardia brasiliensis*, *Cyclinella tenuis*, *Dosinia concentrica*, *Cyrtopleura costata*, *Bulla striata* e *Nassarius vibex*) são as mesmas que as encontradas em Paranaguá. Para duas das espécies encontradas neste banco, Rios (1985) indica um habitat de águas salobras, caso de *Erodona macrotides* que vive em águas com salinidade de 7 a 25 g/l e *Nassarius vibex*, de 15 a 25g/l.

Em relação à profundidade, ou ao nível em que vivem estas espécies, as referências encontradas não são muito detalhadas. Gofferjé (1950) refere-se a várias das espécies de bancos como vivendo em baixios, acrescentando que *Meritina virginea* vive entre marés (quadro 4). Segundo Paulo da Cunha Lana (comunicação pessoal) *Meritina virginea* é encontrada em baixios areno-lodosos na região entremarés, associada a bancos de algas ou de *Spartina alterniflora*. Boffi (1979) informa que *Anomalocardia brasiliensis* vive próximo da zona entremarés. Rios (1985) dá indicações mais precisas para algumas espécies, informando que *Dosinia concentrica* ocorre entre a maré baixa e 60m de profundidade, *Cyclinella tenuis* entre 2 e 65m, *Tellina angulosa* da zona entremarés até 10m de profundidade e *Dentalium disparile*, entre 5 e 80m. Segundo Gofferjé (1950) *Anomalocardia brasiliensis* enterra-se a uma profundidade de aproximadamente 15cm, porém Paulo da Cunha Lana (comunicação pessoal), estudando a espécie sempre a encontrou a profundidades inferiores a 10cm.

Tanto na baía de Paranaguá, como na de Guaratuba, *Anomalocardia brasiliensis* e espécies associadas ocorrem principalmente nas marismas (bancos com *Spartina*), bancos areno-argilosos e fundos rasos. Não ocorrem ou são escassas na parte média e alta da planície de maré ocupada pelo mangue.*

Assim, em condições favoráveis, nos locais onde ocorre pouco retrabalhamento das conchas por outros organismos, pode ser determinado com certa segurança um paleonível mínimo do mar a partir desses depósitos.

*Essas observações coincidem com as dos pesquisadores Dr. Paulo Lana e Ermina Couto do Centro de Biologia marinha da UFPR (comunicação pessoal).

Pode-se considerar, com certa segurança, que o topo dos bancos conchíferos dominados por *Anomalocardia brasiliiana*, com abundantes valvas em posição de vida, representa pelo menos o nível médio de maré baixa da época em que viviam os moluscos, ou seja, o limite superior de vida desses organismos.

Em alguns casos observou-se que os caranguejos atuais do mangue removem e levam à superfície conchas fósseis de bancos situados a vários decímetros de profundidade, sendo que, em alguns casos, as conchas removidas permanecem com as duas valvas juntas. Neste caso, o retrabalhamento pode aumentar em vários decímetros o erro na avaliação do paleonível.

Os bancos de moluscos encontrados no litoral paranaense foram interpretados como indicadores dos seguintes paleoníveis marinhos:

Baía de Paranaguá

Banco do Rio Vermelho	>1,20m
Banco do foz do Rio Guaraguçu	>0,90m
Banco da Ilha da Cotinga	>0,90m
Banco da Ilha Rasa da Cotinga	>0,90m

Baía dos Pinheiros

Banco no Superagüi	>1,00m
--------------------	--------

Baía de Guaratuba

Banco do Rio Boguaçu	>1,20m
Banco na planície próxima ao Rio Sai-Guaçu	>0,60m
Banco na Ilha do Capinzal	>0,00m

7.3.3.4.1 As conchas do Têmbolo de Caiobá

Considerando-se que as conchas descritas por Bigarella (1971) são de ambiente marinho e não paleoestuarino ou paleo-lagunar, a seqüência sedimentar descrita por Bigarella (1971) parece mais provavelmente representar uma regressão. Os moluscos teriam vivido numa época em que o nível do mar era mais alto do que o atual. Posteriormente, durante a regressão, teriam sido depositados os sedimentos praias sobrepostos. Isso coincide com a interpretação de Bigarella (1971), que conside-

rou as conchas como indicadoras de um nível marinho superior ao atual.

7.3.3.5 Tubos de *Callichirus*

Além dos locais referidos por outros autores, foram observados tubos de *Callichirus* na Ilha Rasa, na Ilha do Mel e nos afloramentos das margens dos Rios dos Almeidas e Guaraguçu.

Os tubos de *Callichirus* ocorrem associados à estratificação cruzada tabular e acanalada cruzada de baixo ângulo em sedimentos que não apresentam estrutura visível e em sedimentos intensamente bioturbados. Em diversos perfis, observaram-se dois níveis ou zonas de tubos: uma inferior, com maior densidade e uma superior, com menor número de tubos. Somente nesta última zona, em alguns casos, foi possível observar a parte lisa superior de tubo.

As maiores densidades observadas foram de 22 tubos/m², similares às encontradas por Suguio et al. (1984) e superiores às densidades encontradas nas populações viventes. Suguio et al. (1984) propõem que a alta densidade poderia representar uma situação anômala, mas poderia ser igualmente explicada por migração ascendente do animal, acompanhado a acrescência vertical dos sedimentos praias durante a instalação de diferentes populações (figura 139). Pode-se acrescentar que o resultado seria o mesmo se, em vez de sedimentação, as diferentes populações se instalassem durante um processo erosivo (Figura 140).

Os perfis observados no litoral paranaense podem ser interpretados quase sempre como uma sequência regressiva onde os sedimentos de face litoral superior estão na base do perfil e os sedimentos praias na parte superior. No topo do perfil, podem ocorrer sedimentos eólicos. Na parte inferior do perfil, é freqüente a ocorrência de alta densidade de tubos de *Callichirus*, que em geral apresentam a parte superior erodida.

Se se considera que as populações de *Callichirus* atuais se concentram próximas ao nível de maré baixa e que os tubos fósseis de mais de um metro comprimento podem ter sido erodidos vários decímetros, pode-se interpretar com bastante

FIGURA 139: PROVÁVEL EXPLICAÇÃO PARA DENSIDADE ANÔMALA DE TUBOS FÓSSEIS DE *Callichirus major* NA FORMAÇÃO CANANÉIA (SUGUIO *et al.*, 1984)

FIGURA 140: ALTERNATIVA DA EXPLICAÇÃO PROPOSTA POR SUGUIO *et al.* (1984) PARA A DENSIDADE ANÔMALA DE TUBOS FÓSSEIS DE *Callichirus major*.

segurança que o topo dos níveis com alta densidade de tubos corresponde ao paleonível médio de maré baixa, ou ainda a um nível mais baixo, no caso da erosão dos tubos ser muito acentuada.

No nível superior, onde a densidade de tubos é geralmente menor, o limite superior de ocorrência dos tubos poderia ser equivalente ao nível superior de vida dos *Callichirus* atuais, que corresponde aproximadamente ao nível médio das marés. Essa correlação é mais segura quando é visível a parte lisa superior dos tubos. No caso de estarem erodidos, os tubos podem indicar níveis de alguns decímetros, mais baixos. Assim, o paleonível interpretado em ambos os casos poderá ter uma margem de erro de 0,50m devido à erosão parcial dos tubos.

É de se salientar que nos perfis em que ocorrem uma zona de alta densidade de tubos e uma de baixa densidade, a diferença entre o topo de ambos os níveis oscila entre 55cm e 80cm, valores semelhantes à diferença entre os níveis de maré baixa e médio atuais na costa paranaense.

Deste modo, a partir dos tubos de *Callichirus*, foram interpretados paleoníveis marinhos em diversos perfis. Na Ilha Rasa, os tubos indicaram paleoníveis entre $1,80 \pm 0,50\text{m}$ e $2,00 \pm 0,40\text{m}$ (figura 141). Na Ilha do Mel, em cinco perfis foram identificados paleoníveis entre $0,75 \pm 0,50\text{m}$ e $1,55 \pm 0,40\text{m}$ (figura 142). No Rio Guaraguaçu, os paleoníveis interpretados oscilaram entre $1,15 \pm 0,50\text{m}$ e $2,90 \pm 0,50\text{m}$ e no Rio dos Almeida entre $2,65 \pm 0,50\text{m}$ e $2,80 \pm 0,50\text{m}$ (figuras 143 e 144). Na localidade de Piçarras, em Guaratuba, os tubos indicaram um paleonível de $1,60 \pm 0,50\text{m}$ (figura 145).

FIGURA 141 : INTERPRETAÇÃO DE PALEONÍVEIS MARINHOS A PARTIR DE TUBOS DE *Callichirus* NA ILHA RASA , BAIÁ DAS LARANJEIRAS.

FIGURA 142: INTERPRETAÇÃO DE PALEONÍVEIS MARINHOS A PARTIR DE TUBOS DE *Collichirus* NA ILHA DO MEL.

FIGURA 143: INTERPRETAÇÃO DE PALEONÍVEIS MARINHOS A PARTIR DE TUBOS DE *Callichirus* NO RIO GUARAGUAÇU (A E B) E ILHA GUARAGUAÇU (C).

REFERÊNCIAS DAS ESTRUTURAS NA FIGURA 37

NMPr : NÍVEL MÉDIO PRETÉRITO DO MAR

NMPAt : NÍVEL MÉDIO DE PREAMAR ATUAL

FIGURA 144 : INTERPRETAÇÃO DE PALEONÍVEIS MARINHOS A PARTIR DE TUBOS DE *Callichirus* NO RIO DOS ALMEIDAS, BAÍA DE PARANAGUÁ.

REFERÊNCIAS DAS ESTRUTURAS NA FIGURA 37

FIGURA 145 : INTERPRETAÇÃO DE PALEONÍVEL MARINHO A PARTIR DE TUBOS DE *Callichirus* EM PIÇARRAS, BAÍA DE GUARATUBA.

7.4 INDICADORES ARQUEOLÓGICOS

No litoral brasileiro, e particularmente no paranaense, um dos elementos arqueológicos que podem auxiliar nas reconstruções paleogeográficas e de paleoníveis marinhos são os sambaquis. Essas acumulações de conchas são muito numerosas no Estado do Paraná, não existindo ainda um cadastro completo. Suas dimensões são variadas, indo de pequenas acumulações até grandes sambaquis com 20.000m² de base e 17m de altura (Blasi et al. 1990).

Bigarella (1950/51a; 1950/51b) fez dois levantamentos dos sambaquis nas regiões próximas às baías de Paranaguá, Antonina e Guaratuba, cadastrando 136 deles e apresentando extensas listas de sua composição malacológica.

Alguns desses sambaquis foram estudados com fins arqueológicos, tais como o sambaqui do Macedo (Hurt e Blasi, 1960), do Saquarema (Rauth, 1962) e do Gomes (Rauth, 1968).

Recentemente, Martin et al. (1988b) identificaram mais 10 sambaquis na região de Guaraqueçaba e Blasi et al. (1990) num levantamento parcial na mesma região, nos meses de julho e agosto de 1987, cadastraram 59 sambaquis.

Existem áreas do litoral que ainda não foram levantadas. Portanto, os cadastros existentes seguramente estão longe de ser completos.*

Com relação à evolução da planície costeira, Bigarella (1946) já reconhecia a relação entre a localização dos sambaquis e as variações do nível do mar e sua utilidade nas reconstruções paleogeográficas. No mesmo trabalho, admitia uma idade holocênica para todos os sambaquis. Bigarella (1949b), no primeiro trabalho específico sobre os sambaquis do litoral paranaense, apresenta uma lista de 49 espécies de moluscos neles encontradas e reconhece a predominância de ostras e bacucus na composição dos sambaquis localizados nas partes mais internas da planície. Posteriormente, Bigarella (1954c) realiza um estudo sobre os sambaquis na evolução da paisagem litorânea sul-brasileira, partindo da premissa de que a locali-

*Nos mapas geológicos aqui apresentados foram indicados apenas os sambaquis visitados e aqueles visíveis nas fotografias aéreas, sendo que alguns não estavam referidos nos trabalhos anteriores. Foram identificados 17 novos sambaquis.

zação e distribuição foram condicionadas principalmente aos antigos agrupamentos de moluscos existentes nos baixios e bancos areno-argilosos e de que a construção dos sambaquis parece ter sido efetuada sobre um desses agrupamentos, ou em suas vizinhanças imediatas.

Posteriormente, foram apresentadas novas considerações sobre a evolução paleogeográfica em relação à localização dos sambaquis (Bigarella, 1964; Bigarella & Sanches, 1966; Bigarella, 1971; Bigarella & Becker, 1975; Martin et al., 1984b; 1986).

Martin et al. (1984c; 1986) apresentaram um modelo teórico sobre as variações das idades nos sambaquis, em função das mudanças da extensão das lagunas, mostrando como os sambaquis podem auxiliar na construção de curvas de variação do nível do mar dos últimos 7.000 anos.

8 CRONOLOGIA ABSOLUTA (DATAÇÕES C^{14})

8.1 TRABALHOS PRÉVIOS

As datações através do método do C^{14} são relativamente escassas no litoral do Estado do Paraná.

As primeiras datações foram realizadas com fins arqueológicos sobre conchas de sambaquis (Emperaire & Laming, 1956; Hurt & Blasi, 1960; Rauth, 1962; Hurt, 1962; Laming-Emperaire, 1968). Posteriormente, Martin et al. (1988b) apresentaram novas datações de conchas de sambaquis.

As datações sobre material natural não transportado pelo homem são poucas. Na bibliografia, foram encontradas referências a 12 datações C^{14} (tabela 26).

A primeira datação aparece em Bigarella & Sanches (1966) e corresponde a restos de madeira coletados na porção basal dos sedimentos da "praia suspensa" do Saco de Tambarutaca, interpretados como formados em ambiente de pós-praia. Esses sedimentos ocorrem sobre uma camada de argila e debaixo de sedimentos arenosos com estratificação plano-paralela subhorizontal, interpretada pelos autores como de ambiente de face praial (estirâncio). A idade obtida foi de 2675 ± 150 anos A.P. e a interpretação do nível marinho na época superior a 1,5m acima do atual (figura 146). Posteriormente, Martin et al. (1988b) consideraram-no como correspondendo a um paleonível de $1,5 \pm 0,5$ m.

FIGURA 146- PERFIL ESQUEMÁTICO DA PRAIA SUSPENSA DO SACO DO TAMBARUTACA, COM INDICAÇÃO DA LOCALIZAÇÃO DA AMOSTRA DATADA E INTERPRETAÇÃO DO PALEONÍVEL MARINHO (BIGARELLA & SANCHES, 1966)

TABELA 26 - DATAÇÕES AO RADIOCARBONO DE AMOSTRAS DO LITORAL DO ESTADO DO PARANÁ

Nº DA AMOSTRA	LOCAL	COORDENADAS		NOME DE FOLHA TOPOGRÁFICA	NATUREZA DA AMOSTRA	IDADE (anos A.P.)	S13C (PDB) ‰	REFERÊNCIAS DE LABORATÓRIO	ALTURA DO NÍVEL DO MAR EM RELAÇÃO AO ATUAL	FONTE	OBSERVAÇÕES
		Latitude	Longitude								
01	Saco do Tamarutaca	27°26'13''S	48°27'14''W	Guaraqueçaba	Madeira	2675 ± 150	-	I-695 Isotopes(1) Inc.	1 > 1,5 m (2)	Bigarella & Sanches (1966)	(1) Bigarella (1971) (2) Altura segundo Martin et al. (1988b) 1,5 (+ 0,5) m
02	Rio Vermelho	25°41'29''S	48°31'39''W	(1) Paranaguá	Conchas(2)	5690 ± 200	-	SI-431 Smithsonian	2 1 a 2 m, ou mais(3)	Bigarella(1971)	(1) Localização a partir de João J. Bigarella (Com. Pes.) (2) Principalmente <u>Anomalocardia brasiliensis</u> (3) Altura segundo Martin et al. (1988b) > 0m
03	Fômbolo de Caiobí	25°50'55''S	48°32'19''W	Guaratuba	Conchas Marinhas(1)	3830 ± 120	-	SI-327 Smithsonian Institution	3 > 0m(2)	Bigarella(1971)	(1) Gêneros Donax e Arca entre outros (2) Altura segundo Martin et al. (1988) < 0m
04	Rio Inguassu	25°55'48''S	48°38'30''W	(1) Guaratuba	Conchas(2)	4390 ± 300	-	SFC 0012(2) Lab. Radiocarbono C.Pesq.Geol.USP	4 > 1m(4)	Bigarella & Becker (1975)	(1) Localização a partir de João J. Bigarella (Com. Pes.) (2) João J. Bigarella (Comunicação Pessoal) (3) Altura segundo Martin et al. (1988b) + 1 (+ 0,5)m
05	Guaratuba	25°52'42''S	48°34'27''W	(1) Guaratuba	Fragmentos de Conchas(2)	5770 ± 150	-	SFC 0022(2) Lab. Radiocarbono C.Pesq.Geol.USP	5 > 0m	Bigarella & Becker(1975)	(1) Localização a partir de João J. Bigarella (Com. Pes.) (2) João J. Bigarella (Comunicação Pessoal)
06	Px. ao Rio Sai-Duasú	25°57'58''S	48°38'26''W	Guaratuba	Conchas	5820 ± 220	+ 0,06	Bah. 1279	6 > 0m	Martin et al. (1988b)	(1) Em Martin et al. (1988) PR16
07	Rio Guara-guacú	25°34'56''S	48°29'28''W	Ilha do Mel	Conchas	5040 ± 230	+ 0,87	Bah. 1271	7 > + 1,5 m	Martin et al. (1988b)	
08	Px. à estrada da PR-412	25°56'55''S	48°36'11''W	Guaratuba	Conchas	3160 ± 170	- 0,21	Bah. 1277	8 > + 1,0 m	Martin et al. (1988)	
09	Px. à estrada da PR-412	25°56'55''S	48°36'11''W	Guaratuba	Conchas	2970 ± 150	- 0,44	Bah. 1278	9 > + 1,0 m	Martin et al. (1988b)	
10	Rio Guara-guassu	25°33'14''S	48°27'48''W	Ilha do Mel	Conchas	2680 ± 240	- 0,89	Bah. 1270	10 + 1,5(±0,5)m	Martin et al. (1988b)	
11	Rio Itiberé	25°32'33''S	48°31'31''W	Paranaguá	Conchas	2650 ± 170	- 0,39	Bah. 1269	11 + 1,0(±0,5)m	Martin et al. (1988b)	
12	Quapicu - Ilha das Peças	25°22'23''S	48°18'52''W	Guaraqueçaba	Madeira	1100 ± 150	-24,33	Bah. 1388	12 > 0 m	Martin et al. (1988b)	

Bigarella & Sanches (1966) interpretam a evolução da praia suspensa da seguinte forma: os sedimentos argilosos da base teriam se formado em águas calmas, possivelmente numa lagoa isolada por uma barra arenosa situada mais a leste. Os sedimentos arenosos teriam se depositado transgressivamente sobre as argilas. Assim, em 2675 ± 150 anos A.P., o mar estaria subindo até atingir um nível superior a 1,5m em relação ao nível atual.

Mais duas amostras foram datadas por Bigarella (1971). Uma delas corresponde a um banco de conchas constituído principalmente por *Anomalocardia brasiliensis*, que aflora nas margens do Rio Vermelho, próximo à confluência com o Rio Guaraguaçu. O banco conchífero se encontra acima do nível das águas do rio, sendo que, nesse ponto, as águas não são mais afetadas pela ação das marés, o que, segundo o autor, representaria uma altura de pelo menos 1 a 2m sobre o nível médio do mar e, conseqüentemente, um paleonível marinho de 1 a 2m, ou talvez mais, acima do nível atual. Martin et al. (1988b) consideram essa ocorrência como indicando apenas um nível marinho pretérito superior ao atual, sem especificar um valor.

A outra amostra apresentada por Bigarella (1971) localiza-se no tómbolo de Caiobá. Numa sondagem, depois de atravessar 4m de sedimentos arenosos, apareceram sedimentos silítico-argilosos com fauna tipicamente marinha, contendo, entre outros, os gêneros *Donax* e *Arca* (João J. Bigarella, comunicação pessoal). A idade fornecida por esse material foi de 3830 ± 120 anos A.P. Bigarella (1971) conclui que as conchas referem-se a um nível do mar mais elevado que o atual; ao contrário, Martin et al. (1988b) interpretam a seqüência do tómbolo de Caiobá como transgressiva e postulam que, há cerca de 3.800 anos A.P., o nível do mar era mais baixo que o atual e estava subindo.

Bigarella & Becker (1975) apresentam duas novas datações em Guaratuba. Uma corresponde a um banco de moluscos constituído principalmente por *Anomalocardia brasiliensis*, descrito por Bigarella (1946) e localizado nas margens do Rio Boguaçu (Bigarella et al., 1957). A amostra forneceu uma idade de 4390 ± 300 A.P. e, segundo os autores, indicaria um nível do mar su-

perior a 1m sobre o nível atual. Martin et al. (1988b) consideraram que representaria um nível de $1 \pm 0,50\text{m}$ sobre o nível atual.

A outra amostra corresponde a fragmentos de conchas encontrados a 18m de profundidade em uma sondagem na cidade de Guaratuba (Bigarella & Becker, 1975; Bigarella, comunicação pessoal). Segundo Bigarella & Becker (1975) e Martin et al. (1988b), a amostra indicaria um nível marinho pretérito superior ao atual.

Martin et al. (1988b) apresentaram sete novas datações no litoral do Paraná: seis correspondentes a conchas e uma a fragmentos de madeira (tabela 25). Todas indicariam paleoníveis marinhos superiores ao atual, com alturas estimadas entre $>0\text{m}$ e $1,5 \pm 0,5\text{m}$ e com idades entre 5040 ± 230 anos A.P. e 1100 ± 150 anos A.P.

8.2 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Os paleoníveis inferidos a partir dos bancos de conchas de moluscos fósseis do Rio Vermelho (Bigarella, 1971; Martin et al., 1988b) e Rio Boguaçu (Bigarella & Becker, 1975; Martin et al. 1988b) foram aqui reinterpretados como indicadores de paleoníveis superiores a 1,2m acima do nível atual (item 7.3.3.4). Já, para o paleonível do Tômbolo de Caiobá (Bigarella, 1971; Martin et al., 1988b), foi mantida a interpretação apresentada por Bigarella (1971) (item 7.3.3.4).

8.3 NOVAS DATAÇÕES

Durante os trabalhos de campo, foram coletadas aproximadamente quarenta amostras para datação ao C^{14} , das quais foram selecionadas cinco para serem datadas no Laboratório de Datação ao Radiocarbono do Serviço Geológico do Canadá (tabela 27).

Duas amostras correspondiam a fragmentos de madeira, duas a conchas do *Vermetidae Petaloconchus varians* e uma a conchas de *Anomalocardia brasiliana*.

Os restos vegetais foram coletados em dois afloramentos correspondentes a sedimentos da planície costeira com cordões

TABELA 27 - NOVAS DATAÇÕES AO RADIOCARBÔNIO DE AMOSTRAS DO LITORAL DO ESTADO DO PARANÁ

Nº DA AMOSTRA	LOCAL	COORDENADAS		NOME DE FOLHA TOPOGRÁFICA	NATUREZA DA AMOSTRA	IDADE (anos A.P.)	SI3C (‰)	REFERÊNCIAS DE LABORATÓRIO	ALTURA DO NÍVEL DO MAR EM RELAÇÃO AO ATUAL	OBSERVAÇÕES
		Latitude	Longitude							
13	Picarras-Guaratuba	25o52'28''s	48o35'59''w	Guaratuba	Madeira(1)	6140 ± 80	-30,5	GS - 5243	+ 1,60 ± 0,50	(1) Família Clusiaceae (Guttiferae). Gênero Tovomitopsis, Tovomita ou Clusia, identificada por J. Peres Chinelo, IPT
14	Ilha Rasa	25o49'45''s	48o24'11''w	Guaraqueçaba	Madeira	5380 ± 60	-26,3	GS - 4678	+ 1,90 ± 0,50	
15	Ilha do Mel	25o32'20''s	48o17'26''w	Ilha do Mel	Tubos de Vermetidae(2)	3500 ± 60	+1,2	GS - 5255	+ 2,90 ± 0,50	(2) Pelaloconchus (macrophragma) varians identificado por Therezinha Monteiro Absher, CBH, UFPR
16	Ilha do Mel	25o32'20''s	48o17'26''w	Ilha do Mel	Tubos de Vermetidae(2)	790 ± 80	+0,2	GS - 5251	0,40 ± 0,50	
17	Px. do rio Sui-Guaçu	25o57'18''s	48o38'49''w	Guaratuba	Conchas de Anomalocardia	3480 ± 60	-0,5	GS - 5246	>0,60	

litorâneos. O principal objetivo da sua datação era tentar elucidar se se tratava de sedimentos de idade pelistocênica ou holocênica.

Nos afloramentos da costa norte da Ilha Rasa, localizada na baía das Laranjeiras, entre os perfis nº 2 e nº 3 (figuras 39 e 40), ocorrem na parte inferior do perfil, entre 0,30 e 2,00m sobre o nível de maré alta atual, diversos restos vegetais correspondentes a fragmentos de troncos, pequenos gravetos e folhas. O material datado corresponde a um fragmento de tronco com perfurações provavelmente de *Teredinidae*,* encontrado a 0,50m acima do nível da maré alta atual (figura 147). A idade C^{14} corrigida foi de 5.380 $\pm$ 60 anos A.P. e o C^{13} de -26,3‰.

FIGURA 147 - FRAGMENTO DE TRONCO PERFURADO PROVAVELMENTE POR *TEREDINIDAE* ENCONTRADO PRÓXIMO DO PERFIL Nº 3 NA ILHA RASA, CUJA DATAÇÃO AO C^{14} FORNECEU UMA IDADE DE 5380 $\pm$ 60 ANOS A.P.

Na localidade de Piçarras, nas margens da baía de Guaratuba, no perfil nº 21 (figura 58) foram encontrados restos vegetais, a maioria deles correspondendo a fragmentos milimé-

*Identificação Msc. Ana Claudia de Paula Müller.

tricos de folhas e gravetos, com as bordas arredondadas evidenciando transporte, acumulados em calhas de marcas onduladas. Os fragmentos ocorrem desde a base do perfil até 2,1m de altura. Na base do afloramento, foi encontrado um único tronco de 6 a 8cm de diâmetro mais de 60cm de comprimento, que forneceu uma idade C^{14} de 6.140 ± 80 anos A.P. e um δC^{13} de $-30,5\%$.

Como o material se encontra dentro de sedimentos arenosos com enriquecimento secundário de matéria orgânica, foi retirada a parte externa do tronco, que apresentava uma coloração semelhante à do sedimento, evidenciando um enriquecimento superficial de matéria orgânica. Na parte interna, a madeira apresentava uma coloração normal, diferente da parte externa, não havendo evidência visível de enriquecimento epigenético.

As datações de duas amostras de tubos de *Vermetidae Petaloconchus* (*Macrophragma*) *varians* foram coletadas num costão rochoso do morro do Farol das Conchas, na Ilha do Mel (item 7.3.3.3).

A amostra do nível superior localizado entre 2,78 e 3,03m acima do nível de vida equivalente atual forneceu uma idade de 3.500 ± 60 anos A.P. e um δC^{13} de $+1,2\%$. A do nível inferior, localizada entre 0,35 e 0,45m acima do nível equivalente, foi de 790 ± 80 anos A.P. e o δC^{13} de $+0,2\%$.

A quinta datação corresponde a conchas de *Anomalocardia brasiliensis* coletadas num banco associado a sedimentos paleoestuarinos, na planície entre o Rio Sai-Guaçu e um terraço arenoso da planície costeira com cordões litorâneos (item 7.3.3.4). A idade C^{14} foi de 3.480 ± 60 anos A.P. e o δC^{13} de $-0,5\%$. Para a datação, foram selecionadas conchas que estavam em oposição de vida.

9 CURVAS DE VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR DURANTE O HOLOCENO

9.1 TRABALHOS PRÉVIOS

Após o reconhecimento, por parte da maioria dos especialistas, da impossibilidade de se construir uma curva mundial de variação eustática do nível do mar durante os últimos 6000 a 7000 anos, foram desenvolvidas numerosas curvas locais e regionais.

No Brasil, várias curvas têm sido elaboradas para diversos setores da costa brasileira. Uma síntese pode ser encontrada em Suguio et al. (1985) (figura 148). Nela, os autores ressaltam a existência de mais de 700 datações C^{14} para a elaboração das curvas. Uma curva de variação do nível do mar na região costeira de Rio Grande do Sul foi elaborada por Tomazelli & Villwock (no prelo) (figura 149).

Observando-se as curvas de diversos setores do litoral, nota-se o diferente grau de detalhamento de cada uma delas. A curva de Salvador (BA) é talvez a melhor definida, enquanto outras, como a do Paraná, contam com um número inferior de dados e, conseqüentemente, de definição. Isso pode ser devido, em parte, à escassez de indicadores precisos e datáveis de paleoníveis marinhos.

9.2 A CURVA DO PARANÁ

Segundo as curvas melhor definidas, como a de Salvador, teriam ocorrido, durante os últimos 7.000 anos, três máximos com alturas decrescentes: o primeiro, há aproximadamente 5.100 anos A.P., o segundo há 3.600 anos A.P. e o último em torno de 2.500 anos A.P. (Suguio et al., 1985).

Um aspecto interessante em relação à curva do Paraná diz respeito à altura alcançada por esses máximos. Suguio et al. (1985), Suguio & Martin (1986) e Martin et al. (1988b) interpre-

FIGURA 148- CURVAS DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR EM VÁRIOS SETORES DO LITORAL BRASILEIRO DURANTE OS ÚLTIMOS 7.000 ANOS A. P.: 1. RECONSTRUÇÃO DE NÍVEIS MARINHOS PRETÉRITOS; 2. TERRAÇOS DE CONSTRUÇÃO MARINHA; E 3. IDADES DE SAMBAQUIS (SUGUIO ET AL., 1985)

FIGURA 149- ESBOÇO DE CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE OS ÚLTIMOS 7.000 ANOS NA COSTA DE RIO GRANDE DO SUL (TOMAZELLI e VILLWOCK, NO PRELO)

taram que: enquanto em outros setores da costa brasileira o primeiro máximo teria atingido entre 3 e 5m, no Paraná teria sido inferior a 2,5m. Os outros máximos também teriam sido inferiores aos de outras partes do litoral.

As evidências que levaram estes autores a considerarem o primeiro máximo com uma altura inferior a 2,5m em relação ao nível do mar atual foram que o topo da parte externa dos terraços pleistocênicos na baía de Paranaguá (Rio Maciel, Ilha do Mel, etc.) situa-se 2,5 m acima do nível atual de maré alta. Como estes terraços apresentam em superfície alinhamentos de cordões litorâneos, evidenciando que os terraços não estiveram submersos durante o Holoceno, o nível relativo do mar deveria ser inferior a 2,5m. Surpreendentemente, os autores não apresentam as evidências que os levaram a considerar estes terraços como pleistocênicos.

No item 6.1.6.2 foi apresentada uma breve discussão sobre os diferentes critérios para se distinguir terraços pleistocênicos de holocênicos; além, obviamente, das datações absolutas. Também foi apresentada uma breve descrição da planície com cordões litorâneos no Paraná (item 6.1.2.1), sendo descritos três tipos morfológicos. Um mais interno, com alturas de 6 a 10m e evidências de erosão por um sistema de drenagem com nível de base mais baixo que o atual, que pode ser atribuído ao Pleistoceno. Outro mais externo, com 1 a 2m de altura sobre o nível de maré alta, sem evidências de erosão, cordões bem definidos e com freqüentes dunas frontais sobrepostas, que pode ser atribuído ao Holoceno.

O terceiro tipo apresenta alturas intermediárias entre 2,5 a 5,5m, lineamentos bastante visíveis, não apresentando evidências morfológicas de erosão fluvial, porém, em alguns locais, observam-se truncamentos dos cordões litorâneos evidenciando mudanças na morfologia da costa. Estes terraços são considerados pleistocênicos por Suguio et al. (1985), Suguio & Martin (1986) e Martin et al. (1988b). A única diferença mencionada na caracterização dos sedimentos pleistocênicos e holocênicos é que os primeiros possuem enriquecimento epigenético de matéria orgânica. Esse fato é evidente no tómbolo de Caiobá (figura 132), onde terraços com alturas que diferem apenas

0,8m são considerados de idade diferente, sendo sua única diferença visível o enriquecimento de matéria orgânica de um deles.

Esses terraços intermediários são de grande extensão na planície costeira do Paraná, constituindo partes das Ilhas Rasa, das Peças, do Mel e das planícies costeiras entre Paranaguá e Pontal e de Guratuba.

Dois fragmentos de tronco coletados em sedimentos que formam esses terraços (Ilha Rasa e Piçarras), datados neste trabalho pelo método do C^{14} , forneceram idades de 6.140 ± 80 anos A.P. e 5.380 ± 60 anos A.P.. Como se tratam de restos vegetais coletados em sedimentos com enriquecimento secundário de matéria orgânica, poder-se pensar que, apesar dos cuidados tomados (ver capítulo 8), a amostra apresente contaminação por ácidos húmicos mais recentes. Essa contaminação é praticamente impossível de detecta-se através do δC^{13} , pois os ácidos orgânicos apresentam praticamente a mesma composição isotópica dos restos vegetais (Martin et al. 1982b).

Porém, deve-se salientar que estas datações são comparáveis com outras evidências geológicas e geomorfológicas. Um dado bastante significativo é o nível de *Vermetidae* encontrado na Ilha do Mel a 3,03m acima do nível de vida equivalente atual e interpretado como indicador de um paleonível marinho de $2,90 \pm 0,5$ m acima do nível atual, cuja datação forneceu uma idade de 3.500 ± 60 anos A.P., que coincide aproximadamente com o segundo máximo da Transgressão Santos, segundo as curvas elaboradas por Suguio et al. (1985).

Deve-se lembrar que um nível de $2,90 \pm 0,5$ m seria suficiente para sobrepassar boa parte dos terraços considerados pleistocênicos. Na ilha do Mel, por exemplo, cuja costa leste está submetida ao embate das ondas, um nível do mar de apenas um metro acima do atual seria suficiente para sobrepassar alguns terraços, sobretudo durante as tempestades. Manter a idade pleistocênica dos terraços implicaria admitir que o mar, durante o Holoceno, nunca atingiu um nível superior a 1,5m, o que não é compatível com outras evidências.

Uma altura de $2,90 \pm 0,5$ m acima do nível do mar atual durante o segundo máximo da Transgressão Santos, ocorrido em

torno de 3.600 anos A.P., é discrepante com a altura considerada por Suguio et al. (1985), Martin & Suguio (1986) e Martin et al. (1988b). Esses autores estimaram que o segundo máximo não poderia ser superior a 1,6m acima do nível atual, porque o Sambaqui do Macedo estaria construído sobre um terraço cujo topo está cerca de 1,6m acima do atual nível de maré alta, e conchas coletadas na sua base forneceram uma idade de 3.500 ± 60 anos A.P..

Pressupõe-se que os antigos habitantes da região construíssem os sambaquis em terrenos situados acima do nível de preamar de sizígia (Martin et al., 1986).

Porém, Hurt & Blasi (1960), que estudaram o sambaqui com fins arqueológicos, e aos quais Suguio et al. (1985) e Martin et al. (1988b) se referem para indicar a altura do terraço, informam que a altura máxima do terraço arenoso dentro da área escavada de sambaqui é de 3,87m acima do nível médio do mar. Informam também que os depósitos de conchas inferiores do sambaqui terminam num ponto 1,6m acima da maré máxima, explicando que esse nível de "maré máxima" foi obtido num dia de forte vento leste, quando as águas atingiram seu nível mais alto durante um período de aproximadamente dois meses.

Considerando-se um período de 12 meses, os maregramas do porto de Paranaguá indicam que o nível de maré máxima foi de 1,25m superior ao nível de preamar médio, ou 0,90m acima do nível médio de preamar de sizígia. Assim, sem contrariar os pressupostos enunciados por Martin et al. (1986), que permitem utilizar os sambaquis como indicadores na reconstrução de paleoníveis marinhos, pode-se considerar que a constituição do Sambaqui do Macedo pode ter sido iniciada quando o nível do mar tinha uma altura de no mínimo 2,5m acima do nível atual.

O outro sambaqui no Rio Boguaçu, em Guaratuba (nº 50 do catálogo de Bigarella 1950/51b), construído sobre sedimentos paleoestuarinos que alcançam 1,3m acima do nível marinho atual, com conchas da parte inferior (não da base) datadas em 3.290 ± 190 anos A.P., seria uma evidência complementar que indicaria que nessa época o mar não podia ser superior a 1,3m acima do atual (Suguio et al. 1985, Martin & Suguio 1986; Martin et al., 1988b). Contudo, este sambaqui não foi estudado no seu

interior, para que se conhecesse a sua base. A fotointerpretação sugere que o mesmo poderia estar construído no extremo de um terraço de maior altura. Assim, as evidências por ele fornecidas não podem ser consideradas conclusivas até não se dispor de maiores informações.

Deste modo, pode-se concluir que o segundo máximo holocênico, no Paraná, atingiu um nível em torno $2,90 \pm 0,50\text{m}$ (figura 150).

Mantendo a relação de altura entre os máximos da Transgressão Santos em outros setores da costa brasileira - o primeiro é 1 a 1,3m superior ao segundo - pode-se inferir que o primeiro máximo no Paraná deve ter alcançado uma altura em torno de 4m acima do nível atual.

Assim, os máximos da curva do Paraná resultam semelhantes aos das áreas próximas, como Cananéia-Iguape e Santos, em São Paulo e Itajaí-Laguna, em Santa Catarina.

Considerar estas novas alturas para os máximos tem grandes implicações na separação de terraços pelistocênicos e holocênicos e nas tentativas de reconstrução paleogeográfica.

Com referência à época em que pela primeira vez durante o Holoceno o mar alcançou um nível semelhante ao atual, as curvas apresentadas por Suguio et al., (1985) mostram que na área ao norte de Salvador (Bahia) o mar atingiu esse nível há 7.100 anos A.P., enquanto que em Cananéia (São Paulo) o mesmo nível foi alcançado há 6.600 anos A.P.

No Paraná não há registros de paleoníveis nesse período. A datação que forneceu uma idade mais antiga foi de 6.140 ± 80 anos A.P. e corresponde a um fragmento de tronco coletado nos afloramentos da localidade de Piçarras. A reconstrução de paleonível a partir de tubos de *Callichirus*, efetuado no mesmo afloramento onde foi coletada a amostra datada, indicou um paleonível de $1,60 \pm 0,50\text{m}$ acima do atual.

Em relação à forma da curva, isto é, dos períodos de subida, descida, estabilização ou aceleração das mudanças do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos, os novos dados são compatíveis com a curva para o litoral paranaense elaborada por Suguio et al. (1985) que alias é semelhante às

FIGURA 150: CURVA DE VARIAÇÃO RELATIVA DO NÍVEL DO MAR NO LITORAL DO PARANÁ DURANTE OS ÚLTIMOS 6500 ANOS A.P. (ELABORADO A PARTIR DE SUGUIO *et al.*, 1985 E NOVOS DADOS).

curvas de outros setores do litoral brasileiro estudados por esses autores.

Por exemplo, Suguio et al. (1985) e Martin et al. (1988b) notaram que as conchas do sambaqui de Cacatu, o mais interiorizado na planície costeira, forneceram uma idade de 5050 ± 220 anos A.P., que coincide aproximadamente com o momento do primeiro máximo encontrado em outros setores da costa.

Ademais, é interessante notar que a existência de paleoníveis de $1,60 \pm 0,50$ m acima do atual há 6.140 ± 80 anos A.P., como determinado na localidade de Piçarras, e de $1,90 \pm 0,50$ m há 5.380 ± 60 anos A.P., na Ilha Rasa, são compatíveis com a nova altura atribuída aos máximos, pois deste modo se mantem a forma de curva semelhante as de outras setores da costa brasileira.

A única exceção parece ser o mínimo que teria ocorrido em outros setores da costa entre 3.000 e 2.500 anos A.P. No Paraná, as quatro datações existentes para esse intervalo correspondem a testemunhas que indicam paleoníveis marinhos altos de mais de um metro em relação ao nível atual.

Se a nova curva estiver correta diminui de 2,5m para menos de 1m de diferença de altura alcançada pela Transgressão Santos entre o litoral dos Estados da Bahia e Santa Catarina.

Se se admite a hipótese de que os níveis marinhos altos holocênicos foram originados em parte por modificações do relevo do geóide, como propuseram Martin et al. (1985), as diferenças verticais de amplitude dos máximos ainda poderiam ser explicadas pelo deslocamento da depressão central para leste, somente que o deslocamento teria sido muito menor que o proposto por estes autores (figuras 151 e 152).

FIGURA 151: SUPERFÍCIES GEOIDAIS ATUAL E DE 5150 ANOS A.P. AS DIFERENÇAS VERTICAIS PODEM SER EXPLICADAS PELA SUBSIDÊNCIA DO RELEVO GEOIDAL E UM LEVE DESLOCAMENTO DA DEPRESSÃO CENTRAL PARA O LESTE (MARTIN ET AL., 1985).

FIGURA 152: SUPERFÍCIES GEOIDAIAS ATUAL E DE 5150 ANOS A.P., COM UM DESLOCAMENTO DA DEPRESSÃO CENTRAL INFERIOR AO PROPOSTO POR MARTIN *ET AL.* (1985), INFERIDA A PARTIR DA NOVA ALTURA ESTIMADA PARA O MÁXIMO DA ÚLTIMA TRANSGRESSÃO NO PARANÁ.

Deve-se considerar, contudo que aparentemente as alturas dos máximos das curvas dos Estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina, ainda não estão determinadas com suficiente precisão para que se possa descartar, que as diferenças de amplitude sejam ainda menores nem que possam ser atribuídos a outras causas como por exemplo movimentos crustais verticais diferenciais. Por exemplo movimentos diferenciais de blocos tectônicos como os detectados por Martin *et al.* (1984) no litoral do Estado da Bahia.

Com relação ao esboço de curva de Rio Grande do Sul (Tomazelli & Villwock, no prelo) chama a atenção a existência de níveis relativos do mar mais baixos que o atual nos últimos 2.000 anos.

No Estado do Paraná um nível de *Vermetidae* datado em 790 ± 80 anos A.P. foi interpretado com um indicador de paleonível de $0,40 \pm 0,50$ m acima do nível atual. Embora a margem de erro da determinação permita considerar um nível de até 10 cm inferior ao atual, muito provavelmente a testemunho corresponde a um nível superior ao atual. Ademais tubos de *Vermetidae* encontrados na praias de Armação, no litoral norte do Estado de Santa Catarina, que sem dúvida indicam um nível de mar superior atual, foram datados em 1.045 ± 75 anos A.P. (Angulo, 1989).

Assim, no litoral norte do Estado de Santa Catarina e no litoral paranaense, o mar parece ter tido níveis superiores ao atual durante os últimos 2.000 anos A.P.

10 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E PALEOGEOGRÁFICA

10.1 TRABALHOS PRÉVIOS

Na maioria dos trabalhos geológicos sobre o litoral paranaense encontram-se referências mais ou menos detalhadas sobre diversos aspectos da evolução da planície costeira (Domingues, 1945; Bigarella, 1946, 1950/51a, 1954c, 1965a, 1965b, 1965c, 1971, 1976; Maack, 1947a, 1947b, 1949, 1968; Bigarella & Freire, 1960; Bigarella et al., 1961a, 1966, 1978; Salamuni & Bigarella, 1962; Bigarella & Sanches, 1966; Cordani & Girardi, 1967; Fuck et al., 1969; Bigarella & Becker, 1975; Martin et al., 1984b; Suguio et al., 1985; Martin & Suguio, 1986; Tessler & Suguio, 1987; Martin et al., 1988b; Angulo, no prelo).

A evolução geológica e paleogeográfica da planície costeira pode ser abordada considerando-se diferentes períodos geológicos, sobre os quais existe a possibilidade de se obterem variados graus de detalhamento. Quanto mais próximo do presente, geralmente mais precisão se pode conseguir na compreensão da evolução e na reconstrução paleogeográfica.

A primeira tentativa de reconstrução paleogeográfica do litoral do Estado do Paraná foi realizada por Bigarella (1954c). Nela, são mostrados dois momentos na história evolutiva da região. O primeiro aparece durante o máximo da transgressão mais antiga, que o autor indicou como anterior à formação dos tabuleiros arenosos (terraços de 3,5 a 10m de altitude) e onde a linha de costa coincidiria com o atual limite entre a planície costeira e a Serra do Mar (figura 151a). O segundo momento corresponde ao máximo da última transgressão, sendo indicado como posterior a invasão marinha recente e ao terraço de 3,5m (figuras 153b e 154). Segundo essa reconstrução, todos os sedimentos arenosos pertenceriam à transgressão mais antiga. Posteriormente, Biga-

Fig.153 - a) Aspecto geral da linha de costa anteriormente a formação dos taboleiros arenosos (terraços de 3,5 a 10 m de altitude). b) Aspecto geral do litoral paranaense após a invasão marinha recente posterior ao terraço de 3,5 m. (BIGARELLA, 1954).

Fig.154-Aspecto geral da linha de costa após a invasão marinha posterior ao terraço de 3,5 m, em Guaratuba. (BIGARELLA, 1954).

rella (1965a, 1965b, 1965c, 1971) modificou esta interpretação, considerando os sedimentos arenosos costeiros como pertencentes a diferentes transgressões. Segundo o primeiro modelo, a última transgressão teria alcançado um nível de 1,3m acima do atual e estaria representada por sedimentos paleolagunares, pois, nesse momento, as baías de Paranaguá e Guaratuba teriam alcançado sua extensão máxima. Ademais, a configuração da costa de mar aberto seria essencialmente a mesma que a atual.

Em trabalhos posteriores sobre o litoral paranaense, são apresentadas considerações a respeito da evolução de determinados setores da costa, como por exemplo, do Saco de Tambarutaca (Bigarella & Sanches, 1966) e a região de Matinhos (Bigarella et al., 1966).

Martin & Suguio (1986) e Martin et al. (1988b) apresentaram um novo modelo da evolução da planície costeira do Estado do Paraná. O modelo não foi elaborado apenas com as informações obtidas no litoral paranaense; ele tem um forte suporte de pesquisas realizadas em outros setores da costa brasileira, principalmente as dos estados da Bahia e São Paulo. Uma síntese desses trabalhos foi apresentada por Suguio et al. (1985). Segundo os autores, no litoral paranaense haveria registros de duas ou talvez três transgressões marinhas. Uma delas durante o Holoceno e uma, ou duas, no Pleistoceno.

Segundo Martin et al. (1988b), a transgressão mais antiga constitui um evento mal definido, pois não existem depósitos sedimentares que possam ser atribuídos com segurança a esta transgressão. Apenas na planície costeira do Rio Grande do Sul ela estaria representada por um complexo de lagunas e ilhas barreira, denominado por Villwock et al. (1986) de Barreira II. No Paraná, a única evidência dessa transgressão poderia estar constituída pela cascalheira do terraço do Morro do Sambaqui, descrito por Bigarella & Freire (1960), para a qual interpretaram um nível marinho pretérito de 13 m acima do atual.

A outra transgressão pleistocênica, denominada de transgressão Cananéia (Suguio & Martin 1978), estaria

representada por terraços arenosos amplamente distribuídos ao longo do litoral brasileiro. Segundo Martin et al. (1988b), a partir das estruturas sedimentares e da posição dos tubos fósseis de *Callichirus*, foram realizadas reconstruções espaciais do nível marinho durante a formação dos depósitos decorrentes da transgressão Cananéia. O máximo da transgressão teria alcançado, segundo os autores, um nível de 8 ± 2 m acima do atual. A partir de cinco amostras de corais do litoral da Bahia, datadas pelo método do $^{10}\text{C}/^{12}\text{C}$, foi possível estabelecer que o máximo da transgressão deve ter ocorrido em torno de 120.000 anos A.P. Fragmentos de troncos provenientes de sedimentos argilosos situados na base dos terraços forneceram idades superiores ao alcance do método do C^{14} (>35.000 anos A.P.), confirmando a idade pleistocênica dos depósitos.

No Paraná, como pode ser observado no mapa elaborado por Martin et al. (1988b), a maior parte da planície costeira seria constituída por sedimentos correspondentes a essa idade.

Segundo Martin et al. (1988b), a transgressão holocênica, denominada transgressão Santos (Suguio & Martin 1978), é, sem dúvida, a melhor documentada em termos de cronologia absoluta. Segundo os autores, baseando-se nas informações obtidas no litoral do Paraná e em outros setores do costa brasileira, é possível reconstruir as flutuações do nível relativo do mar durante o Holoceno, como segue:

- O nível relativo do mar interceptou o nível atual, pela primeira vez, há aproximadamente 6.400 anos A.P.
- Esse nível atingiu o "primeiro máximo", não superior a 2,5 m acima do nível atual, há cerca de 5.100 anos A.P.
- O nível relativo do mar estava acima do atual até cerca de 4.100 anos A.P.
- Após 3.830 anos A.P., o nível relativo do mar subiu até atingir um "máximo" de cerca de 1,6 m acima do atual há cerca de 3.600 anos A.P.
- Cerca de 3.000 anos A.P., o nível relativo do mar caiu até um "mínimo" provavelmente abaixo do nível atual entre 3.000 e 2.500 anos A.P.
- Uma terceira elevação deve ter ocorrido antes de 2.500 anos A.P.

10.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar do grande avanço conseguido na compreensão da evolução geológica e paleogeográfica da planície costeira do litoral paranaense, alguns aspectos permaneceram pouco conhecidos, como, por exemplo, a real extensão dos sedimentos costeiros correspondentes às transgressões holocênicas e pleistocênicas, cuja identificação e delimitação, em alguns casos, foi realizada a partir de informações não muito seguras. Outro aspecto de grande importância para as tentativas de reconstrução paleogeográfica refere-se à altura dos máximos da última transgressão, discutida no capítulo 9. Também existem dúvidas sobre a existência de evidências no litoral paranaense de uma transgressão pleistocênica anterior a de 120.000 anos A.P. Um aspecto que permanece pouco conhecido refere-se às interrelações entre os sedimentos costeiros e os sedimentos continentais associados, principalmente em relação à idade dos depósitos.

A partir dos dados e considerações apresentados nos capítulos precedentes, tentar-se-á avançar na compreensão da evolução geológica e paleogeográfica da região. Inicialmente serão analisados alguns setores da planície costeira, aqueles que, por suas características, seja de localização ou de evidências encontradas, foram considerados áreas-chave. Posteriormente, tentar-se-á esboçar um modelo de evolução para toda a planície costeira.

10.2.1 ILHA DO MEL

A Ilha do Mel está localizada na entrada da Baía de Paranaguá, dividindo-a numa entrada norte, que dá acesso à baía das Laranjeiras, e numa entrada sul, que se comunica com a Baía de Paranaguá propriamente dita. A Ilha tem uma extensão em torno de 30 km². Compõe-se de uma parte sudeste formada por vários morros interligados por planícies com cordões litorâneos e dunas, e uma parte noroeste, mais extensa, formada por uma planície com cordões litorâneos e um único morro, o da Fortaleza. Ambas as partes estão unidas

por um istmo que, na sua parte mais estreita, tem apenas 30m de largura (mapa 2).

Na parte noroeste da Ilha, observam-se nas fotografias aéreas alinhamentos bem definidos por mudanças na vegetação, que correspondem a lineamentos de cordões litorâneos (figura 34). No campo, verifica-se que as partes mais altas da superfície, definidas pela copa das árvores, correspondem a feições topográficas negativas, isto é, a terrenos mais baixos, onde, freqüentemente, correm pequenos córregos e a vegetação é mais alta que a circundante. Somente em áreas desmatadas, observam-se feições topográficas lineares, com espaçamento entre 10 e 20m, que correspondem a cordões litorâneos.

A configuração dos alinhamentos, na parte noroeste da Ilha, evidencia a existência de uma sucessão de cordões de orientação WNW até norte-sul. Essa sucessão parece ter-se formado durante a descida do nível relativo do mar. Inicialmente, os cordões tinham uma orientação WNW, passando progressivamente para NW, NNW e N-S. À medida que a planície progradava em direção leste, a ilha formada pelo Morro da Fortaleza começou a funcionar como um anteparo, provocando a refração das ondas e a conseqüente inflexão dos cordões em direção ao morro, até formar um tómbolo.

Os cordões do extremo oeste da Ilha, com orientação WNW, cortam os de orientação norte-sul, sendo, portanto, posteriores.

A planície costeira da Ilha do Mel tem uma altura predominante entre 2,50 e 3 m sobre o nível de maré alta, atingindo 4 a 5 m em alguns locais. Atualmente, a Ilha está submetida a processos erosivos ao longo de grande parte de suas costas, sendo possível observar os sedimentos que constituem a planície.

A seqüência observada nos perfis é muito semelhante em diversos locais, ocorrendo areias finas bem selecionadas com abundantes minerais máficos e estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela sub-horizontal (figuras 43 a 46). Associada a essa estrutura, foram observadas marcas onduladas cavalgantes, estruturas de corte e

preenchimento de canal e tubos de *Callichirus major*. O ambiente deposicional foi interpretado como de antepraia.

Com relação aos tubos de *Callichirus* foram observados duas situações básicas: uma de alta densidade e outra de baixa densidade, cujos limites superiores de ocorrência foram interpretados como indicadores de paleonível de maré baixa e nível médio respectivamente (ver item 7.3.3.5).

Os paleoníveis interpretados a partir desse paleoindicador biológico foram de $0,75 \pm 0,50\text{m}$ até $1,55 \pm 0,40\text{m}$ acima do nível atual (figura 141).

Nos locais onde a planície alcança 4 a 5m sobre o nível de maré alta, sempre foi observada a ocorrência de sedimentos eólicos de 1 a 2m de espessura.

Na parte sudeste, as planícies sedimentares são de menor extensão e constituem a ligação entre os morros constituídos de rochas de embasamento cristalino.

No extremo sul da Ilha, entre os morros Encantado e Caraguatá, foi observado um "tômbolo erosivo" de 8m de altura sobre o nível de maré alta, formado por depósitos rudáceos retrabalhados pelo mar (figura 126). No lado norte do tômbolo, orientado para o interior da baía, ocorre um terraço de 6m de altura, constituído de areias finas bem selecionadas.

Entre os morros do Miguel e do Meio, existe uma faixa de aproximadamente 150m de largura, formada por sedimentos arenosos bem selecionados, com altitude superior a 20m. Apesar das evidências erosivas que se observam nessa faixa, principalmente no seu flanco leste, orientado para o mar, é visível uma morfologia de dunas eólicas.

O restante da planície da parte sudeste apresenta uma altura inferior a 3 m, exceto junto à linha de costa atual onde ocorrem dunas frontais. Nessa planície, os alinhamentos de cordões litorâneos são pouco visíveis e, em alguns setores, não são observados.

Nessa parte da Ilha, nos costões rochosos dos morros do Farol das Conchas e Caraguatá, foram encontrados restos de *Petalonchus* (*Macrophragma*) *varians*. No costão noroeste do Morro do Farol das Conchas, foram encontrados dois níveis de tubos.

Um situado entre 0,35 e 0,45m sobre o nível equivalente de vida dos *Vermetidae*, e um localizado entre 2,78 e 3,03m.

Uma amostra deste nível forneceu uma idade de 3.500 ± 60 anos A.P. o que indica que, durante o segundo máximo, a última transgressão deve ter alcançado uma altura em torno de $2,90 \pm 0,5$ m. Comparando a curva do Paraná com a de outros setores da costa brasileira é possível inferir que durante o primeiro máximo o mar deve ter alcançado uma altura de aproximadamente 4m (item 9.2).

Segundo os indicadores de paleoníveis encontrados, principalmente tubos de *Callichirus* e estruturas sedimentares associadas, a planície costeira, que constitui a maior parte da Ilha, pode ter sido formada durante períodos em que o mar tinha um nível relativo em torno de $0,75 \pm 0,50$ m a $1,55 \pm 0,40$ m acima do atual. Assim, a planície poderia ter sido formada durante as fases regressivas após as duas últimas transgressões. Essa consideração ainda é válida se se admite para a última transgressão um máximo inferior a 2,5m, como propõem Suguio & Martin (1986) e Martin et al. (1988b).

Porém, deve-se considerar que um aumento relativo do nível do mar de apenas 2,0m seria suficiente para que, durante as marés mais altas e principalmente durante as tempestades, o mar sobrepassasse a planície, erodindo as feições morfológicas de cordões e, mais provavelmente, erodindo drasticamente a ilha. Em alguns setores dela, um nível relativo do mar de apenas 1,0m acima do atual seria suficiente para provocar esse efeito.

Assim, é mais provável que a maior parte da Ilha do Mel tenha sido formada no Holoceno, na fase regressiva da última transgressão. Esta interpretação está apoiada também em dados de outros setores da costa paranaense, onde amostras de troncos provenientes de terraços com características morfológicas e sedimentológicas semelhantes (Ilha Rasa e planície de Guaratuba), interpretadas anteriormente como formadas durante a penúltima transgressão (Martin & Suguio, 1986 e Martin et al., 1988b), forneceram idades C^{14} holocênicas.

A evolução da Ilha pode ser esquematizada como segue:

- durante o máximo da penúltima transgressão (transgressão Cananéia), a Ilha do Mel estava reduzida a um pequeno arquipélago, formado pelos seus atuais morros. Entre os morros Encantado e Caraguatá, existia um "tômbolo erosivo";
- durante a fase regressiva, após o máximo da penúltima transgressão, provavelmente se formaram extensos terraços, porém, eventos posteriores erodiram a maior parte dos mesmos, restando deles apenas poucos vestígios.
- posteriormente à construção dos terraços e antes do máximo da última transgressão, formaram-se sobre os terraços dunas eólicas com mais de 20 m de altura, como indicam os remanescentes encontrados entre os morros do Miguel e do Meio;
- durante a última transgressão (Transgressão Santos), provavelmente grande parte dos terraços formados anteriormente foi erodida. No máximo da transgressão, restaram vestígios dos terraços no extremo sul da Ilha e uma estreita faixa entre os morros do Miguel e do Meio (figura 155a);
- durante a fase regressiva, após o máximo da transgressão, formou-se a maior parte da ilha. Na sua parte noroeste, os cordões litorâneos progradaram para leste até formar um tômbolo no Morro da Fortaleza (figura 155b). Posteriormente, ocorreu a ligação entre suas partes noroeste e sudeste (figura 155c);
- e, finalmente, em um período bastante recente, talvez nas últimas centenas de anos, quando o mar tinha um nível relativo semelhante ao atual, formaram-se cordões litorâneos aproximadamente paralelos à linha de costa atual, como os que se observam na Ponta de Bicho, no extremo noroeste do Saco do Limoeiro até a Ponta Oeste e entre os morros da Fortaleza e do Farol das Conchas. Alguns desses cordões formaram-se nos últimos 40 anos (Angulo, no prelo) (figura 155d).

FIGURA 155: EVOLUÇÃO DA ILHA DO MEL. A) CONFIGURAÇÃO DURANTE O MÁXIMO DA TRANSGRESSÃO SANTOS. B) CONFIGURAÇÃO DA PARTE NORTE DA ILHA EM TRÊS ESTÁGIOS POSTERIORES AO MÁXIMO. C) CONFIGURAÇÃO DA ILHA NUM ESTÁGIO POUCO ANTERIOR AO ATUAL. D) CONFIGURAÇÃO ATUAL.

Considerar a Ilha do Mel como formada principalmente durante o Holoceno tem importantes implicações na reconstrução paleogeográfica da região, pois a Ilha constitui um anteparo à ação das ondas no interior da baía. Sem a existência da ilha, a energia ambiental de áreas hoje protegidas seria muito maior, com a conseqüente mudança das fácies sedimentares.

10.2.2 Ilhas da Cotinga e Rasa da Cotinga

As ilhas da Cotinga e Rasa da Cotinga localizam-se no interior da baía de Paranaguá, entre Paranaguá e Pontal do Poço. Elas têm forma alongada com orientação noroeste-sudeste, estando separadas da planície costeira pelo Canal da Cotinga, com largura de 300 a 400m, e entre si pelo Canal do Sucuriú (mapa 2).

Essas ilhas foram consideradas como formadas principalmente por sedimentos arenosos marinhos costeiros com cordões litorâneos (Rivereau et al., 1968; Martin & Suguio, 1986; Martin et al., 1988b) e formadas no Pleistoceno superior (Martin & Suguio 1986; Martin et al., 1988b).

Verificou-se que as duas ilhas, exceto a parte ocidental da Ilha da Cotinga, estão constituídas por sedimentos arenosos com teores variáveis de finos e freqüentes bancos conchíferos constituídos principalmente por *Anomalocardia brasiliensis*. A altura da planície é sempre inferior a 2m sobre o nível de maré alta atual e, freqüentemente, inferior a 1m. A única feição linear observada na Ilha Rasa da Cotinga corresponde a um dique de rocha básica com orientação noroeste e não a um cordão litorâneo (figura 156).

Assim, os sedimentos que formam as duas Ilhas, exceto a parte oriental da Ilha da Cotinga, foram interpretados como depositados em ambiente estuarino, quando o mar tinha níveis relativos mais altos que o atual.

Um banco fóssil de conchas formado principalmente por *Anomalocardia brasiliensis*, com freqüentes indivíduos em posição de vida, atualmente localizado a 20cm de profundidade na Zona de *Cladium*, indica um paleonível marinho superior a um metro

FIGURA 156 : GEOLOGIA DAS ILHAS DA COTINGA E RASA DA COTINGA.

acima do nível atual, pois a Zona de *Cladium* se localiza acima do nível médio de preamar de sizígia e os bancos atuais de *Anomalocardia* ocorrem abaixo do nível médio de maré baixa.

Outros depósitos similares, com abundantes conchas, datados ao C^{14} , sempre forneceram idades holocênicas. Assim, os depósitos das ilhas da Cotinga e Rasa da Cotinga podem ser atribuídos com certa segurança ao Holoceno.

Na parte ocidental da Ilha da Cotinga, entre o morro e a planície paleoesturina, ocorre um terraço arenoso com cordões litorâneos, cuja altura varia entre 0,8m e 2,5m. Este terraço apresenta características morfológicas e altimétricas semelhantes a terraços holocênicos de outros setores próximos e foi considerado como formado na fase regressiva após a última transgressão.

Assim, durante o máximo das últimas transgressões, a Ilha da Cotinga esteve reduzida aos seus atuais morros, e a Ilha Rasa da Cotinga não existia. Durante a fase regressiva e em condições de energia ambiental bastante elevada, suficiente para formar praias e cordões litorâneos, formou-se a parte ocidental da Ilha da Cotinga. Num estágio posterior, foram construídos o restante da Ilha da Cotinga e a Ilha Rasa da Cotinga.

A ocorrência freqüente de conchas de moluscos, na superfície, ou próxima dela, nos sedimentos das ilhas indica que não houve um acúmulo importante de sedimentos durante e após a emersão dos depósitos, evidenciando que as ilhas se formaram principalmente pela emersão de planícies de maré e fundos rasos, devido ao descenso relativo do nível do mar.

10.2.3 Ilha Rasa

A Ilha Rasa se localiza no setor noroeste da Baía das Laranjeiras; tem uma extensão em torno de 10,5 km², estando separada da Ilha das Gamelas por um estreito canal. A ilha é formada principalmente por sedimentos arenosos bem selecionados que formam uma planície com cordões litorâneos. A feição mais marcante, visível nas fotografias aéreas, é a abrupta mudança da direção dos alinhamentos correspondentes

aos cordões litorâneos. Enquanto no setor norte da ilha, eles apresentam orientação preferencial noroeste, na parte central possuem orientação nordeste (figura 157). Martin et al. (1988b) consideraram os terraços com cordões litorâneos de idade pleistocênica.

Os terraços da ilha não apresentam evidências claras de erosão por um sistema de drenagem, como no caso dos terraços considerados pelistocênicos. Ademais, os alinhamentos, principalmente os da parte norte da ilha, a mais antiga, apresentam uma alta densidade, semelhante à dos terraços holocênicos.

A altura dos terraços observados na costa norte da ilha varia entre 3,00 e 3,70m acima do nível de maré alta (figuras 40 a 42). Os tubos de *Callichirus* permitem estimar um paleonível marinho durante a formação dos depósitos em torno de $1,80 \pm 0,50\text{m}$ a $2,00 \pm 0,40\text{m}$, acima do nível atual.

A datação de um fragmento de tronco encontrado nos sedimentos arenosos forneceu uma idade C^{14} de 5380 ± 60 anos A.P.

A partir dessas evidências, considerou-se a Ilha Rasa como formada durante o Holoceno.

Os cordões da parte norte da ilha, de orientação NW, são os mais antigos, pois são cortados pelos cordões da parte central, que têm orientação NE. A brusca mudança de orientação pode ter sido provocada por mudanças hidrodinâmicas, as quais, como salientaram Rivereau & Guy (1969), podem ocorrer sem mudanças relativas do nível do mar. Porém, as variações ocorridas durante o Holoceno aumentam a probabilidade da ocorrência desse tipo de mudanças, pois induzem mudanças hidrodinâmicas, a partir das modificações que provocam na configuração geográfica e batimétrica de uma região.

10.2.4 Saco do Tambarutaca

A planície do Saco do Tambarutaca localiza-se ao norte da Baía de Paranaguá e a oeste da Baía das Laranjei-

FIGURA 157: GEOLOGIA DAS ILHAS RASA E DAS GAMELAS.

ras. Esta área foi considerada por Martin et al. (1988b) como formada predominantemente por terraços pelistocênicos.

Nos trabalhos de campo e nas fotografias aéreas, foi possível distinguir nesta área dois tipos de terraço. Na parte sul, a altitude do terreno situa-se entre 1m e 2m acima do nível de maré alta. Em algumas áreas desmatadas, observa-se, nas fotografias aéreas, uma alta densidade de alinhamento de cordões semelhantes aos existentes em terrenos holocênicos, não apresentando evidências de erosão.

Na parte norte, ao contrário, os terraços têm uma altura superior a 5m e apresentam poucos alinhamentos visíveis e erosão originada por um sistema de drenagem com nível de base inferior ao atual.

Na costa leste do Saco de Tambarutaca, que forma um amplo arco, Bigarella & Sanches (1966) estudaram os depósitos arenosos que denominaram "praia suspensa". Essa praia se localiza entre uma planície de sedimentos paleoestuarinos a leste e um terraço pleistocênico de mais de 7m de altura, a oeste (figura 131). A datação de um fragmento de tronco encontrado nos sedimentos argilosos subjacentes aos sedimentos praias forneceu uma idade de 2.675 ± 150 anos A.P. (Bigarella & Sanches, 1966).

A praia suspensa indicaria, segundo Bigarella & Sanches (1966), um paleonível marinho em torno de 1,5m acima do nível atual. Os autores salientam que a datação se refere a um nível marinho anterior ao que deu origem aos depósitos praias elevados.

A sequência da "praia suspensa" evidencia um aumento relativo do nível do mar após 2.675 ± 150 anos A.P. Este aumento corresponderia, segundo o modelo apresentado por Martin et al. (1988b), ao segundo máximo de transgressão Santos. O aumento relativo do nível do mar coincidiu com um aumento da energia do ambiente de sedimentação, como indicam os depósitos arenosos sobrepostos aos argilosos. Posteriormente, houve um novo decréscimo da energia de ambiente, como atestam os sedimentos paleoestuarinos existentes na parte frontal da praia suspensa.

A baixa energia provavelmente se manteve até o presente, como indicam a faixa de manguezal atual e o fundo raso existentes na área (Baixio do Perigo).

10.2.5 Planície Paranaguá-Matinhos

Ao sul da Baía de Paranaguá, existe uma extensa planície costeira com cordões litorâneos, com forma aproximadamente triangular, que se estende desde o sopé da Serra da Prata até o mar. Na sua parte norte, entre as localidades de Alexandra e Pontal do Sul, apresenta uma largura em torno de 30km. Em direção ao sul, vai se estreitando até desaparecer ao sul de Caiobá, onde a Serra do Prata alcança o mar.

A direção geral dos alinhamentos associados a cordões litorâneos e dos rios e canais de maré que cortam a planície é NNE a NE. A planície apresenta alturas que vão de 12m na parte mais interna e diminuem progressivamente em direção ao mar até 2 a 3m sobre o nível médio do mar (figura 35).

Martin & Suguio (1986) e Martin et al. (1988b) consideraram a maior parte desta planície como sendo de idade pleistocênica. Os terrenos holocênicos, segundo esses autores, corresponderiam a sedimentos paleolagunares e a uma faixa com cordões litorâneos na parte externa da planície, com uma largura em torno de 2 a 3km. O limite entre os terraços pleistocênicos e holocênicos seria paralelo à linha de costa atual.

Na área de Pontal do Sul, Ponta do Poço e Rio Maciel, os terraços são muito semelhantes aos da Ilha do Mel. A altura varia de 1,80 a 3,65m sobre o nível de maré alta. Nas fotografias aéreas, observa-se alta densidade de alinhamentos, não sendo visíveis evidências de erosão. Ao contrário, nos terraços mais interiores, como os da área de Paranaguá, onde as alturas estão em torno de 6 a 12m, as evidências de erosão por um sistema fluvial são evidentes.

No Rio Maciel, os tubos de *Callichurus* indicam paleoníveis marinhos de $1,25 \pm 0,50\text{m}$ e $1,75 \pm 0,50\text{m}$. Na região de Paranaguá, indicam paleoníveis de $2,65 \pm 0,50\text{m}$ a $2,80 \pm 0,50\text{m}$ (figura 145)

Assim, de acordo com as considerações efetuadas para a Ilha do Mel, os terraços de área do Rio Maciel e Ponta do Poço podem mais provavelmente ter sido construídos durante a fase regressiva, após a última transgressão; já os da área de Paranaguá, seriam pleistocênicos.

Na área de Matinhos, Bigarella (1946), no seu primeiro trabalho sobre o litoral paranaense, distinguiu uma restinga mais antiga, com 5 a 7m de altura, que ocorre em Taboleiro e Sertãozinho, e uma mais recente, que formaria os tómbolos de Caiobá e Matinhos, com altura de 2 a 3 m sobre o nível do mar. Em dois perfis de Taboleiro e Sertãozinho, apresentados por Marques Filho (1965) observam-se, na parte externa da planície, alturas em torno de 3m acima do nível médio do mar (figura 35).

Nas fotografias aéreas e no campo, verificou-se que a morfologia dos terraços mais altos é semelhante à dos terraços pleistocênicos de outras áreas, estando recortados e rebaixados pela erosão. Os mais baixos têm as características semelhantes dos holocênicos. Entretanto, Martin & Suguio (1986) consideram do Pleistoceno partes das "restingas" baixas. Por exemplo, interpretam o perfil do Tómbolo de Caiobá, anteriormente descrito por Bigarella & Becker (1975), como formado por sedimentos pleistocênicos e holocênicos, sendo que a altura dos terraços é de 2,8m e 2,0m sobre o nível do mar, ou seja, apresentam uma diferença de apenas 0,80m. A única diferença que parece justificar esta separação é que os sedimentos considerados pleistocênicos apresentam enriquecimento epigenético de matéria orgânica.

Considerando-se que: o enriquecimento epigenético com matéria orgânica não é exclusivo dos terraços holocênicos; as características morfológicas do terraço são semelhantes às dos terraços holocênicos; mais para o interior, existem terraços mais altos, com evidências morfológicas semelhantes aos terraços pleistocênicos; amostras de terraços semelhantes morfológica, topográfica e composicionalmente forneceram idades C^{14} holocênicas; e que a sua formação é compatível com a altura alcançada pela última transgressão, as restingas baixas da área de Matinhos e Caiobá, que incluem os tómbolos

bolos, foram consideradas como formadas durante a fase regressiva, após a última transgressão.

Assim, extensas áreas mapeadas como pleistocênicas foram consideradas como formadas durante a fase regressiva da transgressão Santos. Estes terrenos são semelhantes aos descritos na Ilha do Mel, sendo válidas as mesmas justificativas para lhes atribuir uma idade holocênica.

A partir dos dados existentes, propõe-se a seguinte evolução para a planície costeira, entre Paranaguá e Matinhos:

- durante o máximo da transgressão Cananéia, o mar alcançou o sopé da Serra da Prata. Durante este máximo, provavelmente foi elaborado o "cascalheiro marinho", descrito por Bigarella & Freire (1960) entre a Serra da Prata e o Morro do Sambaqui, nas proximidades de Matinhos. Um nível relativo do mar superior a 5 ± 1 m acima do nível atual seria suficiente para produzir este depósito;
- durante a fase regressiva posterior, formou-se uma extensa planície costeira, com cordões litorâneos de orientação NNE a NE;
- durante o período de mar baixo, correspondente à última glaciação, um sistema de drenagem dissecou intensamente a planície costeira e áreas hoje submersas. O sistema de drenagem se estabeleceu preferencialmente em duas situações. Uma de direção NNE a NE condicionada pela orientação dos cordões litorâneos e outra localizada no contato entre o sopé da serra e os sedimentos costeiros;
- durante a última transgressão, os canais foram progressivamente afogados, formando estuários. Antes do máximo da transgressão, aparentemente se formou nesta área uma ilha-barreira, que se projetava desde a parte sul da Serra da Prata em direção NNE, formando uma laguna onde desaguava o Rio Guaraguaçu. Atualmente, o Rio Guaraguaçu corre ao longo dessa paleolaguna. A datação de conchas, principalmente *Anomalocardia brasiliensis*, provenientes desses

sedimentos, forneceu uma idade de 5.690 ± 200 anos A.P., indicando que nessa época já existia um corpo sedimentar isolando a área do mar. No extremo nordeste, os cordões recurvados para o interior da baía indicam o limite sententrional da ilha na época.

Cabe acrescentar que a formação de ilhas-barreira durante a última transgressão em outros setores da costa brasileira já tinha sido proposta por Suguio & Martin (1978);

- durante a fase regressiva, após o máximo da transgressão, diversos cordões litorâneos foram se acoplando à parte externa da ilha-barreira. Durante, ou após o máximo da transgressão, existia uma entrada na parte sul da ilha-barreira que foi fechada durante a fase regressiva.

Neste período, evidências morfológicas e de paleocorrentes (Bigarella, 1965b) indicam uma deriva litorânea predominante de sul para norte, e o crescimento dos esporões na mesma direção.

Durante a fase regressiva, após o máximo da última transgressão, num período bastante recente ainda não datado, talvez após o terceiro máximo, desenvolveram-se, juntamente com os cordões litorâneos, cordões de dunas frontais, que foram rapidamente fixadas pela vegetação, o que impediu sua migração. Não há evidências da existência desses cordões na parte mais interna da planície holocênica, nem na pleistocênica.

Eles evidenciam a ocorrência de mudanças em alguns dos fatores que comandam a formação desses depósitos, provavelmente oscilações ou mudanças da velocidade das variações relativas do nível do mar, ou ainda registram a ocorrência de eventos paleoclimáticos.

10.2.6 Superagüi

A planície do Superagüi localiza-se no litoral norte do Estado do Paraná, entre o oceano e o sistema Baía dos Pinheiros-Canal do Superagüi. Nesta área, ocorre talvez o contato mais visível e melhor definido entre os terrenos pleistocênico e holocênicos. Tanto nas fotografias aéreas como nas imagens LANDSAT TM, observa-se que os terraços mais internos e mais altos estão dissecados por um sistema de drenagem, do qual se observam apenas as cabeceiras e que se encontra atualmente afogado. O sistema desaparece bruscamente no contato com os cordões holocênicos mais baixos (figura 83). Tal disposição evidencia que durante a Transgressão Santos não se formou na área uma ilha-barreira. Durante o máximo da transgressão, o mar estava em contato com os terrenos pleistocênicos. Com o início do descenso do nível relativo do mar, os cordões holocênicos foram se dispondo à continuação dos terrenos pleistocênicos. Nas cabeceiras do sistema de drenagem que dissecou os terraços pleistocênicos, formaram-se pequenas lagoas, originadas pelo barramento provocado pelos novos cordões.

Na porção norte da planície do Superagüi, uma parte da qual se localiza no Estado de São Paulo, existem áreas de terraços pleistocênicos que não apresentam nenhum lineamento visível. Os perfis sedimentológicos levantados nesta área evidenciaram sedimentos depositados em ambientes estuarino ou lagunar, provavelmente planície de maré. Assim, durante a Transgressão Cananéia, deve ter-se formado na área uma ilha-barreira que isolou um corpo aquoso onde se depositaram esses sedimentos.

10.2.7 Ilha das Peças

A Ilha das Peças é a mais extensa do litoral paranaense e se localiza entre as baías das Laranjeiras e dos Pinheiros, o Canal do Superagüi e o mar. Essa é uma das áreas menos conhecidas da planície costeira, pois os afloramentos são escassos.

Uma das feições mais visíveis da área é uma série de feixes de lineamentos de cordões litorâneos que apresentam diversos truncamentos. Também ocorrem na ilha áreas planas

sem lineamentos correspondentes a sedimentos paleo-estuarinos.

Martin et al. (1988b) consideraram a parte central e norte da ilha de idade pleistocênica e a parte sul, holocênica. Nas fotografias aéreas, imagens de satélite e no campo não foram observadas evidências que permitissem distinguir terraços holocênicos de pleistocênicos.

A morfologia é semelhante à descrita na Ilha do Mel e na planície entre Pontal do Sul e Matinhos, não se observando nos cordões evidências de erosão por um sistema de drenagem com nível de base inferior ao atual. A altura dos terraços é pouco conhecida. Em Bertioga, área considerada pleistocênica por Martin et al. (1988b), a altura não ultrapassa 3,5 m acima do nível da maré alta.

Assim, com base nas mesmas considerações apresentadas para a Ilha do Mel, a totalidade da Ilha das Peças foi considerada como formada durante a fase regressiva, após o máximo da Transgressão Santos.

10.2.8 Planície de Guaratuba

A planície sedimentar associada à baía de Guaratuba estende-se desde o limite meridional da Serra da Prata até o Rio Sai-Guaçu, no limite com o Estado de Santa Catarina. Uma das principais características desta planície é sua configuração assimétrica em relação à baía. Ao norte da baía, predominam sedimentos paleoestuarinos e da planície de maré atual. Ao sul, ao contrário, predominam os sedimentos correspondentes à planície costeira com cordões litorâneos associados a sedimentos paleoestuarinos. Um terceiro setor da planície é constituído pelos amplos vales dos rios São João e Cubatãozinho, de orientação NNE, onde ocorrem sedimentos fluviais associados a sedimentos paleoestuarinos. A orientação desses vales coincide com um dos principais lineamentos tectônicos do litoral paranaense identificados por Almeida (1976) (Figura 19).

Com relação à distinção entre terraços pleistocênicos e holocênicos, podem ser feitas considerações semelhantes

àquelas realizadas para as planícies associadas à Baía de Paranaguá. Martin et al. (1988b) consideraram quase todos os terraços de idade pleistocênica; apenas uma estreita faixa de 500 a 1.500 m junto à orla teria sido formada no Holoceno.

Ao sul da Baía de Guaratuba, os terraços com cordões litorâneos podem ser divididos em dois tipos morfológicos principais. Na parte mais interna da planície, entre os rios São João e Boguaçu, os terraços têm uma altura entre 4 m e 10 m, apresentando-se profundamente dissecados por um sistema de drenagem com nível de base inferior ao atual. Atualmente, observam-se as cabeceiras do sistema sobre os terraços erodidos e parte do traçado dos cursos fluviais que podem ser inferidos pela configuração dos sedimentos paleoestuarinos que os afogaram.

A dissecação dos terraços foi tão profunda que, atualmente, apresentam contornos muito sinuosos e quase não se observam lineamentos de cordões litorâneos (mapa 3).

O contorno sinuoso entre os terraços dissecados e os sedimentos paleoestuarinos, com abundantes conchas de idade holocênica, evidenciam que o ambiente formado durante o máximo da última transgressão não possuía energia suficiente para retrabalhar as margens dos terraços.

Na parte externa da planície, entre o Rio Boguaçu e o mar, os terraços têm uma altura inferior a 4 m acima do nível de maré alta. Os alinhamentos de cordões litorâneos são escassos, sendo observados apenas na parte mais externa da planície. Porém, ao contrário dos terraços mais internos, não se observam evidências claras de erosão por um sistema de drenagem com nível de base inferior ao atual.

Na localidade de Piçarras, a partir dos tubos de *Callinectes*, foi estimado um paleonível marinho durante a construção dos terraços, de $1,60 \pm 0,60$ m acima do nível atual (figura 144). Bigarella (1946), na descrição de perfis dessa área, mencionou a ocorrência de restos de moluscos e raízes vegetais parcialmente carbonizados. Em alguns locais, foram encontrados fragmentos de vegetais arredondados, evidenciando erosão, acumulados

em calhas de marcas onduladas. Os restos estavam parcialmente carbonizados.

Na base do perfil, aproximadamente no nível de maré média, foram encontrados fragmentos de troncos, cuja datação ao C^{14} forneceu uma idade de 6.140 ± 80 anos A.P., permitindo considerar os terraços como formados durante o Holoceno.

Desse modo, a evolução da planície ao sul da baía de Guaratuba seria similar à da planície existente ao sul da Baía de Paranaguá, com a formação de uma ilha-barreira durante a Transgressão Santos e uma sequência de cordões acoplados à face externa da ilha-barreira durante a fase regressiva subsequente.

A evolução geral da área pode ser sintetizada como segue:

- a) durante o máximo da transgressão Cananéia, o mar provavelmente alcançou o sopé da Serra do Mar, como evidenciam restos da planície costeira com cordões litorâneos existentes muito próximos da serra. Durante a fase regressiva seguinte, formou-se uma extensa sucessão de cordões;
- b) durante o período de mar baixo seguinte, a planície foi profundamente erodida por um sistema de drenagem fluvial, o mesmo acontecendo com os depósitos continentais existentes no sopé da serra;
- c) no Holoceno, durante o máximo da última transgressão, o sistema fluvial foi afogado. Uma extensa área esturrinho alcançava o sopé da Serra do Mar e os leques de piemonte. Diversos leques apresentam sua parte distal erodida por esse evento transgressivo. Nos vales dos rios Cubatãozinho e São João, a área paleoestuarina avançava em direção norte e sul, respectivamente, formando um eixo transversal à Baía de Guaratuba. Na planície ao sul da baía, a área esturrinho apresentava contornos sinuosos e recortados, definidos pela configuração do sistema de drenagem que dissecou os terraços pleistocênicos. Ao sul da atual

baía, na parte externa da planície, formou-se, provavelmente, uma ilha-barrera que isolou uma área lagunar, onde atualmente corre o Rio Boguaçu. Conchas encontradas nos sedimentos dessa área, datadas ao C^{14} , forneceram idades entre 5.820 ± 220 anos A.P. e 2.970 ± 150 anos A.P. (tabela 26). A datação mais antiga evidencia que, já nessa época, antes do máximo quando o mar tinha uma altura superior à atual, existia um corpo arenoso isolando a área do mar aberto;

- d) durante a descida do nível relativo do mar, após o máximo da transgressão Santos, formaram-se cordões litorâneos na face externa da ilha-barreira e extensas áreas estuarinas e lagunares foram progressivamente sendo dissecadas. Durante esse período, os sedimentos dos rios São João e Cubatãozinho progradaram sobre os depósitos paleoestuarinos e o Rio Cubatão formou um extenso leque com canais meandantes sobre esses depósitos. É interessante notar que o rio São João, que na área flui aproximadamente de sul para o norte, apresenta um declive maior que os rios provenientes do norte e do oeste. As formas fluviais sobre a planície formada por sedimentos paleoestuarinos são muito visíveis nas fotografias aéreas. Ao contrário, no rio Cubatãozinho, que flui de norte para sul, e em alguns de seus afluentes de margem esquerda, como os rios Alegre, do Meio e das Onças, parece haver uma declividade menor, ao ponto de alguns deles estarem extremamente diminuídos e seus canais desaparecerem em áreas alagadiças. Essa configuração é sugestiva de atividade neotectônica, podendo ser decorrente de um basculamento de blocos, com levantamento do lado sul e abaixamento no lado norte e oeste.

Outro aspecto interessante da rede fluvial é a brusca mudança da direção do curso do Rio São João. Na Serra do Mar, ele tem orientação NNW-SSE e, ao chegar a planície,

muda em quase 90° para a direção SSW-NNE. O local onde o rio muda de direção foi referido por Bigarella et al. (1961a) como um cotovelo de falha (figura 27). O Rio Palmital, braço norte da Baía de São Francisco, localizada mais ao sul, possui a mesma orientação que o Rio São João na sua descida da serra, coincidindo com uma linha estrutural do embasamento (figura 19). Aparentemente, o rio São João desaguava na Baía de São Francisco; posteriormente, os leques do sopé da Serra do Quiriri obstruíram a sua paisagem em direção ao sul, desviando seu curso para um rio que drenava para a Baía de Guaratuba, que hoje constitui o curso inferior do rio São João.

10.3 EVOLUÇÃO GERAL

A história da evolução geológica da planície costeira do litoral do Estado do Paraná pode ser iniciada a partir dos sedimentos cenozóicos mais antigos de que se tem conhecimento, os da Formação Alexandra do Mioceno Inferior. Nessa época, existia na região um sistema de leques aluviais em que predominavam fluxos densos de lama e detritos. O relevo da época deveria ser equivalente ao da Serra do Mar atual para propiciar a formação dos leques. Atualmente, não se observam evidências morfológicas dos leques, nem de sua área-fonte. O clima, durante a formação dos depósitos, parece ter sido mais seco que o atual, como indicam as evidências palinológicas, talvez com uma zonação vertical diferente, onde os campos e a vegetação mais aberta desciam a níveis inferiores aos atuais. Também deveria ser suficientemente úmido para manter pequenos corpos de água permanentes para a formação de depósitos de matéria orgânica.

Posteriormente ao Mioceno Inferior, não há registros cronológicos até o Pleistoceno Superior. Contudo evidências morfológicas permitem estabelecer uma cronologia relativa.

Os sedimentos continentais da região são bastante difundidos, apresentando-se na forma de leques e cones aluviais, tálus, colúvios e sedimentos fluviais.

As características sedimentológicas dos depósitos continentais são pouco conhecidas. Observou-se, nos depósitos de leques e cones aluviais, a predominância de lamas e cascalhos formados por fluxos densos de lama e detritos, e subordinadamente, sedimentos fluviais de rios entrelaçados. Na parte superior dos depósitos, é freqüente o retrabalhamento por rios atuais retilíneos ou meandantes.

A morfologia dos depósitos permite separar duas e às vezes três gerações de formas. Todos esses depósitos guardam uma estreita relação com a morfologia atual da área serrana, evidenciando um certo grau de modernidade e provavelmente são mais novos que a Formação Alexandra. O grau de dissecação permite separar claramente depósitos profundamente dissecados, que evidenciam acentuadas mudanças relativas do nível de base, e depósitos pouco ou sem dissecação.

Entre as formas dissecadas observam-se, às vezes, mais de uma geração com graus diferentes de erosão. Esses depósitos foram tentativamente posicionados no Plio-Pleistoceno, incluindo-se nessa unidade os sedimentos correspondentes à Formação Iquererim. Os sedimentos das formas pouco dissecadas foram consideradas do Quaternário indiviso.

A paleogeografia destes depósitos é semelhante à atual. Nota-se que, atualmente, muitos leques apresentam cursos fluviais retilíneos encaixados, ou rios meandantes sobrepostos, evidenciando provavelmente uma mudança nas condições hidrodinâmicas dos processos de formação dos sedimentos.

No Paraná, durante o máximo da Transgressão Cananéia, há aproximadamente 120.000 anos A.P., o mar alcançou praticamente o sopé da Serra do Mar e os sedimentos continentais ali acumulados. Em Guaratuba, existem leques aluviais, cuja parte distal parece ter sido retrabalhada por esse evento transgressivo. Suguio & Martin (1986) e Martin et al. (1988b) estimaram o máximo da Transgressão Cananéia em 8 ± 2 m acima do nível atual; porém, no Paraná, ainda não existem reconstruções precisas sobre esse máximo.

Durante esse máximo, em Matinhos, o mar provavelmente originou os depósitos do terraço do Morro do Sambaqui, descrito por Bigarella & Freire (1960).

Na parte norte do Superagüi e do Saco do Tambarutaca, ilhas-barreira, isolavam áreas lagunares, onde se depositaram sedimentos em ambiente de planície de maré.

Na fase regressiva posterior ao máximo, formou-se uma sucessão de cordões litorâneos ao longo de praticamente todo o litoral paranaense. Durante o período de mar baixo, correspondente à última glaciação, a planície costeira foi profundamente dissecada por um sistema de drenagem, do qual são visíveis, atualmente, as cabeceiras sobre os terraços e os cursos afogados por sedimentos paleoestuarinos posteriores. A dissecção foi particularmente intensa ao sul da Baía de Guaratuba.

O sistema de drenagem seguiu duas vias preferenciais. Uma no limite entre os morros e a planície costeira, originada pelos rios que desciam da serra. O afogamento posterior desses rios resultou no desaparecimento, em superfície, da maioria dos contatos entre a serra e a planície costeira com cordões, litorâneos pleistocênicos. A outra via preferencial foi paralela à orientação dos cordões litorâneos, hoje representados por uma série de vales paralelos afogados.

Os principais remanescentes dos terraços pleistocênicos são encontrados atualmente no Superagüi, Saco do Tambarutaca e ao sul das baías de Paranaguá e Guaratuba.

No Holoceno, durante a Transgressão Santos, formaram-se, na parte central e sul do litoral paranaense, ilhas-barreiras que isolaram corpos lagunares. Há 5.820 ± 220 anos A.P., quando o mar tinha um nível relativo superior ao atual, já existia uma ilha-barreira ao sul da atual Baía de Guaratuba, como atesta a datação de conchas de *Anomalocardia brasiliana*, encontradas nos sedimentos paleolagunares existentes atrás da ilha-barreira. Ao sul da Baía de Paranaguá, também formou-se uma ilha-barreira que isolou uma laguna na área onde atualmente corre o Rio Guaraguaçu.

No litoral norte, no Superagüi, aparentemente, não se formou uma ilha-barreira. O mar atingia a base de terraço

formado por sedimentos costeiros pleistocênicos, afogando as cabeceiras do sistema fluvial que dissecou os terraços formando pequenas lagunas.

Durante o primeiro máximo da Transgressão Santos, há aproximadamente 5.100 anos A.P., o mar no litoral paranaense alcançou provavelmente um nível de aproximadamente 4m e durante o segundo máximo de $2,90 \pm 0,50\text{m}$ acima do nível atual, como atestam restos de *Vermetidae* encontrados na Ilha do Mel.

Na fase transgressiva posterior ao primeiro máximo, formou-se no litoral uma série de cordões litorâneos, os quais foram progradando à medida que o mar descia. A Baía de Paranaguá era mais aberta que atualmente, possibilitando a formação de depósitos praias em áreas hoje tão interiorizadas como a Ilha Rasa. Há 2.675 ± 150 anos A.P., a energia era suficiente para formar depósitos praias no Saco do Tambarutaca. Provavelmente, a parte sul da Ilha das Peças e parte da Ilha do Mel não existiam.

Como consequência da descida do nível relativo do mar, extensas áreas de fundos rasos transformaram-se progressivamente em planícies de maré e áreas emersas, como, por exemplo, a maior parte das Ilhas da Cotinha e Rasa da Cotinha.

Os cordões litorâneos progradavam em direção ao mar, mas também cresciam para o norte, sob o efeito da deriva litorânea, como indicam os alinhamentos dos esporões recurvados.

A Baía de Guaratuba, durante o máximo da transgressão, alcançava os leques do sopé da serra. Posteriormente, quando o mar desceu, alguns rios, como o Cubatão e São João, depositaram sedimentos fluviais sobre os sedimentos paleo-estuarinos.

Quando o mar finalmente atingiu um nível aproximadamente igual ao atual, a configuração da costa era semelhante à atual, porém mudanças hidrodinâmicas, associadas principalmente à dinâmica das entradas das baías, provocaram mudanças da linha de costa, com erosão em alguns setores e sedimentação em outros.

Angulo (no prelo) identificou, em alguns locais próximos às entradas das baías variações da linha de costa de até 1.300 m no período de 1952 a 1980. Na entrada do Canal do Superagüi, mudanças nas barras marginais do canal principal do delta de maré vazante, provocaram as maiores variações observadas no período. No extremo sudeste da Ilha das Peças verificou-se um recuo da linha de costa em torno de 1.300m, sendo que, aproximadamente a metade ocorreu em apenas três anos (figura 158). Estas variações, e outras identificadas em pontal do Sul, Ilha do Mel, Baía de Guaratuba e Barra do Saí, aparentemente não apresentam uma tendência definida de erosão ou sedimentação e parecem ser de caráter cíclico (Angulo, no prelo).

Na Barra do Ararapira, ao contrário, foi observada uma mudança unidirecional, onde ocorre o deslocamento progressivo da barra para sudoeste. Entre 1953 e 1980 o canal principal da barra se deslocou em torno de 1.200m nessa direção (figura 159). A forma concava da margem direita do Mar do Ararapira favorece a ação das correntes de maré, principalmente as de maré vazante, num processo similar ao que ocorre num meandro fluvial, porém com o fluxo mudando de sentido de acordo com o ciclo das marés.

FIGURA 158 : VARIAÇÃO NA CONFIGURAÇÃO DA LINHA DE COSTA NA ÁREA DE INFLUÊNCIA DO CANAL DO SUPERAGÜI, NO PERÍODO 1952 - 1980 (MÓDIFICADO DE ANGULO, NO PRELO)

FIGURA 159: VARIAÇÃO DA CONFIGURAÇÃO DA LINHA DE COSTA NA BARRA DO ARARAPIRA, NO PERÍODO DE 1953-1980 (MODIFICADO DE ANGULO, NO PRELO)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. 1957. Conhecimento sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, v.6, n.1. p.41-48.
- AB'SABER, A. N. 1960. Posição das superfícies aplainadas no planalto brasileiro. Not. Geom., Campinas, n.5. p.52-53.
- AB'SABER, A. N. 1962. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil oriental. Bol. Univ. Par. Geogr. Fis., Curitiba, n.2. p.1-32.
- AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. 1961a. Considerações sobre a morfogênese da Serra do Mar no Paraná. Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.4 e 5. p.94-110.
- AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. 1961b. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.4 e 5. p.116-125.
- ALLEN, J. R. L. 1968. Current Ripples. Amsterdam. Elsevier. 433p.
- ALLEN, J. R. L. 1984. Sedimentary structures, their character and physical basis. Amsterdam. Elsevier, 2v. 1256 p.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1953. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra de Cubatão. Bol. Paul. Geogr., São Paulo, n.15. p.3-17.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Bol. Inst. Geogr. Geol., São Paulo, n.41. p.169-263.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brasil. Anais Acad. Bras. Cien., Rio de Janeiro, n. 48 (supl.). p.15-26.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1982. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMP. REG. GEOL., 3. Curitiba, 1982. Atas... Curitiba, SBG. p.1-20.
- ANGULO, R.J. 1989. Fossil Vermetidae between latitudes 25°34'S and 27°09'S, State of Paraná and State of Santa Catarina, Brazil. In: INT. SYMP. GLOBAL CHANGES SOUTH AM. DURING QUAT. São Paulo, 1989. Spec. Publ... São Paulo, ABEQUA-INQUA. n.1. p.263-268.
- ANGULO, R.J. 1990. O manguezal como unidade dos mapas geológicos. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS., 2. Águas de Lindóia, 1990. Publ... São Paulo, ACIESP, v.2. p.54-62.

- ANGULO, R. J. (no prelo). Variações na configuração da linha da costa no Paraná, nas últimas quatro décadas. In: CONGR. ASS. BRAS. EST. QUAT., 2. Rio de Janeiro, 1989. Anais... Rio de Janeiro, ABEQUA.
- ANGULO, R. J.; MÜLLER A. C. de P. 1990. Preliminary characterization of some tidal flat ecosystems on the State of Paraná Coast, Brasil. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS., 2. Águas de Lindóia, 1990. Publ..., São Paulo, ACIESP. v.2, p.158-168.
- ARAÚJO, D. S. D. de 1987. Restingas: síntese dos conhecimentos para a costa sul-sudeste brasileira. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS. Cananéia, 1987. Publ... São Paulo, ACIESP. v.1. p.333-347.
- ASMUS, H. E. 1982. Relacionamento genético de feições geológicas da margem continental sudeste brasileira e da área continental emersa adjacente. In: SIMP. REG. GEOL., 3. Curitiba, 1982. Atas... Curitiba, SBG. p.262-273.
- ASMUS, H.E.; FERRARI, A. L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sul do Brasil. In: PETROBRAS. Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro. p.75-88 (Série Projeto REMAC, 4).
- AZEVEDO, F. F. 1981. Thecamoebianos e organófitos na Formação Guabirotuba. In: SIMP. REG. GEOL., 3. Curitiba. 1981. Atas... Curitiba, SGB. v.2. p.226-242.
- BARBOSA, C.F. 1991. Caracterização biossedimentológica quantitativa do sistema estuário-manguezal da baía de Guaratuba, PR. São Paulo, 112p. Dissertação (Mestrado) Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo (inédito).
- BARWIS, J.H.; MAKURATH, J.H. 1978. Recognition of ancient tidal inlets sequences: an exemple from the Upper Silurian Keyser Limestone in Virginia. Sedimentology. Oxford, v.25. p.61-82.
- BASUMALLICK, S.; TREIN, E.; MURATORI, A.; FUCK, R.A.; RIVEREAU, J.C. 1969. Preliminary note on the charnockite occurrences around Serra Negra State of Paraná. Bol. Br. Geoc., Curitiba, n.27. p.105-110.
- BIGARELLA, J.J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. Arq. Biol. Tecn., Curitiba, v.1. p.75-11.
- BIGARELLA, J.J. 1949a. Contribuição ao estudo da planície sedimentar da parte norte da ilha de Santa Catarina. Arq. Biol. Tecn., Curitiba, v.4, n.16. p.107-140.
- BIGARELLA, J.J. 1949b. Nota prévia sobre a composição dos sambaquis do Paraná e Santa Catarina. Arq. Biol. Tecn., Curitiba, v.4, n.15. p.95-11.
- BIGARELLA, J.J. 1950/51a. Contribuição do estudo dos sambaquis no Estado do Paraná, 1 Regiões adjacentes às baías de Paranaguá e Antonina. Arq. Biol. Tecn., Curitiba, v.5-6, nº 17. p.231-292.

- BIGARELLA, J.J. 1950/51b. Contribuição ao estudo dos sambaquis no Estado do Paraná, I Regiões adjacentes à baía de Guaratuba. Arg. Biol. Tecn., Curitiba, v.5-6, n.18. p.293-321.
- BIGARELLA, J.J. 1954a. Esboço da geomorfologia do Estado do Paraná. Bol. Ins. Biol. Pesq. Tecn., Curitiba, n.32. p.1-22.
- BIGARELLA, J.J. 1954b. Nota sobre os depósitos arenosos recentes do litoral sul-brasileiro. Bol. Inst. Ocean., São Paulo, v.5, n.1-2. p.233-236.
- BIGARELLA, J.J. 1954c. Os sambaquis na evolução da paisagem litorânea sul-brasileira. Arg. Biol. Tecn., Curitiba, v.9-10. p.199-221.
- BIGARELLA, J.J. 1964. Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. Bol. Par. Geogr., Curitiba, n. 10 a 15. p.211-231.
- BIGARELLA, J.J. 1965a. Nota explicativa acompanhando a folha geológica de Paranaguá. Bol. Univ. Par. Geol., Curitiba, n.13. p.15.
- BIGARELLA, J.J. 1965b. Sand-ridge structures from Paraná coastal plain. Marine Geology, Amsterdam, n.3. p.269-278.
- BIGARELLA, J.J. 1965c. Subsídios para o estudo das variações do nível oceânico no Quaternário Brasileiro. Anais Ac. Bras. Ciên., Curitiba, v.37 (suplemento). p.263-278.
- BIGARELLA, J.J. 1970/71. Wind pattern deduced from dune morphology and internal structures. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.28-29. p.73-114.
- BIGARELLA, J.J. 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. Paleoclimas Inst. Geogr. USP, São Paulo, n.1. p.1-22.
- BIGARELLA, J.J. 1972. Eolian environment their characteristics, recognition and importance. In: RECOGNITION OF ANCIENT SEDIMENTARY ENVIROMENTS. Dallas, 1969. Special Publ. (s.l.) 1972. Soc. Ec. Paleont. Mineral - AAPG. n.16. p.11-62.
- BIGARELLA, J.J. 1973. Morphoscopic and mineralogic differences between water-laid and wind-laid deposits. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.31. p.15-111.
- BIGARELLA, J.J. 1975. Lagoa dune field (State of Santa Catarina, Brazil), a model of eolian and pluvial activity. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.33. p.133-167.
- BIGARELLA, J.J. 1976. Considerações a respeito das variações do nível do mar e datações radiométricas. Cad. Arg. Mus. Art. Pop., Paranaguá, v.1, n.1. p.105-117.
- BIGARELLA, J.J.; AB'SABER, A.N. 1964. Palaogeographische und Palaoklimatische Aspekte des Kanozoikums in Sübbrasilien. Zeitsche. Geom., Berlim, v.8, n.3. p.286-312.

- BIGARELLA, J.J.; ALESSI, A.H.; BECKER, R.D.; DUARTE, G.K. 1969a. Textural characteristics of the coastal dune, sand ridge and beach sediments. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.27. p.15-80.
- BIGARELLA, J.J.; ALESSI, A.H.; BECKER, R.D.; DUARTE, G.K. 1970a. Natureza dos sedimentos de fundo das baías de Paranaguá e Antonina. Rev. Inst. Biol. Pesq. Téc., Curitiba, n.15. p.30-33.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. Ed. 1975. International symposium on the Quaternary. Topics for discussion. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.33. p.169-276.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; DUARTE, G.M. 1969b. Coastal dune structures from Paraná (Brazil). Marine Geology, Amsterdam, v.7. p.5-55.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; MATOS, D.J. de; WERNER, A. Ed. 1978. A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná. Um problema de segurança ambiental e nacional. Curitiba, Gov. Par./SEPL/ADEA. 249p.
- BIGARELLA, J.J.; DOUBEK, R. 1963. Folha geológica de Paranaguá (Estado do Paraná). Curitiba, Univ. Paraná. Escala 1:50.000.
- BIGARELLA, J.J.; DOUBEK, A.; SALAMUNI, R. 1957. Planta geológica provisória da baía de Guaratuba. Bol. Univ. Par. Geol., Curitiba, v.8. p.1-6.
- BIGARELLA, J.J.; DUARTE, M.G.; BECKER, R.D. 1970/71. Structural characteristics of the dune, foredune, interdune, beach, beach-dune ridge and sand ridge deposits. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.28-29. p.9-72.
- BIGARELLA, J.J.; FREIRE, S.S. 1960. Nota sobre a ocorrência do cascalheiro marinho no litoral do Paraná. Bol. Univ. Par. Geol., Curitiba, n.3. p.1-22.
- BIGARELLA, J.J.; FREIRE, S.S.; SALAMUNI, R.; VIANA, R. 1966. Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes, II Praias de Matinhos e Caiobá. Bol. Univ. Fed. Par. Geog. Eís., Curitiba, n.6. 109p.
- BIGARELLA, J.J.; MARQUES Fº, P.L.; AB'SABER, A.N. 1961a. Ocorrência de pedimentos nas fraldas da Serra do Iquererim (Garuva, SC). Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.4 e 5. p.82-93.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. 1965a. Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu (Estado de São Paulo). Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.15 e 17. p.17-41.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. 1965b. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.15 e 17. p.43-84.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. da. 1965a. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.15 e 17. p.117-151.

- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. da. 1965b. Processes and environments of the Brazilian Quaternary. Curitiba, Univ. Paraná. 71p.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1961. Ocorrências de sedimentos continentais na região litorânea de Santa Catarina e sua significação paleoclimática. Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.4 e 5. p.179-187.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1962. Caracteres texturais dos sedimentos da bacia de Curitiba (Contribuição à geologia geral). Bol. Univ. Par. Geol., Curitiba, n.7. p.1-164.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; AB'SABER, A.N. 1961b. Origem e ambiente de deposição da bacia de Curitiba. Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.4 e 5. p.71-81.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; MARQUES Fº, P.L. 1959. Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). Not. Prel. Est. Inst. Biol. Pesq. Tecn., Curitiba, v.1. 7p.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; MARQUES Fº, P.L. 1961c. Método para avaliação do nível oceânico à época da formação dos terraços de construção marinha. Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.4 e 5. p.11-115.
- BIGARELLA, J.J.; SANCHES, J. 1966. Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes. V - Praia suspensa do saco da Tambarutaca, Município de Paranaguá-PR. Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.18 a 20. p.151-175.
- BIGARELLA, J.J.; SILVA, J.X. da; DUARTE, G.M. 1970b. O desastre de Guaratuba - Um estudo de geomorfologia aplicada. Rev. Inst. Biol. Pesq. Tecn., Curitiba, n.14. p.5-16.
- BIGGS, R.B. 1978. Coastal bays. In: DAVIES, R.A. ed. Coastal sedimentary environments. New York. Springer-Verlag. p.69-99.
- BIRD, E.C.F.; KOIKE, K. 1981. Coastal dynamics and scientific sites. Tokyo: Dep. Geogr. Komazawa Univ. 219p.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FERREIRA, Y.A. 1983. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. Rev. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, v.13, n.2. p.93-97.
- BLASI, O.; PONTES FILHO, A.; PARELLADA, C.I.; MACEDO, C.; MARANHÃO, F.; GAISSLER, M.L. 1990. Sítios arqueológicos. In: IPARDES, Macrozoneamento da APA de Guaraquecaba. Curitiba. p.124-129.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.; MURRAY, R. 1980. Origin of sedimentary rocks. Englewood Cliffs. Prentice-Hal. 782p.
- BOFFI, A.V. 1979. Moluscos brasileiros de interesse médico e econômico, São Paulo. Ed. Hucitec, 182p.
- BOOTHROYD, J.C. 1978. Mesotidal inlets and estuaries. In: DAVIES JR., R.A. ed. Coastal sedimentary environments. New York. Springer-Verlag. p.287-360.

- BRUUN, P. 1962. Sea level as a cause of shore erosion. Jour. Wat. Har. Coast. Eng. Div., New York, v.88. p. 117-130.
- BULL, W.B. 1968. Alluvial fan cone. In: FAIRBRIDGE, R.W. ed. Encyclopedia of geomorphology. Stroudsburg. D. Hutchinson & Ross. p.7-10.
- BULL, W.B. 1972. Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: RAMBLIN, W.K. & RIGBY, J.K. ed. Recognition of ancient sedimentary environments. Tulsa. Soc. Ec. Paleont. Min. p.63-83. (Spec. Publ. 16)
- CAILLEUX, A.; TRICART, J. 1959. Zonas fitogeográficas e morfoclimáticas do Quaternário, no Brasil. Not. Geom., Campinas, n.4. p.12-17.
- CAMPBELL, C.V. 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. Sedimentology, Oxford, v.8. p.7-26.
- CARVER, R.E. Ed. 1971. Procedures in sedimentary petrology. New York. Wiley-Interscience. 653p.
- CHAKRABARTI, A. 1972. Beach structures produced by crab pellets. Sedimentology, Oxford, v.18. p.129-134.
- CINTRÓN, G.; SCHAEFFER-NOVELLI, Y. 1983. Introducción a la ecología del manglar. Montevideo. Of. Reg. Cien. Tec. UNESCO Amer. Lat. Caribe-ROSTALC. 109p.
- COIMBRA, A.M. 1983. Estudos sedimentológico e geoquímico do Permiano-Triássico da bacia do Maranhão. São Paulo, 150p. Tese (Doutorado) Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo (inédito).
- COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C. 1985. Considerações paleoambientais sobre as ocorrências de caliche nas bacias de Curitiba (PR), Taubaté (SP) e Resende (RJ). Anais Acad. Bras. Ciênc. Rio de Janeiro, v.57, n.4. p.517-518.
- COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C.; MELO, M.S. 1983. A Formação Itaquaquetuba: evidências de tectonismo no Quaternário paulista. In: SIMP. REG. GEOL., 4. São Paulo, 1983. Atas... São Paulo, SBG. p.253-266.
- COLLINSON, J.D.; LEWIN, J. Ed. 1983. Modern and ancient fluvial system. Oxford, Blackwell Scientific Publ. 575p.
- COLLINSON, J.D.; THOMPSON, D.B. 1982. Sedimentary structures. Londres. G. Allen & Unwin. 187p.
- CORDANI, V.G.; GIRARDI, V.A.V. 1967. Geologia da folha de Morretes. Bol. Univ. Fed. Par. Geol., Curitiba, n.26. p.1-40.
- CORREA, I.C.S. 1987. Plataforma continental do Rio Grande do Sul: Síntese dos conhecimentos. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS. Cananéia, 1987. Publ... São Paulo, CIESP. v.2. p.50-73.
- DACKONBE, R.V.; GARDINER, V. 1983. Geomorphological field manual. Londres. G. Allen & Unwin. 254p.

- DAVIES, D.K.; ETHRIDGE, F.G.; BERG, R.R. 1971. Recognition of barriets environments. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., Tulsa, v.55, n.4. p.550-565.
- DAVIS, R.A. 1978. Coastal sedimentary environments. New York. Springer-Verlag. 420p.
- DAVIS, W.M. 1899. The geographical cycle. Geographic Jour., London, v.14. p.481-504.
- DELIBRIAS, G.; LABOREL, J. 1971. Recent variations of the sea level along the brazilian coast. Quaternária, Roma, n.14. p.45-49.
- DHN - DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. 1976. Cartas de correntes de maré, Porto de Paranaguá. Rio de Janeiro. Dir. Hidr. e Nav. 17p.
- DHN - DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. 1982. Tábuas das marés, Porto de Paranaguá, 1983. Rio de Janeiro. Dir. Hidr. Nav. 8p.
- DIAS-BRITO; ZANINETTI, L. 1979. Etude géobotanique comparative de trois mangroves du litoral brésilien : Acupe (Bahia), Guratiba (Rio de Janeiro) et Iguape (São Paulo). Not. Lab. Paleont. Univ., Geneve, v.4, n.6. p.57-65.
- DOMINGUES, A.P. 1945. Relatório geral da excursão ao Paraná e Santa Catarina : Curitiba-Paranaguá. Bol. Geogr., Rio de Janeiro, n.25. p.75-82.
- 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. Salvador, 79p. Dissertação (mestrado) Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Sedimentologia, Universidade Federal da Bahia (Inédito).
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). Rev. Bras. Geoc., São Paulo, v.11, n.4. p.227-237.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 1983. O papel da deriva litorânea dos sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). Rev. Bras. Geoc., São Paulo, v.13, n.2. p.98-105.
- DUBOIS, R.N. 1977. Predicting beach-erosion as a function of rising wather level. Jour. Geol., Chicago, v.85. p.470-476.
- DYER, K.R. 1986. Coastal and estuarine sediments dynamics. Chichester. J. Wiley & Sons. 342p.
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA 1974. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Paraná - 1ª Parte (Informe preliminar). Centro Pesq. Ped. (CPP) Bol. Tec., Curitiba, n.40. 150p.

- EMBRAPA-IAPAR - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA; FUNDAÇÃO INSTITUTO AGRÔNOMICO DO PARANÁ 1977. Levantamento de reconhecimento dos solos do litoral do Estado do Paraná (Área 11) (Informe Preliminar). Bol. Tec. Serv. Nac. Lev. Cons. Sol., Curitiba, n.54. 128p.
- EMPERAIRE, J., LAMING, A. 1956. Les sambaquis de la cote meridionale du Brésil, Campanhe de Fouilles (1954-1956). Journ. Soc. Am., Paris, v.45. p.5-163.
- FERREIRA, F.J.F. 1982. Alinhamentos estruturais magnéticos da região centro-oriental da bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: PAULI-PETRO, Geologia da bacia do Paraná. Reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. São Paulo. p.143-166.
- FIGUEIREDO, J.C. 1954. Contribuição à geografia da Ilha do Mel (Litoral do Estado do Paraná). Curitiba. 61p. Tese (Cátedra Geografia do Brasil). Fac. Fil. Univ. Paraná (inédito). Curitiba. 61p.
- FIORI, A.P.; CAMARGO, E.C.; MONASTIER, M.S.; LIMA R.E. de; FUMAGALLI, C.E.; SALAMUNI, E.; FASSBINDER, E.; GOIS, J.R. 1984. Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações associadas no Pré-Cambriano paranaense. Curitiba, Convênio Universidade Federal do Paraná (UFPR) e Minerais do Paraná (MINEROPAR). 2v.
- FLEXOR, J.M.; MARTIN, L. 1978. Sobre a utilização da razão C^{13}/C^{12} no estudo da origem dos arenitos de praia da região de Salvador (Bahia). In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. Anais... Recife, SGB. v.2. p.880-886.
- FOLK, R.L. 1954. The distinction between grain-size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Jour. Geol., Chicago, v.62, n.4. p.344-359.
- FOLK, R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Austin. Hemphill Publ. 184p.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. 1957. Brazos river bar : a study in the significance of grain size parameters. Jour. Sed. Petr., Tulsa, v.27. p.3-26.
- FRANZINELLI, E. 1971. Origem e proveniências dos sedimentos da Formação Pariquera-Açu pelo "Trend surface analysis" das suas características textuais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25. São Paulo, SGB. v.2. p.267-275.
- FRIEND, P.F. 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: COLLINSON, J.D.; LEWIN, J. ed. Modern and ancient fluvial system. Oxford. Blackwell Scientific Publ. p.345-354. (Int. Ass. Sed., Spec. Publ. n.6).
- FRITZ, W.J.; MOORE, J.N. 1988. Basics of physical stratigraphy and sedimentology. New York. J. Wiley & Sons. 371p.
- FRYBERGER, S.G. 1979. Dune forms and wind regime. In: MCKEE, E.D., ed. A study of global sand seas. Washington. U.S. Geol. Survey Prof. Paper n.1052. p.137-169.

- FRYBERGER, S.G.; SCHENK, C.J. 1988. Pin-stripe lamination : a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. Sedimentary Geology, Amsterdam, v.55, n.1-2. p.1-15.
- FUCK, R.A.; TREIN, E.; MURATORI, A.; RIVEREAU, J.C. 1969. Mapa geológico preliminar de litoral, da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto no Estado do Paraná. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.27. p.123-152.
- FULFARO, V.J.; SUGUIO, K.; PONÇANO, W.L. 1974a. A gênese das planícies costeiras paulistas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG, v.3. p.37-41.
- FULFARO, V.J.; SUGUIO, K.; PONÇANO, W.L. 1974b. Recent tectonic features in the Serra do Mar region. In: INTERN. CONGR. ENG. GEOL. 2, São Paulo, 1974. Proc... São Paulo, ABEG. v.1. p.71-77.
- GALLOWAY, W.E.; HOBDAV, D.K. 1983. Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal and uranium exploration. New York. Springer-Verlag. 423p.
- GIANNINI, P.C.F. 1989. Evolução quaternária da planície costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP) segundo resultados granulométricos : um confronto de métodos de tratamento estatístico. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.38. p.1-50.
- GOFFERJÉ, C.N. 1950. Contribuição à zoogeografia da malacofauna do litoral do Estado do Paraná. Arg. Museu Par., Curitiba, v.8. p.221-282.
- GOLDSMITH, V. 1979. Coastal dunes. In: DYER, K.R. ed. Estuarine hydrography and sedimentation. Cambridge. Univ. Press. p.171-235.
- HAYES, M.O. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: CRONIN, L.E. ed. Estuarine Research. Geology and Engineering. New York. Acad. Press v.2. p.3-22.
- HAYES, M.O. 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: LEATHERMAN, S.P. ed. Barrier island from Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. New York. Academic. Press. p.1-27.
- HESP, P.A. 1983. Morphodynamics of incipient foredunes in NSW Australia. In: BROOKFIELD, M.E. & AHLBRANDT, T.S. ed. Eolian sediments and processes. Amsterdam. Elsevier. p.325-342. (Develop Sediment. n.38).
- HESP, P.A. 1984. Foredune formation in southeast Australia. In: THOM, B.G. ed. Coastal geomorphology in Australia. Sidney. Ac. Press. p.69-97.
- HESP, P.A. 1988. Morphology, dynamics and internal stratification of som established foredune in south east Australia. Sedimentary Geology, Amesterdan, v.55, n.1-2. p.17-41.
- HOYT, J.H. 1967. Barrier island formation. Geol. Soc. Amer. Bull., New York, v.78, n.9. p.1125-1136.

- HUNTER, R.E.; RICHMOND, B.M. 1988. Daily cycles in coastal dunes. Sedimentary Geology. Amsterdam, v.55, n.1-2. p.43-67.
- HURT, W.R. 1962. New and revised radiocarbon dates from Brazil. Museum News Overr Museum, State Univ. South Dakota, v.23, n.11-12. p.1-4.
- HURT, W.R.; BLASI, O. 1960. O sambaqui do Macedo A.52. B. Paraná-Brasil. Arg. Cons. Pesq. Univ. Par., Curitiba, n.2. p.1-98.
- IAPAR - INSTITUTO AGRONÔMICO DO PARANÁ 1978. Cartas climáticas básicas do Estado do Paraná. Londrina, IAPAR. 38p.
- INMAN, D.L. 1960. Shore processes. In: Mc Graw-Hill. Encyclopedia of Science and Technology. New York. v.12. p.299-306.
- IPARDES - INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL 1990. Macrozoneamento da APA de Guaraqueçaba. Curitiba, IPARDES, 2v. 257p.
- IPARDES - INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL 1991. Diagnóstico físico-ambiental da Serra do Mar área sul. Curitiba, IPARDES, 2v. 107p.
- ITCF - INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E FLORESTAS 1987. Planos Global e específico de gerenciamento da área especial de interesse turístico do Marumbi. Curitiba, ITCF, 2v. 107p.
- KEEN, A.M. 1960. Vermitid gastropods and marine intertidal zontion. The Verliger, London, n.3. p.1-2.
- KING, C.A.M. 1959. Beaches and coasts. London. E. Arnold Publ. 403p.
- KLEIN, R.M. 1975. Southern braszilian phytogeographic features and the probable influence of upper Quaternary climatic changes in the floristic distribution. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.33. p.67-88.
- KNOPPERS, B.A.; BRANDINI, F.P.; THAMM, C.A. 1987. Ecological studies in the bay of Paranagua. II, Some physical and chemical characteristics. Nerítica. Pontal do Sul. v.2, n.1. p.1-36.
- KOMAR, P.D. 1976. Beach process and sedimentation. Englowood Cliffs. Prentice-Hall. 429p.
- KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P. de a.; VICALVI, M.A.; COUTINHO, M.G. da N.; GAMBÔA, L.A.P. 1977. Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: Petrobrás. Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil. Rio de Janeiro. p.7-26. (Série Projeto REMAC 2).
- KRUMBEIN, W.C.; PETTIJOHN, F.J. 1938. Manual of sedimentary petrology. New York. Appleton-CenturymCrofts. 549p.

- KUMAR, N.; SANDERS, J.E. 1974. Inlet sequences : a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. Sedimentology. Oxford, v.21, n.4. p.491-532.
- KUMAR, N.; SANDERS, J.E. 1976. Characteristics of shoreface storm deposits : modern and ancient examples. Journ. Sed. Petr., Tulsa, v.46, n.1. p.145-162.
- LABOREL, J. 1969. Les peuplements de madréporaires des côtes tropicales du Brésil. Ann. Univ. D'Abidjan. D'Agijan. Ser. E-II Fasc. 3. Ecologie. p.261.
- LABOREL, J. 1977. Are reef-building Vermetids disappearing in the South Atlantic? In: INTERN. CORAL REEF SYMP., 3. Miami, 1977. Proc... Miami. p.233-237.
- LABOREL, J. 1979. Fixed marine organisms as biological indicator for the study of recent sea level and climatic variations along the brasilian tropical coast. In: INTER. SYMP. ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, 1979. Proc... São Paulo. p.193-211.
- LABOREL J. 1986. Vermetid gastropods as sea-level indicators. In: VAN DE PLASSCHE, O. ed. Sea-level research : a manual for the collection and evaluation of data. Norwich. Geo Books. p.281-310.
- LAMEGO, A.R. 1940. Restingas na costa do Brasil. Rio de Janeiro. Bol. Div. Geol. Min., n.96. 63p.
- LAMING-ENPERAIRE, A. 1968. Missions archéologiques françaises au Chile Austral et au Brésil Méridional. Journ. Soc. Am., Paris, v.57. p.77-79.
- LANA, P.C.; GUISS, C. 1991. Influence of *Spartina alterniflora* on structure and temporal variability of macrobentic associations in a tidal flat of Paranaguá bay (southeastern Brazil). Marine Ecology. Progress Series. Oldendorf. v.73. p.231-244.
- LEEDER, M.R. 1982. Sedimentology: Process and Products. London. G. Allen & Unwin. 344p.
- LIMA, M.R. de; ANGULO, R.J. 1990. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. Anais Acad. Bras. Ciên., Rio de Janeiro, v.62, n.4. p.357-371.
- LOUREIRO FERNANDES, J. 1947. Contribuição à geografia da praia de leste. Curitiba, Arg. Mus. Par., v.6. p.3-44.
- MAACK, R. 1947a. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arg. Biol. Tecn., Curitiba, v.2, n.7. p.66-154.
- MAACK, R. 1947b. Geologische, grundzüge, sedimentation und oberflächenbild der küstenebene zwischen Caiobá und Paranaguá. In: LOUREIRO FERNANDES, J. Contribuição à geografia de Praia de Leste. Arg. Museu Par., Curitiba, v.41. p.37-44.

- MAACK, R. 1949. Espessura e seqüência dos sedimentos quaternários no litoral do Estado do Paraná. Arq. Biol. Tecn., Curitiba, v.44, n.19. p.271-295.
- MAACK, R. 1953. Mapa geológico do Estado do Paraná. Curitiba, IBPT. Escala 1:650.000.
- MAACK, R. 1968. Geografia física do Estado do Paraná. Curitiba, Banco BADEP, UFPR, IBPT. 350p.
- MACEDO, J.M. 1987. Evolução estrutural da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3. Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG, v.2, p.875-895.
- MARQUES Filho, P.L. 1965. Algumas considerações a respeito da evolução do litoral paranaense e dos caracteres morfo-altimétricos das planícies de restingas. Curitiba, 114p. Tese (Cátedra Geologia Econômica e Noções de Metalurgia). Escola de Engenharia Univ. Paraná. (inédito).
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M.; VILAS-BOAS, G.S. 1984A. Evidência de um tectonismo quaternário nas costas do Estado da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais..., Rio de Janeiro, SBG, v.1, p.19-35.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS BOAS, G.S. 1981a. Differentiation sur photographies aériennes des terrasses sableuses pleistocènes et holocènes du littoral de l'état de Bahia (Brésil). Rev. Photo-Interpretation, Paris, v.3, n.4-5.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS BOAS, G.S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datações do máximo da penúltima transgressão. Ciências da Terra. Salvador, v.1. p.16-17.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. 1980. Mapa geológico do Quaternário costeiro do Estado da Bahia. Salvador, CPM. Esc. 1:250.000 e Tex. Expl.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; BLITZKOW, D.; SUGUIDO, K. 1985. Geold change indications along the brazilian coast during the last 7,000 years. In: INT. CORAL REEF CONGRESS, 5. Tahiti, 1985. Proc... Tahiti, v.3. p.85-90.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1987. Flutuações do nível relativo do mar no quaternário e seu papel na sedimentação costeira: Exemplos Brasileiros. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS. Cananéia, 1989. Publ... São Paulo, CIESP, n.54, v.1. p.40-61. São Paulo-SP.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1984b. Registro do bloqueio da circulação atmosférica meridiana na geometria dos cordões litorâneos da costa brasileira. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.1. p.133-144.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; SUGUIDO, K. 1989. Ten periods of inversion in directions of dominant waves, from 5,000 years b.p. to present, recognized in the Doce river coastal plain

- (state of Spirito Santo, Brazil). In: INTERN. SYMP. ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY. São Paulo, 1989. Special Publ.... São Paulo, ABEQUA-INQUA, n.1, p.289-292.
- MARTIN, L.; MORNER, N.A.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. 1982b. Reconstrução de antigos níveis marinhos do quaternário. Soc. Bras. Geol. Publ. Esp.... São Paulo. 154p.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. 1976. O quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 19. Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto, SBG. v.1. p.281-293.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. 1978. Excursion rout along the coastline between the town of Cananéia (state of São Paulo) and Guaratiba outlet (state of Rio de Janeiro). In: INTERN. SYMP. ON COASTAL EVOLUTION, São Paulo, 1978. Spec. Publ.... São Paulo, IG., USP, SBG, n.2. 98p.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. 1986. Excursion route along the coastal plains of states of Paraná and Santa Catarina. In: INTERN. SYMP. SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES. São Paulo, 1986. Special Publ.... São Paulo, INQUA. n.1. p.39-124.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1979. Precautions sur l'utilisation des datations par radiocarbone pour la reconstruction des anciens niveaux marins (Additif e correctif à: Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia, SP et Barra de Guaratiba, RJ) In: INTERN. SYMP. ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, 1979. Proc.... São Paulo, USP-SBG. p.332-342.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1984c. Informações adicionais fornecidas pelos sambaquis na reconstrução de paleolinhas de praia quaternária: Exemplos da costa do Brasil. Rev. Pré-História, São Paulo, v.6. p.128-147.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1986. Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: exemples from the coast of Brazil. In: VAN DE PLASSECHE, O. ed. Sea-level research: A manual for the collection and evaluation of data. Amsterdam. Free Univ. Amsterdam. p.503-521.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1987. Flutuações do nível relativo do mar no Quaternário e seu papel na sedimentação costeira: Exemplos brasileiros. In: SIMP. ECDSS. COSTA SUL SUDESTE. BRAS. Cananéia, 1987. Publ.... São Paulo CIESP. v.1. p.40-61.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1988a. Hauts niveaux marins pléistocènes du littoral brésilien. Palaogeography, palaeclimatology, palaeoecology. Amsterdam. v.68. p.231-239.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1988b. Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Série Geol. DNPM. Brasília, n.28. 40p. 2 mapas.

- McCUBBIN, D.G. 1982. Barrier-island and strand plain facies. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. Sandstone depositional environments. Manasha. Am. Assoc. Petr. Geol. p.247-279.
- McKEE, E.D. 1966. Structures of dunes at White Sands National Monvment, New México (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). Sedimentology, Amsterdam, v.7, n.1. p.1-69.
- McKEE, E.D. 1979. Sedimentary structures in dunes. In: McKEE, E.D. A study of global sand seas. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. Washington, n.1052. p.83.136.
- McKEE, E.D.; WEIR, G.W. 1953. Terminology for stratification and cross stratification in sedimentary rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., New York, v.63, n.4. p.381-390.
- McLACHLAN, A.; ERASMUS, T. Ed. 1983. Sandy beaches as ecosystems. The Hague. W. Junk. 200p.
- MEDEIROS, R.A.; SCHALLER, H.; FREIDMA, GnM. 1971. Fácies sedimentares. Análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. Rio de Janeiro. CEMPES, PETROBRAS. Rio de Janeiro. 123p.
- MELO, M.S. de. 1990. A Formação Pariquêra-Açu e depósitos relacionados : sedimentação, tectônica e geomorfogênese. São Paulo, 211p. Dissertação (Mestrado) Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo (inédito).
- MINEROPAR - MINERAIS DO PARANÁ S.A. 1989. Mapa geológico do Estado do Paraná. Brasília. Dep. Nac. Prod. Min. (DNPM). Escala 1:650.000.
- MOORE, D.G.; SCRUTON, P.C. 1957. Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull. Tulsa, v.41. p.2723-2751.
- MOUSINHO, M.R. BIGARELLA, J.J. 1965. Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. Bol. Par. Geogr., Curitiba, n.15 e 17. p.7-16.
- NIELSEN, T.H. 1982. Alluvial fan deposits. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. ed. Sandstone depositional environments. Manasha. Am. Assoc. Petr. Geol. p.49-86.
- OERTEL, G.F. 1975. Ebb-tidal deltas of Georgia estuaries. In: CRONIN, L.E. ed. Estuarine Research Geology and Engineering. New York. Acad. Press, v.2. p.267-276.
- OLIVEIRA, E.C. de; PAULA, E.J. de. 1981. Aspectos da distribuição vertical e variação sazonal de comunidades da zona das marés em costões rochosos do litoral norte do Estado de São Paulo. In: ENCONTRO DE MACRÓFITAS MARINHAS, 1. Rio de Janeiro, 1981. Publ. Rio de Janeiro, IPM. p.45-71.
- OWEN, E.H. 1977. Temporal variation in beach and near shore. Jour. Sed. Petr., Tulsa, v.47. p.168-198.
- PASSEGA, R. 1957. Texture an characteristic of clastic deposition. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., Tulsa, v.41, n.9. p.1952-1984.

- PASSEGA, R.; BYRANJEE, R. 1969. Grain-size image of clastic deposits. Sedimentology. Amsterdam, v.13. p.233-252.
- PAULA, E.J. de. 1987. Zonação nos costões rochosos: região entre marés. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS. Cananéia, 1987. Publ. São Paulo, ACIESP. v.1. p.266-288.
- PETHICK, J. 1984. An introduction to coastal geomorphology. London. E. Arnold. 260p.
- PETRI, S.; SUGUIO, K. 1971a. Características granulométricas dos materiais de escorregamento de Caraguatatuba, São Paulo, como subsídio para o estudo da sedimentação neo-cenozóica do sudeste brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25. São Paulo, 1971. Anais. São Paulo, SBG, v.1. p.71-82.
- PETRI, S.; SUGUIO, K. 1971b. Exemplos do trabalho do mar no litoral sul do Brasil. Not. Geom., Campinas, v.11, n.21. p.61-66.
- PETRI, S.; SUGUIO, K. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State-Brazil. Part. 2: Heavy minerals studies, microorganisms inventoires and stratigraphical interpretations. Bol. Inst. Geoc. USP, São Paulo, v.4. p.71-85.
- PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. 1970. Nota sobre a geologia e terraços marinhos da ilha do Cardoso, SP. Not. Geom., Campinas, v.10, n.10. p.21-31.
- PETTIJOHN, F.J. 1975. Sedimentary rocks, 3ª ed. New York. Harper & Row Publ. 628p.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. 1987. Sand and sandstone, 2ª ed. New York. Springer-Verlag. 553p.
- PIRES NETO, A.G. 1978. Terminologia aplicada aos processos e à morfologia litorânea. Not. Geom., Campinas, v.18, n.35. p.45-69.
- PLOEY, J. de; CRUZ, O. 1979. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. Catena, Braunschweig, v.6. p.111-122.
- PORTOBRÁS - EMPRESA DE PORTOS DO BRASIL S.A. 1983a. Campanha de medições de ondas em Paranaguá-PR, período: 21.08.82 a 21.01.83. Rio de Janeiro. Inst. Pesq. Hidr. (INPH), Div. Lev. (DIDELE). 23p.
- PORTOBRÁS - EMPRESA DE PORTOS DO BRASIL S.A. 1983b. Segundo relatório de medições oceanográficas e meteorológicas efetuadas em Paranaguá-PR, Rio de Janeiro, Inst. Pesq. Hidr. (INPH), Div. Lev. (DIDELE). 90p.
- PORTOBRÁS - EMPRESA DE PORTOS DO BRASIL S.A. 1988. Relatório de apresentação das medições meteorológicas observadas em Pontal do Sul, Paranaguá-PR, período set. 1982 a dez. 1986. Rio de Janeiro, Inst. Pesq. Hidr. (INPH). 168p.
- QUEIROZ NETO, J.P. 1975. Observações preliminares sobre perfis de solo com bandas onduladas no Estado de São Paulo. Sedimentologia e Pedologia, São Paulo, n.7. p.1-34.

- RAPP, A.; FAIRBRIDGE, R.W. 1968. Talus fan or cone; scree and cliff debris. In: FAIRBRIDGE, R.W. Encyclopedia of Geomorphology. Stroudsburg. D. Hutchinson & Ross. p.1106-1109.
- RAUTH, J.W. 1962. O sambaqui de Saquarema. Bol. Univ. Par., Curitiba, s/n. p.73.
- RAUTH, J.W. 1968. O sambaqui do Gomes. Arqueologia. Curitiba, n.4. p.99.
- REINECK, H.E.; SINGH, I.B. 1972. Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. Sedimentology, Amsterdam, v.18, n.1-2. p.123-128.
- REINECK, H.E.; SINGH, I.B. 1973. Depositional sedimentary environments. Berlin. Springer-Verlag. 439p.
- REINSON, G.E. 1979. Barrier island systems. In: WALKER, R.G., Facies models. Hamilton. Geol. Ass. Canada. p.57-74.
- RICCOMINI, C.; PELAGGIA, A.V.G.; SALONI, J.C.L. KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). Jour. South Amer. Earth Scien., Great Britain, v.2, n.2. p.191-197.
- RIDS, E.C. 1985. Seashells of Brazil. Rio Grande. Fund. Cid. Rio Grande, Fund. Univ. Rio Grande, Museu Oceanográfico. p.329.
- RIVEREAU, J.C.; FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. 1968. Ilha do Mel, folha geológica. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU, J.C.; FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. 1969a. Barra do Araraçá, folha geológica. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU, J.C.; FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. 1969b. Guaratuba, folha geológica. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU, J.C.; FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. 1969c. Paranaguá, folha geológica. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU, J.C.; FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. 1969d. Pedra Branca de Araraçá, folha geológica. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU, J.C.; GUY, M. 1969. Os pontos de vista cronológicos e morfodinâmicos no estudo das acumulações litorâneas. Rev. Photo Interpretation. Paris, n.5, Fasc. 1.
- RIVEREAU, J.C.; MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A.; HAUSEN, J.P.; BASUMALLICK, S. 1969e. Guaraquecaba, folha geológica. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.

- RIVEREAU, J.C.; TREIN, E.; MURATORI, A.; FUCK, R.A.; BASUMALLICK, S.; BERTOLDO, A.L. 1970. Antonina, folha geológica. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- ROEP, T.B. 1986. Sea-level markers in coastal barrier sands: examples from the North Sea coast. In: VAN DE PLASSCHE, O. ed. Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data. Norwich. Geo Books. p.97-128.
- RODRIGUES, S. de A. 1966. Estudos sobre Callianassa: sistemática, biologia e anatomia. São Paulo. 168p. Tese (Doutorado) Instituto de Biociências Universidade de São Paulo. (inédito).
- RODRIGUES, S. de A. 1983. Aspectos da biologia de Thalassinidea do Atlântico tropical americano. São Paulo. 174p. Tese (Licre Docência). Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo. (inédito).
- RODRIGUES, S. de A.; SUGUIDO, K.; SHIMIZU, G.Y. 1984. Ecologia e paleoecologia de Callichirus major SAY (1918). Crustacea, Decapoda, Thalassinidea. In: SEM. REG. ECOL. São Carlos, 1984. Anais... São Carlos, v.4. p.499-519.
- RUELLAN, F. 1945. Interpretação geomorfológica da serra do Mar no Paraná. Bol. Geogr., Rio de Janeiro, n.25. p.81-82.
- RUST, B.R. 1979. Coarse alluvial deposits. In: WALKER, R.G. ed. Facies models. Hamilton. Geol. Ass. Canada. p.9-21.
- SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J.J.; 1962. Notas complementares à planta geológica provisória da baía de Guaratuba (Estado do Paraná). Bol. Univ. Par. Geol., Curitiba, n.8. 6p.
- SCHAEFFER-NOVELLY, Y. 1987. Manguezais brasileiros: Região sudeste-sul. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS., Cananéia, 1987. Publ... São Paulo, CIESP. v.1. p.1-78.
- SCHOLLE, P.A.; SPEARING, D. Ed. 1982. Sandstone depositional environments. Manasha. Am. Assoc. Petr. Geol. 410p.
- SELLEY, R.C. 1976. Médios sedimentários antigos. Madrid. Hermann Blume. 251p.
- SHEPARD, F.P. 1954. Revised nomenclature for depositional coastal features. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., Tulsa. v.36, nº 10, p.1902-1912.
- SHORT, A.D. 1988. Holocene coastal dune formation in southern Australia. Sedimentary Geology, Amsterdam, v.55, n.1-2. p.121-142.
- SILVA, A.T.S.F.; FRANCISCONI, D.; GODOY, A.M.; BATOLLA JR, F. 1981. Projeto integração e detalhe geológico no vale do Ribeira, relatório final, integração geológica. São Paulo. Comp. Pesq. Rec. Min. (CPRM). 205p.
- SMITH, A.W. 1988. The behaviour of natural sand dunes. Shore and Beach. Berkeley, v.56, n.4. p.24-29.
- SOARES, C.R. 1990. Natureza dos sedimentos da superfície de fundos das bacias das Laranjeiras e de Guaraqueçaba - Complexo estuarino da baía de Paranaguá (Estado do Paraná).

- Brasil). Rio Claro, 137p. Dissertação (Mestrado) Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Estadual de São Paulo. (inédito).
- SUGUIO, K. 1973. Introdução à sedimentologia. São Paulo. E. Blücher Ed. 317p.
- SUGUIO, K. 1983-84. Flutuações do nível marinho nos últimos milênios e evolução das planícies costeiras brasileiras. Rev. Mus. Paul., Nova Série. São Paulo, v.29. p.125-141.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1976a. Brazilian coastline quaternary formations the States of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. Anais Acad. Bras. Ciênc. Rio de Janeiro, v.48 (supl.) p.325-334.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1976b. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29. Ouro Preto. Anais... Ouro Preto, SBG, v.1. p.295-305.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1976c. Presença de tubos fósseis de "Callianassa" nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. Bol. Inst. Geoc. USP, São Paulo, v.7. p.17-26.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. INTER. SIMP. ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, 1978. Special Publ... São Paulo USP-SBG, n.1. 55p.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1981. Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast. Geo-Marine Letter. New York, v.1, n.3-4. p.181-185.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1987. Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas quaternárias do sudeste e sul do Brasil. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS. Cananéia, 1987. Publ... São Paulo, ACIESP, n.54, v.1. p.1-28.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1990. Geomorfologia das restingas. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS., 2. Águas de Lindóia, 1990. Publ... São Paulo, ACIESP, v.2. p.185-205.
- SUGUIO, K.; BARCELLOS, J.H. 1978. Quaternary sedimentary environments in Comprida island, State of São Paulo, Brazil. Bol. Inst. Geoc. USP. São Paulo, v.9. p.203-211.
- SUGUIO, K.; BIGARELLA, J.J. 1979. Ambiente fluvial. Curitiba, Ed. Univ. Fed. Paraná. 183p.
- SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M. 1976. Estudo sedimentológico das "bandas onduladas" de solos da Formação Bauru na área balisada pelas cidades de Osvaldo Cruz - Rancharia e Tupã, Estado de São Paulo. Bol. Inst. Geoc. USP, São Paulo, v.7, n.27. p.27-28.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1976. Les variations relatives du niveau moyen de la mer de quaternaire recent dans la region de Cananéia-Iguape (São Paulo). Bol. Inst. Geoc. USP, São Paulo, v.7. p.113-129.

- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1988. Quaternary sea-levels of the Brazilian coast: Recent progress. Episodes. Ottawa, v.11, n.3. p.203-208.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. de 1986. The Quaternary sedimentary deposits in the States of Paraná and Santa Catarina coastal plains. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Balkema, v.2. p.3-25.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. de 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, v.15, n.4, p.273-286.
- SUGUIO, K.; PETRI, S. 1973. Stratigraphy of the Iguape - Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo States, Brasil. Part 1: Field observations and grain size analysis. Bol. Inst. Geoc. USP, São Paulo, v.4. p.1-20.
- SUGUIO, K.; RODRIGUES, S. de A.; TESSLER, M.G.; LAMBOOY, E.E. 1984. Tubos de Ophiomorpha e outras feições de bioturbação na Formação Cananéia, Pleistoceno da planície costeira Cananéia-Iguape, SP. In: SIMP. RESTINGAS BRAS., 1. Niterói, 1984. Anais... Niterói, CEUFF. p.111-122.
- STEPHENSON, T.A.; STEPHENSON, A. 1949. The universal features of zonation between tidemarks on rocky coasts. Jour. Ecol., Oxford. v.38. p.289-305.
- SWIFT, D.J. 1975. Barrier-island genesis: Evidence from the central atlantic shelf, eastern USA. Sedimentary Geol. Amsterdam, v.14. p.1-43.
- TESSLER, M.G. 1988. Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista. São Paulo. 276p. Tese (Doutorado) Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo.
- TESSLER, M.G.; SUGUIO, K. 1987. Características sedimentológicas da Formação Cananéia (Pleistoceno superior) na área Paranaguá-Antonina (Estado do Paraná, Brasil). Assoc. Bras. Est. Quat., São Paulo, Publ. Avulsa nº 2. p.43-54.
- THORNBURY, W.D. 1966. Princípios de geomorfologia. 2ª Ed. Buenos Aires, Kapelusz. 643p.
- TOMAZELLI, L.J. 1990. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da província costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico. Porto Alegre, 270p. Tese (Doutorado) Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (inédito).
- TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. (no prelo). Processos erosivos atuais na costa do Rio Grande do Sul, Brasil: evidências de uma provável tendência contemporânea de elevação do nível relativo do mar. In: CONGR. ASS. BRAS. EST. QUAT., 2. Rio de Janeiro, 1989. Anais... Rio de Janeiro, ABEQUA.

- TOMAZELLI, L.J.; WILLWOCK, J.A. e LOSS, E.L. 1987. Roteiro geológico de planície costeira do Rio Grande do Sul. CONGR. ASS. BRAS. EST. QUAT., 1. Porto Alegre, 1987. Publ. Esp. n.2. Porto Alegre, ABEQUA. p.1-26.
- TWIDALE, C.R. 1968. Pediments. In: FAIRBRIDGE, R.W. ed. Encyclopedia of geomorphology. Stroudsburg. D. Hutchinson & Ross. p.817-818.
- UNITED STATES ARMY 1973. Shore protection manual. Washington, Coastal Eng. Res. Center Dep. Army Corps Eng. 3v.
- VAN ANDEL, T.H.; LABOREL, J. 1964. Recent high sea-level stand near Recife, Brazil. Science, Washington, DC, v.145. p.580-581.
- VAN DE PLASSCHE, D. Ed. 1986. Sea-level reserach: a manual for the collection and evaluation of data. Norwich. Geo Books. 616p.
- VILLWOCK, J.A.; DEHNHARDT, E.A.; LOSS, E.L.; SOLIANI JR., E.; TOMAZELLI, L.L.; GODOLPHIM, M.F.; KOPPE, J.C.; HURN Fº, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. 1984. Atlas geológico da província costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) Div. Geol. Cost. 9 pranchas.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN Fº, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of Rio Grande coastal province. Quaternary of Shouth America and Antartic Peninsula. Bakema, v.4. p.79-97.
- WALKER, R.G. Ed. 1979. Facies Models. Hamilton. Geological Assoc. 211p.
- YOUNG, P.S. 1987. Taxonomia e distribuição da subclasse Cirripedia no Atlântico Sul Ocidental. São Paulo. (315p. Tese (Doutorado) Curso de Pós-Graduação na Área de Zoologia, Universidade de São Paulo. (inédito).

MAPA GEOLÓGICO DOS SEDIMENTOS CENOZÓICOS DO LITORAL DO ESTADO DO PARANÁ

1- FOLHA GUARAQUEÇABA

ESCALA: 1:50.000

LEGENDA

AMBIENTES E FÁCIES SEDIMENTARES

CONTINENTAIS

- LEQUES E CONES ALUVIAIS
- TALUS
- COLÚVIOS
- FLUVIAIS
- PLÂNCIES DE INUNDAÇÃO
- BARRAIS EM PONTAL
- MEANDROS E CANAIS ABANDONADOS
- DIQUES MARGINAIS

COSTEIROS

- PLÂNCIE COSTEIRA COM CORDEÕES LITORÂNEOS
- PRAIAS
- DEQUEIS INTERCORDEÕES
- DUNAS FRONTALS
- PLÂNCIES DE MARÉ
- MANUEZAIS
- MANUEZAIS COM ACHRATICUM e HIBISCUS
- ZONA DE CLÁSSICA
- DEQUES DE MARÉ
- PRATINAS DE MARÉ
- MARISMAS E BANCOS
- DELTAIS DE MARÉ
- PLÂNCIES COM SEDIMENTOS PALEOESTUARINOS
- FUNDOS RASOS

IDADES

- HOLOCENO
- PLEISTOCENO
- QUATERNÁRIO INDEFERENCIADO
- PLIO-PLEISTOCENO (inclui Fm. Iguatemi)
- MIOCENO INFERIOR (Fm. Alexandre)

OUTRAS REFERÊNCIAS

- ENFASAMENTO CRISTALINO PRÉ-CENOZÓICO
- LINEAMENTOS DE CORDEÕES LITORÂNEOS
- SAMBAGUUS
- LOCALIZAÇÃO DOS PERIS
- LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS DATADAS
- RIOS, Córregos e Canais
- ESTRADAS
- LIMITE ESTADUAL
- ESTRADA DE FERRO
- ATERRO

BASE: CARTOGRAFICA - FOLHAS TOPOGRAFICAS DA DIRETORIA DO SERVIÇO GEOGRÁFICO, MINISTÉRIO DO EXÉRCITO

GEOLÓGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO PARANÁ
RODOLFO JOSE ANGULO
ORIENTADOR: PROF. DR. KENTIRO SUGIHO

TESE DE DOUTORAMENTO, PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, SÃO PAULO, 1992.

MAPA GEOLÓGICO DOS SEDIMENTOS CENOZÓICOS DO LITORAL DO ESTADO DO PARANÁ

3 - FOLHA GUARATUBA

ESCALA: 1:50.000

LEGENDA

AMBIENTES E FÁCIES SEDIMENTARES

CONTINENTAIS

- LEQUES E CONES ALUVIAIS
- TALUS
- COLÔVIOS
- FLUVIAIS
- PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO
- BARRAS EM PONTAL
- MEANDROS E CANAIS ABANDONADOS
- DIQUES MARGINAIS

COSTEIROS

- PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDÕES LITORÂNEOS
- PRAIAS
- BREJOS INTERCORDEÕES
- DUNAS FRONTAIS
- PLANÍCIES DE MARÉ
- MANGUEZAIS
- MANGUEZAIS COM *Achrostium* e *Hibiscus*
- ZONA DE *Cladium*
- BREJOS DE MARÉ
- PRATINOS DE MARÉ
- MARISMAS E BANCOS
- DELTAIS DE MARÉ
- PLANÍCIES COM SEDIMENTOS PALEOESTUARINOS
- FUNDOS RASOS

IDADES

- HOLOCENO
- PLEISTOCENO
- QUATERNÁRIO INDEFERENCIADO
- PLIO-PLEISTOCENO (inclui Fm. Iquerim)
- MIOCENO INFERIOR (Fm. Alexandre)

OUTRAS REFERÊNCIAS

- EMBASAMENTO CRISTALINO PRÉ-CENOZÓICO
- LINHA DE CORDÕES LITORÂNEOS
- SAMBAQUIS
- LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS
- LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS DATADAS
- RIOS, CORREDORES E CANAIS
- ESTRADAS
- LIMITE ESTADUAL
- ESTRADA DE FERRO

BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DA DIRETORIA DO SERVIÇO GEODÉSICO, MINISTÉRIO DO EXÉRCITO

GEOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO PARANÁ

RODOLFO JOSÉ ANGULO

ORIENTADOR: PROF. DR. KENITIRO SUGIHO

TESE DE DOUTORAMENTO, PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, SÃO PAULO, 1992.

MAPA GEOLÓGICO DOS SEDIMENTOS CENOZOICOS DO LITORAL DO ESTADO DO PARANÁ

4 - FOLHA LITORAL NORTE

ESCALA : 1:100.000

LEGENDA

AMBIENTES E FÁCIES SEDIMENTARES

CONTINENTAIS

- LEQUES E CONES ALUVIAIS
- TALUS
- COLÚVIOS
- FLUVIAIS

COSTEROS

- PLANÍCIES COSTEIRAS COM CORDEIS LITORÂNEOS
- PRAIAS
- BREJOS INTERCORDEIS
- DUNAS FRONTALS
- PLANÍCIES DE MARÉ
- FUNDOS RASOS
- DELTA DE MARÉ
- PLANÍCIES COM SEDIMENTOS PALEOESTUARINOS

IDADES

- HOLOCENO
- PLEISTOCENO
- QUATERNÁRIO INDIFERENCIADO
- PLIO-PLEISTOCENO (inclui Fm. Iguaçu)
- MIOCENO INFERIOR (Fm. Alexandria)

OUTRAS REFERÊNCIAS

- ALTAS SERRAS
- SERRAS E MORROS
- PLANALTOS
- PLANALTOS DISSECADOS
- LINEAMENTOS DE CORDEIS LITORÂNEOS
- RIOS, CORREGOS E CANAIS
- ESTRADAS
- LIMITE ESTADUAL
- ESTRADA DE FERRO
- DIVISOR DAS BACIAS LITORÂNEAS

BASE CARTOGRÁFICA : FOLHAS TOPOGRÁFICAS DA DIRETORIA DO SERVIÇO GEOGRÁFICO, MINISTÉRIO DO EXÉRCITO.

GEOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO PARANÁ
RODOLFO JOSE ANGULO
ORIENTADOR : PROF. DR. KENITIRO SUGUIO

TESE DE DOUTORAMENTO, PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, SÃO PAULO, 1992.

MAPA GEOLÓGICO DOS SEDIMENTOS CENOZÓICOS DO LITORAL DO ESTADO DO PARANÁ

5 - FOLHA LITORAL SUL

ESCALA : 1:100.000

LEGENDA

AMBIENTES E FÁCIES SEDIMENTARES

CONTINENTAIS

- LEQUES E CONES ALUVIAIS
- TALUS
- COLÚVIOS
- FLUVIAIS

COSTEIROS

- PLANÍCIE COSTEIRA COM CORDEÕES LITORÂNEOS
- PRAIAS
- BREJOS INTERCORDEÕES
- DUNAS FRONTALS
- PLANÍCIES DE MARÉ
- FUNDOS RASOS
- DELTA DE MARÉ
- PLANÍCIES COM SEDIMENTOS PALEOESTUARINOS

IDADES

- HOLOCENO
- PLEISTOCENO
- QUATERNÁRIO INDIFERENCIADO
- PLIO-PLEISTOCENO (inclui Fm. Iquererim)
- MIOCENO INFERIOR (Fm. Alexandra)

OUTRAS REFERÊNCIAS

- ALTAS SERRAS
- SERRAS E MORROS
- PLANALTOS
- PLANALTOS DISSECADOS
- LINEAMENTOS DE CORDEÕES LITORÂNEOS
- RIOS, CORREGOS E CANAIS
- ESTRADAS
- LIMITE ESTADUAL
- ESTRADA DE FERRO
- DIVISOR DAS BACIAS LITORÂNEAS

BASE CARTOGRÁFICA : FOLHAS TOPOGRÁFICAS DA DIRETORIA DO SERVIÇO GEODÉSIICO, MINISTÉRIO DO EXÉRCITO

GEOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO PARANÁ

RODOLFO JOSÉ ÂNGULO

ORIENTADOR : PROF. DR. KENITIRO SUGIIO

TESE DE DOUTORAMENTO, PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, SÃO PAULO, 1992.