



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**“ESTUDO MORFOESTRATIGRÁFICO E SEDIMENTOLÓGICO DOS
DEPÓSITOS HOLOCÊNICOS DA PLANÍCIE COSTEIRA DE MARACANÃ
– NE DO PARÁ”**

Dissertação apresentada por:
CHARLLES DE ALMEIDA CARVALHO

**BELÉM
2007**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

Carvalho, Charlles de Almeida

C331e Estudo morfoestratigráfico e sedimentológico dos depósitos holocênicos da planície costeira de Maracanã – NE do Pará / Charlles de Almeida Carvalho; orientador, Maamar El-Robrini. – 2007

x; 129 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geofísica Belém, 2006.

1. Sedimentologia. 2. Morfostratigrafia. 3. Argilominerais. 4. Minerais pesados. 5. Planície Costeira. 6. Maracanã – Pa. I.Universidade Federal do Pará II. Carvalho, Charlles de Almeida, Orient. III. Título.

CDD 20º ed.:551.354098115



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ESTUDO MORFOESTRATIGRÁFICO E SEDIMENTOLÓGICO
DOS DEPÓSITOS HOLOCÊNICOS DA PLANÍCIE COSTEIRA
DE MARACANÃ – NE DO PARÁ**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

CHARLLES DE ALMEIDA CARVALHO

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **15 / 03 / 2007**

Comitê de Dissertação:

MAÂMAR EL-ROBRINI (Orientador)

ADMILSON MOREIRA TORRES

GEORGE SATANDER SÁ FREIRE

Belém

Dedico este trabalho aos meus pais, aos meus irmãos, os meus avós (Raimundo e Maria – In memória), aos meus amigos e a minha esposa Etienne.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer a Deus, o autor e consumidor da vida, que me concedeu inspiração e sabedoria para concluir esta caminhada;

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG), do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará pela oportunidade de desenvolver a dissertação;

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa de mestrado permitindo condições de realização deste trabalho;

Ao meu orientador, Prof. Dr. Maâmar El-Robrini pela oportunidade que me deu, de desenvolver esta dissertação, através de seus valiosos conhecimentos científicos e, também, pela amizade nesses últimos anos;

A bibliotecária, Lúcia, pelo auxílio e pelas orientações bibliográficas;

Ao Prof. Edmilson da Mercês Batista, pelo apoio fundamental, no processamento das imagens;

Ao Técnico Afonso Quaresma, por sua importante ajuda e apoio na estapa de campo, sem os quais não seria possível o bom andamento do trabalho;

A Mestranda, Juliana Guerreiro, pelas fotos concedidas da área de estudo, sem as quais não poderia ser possível desenvolver este trabalho;

Ao mestrando André Saraiva pela grande ajuda na elaboração de gráficos, que foram fundamentais para o desenvolvimento do manuscrito;

Ao amigo Ismaily Bastos, pelo companheirismo e pela ajuda na elaboração e desenvolvimento dessa dissertação;

Aos meus colegas do Grupo de Pesquisa GEMC, Leandro Patrick, Marcelo Wanderley, Paulo Henrique e Gheisa Oliveira, pela amizade, pelas trocas de conhecimento e pelos momentos de descontração;

Aos amigos, Emerson Maués, Jhéssica, Alexsandro Sozar, Isaque Passos, Jeremias Campos, Leonardo Silva; Carlos Bezerra e Edson Rosa, pelo companheirismo e pela amizade sincera;

A Etienne, a qual me deu o privilégio de tê-la como amada esposa, me apoiando e me ajudando em todos os momentos, através de sua amizade e de seu imenso amor;

Aos meus pais, Leidiane e Manoel, pelo carinho, compreensão e pelo amor incontestado, através dos quais me tornaram um grande homem;

Aos meus irmãos queridos, Cristiane e Gerson, por todos esses anos de convivência, me mostrando, o que é realmente ser um ser humano de caráter;

A todos que tiveram participação de alguma forma, na conclusão deste projeto.

“Tudo quanto te vier à mão para fazer, faze-o, conforme as tuas forças, porque na sepultura, para onde tu vais, não há obra nem projeto, nem conhecimento, nem sabedoria alguma”.

Eclesiastes, Capítulo 9, Versículo 10
(Bíblia Sagrada)

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
EPÍGRAFE.....	iii
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS.....	x
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	4
1. INTRODUÇÃO.....	6
1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO	7
2. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO.....	9
2.1. VEGETAÇÃO.....	9
2.2. SOLO	10
2.3. CLIMA.....	11
2.4. PARÂMETROS METEROLÓGICOS E OCEANOGRÁFICOS.....	12
2.4.1. Regime de Ventos.....	12
2.4.2. Regime de Ondas.....	12
2.4.3. As Marés e Correntes de Maré	12
2.5. ESTRATIGRAFIA REGIONAL	14
2.5.1. Formação Pirabas	14
2.5.2. Formação Barreiras	15
2.5.3. Depósitos Pós-Barreiras.....	15
2.5.4. Depósitos Recentes.....	16
2.6. GEOMORFOLOGIA COSTEIRA.....	17
2.6.1. Litoral de “Rias”	17
2.6.2. Planalto Costeiro.....	18
2.6.3. Planície Costeira	18
2.6.4. Planície Estuarina	19
2.7. ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	19
2.7.1. Configuração Geral	19
2.7.2. Neotectônica	20
3. DESCRIÇÃO E CARACTERÍSTICAS DO AMBIENTE ESTUARINO	23
3.1. INTRODUÇÃO	23
3.2. CLASSIFICAÇÃO DOS ESTUÁRIOS.....	24
3.2.1 Critério Geomorfológico	24
3.2.1.1. Planície Costeira	25
3.2.1.2. Fiorde	25
3.2.1.3 Barras.....	26
3.2.1.4. Deltas.....	27
3.2.2. Segundo a Circulação das Águas.....	28

3.2.2.1. Estuários altamente estratificados ou de cunha salina	29
3.2.2.2. Estuário parcialmente misturado	31
3.2.2.3 Estuário bem misturado	32
3.2.3. Segundo os parâmetros oceanográficos.....	33
3.2.3.1 Dominado por rio	33
3.2.3.2. Dominado por onda	33
3.2.3.3. Dominado por maré	34
3.3. HIDRODINÂMICA E FÍSICO-QUÍMICA DOS ESTUÁRIOS.....	36
3.4. SEDIMENTAÇÃO EM ESTUÁRIO	38
4. METODOLOGIA	40
4.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	40
4.2. ETAPA DE CAMPO	40
4.3. ANÁLISES DE LABORATÓRIO.....	43
4.3.1. Confecção da Carta Temática	43
4.3.2. Processamento e Descrição dos Testemunhos.....	43
4.3.2.1. Análise da Cor dos Sedimentos	44
4.3.2.2. Análise Granulométrica.....	44
4.3.2.2.1. Separação Silte-Argila-Areia	44
4.3.2.2.2. Granulometria das areias.....	45
4.3.3. Classificação dos Sedimentos	45
4.3.4. Análise Mineralógica	46
4.3.4.1. Argilominerais	46
4.3.4.2. Separação e Identificação dos Minerais Pesados.....	48
5. GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE MARACANÃ	49
5.1. INTRODUÇÃO	49
5.2. DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS.....	53
5.2.1. Planalto Costeiro.....	53
5.2.1.1. Falésias	53
5.2.1.2. Plataformas de Abrasão	54
5.2.2. Planície Costeira	55
5.2.2.1. Planície de Maré.....	56
5.2.2.1.1. Planície lamosa (Manguezal)	56
5.2.2.1.2. Planície Arenosa	57
5.2.2.1.3. Baías	57
5.2.2.1.4. Canais e córregos de maré.....	58
5.2.2.2. Planície Litorânea	58
5.2.2.2.1. Paleodunas.....	58
5.2.2.2.2. Dunas Costeiras	59
5.2.2.2.3. Lagos.....	61
5.2.2.2.4. Praias.....	61
5.2.2.2.5. Planície de Cristas de Praia	62
5.2.2.2.6. Delta de Maré Vazante	63
6. ESTRATIGRAFIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE MARACANÃ	67
6.1. APRESENTAÇÃO	67
6.2. UNIDADES LITOLÓGICAS.....	67

6.2.1. Depósitos de Barra em Pontal	67
6.2.2. Depósitos de Dunas Costeiras.....	68
6.2.3. Depósitos de Manguezal.....	68
6.2.4. Depósitos de Praia.....	68
6.2.5. Depósitos de Planície de Cristas de Praia	68
6.2.6. Depósitos de Barra Arenosa	69
6.3. SUCESSÕES E FÁCIES ESTRATIGRÁFICAS	69
6.3.1. Sucessão S1	69
6.3.1.1. Fácies Areia e Lama Marinha e Estuarina (ALME).....	69
6.3.2. Sucessão S2	70
6.3.2.1. Fácies Lama Orgânica (LO).....	70
6.3.2.2. Fácies lama e areia de Barra em Pontal (LABP).....	70
6.3.3. Sucessão S3	71
6.3.3.1. Fácies Areia Marinha (AM).....	71
6.3.3.1.1. De Praia.....	71
6.3.3.1.2. De Planície de crista de praia	72
6.4. COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA	87
6.4.1. Argilominerais	87
6.4.1.1. Sucessão S1	90
6.4.1.2. Sucessão S2	91
6.4.1.3. Sucessão S3	91
6.4.2. Minerais Pesados	95
6.4.2.1. Sucessão S1	96
6.4.2.2. Sucessão S2	96
6.4.2.3. Sucessão S3	96
7. DISCUSSÕES.....	101
7.1. GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE MARACANÃ	101
7.2. GRANULOMETRIA DOS SEDIMENTOS.....	102
7.3. MINERALOGIA DOS DEPÓSITOS HOLOCÊNICOS	102
7.3.1. Argilominerais	103
7.3.1.1. Esmectita.....	105
7.3.1.2. Caulinita.....	106
7.3.1.3. Ilita.....	107
7.3.2. Minerais Pesados	107
7.3.2.1. Cianita	109
7.3.2.2. Estauroлита.....	109
7.3.2.3. Zircão.....	109
7.3.2.4. Turmalina	110
7.3.2.5. Rutilo	110
7.3.2.6. Epidoto.....	110
7.3.2.7. Hornblenda.....	111
7.3.2.8. Sillimanita.....	111
7.4. SEDIMENTAÇÃO HOLOCÊNICA SUPERIOR.....	111
7.5. EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA SUPERIOR	115
REFERÊNCIAS	117

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de Localização do estuário do rio Maracanã.....	8
Figura 2.1. Esquema mostrando as correntes atuantes na costa do Estado do Pará. (Modificado de Santos, 1996).....	13
Figura 2.2. Coluna estratigráfica da região Nordeste do Pará (modificado de Rossetti, 2001).....	16
Figura 2.3. Mapa Tectônico do nordeste do Estado do Pará (Gorini & Bryan, 1976).....	20
Figura 2.4. Sistemas de falhas (Neotectônica) apresentando as falhas direcionais (indicando o movimento relativo); falhas normais e inversas ou de cavalgamentos linhas denteadas.....	22
Figura 3.1. Tipos fisiográficos de estuários (adaptado de Fairbridge, 1980 apud Miranda et al., 2002).....	28
Figura 3.2. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário altamente estratificado tipo cunha salina: (a) distribuição longitudinal da salinidade, (b) perfil de salinidade e (c) da média temporal da velocidade longitudinal ao longo da coluna (Mantovanelli, 1999).....	30
Figura 3.3. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário de cunha salina, segundo o critério adotado por Pritchard (1952b).....	30
Figura 3.4. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário parcialmente misturado: (a) distribuição longitudinal de salinidade, (b) perfil de salinidade e (c) da média temporal da velocidade longitudinal ao longo da coluna de água (Mantovanelli, 1999).....	31
Figura 3.5. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário parcialmente misturado, segundo o critério adotado por Pritchard (1952).....	31
Figura 3.6. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário bem misturado: (a) distribuição longitudinal de salinidade, (b) perfil de salinidade e (c) da média temporal da velocidade longitudinal ao longo da coluna de água, considerando o ponto de vista no sentido da cabeceira para a boca do estuário (Mantovanelli, 1999).....	32
Figura 3.7. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário bem misturado, segundo o critério adotado por Pritchard (1952).....	32
Figura 3.8. Desenho esquemático mostrando um estuário dominado por onda e sua energia relativa (Dalrymple et al., 1992).....	34
Figura 3.9. Desenho esquemático mostrando um estuário dominado por maré (Dalrymple et al., 1992).....	35
Figura 3.10. Classificação geomorfológica baseada na altura da maré: (a) Micromaré, (b) Mesomaré e (c) Macromaré (Hayes, 1975).....	36
Figura 3.11. Esquema do sistema de circulação em um estuário (Suguio, 2003).....	37
Figura 4.1. Coleta sedimentos em tubo PVC através de sistema manual. (Localidade de Curuçzinho – Maracanã) (Foto: Autor).....	41
Figura 4.2. Localização dos pontos de amostragem na planície costeira de Maracanã.....	42

Figura 5.1. Contexto geomorfológico regional da PCM.....	50
Figura 5.2. Principais domínios e unidades geomorfológicas que correspondem.....	51
Figura 5.3. Principais domínios e unidades geomorfológicas correspondentes à parte central e leste da Ilha de Algodal.....	52
Figura 5.4. Falésia ativa (Município de Maracanã – margem esquerda), exposta a ação das correntes de maré. Representa a borda externa do planalto costeiro. Solapamento da base, formando vegetação sobre a planície de maré lamosa (Foto: Autor).....	54
Figura 5.5. Plataforma de Abrasão (Pa) desenvolvida em sedimentos Formação Barreiras. Em segundo plano estão as falésias ativas (Fa), caracterizando uma costa em erosão (Ilha do Marco) (Fonte: Juliana Guerreiro, 2005).....	55
Figura 5.6. Floresta de manguezal, com exposição das raízes sobre estrato lamoso (Autor).....	56
Figura 5.7. Em primeiro plano a praia e blocos ferruginosos, caracterizando uma plataforma de abrasão esculpida em sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreira. Logo acima o desenvolvimento de paleoduna e uma estratificação cruzada tabular tangencial (Ilha do Marco) (Foto: Juliana Guerreiro, 2005).....	59
Figura 5.8. Campo de dunas costeiras fixadas por vegetação arbustiva (Marieta)(Foto: Juliana Guerreiro, 2005).....	60
Figura 5.9. Campo de dunas vegetadas e sistema de lagos interdunas. Lagos intermitentes que dependem da precipitação pluvial (Marieta) (Juliana Guerreiro, 2005).....	60
Figura 5.10. Imagem de satélite LANDSAT ETM 7, na composição Banda 3, mostrando, a praia Flecha-barreira; as direções das correntes de maré e barras arenosas; e as Barras arenosas de maré (Ba). Imagem de 2001, durante a maré baixa.....	61
Figura 5.11. Extremidade da praia (flecha-barreira) mostrando a zona de estirâncio e zona de pré-praia e o início da floresta de mangue (Marieta) (Foto: Juliana Guerreiro, 2005).....	62
Figura 5.12. Imagem de satélite Google Earth (2005), mostrando: (A) praia cortada pelo canal estuarino; (B) Praia do tipo Flecha-barreira (cordão litorâneo) e; (C) Ponta em esporão. Algodal (A e B) e Ilha do Marco (C).....	63
Figura 5.13. Imagem de satélite Google Earth (2005), mostrando a unidade de planície de crista de praia (PCP) e a praia Flexa-barreira (Pfb) e Delta de maré vazante, desenvolvido na foz de dois canais (Ilha de Algodal).....	64
Figura 5.14. Terraço erosivo desenvolvido sobre a planície de maré lamosa. Área correspondente no retângulo vermelho da imagem (Foto: Juliana Guerreiro, 2005).....	64
Figura 5.15. Em primeiro plano o mangue bordejando o canal estuarino e, a planície de crista de praia (PCP), sobreposta por uma vegetação arbustiva. Porção Leste (Marieta) (Foto: Juliana Guerreiro, 2005).....	65
Figura 5.16. Planície de maré arenosa desenvolvida sobre as plataformas de abrasão e na extremidade da vegetação de mangue (Marieta) (Foto: Juliana Guerreiro, 2005).....	65
Figura 5.17. Imagem de satélite Google Earth (2005) mostrando as unidades geomorfológicas: paleodunas (Pd), Manguezais (M), Planície de crista de praia (PCP), Campo de dunas costeiras (Dc), Plataforma de Abrasão (Pa) e Planalto costeiro (P). Ilha do Marco.....	66
Figura 5.18. Barra lamosa em pontal. Observar a intercalação entre areia e silte (Autor). Ilha	

do Cumarú.....	66
Figura 6.1. Testemunho P-03 e perfil descritivo mostrando lama sem estratificação aparente (LM) na parte superior (topo) característica de manguezal; seguida de lama com algumas lâminas de areia (acamamento heterolítico). Na base ocorre alternância entre camadas de areia, argila e concentrações de material orgânico, típico de canal fluvial (AF).....	73
Figura 6.2. Testemunho CM-14 e perfil esquemático mostrando na base Lama escura com fragmento de madeira (Lama estuarina), seguida por areia com estratificação “swach” (Cordões de planície de praia) e no topo areia de praia em esporão.....	74
Figura 6.3. Testemunho P-04 e perfil esquemático mostrando intercalação de areia e argila (acamamento heterolítico), caracterizando uma fácies de barra em pontal. Notar a presença de uma camada de turfa (cinza).....	75
Figura 6.4. Testemunho P-17 mostrando a unidade morfostratigráfica de planície de maré lamosa.....	76
Figura 6.5. Testemunho P-20, P-15 e P-18: no primeiro, a presença de lama de manguezal e areia a lama marinha/estuarina; no segundo areia e lama de barra em pontal e areia e lama estuarina e no terceiro mostrando areia de praia.....	77
Figura 6.6. Testemunho P-04: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.....	78
Figura 6.7. Testemunho P-14: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.....	79
Figura 6.8. Testemunho P-15: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.....	80
Figura 6.9. Testemunho P-17: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.....	81
Figura 6.10. Testemunho P-18: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.....	82
Figura 6.11. Testemunho P-19: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.....	83
Figura 6.12. Testemunho P-20: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.....	84
Figura 6.13. Diagramas ternários de Shepard, mostrando a classificação dos sedimentos em alguns testemunhos da planície.....	85
Figura 6.14. Diagramas ternários de Pejrup, mostrando a classificação dos sedimentos segundo a intensidade da hidrodinâmica dos sedimentos da planície costeira.....	86
Figura 6.15. Difratogramas de raio-x da fração argila no perfil P-04. (I) Ilita; (K) Caulinita e; (E) Esmectita.....	87

Figura 6.16. Difractogramas de raio-x da fração argila no perfil P-15. (I) Ilita; (K) Caulinita e; (E) Esmectita.....	88
Figura 6.17. Difractogramas de raio-x da fração argila no perfil P-17. (I) Ilita; (K) Caulinita e; (E) Esmectita.....	89
Figura 6.18. Difractogramas de raio-x da fração argila no perfil P-19. (I) Ilita; (K) Caulinita e; (E) Esmectita.....	90
Figura 6.19. Distribuição e comparação vertical das quantidades de Ilita, Caulinita e Esmectita, nos Perfis P-04 e P-14.....	92
Figura 6.20. Distribuição e comparação vertical das quantidades de Ilita, Caulinita e Esmectita, nos Perfis P-15 e P-18.....	93
Figura 6.21. Distribuição e comparação vertical das quantidades de Ilita, Caulinita e Esmectita, nos Perfis P-17 e P-19.....	94
Figura 6.22. Distribuição vertical, em porcentagem, de ilita, caulinita e esmectita nas secessões 1, 2 e 3.....	95
Figura 6.23. Distribuição vertical dos minerais pesados na planície costeira (testemunhos P-04 e P-14).....	97
Figura 6.24. Distribuição vertical dos minerais pesados na planície costeira (testemunhos P-15 e P-18).....	98
Figura 6.25. Distribuição vertical dos minerais pesados na planície costeira (testemunhos P-17 e P-19).....	99
Figura 6.26. Distribuição vertical dos minerais pesados nos sucessões S1, S2 e S3.....	100
Figura 7.1. Conteúdo médio de esmectita, ilita e caulinita nas frações finas dos sedimentos distantes da costa brasileira entre os rios Ceará e Pará (Tintelnot, 1995).....	104
Figura 7.2. Seção estratigráfica mostrando as sucessões S1, S2 e S3 (sentido off-shore). Ilha do Marco.....	114
Figura 7.3. Coluna estratigráfica holocênica da Planície Costeira de Maracanã.....	116

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Distâncias interplanares referentes aos picos principais e picos secundários dos argilominerais (Albers et. al., 2001).....	47
Tabela 3.2. Posições referentes aos picos principais dos argilominerais em condições Normais, Glicolada e Aquecida (Albers et al., 2001).....	47
Tabela 5.1. Separação dos principais domínios geomorfológicos identificados na região e suas principais subdivisões (unidades geomorfológicas).....	51

RESUMO

A Planície Costeira de Maracanã (PCM) está inserida no litoral de “falsas rias” do nordeste do Estado do Pará, e desenvolvida sobre os sedimentos terciários das Formações Barreiras e Pirabas e quaternários do Pós-Barreiras. A PCM sofre influência de macro-marés (>4m de amplitude). A planície de Maracanã está compartimentada em três domínios geomorfológicos distintos: (1) o Planalto costeiro, que corresponde às falésias (ativas e inativas) e às plataformas de abrasão esculpidas nas lateritas da Formação Barreiras e exposição do calcário da Formação Pirabas; (2) a Planície Costeira, na qual estão inseridos os campos de dunas costeiras e de Paleodunas, as praias (praia de flecha-barreira), a planície de maré lamosa (manguezais), a planície arenosa (barras arenosas), a planície de crista de praia, delta de maré vazante e lagos, e; (3) a Planície Estuarina, que compreende o funil estuarino, canal de maré e a planície de inundação.

Na PCM foram identificadas nove unidades morfostratigráficas: (1) Planície de Maré Lamosa (Manguezais), (2) Barra em Pontal, (3) Planície Arenosa, (4) Dunas atuais, (5) Paleodunas (6) Praia, (7) Delta de maré vazante, (8) Planície de Crista de praia e (9) Lagos. A estas unidades estão associadas três fácies estratigráficas: (1) Fácies Areia e Lama de Barra em Pontal (arenosa e lamosa), com intercalação (acamamento heterolítico) entre as camadas de argila e areia de coloração cinza esverdeada e cinza claro a esbranquiçada, respectivamente, (2) Fácies Areia Marinha, que se desenvolve sobre os manguezais de inframaré, sendo constituída por areias de coloração cinza-oliva-clara (areias de cordões de planície de praia) e, coloração cinza amarelado (areias de praias atuais) e, (3) Fácies Areia com Lama Estuarina, constituindo uma intercalação de camadas de espessuras variáveis (25 a 0,5 cm), com lama de colorações cinza escura (rica em matéria orgânica e restos vegetais) e cinza esverdeada.

Três seqüências deposicionais foram caracterizadas na PCM: (1) Sucessão Marinha Transgressiva Basal (S1); (2) Sucessão Marinha Regressiva (S2) e Sucessão Marinha Transgressiva Atual (S3). A sucessão transgressiva S1 é caracterizada por apresentar na base areia grossa a média (canal de maré), e logo após, lama escura, com fragmentos e restos vegetais (rica em matéria orgânica), classificada como argila areno-

siltosa. Na base, as areias médias a grossas apresentam-se moderadamente selecionadas, entretanto no topo, as areias finas a medias são muito bem selecionadas, e assimetria levemente negativa. A distribuição dos argilominerais mostrou-se de forma homogênea, com médias percentuais de 45, 37 e 18% de caulinita, illita e esmectita, respectivamente. Estas porcentagens mantiveram a mesma proporção entre eles ao longo da sucessão. Os minerais pesados apresentaram maior concentração nas fácies essencialmente arenosas (fácies de praia), no entanto, a quantidade relativa desses minerais apresentou um leve aumento no sentido base - topo dessa seqüência, com valores maiores de zircão (56%), estaurolita (19%) e epidoto (8%). Esta seqüência marca a deposição de lama estuarina e areia e lama marinha em nível de mar transgressivo.

A Seqüência Regressiva S2 é constituída na base por areias finas a muito finas, bem selecionadas e aproximadamente assimétricas, classificadas como areia argilosa (planície arenosa). Os argilominerais são representados por um leve aumento da esmectita (39 para 51%) e uma diminuição da caulinita, no sentido base-topo do depósito de planície de maré lamosa. Na barra em pontal constituída por areia e lama, o mineral pesado predominante foi a estaurolita (44%), o zircão (35%) e a turmalina (9%), enquanto que na base da seqüência (areia), tem-se o zircão (39%) e a estaurolita (27%). É caracterizada por uma seqüência regressiva marinha basal, onde, possivelmente o nível do mar estava em fase regressiva, evoluída a partir do planalto costeiro, constituindo depósitos progradacionais sobre a seqüência S1.

A Seqüência Transgressiva S3 corresponde às unidades de dunas atuais (topo), praia de flecha-barreira e barras arenosas e lamosas (base). O depósito de dunas costeiras atuais apresenta estratificações cruzadas com leve inclinação e laminações finas de lama. O depósito de praia apresenta estratos cruzados de baixo ângulo. O depósito de barras arenosas apresenta uma estrutura maciça, e às vezes, uma leve bioturbação. As areias finas a muito finas são predominantemente quartzosas, com grãos bem selecionados, e granocrescência descendente. O teor de minerais pesados apresentou uma leve diminuição da base para o topo, com valores de 41% (estaurolita), 37% (zircão), 10% (cianita), 7% (turmalina) e depois 32, 39, 9 e 11%, respectivamente para os mesmo minerais, na base da sucessão.

A composição dos minerais pesados, juntamente com as características texturais, evidenciam uma maturidade dos sedimentos e as feições dos grãos de turmalina e zircão (arredondados) mostram que os sedimentos sofreram longo transporte, retrabalhamento ou intensa abrasão. Os parâmetros granulométricos e a distribuição mineralógica revelaram um comportamento muito homogêneo, não sendo possível determinar e desenhar limites claros entre as seqüências estratigráficas, ou na contribuição continental ou marinha do suprimento sedimentar na PCM.

A presença de feições morfológicas (*cheniers*, *feições de paleocanais*, e *paleodeltas*, e outras) e as características estratigráficas (conteúdo mineralógico, fácies sedimentares, estruturas, cor, etc.) sugerem a ocorrência de oscilações do nível do mar e migração da posição de linha de costa. A presença de depósitos de ambiente transição (planície de maré) mostra as evidências estratigráficas na região. A PCM, assim como outras áreas costeiras do nordeste do Estado do Pará (Bragança, Salinópolis e Marapanim), descritos por Souza Filho (1995), Silva (1996) e Silva (1998), está em processo atual de transgressão (extensas planícies arenosas e praias).

Palavras-Chave: Planície Costeira de Maracanã, Morfostratigrafia, Argilominerais, Minerais pesados, Sedimentologia.

ABSTRACT

The Maracanã Coastal Plain is located in the northeastern part of the Pará State where there are some coastal rias. This place is over tertiary sediments of the Barreiras and Pirabas Formations as well as is over quaternary sediments of the Pos-Barreiras. The Maracanã Coastal Plain is influenced by an macrotidal regime (amplitude > 4 m). The Maracanã Coastal Plain is characterized by three different geomorphologic domains: (1) Coastal Upland that presents active and inactive cliffs, and platforms of abrasion build in the laterites of Barreiras Formation as well as outcrop of the limestone from Pirabas Formation; (2) Coastal Plain that presents coastal dune fields and palaedunes, beach, mud-tide flat (mangrove), sandy plain, edd-tide delta, beach ridge plain and lakes; (3) Estuarine Plain which presents estuarine funnel, tidal channel and floodflat.

In the Maracanã Coastal Plain were identified nine morfostratigraphic units: (1) mud-tidal flat, (2) point bar, (3) Sandy plain, (4) dune, (5) paleodune, (6) beach, (7) ebb-tide delta, (8) beach ridge plain, and (9) lake. These morfostratigraphic units are associated to three stratigraphic facies: (1) sand facies and point bar mud facies (sandy and muddy) that show alternate layers of greenish gray mud and light gray sand; (2) sea sand facies located over infratide mangrove that it has light olive gray and yellowish gray sands; (3) estuarine mud-sand facies that mean a variable thicking alternate layers with dark gray mud or greenish gray mud.

In the Maracanã Coastal Plain were characterized three depositional sequences: (1) Basal Transgressive Marine Succession S1, (2) Regressive Marine Succession S2 and (3) Transgressive Marine Succession S3. S1 show mid-large sand in its base (tidal channel) so that following by dark mud with high concentrations of organic matter (sand-silty clay). In these base, the sand is in moderate selection, but to top the sand is fine to middle size and it's negative asymmetry. Distribution of the mineral clay was homogeneous (kaolinite = 45 %, illite = 37 % and smectite = 18 %). Heavy minerals show larger concentration in the sandy facies, but the relative amount these minerals increased upward which owing zircon (35 %), staurolite (28 %), epidote (9 %) and cianita (11 %) presences. This sequence of sediments marks an estuarine mud, sea sand

and seamud depositions during marine transgressive period.

S2 is constituted by thin-very thin, well selected, near asymmetric sand that could be classified as clay-sand sediment. The mineral clay is represented by slight increase of the smectite as well as a decrease of the kaolinite in top sequence. The main heavy mineral located in the point bar are staurolite (44 %), zircon (39 %) and tourmaline (9 %) while there are zircon (39 %) and staurolite (27 %) contents at bottom sequence. This sequence was build during a marine regressive period from coastal upland so that consist the progradational deposits over sequence S1.

The sequence S3 corresponds to unit of dunes, barrier-arrow beach, sandy and muddy bars. Coastal dune deposits show some crossing stratification to slow slope and thin layer of mud. Beach deposits show crossing stratus in low angle. Sandy bars presents a full structure with some bioturbation. The contents of sand are well selected and it has quartz as main mineral. The amount of heavy mineral was lower at top layer.

Composition and texture of heavy mineral provide a rounding shape of the sediments because it has been transported, reworked and it was suffering a strong abrasion. In the Maracanã Coastal Plain, grain size and mineral distribution are homogeneous being not possible to determine a clear edge between stratigraphic sequences either continental contribution or sea sediment source.

There are so many morphologic features (cheniers, paleochannel, paleodelta) and some stratigraphic characteristics that suggest an occurrence of sea level oscillations as well as a migration in the shoreline position. The presence of transition environment deposits (tide flat) show some stratigraphic evidence in the study area. The Maracanã Coastal Plain and the northeastern coastal area of the Pará State (Bragança, Salinópolis and Marapanim) are over actual transgression event (large sandy plain and beach presences).

Key-words: Maracanã Coastal Plain, morphostratigraphy, mineral clay, heavy mineral, sedimentology.

1 INTRODUÇÃO

As planícies costeiras são superfícies de suave inclinação, correspondendo às áreas de acumulação quaternária com sedimentos argilosos e arenosos resultantes da ação das marés, ondas e ventos e, traduzindo-se em um relevo eminentemente plano e com baixa energia (Costa *et al.*, 1977).

Os estuários são ecossistemas costeiros que apresentam uma ampla distribuição no globo terrestre, principalmente, em regiões subtropicais e temperadas, constituindo importantes fontes de nutrientes, tanto para as regiões costeiras quanto para a plataforma continental adjacente. Sua dinâmica física, química e hidrodinâmica funcionam como importantes parâmetros para o transporte, deposição de sedimentos e formação de ambientes deposicionais nessas zonas de transição.

O estudo da sedimentação nos ambientes transicionais (depósitos quaternários) é de fundamental importância para o conhecimento dos impactos ambientais, do gerenciamento costeiro, de sistemas geológicos antigos, para contribuir na construção de modelos para interpretação desses sistemas.

Os estudos estratigráficos permitiram estabelecer sucessões morfoestratigráficas para a zona costeira do nordeste do Pará e, os mapeamentos geológicos e geomorfológicos possibilitaram o conhecimento progressivo desta região. Este litoral é caracterizado por profundas reentrâncias (“rias”), formadas por baías, estuários e pontões. Estas formas recortam a costa paraense, sendo marcada por vários furos e estuários, configurando a costa de manguezais. Os pontões (“pontas”) são constituídos por manguezais e praias arenosas nas extremidades. Estas pontas correspondem a cristas de praia flecha-barreira (“barrier-spit beach ridges”), que margeiam os sedimentos síltico-argilosos dos manguezais, elevam sensivelmente a topografia costeira, prolongam as formas e os contornos das linhas de manguezais, offshore, sendo truncadas pelos canais fluviais e limitadas pelas desembocaduras estuarinas (Souza Filho & El-Robrini, 2000).

A região costeira do NE do Pará é influenciada por regimes de macromarés (>4m), onde predominam feições geomorfológicas características, tais como, extensos

depósitos de lama de planície de maré, estuários, baixios, pântanos salinos, cheniers, dunas, praias e leques de lavagens associados (Souza Filho 1995; Souza Filho & El-Robrini 1996a; Santos 1996; Silva 1996; Souza Filho & El-Robrini 1996).

O litoral paraense, onde está inserida a Planície Costeira de Maracanã (PCM), possui uma extensão de aproximadamente 600 km, o qual vem sendo estudado, ao longo dos anos no tocante ao mapeamento básico, geomorfologia, estratigrafia holocênica (Souza Filho, 1995, 2000; Silva, 1996; Santos, 1996; Silva Júnior, 1998; Silva, 1998), sedimentação e dinâmica costeira (Silva, 2001; Alves, 2001; El-Robrini, 2001; França, 2003; El-Robrini et al., 2006).

Esta dissertação trata de aspectos estratigráficos, sedimentológicos e geomorfológicos dos depósitos quaternários da PCM, através da caracterização faciológica e arquitetura deposicional, bem como, a caracterização sedimentológica qualitativa e quantitativa dos diferentes pacotes sedimentares (Holoceno Superior).

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O estuário do rio Maracanã está localizado na “Região do Salgado” (nordeste do Estado do Pará), enquadrada nos seguintes limites: a norte com o Oceano Atlântico, a leste com os municípios de Salinópolis e Santarém Novo, ao sul com o município de Igarapé Açu e a oeste com os municípios de Magalhães Barata e Marapanim.

O acesso à PCM pode ser feito por meio terrestre, a partir de Belém, utilizando-se a rodovia federal BR-316 até o município de Castanhal. A partir daí, utiliza-se a rodovia estadual PA-127 até a sede do município de Maracanã. Ainda, pode-se utilizar o meio fluvial, através de barco a motor ou lancha, pela baía do Marajó. Para a amostragem sedimentológica, foram utilizadas as estradas e vicinais adjacentes ao rio Maracanã, através da utilização de caminhonete com tração 4x4.

A PCM, está limitada entre as latitudes $01^{\circ}10'00''$ e $01^{\circ}25'00''S$ e as longitudes $47^{\circ}20'00''$ e $47^{\circ}35'00''W$ (Figura 1.1).

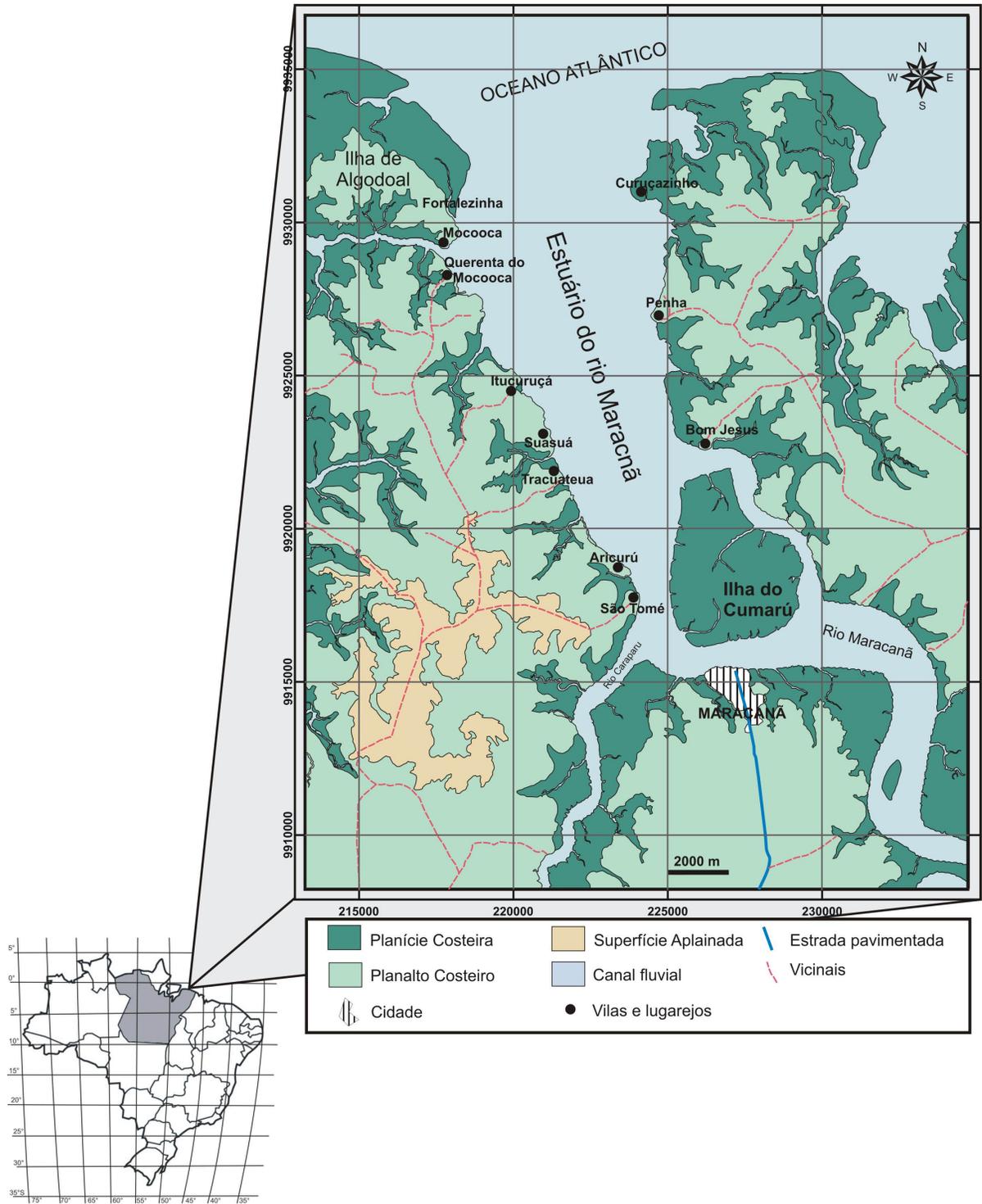


Figura 1.1. Mapa de Localização do estuário do rio Maracanã.

2 CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 VEGETAÇÃO

Na região predominam: (i) as florestas secundárias (Costa *et al.*, 1977), que se localizam nas áreas mais interiores, denominadas ainda de capoeira, visto que toda a cobertura original praticamente foi alterada pela ação antrópica e (ii) as florestas pioneiras (Góes Filho *et al.*, 1973), no entorno das reentrâncias (“rias”), representadas pelos manguezais, campos naturais, praias e dunas.

A capoeira é o resultado da destruição da floresta primitiva, que representava o Planalto Costeiro, onde predominam as seguintes espécies: lacre (*Vismia spp*), muruci do mato (*Byrsonima Crispa*), imaúba (*Cecropia spp*) e uma grande variedade de palmáceas, como Inajá e tucumã.

As formações pioneiras são desenvolvidas sobre os terrenos quaternários, onde a cobertura vegetal está associada às feições morfoestratigráficas dos diferentes ambientes deposicionais e suas condições físico-químicas. São representadas pelos manguezais, campos naturais, praias e dunas, sendo que nas margens do estuário do rio Maracanã ocorrem quase que exclusivamente os manguezais.

O desenvolvimento dos manguezais está relacionado à dinâmica das águas salobras e à redução da salinidade em decorrência da mistura entre águas doce e salgada do ambiente estuarino. Ocorre um zoneamento de espécies, que é controlado por esta salinidade, pela característica dos terrenos colonizados, pelo micromodelo topográfico, pelo regime de marés, pela diferença de granulometria dos sedimentos e pelo potencial de oxi-redução (Davies, 1997). Esse zoneamento é observado a partir dos limites das águas salinas em direção às cotas topográficas mais altas, onde são observadas espécies de maior porte.

Nesta região, as principais espécies encontradas nas margens do estuário são: *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa*, *Avicennia germinans* e *Spartina sp*.

2.2 SOLO

A descrição dos tipos de solos foi baseada na caracterização descrita por Araújo et al. (1973), Leite et al. (1992), Silva et al. (1994), dentre outros. Essa descrição é apresentada a seguir:

O Horizonte B - Latossólico Latossolo amarelo, que está relacionado a sedimentos areno-argilosos do Terciário e Quaternário, presentes em topografia que varia de plano a suavemente ondulado, sob capoeira, textura argilosa, coloração em geral vermelho-amarelada e soma de bases muito baixa nos horizontes superficiais (Silva et al., 1994).

O Horizonte B - não-hidromórfico Podzólico vermelho-amarelo é desenvolvido sobre os sedimentos do Terciário e Quaternário, em áreas com relevo plano a suavemente ondulado, sob vegetação primária e capoeira. Este horizonte é constituído, por argilominerais do grupo da caulinita e, quartzo, além de óxidos de ferro com baixos valores e relações silte/argila, assemelhando-se bastante ao latossolo amarelo (Souza *et al.*, 1991; Silva et al., 1994).

Solos Halomórficos - são constituídos por sedimentos do Quaternário (Holocênio), em locais mal drenados, compostos por material fino misturado com matéria orgânica proveniente da deposição de detritos das atividades biológicas que se distribuem nas partes baixas da orla marítima, sob influência das marés e com manguezais (Souza et al., 1991).

Solos hidromórficos gleizados (Gleissolos/glei pouco húmicos) - são desenvolvidos em sedimentos holocênicos, caracterizando condições anóxicas (coloração acinzentada) e ambientes mal drenados, com pH de 4,5 a 6,3. Estes ocorrem em planícies aluviais, submetidos a um regime de inundação freqüente (várzea), desenvolvendo uma vegetação típica.

Existem, ainda, as areias quartzosas (Holoceno), que ocorrem em áreas com cotas baixas na zona costeira. As características físicas e químicas são, em geral, solos minerais pouco desenvolvidos, com conteúdo de argila menor que 15% em profundidades acima de 200 m (Silva et al., 1994).

2.3 CLIMA

Segundo Martorano *et al.* (1993), o nordeste paraense está submetido a um clima tropical chuvoso, caracterizado por uma temperatura média mensal superior a 18°C. A costa atlântica do Salgado, onde está inserido o município de Maracanã, possui um clima variável, predominando o tipo super-úmido, com pequena deficiência hídrica. Segundo a classificação de Köppen, o clima na região nordeste do Pará é do tipo Am (Tropical Úmido e Monções), caracterizado por ser quente e úmido, com pequena amplitude térmica mensal (~ 3°C), variando de 25°C a 28°C.

Na região costeira é possível distinguir duas estações: (i) mais chuvosa, ocorrendo de dezembro a maio e (ii) menos chuvosa, de junho a dezembro. O litoral do Pará é influenciado por um clima intermediário, onde a temperatura média é de 25°C e precipitação pluviométrica média anual entre 2500mm a 3000 mm.

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

Segundo Cohen (1996), o regime de chuvas no LNAB também sofre influência de outros fenômenos como o El Niño, fenômeno atmosférico-oceânico, caracterizado por um aquecimento anormal das águas superficiais no Oceano Pacífico Tropical e que pode afetar o clima regional e global, mudando os padrões de vento a nível mundial, e afetando assim, os regimes de chuva em regiões tropicais e de latitudes médias. Outro fenômeno atuante é La Niña, que oposto ao El Niño, provoca o resfriamento anormal, e não o aquecimento, e os Distúrbios Ondulatórios de Leste, ou Ondas de Leste.

2.4 PARÂMETROS METEOROLÓGICOS E OCEANOGRÁFICOS

2.4.1 Regime de Ventos

O regime de ventos dominante na região é representado pelos alísios de NE (Figura 2.1), que cruzam a plataforma continental em direção à oeste com velocidade de 5 a 10 m/s, o qual gera “trends” de ondas incidentes, que associado à morfologia de fundo, ocasionam correntes de deriva litorânea para noroeste (Geyer *et al.*, 1996). Os ventos alísios atuam continuamente, durante o ano todo, com máximo de dezembro a março, quando se somam aos alísios de SE. Estes são responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma continental interna em direção à costa.

Os ventos são considerados os principais agentes atuantes no mecanismo de ocorrência de correntes litorâneas e de formação de ondas, que provocam modificações importantes na geomorfologia da linha de costa, através do transporte e deposição de sedimentos.

2.4.2 Regime de Ondas

As ondas geradas pelos ventos representam um importante agente na dinâmica estuarina desta região, possibilitando a mistura das águas e a ressuspensão constante dos sedimentos de fundo das margens, provocando, por vezes, processos erosivos nestas margens.

Segundo CPTEC (2004), as ondas apresentam altura média de 2,2m na praia de Atalaia em Salinópolis (Silva, 2001), as ondas geradas pelos ventos representam um importante agente na dinâmica estuarina na região, provocando processos erosivos nas margens da planície costeira.

2.4.3 As Marés e Correntes de Maré

A costa Norte Brasileira sofre a influência do regime de macromarés (amplitudes > 4m) e pode atingir até um máximo de 12m (Beardsley *et al.*, 1995). Segundo Silva

(1998) na região, ocorrem dois tipos de marés: (i) Maré Dinâmica e (ii) Maré Salina.

As marés que ocorrem no nordeste do Estado do Pará são de natureza semi-diurna (uma maré alta e outra baixa durante um dia lunar, com período de 24h e 50min) com amplitude máxima de 5,5m, amplitude média de 4,8m (no período de sizígia) e 2,5m no período de quadratura (DHN, 1994).

As correntes mais atuantes no nordeste do Pará (Figura 2.1) são aquelas induzidas pela maré, as quais são produzidas pelo movimento vertical, pelo qual o aumento e a diminuição da amplitude de maré geram as grandes modificações costeiras e deposição de sedimentos. As maiores velocidades de corrente de maré são registradas durante as marés de sizígia (5 horas após a preamar), quando atingem 2,8 nós (1,43 m/s) e nas marés de quadratura a velocidade máxima é de 1,48 nós e a mínima de 1,16 nós (DHN, 1994). Essas correntes condicionam o transporte de sedimentos no litoral e são responsáveis pela formação de bancos arenosos, perpendiculares às linhas de costa, comuns na área (El-Robrini et al., 1992).

Segundo DHN (1994), Seis horas antes da preamar em Salinópolis, a velocidade das corrente de maré, à altura da baía de Curuçá (PA), alcançam a ordem de 4,1 a 6 nós (cerca de 210 a 306 cm/s), correspondendo à valores de vazante.

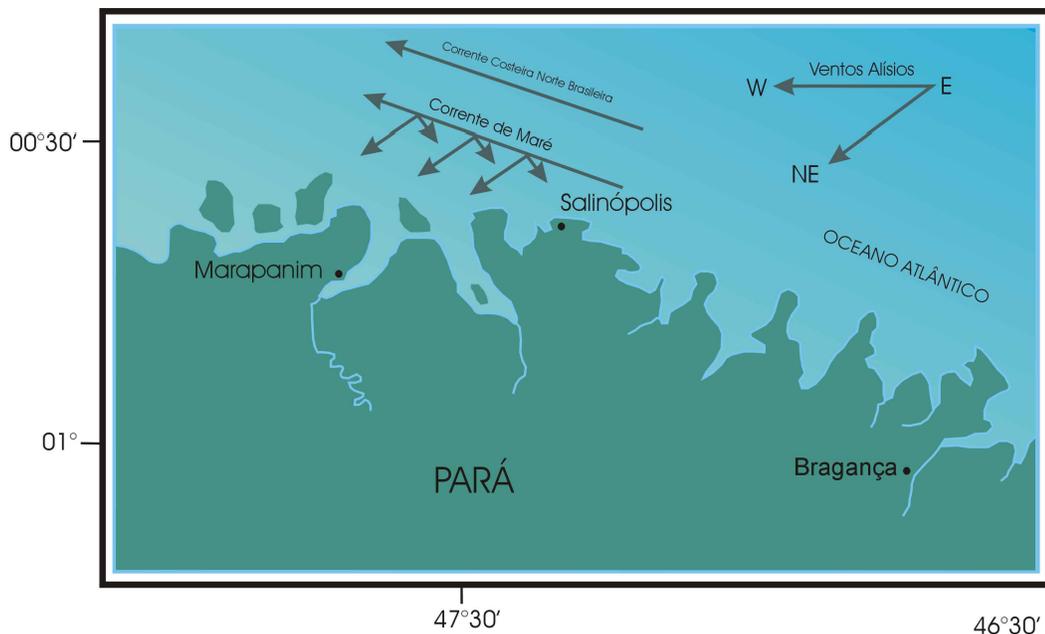


Figura 2.1. Esquema mostrando as correntes atuantes na costa do Estado do Pará (Modificado de Santos, 1996).

2.5 ESTRATIGRAFIA REGIONAL

As unidades litoestratigráficas aflorantes no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão incluem rochas ígneas, metamórficas e sedimentares de idade pré-cambrianas ao Recente. As unidades litoestratigráficas que ocorrem predominantemente na zona costeira paraense são: (i) Formação Pirabas; (ii) Formação Barreiras (iii) sedimentos Pós-Barreiras e (iv) o Recente.

Rossetti (2001) identifica três seqüências deposicionais, que representam as três primeiras unidades citadas acima, A, B e C (Figura 2.2).

2.5.1 Formação Pirabas

Segundo Ferreira (1980), a Formação Pirabas é constituída por calcários marinhos, bioclásticos, dolomicríticos, micríticos e margosos (Mioceno Inferior), que foram depositados em ambiente marinho raso, com águas calmas. As melhores exposições destas rochas, no litoral, ocorrem nos municípios de São João de Pirabas (Ilhas de Fortaleza e das Minas), Maracanã (Aricuru), Primavera (Japerica), Salinópolis (praias do Maçarico e Atalaia) e ainda, no município de Marapanim (Silva, 1998).

Esta Formação grada lateralmente e verticalmente para argilitos e arenitos com cores variegadas que representam a porção inferior da Formação Barreiras. Embora, a Seqüência A aflore em várias falésias costeiras, esta possui espessura entre 15m e 48m nas proximidades da Cidade de Capanema (Ferreira et al., 1984¹ apud Rossetti, 2001).

A seqüência é atribuída a ambientes deposicionais de plataforma externa, plataforma/restrita laguna, cujos registros são encontrados na área leste da Zona Bragantina (Salinópolis, Aricuru e Capanema) e à ambiente de planície lamosa de manguezal, cujos depósitos são encontrados na porção oeste da Zona Bragantina. Estes depósitos são interpretados como registro de uma subida relativa do nível do mar,

¹ FERREIRA, C.S.; VICALI, M.A.; MACEDO, A.C.M. 1984. Os limites meridionais da Bacia de Pirabas, Estado do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro. Anais... SBG, v.1. p. 326-329.

aproximadamente de 40 à 50m acima do nível do mar médio atual, e que resultou na inundação de uma área de aproximadamente 150km, em direção ao continente a partir da linha de costa atual (Rossetti, 2001).

2.5.2 Formação Barreiras

Os sedimentos da Formação Barreiras assentam sobre a Formação Pirabas e são sobrepostos pelos sedimentos Pós-Barreiras. Esta unidade é representada na forma de inúmeras falésias e relevo colinoso comuns na área de idade Mioceno Inferior (Arai et al., 1994). Segundo Rossetti et al. (1989), a Formação Barreiras, é constituída por conglomerados polimíticos intercalados por areia e argila.

Apresenta uma espessura média de 5 a 10m, com depósitos transicionais a continentais (leques aluviais) e influenciados por maré (canais de maré, planícies de maré e manguezais). Os sedimentos da Formação Barreiras recobrem o topo da Formação Pirabas discordantemente. Esta é uma superfície de discordância com extensão regional, que foi causada por uma descida significativa do nível do mar, seguida de transgressão, sendo marcada por erosão e paleossolo laterítico (Rossetti, 2001; Rossetti et al., 2001).

2.5.3 Depósitos Pós-Barreiras

De acordo com Sá (1969), os sedimentos Pós-Barreiras são separados da Formação Barreiras por uma discordância erosiva. Apesar de diversos autores atribuírem a idade pleistocênica para estes sedimentos, Rossetti et al. (1989), admitem uma idade holocênica. Esta unidade é constituída por sedimentos areno-argilosos, mal selecionados, que foram depositados após um período longo sem deposição.

Apresenta uma espessura média de 5 a 10m, com depósitos transicionais a continentais (leques aluviais) e influenciados por maré (canais de maré, planícies de maré e manguezais).

2.5.4 Depósitos Recentes

Sá (1969) afirma que estão relacionados a depósitos fluviais, constituindo areias, seixos e argilas escuras de coloração cinza-marronzada. Estes sedimentos estão associados à influência de maré, caracterizando as baixadas atuais de rios, mangue e praias.

Idade		Unidades Litostratigráficas	Seqüências Depositionais
Plioceno - Quaternário		Pós-Barreiras	C
MIOCENO	Superior	Paleossolo laterítico	Sb3
	Médio	Fm. Barreiras Médio/Superior	B
	Inferior	Fm. Barreiras Inferior	A
Oligoceno Superior	Fm. Pirabas	Paleos. Laterítico Bauxítico	Sb1
Cretácio	Grupo Itapecuru		

Figura 2.2. Coluna estratigráfica da região Nordeste do Pará (modificado de Rossetti, 2001).

2.6 GEOMORFOLOGIA COSTEIRA

Segundo Palma (1979), a costa nordeste do Estado do Pará é do tipo estuarina, com a linha de costa recortada por amplas reentrâncias (“rias”) e com cobertura interna, caracterizada por um manto de faixas arenosas. Costa et al. (1991a) descreve o relevo do litoral nordeste do Pará, utilizando os termos: Planície Flúvio-marinha e Planalto Rebaixado da Amazônia (relevo de maior amplitude). Já segundo Franzinelli (1992) o NE do Pará representa uma costa de submersão contínua e transgressiva alta. Mais recentemente, Silva Jr. (1998), descreve outros domínios geomorfológicos: o Planalto Costeiro, a Planície Costeira e a Planície Estuarina.

2.6.1 Litoral de “Rias”

O litoral de rias é a característica morfológica marcante do litoral paraense. Esta unidade, de acordo com Barbosa & Pinto (1973), corresponde à faixa de sedimentos recentes associados a uma série de ilhas, bacias e canais, presentes em toda a linha de costa, onde possuem uma direção preferencial NE-SW. Costa et al. (1977) denominam esta unidade de Planície Aluvionar.

As principais características dessas “rias” são vales fluviais, que recortam a costa e são parciais, ou totalmente invadidos pelo mar. Para El-Robrini et al. (1992), as “rias” adentram até 45 km no continente, apresentando larguras, de até 20 km (foz do rio Pará) e profundidades inferiores a 5m. A maioria das “rias” do litoral paraense são canais (vales amplos afogados desde o início do Holoceno, construídos pelo desenvolvimento de bancos de planície de maré, perpendiculares à costa, posicionados atrás das áreas colonizadas por mangues, Barbosa & Pinto, 1973).

Segundo Santos (1996), o “Litoral de Rias” pode-se enquadrar às planícies litorânea e fluvial, formadas sobre sedimentos holocênicos, agrupando praias, dunas, planícies de maré e planícies estuarinas, que são separadas das demais unidades sobrejacentes por descontinuidade erosiva.

2.6.2 Planalto Costeiro

De acordo com Franzinelli (1992), o Planalto Costeiro é recortado por baías a oeste do estuário do Pirabas, constituindo assim, falésias ativas, que alcançam o Oceano Atlântico e ao leste deste, está recuado, formando falésias baixas e inativas.

O Planalto Costeiro é conhecido como Planalto Rebaixado da Amazônia e corresponde a relevos ondulados, com superfície arrasada e plana, não alcançando mais que 60 m de elevação (Costa et al., 1991a). Silva Jr. (1998) mostra que o Planalto Costeiro é formado essencialmente por falésias, que apresentam uma superfície plana, formando tabuleiros com vertentes retilíneas e íngremes e podem mostrar uma superfície suavemente ondulada, se caracterizando por apresentar altitudes em torno de 25 m.

2.6.3 Planície Costeira

A planície costeira é recortada por baías e extensas áreas de planície de maré e manguezais (Franzinelli, 1992). Segundo Santos (1996), a planície costeira engloba o canal estuarino, cordões praia-duna, planícies de maré, praias, dunas, pântanos e “cheniers”.

Segundo Silva (1998) a planície costeira corresponde aos depósitos arenosos e argilosos pleistocênicos e holocênicos e é limitada ao sul, pelo planalto costeiro e planície estuarina, e ao norte, pelo Oceano Atlântico.

Conforme Alves (2001), a planície costeira, na região, ocupa uma área de cerca de 20 Km², compreendendo amplas planícies de marés até os cordões duna-praia, dominadas por processos oceanográficos. De acordo com Souza Filho (1995), os subambientes de manguezais, planícies arenosas, dunas costeiras ativas e inativas, deltas de marés e praias-barreiras estão inseridos na planície costeira.

2.6.4 Planície Estuarina

De acordo com Silva (1998), a Planície Estuarina é limitada ao norte, pela Planície Costeira, onde os processos marinhos dominam, e ao sul, pela Planície Aluvial, no limite interno da maré salina e estende-se por cerca de 180 Km². Estes limites variam sazonalmente em virtude da influência da descarga fluvial, maré e dos processos marinhos ao longo do estuário do rio Maracanã. O mesmo autor identifica, ainda, nesta unidade, três feições no estuário do rio Marapanim: funil estuarino, segmento retilíneo e segmento meandrante, semelhantemente as morfologias encontradas por Souza Filho & El-Robrini (1996) no estuário do rio Caeté, em Bragança.

2.7 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

2.7.1 Configuração Geral

A região nordeste do Estado do Pará é marcada por movimentação tectônica, que resultaram na abertura do Oceano Atlântico Equatorial e na separação dos continentes Sul-americano e Africano, durante o Mesozóico. Segundo Hasui (1990) e Costa et al. (1991b), essa movimentação gerou falhas normais de orientações, N-S e NW-SE e falhas de transferência NE-SW e ENE-WSW, sendo resultado da reativação da placa Sul-Atlântica, controlando assim, o desenvolvimento das bacias do Marajó, Bragança-Viseu e Pará-Maranhão, durante o Cretáceo (Figura 2.3.).

Segundo Françolin & Szatmari (1985) no fim do Cretáceo e início do Terciário, pulsos compressivos interromperam a deriva da América do Sul em relação à África, o que resultou no desenvolvimento de estruturas compressivas, de direção E-W, ocasionando uma erosão acentuada nos sedimentos depositados.

As estruturas do Cenozóico são essencialmente transcorrentes, de extensão NE-SW, onde várias falhas foram reativadas e outras se desenvolveram, o que ocasionou durante o Mioceno Inferior, a instalação de uma plataforma carbonática (formação Pirabas), dentro de um evento transgressivo, bem como a elevação da borda continental,

através de fenômenos isoestáticos, dando início a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras sobre os da Formação Pirabas (Hasui, 1990).

No Plioceno os sedimentos das Formações Pirabas e Barreiras sofreram soerguimento, ocasionando os processos erosivos, permitindo a exposição dos sedimentos carbonáticos e fim da deposição dos sedimentos da Formação Barreiras.

Ao longo da costa nordeste do Pará, podem ser observados dois sistemas estruturais (Figura 2.3): a plataforma do Pará e a bacia Bragança-Viséu (Gorini e Bryan 1976), na qual a origem e evolução destas estruturas tectônicas foram explicadas pelo modelo de margens do tipo Atlântico (Asmus, 1984).

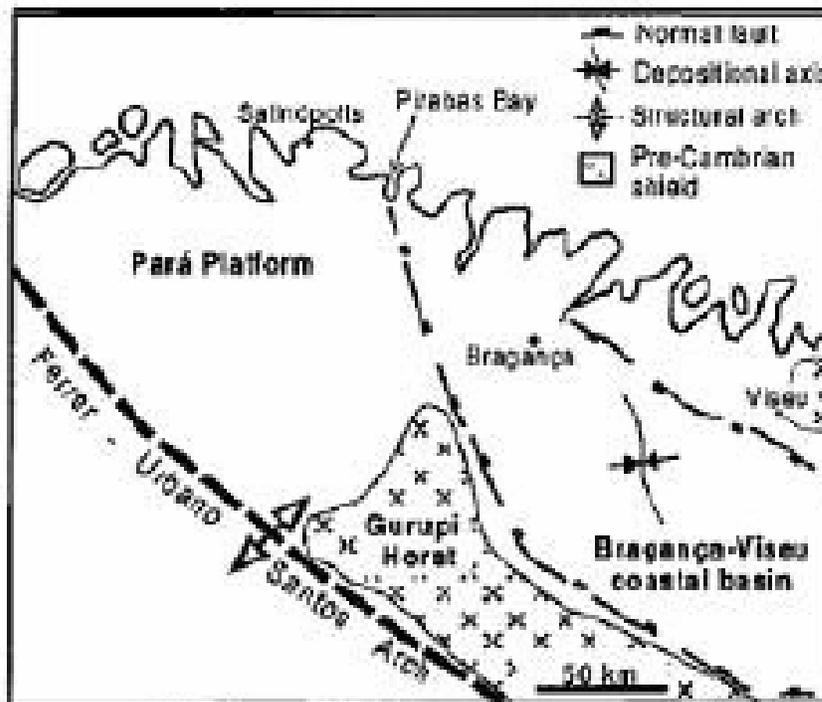


Figura 2.3. Mapa Tectônico do nordeste do Estado do Pará (Gorini & Bryan, 1976).

2.7.2 Neotectônica

Segundo Costa *et al.* (1996), o desenvolvimento do quadro neotectônico no nordeste do Pará, compreende “os conjuntos de estruturas e de seqüências sedimentares, bem como a distribuição dos elementos principais das bacias

hidrográficas e dos sistemas de relevo, desenvolvidos do Terciário Superior (Mioceno-Plioceno) e do Pleistoceno Superior ao recente (Bemerguy & Costa (1991); Costa *et al.* (1993b); Costa *et al.* (1994); Costa *et al.* (1995a); Bemerguy *et al.*, 1995² *apud* Costa (1996). Nesse sentido, reconhecem-se sistemas de falhas transcorrentes dextrais orientadas nas direções E-W, ENE-WSW e NE-SW que geraram extensas áreas transtensivas e transpressivas delineadas através de falhas normais NW-SE e NNW-SSE, e de cavalgamentos e dobras de direções NE-SW e ENE-WSW, respectivamente. Há também vastas áreas formadas por falhas normais orientadas na direção N-S (Figura 2.4).

Borges *et al.* (1995a) descreve um movimento recente, datado do Pleistoceno Médio – Holoceno, que gerou seis feixes principais de falhas transcorrentes dextrais E-W, que interagem através de falhas normais de direção NW-SE. Esse conjunto de falhas seria responsável pelo desenvolvimento das estruturas em forma de romboedros transtensivos, o qual o mesmo autor denominou de Salinópolis-Maracanã, Bragança, Santa Maria e Mãe do Rio. Borges *et al.* (1995b) afirmam, ainda, que as falhas ocorrentes na região, geraram anomalias de drenagens, tais como cotovelos, arcos e sinuosidades e segmentos retos, o que pode ser observado nos rios do nordeste do Estado do Pará.

A orientação das *rias* da região, desde o Marajó (PA) até a Baía de São Marcos (MA) é o resultado do desenvolvimento das falhas transcorrentes de direção NE-SW do Mio-Plioceno.

Em Maracanã a morfologia consiste de uma faixa litorânea que apresenta uma disposição NE-SW, o que é comum em outras porções, adjacentes ao município. O relevo, que compreende a zona costeira (litorânea) sugere que a costa apresenta-se em submersão, similar ao quadro regional proposto por Barbosa & Pinto (1973).

Os sistemas de falhas neotectônicas são mostrados na figura 2.4.

² BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y; BORGES, M.S. 1995. Tectônica e Paleogeografia da calha do rio Amazonas. In: Simp. Nac. de Est. Tecton. 5., 1995. Anais... p.419-420.

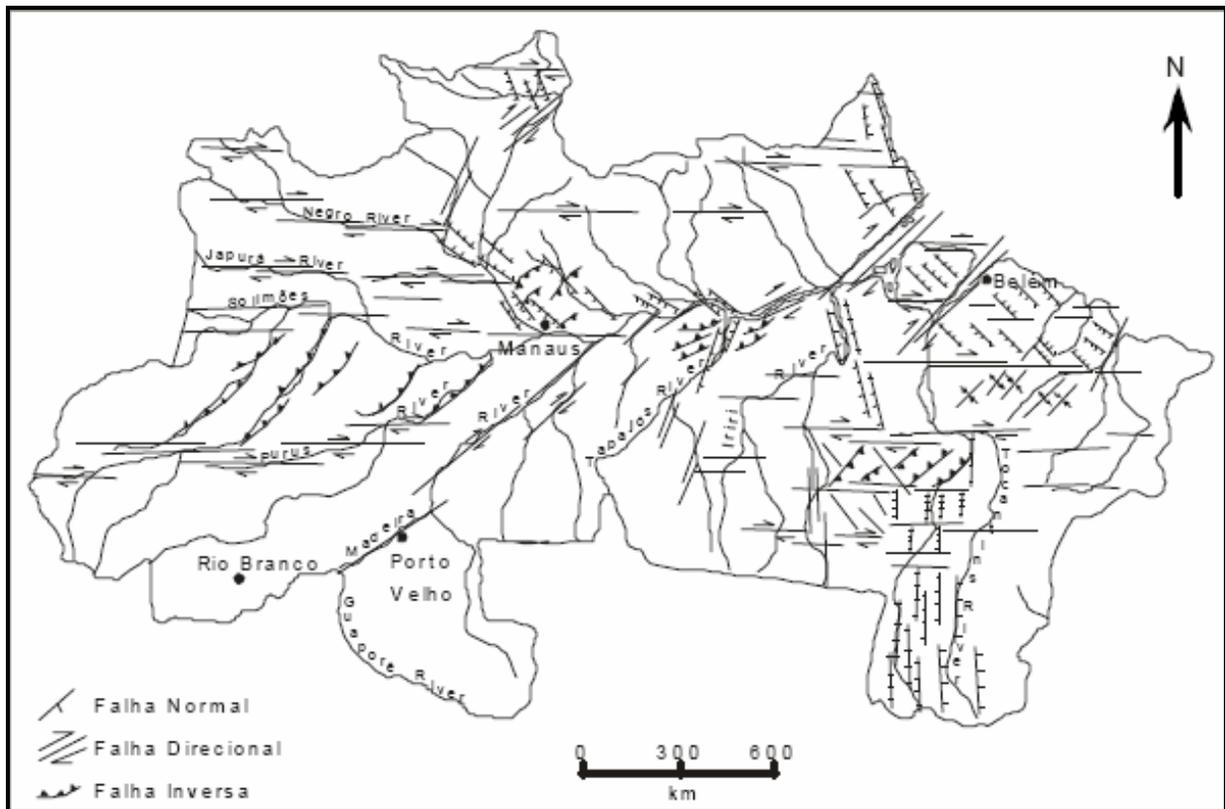


Figura 2.4. Sistemas de falhas (Neotectônica) apresentando as falhas direcionais (indicando o movimento relativo); falhas normais e inversas ou de cavalgamentos linhas denteadas (Felipe, 2001).

3 DESCRIÇÃO E CARACTERÍSTICAS DO AMBIENTE ESTUARINO

3.1 INTRODUÇÃO

O termo estuário (do latim *aestuarium*) significa maré ou onda de grande altura, referindo-se a ambientes altamente dinâmicos, com mudanças constantes em respostas as forças naturais. São corpos de água costeiros, semi-confinados, onde ocorre mistura de águas doce (continente) e salgada (mar), que produzem, através da ação das marés, ventos e ondas, gradientes de densidade que determinam os processos de circulação estuarina. É considerado como um ambiente transicional entre os ambientes continental e oceânico, havendo uma diminuição considerável da salinidade da água, onde os rios se encontram com o mar. Miranda et al. (2002) afirmam que as águas estuarinas são mais produtivas do que as do rio e do oceano adjacente, pois permite o aprisionamento (devido a hidrodinâmica de circulação) de nutrientes, algas e outras plantas, e estimulam a produtividade desses corpos de água.

As características de descarga de água doce, entrada de água do mar, e transportes de sedimentos em suspensão e nutrientes orgânicos e inorgânicos são processos que desempenham uma grande importância para o desenvolvimento urbano, social e econômico, em regiões estuarinas, principalmente como fontes de alimento (organismos marinhos), bem como poluentes, que também são transportados juntamente com as substâncias naturais, que podem afetar uma grande variedade da biota marinha e representar uma ameaça para a saúde das populações que utilizam esses recursos naturais como alimento (Cronin, 1967³ apud Miranda et al., 2002).

Os estuários distribuem-se em todas as partes do mundo, independentemente das condições de clima e maré, no entanto, sendo melhores desenvolvidos em planícies costeiras de médias latitudes, onde presentemente estão submergindo sob a elevação relativa do nível do mar. Esta elevação relativa teve início há 15.000 anos A.P., quando o nível do mar se situava em média a 120 m abaixo do seu nível atual. Esta rapidez na elevação do nível do mar representou um importante papel para a formação dos

³ CRONIN, L.E. 1967. The Role of Man in Estuarine Processes. In: LAUFF G.H. (ed.). Estuaries. Washington, American Association for the Advancement of Science. p.667-689.

estuários atuais (Dalrymple *et al.*, 1992).

Atualmente, como o aumento do nível do mar vem ocorrendo de maneira mais lenta o preenchimento dos estuários pelos sedimentos ocorre de maneira mais rápida. De uma maneira geral, os depósitos sedimentares antigos característicos de estuários fazem parte de uma série de eventos transgressivos (Pritchard, 1967).

O ambiente estuarino pode ser subdividido em três zonas com base na interação entre o prisma de maré e a descarga fluvial: zona estuarina fluvial, zona estuarina média e zona estuarina costeira (Silva *et al.*, 2004). Na primeira zona, a salinidade da água é sempre menor que 1 psu; na segunda há uma variação na salinidade entre 1 e 35 psu, onde ocorre uma intensa mistura entre as águas oceânicas e fluviais e; na terceira zona, a salinidade observada é igual a das águas oceânicas.

3.2. CLASSIFICAÇÃO DOS ESTUÁRIOS

As classificações de estuários existentes são baseadas nas variações de salinidade ou de densidade da água, nas amplitudes de maré da área oceânica adjacente e nas características geomorfológicas. Não existe qualquer consenso sobre qual das classificações é a mais completa ou sucinta, e sem dúvida as variadas proposições refletem os diferentes interesses profissionais das ciências marinhas. A classificação a seguir é baseada nos critérios adotados por Pritchard (1952, 1955), descrita por Miranda *et al.* (2002) (Figura 3.1).

3.2.1 Critério Geomorfológico

Os estuários podem ser classificados através de suas características geomorfológicas. A seguir é apresentada a classificação elaborada por Pritchard (1952, In Miranda *et al.*, 2002).

3.2.1.1 Planície Costeira

Estão amplamente distribuídos ao redor do mundo apresentando uma forma irregular e são resultados do afogamento de vales de rios durante a elevação do nível do mar (Holoceno). Estuários em planície costeira são rasos e orientam-se perpendiculares à linha de costa. Na formação deste tipo de estuário, o processo de inundação superou o de sedimentação, tornando a topografia atual semelhante a vales do rio e são relativamente rasos (cerca de 30 m de profundidade).

A razão largura/profundidade, em geral, é grande, embora ela esteja na dependência do tipo de rocha em que o vale do rio foi escavado. Devido ao processo recente de sedimentação, o fundo é preenchido com lama e sedimentos finos na sua parte superior, que se tornam mais grossos em direção à entrada.

Os estuários de planície costeira estão localizados em regiões tropicais e subtropicais, sendo comuns na costa leste da América do Norte. Alguns exemplos destes tipos de estuários são: Baías de Chesapeake e Delaware, e o estuário do rio Hudson, em Nova York, os quais foram intensamente estudados. No Brasil podem ser citados os estuários do rio São Francisco, das Contas e Potengi nos litorais leste e nordeste brasileiro.

3.2.1.2 Fiorde

Os fiordes são estuários construídos durante o Pleistoceno por ação de geleiras em regiões de latitudes altas. Apresentam uma profundidade média em torno de centenas de metros e um fundo rochoso alto na sua entrada. Este fundo rochoso atua como obstáculo à troca de água entre o estuário e o mar adjacente, favorecendo o desenvolvimento de condições anóxicas nas camadas de água mais profundas. Fiordes são comuns, no Alasca, Noruega, Chile e Nova Zelândia.

A pressão das calotas sobre os blocos continentais e os efeitos erosivos durante o descongelamento aprofundaram os vales dos rios e deixaram um alto fundo rochoso na entrada, chamado de *soleira*. Por ser muito profundo, e com as trocas com o oceano

adjacente limitadas pela soleira, à água da descarga fluvial e a circulação ficam confinadas numa camada muito rasa e que no seu movimento estuário abaixo recebe pelo processo de *entranhamento* uma quantidade razoável de água do mar da camada profunda. A camada mais profunda é quase isohalina e o transporte fluvial na primavera e no verão é dominante sobre o prisma de maré. A profundidade da camada superior é praticamente constante e o transporte de volume aumenta estuário abaixo.

São ambientes localizados em latitudes altas e comuns no Alasca, na Noruega, no Chile e na Nova Zelândia. Devido ao fato de serem sistemas profundos, os fiordes apresentam a razão largura/profundidade relativamente pequena, quando comparada àquela dos estuários de planície costeira, e tem seção transversal aproximadamente retangular. A gênese justifica o fato de os fiordes apresentarem em geral fundo rochoso e com processos de sedimentação recente, ocorrendo principalmente na foz dos rios. A descarga fluvial em geral é pequena, quando comparada ao volume total do sistema, mas pode ser grande em relação ao prisma e maré. Nos meses de inverno a descarga fluvial nos fiordes é muito pequena ou ausente.

3.2.1.3 Barras

São estuários também formados com a inundação de vales primitivos de rios durante a transgressão marinha, mas a sedimentação recente ocasionou a formação de barras na foz. Portanto, esses ambientes estão associados a regiões costeiras que podem sofrer processos erosivos com facilidade, produzindo grandes quantidades de sedimentos que são retrabalhados pelas ondas e transportados por correntes litorâneas. Esses sistemas são, em geral, rasos, com profundidade não superior a 20-30 m, e podem apresentar canais e lagunas extensas no seu interior. O rio ou sistema de rios que alimentam esse estuário, além de apresentarem descarga variável de acordo com a estação do ano, podem transportar grande concentração de sedimentos em suspensão, ocasionando alterações sazonais na geometria da entrada (barra). Existem também sistemas em que, durante as épocas de enchente, a barra pode ser erodida completamente, restabelecendo-se novamente quando cessa o período de chuvas

intensas. Esse grupo de estuário geralmente se forma em regiões tropicais, sendo referido na literatura brasileira pela terminologia *estuarino-lagunar*, como o da região de Cananéia-Iguape.

3.2.1.4 Deltas

Os deltas podem ser classificados como: *delta estuarino* ou *delta de enchente*, e como *delta de vazante* ou simplesmente *delta*.

Os *deltas estuarinos* ou *delta de enchente* são estuários característicos de regiões de macro ou hipermaré, com ação moderada ou grande de ondas e com transporte fluvial de alta concentração de sedimentos em suspensão, o processo de sedimentação recente favoreceu o crescimento de ilhas na parte interior do estuário. Um dos mais espetaculares deltas estuarinos é o delta tropical do rio Amazonas, com geometria afunilada.

Por outro lado, nas mesmas condições da concentração de sedimentos, mais em regiões de micromaré, com ação de ondas de energia moderada, a sedimentação tem lugar na plataforma continental interna, formando bancos de areia e ilhas, dando origem ao *delta de vazante* ou simplesmente *delta*, dentre os quais pode citar o delta do rio Mississipi (golfo do México). Os deltas de enchente e de vazante são dominados pela maré e descarga fluvial, respectivamente.

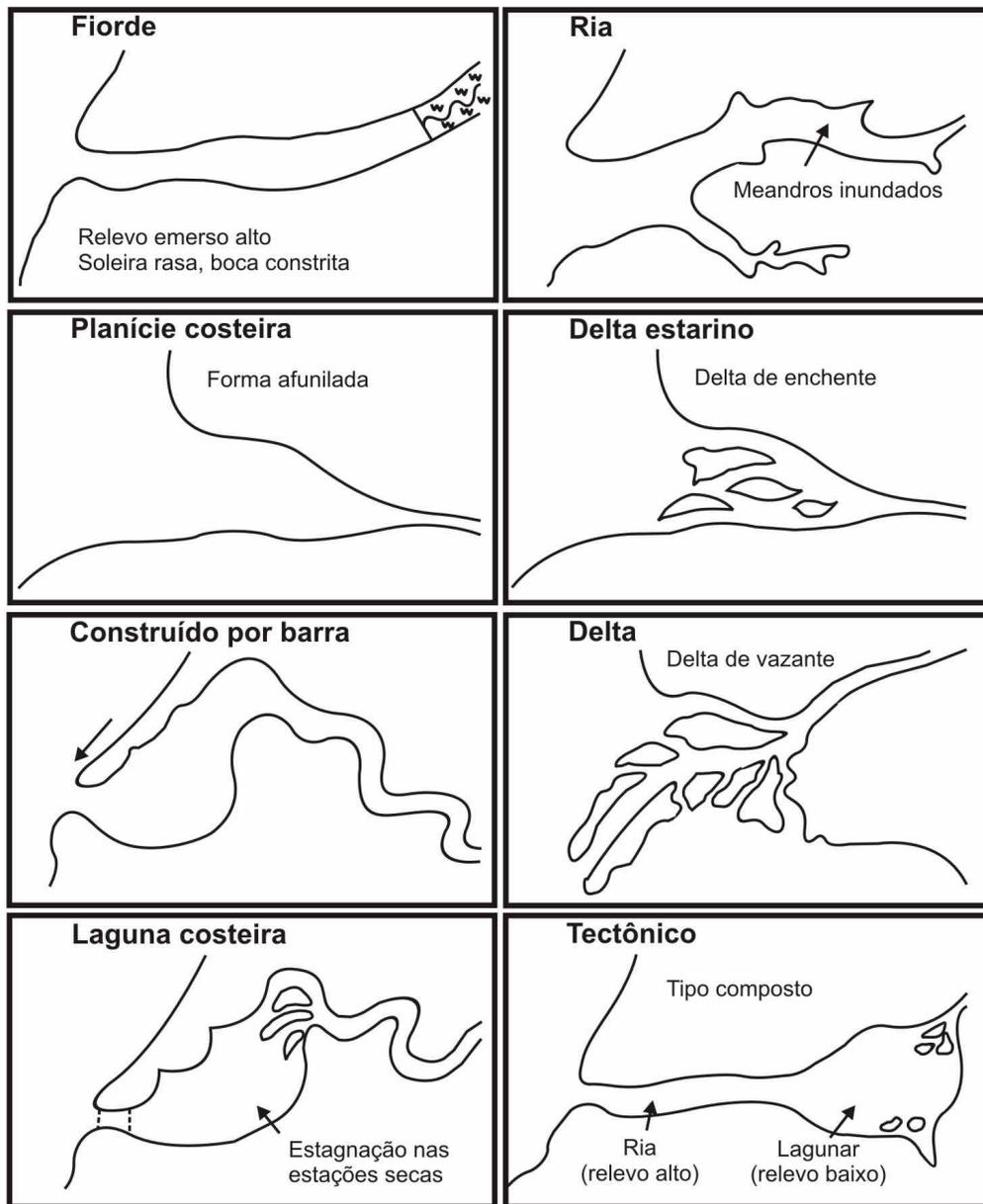


Figura 3.1. Tipos fisiográficos de estuários (adaptado de Fairbridge, 1980⁴ apud Miranda et al., 2002).

3.2.2 Segundo a Circulação das Águas

Como um ambiente de transição localizado entre o continente e o oceano, e sofrendo a influência da descarga fluvial, ondas, marés e também do vento, os estuários

⁴ FAIRBRIDGE, R.W. 1980. The Estuary: Its Definition and Geodynamic Cycle. In OLAUSSON, E.; CATO, L. (eds.) Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries. New York, Wiley. p.1-35.

também podem ser classificados através da circulação de suas águas. Esta circulação será função da importância relativa de cada um dos fatores dinâmicos descritos acima. Todos os tipos geomorfológicos de estuários podem apresentar os diversos tipos de circulação das águas. O ambiente estuarino pode ser subdividido em três zonas com base na interação entre o prisma de maré e a descarga fluvial, fatores primeiramente responsáveis pela circulação e padrão de sedimentação: Zona Estuarina Fluvial, região onde a salinidade das águas é sempre menor que 1, mas os efeitos da maré ainda são observados; Zona Estuarina, região que apresenta uma variação de salinidade entre 1 a 35 e onde a zona de turbidez máxima pode ser observada, normalmente na região de salinidade entre 4 a 10 e Zona Estuarina Costeira, localizada na região costeira adjacente onde a salinidade observada coincide com a salinidade oceânica.

A classificação baseada nos padrões de variação de salinidade foi introduzida por Pritchard (1955), baseado na definição oceanográfica de estuário. Os estuários foram classificados por Pritchard (1967), como: a) altamente estratificados ou de cunha salina (Figuras 3.2 e 3.3), b) parcialmente misturados (Figuras 3.4 e 3.5) e c) bem misturado (Figuras 3.6 e 3.7). Sendo que em um sistema estuarino, o nível de estratificação de salinidade é determinado pela importância relativa entre as forçantes que condicionam os processos de mistura, descarga de água doce, maré e vento, e pela razão entre largura e profundidade do sistema (Pritchard, 1967).

3.2.2.1 Estuários altamente estratificados ou de cunha salina

Quando o estuário é dominado pelo rio, ele é classificado como estuário altamente estratificado ou de cunha salina (Figuras 3.2 e 3.3)(Silva et al., 2004).

São estuários em que o aporte de água doce é elevado e a amplitude de maré relativamente pequena. Tal fato, associado à pequena razão entre largura e profundidade, produz uma forte estratificação vertical, formando duas camadas distintas: uma superficial de baixa salinidade, devido à descarga continental, e outra no fundo, com a penetração da água marinha. A cunha salina penetra a camada inferior muito lentamente e a produção de energia turbulenta no fundo é pequena, de forma que

a mistura ocorre principalmente através do estranhamento, gerado pelo cisalhamento das duas camadas (Figura 3.2).

Devido às variações da descarga fluvial e da maré, a cunha salina não se mantém estacionária, movendo-se lentamente, buscando sempre uma posição de equilíbrio em resposta as variações da descarga fluvial e da maré (Stommel, 1953a⁵ apud Miranda et al., 2002).

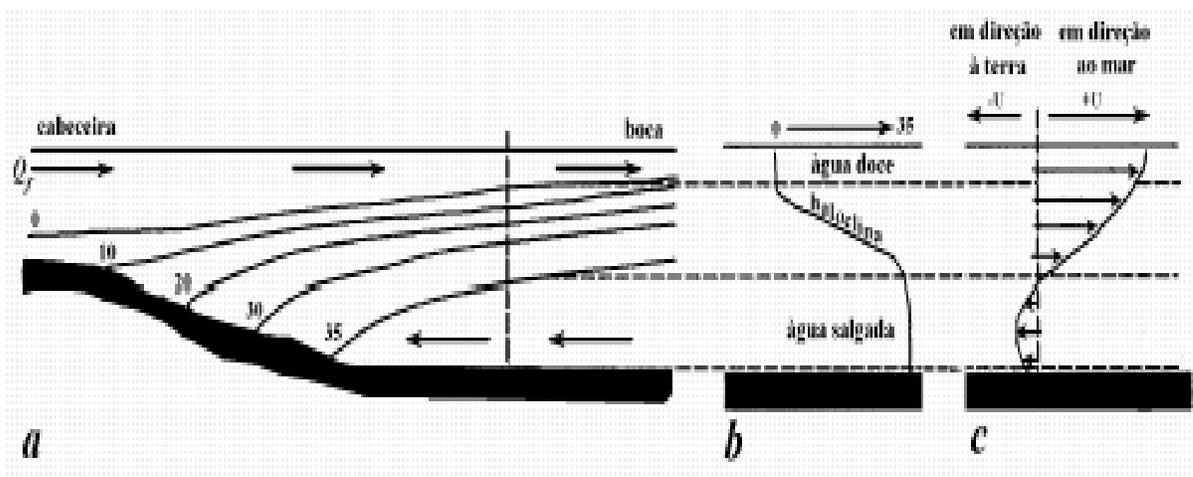


Figura 3.2. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário altamente estratificado tipo cunha salina: (a) distribuição longitudinal da salinidade, (b) perfil de salinidade e (c) da média temporal da velocidade longitudinal ao longo da coluna (Mantovanelli, 1999).

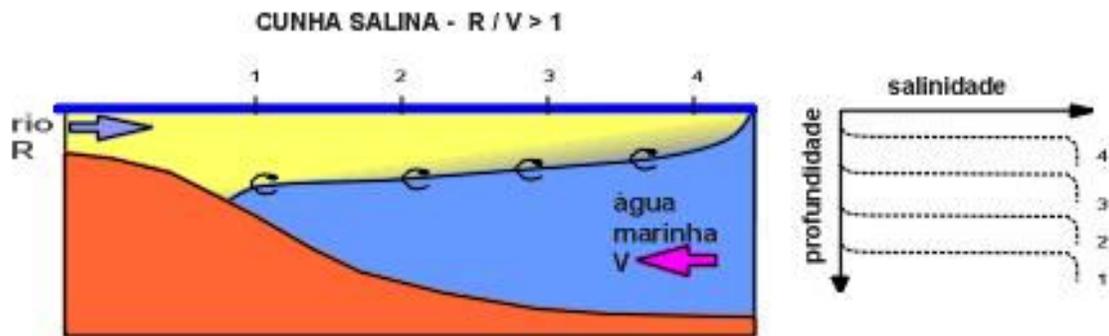


Figura 3.3. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário de cunha salina, segundo o critério adotado por Pritchard (1952).

⁵ STOMMEL, H. 1953a. The Role of Density Currents in Estuaries. Proc. Minnesota International Hydraulics Convention, Minneapolis, University of Minnesota, pp. 305-312.

3.2.2.2 Estuário parcialmente misturado

São estuários em que o aporte de água doce e a ação da maré são moderados, sendo que o movimento periódico da maré intensifica a turbulência vertical, promovendo a troca de sal e momento bi-direcional (estuário acima na camada de fundo e estuário abaixo na camada superficial). Isso gera uma mistura mais efetiva, ocasionando uma intensificação dos gradientes verticais de salinidade estuário abaixo. Nos estuários parcialmente misturados, a circulação gravitacional e a difusão turbulenta constituem os principais mecanismos de circulação e mistura (Figuras 3.4 e 3.5).

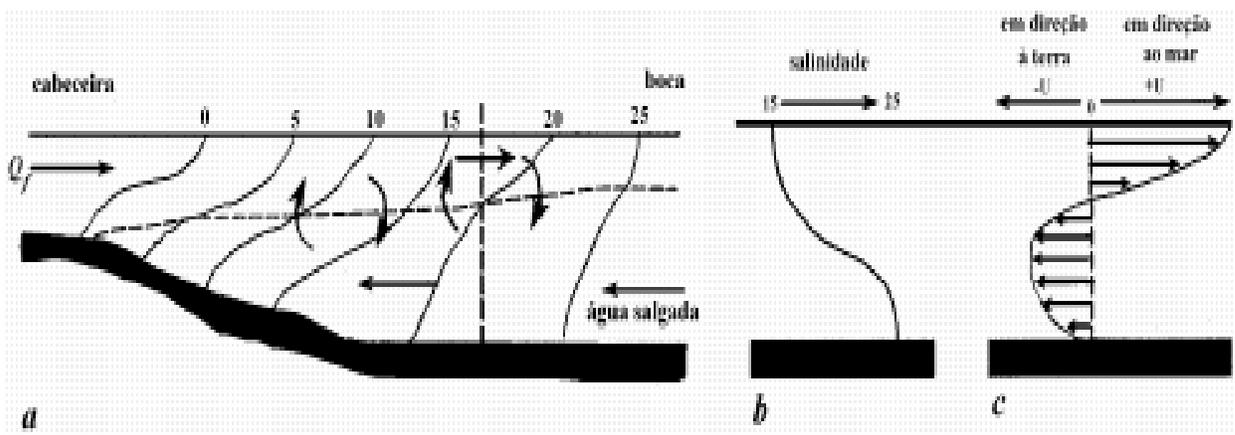


Figura 3.4. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário parcialmente misturado: (a) distribuição longitudinal de salinidade, (b) perfil de salinidade e (c) da média temporal da velocidade longitudinal ao longo da coluna de água (Mantovanelli, 1999).

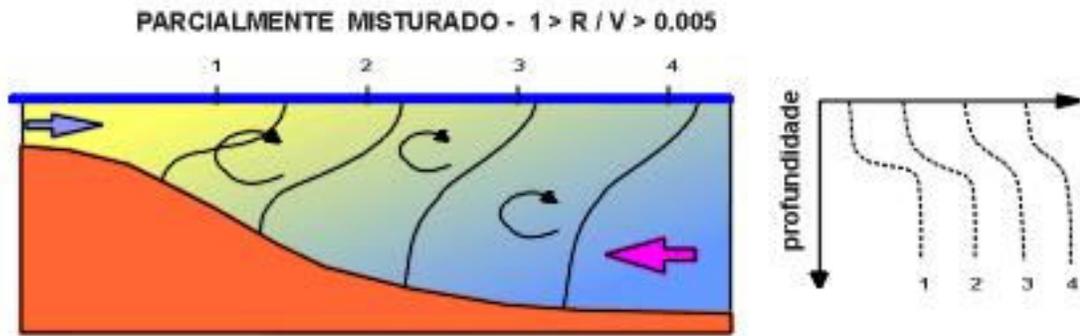


Figura 3.5. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário parcialmente misturado, segundo o critério adotado por Pritchard (1952).

3.2.2.3 Estuário bem misturado

São estuários onde a profundidade é pequena e a amplitude de maré é relativamente grande quando comparada ao aporte de água doce. A turbulência gerada pelo movimento da maré promove a mistura vertical completa entre as águas doce e marinha. Nos estuários do tipo bem misturados, a mistura ocorre preferencialmente na direção longitudinal (lateralmente homogêneos). Se o sistema for suficientemente largo, a força de Coriolis tende a defletir o fluxo da maré e do rio gerando circulação e estratificação lateral (lateralmente não homogêneos) (Figuras 3.6 e 3.7). Nos estuários relativamente profundos a circulação gravitacional poderá ocorrer devido ao gradiente horizontal de salinidade.

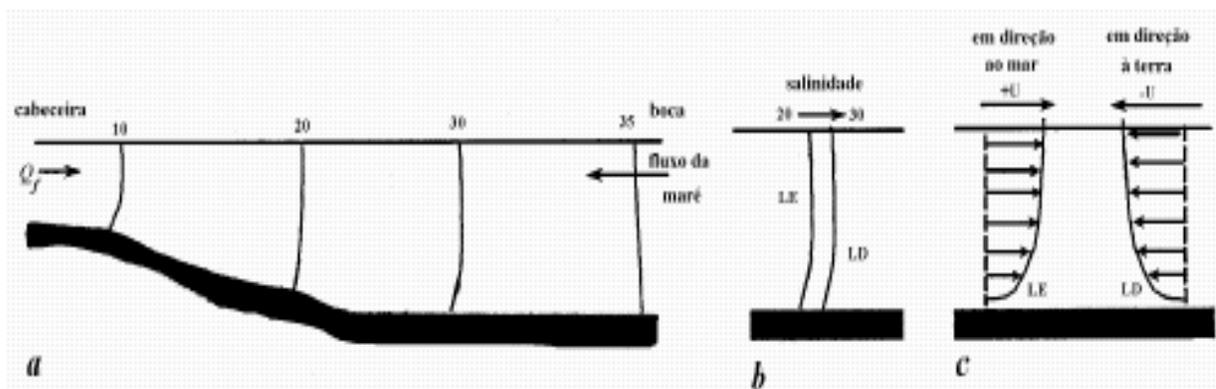


Figura 3.6. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário bem misturado: (a) distribuição longitudinal de salinidade, (b) perfil de salinidade e (c) da média temporal da velocidade longitudinal ao longo da coluna de água, considerando o ponto de vista no sentido da cabeceira para a boca do estuário (Mantovanelli, 1999).

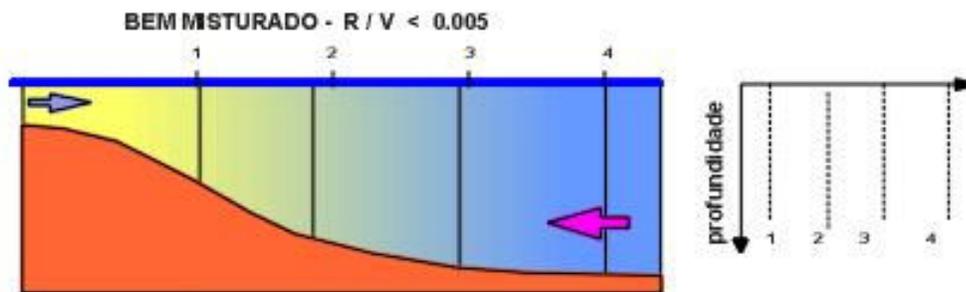


Figura 3.7. Diagrama esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário bem misturado, segundo o critério adotado por Pritchard (1952).

3.2.3 Segundo os parâmetros oceanográficos

Esta classificação, segundo Silva et al. (2004) separou os estuários, de acordo com a influência predominante dos rios, marés ou ondas:

3.2.3.1 Dominado por rio

Nos estuários dominados por rio, a influência da descarga sedimentar supera a capacidade das ondas e marés. Podem desenvolver deltas de fundo de baía, quando for grande a quantidade de sedimentos trazidos pelos rios e quando o corpo aquoso onde desemboca o curso fluvial for raso e plano. Quando a morfologia da bacia receptora for mais acentuada, os deltas de fundo de baía podem estar ausentes, embora a influência fluvial seja ainda dominante (Baía de Chesapeake, litoral leste dos Estados Unidos) (Davis Jr., 1996⁶ apud Silva et al., 2004).

3.2.3.2 Dominado por onda

Os estuários dominados por ondas apresentam zoneamento bem definido composto por uma região oceânica arenosa, onde normalmente ocorrem cordões e pontões arenosos, que se antepõem perpendicularmente à desembocadura, seguidos por uma região central onde os sedimentos finos predominam e uma região interna dominada por depósitos fluviais arenosos que desenvolvem deltas de fundo de baía (Figura 3.8). Os sedimentos fluviais que compõem um delta de fundo de baía, são depositados abruptamente e progradam sobre as lamas da planície de maré, que dominam a região do estuário médio.

⁶ DAVIS JR., R.A. 1996. Beach and Neashare zone. In: Davis Jr. (ed.). Coastal Sedimentary Environments. Springer Verlag. NY, pp.379-444.

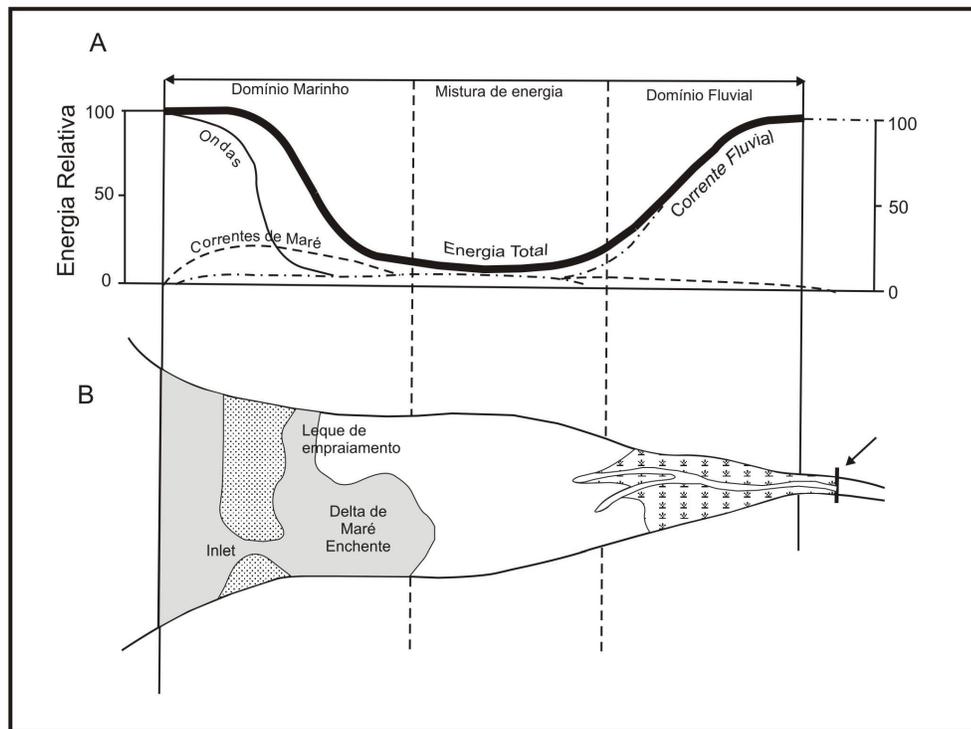


Figura 3.8. Desenho esquemático mostrando um estuário dominado por onda e sua energia relativa (Dalrymple et al., 1992).

3.2.3.3 Dominado por maré

Os estuários dominados pela ação bidirecional das marés não possuem nenhuma barreira em sua foz, apresentando uma morfologia em forma de funil (Figura 3.9). A grande energia das marés provoca a mistura total das águas do estuário, sendo também responsável por correntes, capazes de transportar sedimentos arenosos para dentro e para fora do estuário. Desta forma, desenvolvem-se bancos arenosos perpendiculares à linha de costa e planícies arenosas extensas no estuário médio. Na grande maioria, os sedimentos finos são transportados para fora do estuário, ou depositam-se nas porções mais internas.

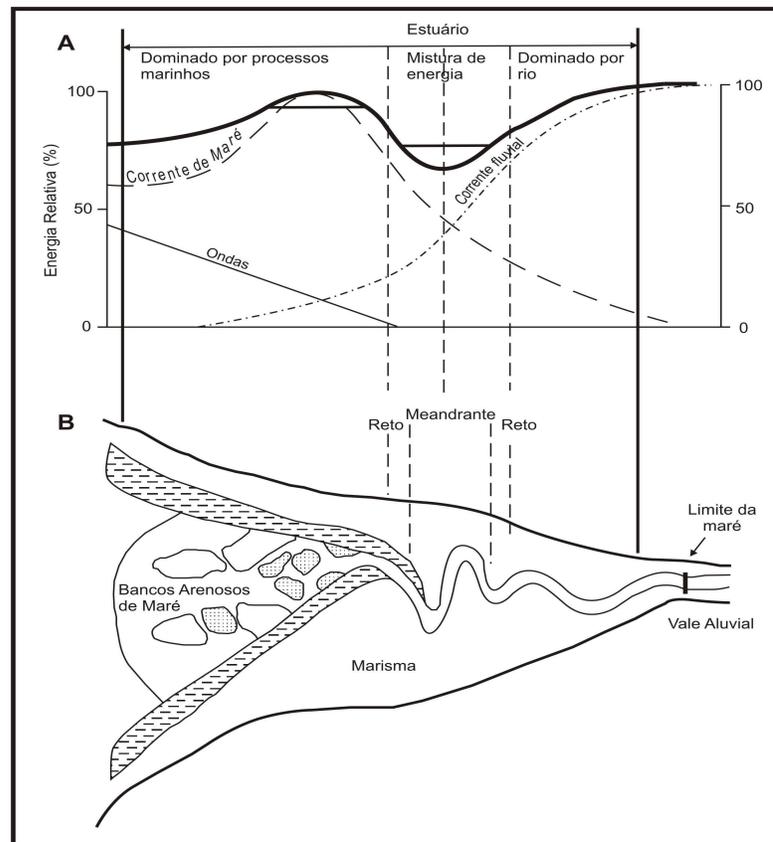


Figura 3.9. Desenho esquemático mostrando um estuário dominado por maré (Dalrymple et al., 1992).

Hayes (1975) propôs uma classificação geomorfológica baseada na altura da maré. Esta classificação baseou-se em formas deposicionais distintas observadas na foz de canais estuarinos e lagunares ao longo de costas de restinga apresentando variações longitudinais na altura das marés (Figura 3.10). Esta classificação foi elaborada com base em alturas de maré proposta por Davis (1985), onde o termo de micro-maré se refere a maré com altura menor que 2 m, meso-maré a maré com altura variando de 2 a 4 m e macro-maré a maré com altura maior que 4 m.

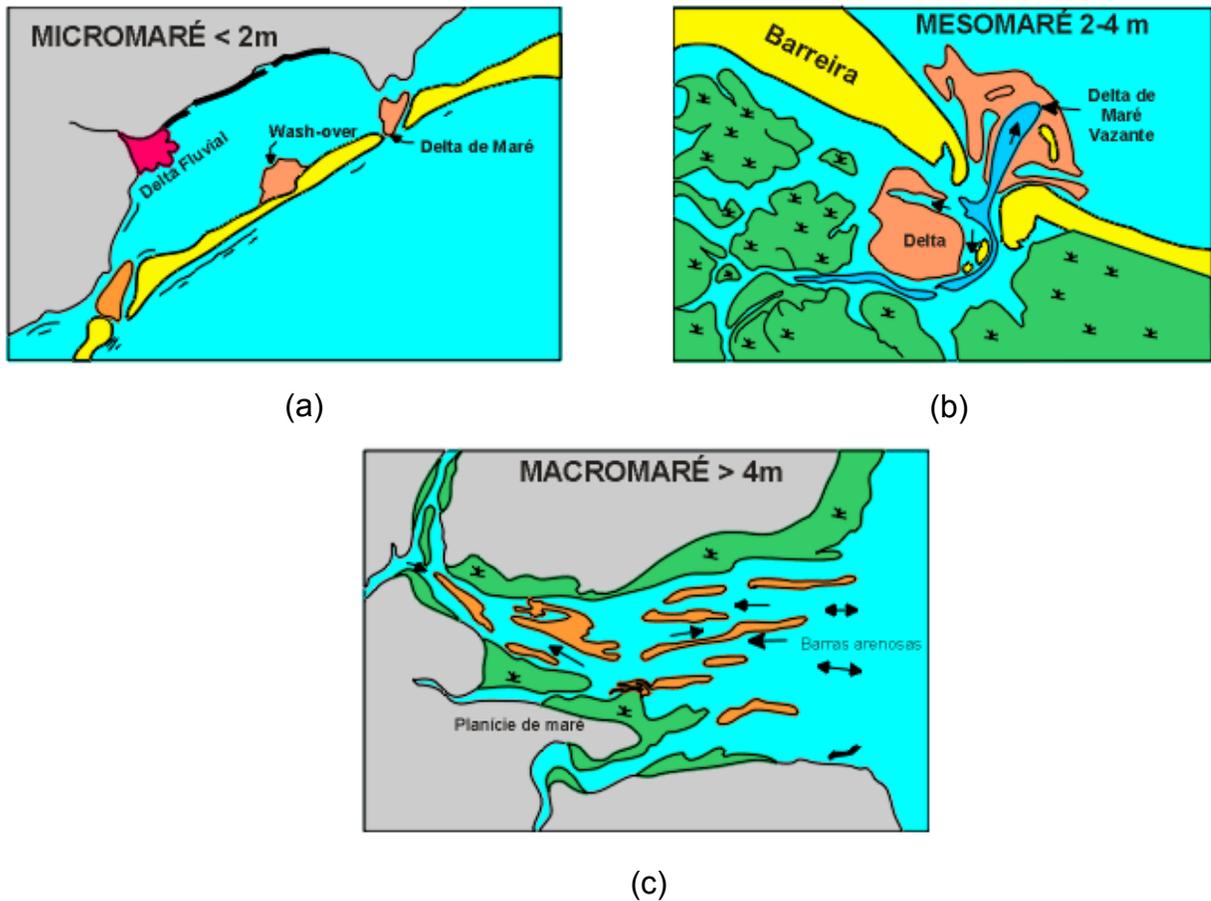


Figura 3.10. Classificação geomorfológica baseada na altura da maré: (a) Micromaré, (b) Mesomaré e (c) Macromaré (Hayes, 1975).

3.3 HIDRODINÂMICA E FÍSICO-QUÍMICA DOS ESTUÁRIOS

Segundo Suguio (2003), o modelo mais simples de circulação estuarina (Figura 3.3) é baseado no conceito de *cunha salina* (*salt wedge*), que se estabelece nas seguintes condições (Figura 3.11). A área da seção transversal de um rio, em sua desembocadura, suporta até o limite da média dos fluxos fluviais máximos. Quando o fluxo de água doce é inferior a esta média, deverá ocorrer a penetração da cunha salina. Como na interface da cunha salina ocorre a mistura de água doce e salgada, estabelece-se um fluxo contínuo de água salgada rio acima, tendendo a repor a água salgada perdida pela mistura.

A circulação estuarina se caracteriza por apresentar padrões de fluxos estratificados, que levam a retenção dos sedimentos supridos pelos rios e ao carreamento para dentro dos estuários dos sedimentos detríticos marinhos (Morton, 1972⁷ apud Silva et al., 2004). As águas salgadas, que são mais densas, fluem em direção ao continente, por baixo das águas fluviais, menos densas, produzindo assim, uma estratificação na coluna d'água. A salinidade da água na cunha salina decresce com a mistura vertical. Durante as marés enchentes podem se desenvolver condições de regime de fluxo superior (Visser & Howard, 1974⁸ apud Suguio, 2003).

Durante os picos de maré alta, em áreas com domínio de mesomarés (2 a 4 m), a circulação estuarina é mais restrita às regiões mais internas do estuário, enquanto nas porções mais externas é característica uma coluna de água verticalmente homogênea, onde predominam os processos ligados a marés e ondas geradas pelo vento (Meade, 1972⁹ apud Suguio, 2003).

Suguio (2003) afirma que no ambiente estuarino, as correntes de marés e fluviais residuais são as únicas capazes de erodir e transportar materiais de fundo e que a reversibilidade das correntes de maré torná-se menos eficaz no transporte de sedimentos.

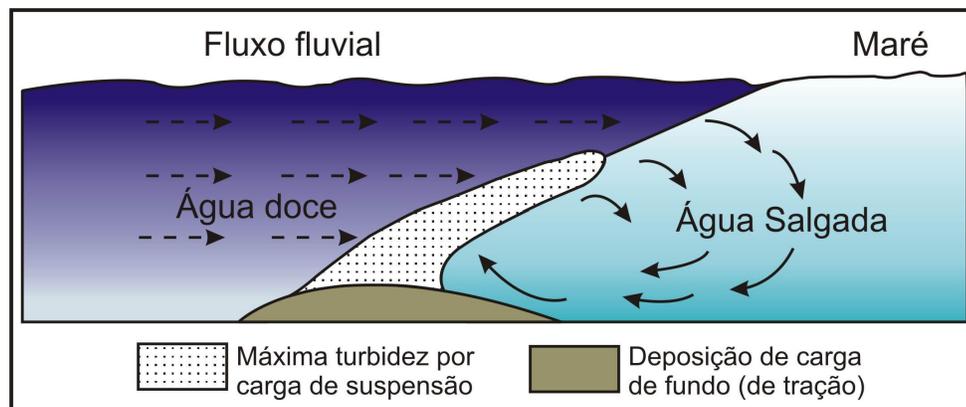


Figura 3.11. Esquema do sistema de circulação em um estuário (Suguio, 2003).

⁷ MORTON, R.W. 1972. Spatial and temporal distribution of of suspended sediment in Narragansett Bay and Rhode Island. In: B.W. Nelson (ed). Environmental framework of coastal plain estuaries. Geol. Soc. Amer. Mem. n° 135, 131-141.

⁸ VISSER, G.S. & HOWARD, J.D. 1974. Dynamic relationship between hydraulics and sedimentation in the Altamaha estuary. Jour. Sed. Petrol., V44, p.502-521.

⁹ MEADE, R.H. 1974. Transport and deposition of sediments in estuaries. In: B.W. Nelson (ed) Environmental framework of coastal plain estuaries. Geol. Soc. Amer. Bull. 133. p.91-120.

3.4 SEDIMENTAÇÃO EM ESTUÁRIO

Estuários são ambientes costeiros de vida efêmera no tempo geológico, presentes durante épocas de elevação relativa do nível do mar, quando atuam como depósitos efetivos dos sedimentos fluviais, não permitindo que estes sedimentos cheguem a plataforma continental. Portanto, os estuários atuam como verdadeiros filtros retendo os sedimentos em sua área de deposição. Além dos sedimentos continentais trazidos pelos rios, estuários também recebem sedimentos da plataforma interna e de áreas costeiras adjacentes, trazidos, pela deriva litorânea.

Os sedimentos que transitam ou se depositam em um estuário podem ter origem continental (supridos pelos rios) e marinha. Geralmente, ocorre um fornecimento simultâneo destas fontes, somando ainda, a contribuição da *deriva litorânea* (Barbosa & Suguio, 1999¹⁰ *apud* Suguio, 2003). Silva et al. (2004) afirmam que os sedimentos que chegam no estuário é de origem variada, podendo ser de bacia de drenagem, plataforma continental, atmosfera, erosão dentro do corpo estuarino e de sedimentos originários das atividades biológicas.

Davis (1985) afirma que os sedimentos estuarinos são derivados de um número de fontes incluindo a bacia hidrográfica, a plataforma continental, a atmosfera, erosão das margens dos estuários e fundo, aporte fluvial e atividade biológica dentro do sistema. O mesmo diz ainda, que a dominância de uma fonte de sedimento depende da sua relativa magnitude a todas as outras fontes e a dinâmica de erosão, transporte, e processos de deposição.

Para o estudo atual da sedimentação em regiões estuarinas devem-se levar em conta dois fatores: *condições físico-químicas* e *atividades antrópicas*. O fator físico-químico, principalmente as diferenças de pH entre os ambientes fluvial e estuarino, induzem a floculação das frações argilosas, onde este fenômeno é mais efetivo em regiões de clima temperado e menos atuantes em regiões tropicais (Suguio, 2003).

¹⁰ BARBOSA, C.F. & SUGUIO, K. 1999. Biosedimentary fácies of subtropical microtidal estuary – An example from Southern Brazil. Jour. Sed. Res., V69. p.576-587.

Segundo Silva et al. (2004) a natureza da fácies sedimentar característica de um ambiente de deposição estuarino é controlada pela quantidade de sedimentos disponíveis, pela interação dos processos hidrodinâmicos e pela geomorfologia de fundo. Os processos estuarinos promovem a acumulação de sedimentos, que lentamente causam a *colmatação dos estuários*. Com a formação de *baixios*, em geral, areno-lamosos, as correntes de maré e as ondas tornam-se menos efetiva na redistribuição dos sedimentos. As marés exercem um papel importante na gênese da cobertura de sedimentos móveis e na configuração geomorfológica do litoral (BRASIL. MINISTÉRIO DA MARINHA, 1972).

Segundo Lessa et al. (1998) os modelos de fácies têm sido propostos para muitos estuários pelo mundo. Entretanto, para considerar a interpretação ambiental, é importante definir a associação de fácies, uma vez que uma das fácies pode ocorrer em vários ambientes distintos, resultante de um mesmo processo (Fávera, 2001).

A rapidez na elevação do nível do mar representou um importante papel para a formação dos estuários atuais, uma vez que a inundação dos vales dos rios ocorreu mais rapidamente do que a sedimentação que os poderia ter preenchido. Atualmente, como o aumento do nível do mar vem ocorrendo de maneira mais lenta o preenchimento dos estuários pelos sedimentos vem ocorrendo de maneira mais rápida. Logo, a existência de ambientes estuarinos é função do balanço entre as flutuações do nível do mar e o volume de sedimento carregado pelos rios. O preenchimento é uma ação contrária a submergência, por exemplo, quando a taxa de elevação do nível do mar é maior que a taxa de preenchimento os estuários são bem desenvolvidos.

4 METODOLOGIA

4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Esta etapa serviu como apoio para a elaboração da tese através do levantamento de publicações e trabalhos já realizados na região, referentes ao aspecto geológico e geomorfológico regional e local; aos ambientes costeiros quaternários na costa brasileira e outros locais do mundo, com características semelhantes às da costa nordeste paraense e; às diferentes metodologias que serão aplicadas neste trabalho.

4.2 ETAPA DE CAMPO

Nesta fase, foram realizadas duas campanhas, levando-se em consideração a sazonalidade da região. Esta teve como finalidade de reconhecimento da área de trabalho, definição dos pontos de amostragem e coleta de amostras para análise. Durante estas campanhas foram desenvolvidas as seguintes atividades: (1) identificação e observação dos padrões de vegetação; (2) levantamento topográfico, (3) coleta de 23 amostras de sedimentos superficiais (figura 4.2), através de testemunhadores a vibração (“Vibracorer System”) e sistema manual (figura 4.1), que podem alcançar até 4 m de penetração.

Os pontos de amostragem foram selecionados a partir de cartas e mapas previamente elaborados e localizados por meio da utilização do sistema de posicionamento global via satélite (GPS), considerando os diferentes tipos de subunidades e subambientes no contexto geológico e geomorfológico.



Figura 4.1. Coleta sedimentos em tubo PVC através de sistema manual (Localidade de Curuçazinho - Maracanã (Foto: Autor)

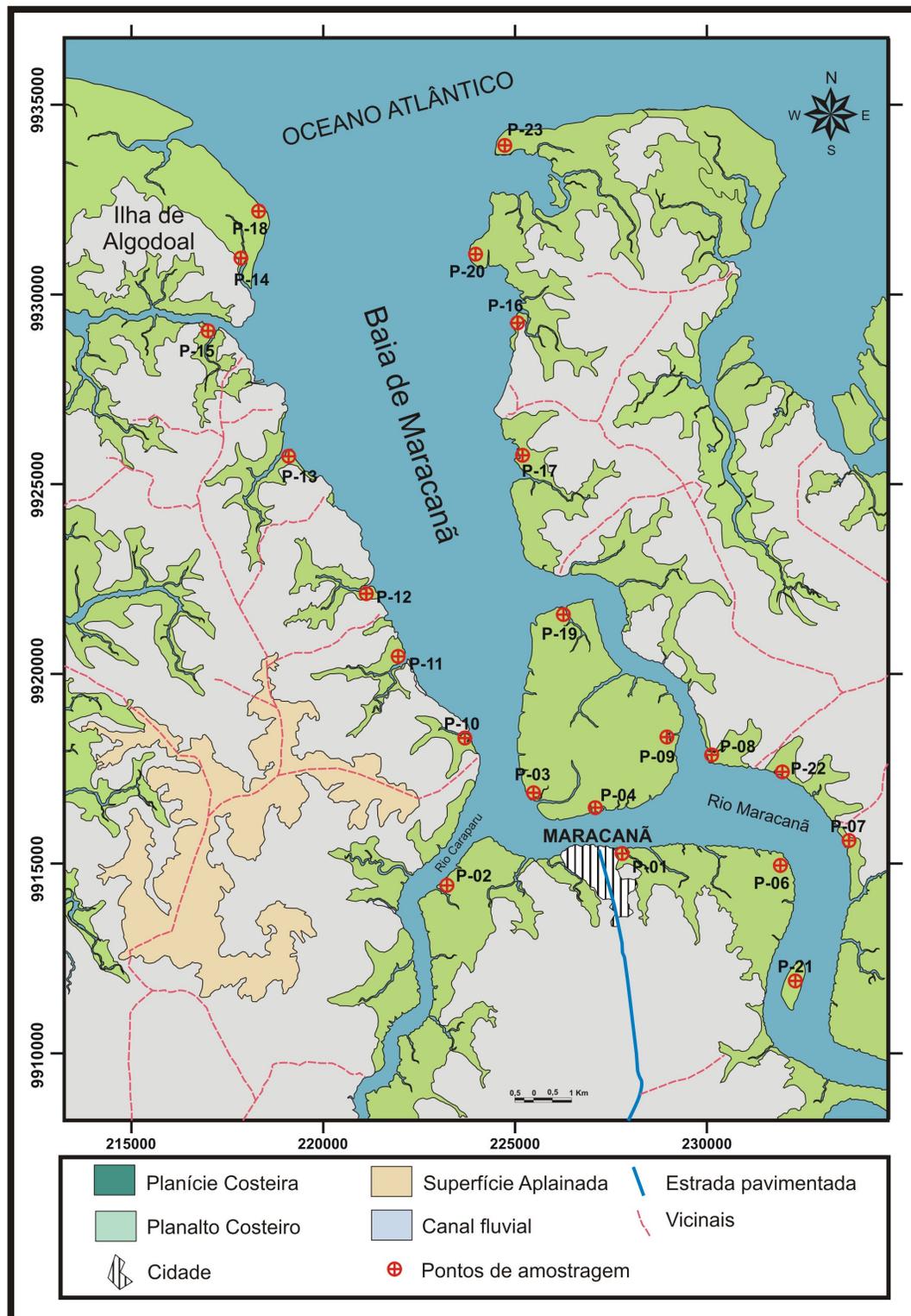


Figura 4.2. Localização dos pontos de amostragem na planície costeira de Maracanã.

4.3 ANÁLISES DE LABORATÓRIO

4.3.1 Confeção da Carta Temática

O levantamento de campo permitiu a elaboração da carta temática em uma escala de 1:50.000, o que permitiu definir e distribuir espacialmente os sistemas deposicionais e unidades morfológicas.

Os mapas morfológicos e geomorfológicos e de pontos de coleta foram elaborados a partir da interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite LANDSAT ETM 7, ponto/órbita 223/60, nas composições 4R5G3B e Banda 3, do dia 03/08/2001. A imagem foi processada através do software PCI Geomatics 9.1, no qual foi dado um realce linear, visando melhorar a qualidade visual das 3 bandas espectrais.

4.3.2 Processamento e Descrição dos Testemunhos

Na primeira etapa os testemunhos foram tratados segundo as técnicas propostas por Figueiredo Jr. (1990), no qual foram utilizados os seguintes instrumentos: trena, serra circular elétrica, serra manual e uma calha para prender os tubos. Estes foram marcados e cortados em um intervalo de 0,5 m de comprimento e posteriormente divididos em duas seções longitudinais; uma destinada para amostragem, descrição macroscópica e fotografia e, outra, para arquivo.

Na segunda etapa os testemunhos cortados foram colocados lado a lado para a uma fotografia do conjunto litológico total, seguindo sua posição no sentido TOPO (pra cima) e BASE (pra baixo).

A análise descritiva é feita nos testemunhos, os quais foram processados baseando-se na metodologia descrita por Figueiredo Jr. (1990) e em seguida foi realizada a análise macroscópica descritiva segundo o modelo de Boyles et al. (1986), na qual se ressaltou a cor, tipo de litológico, comprimento dos testemunhos, as estruturas sedimentares, a granulometria e a sucessão de fácies sedimentares.

4.3.2.1 Análise da Cor dos Sedimentos

Para a descrição das cores foi utilizado o guia padrão de cores *Rock Color Chart*, que apresenta 115 cores, levando-se em consideração os parâmetros de comprimento de onda, luminosidade e saturação. Cada cor pode ser representada por um código padrão, contendo as características dos três parâmetros citados, como exemplo, o código 10 R 5/2.

O primeiro elemento (10R), refere-se à tonalidade, definida em função do comprimento de onda da luz (R – vermelho, G – verde, Y - amarelo). O segundo (5/), corresponde à luminosidade, que expressa em função da quantidade de preto em relação ao branco. Por fim, o terceiro elemento (2), seria um valor referente a saturação, ou seja, a quantidade relativa da cor pura em relação ao cinza.

4.3.2.2 Análise Granulométrica

A análise granulométrica foi realizada nos intervalos dos testemunhos, nas diversas unidades e amostras coletadas, com o objetivo de quantificar as diversas frações granulométricas e, obtenção dos parâmetros estatísticos para a caracterização textural dos sedimentos.

4.3.2.2.1 Separação Silte-Argila-Areia

Foram caracterizados os sedimentos lamosos da Planície Costeira de Maracanã e, para isso, foi necessário identificar e separar as frações argilosas, para a confecção de lâminas, para a realização de difração de raio-x. Para a separação da fração arenosa da fração silte/argila, foi utilizado o peneiramento via úmido, no qual se utiliza uma peneira de abertura de malha 0,062mm. Toda a amostra que passou por esta peneira é a fração silte/argila da amostra. Quando necessário, foi separada, ainda, a fração silte da fração argila, através do método de centrifugação.

A separação da fração fina (silte e argila) foi realizada através do processo de

centrifugação a 1000 RPM (Mil rotações por minuto) durante dois minutos, precipitando primeiramente o silte e restando água+argila. Em seguida, a argila foi separada da água na centrifuga sob uma rotação de 2000 RPM durante 10 minutos.

Foram confeccionadas lâminas orientadas, com a solução água/argila (separadas no processo de centrifugação), para análise dos argilominerais por difração de raio-x. Cada lâmina sofreu três processos: (i) secagem a ar e temperatura ambiente, (ii) saturação com etilenoglicol e, (iii) aquecimento a 550°C durante 2 horas. Após cada processo, as lâminas foram levadas ao difratograma, com a finalidade de observar o comportamento de cada grupo de argilominerais, em cada situação.

4.3.2.2.2 Granulometria das areias

Primeiramente a amostra total foi quarteada e retirada 100 a 150 gramas e em seguida, lavada três vezes com água destilada. Posteriormente, esta alíquota foi levada à estufa para a secagem a uma temperatura de 50°C. A separação das frações areia, silte e argila foi feita mediante peneiramento úmido, usando a peneira de 0,063 mm (250 mesh).

A amostra retida na peneira de 0,063mm, correspondente a fração areia, foi submetida ao processo de peneiramento a seco através de um conjunto de peneiras empilhadas com aberturas de malha em intervalos de $0,5\Phi$ (2,00mm; 1,40; 1,00; 0,710; 0,500; 0,355; 0,250; 0,180; 0,125; 0,090; 0,063mm). Em seguida, o conjunto de peneiras contendo a amostra é submetida a ação do agitador automático (ROTAP), durante um tempo de 10 minutos e a uma vibração de 7 graus de intensidade e, posteriormente, as frações retidas em cada peneira é pesada individualmente para a obtenção dos valores de porcentagens relativas de abundância.

4.3.3 Classificação dos Sedimentos

Para a análise textural e classificação dos sedimentos foram utilizados os cálculos dos parâmetros estatísticos de distribuição, classificação textural e construção de

histogramas, com base no método de Folk e Ward (1957)¹¹ apud Suguio (1973). Foram construídos, ainda, diagramas triangulares de Shepard, para a determinação das frações areia, silte e argila nos sedimentos e de Pejrup, para a determinação da intensidade hidrodinâmica a qual cada grupo de sedimento foi submetido.

4.3.4 Análise Mineralógica

4.3.4.1 Argilominerais

A técnica mais comum para identificação dos argilominerais em rochas e sedimentos é a difração de raio-x. Dentre as vantagens deste método, para a caracterização de fases, destacam-se a simplicidade e rapidez do método, e a confiabilidade dos resultados obtidos (pois o perfil de difração obtido é característico para cada fase cristalina).

Um feixe de raios X ao ser difratado por uma amostra contém informações sobre os tipos de átomos que constituem o material, arranjo atômico e geometria cristalina. Como cada mineral possui a sua estrutura própria, e cada uma destas estruturas responde de forma diferente aos raios emitidos, é possível comparar o perfil obtido com os picos já identificados para cada um dos minerais conhecidos.

Nesta fase, as lâminas orientadas de argila foram levadas ao difratômetro para a identificação dos argilominerais e demais minerais presentes nas amostras através de difratogramas. Foi utilizado o difratômetro PHILLIPS PW 3020, ligado a um PC instalado no Laboratório de Difração de Raio-X, com uma radiação $\text{CuK}\alpha$, 40 KV, 40 mA, fendas de divergência automática $5 - 65^\circ$ (2θ), velocidade de $0,04^\circ$ ($2\theta/\text{min}$) e tempo de contagem de 0,5 segundos.

Cada lâmina foi levada 3 vezes ao difratômetro, na forma *normal* (seca ao ar), *glicolada* (acrécimo de glicol, para expansão) e *aquecida* (aquecida a 550°C). Este procedimento permitiu a caracterização e identificação dos argilominerais, uma vez que, cada grupo possui comportamentos distintos em cada situação, devido suas cargas

¹¹ FOLK, R.L. & WARD, W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. Journal of Sed. Petrol. V. 27, 3-27.

estruturais específicas. Posteriormente, foi realizada a análise semi-quantitativa destes argilominerais para uma melhor caracterização dos sedimentos lamosos.

Nas tabelas 3.1. e 3.2 são mostrados os principais valores de picos (principal e secundário) dos grupos de argilominerais e os picos comuns, nas condições, normal, glicolada e aquecida.

Tabela 3.1. Distâncias interplanares referentes aos picos principais e picos secundários dos argilominerais (Albers *et. al.*, 2001).

Distância Interplanar (Å) (pico principal)	Distância Interplanar (Å) (picos secundários)	Argilomineral
7	3,58	Caulinita
10	5,0 e 3,33	Ilita
14	7,0; 4,7 e 3,5	Clorita
14	7,0; 4,7 e 3,5	Clorita expansível
12 ou 14	5,1 e 3,5	Montmorillonita
14		Vermiculita

Tabela 3.2. Posições referentes aos picos principais dos argilominerais em condições Normais, Glicolada e Aquecida (Albers *et al.*, 2001).

Distância Interplanar (Å) (normal)	Distância Interplanar (Å) (glicolada)	Distância Interplanar (Å) (aquecida)	Argilomineral
7	7	-	Caulinita
10	10	10	Ilita
14	14	14	Clorita
14	17	14	Clorita expansível
12	17	10	Montmorillonita-12
14	17	10	Montmorillonita-14
14	14	10	Vermiculita

Após o procedimento de análise das amostras pela difração de raio-x, os dados obtidos pelo difratômetro foram impressos em forma de gráficos bidimensionais, relacionando o ângulo 2θ e a intensidade aplicada. Estes dois parâmetros permitiram a caracterização de cada argilomineral, conforme suas reflexões características, obedecendo às técnicas de glicolagem e aquecimento supracitado. Os dados do difratômetro foram, também, processados através dos softwares FullProf, para a realização das análises semi-quantitativas dos argilo-minerais, obtendo-se, desta forma, as suas porcentagens relativas.

4.3.4.2 Separação e Identificação dos Minerais Pesados

O estudo dos minerais pesados tem como objetivo obter informações sobre a distribuição e proveniência dos sedimentos arenosos, para desta forma, definir as possíveis áreas-fontes, direção preferencial de transporte e reconstrução paleogeográfica da área.

A técnica de separação de minerais pesados baseou-se na utilização do Bromofórmio (CHBr_3), no qual os minerais, previamente obtidos por peneiramento (frações granulométricas 0,250-0,125mm e 0,125-0,062mm), foram imersos neste líquido. A identificação dos minerais pesados foi feita mediante a confecção de lâminas de grãos utilizando como líquido de imersão o Bálsamo de Canadá ($n=1,54$). Em seguida os grãos foram analisados em lupa binocular sob um aumento máximo de 40X, para a identificação e contagem de grãos, seguindo o método "Line Counting", elaborado por Galehouse (1971)¹² apud Tomazelli (1978), no qual a contagem é feita ao longo de linhas longitudinais, no total de 100 grãos.

¹² GALEHOUSE JS. 1971. Point counting. In: PROCEDURES IN SEDIMENTARY PETROLOGY. Carver, R.E. (ed.) New York: Wiley-Interscience, p.385-407.

5 GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE MARACANÃ

5.1 INTRODUÇÃO

Os depósitos quaternários costeiros podem apresentar uma relação genética estreita com as feições da paisagem. Surge, então, a possibilidade de que a análise estratigráfica de depósitos quaternários deve se considerar diferentes padrões de organização das paisagens, levando a uma integração entre a geomorfologia e a estratigrafia (Mello, 1992).

Para a determinação dos domínios geomorfológicos levou-se em consideração os critérios já descritos por Woodroffe et al. (1986) para a costa australiana e estudos de padrões de relevo, dentro do contexto de sistemas de relevo, proposto por Ponçano (1979) e Ponçano et al. (1979). Tais critérios são semelhantes aos aplicados anteriormente em porções da costa do nordeste do Pará (Marapanim, Salinópolis, Marudá e Bragança), descritos por Santos (1996), Silva (1998) e Souza Filho (1995; 2000).

A costa nordeste do Pará perfaz cerca de 600 Km de extensão e é considerada como sendo uma costa transgressiva dominada pelos regimes de maré. Esta área está desenvolvida dentro de uma costa de submersão, formada por terraços de erosão, manguezais, planícies de marés e dunas (Franzinelli, 1992).

Os estudos geomorfológicos permitiram uma melhor compreensão da evolução durante o Holoceno, através do reconhecimento dos padrões de relevo associados aos diversos ambientes sedimentares e suas distribuições espaciais. É importante frisar que os estudos foram restritos dentro da área, que corresponde à parte superior do estuário do rio Maracanã. Assim, este setor pôde ser dividido em dois grandes domínios geomorfológicos, levando em consideração as características morfológicas, sedimentológicas, topográficas, vegetação típica e processos físicos atuantes. Estas unidades são: Planalto Costeiro e Planície Costeira (Figura 5.1), em que a segunda foi subdividida em planície de maré e planície litorânea (Tabela 5.1).

As unidades geomorfológicas identificadas na porção da Ilha do Marco e parte leste de Algodual são mostradas nas figuras 5.2 e 5.3. e descritas a seguir.

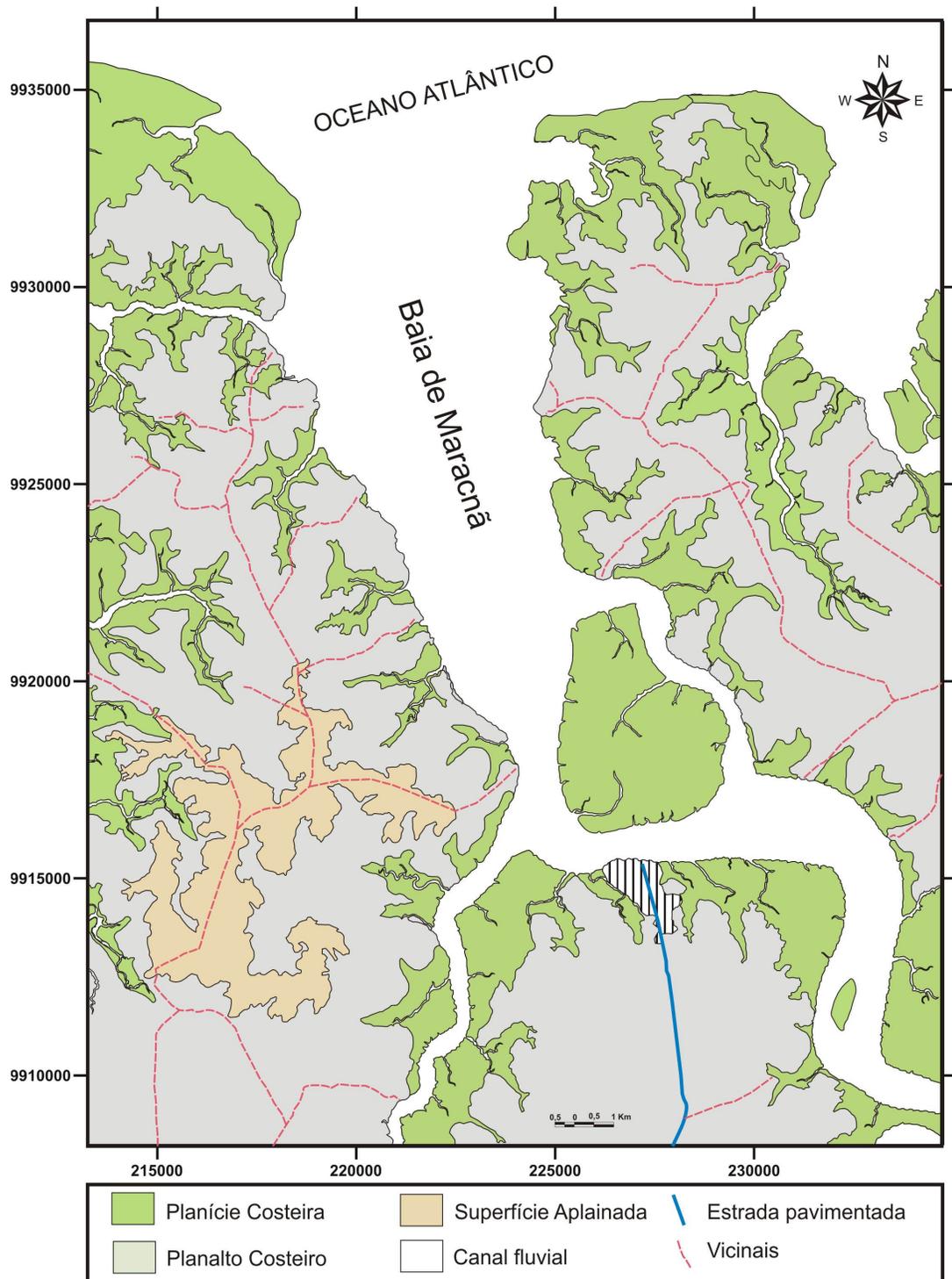


Figura 5.1. Contexto geomorfológico regional da PCM.

Tabela 5.1. Separação dos principais domínios geomorfológicos identificados na região e suas principais subdivisões (unidades geomorfológicas).

Domínios Geomorfológicos	Subdomínios Geomorfológicos	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	ÁREA (Km ²)
Planalto Costeiro		Falésias (ativas e inativas)	---
		Plataforma de abrasão	---
Planície Costeira	Planície de Maré	Manguezais	>25
		Planície arenosa	1,6
		Canais e córregos de maré	---
		Baias	---
		Pântano salino	---
	Planície Litorânea	Dunas Costeiras	4,5
		Paleodunas	3,2
		Praias (Flecha-barreira)	7,5
		Delta de maré vazante	0,9
		Planície de Crista de praia	6,3
Lagos	0,3		

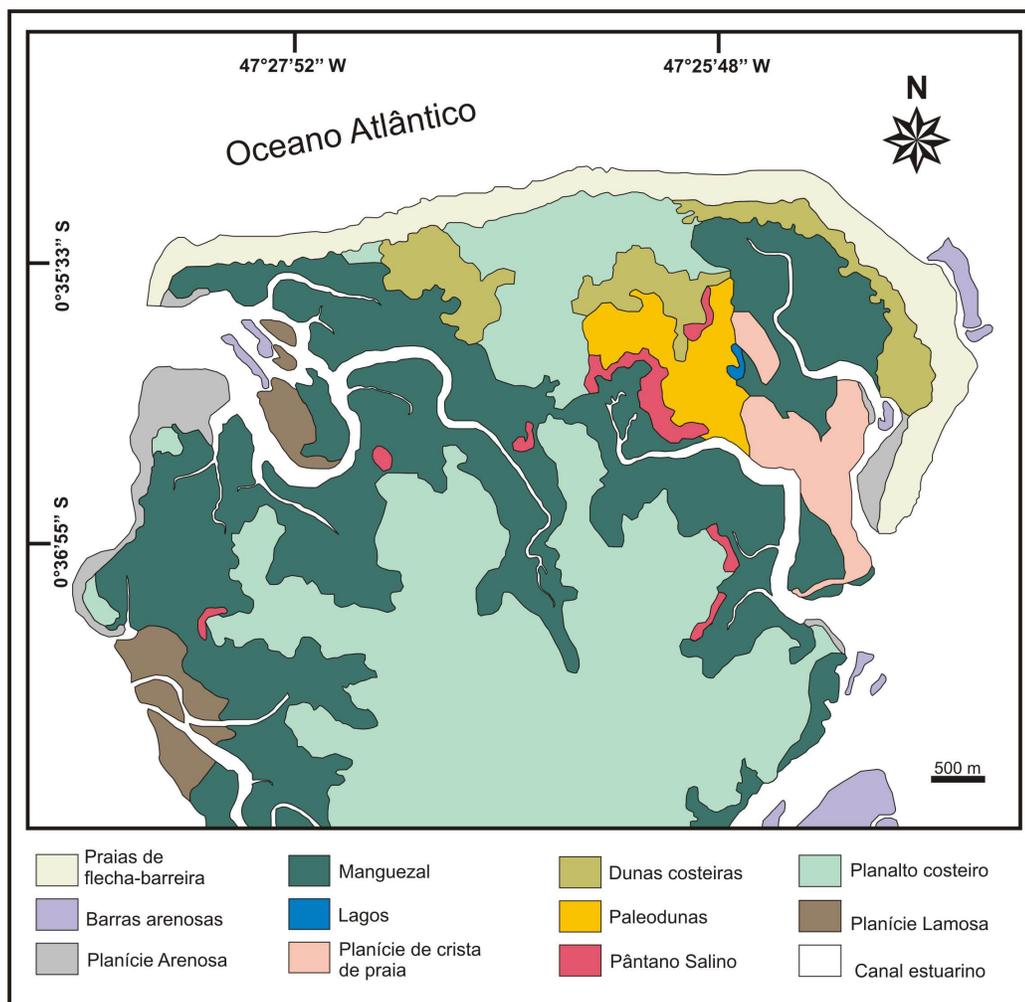


Figura 5.2. Principais domínios e unidades geomorfológicas que correspondem à parte central e leste da Ilha do Marco.

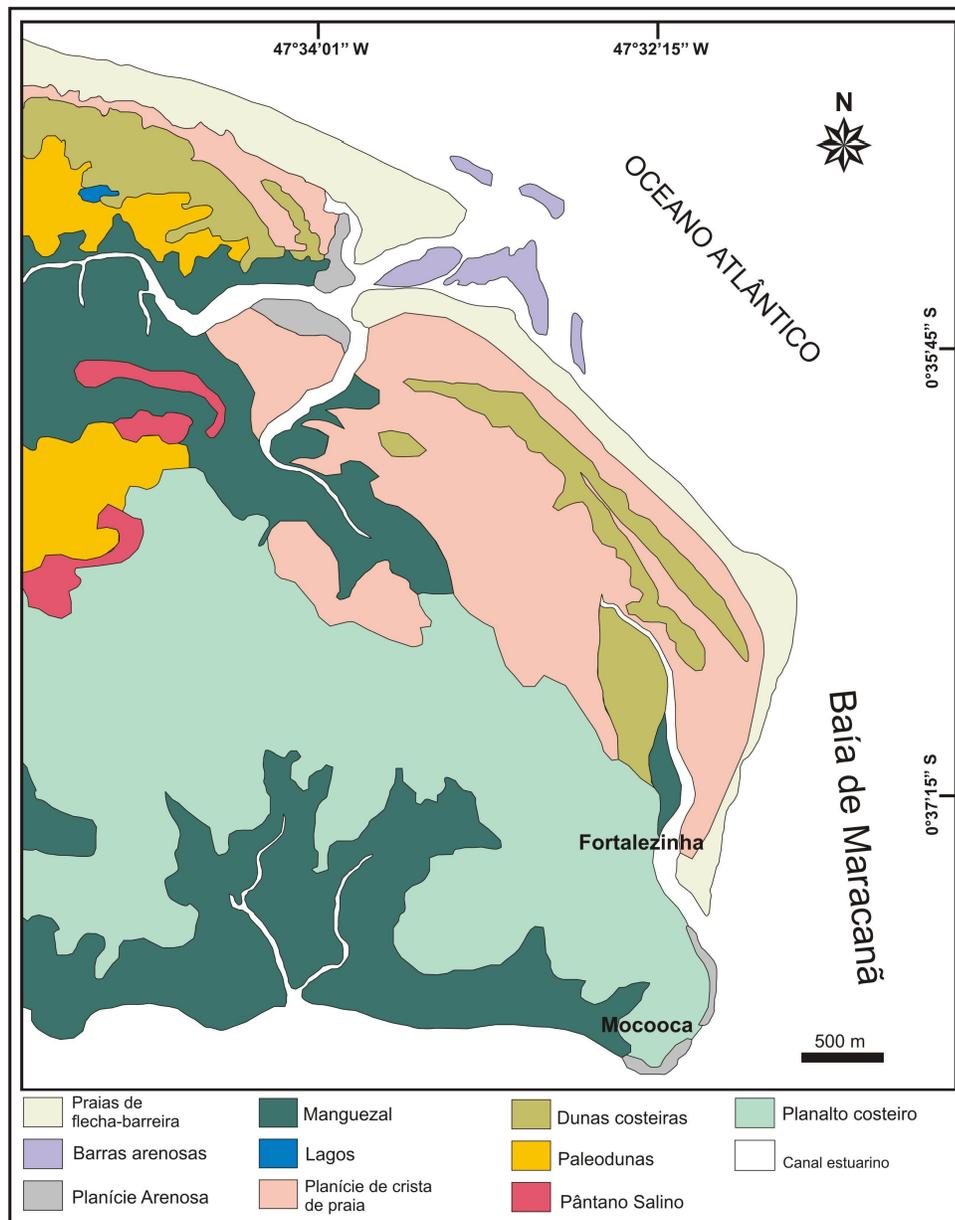


Figura 5.3. Principais domínios e unidades geomorfológicas correspondentes à parte central e leste da Ilha de Algodão.

5.2 DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS

5.2.1 Planalto Costeiro

Esta unidade está caracterizada por ser formada em sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras, que constituem o embasamento dos sedimentos quaternários. Apresenta-se como um relevo degradado em forma de superfícies planas, formando tabuleiros com vertentes retas e íngremes, mostrando superfícies onduladas em forma de colinas, com altura que não ultrapassam os 25 m.

Uma feição importante presente na área de estudo são as falésias, que são formadas quando existe o contato com a planície costeira. Elas se apresentam como *falésias inativas*, nas partes mais internas e, na linha de costa atual, são vistas como *falésias ativas* (Figura 5.4), pois estão sujeitas diretamente aos regimes de ondas e marés na região e atingem cerca de 20 m de altura.

Observam-se, ainda, as plataformas de abrasão, que são geradas através dos processos erosivos ocorrentes nas falésias ativas (Formação Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras), formando um depósito de blocos de arenitos laterizados.

5.2.1.1 Falésias

As falésias estão esculpidas em sedimentos pleistocênicos da Formação Barreiras e sedimentos Pós-Barreiras e constituem as extremidades do planalto costeiro. Elas ocorrem tanto ao longo das extremidades da Baía de Maracanã quanto em contato direto com o oceano (Marieta).

Levando-se em consideração a localização em relação a linha de costa atual podem ser separadas em dois tipos distintos: *falésia ativa (viva)* (Figuras 5.4 e 5.5) e *falésia inativa (morta)*. As falésias ativas estão desenvolvidas ao longo da linha de costa atual, onde sofrem uma forte atuação dos regimes de maré e um contínuo processo de retrabalhamento por ondas. A altura varia entre 15 e 20 m.

As falésias inativas estão desenvolvidas nas partes mais internas da Planície Costeira. Estas estão isentas dos processos erosivos marinhos. As falésias inativas

representam antigas linhas de costa e, geralmente, estão protegidas por sedimentos que constituem a planície costeira.



Figura 5.4. Falésia ativa (Município de Maracanã – margem esquerda), exposta a ação das correntes de maré. Representa a borda externa do planalto costeiro. Solapamento da base, formando vegetação sobre a planície de maré lamosa (Foto: Autor).

5.2.1.2 Plataformas de Abrasão

As plataformas de abrasão são comuns na região e são esculpidas nos depósitos arenosos e argilosos, pleistocênicos, da Formação Barreiras e Sedimentos Pós-barreiras (Figura 5.5), e em partes nos sedimentos carbonáticos da Formação Pirabas. Esta unidade geralmente está anteposta aos sopés das falésias ativas e exposta na maré baixa. Formam faixas descontínuas e extensões variáveis. As plataformas de abrasão, muitas vezes, são colonizadas por vegetação de mangue (mangue jovem) e são constituídas por fragmentos de sedimentos e rochas laterizados.

É comum a presença de plataformas de abrasão, desenvolvidas nos sedimentos calcários, apresentando-se como blocos métricos isentos de vegetação e altamente fraturados.

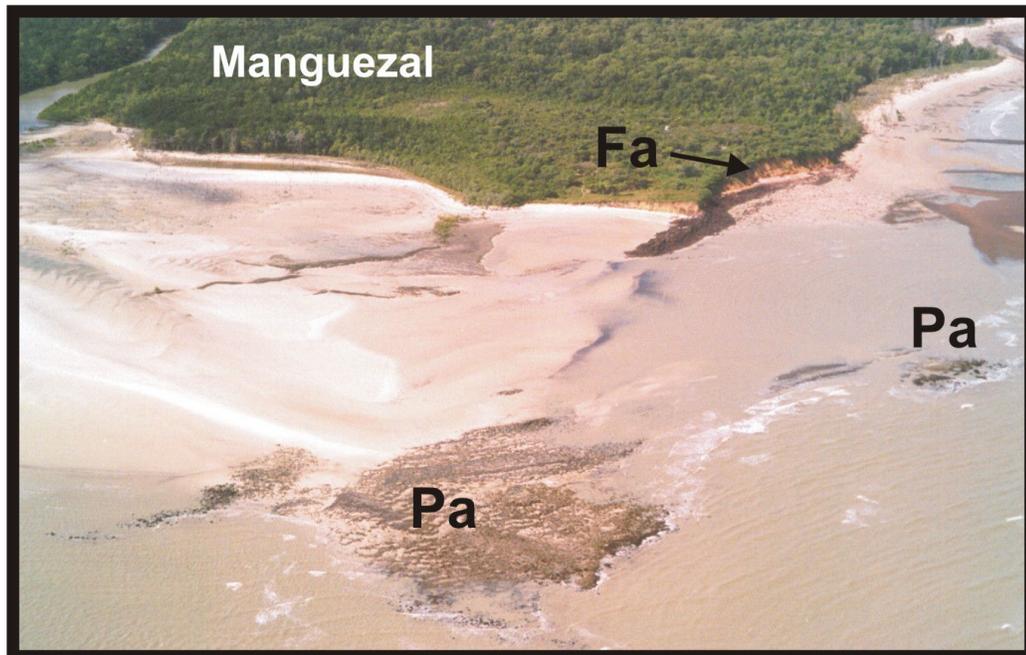


Figura 5.5. Plataforma de Abrasão (Pa) desenvolvida em sedimentos Formação Barreiras. Em segundo plano estão as falésias ativas (Fa), caracterizando uma costa em erosão (Ilha do Marco) (Juliana Guerreiro, 2005).

5.2.2 Planície Costeira

Esta unidade corresponde aos sedimentos argilosos e arenosos pertencentes aos depósitos pleistocênicos e holocênicos da região. Pode ser limitada entre o Planalto Costeiro e a Planície Estuarina (ao Sul) e pelo Oceano Atlântico (ao Norte).

É a unidade mais expressiva, quanto a variedade de subambientes e feições morfológicas na área e, caracteriza-se por apresentar um relevo plano, próximo do nível do mar. Apresenta um aspecto “denteado”, sendo recortada por diversos canais de marés, bem como pela foz do rio Maracanã.

O estudo dos domínios geomorfológicos no estuário do rio Maracanã foi baseado na descrição feita por Souza Filho (1995), Santos (1996) e Silva (1998), que identificaram nas áreas adjacentes, Canal Estuarino, Cristas de Praia, Dunas Costeiras, Planície de Maré, Praias, Pântano Salino, “Chenier”, Paleoduna, praia flexa-barreira e lago. Desta forma, foram divididas e descritas as seguintes unidades para a planície costeira de Maracanã: (i) Planície de maré, representada pela planície de maré lamosa (manguezal),

planícies arenosas, as baías e os canais e córregos de maré; (ii) Planície litorânea, composta por praias, planície de crista de praia, dunas costeiras, paleodunas, delta de maré vazante e lagos.

5.2.2.1 Planície de Maré

5.2.2.1.1 Planície lamosa (Manguezal)

Constituem extensas planícies lamosas, que se desenvolvem ao longo da baía estuarina e são resultantes dos efeitos das intensas variações da maré, estando localizadas entre os níveis de marés de sizígia e a média das marés, correspondendo a uma área que ocupa cerca de 25 Km². Os manguezais (figura 5.6) se caracterizam, ainda, por se apresentar sob forma de terraços baixos quase horizontais, recortados por canais de maré e córregos, constituídos basicamente, por sedimentos finos e ricos em matéria orgânica.



Figura 5.6. Floresta de manguezal, com exposição das raízes sobre estrato lamoso (Autor).

O manguezal é considerado como uma zona de transição entre os ambientes marinho e continental, sujeita a um regime de baixa energia. No entanto, a dinâmica dos processos costeiros, faz com que esta zona apresente características morfológicas distintas. As ondas e correntes de marés geram processos erosivos, que condicionam o desenvolvimento de feições retrogradacionais, representados pelos terraços erosivos de manguezal (Figura 5.14), que aparecem recobertos por areia transportadas dos bancos arenosos. Quando esses processos, de certa forma não atuam sobre os manguezais, há um processo deposicional, formando feições progradacionais, o que é observado através da colonização de mangue jovem. É comum a formação de barras lamosas em pontal nas desembocaduras dos canais de maré (Figura 5.18).

5.2.2.1.2 Planície Arenosa

Esta unidade localiza-se, nas partes extremas da planície costeira, geralmente, bordejando os depósitos de manguezal, paleodunas e dunas costeiras. Constituiu uma região arenosa limitada logo abaixo do nível de maré baixa, nas porções mais próximas do oceano e na linha média das marés, abrangendo, desta forma, a zona de inframaré, bem como a zona de intermaré.

Dentro desta unidade estão inseridas as cristas/barras de corrente de maré (“tidal current ridges”), que, às vezes, constituem o início do litoral (pré-litoral), quando desenvolvidas no oceano. Estas feições são observadas durante a baixamar, desenhando forma de cristas alongadas paralelas às direções dos fluxos de correntes de maré (Figura 5.10), desenvolvendo-se ao longo da foz dos grandes rios e da baía de Maracanã (Figura 5.16).

5.2.2.1.3 Baías

É uma feição que se destaca na área, representada pela Baía de Maracanã. Esta constitui uma reentrância limitada pelas pontas do Marco, ao leste, e de Algodal, ao

oeste. A foz possui uma largura máxima de 7,5 Km. É margeada pela planície de maré lamosa (manguezal), que é recortada por vários córregos e canais de maré. Nas margens da baía são observados terraços de manguezal e falésias ativas, além de extensas planícies de areia, representadas pelo delta de maré vazante, que surgem durante os períodos de baixamar.

5.2.2.1.4 Canais e córregos de maré

Os canais de maré (*"Tidal Creek"*) constituem canais secundários, que sofrem a influência da maré. Cortam as planícies de maré lamosas e fornecem sedimentos e oxigenação para as áreas adjacentes, em resposta às variações de maré. Estão desenvolvidos em toda a planície de maré e são caracterizados por canais retos e/ou meandrantos, com larguras variáveis, limitadas, principalmente, pelos manguezais e pelo planalto costeiro. Ao longo desta unidade são observados barras em pontal, barras de meio de canal, ilhas de manguezal e terraços de manguezal. Geralmente desenvolvem *"sandwaves"*, *"megaripples"* e também, pequenas ondulações.

5.2.2.2 Planície Litorânea

5.2.2.2.1 Paleodunas

As paleodunas ocupam cerca de 5-8% da área. As paleodunas (Figura 5.17) são observadas na parte interior da planície costeira e estão limitadas, ora entre os manguezais e planalto costeiro, ora pelas dunas costeiras e o mangue. Possuem amplitudes inferiores a 10m. Ocorrem recuadas nas porções oeste e norte da Ilha de Algodoal, onde estão, às vezes, associados à pântanos salinos nas suas extremidades, e na parte norte da Ilha de Marieta. Essas dunas, geralmente, estão colonizadas por um tipo de vegetação arbustiva. Durante o período chuvoso pode formar lagos intermitentes. Pode-se observar quando exposta por corte longitudinal, estratificação cruzada tabular tangencial (Figura 5.7).



Figura 5.7. Em primeiro plano a praia e blocos ferruginosos, caracterizando uma plataforma de abrasão esculpida em sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreira. Logo acima o desenvolvimento de paleoduna e uma estratificação cruzada tabular tangencial (Ilha do Marco) (Juliana Guerreiro, 2005).

5.2.2.2.2 Dunas Costeiras

As dunas costeiras são observadas ao longo da linha de costa, tanto na parte leste da ilha de Algodual, quanto na porção costeira leste da área de estudo. É limitada ao norte pela praia flecha-barreira e planícies de crista de praia. Ao sul faz limite ora com a unidade de manguezal, ora com a planície de crista de praia. Estas dunas podem apresentar-se fixadas pela vegetação rasteira de cipó e arbustos (Figura 5.8.), não permitindo sua migração; este tipo é denominado dunas costeiras fixas (Dcf). Estas estão alinhadas segundo a direção NW/SE na porção costeira oeste (Parte leste de Algodual) e aleatoriamente (porção leste). Possuem altura máxima entre 10 e 12m. Possuem formas arredondadas nos seus topos e podem formar lagos temporários entre elas, que são

abastecidos pelo regime pluvial (Figura 5.9).



Figura 5.8. Campo de dunas costeiras fixadas por vegetação arbustiva (Marieta)(Juliana Guerreiro, 2005).



Figura 5.9. Campo de dunas vegetadas e sistema de lagos interdunas. Lagos intermitentes que dependem da precipitação pluvial (Marieta) (Juliana Guerreiro, 2005).

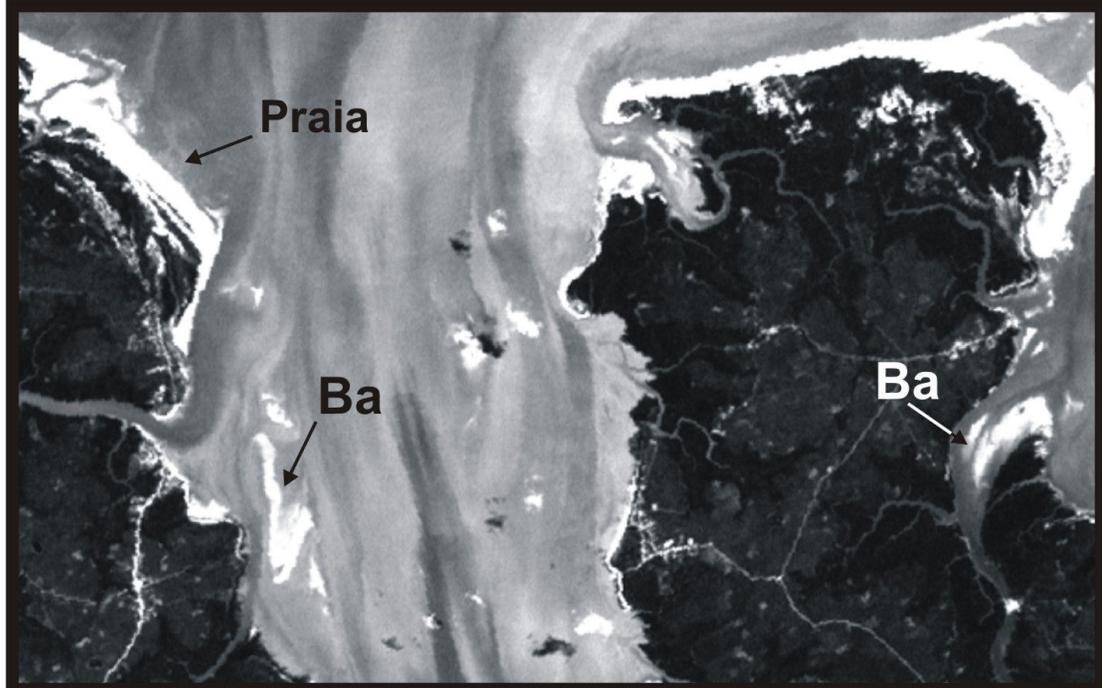


Figura 5.10. Imagem de satélite LANDSAT ETM 7, na composição Banda 3, mostrando, a praia Flecha-barreira; as direções das correntes de maré e barras arenosas; e as Barras arenosas de maré (Ba). Imagem de 2001, durante a maré baixa.

5.2.2.2.3 Lagos

São corpos aquosos, que geralmente estão associados às unidades de dunas, paleodunas, planície de cristas de praia, e por vezes são desenvolvidos, também, na planície de maré lamosa e no Planalto Costeiro. São abastecidos, principalmente pela água da chuva e no período menos chuvoso, pelo lençol freático.

5.2.2.2.4 Praias

As praias ocupam toda a porção norte e sudeste das ilhas de Algodual e Marieta, apresentando morfologia plana, com ligeira inclinação para o mar. Estão dispostas obliquamente à linha de costa, no sentido NW-SE (Figuras 5.10, 5.11, 5.12a e 5.12b). As praias flecha-barreira, geralmente, bordejam as planícies de maré lamosas (manguezal) e são recortadas pelos canais de maré (Figura 5.12a).

Podem ser divididas em antepraia (“foreshore”) e pós-praia. A grande amplitude de maré e a suave inclinação das praias formam grandes extensões de zona de estirâncio.

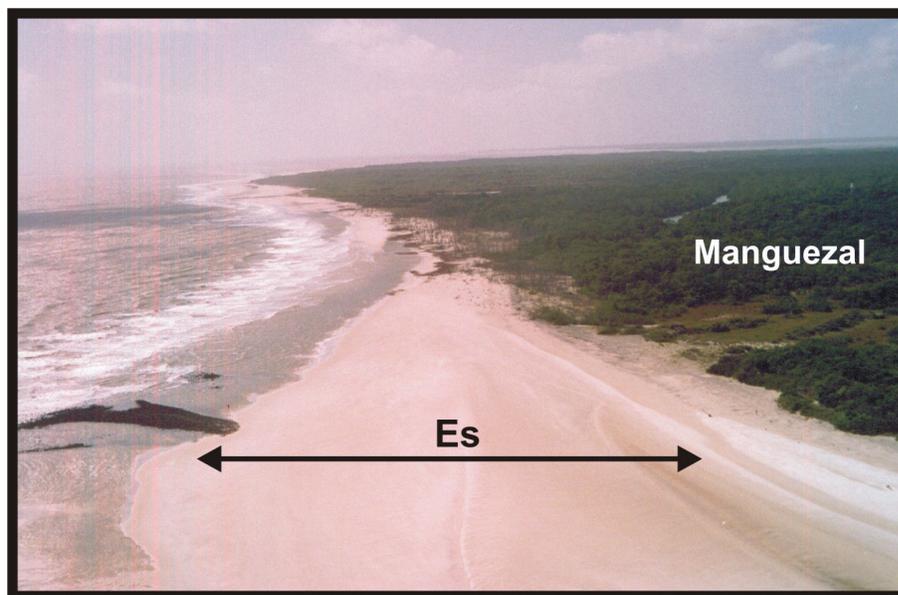


Figura 5.11. Extremidade da praia (flecha-barreira) mostrando a zona de estirâncio e zona de pré-praia e o início da floresta de mangue (Marieta) (Juliana Guerreiro, 2005).

5.2.2.2.5. Planície de Cristas de Praia

Essas cristas de planície de praia (figuras 5.15 e 5.17) constituem antigas linhas de costa, ou seja, corresponde a um sistema de cristas de praia antigas, contínuas e descontínuas se estendendo por cerca de 2 km na porção leste da Ilha de Algodual e 1,5 Km na parte leste da Ilha de Marieta (Figura 5.15). Elas possuem, geralmente, 1 a 2m de altura. Estão dispostas segundo a direção NW-SE e, geralmente, comportam lagos intermitentes, de mesma direção, que enchem no período chuvoso. Encontram-se, às vezes, sobrepostas pelos campos de dunas ou em contato direto com o canal estuarino (Figura 5.15). Pode-se observar um truncamento entre as cristas e uma vegetação rasteira sobre as mesmas. (Figura 5.13)

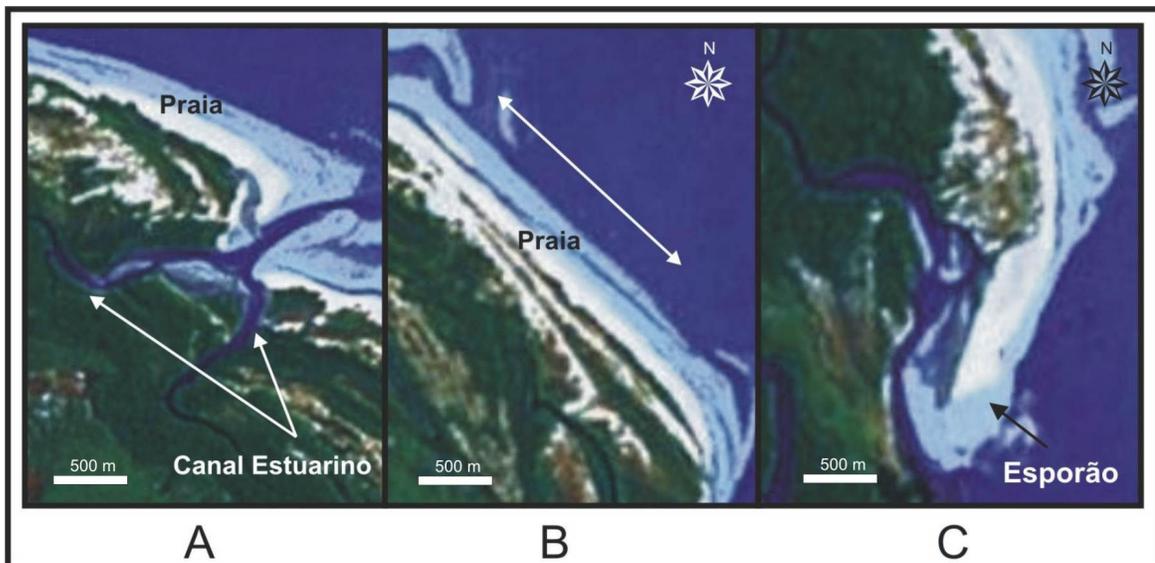


Figura 5.12. Imagem de satélite Google Earth (2005), mostrando: (A) praia cortada pelo canal estuarino; (B) Praia do tipo Flecha-barreira (cordão litorâneo) e; (C) Ponta em esporão. Algodual (A e B) e Ilha do Marco (C).

5.2.2.2.6. Delta de Maré Vazante

É uma planície arenosa característica, desenvolvida junto à confluência da foz dos canais furo Velho e Igarapé das Pedras, ao norte da Ilha de Algodual (Figura 5.13). Esta unidade está composta, pelos canais de enchente e vazante (margem e centro,

respectivamente). Apresenta megaondulações (“megaripples”), com orientação paralela à linha de costa e perpendicular ao fluxo das marés.



Figura 5.13. Imagem de satélite Google Earth (2005), mostrando a unidade de planície de crista de praia (PCP) e a praia Flexa-barreira (Pfb) e Delta de maré vazante, desenvolvido na foz de dois canais (Ilha de Algodal).



Figura 5.14. Terraço erosivo desenvolvido sobre a planície de maré lamosa. Área correspondente no retângulo vermelho da imagem (Juliana Guerreiro, 2005).



Figura 5.15. Em primeiro plano o mangue bordejando o canal estuarino e, a planície de crista de praia (PCP), sobreposta por uma vegetação arbustiva. Porção Leste (Marieta) (Juliana Guerreiro, 2005).



Figura 5.16. Planície de maré arenosa desenvolvida sobre as plataformas de abrasão e na extremidade da vegetação de mangue (Marieta) (Juliana Guerreiro, 2005).

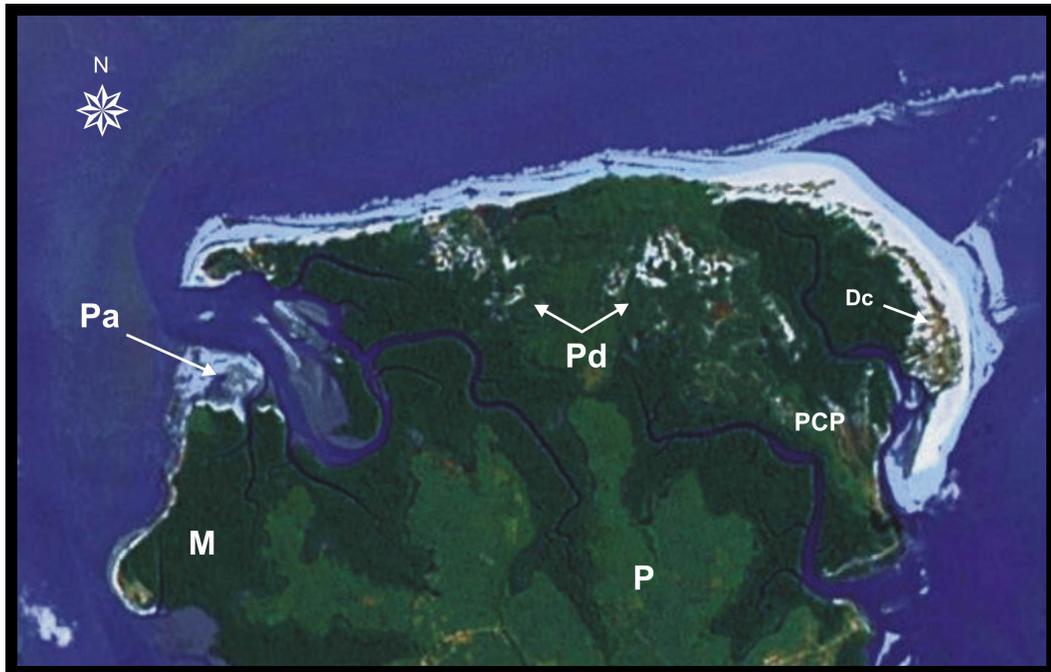


Figura 5.17. Imagem de satélite Google Earth (2005) mostrando as unidades geomorfológicas: paleodunas (Pd), Manguezais (M), Planície de crista de praia (PCP), Campo de dunas costeiras (Dc), Plataforma de Abrasão (Pa) e Planalto costeiro (P). Ilha do Marco.



Figura 5.18. Barra lamosa em pontal. Observar a intercalação entre areia e silte (Autor). Ilha do Cumarú.

6 ESTRATIGRAFIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE MARACANÃ

6.1 APRESENTAÇÃO

Os estudos estratigráficos das seqüências sedimentares holocênicas no estuário do rio Maracanã seguiram procedimentos semelhantes aos adotados por Souza Filho (1995); Silva (1996); Santos (1996) e Silva (1998), que estudaram outras porções da costa nordeste do Estado do Pará (Bragança, Salinópolis, Algodual e Marapanim), consistem no conceito de unidades morfoestratigráficas e fácies estratigráfica, aplicados inicialmente, por Woodroffe et al. (1986) para estudar o estuário do rio Alligator, na Austrália.

O estudo sedimentológico permitiu a definição de seis unidades litológicas e cinco litofácies associadas, com características distintas de estrutura e conteúdo mineralógico, através dos quais se podem delimitar correlações laterais e verticais, sendo possível definirem através de seções, três sucessões estratigráficas, S1, S2 e S3.

6.2 UNIDADES LITOLÓGICAS

6.2.1 Depósitos de Barra em Pontal

Os depósitos situados na parte mais interna da planície de inundação são constituídos por intercalações de camadas finas de areia quartzosa de granulometria fina e camadas espessas de lama, que apresenta, por vezes, concentrações de restos vegetais de matéria orgânica (Figuras 6.1 e 6.2). Já os depósitos localizados mais próximos à foz dos canais de maré constituem corpos arenosos (com lama subordinada), mais expostos, apresentando estratificação heterolítica. Esta unidade atinge cerca de 3 m de espessura, apresentando níveis de até 25 cm de lama cinza oliva (5Y 6/1) e 5 cm de areia fina, de coloração esbranquiçada (5Y 8/1) (Figura 6.1 – CM-19).

6.2.2 Depósitos de Dunas Costeiras

São representadas por grandes campos de dunas, que geralmente possuem uma direção E-W. Apresentam uma espessura de cerca de 2 a 5 m, onde apresenta estratificações cruzadas acanaladas e, às vezes, tangenciais. Estas duna são constituídas por areias quatzosas de granulometria fina a média, de coloração branca acinzentada (N8) e, às vezes, amarelo acinzentado (5Y 8/1).

6.2.3 Depósitos de Manguezal

Corresponde a um pacote com espessura superior a 2 m. Na base, a lama apresenta uma alta concentração de matéria orgânica e restos vegetais, com cor cinza marrom escuro (10RY 2/2). No topo apresenta lama sem fragmentos vegetais, com uma coloração cinza amarronzada (5YR 4/2) e logo após uma camada cinza esverdeada (5Y 4/1), apresentando fragmentos de restos vegetais (Figura 6.1).

6.2.4 Depósitos de Praia

Os depósitos de praia, com cerca de 1m de espessura, são formada por areias finas a médias, bem selecionadas e coloração cinza amarelada (5Y 8/1) (Figura 6.5). Estão sobrepostos às unidades de planície de crista de praia e dunas costeiras, ou em contato direto com os sedimentos do Grupo Barreiras.

6.2.5 Depósitos de Planície de Cristas de Praia

Constitui um pacote com espessura de 1m (em contato com a unidade praia flecha-barreira). Pode estar sobreposta pelos sedimentos que compõem a unidade de praia flecha-barreira. Os sedimentos que constituem esta unidade apresentam coloração cinza esverdeado (5Y 6/1) gradando ao topo para uma coloração cinza rosada (5YR 8/1). Apresentam laminações plano-parallelas e inclinações de baixo ângulo, com acamamento

heterolítico (Figura 6.5).

6.2.6 Depósitos de Barra Arenosa

São barras de disposição longitudinal, perpendiculares à costa e paralelas às correntes de marés, que se desenvolvem na foz dos canais de maré e ao longo da baía. Apresenta uma espessura geralmente maior que 3m. Representa um pacote de sedimentos arenosos de coloração cinza amarelado (5Y 8/1), com finas lentes de lama. O depósito arenoso que constitui esta unidade apresenta uma sucessão progradante com granocrescência ascendente (*coarsening upwards*).

6.3 SUCESSÕES E FÁCIES ESTRATIGRÁFICAS

A identificação das litofácies da Planície Costeira de Maracanã possibilitou a individualização de três sucessões estratigráficas. Cada sucessão representa uma associação de feições típicas de uma posição específica no ambiente deposicional.

6.3.1 Sucessão S1

A Sucessão S1 mostrou exclusivamente a presença da fácies areia e lama estuarina, conforme descrito abaixo:

6.3.1.1 Fácies Areia e Lama Marinha e Estuarina (ALME)

Ocorre em grande parte da área, a uma profundidade de 0,6 m. Constitui uma intercalação de camadas de espessuras variáveis (25 a 0,5 cm). A lama varia entre as cores cinza escura (10YR 2/2), com uma grande quantidade de matéria orgânica e restos vegetais, e cinza esverdeada (10YR 2/2) (Figura 6.4). São areias finas e muito finas a, intercaladas com lama cinza esverdeada, que, às vezes possui conteúdo de matéria orgânica, apresentando acamamento, ora *flaser*, ora *linsen*, com estruturação em camadas

plano-paralelas.

A análise granulométrica revelou a predominância de areia, na parte superior, gradando para argila, na parte inferior. Os sedimentos que constituem esta fácies foram classificados como areia siltica (superior) e a areia siltico-arenosa (inferior), de ambiente de hidrodinâmica moderada.

6.3.2 Sucessão S2

6.3.2.1 Fácies Lama Orgânica (LO)

É representada pelos depósitos lamosos da planície de maré, correspondendo a um pacote com espessura superior a 2 m, onde apresenta, a partir do topo, lama sem fragmentos vegetais, com uma coloração cinza amarronzada (5YR 4/2) e logo após uma camada cinza esverdeada (5Y 4/1), com fragmentos de restos vegetais (Figuras 6.1 e 6.2). Na base, a lama apresenta uma alta concentração de matéria orgânica e restos vegetais, com cor cinza marrom escuro (10RY 2/2).

Geralmente não apresenta estrutura definida. A granulometria predominante é a argila (9Φ), principalmente na porção superior, porém, com tendência a aumento em direção a porção inferior, predominando a granulometria silte (6-8Φ). Segundo a classificação de Shepard (1954)¹³ apud Dias (2004) esses sedimentos são classificados como argilas silticas depositadas segundo processos de hidrodinâmica baixa a moderada.

6.3.2.2 Fácies lama e areia de Barra em Pontal (LABP)

Esta unidade pôde ser dividida em dois tipos: barras mais lamosas, situadas nas partes mais internas das planícies de maré e, as barras mais arenosas, nas porções mais externas, próximas à foz dos canais de maré. Constituem pacotes, com cerca de 3 m. de espessura. Apresenta estratificação heterolítica (intercalação entre areia e lama), com

¹³ SHEPARD, F.P. (1954) - Nomenclature based on sand - silt - clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24:151- 158.

níveis de até 25 cm de lama cinza oliva (5Y 6/1) e 5 cm de areia fina, de coloração esbranquiçada (5Y 8/1) (Figura 6.4 – CM-19). Os níveis de lama apresentam, às vezes, concentrações de restos vegetais e matéria orgânica (Figuras 6.1 e 6.2).

No testemunho P-04 (Figura 6.3) foram observados depósitos de lama com laminações de areia (acamamentos do tipo *flaser*), típicos de barra em pontal lamosa. O percentual de areia, silte e argila mostraram que há predominância da granulometria 4,5 a 10 Φ (silte e argila). A fração silte predomina, principalmente na porção superior da fácies, enquanto que nas porções mais inferiores, a argila é mais marcante. Em poucos casos a areia predomina sobre as outras granulometrias. As areias analisadas nessa fácies são de granulometria fina a muito fina, apresentando um grau de seleção muito homogêneo, ao longo do perfil, com valor aproximadamente de 3.0, o que é característico de sedimentos muito bem selecionados. No testemunho P-17 (Figura 6.4) ocorrem características bem similares, com domínio de silte no topo da fácies, e argila na base, e as areias são também, finas a muito finas, com um bom grau de seleção.

Estes sedimentos foram classificados como argila siltica, na porção superior, e areia argilosa, na porção inferior, mostrando claramente que a granulometria apresenta uma granodecrescência ascendente. Segundo a classificação de Pejrup (1988)¹⁴ apud Dias (2004) estes sedimentos foram depositados segundo uma hidrodinâmica moderada.

6.3.3 Sucessão S3

6.3.3.1 Fácies Areia Marinha (AM)

6.3.3.1.1 De Praia

Desenvolvem sobre os manguezais de inframaré, apresentando uma espessura de 0,7 m. (Figura 6.4). Apresentam estratificação de baixo ângulo, geradas a partir da migração de pequenas marcas onduladas. É constituída por areia de coloração cinza oliva clara (5Y 4/1), correspondendo a areias de cordões de planície de praia e, coloração

¹⁴ PEJRUP, M. (1988) – The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: de Bóer, P.L., van Gelder, A. & Nio, D.D. (Eds.), Tide-Influenced Sedimentary Environments and Fácies. Reidel, Dordrecht, pp.289-300.

cinza amarelado (5Y 7/2), característico de areias de praias atuais. Está sobreposta as unidades de planície de crista de praia e dunas costeiras, ou em contato direto com os sedimentos do Grupo Barreiras.

São depósitos predominantemente arenosos (>90%), com Phi variando entre 2,0 a 3,0, sendo areias muito finas, com quantidades subordinadas de silte e argila (<10%). As areias são bem selecionadas, no topo, e muito bem selecionadas, na base da fácies, com assimetria negativa a assimétrica. Os sedimentos desta fácies foram classificados como sendo areia, areia siltica e areia argilosa, submetidas a um regime de hidrodinâmica moderada.

6.3.3.1.2 De Planície de crista de praia

Constitui um pacote com espessura de 1m (em contato com a unidade praia flecha-barreira). Pode estar sobreposta pelos sedimentos que compõem a unidade de praia flecha-barreira. Os sedimentos que constituem esta unidade apresentam coloração cinza esverdeada (5Y 6/1) gradando ao topo para uma coloração cinza rosada (5YR 8/1). Apresentam laminações plano-parallelas e inclinações de baixo ângulo, com acamamento heterolítico (Figura 6.5).

A granulometria predominante está em torno de 2,5 e 3,0 Φ , correspondendo a areias finas e muito finas, as quais são muito bem selecionadas e aproximadamente assimétricas. O conteúdo de argila e silte chegam até 15% e 10%, respectivamente. Esta fácies apresenta granocrescência descendente, acompanhando a tendência da distribuição das quantidades de silte e argila.

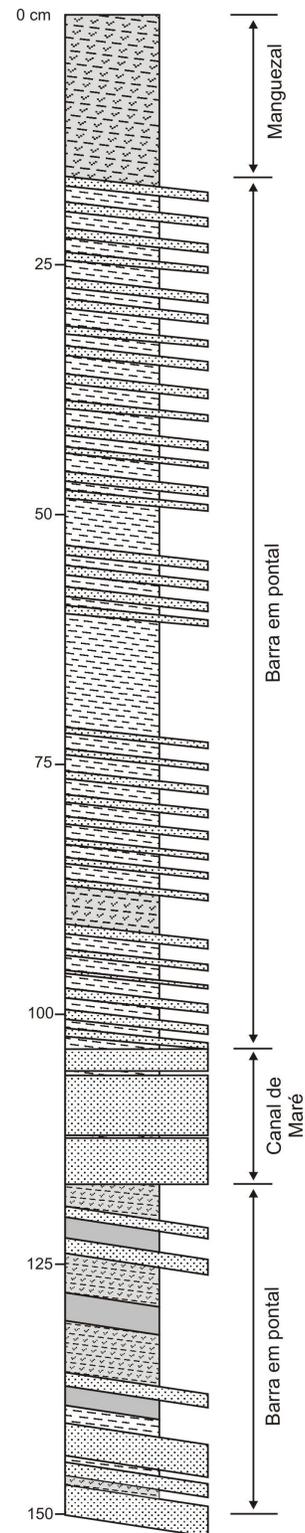


Figura 6.1. Testemunho P-03 e perfil descritivo mostrando lama sem estratificação aparente (LM) na parte superior (topo) característica de manguezal; seguida de lama com algumas lâminas de areia (acamamento heterolítico). Na base ocorre alternância entre camadas de areia, argila e concentrações de material orgânico, típico de canal fluvial (AF).

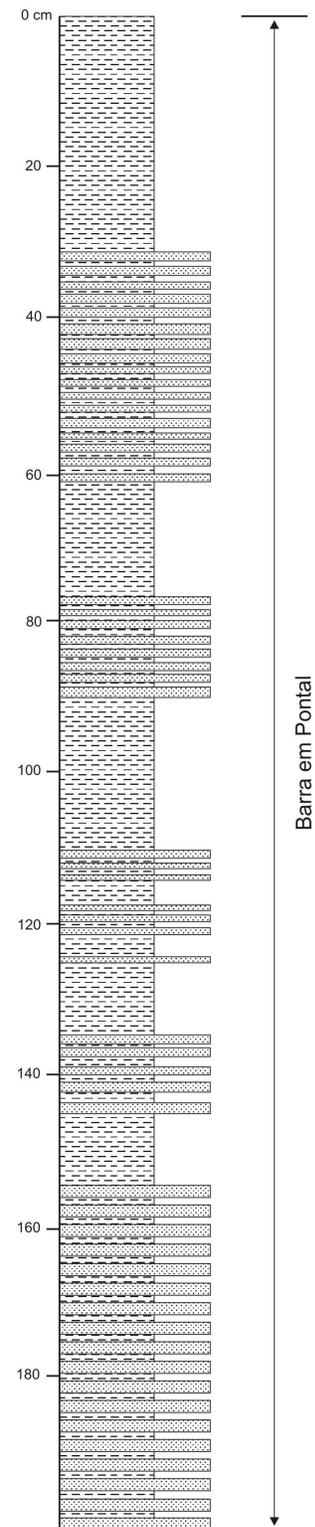
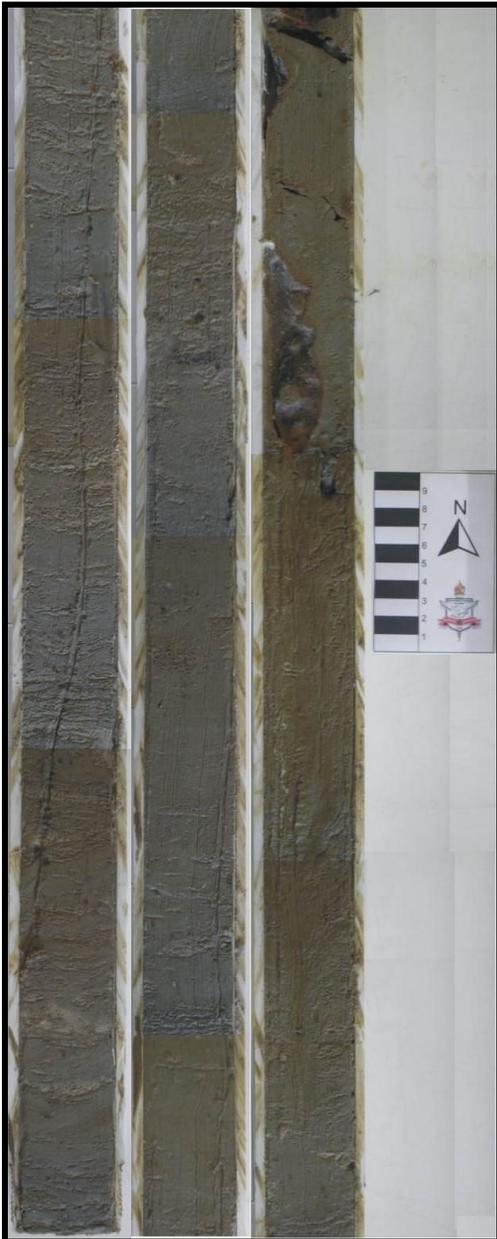


Figura 6.2. Testemunho CM-14 e perfil esquemático mostrando na base Lama escura com fragmento de madeira (Lama estuarina), seguida por areia com estratificação “swach” (Cordões de planície de praia) e no topo areia de praia em esporão.

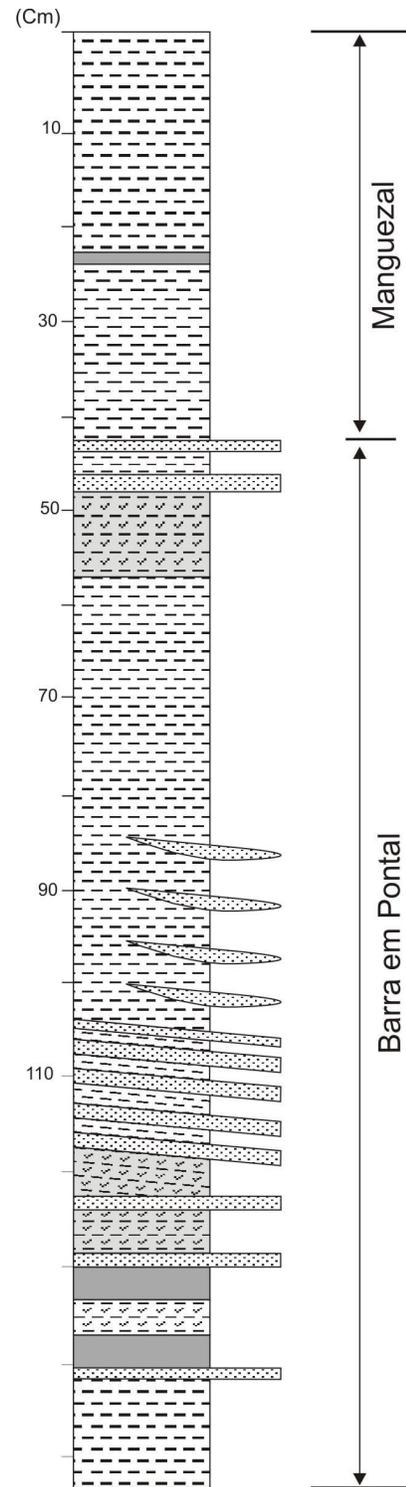


Figura 6.3. Testemunho P-04 e perfil esquemático mostrando intercalação de areia e argila (acamamento heterolítico), caracterizando uma fácies de barra em pontal. Notar a presença de uma camada de turfa (cinza).

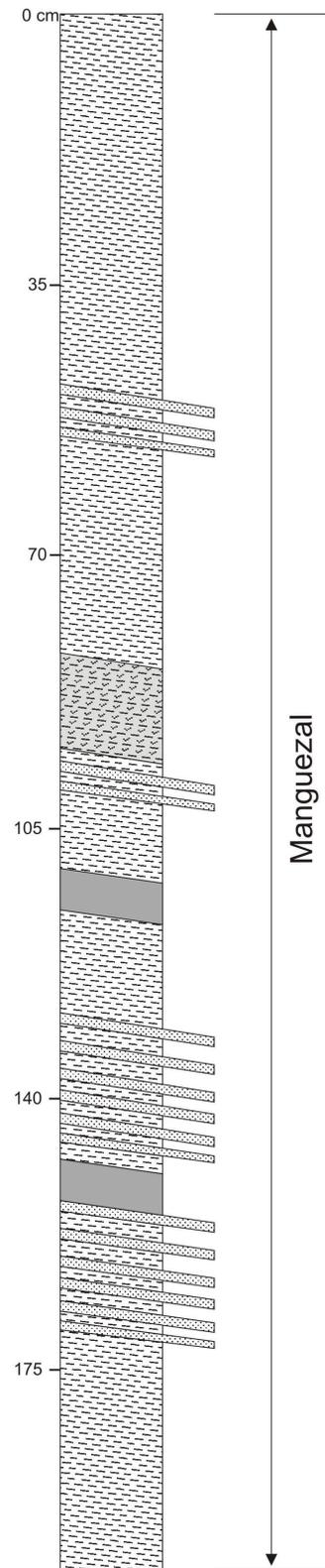


Figura 6.4. Testemunho P-17 mostrando a unidade morfostratigráfica de planície de maré lamosa.

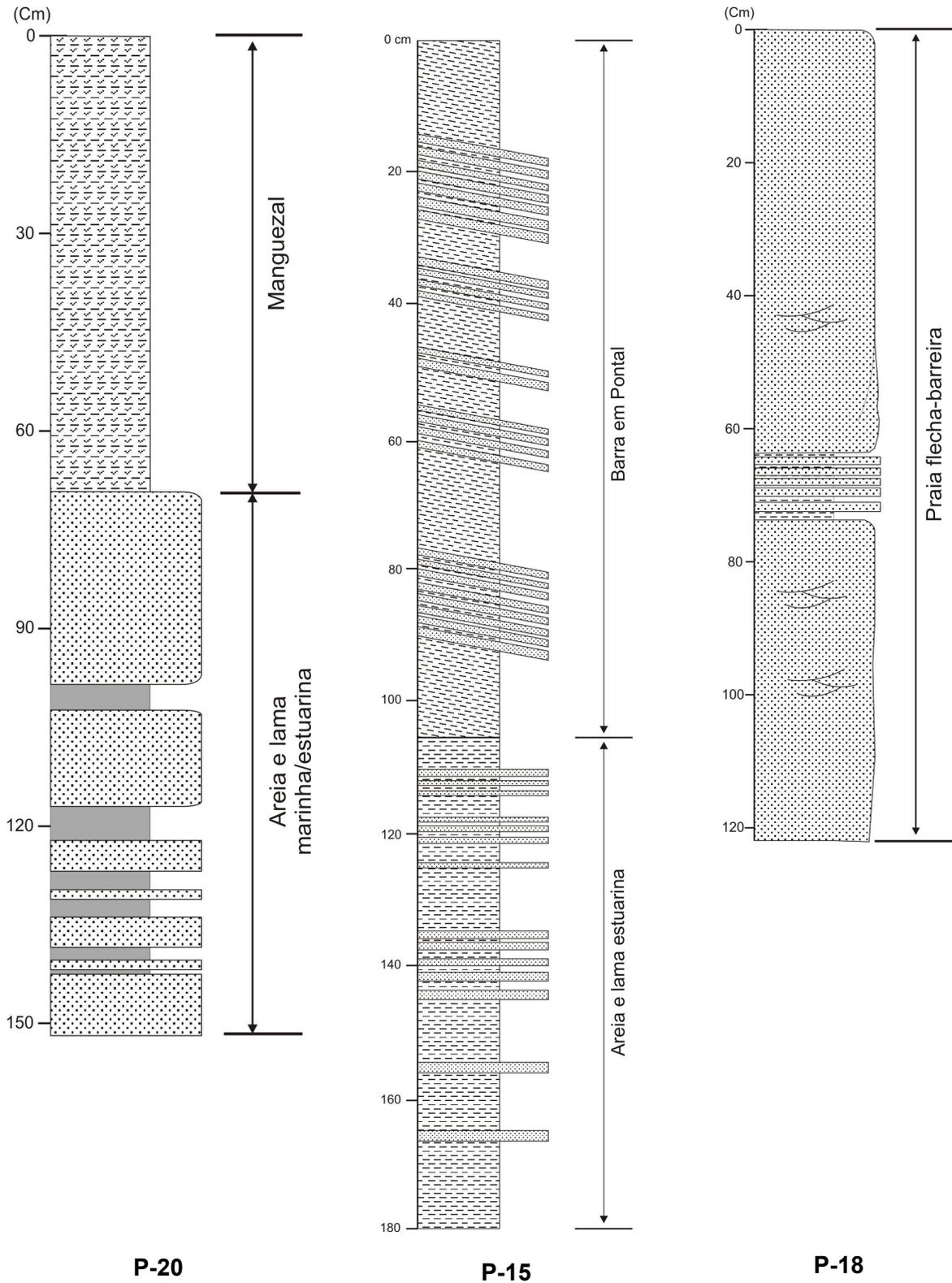


Figura 6.5. Testemunho P-20, P-15 e P-18: no primeiro, a presença de lama de manguezal e areia a lama marinha/estuarina; no segundo areia e lama de barra em pontal e areia e lama estuarina e no terceiro mostrando areia de praia.

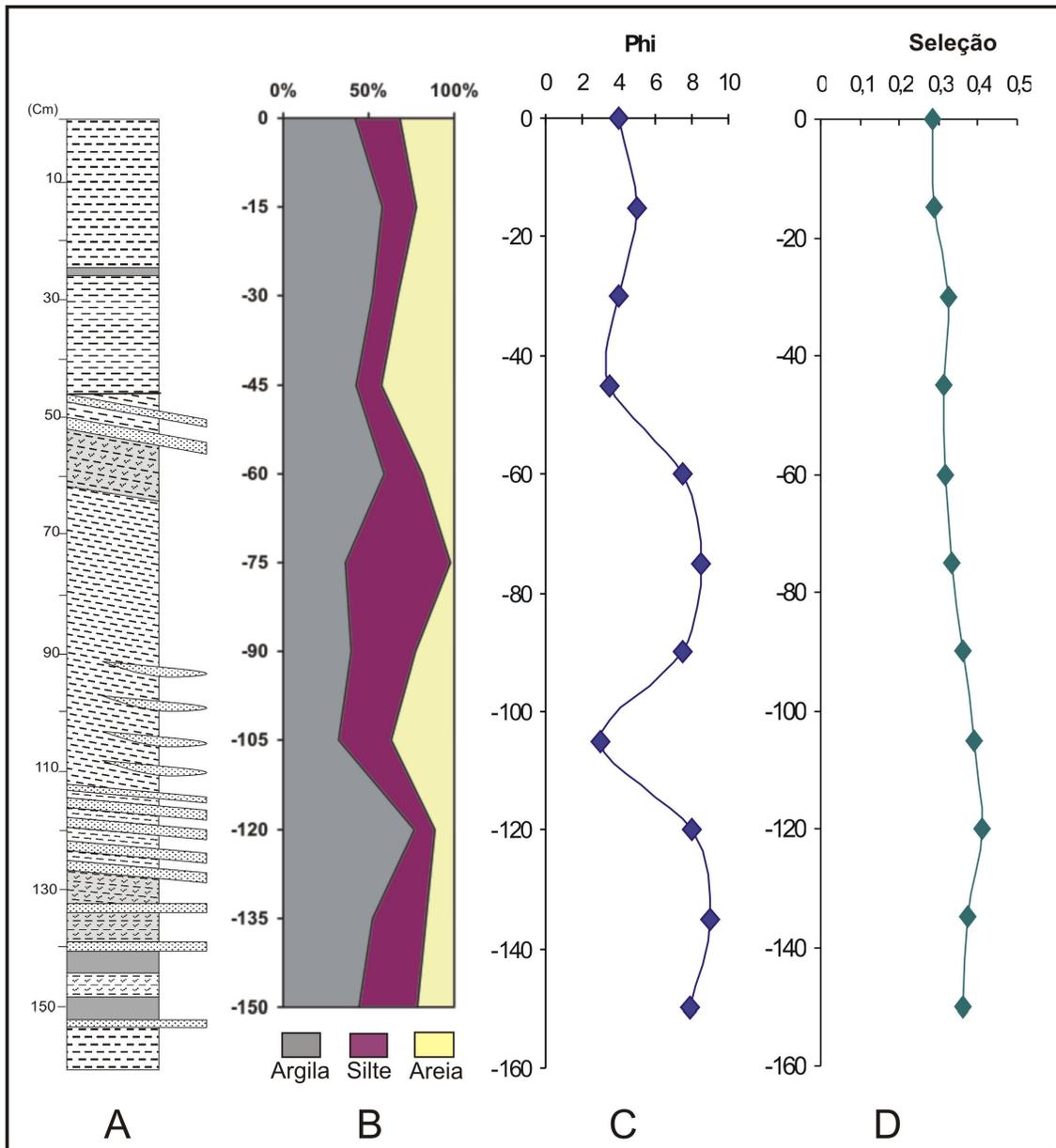


Figura 6.6. Testemunho P-04: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia, silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.

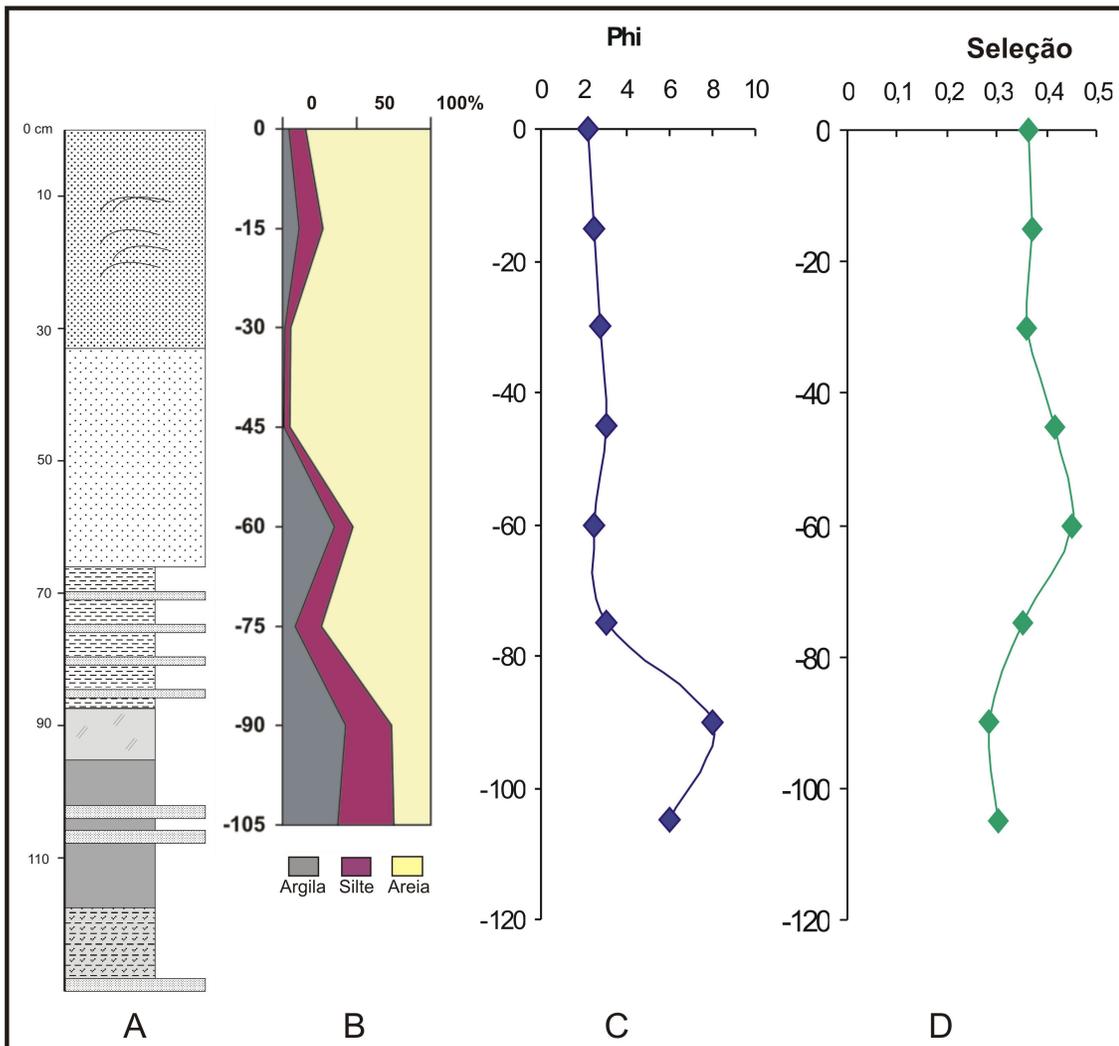


Figura 6.7. Testemunho P-14: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.

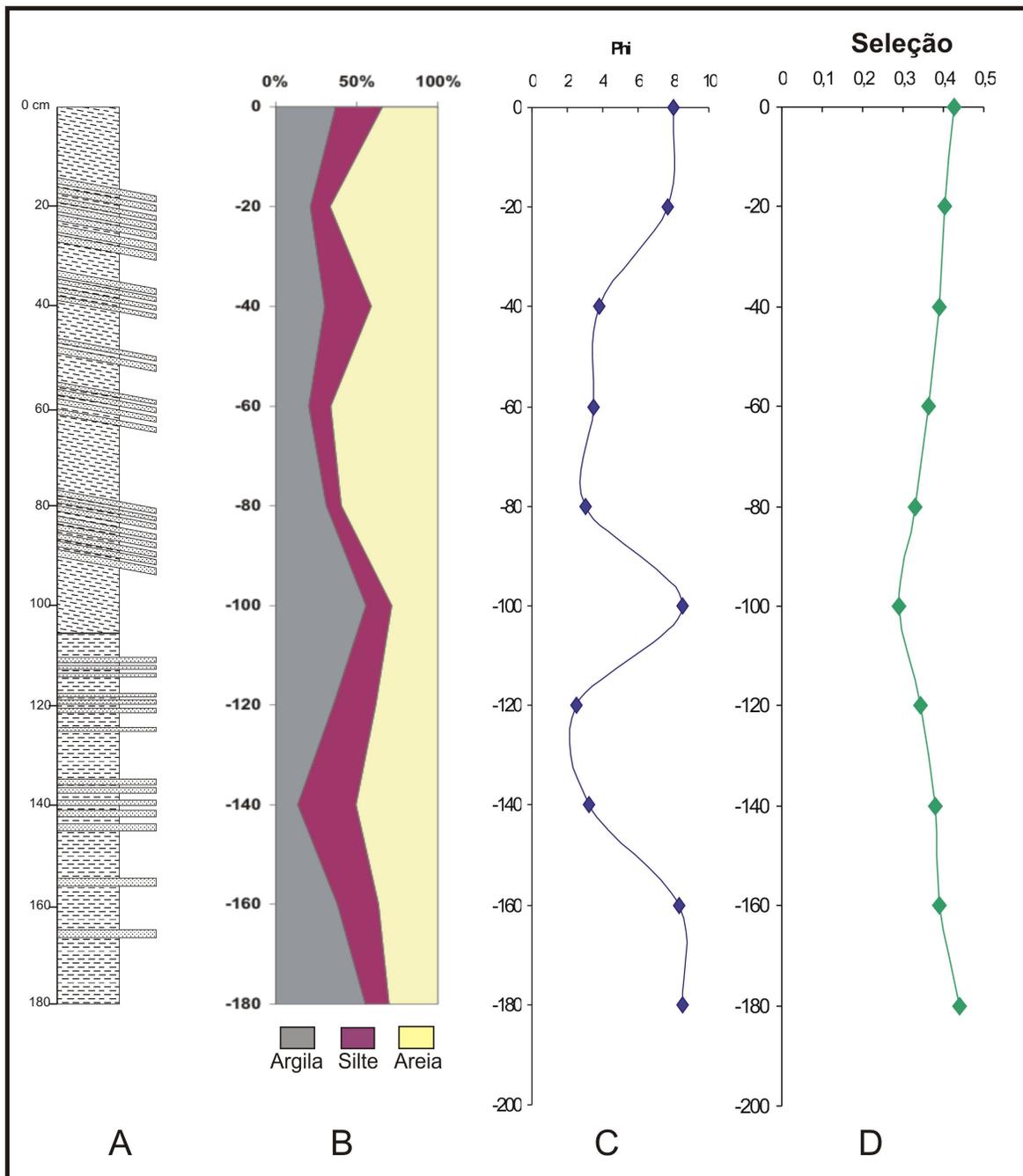


Figura 6.8. Testemunho P-15: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia, silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e seleção dos grãos.

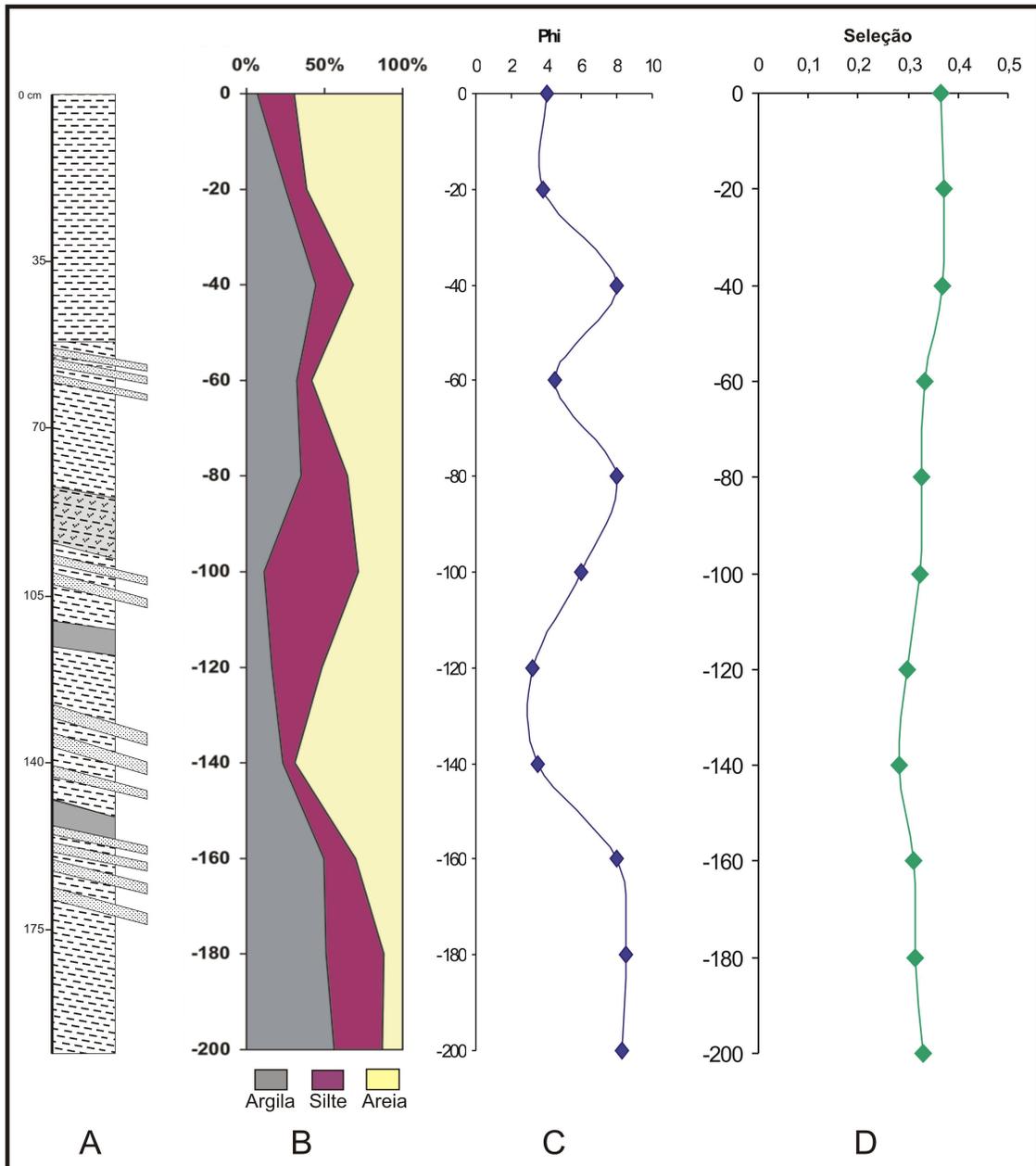


Figura 6.9. Testemunho P-17: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.

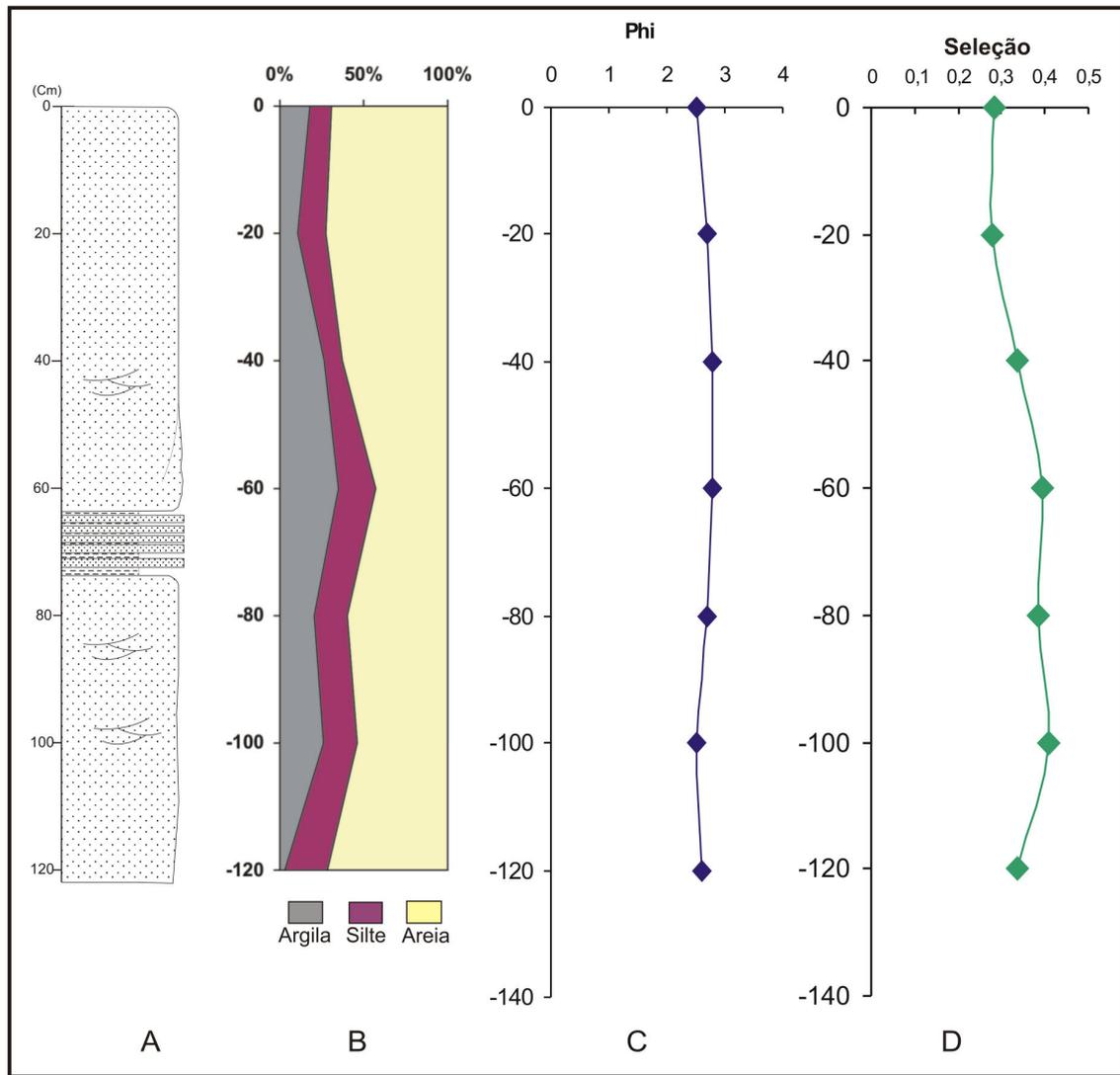


Figura 6.10. Testemunho P-18: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.

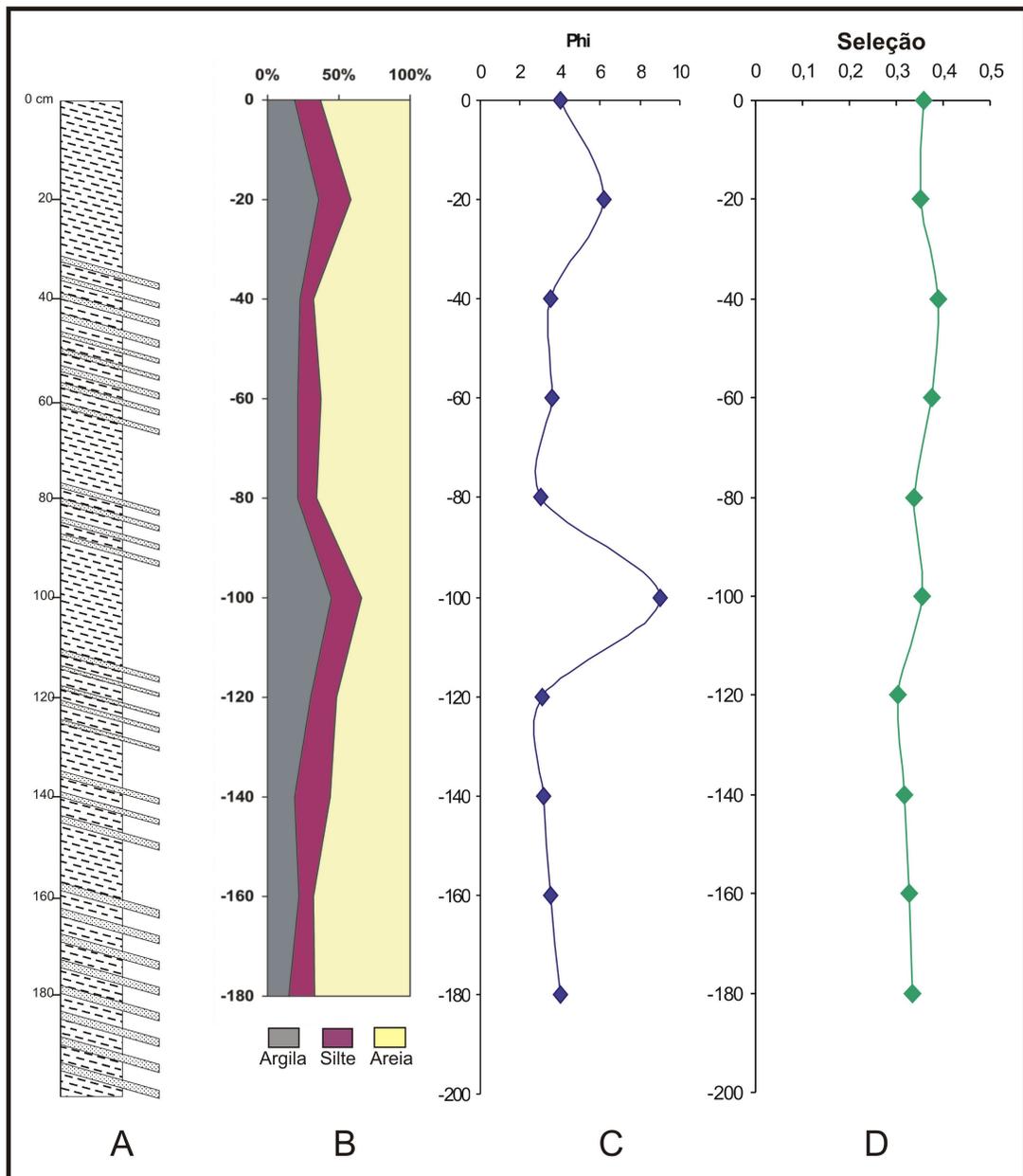


Figura 6.11. Testemunho P-19: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.

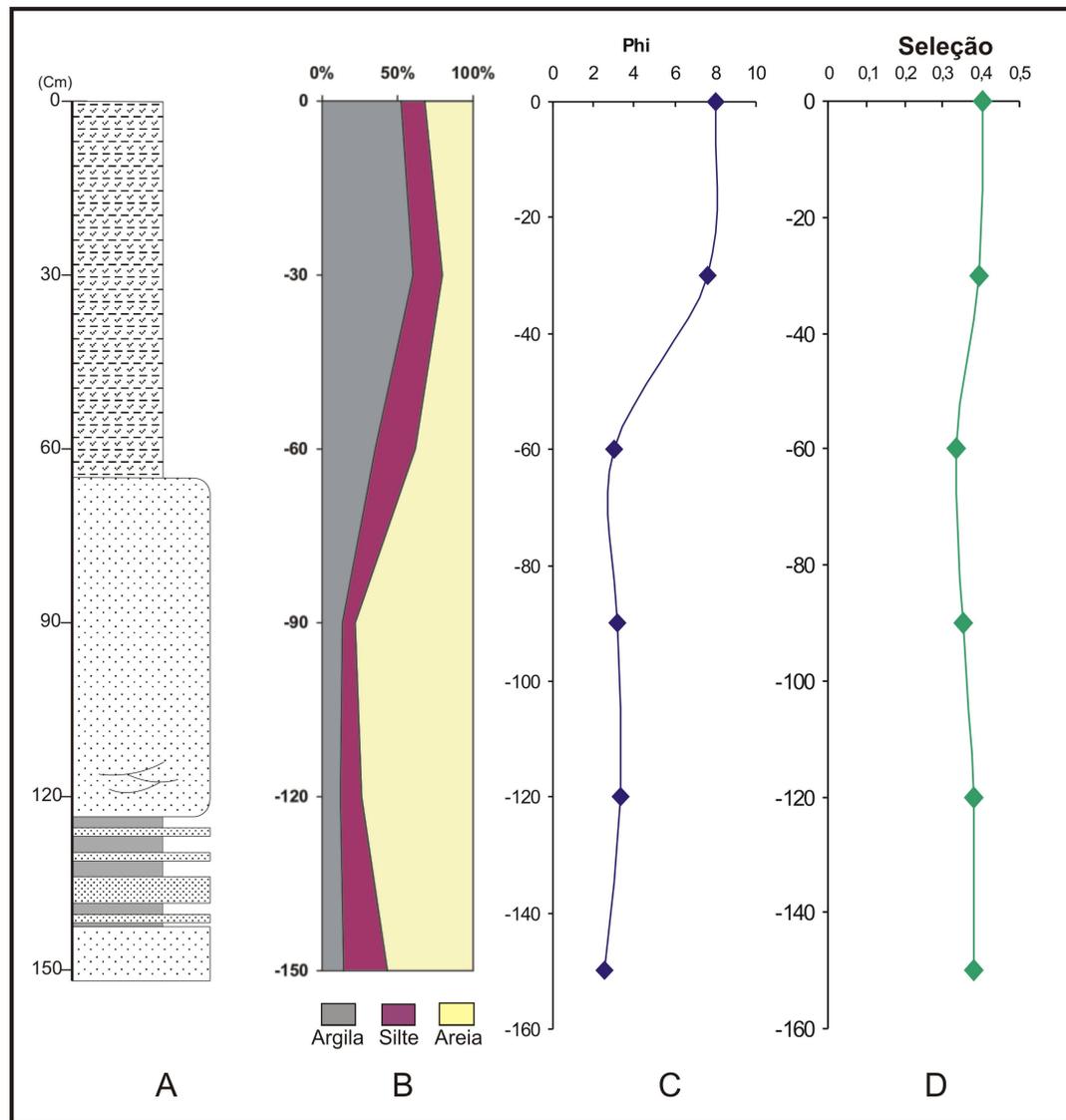


Figura 6.12. Testemunho P-20: (A) perfil estratigráfico, (B) perfil mostrando a relação entre as quantidades de areia, silte e argila; (C) e (D) distribuição vertical dos parâmetros estatísticos de média (Φ) e selecionamento dos grãos.

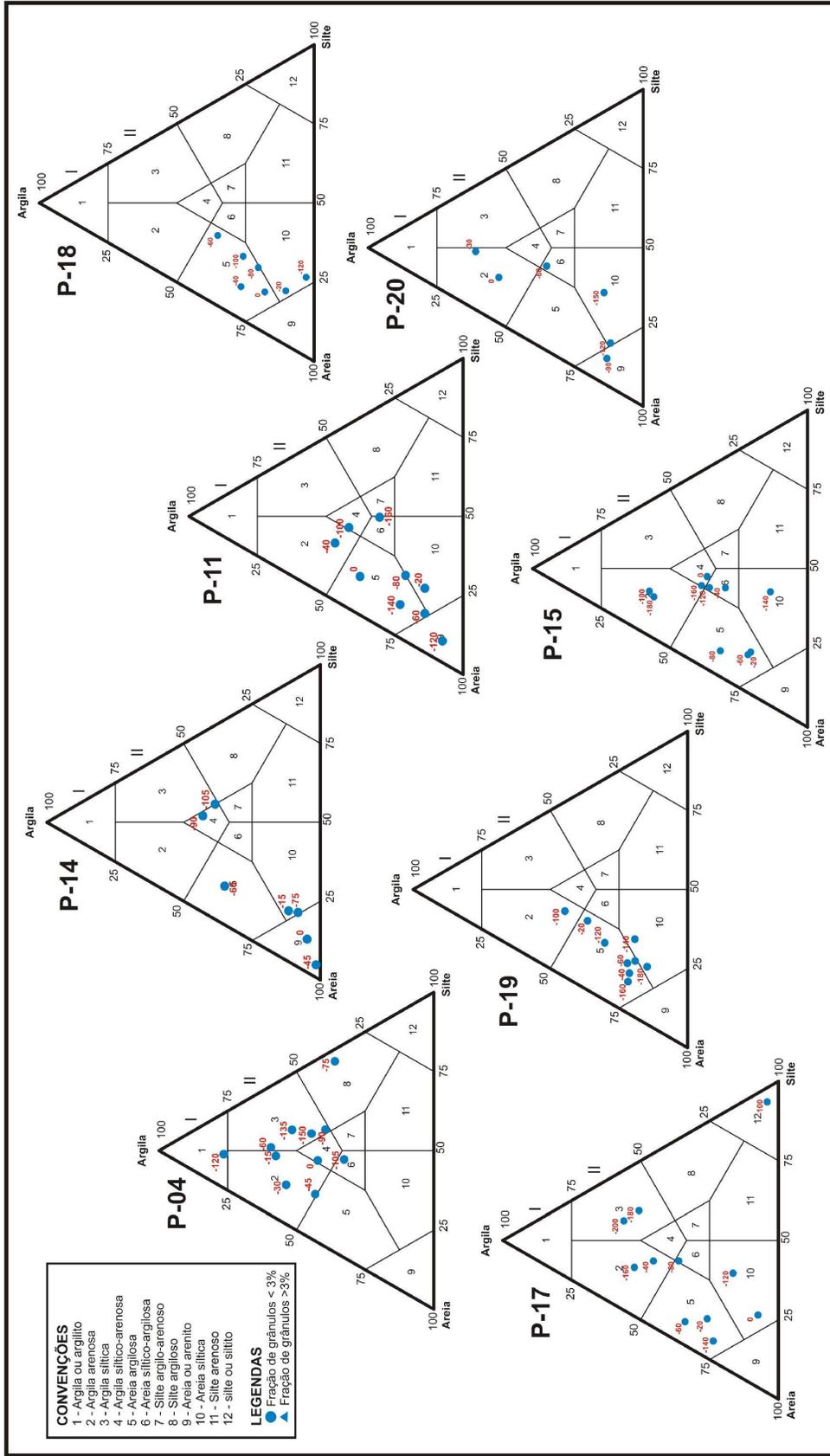


Figura 6.13. Diagramas ternários de Shepard, mostrando a classificação dos sedimentos em alguns testemunhos da planície

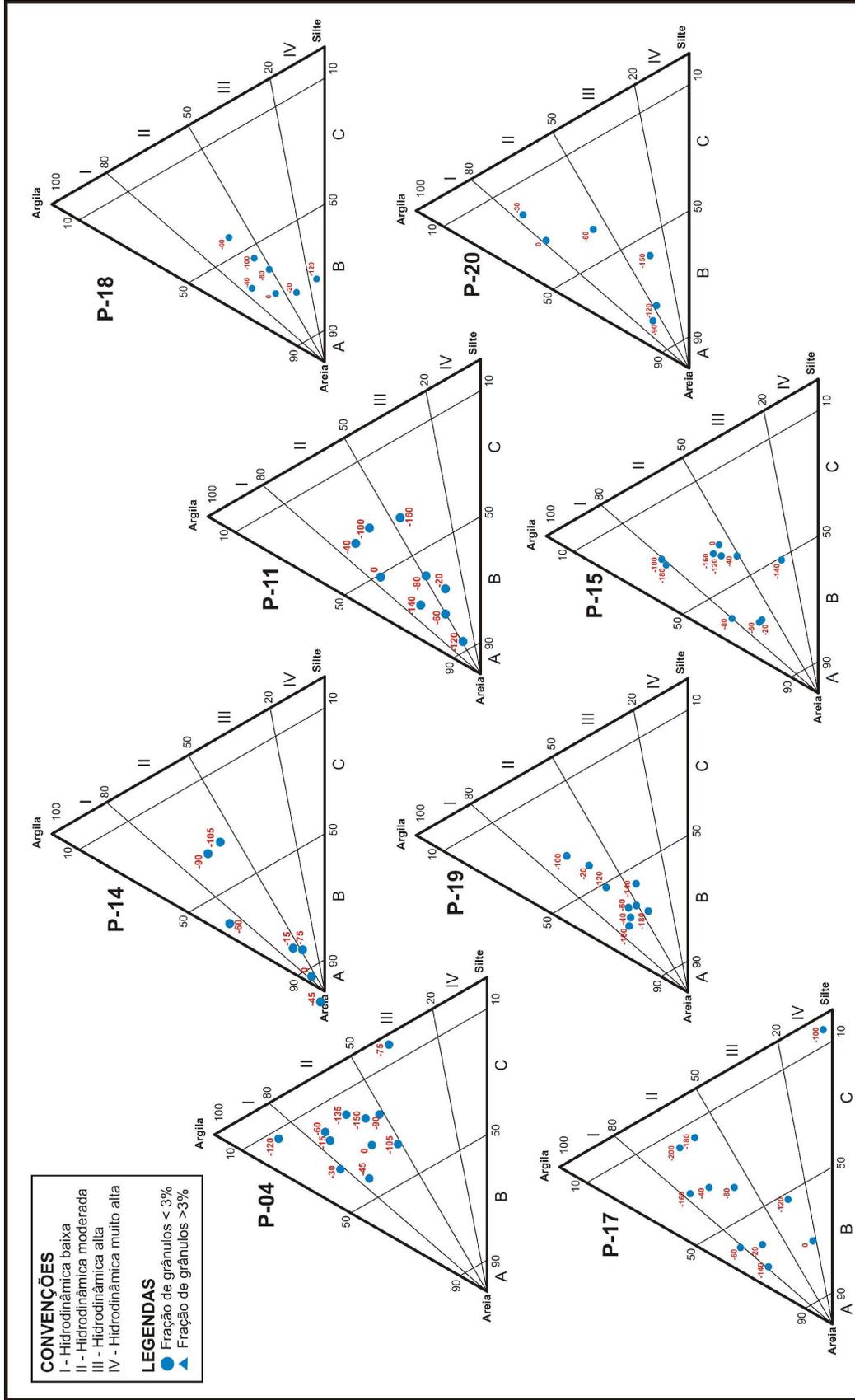


Figura 6.14. Diagramas ternários de Pejrup, mostrando a classificação dos sedimentos segundo a intensidade da hidrodinâmica dos sedimentos da planície costeira.

6.4 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

6.4.1 Argilominerais

Os comportamentos de expansão e retração basal, através dos processos de glicolagem e aquecimento (550°C por 2 horas), respectivamente, permitiram a identificação dos principais argilominerais: Caulinita, Esmectita e Ilita (Figura 6.15). As lâminas secas em temperatura ambiente (Normal) apresentaram as seguintes reflexões: 14Å , 10Å , 7Å , 5Å , $3,58\text{Å}$ e $3,34\text{Å}$. As lâminas depois de glicoladas apresentam reflexões 17Å , 10Å , 7Å , 5Å , $3,58\text{Å}$ e $3,34\text{Å}$. Quando aquecidas as reflexões obtidas são: 10Å , 5Å e $3,34\text{Å}$.

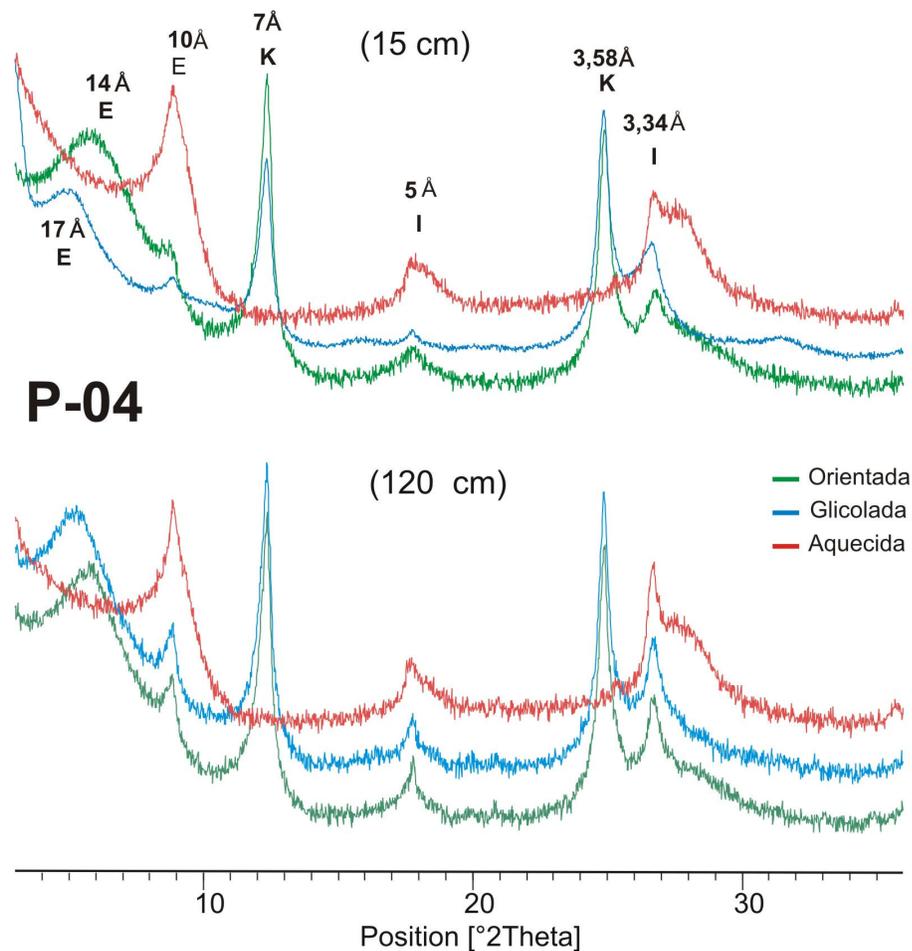


Figura 6.15. Difratoformas de raio-x da fração argila no perfil P-04. (I) Ilita; (K) Caulinita e; (E) Esmectita.

As reflexões 7Å e 3,58 Å sugerem a presença da caulinita, uma vez que estes picos não se modificam nos processos de glicolagem e normal e, desaparece quando aquecida. As flexões 10Å, 14Å e 10Å coincidem com as propriedades expansivas da esmectita. Já o aparecimento dos picos 10Å, 5Å e 3,34Å, sem mudança nos três processos, indica a presença da illita (Figura 6.16).

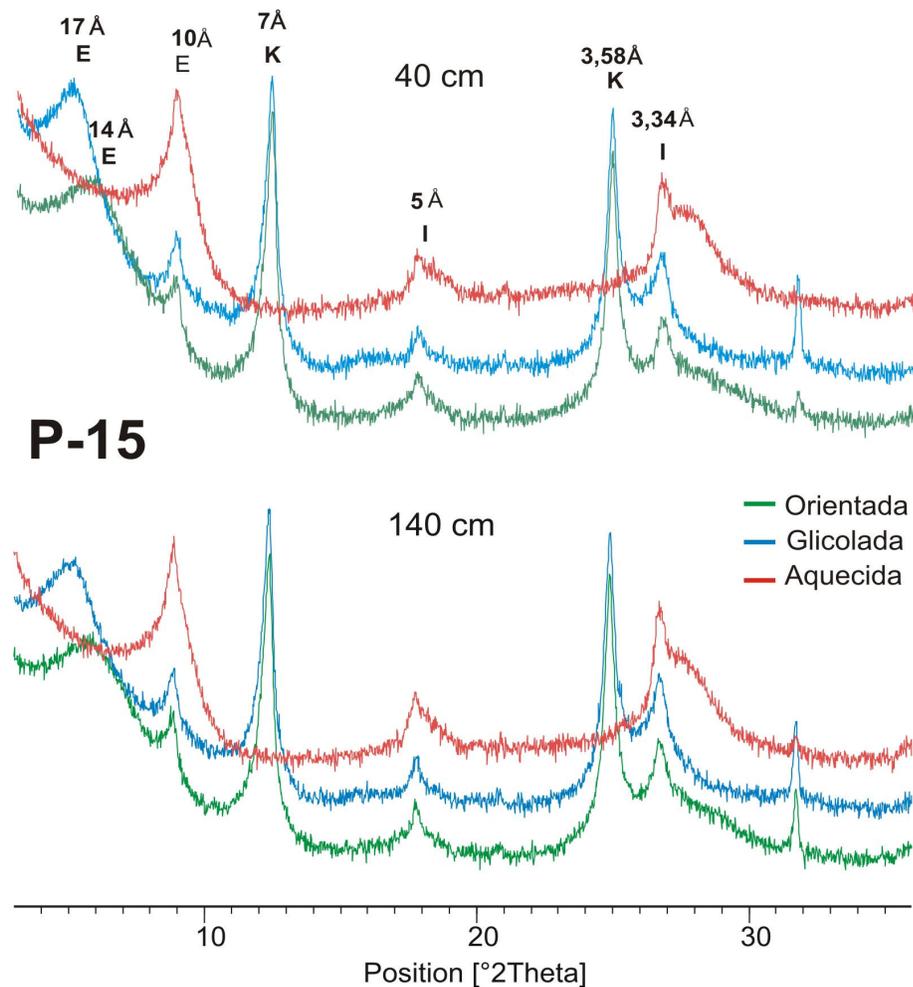


Figura 6.16. Difractogramas de raio-x da fração argila no perfil P-15. (I) Illita; (K) Caulinita e; (E) Esmectita.

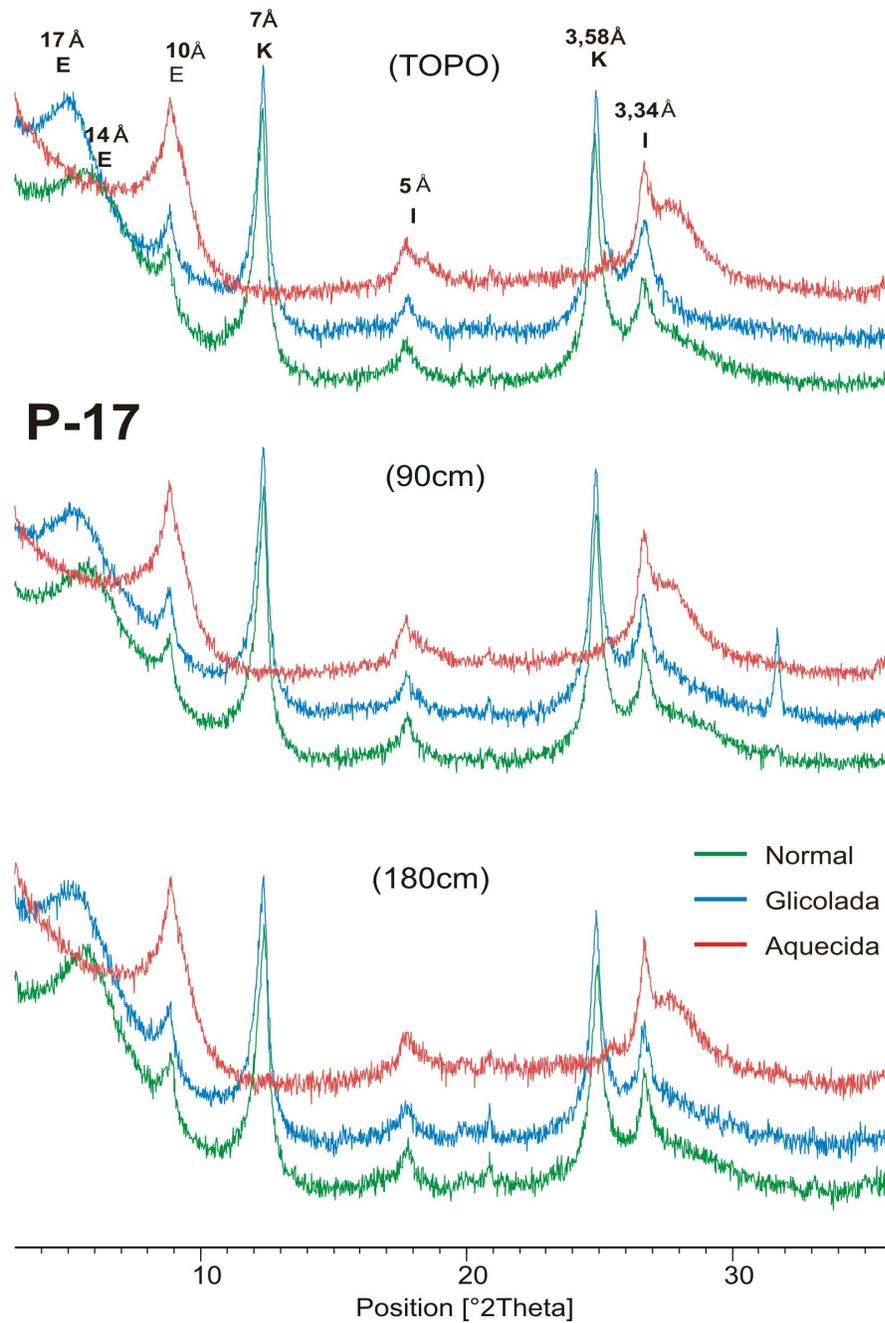


Figura 6.17. Difratogramas de raio-x da fração argila no perfil P-17. (I) Ilita; (K) Caulinita e; (E) Esmeclita.

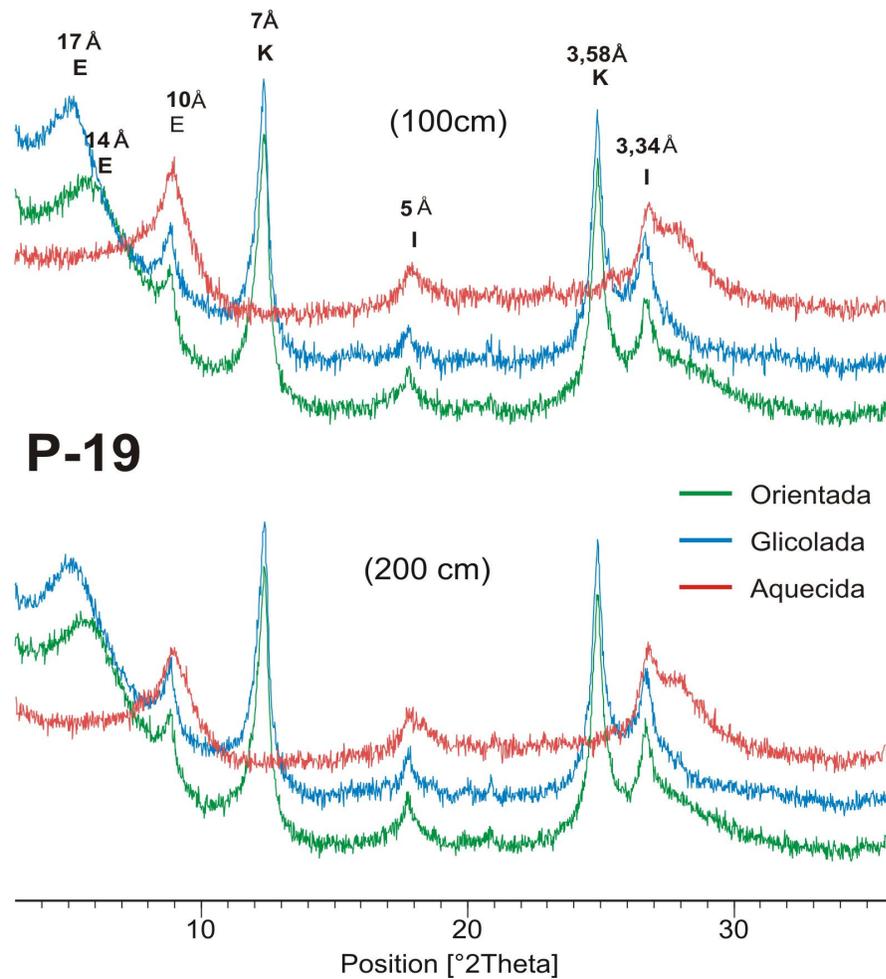


Figura 6.18. Difratomogramas de raio-x da fração argila no perfil P-19. (I) Ilita; (K) Caulinita e; (E) Esmectita.

6.4.1.1 Sucessão S1

Nesta sucessão a quantidade de esmectita atinge a porcentagem mínima de 40% e valores máximos de 49%. Estas quantidades diminuem até a porção média, e em seguida começa a aumentar até a porção inferior. O comportamento da caulinita é exatamente inversa ao da esmectita, ou seja, a quantidade aumenta até o meio e depois diminui em direção a base. Neste caso a caulinita assume um valor mínimo de 30% e máximo de 38%. Já as porcentagens da ilita permaneceram praticamente constantes, em torno de 20%.

6.4.1.2 Sucessão S2

Os argilominerais na litofácies lama orgânica, identificada no P-04 (Figura 6.19) têm um comportamento muito homogêneo, onde a esmectita foi a mais abundante, com valor variando entre 39 e 42 %; a caulinita apresentou porcentagem entre 30 e 32%; e a illita foi a menos representativa, com valor praticamente constante de 28%. Já no testemunho P-17, o comportamento dos argilominerais, na fácies lama orgânica, é relativamente diferenciado, mostrando que a esmectita varia de 42 a 47%, a caulinita, 33 a 37% e a illita, atinge quantidades desde 15 até 24%. Neste caso, os valores maiores de illita estão na parte superior da fácies, apresentando ainda uma relação inversa com os demais argilominerais.

Na fácies lama e areia de barra em pontal, os argilominerais apresentaram um comportamento irregular, sendo que no P-15 (Figura 6.20) a esmectita foi a predominante, atingindo uma quantidade mínima de 39% e máximo de 47%. A caulinita varia entre os valores de 29 e 39%, enquanto que a illita vai de 13% até 26%.

6.4.1.3 Sucessão S3

A sucessão S3 é representada pelos sedimentos arenosos marinhos de praia e barras arenosas que apresentam quantidades inferiores a 10% de argila, fração utilizada para análise de argilominerais. Esta argila é oriunda de eventuais lentes e laminações finas de lama. Portanto, não foi possível realizar uma análise mais detalhada do comportamento dos argilominerais nesta fácies, onde a única amostra analisada revelou valores semelhantes aos já encontrados, com 44% de esmectita, 36% de caulinita e 20% de illita.

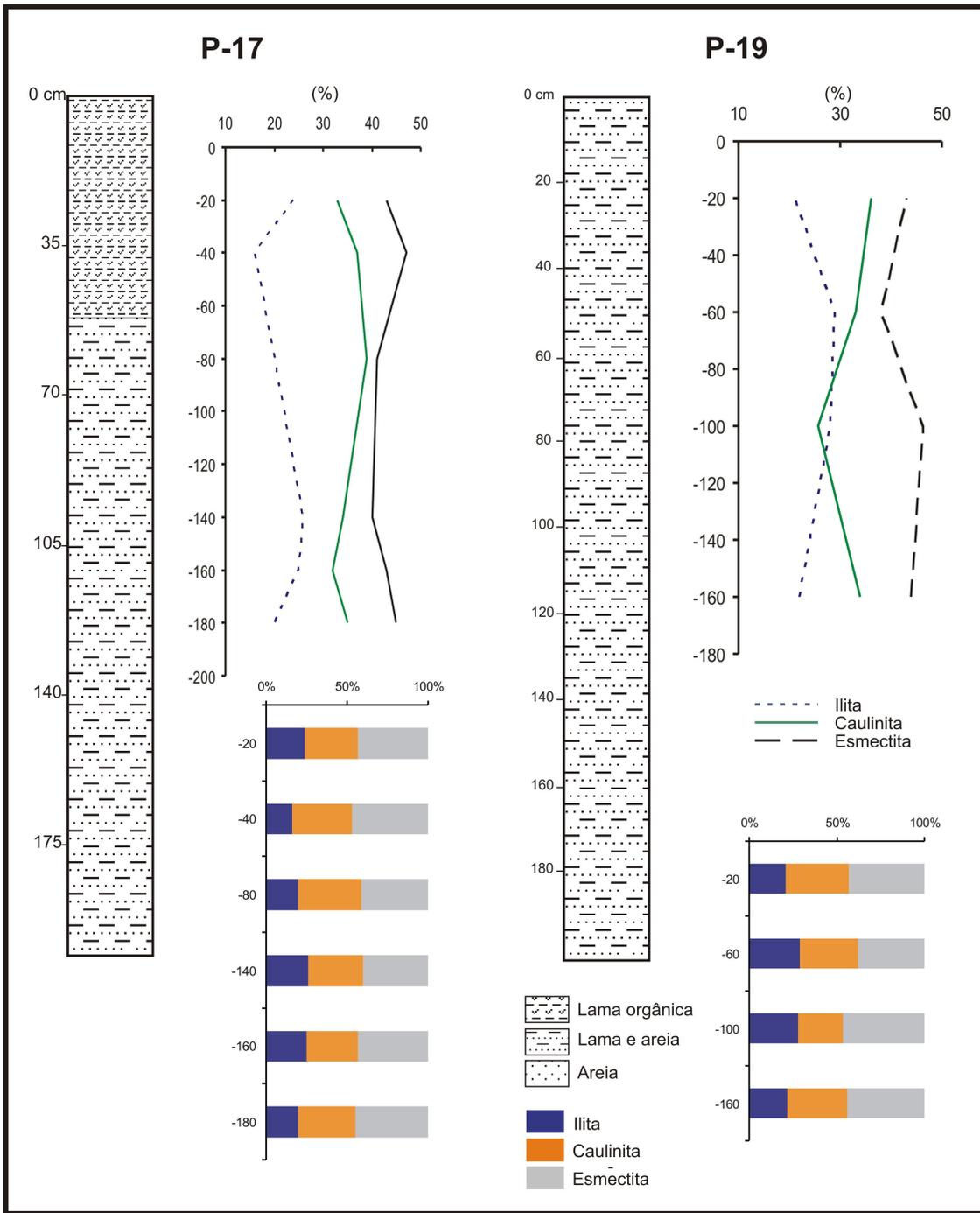


Figura 6.21. Distribuição e comparação vertical das quantidades de Ilita, Caulinita e Esmectita, nos Perfis P-17 e P-19.

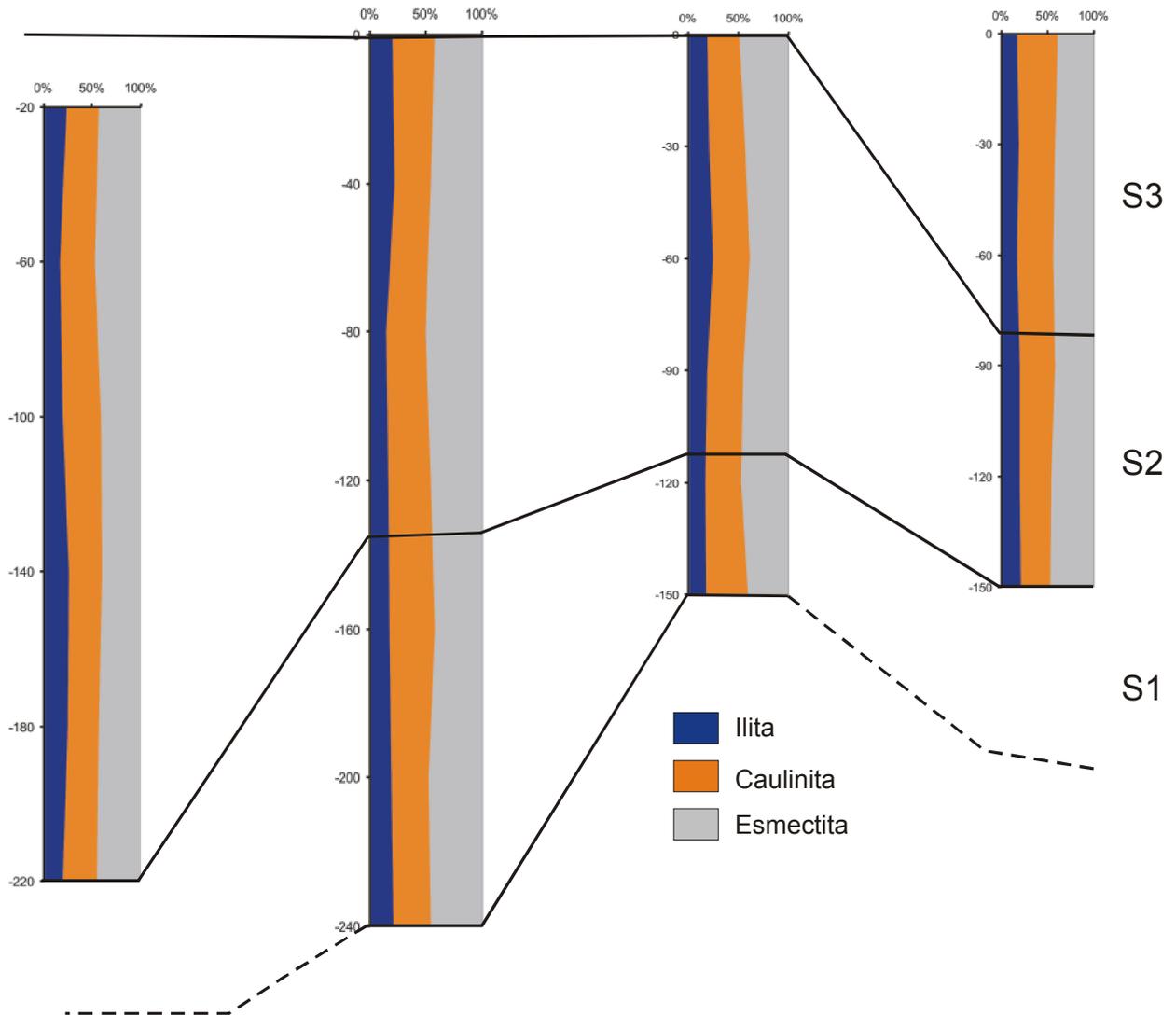


Figura 6.22. Distribuição vertical, em porcentagem, de illita, caulinita e esmectita nas seções 1, 2 e 3.

6.4.2 Minerais Pesados

A análise dos minerais pesados foi restrita na fácies arenosa: Fácies Areia Marinha (praia e planície de cristas de praia) e nas areia da Fácies Areia e Lama de Barra em Pontal. Desta forma, foram identificados nos sedimentos da planície costeira de Maracanã 8 minerais pesados: Cianita, Estauroлита, Zircão, Turmalina, Rutilo, Sillimanita, Hornblenda e Epidoto.

O índice ZTR, relacionado à maturidade dos minerais (Pettijohn, 1957), mostrou que os mais instáveis (hornblenda) distribuem-se, principalmente nos depósitos de lama e areia de barra em pontal. Por outro lado, os minerais mais estáveis (maturados) como zircão, rutilo e turmalina, ocorrem com mais frequência nas amostras predominantemente arenosas.

6.4.2.1 Sucessão S1

Os principais minerais pesados presentes na fácies areia e lama marinha e estuarina (P-14, P-15) foram a estaurolita, zircão, e a cianita, com porcentagens de 56, 19 e 8%, respectivamente (Figuras 6.23 e 6.26). Estes valores não apresentam variações significativas ao longo da sucessão.

6.4.2.2 Sucessão S2

A sucessão S2 é representada pelos sedimentos da fácies lama orgânica e fácies lama e areia de barra em pontal. No testemunho P-04 (Figura 6.22) (Ilha do Cumarú) os minerais mais representativos, no sentido base-meio (areia e lama de barra em pontal), são a estaurolita (31-40%), zircão (22-26%), cianita (11-9%) e epidoto (10-4%). Estes valores são encontrados nos testemunhos P-04, P-15 e P-17 (Figuras 6.22, 6.23 e 6.24).

6.4.2.3 Sucessão S3

A fácies arenosa, que constitui esta sucessão, apresenta uma predominância de estaurolita, zircão, cianita e epidoto. Na porção superior o zircão é o mineral mais representativo, com 33%, seguido pela estaurolita, com 29% e pelo epidoto, com 9%. Na porção média os principais minerais são a estaurolita, com 34%, o zircão, com 19% e epidoto, com 16%. A porção inferior apresentou um comportamento semelhante ao anterior, onde a estaurolita foi predominante, com cerca de 31%, e depois pelo zircão com 23% e o epidoto, com 12%. Foi possível notar um leve aumento na quantidade de

minerais pesados em direção do topo da sucessão.

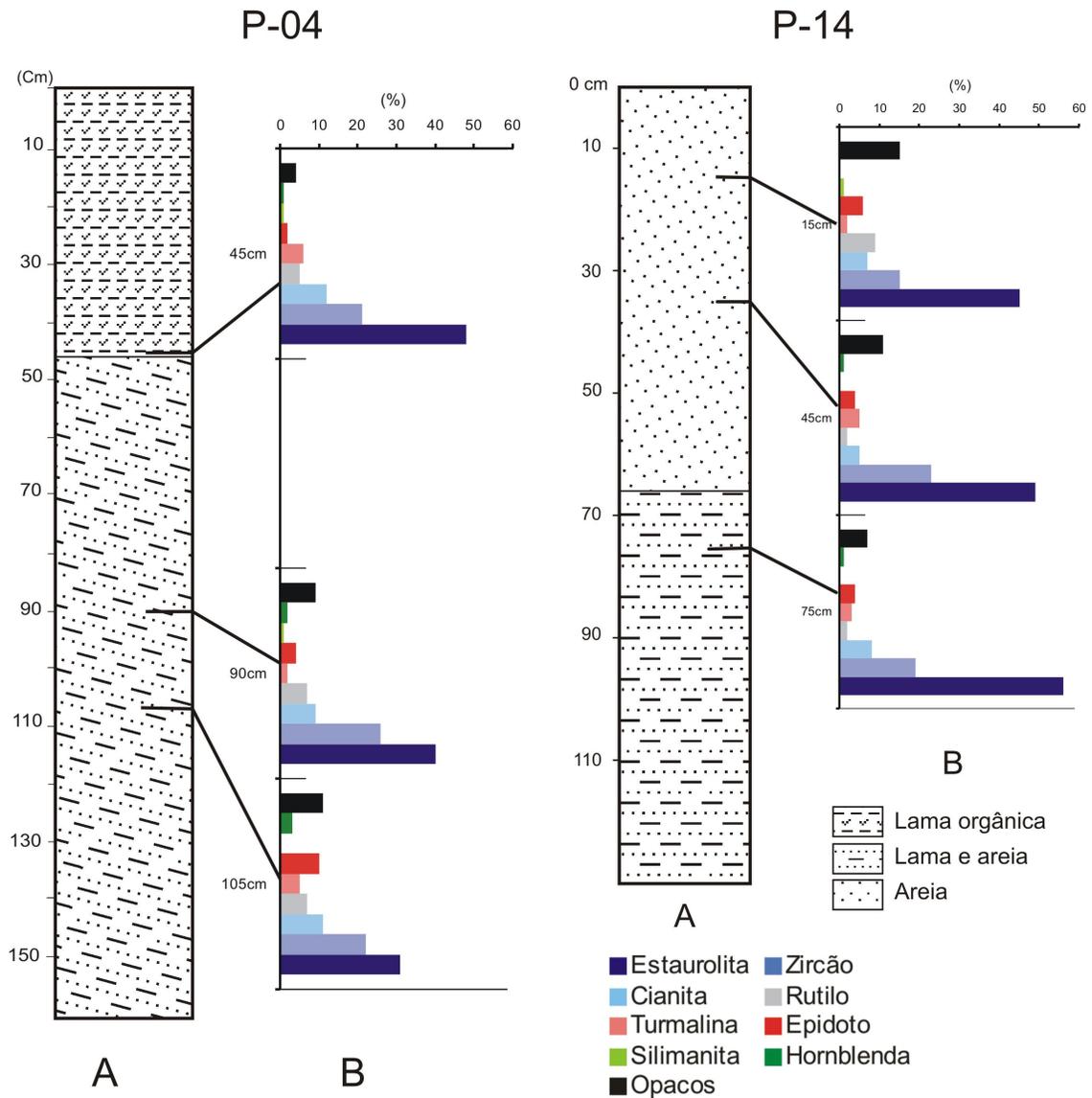


Figura 6.23. Distribuição vertical dos minerais pesados na planície costeira (testemunhos P-04 e P-14).

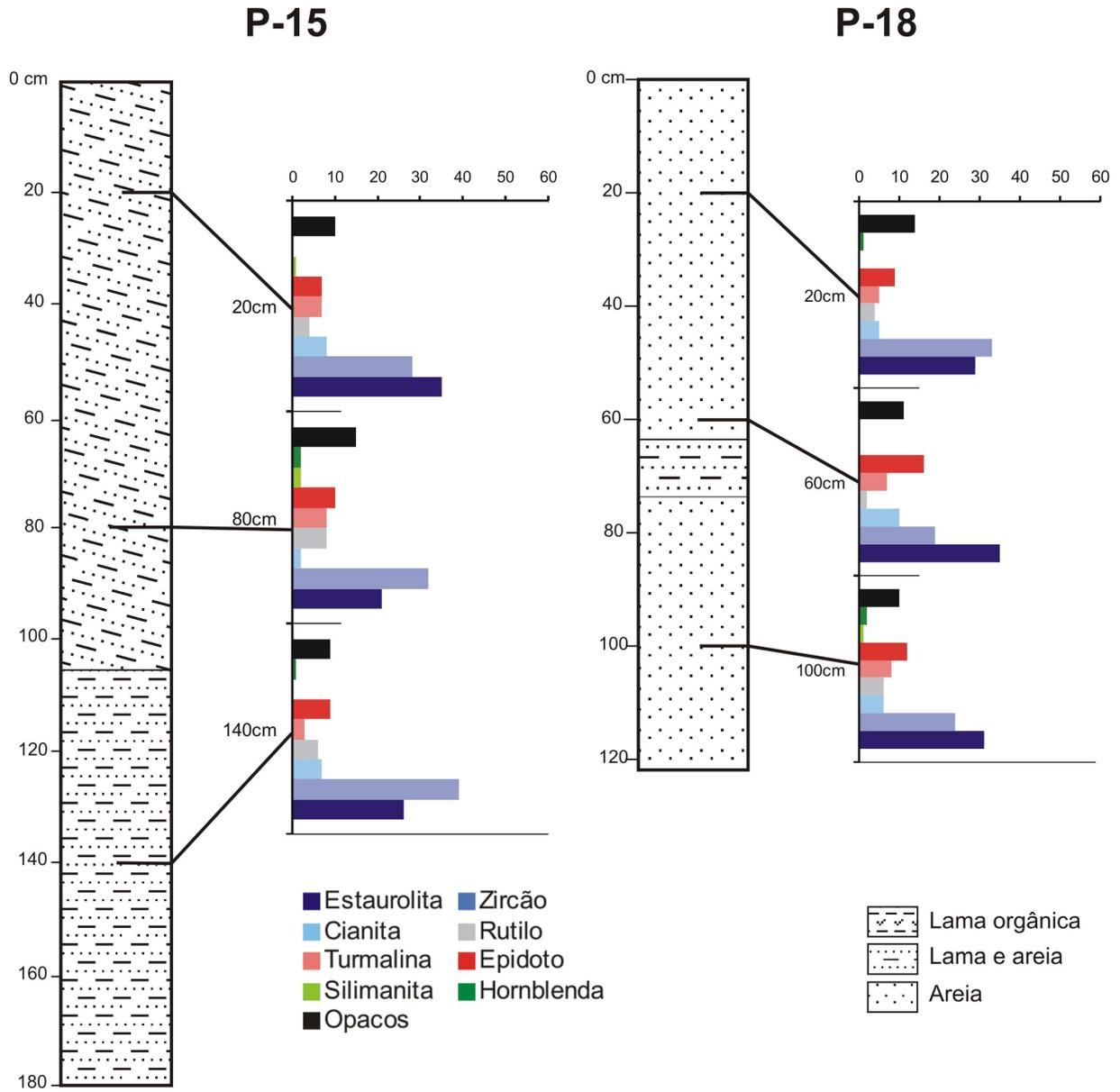


Figura 6.24. Distribuição vertical dos minerais pesados na planície costeira (testemunhos P-15 e P-18).

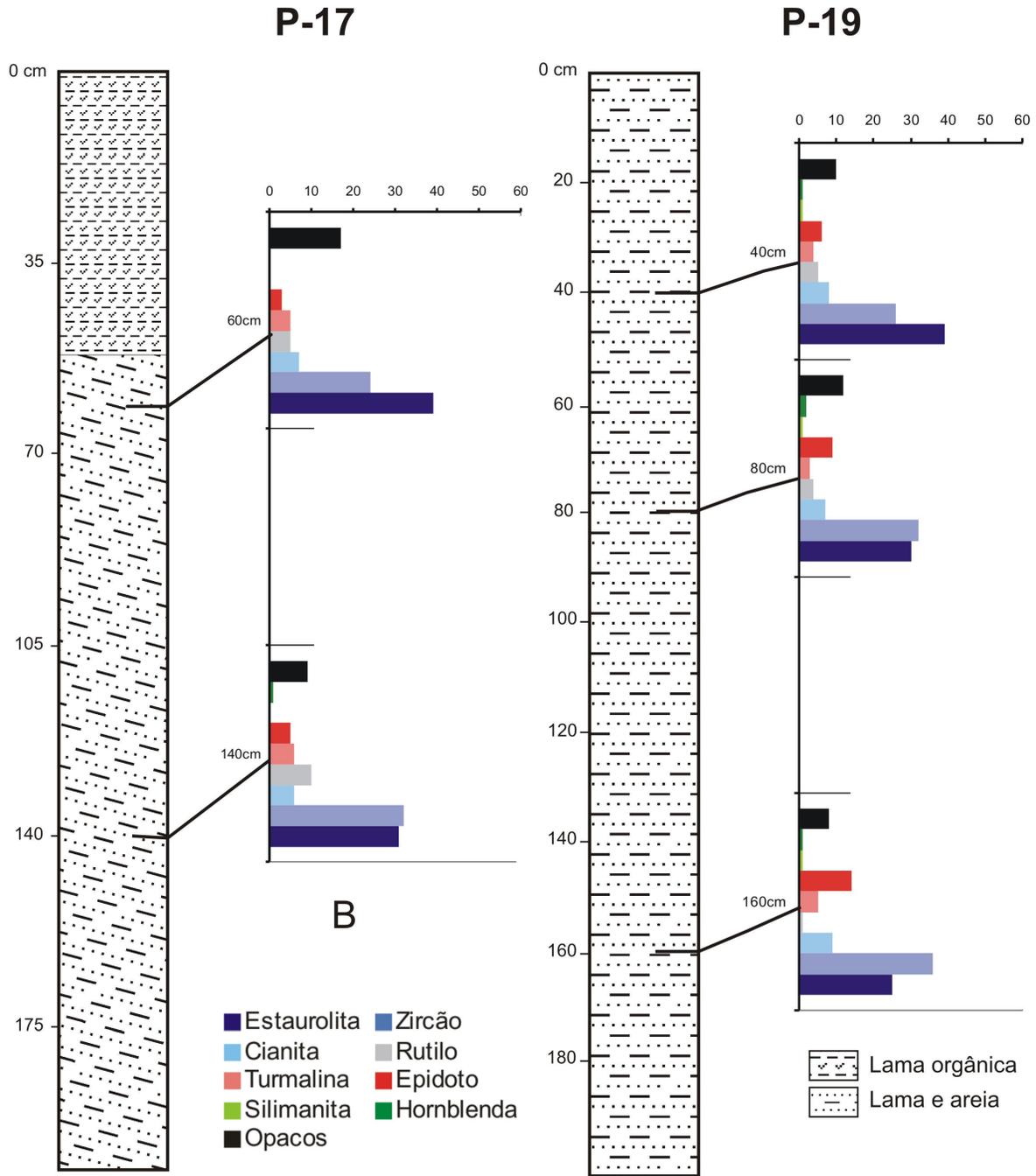


Figura 6.25. Distribuição vertical dos minerais pesados na planície costeira (testemunhos P-17 e P-19).

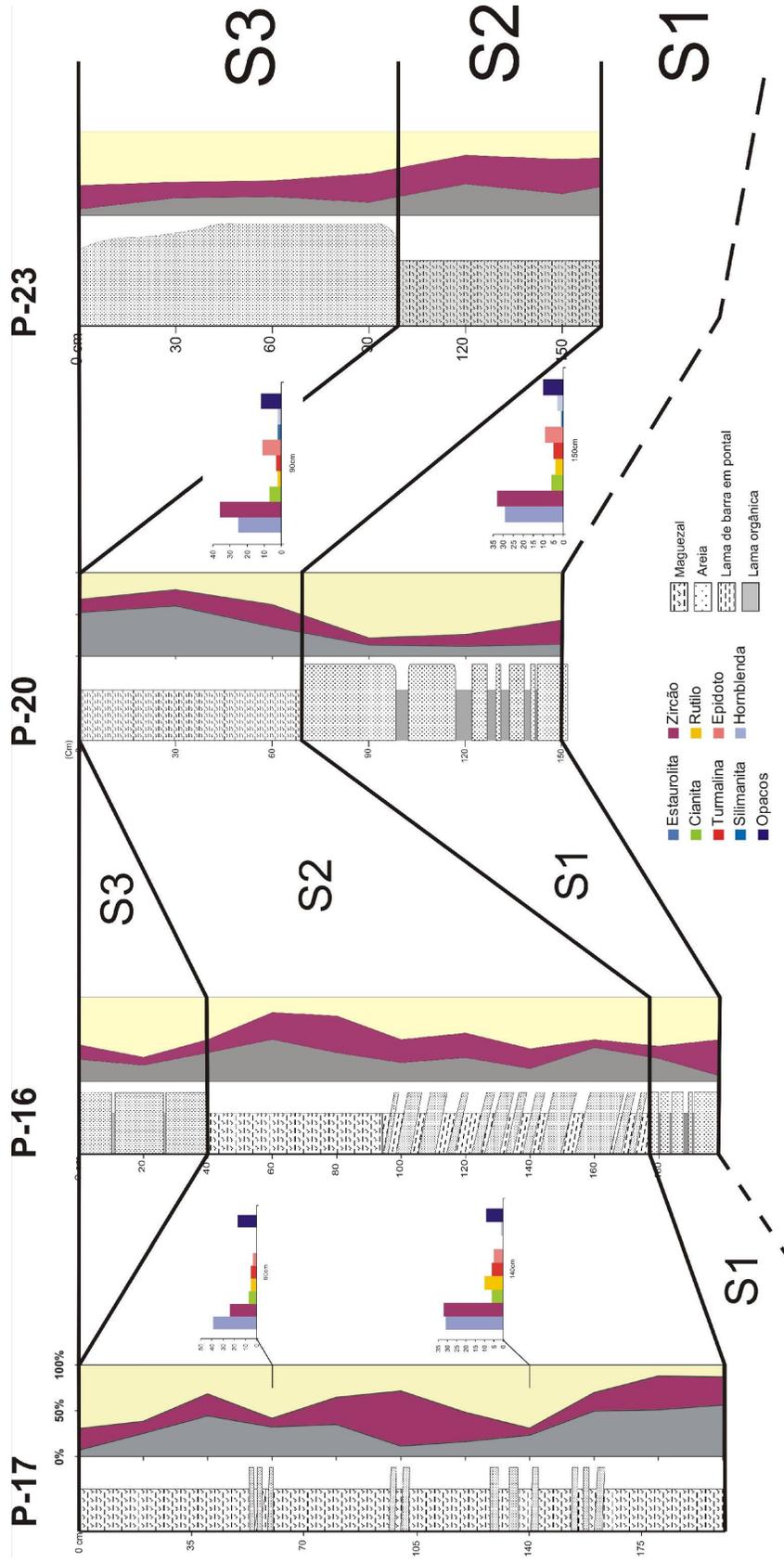


Figura 6.26. Distribuição vertical dos minerais pesados nos sucessões S1, S2 e S3.

7 DISCUSSÕES

7.1 GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE MARACANÃ

Na PCM, incluindo as porções leste das Ilhas de Algodual e do Marco, possuímos uma grande diversidade de ambientes sedimentares, sendo influenciados pelo regime de macro-maré, e secundariamente pelos ventos, clima, ondas, correntes costeiras e neotectônica.

O planalto costeiro constitui o embasamento das unidades morfológicas da planície costeira e pertence a um sistema que se deu origem a partir do Plio-Pleistoceno, conforme descrito por Barbosa & Pinto (1973), no qual, durante a última transgressão marinha (5100 anos A.P.), as suas extremidades foram retrabalhadas, dando origem a falésias (*falésias inativas*). O contato entre a unidade de planalto costeiro e a planície costeira pode ser identificado a partir da presença, muitas vezes, de campos alagados (campos salinos externos - *outer salt marsh*).

A deposição de sedimentos finos, formando planícies lamosas, deve-se a diminuição da velocidade de corrente. Os manguezais (planícies de maré lamosas) são tipicamente de intermaré, o que é típico na porção nordeste do Estado do Pará (região do Salgado). A unidade de manguezal desenvolve feições retrogradacionais (terraços erosivos) (Figura 5.14), por estarem sujeita às ações das correntes de maré e, feições progradacionais (manguezal jovem), quando estão protegidas, ou as ações das correntes de maré são incapazes de erodi-las.

As dunas costeiras atuais e paleodunas representam as feições eólicas atuais e antigas, respectivamente. As dunas costeiras (fixas por vegetação) (frontais e embrionárias) (Figura 5.7), ativas (forma barcana) podem apresentar-se superpostas umas às outras, formando um sistema transgressivo sobre as planícies de maré e as praias. As paleodunas foram formadas, provavelmente, durante a evolução de “strand plain” (Santos, 1996), por estarem associadas (sobrepostas) ao planalto costeiro.

As planícies de cristas de praia constituem antigas linhas de costa, ou seja, corresponde a um sistema de cristas de praia antigas, no qual seria o resultado da

acrecção costeira e migração de barras arenosas, sob condições de alto influxo sedimentar e fraca atuação das ondas (Santos, 1996).

Os lagos presentes na área estão associados, tanto as dunas costeiras e paleodunas. Esta unidade pode secar totalmente em períodos de estiagem (junho a novembro), desenvolvendo vegetação típica, ou parcialmente, quando é abastecido pelo lençol freático. No período de chuva (dezembro a maio) são supridos pelo regime pluvial (chuva).

Os pântanos salinos (*salt marsh*) estão geralmente associados a antigos canais de maré e, também, aos limites de contato entre a planície costeira, através da floresta de mangue e o planalto costeiro. São periodicamente inundados, dependendo do período de chuvas da região, podendo secar totalmente no período chuvoso.

O litoral nordeste do Estado do Pará é formado por “rias” (capítulo 4). Nesse tipo de costa é comum o desenvolvimento das praias do tipo “flecha-barreira”. Esse tipo de praia é formado a partir do crescimento e progradação das barras arenosas litorâneas. Ao mesmo tempo, constitui uma unidade retrogradacional, quando representada pelos cordões arenosos (*beach ridges*).

A planície arenosa, representada pelas barras arenosas de maré, é descrita, segundo El-Robrini et al. (1992), como sendo o resultado do retrabalhamento de antigos depósitos de origem fluvial. Outra feição importante é o delta de maré vazante, que forma depósitos arenosos na foz de rios e canais.

Segundo a classificação proposta por Pritchard (1952), que associa a intensa atuação da dinâmica das correntes de maré nos processos sedimentares, a hidrodinâmica e a morfologia, o estuário de Maracanã pode ser classificado como estuário dominado por maré.

7.2 GRANULOMETRIA DOS SEDIMENTOS

Determinadas propriedades físicas dos sedimentos são fundamentais para estudar os depósitos sedimentares e a dinâmica sedimentar que os originou. Alguns dos parâmetros determinantes são: a densidade, o tamanho, a forma e a rugosidade da

superfície das partículas, bem como a granulometria dos sedimentos. No entanto, a propriedade mais ressaltante dos sedimentos é, provavelmente, a dimensão das partículas que os compõem. Neste aspecto, a primeira abordagem, e a mais simples, é a quantificação por grandes classes dimensionais, ou seja, a “Análise Textural”.

O tamanho das partículas em sedimentos detriticos, condicionado pelo seu diâmetro, constitui uma propriedade textural fundamental. Assim, segundo Suguio (2003), a análise granulométrica (*grain size analysis*) torna-se de grande valia para os estudos de sedimentos, uma vez que: a granulometria pode fornecer bases para a descrição mais precisa dos sedimentos; a distribuição granulométrica pode caracterizar sedimentos de diferentes ambientes deposicionais; pode fornecer informações sobre os processos físicos, tais como hidrodinâmicos.

A importância de análise granulométrica se baseia na determinação do tamanho dos grãos, definição dos parâmetros necessários para a caracterização textural dos sedimentos e para descrição do ambiente de sedimentação em termos de sua energia e viscosidade.

O estudo sedimentológico constitui basicamente na individualização das fácies sedimentares que constituem os depósitos holocênicos. O termo “fácies” tem como conotação a definição proposta por Walker (1984), que considera fácies um corpo de rocha com características específicas, tais como cor, estruturas sedimentares, composição mineralógica, textura e conteúdo fossilífero.

7.3 MINERALOGIA DOS DEPÓSITOS HOLOCÊNICOS

7.3.1 Argilominerais

Os argilominerais são aluminossilicatos com estruturas em folhas, que são formados mediante a alteração de silicatos de alumínio pelo intemperismo ou por processos hidrotermais. A maioria dos sedimentos argilosos é composta por uma mistura de dois ou mais argilominerais. Os processos de intemperismo, atuando sobre alguns minerais primários, podem dar origem a minerais *autigênicos* de diferentes maneiras. Neste caso, os minerais primários são submetidos à *hidrólise total*, ainda na

área fonte, que destrói a estrutura e libera os constituintes solúveis, onde uma parte desses elementos pode recombina-se para originar argilominerais nos ambientes de sedimentação. Os minerais primários podem, ainda, ser transportados na forma de componentes detríticos e, no ambiente de sedimentação, sofrer a *hidrólise total*, fornecendo elementos químicos necessários para a formação dos argilominerais.

Todos os ambientes naturais de sedimentação herdam de áreas-fontes mais antigas os seus componentes sólidos, coloidais e em solução. Em um mesmo ambiente podem ser encontrados argilominerais originados por diferentes processos. No entanto, a origem é essencialmente detrítica, podendo haver, também o processo de neoformação e autigênese.

Os argilominerais não são restritos de um determinado ambiente geológico, podendo ser originados em diferentes ambientes de sedimentação. Segundo Faria & Sanchez (2001), os argilominerais indicam uma distribuição seletiva intimamente associada às características do relevo e aos ambientes deposicionais. Os argilominerais micáceos são predominantes na região do alto curso próximos à área-fonte primária, enquanto que a caulinita, proveniente da decomposição de diversos minerais, se concentra gradativamente em direção ao estuário.

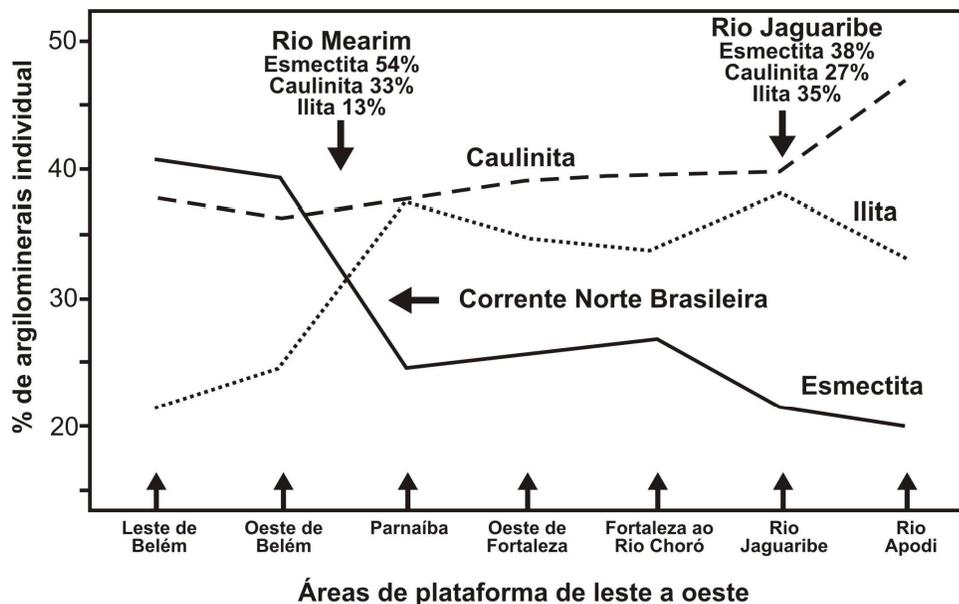


Figura 7.1. Conteúdo médio de esmeclita, ilita e caulinita nas frações finas dos sedimentos distantes da costa brasileira entre os rios Ceará e Pará (Tintelnot, 1995).

Segundo (Tintelnot, 1995), as relações de quantidade entre os argilominerais, ao longo da costa norte-nordeste do Brasil, são bastante variáveis, onde os valores de esmectita aumentam do leste para o oeste (Figura 7.1.).

Foram estudados preliminarmente os sedimentos superficiais nas planícies de maré lamosa (manguezais). As amostras apresentaram um comportamento similar, no qual foram identificados os seguintes grupos de argilominerais: Caulinita, Esmectita e Ilita (Figura 6.22).

Segundo Chamley (1989) os argilominerais não apresentam grandes mudanças químicas e físicas em ambientes estuarinos, onde os mesmos estão submetidos à interação de águas doce e salgada.

A análise dos testemunhos mostrou uma assembléia mineralógica constituída por, em ordem decrescente de abundância, Esmectita, Caulinita e Ilita, indicando que os depósitos sedimentares lamosos podem ter maior contribuição de sedimentos finos de origem marinha.

7.3.1.1 Esmectita

A Esmectita é formada preferencialmente em ambientes mal drenados, de pH aproximadamente neutro a alcalino e rico em cátions (Suguio, 2003). Segundo Tardy (1969), o clima semi-árido favorece a formação da esmectita, a partir de íons em solução. A esmectita é mais característica de ambiente marinho. Por exemplo, a glauconita forma-se em ambiente marinho mais ou menos redutor, onde a ação bacteriana seja intensa, por um longo período de tempo. Ela é um mineral característico de regiões de plataforma continental e parte superior do talude continental (Suguio, 2003). Segundo Teodorovich (1961)¹⁵ apud Suguio (2003), as correntes marinhas, uma lenta sedimentação e fenômenos de transgressão e regressão marinhos, favorecem a formação de esmectita. No ambiente marinho, por ser, em geral, mais alcalino, é comum o favorecimento da formação de esmectita e ilita em relação à caulinita.

¹⁵ TEODOROVICH, G.I. 1961. Authigenic minerals in sedimentary rocks. New York: Consultants Bureau Enterprises Inc. P?

A presença de esmectita nos sedimentos sugere áreas fontes situadas em clima seco, o que difere da situação local. Bemerguy (1981) descreveu que esmectitas presentes em paleocanais na ilha do Marajó seriam originários de sedimentos da Bacia Sedimentar do Maranhão, onde é constatado por Farias Jr. & Truckenbrodt, (1980) uma grande concentração destes argilo-minerais. Desta forma, pode-se associar que a esmectita nos sedimentos holocênicos da PCM pode ser proveniente desta bacia sedimentar. A Esmectita pode ser originada a partir da alteração do Ilita.

7.3.1.2 Caulinita

A caulinita foi identificada nas posições 7 e 3,58^Á, mostrando presença em todos os perfis e profundidades analisadas. A quantidade de caulinita apresentou um leve aumento nas porções inferiores dos depósitos lamosos de manguezais e uma relação inversa com a quantidade de esmectita e ilita, principalmente, nos perfis 04, 14 e 18 (com esmectita), e nos perfis 04, 17,18 e 19 (com a ilita), ou seja, quando houve aumento de caulinita, houve a diminuição de esmectita e da ilita, e vice-versa. A caulinita possui valores praticamente constantes, aumentando apenas nos testemunhos da parte interna do estuário do rio Maracanã.

A caulinita é um argilomineral com estrutura 1:1. Possui espaço reduzido entre as camadas, tendo menos substituição de Al e Si por outros íons e, portanto, possuindo menor capacidade para a troca iônica e menor absorção de água em sua estrutura. São geralmente, dominantes na maioria dos sedimentos, em ambientes ácidos e anaeróbicos de regiões tropicais e subtropicais, como produto de intensa lixiviação, indicando condições redutoras. Está presente em todas as amostras superficiais, próximos dos canais e córregos estuarinos.

Segundo Weaver (1989) e Barcelos e Suguio (1987) a caulinita é dominante em ambiente fluvial, embora ocorra em outros ambientes.

A presença da caulinita nas amostras está condicionada a sua localização em regiões tropicais úmidas (baixas latitudes), onde ocorre um alto regime de drenagem, correspondendo segundo (Chamley, 1971) ao produto do intemperismo físico-químico

dos minerais de feldspato, biotita e muscovita. Assim, podem ser provenientes dos solos e dos sedimentos em suspensão que são carregados pelos rios que drenam a região, ou, então, a partir da alteração intempérica “in situ” dos minerais de esmectita.

A ocorrência da caulinita pode estar diretamente relacionada aos processos intempéricos recentes de rochas, tais como, granitos e gnaisses. Isto pode estar condicionado aos altos índices de pluviosidade e grande drenagem existente no local de origem. A caulinita pode ser, também, formada pela transformação de minerais pré-existentes, como por exemplo, a própria esmectita, que é bastante comum na costa paraense.

7.3.1.3 Ilita

A ilita foi identificada através dos picos de posições 10, 5 e 3,34Å. Sua quantidade ao longo dos perfis, nas distribuições verticais, não apresentou valores superiores a 30%. Conservou sempre uma relação inversa com a caulinita e a esmectita. A ilita é marcada pela presença de um pico de baixa intensidade e suave reflexão. A análise difratométrica mostrou uma simetria marcante nas posições 5 e 3,34Å.

A ilita está geralmente relacionada a processos de divisão mecânica de micas primárias, principalmente a sericita, ou através de alteração de feldspatos, de micas sedimentares e metamórficas, ou ainda, devido a liberação de íons em solução, através de processos de meteorização de aluminossilicatos, tais como micas, cloritas, esmectitas e caulinitas, bem como feldspatos, piroxênios e afinbólitos.

7.3.2 Minerais Pesados

Minerais pesados são materiais detríticos originados de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, tendo peso específico superior à dos minerais mais comuns, como quartzo e feldspato. Sua ocorrência em depósitos continentais costeiros e marinhos permite inferir a respeito da evolução destes ambientes, destacando-se como ferramenta importante para a Sedimentologia e Estratigrafia. Sua proveniência e

tendência de distribuição contribuem para a caracterização sedimentológica e mineralógica do ambiente deposicional, detalhando aspectos sedimentares relativos a cada ambiente.

Os minerais pesados são considerados como sendo minerais acessórios de sedimentos e rochas sedimentares, que são largamente utilizados em várias áreas da geologia, principalmente, na sedimentologia, na estratigrafia e na geologia econômica. No caso da estratigrafia, são importantes para inferência de correlações entre formações e unidades litológicas.

Os principais grupos de minerais pesados de sedimentos e rochas sedimentares podem ser agrupados em: opacos (magnetita, ilmenita, pirita, hematita, etc), micáceos (biotita e clorita), ultra-estáveis (zircão, turmalina e rutilo) e meta-estáveis (olivina, apatita, epidoto, cianita, silimanita, etc).

A abundância e tamanho dos grãos dos minerais pesados em rochas sedimentares é função da qualidade, tipo ou característica da rocha ou sedimento mãe, estabilidade diferencial, resistência física, fator hidráulico e fatores pós-deposicionais. Estes fatos são importantes para a determinação e estudo da direção de transporte de material, composição da fonte, bem como da correlação estratigráfica.

Quanto aos minerais considerados estáveis, com alto índice ZTR, estes se relacionam a áreas de deposição arenosa, mais antiga, presentes na porção mais externa da área de estudo. O resultado do sucessivo retrabalhamento destes é a abrasão prolongada e o intenso ataque químico sobre a fração leve (Suguio, 1980) refletindo-se o fato sobre a concentração da fração mais pesada do sedimento.

As associações mineralógicas foram, basicamente, determinadas em função da forma e do grau de maturidade dos minerais. A densidade, apesar de ser um fator a ser considerado principalmente para a concentração em determinadas classes granulométricas, não teve influência significativa para a formação das assembléias mineralógicas identificadas.

7.3.2.1 Cianita

São grãos com hábito tabular e clivagens perpendiculares, incolores, com extinção oblíqua ou quase reta. É um silicato de alumínio, incolor, de extinção tipicamente oblíqua, birrefringência e cor de interferência baixa. A cianita está presente em todas as amostras analisadas, em diversas profundidades, variando de 7 a 12 %, sendo comuns ou abundantes. A cianita é um mineral tipicamente metamórfico de médio grau, encontrado principalmente em gnaisses e mica-xistos.

7.3.2.2 Estauroлита

É um silicato de ferro-alumínio. Apresenta grãos irregulares, angulosos, pleocróicos de cores amareladas a marrom, amareladas, com feições chamadas de “crista de galo” e superfícies de corrosões. Ocorrem também, esporadicamente, grãos arredondados. Estão presentes em todas as amostras. São quase sempre abundantes, com valores aproximadamente entre 30 e 45%. A estauroлита, geralmente, é o mineral pesado mais abundante e, secundariamente o zircão, sendo que, às vezes, ocorre o inverso. A estauroлита mostrou certa tendência de diminuição no sentido topo-base, com exceção no testemunho P-14 (Figura 6.23), que mostrou uma grande predominância em relação aos demais minerais pesados, ao longo do perfil.

7.3.2.3 Zircão

Aparecem como grãos incolores à tonalidades róseas, com hábito prismático, bipiramidais, euédricos, longos e curtos, arredondados e angulosos. Ocorrem ainda, inclusões de opacos, turmalina e rutilo. Esse mineral é um representante dos minerais ultraestáveis e aparecem com grande freqüência, com cerca de 25%. O zircão praticamente não varia ao longo dos perfis, salvo no testemunho P-18 (Figura 6.24), que passou de 33%, a 20 cm, para 23%, a 100 cm de profundidade. São minerais considerados como acessórios em rochas plutônicas.

7.3.2.4 Turmalina

É um mineral ultra-estável (borossilicato de cálcio-sódio-ferro-magnésio-lítio). Observam-se como grãos prismáticos, com bordas arredondadas a bem arredondados. Apresentam uma variação na cor, porém, predominando a cor esverdeada. Possuem uma extinção reta e algumas inclusões de opacos. São comuns e estão presentes em todas as amostras, representando menos que 10%. Ao longo de todos os testemunhos, essa quantidade permaneceu praticamente constante.

7.3.2.5 Rutilo

Apresenta grãos de hábito prismático, com bordas arredondadas, normalmente de cor vermelha (óxido de titânio) a marrom avermelhada, com fraco pleocroísmo e relevo muito elevado. Ocorre como mineral comum, representando menos de 10% da assembléia mineralógica. Não apresentou variações significativas ao longo dos perfis estudados, com exceção do testemunho P-19 (Figura 6.25), que, na profundidade de 160 cm, ele desaparece.

7.3.2.6 Epidoto

É um mineral de Silicato de cálcio-alumínio-ferro. São minerais normalmente angulosos de cor verde amarelado ou “pistache”, fraco pleocroísmo. Apresentam alterações superficiais e bordas corroídas, devido provavelmente aos efeitos de dissolução. É um mineral que ocorre em todas as amostras analisadas, e mostra um leve aumento na quantidade em direção a base. Possui valores menores de até 10%. O epidoto é de origem tipicamente metamórfica e/ou de origem hidrotermal, podendo ser resultado da alteração do plagioclásio (hidrotermal), ou também, pela alteração da granada, piroxênios e anfibólios. Ocorre também em quartzitos e calcários, como produto de alteração.

7.3.2.7 Hornblenda

É um silicato de cálcio-alumínio-ferro-magnésio, sendo os grãos prismáticos longos e curtos e com inclusões de opacos, e por vezes, arredondados. Apresentam terminações denteadas. Suas cores variam de verde claro a verde escuro. São minerais raros ao longo dos perfis, e alguns casos, ele desaparece.

A hornblenda é um mineral comum em rochas ígneas ácidas, tal como o granito, e rochas máficas (dioritos e gabros), bem como, em rochas metamórficas de alto grau (gnaisses e afibolitos).

7.3.2.8 Sillimanita

É um silicato de alumínio de coloração incolor, de extinção reta e cor de interferência alta. Ocorrem como grãos prismáticos de bordas irregulares. Assim como a hornblenda, a sillimanita é um mineral raro, que às vezes, estão ausentes nos perfis. A sillimanita é normalmente oriunda de rochas metamórficas de alto grau (gnaisses e mica-xistos) e granulitos.

7.4 SEDIMENTAÇÃO HOLOCÊNICA SUPERIOR

A planície costeira é uma zona de transição entre os ambientes continental e marinho, onde ocorre uma diversidade de sub-ambientes, que por sua vez, estão submetidos a uma gama de fatores, tais como, as variações de maré, hidrodinâmica, tectônica regional e as variações do nível do mar. Esses processos atuam de forma significativa no processo de sedimentação.

O limite de seqüência dos depósitos quaternários está esculpido em depósitos Mioceno-pleistocênicos da Formação Barreiras, sendo superposto por depósitos areno-argilosos (Pós-Barreiras) que, de acordo com Rossetti *et al.* (1989), são representativos de antigas dunas costeiras.

As planícies costeiras dominadas por maré são desenvolvidas sob condições de subida (costas retrogradacionais), de estabilidade ou mesmo de queda do nível relativo do mar (costas progradantes), em resposta às diferentes combinações de história das variações de nível relativo do mar, largura e gradiente da plataforma continental, incidência de ondas, nível de energia, amplitude de maré e suprimento sedimentar (Dalrymple *et al.*, 1992). Assim, seqüências costeiras são assumidas como sendo depositadas, principalmente, durante condições de nível de mar estável e transgressivo, enquanto quedas relativas do nível do mar estão geralmente relacionadas a eventos não-depositacionais, com superfícies erosivas amplamente desenvolvidas (Allen & Posamentier, 1993).

A interpretação do modelo de sedimentação dos depósitos holocênicos para a PCM foi baseada na caracterização dos testemunhos, através dos quais foi possível confeccionar duas seções estratigráficas, onde, posteriormente, se pôde observar a distribuição vertical e horizontal dos padrões texturais, granulométricos e mineralógicos desses depósitos.

Os sedimentos lamosos, principalmente os da planície de maré (manguezais), são depositados devido a uma diminuição de velocidade, caracterizando baixa energia. Isso se dá, quando as marés não conseguem transportar os sedimentos finos, permitindo assim, a sua deposição. No entanto, sedimentos arenosos também são depositados nas planícies de maré lamosa, quando ocorrem as marés de sizígia e o aumento da energia de fluxo sedimentar. A principal estrutura formada nos sedimentos desse sub-ambiente são as bioturbações, formadas por raízes de plantas.

Os sedimentos que compõem as dunas é o resultado do transporte eólico das areias finas e muito finas das praias e das planícies arenosas. O processo ocorre quando, durante as marés baixas, os sedimentos transportados são depositados na região de pós-praia, formando os campos de dunas embrionárias, fixas ou móveis. Essas dunas, atualmente, estão nitidamente migrando em direção aos manguezais e até mesmo sobre o planalto costeiro. É observado o desenvolvimento de estratificação cruzada tangencial e tabular.

O desenvolvimento das praias do nordeste do Pará, tais como as de Maracanã,

está sujeito aos processos de macromaré, no qual a morfologia é constantemente modificada durante as variações (ciclos) de maré diária. Essas mudanças ocorrem tanto no sentido vertical, quanto no sentido horizontal, ocasionando modificações nas zonas de espriamento, arrebenção e surfe.

O estudo morfostratigráfico e de fácies estratigráficas permitiram determinar correlações laterais e verticais preliminares referentes à PCM. Desta forma, foi possível a construção de uma coluna estratigráfica representativa (Figura 7.3.), na qual foram identificadas três seqüências deposicionais S1, S2 e S3 (figura 7.2). Tais seqüências foram identificadas em áreas adjacentes (Bragança, Marapanim, São João de Pirabas e Marudá) (Souza Filho, 1995, Santos, 1996, Silva, 1998).

A seqüência S1 compõe uma seqüência transgressiva basal constituída pela fácies de areia e lama marinha e lama estuarina. Esta seqüência marca a deposição em nível de mar transgressivo, onde os sedimentos são predominantemente arenosos de origem marinha, intercalados com lamas escuras estuarinas, onde as camadas de lama ficam menos espessas em direção ao topo. O conteúdo mineralógico nessa seqüência mostra a predominância de quartzo nas camadas de areia e uma presença restrita de minerais pesados, onde o mineral em maior quantidade é o zircão (56-35%), seguido pela estauroлита (19-37%), rutilo (12-8%) e turmalina (9%), mostrando que são sedimentos relativamente maduros. O argilomineral predominante nesta seqüência é a caulinita, com 39%, seguido da esmectita, com 35%. A caulinita e esmectita apresentam um aumento em direção ao topo da seqüência, enquanto que a ilita, apresenta um comportamento inverso, diminuindo em direção a base.

A seqüência S2 corresponde a uma seqüência regressiva marinha basal, onde, provavelmente o nível do mar era regressivo, evoluída a partir do planalto costeiro, constituindo depósitos progradacionais sobre a seqüência S1. É composta pelas unidades de barra em pontal e sedimentos lamosos de maré (manguezal). São predominantemente constituídos por silte e argila, apresentando valores maiores de esmectita (média de 43%) em direção ao topo da seqüência e por caulinita (com 35%). Apresenta um alto conteúdo orgânico, alternando às vezes, entre camadas com alta concentração de restos vegetais.

As unidades de dunas atuais, praia de flecha-barreira e as barras arenosas delimitam a seqüência marinha transgressiva (S3). Nela o conteúdo de argilominerais é muito pequeno, predominando areias quartzosas, finas a muito finas e muito bem selecionadas, onde a distribuição dos minerais pesados se mostrou bem similar, na qual, a estauroлита e o zircão foram os principais minerais identificados, com predominância do primeiro, abrangendo cerca de 45 % das amostras analisadas, ao longo da seqüência.

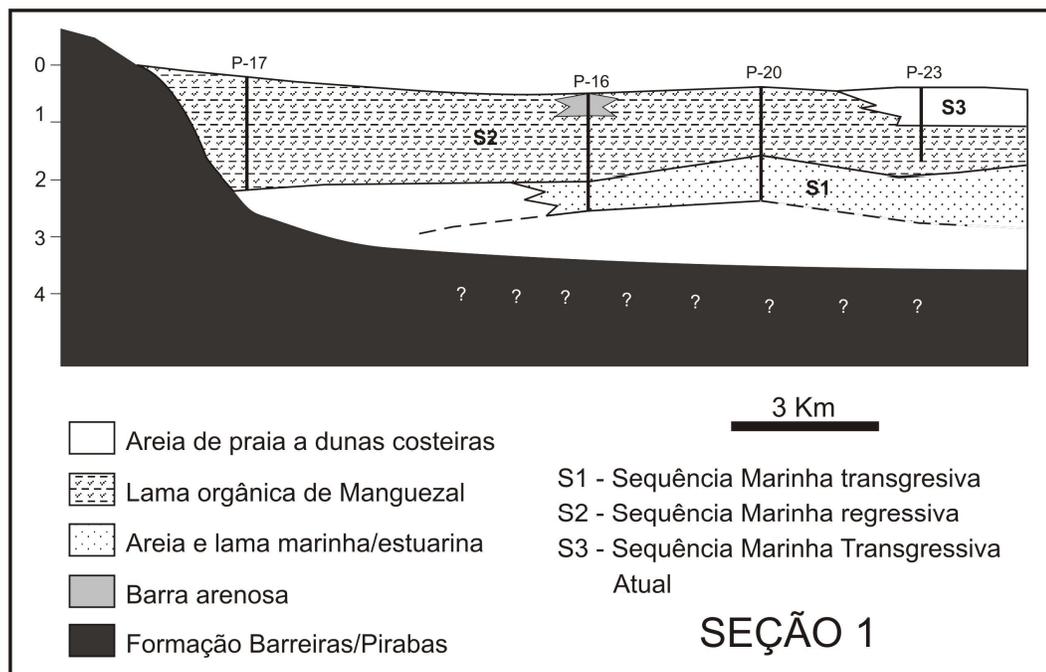


Figura 7.2. Seção estratigráfica mostrando as sucessões S1, S2 e S3 (sentido off-shore). Ilha do Marco.

7.5 EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA SUPERIOR

Segundo Costa (1996), as flutuações do nível do mar exerceram um importante papel na evolução quaternária litorânea, visto que o litoral constitui o ponto de interação entre o mar e o continente e, qualquer variação deste ponto, terá como reflexo, alterações no estabelecimento e na configuração morfológica dos sistemas deposicionais costeiros. Assim, é de fundamental importância o conhecimento das variações do nível do mar, para o estudo dos sistemas costeiros.

Com a última transgressão holocênica (5100 anos A.P.), quando houve subida do nível relativo do mar, houve o afogamento da planície costeira, retrabalhamento do planalto costeiro.

Na PCM, assim como os demais setores do nordeste do Estado do Pará, a evolução geológica se iniciou no Holoceno e as evidências morfológicas e estratigráficas sugerem a ocorrência de várias oscilações na posição de linha de costa. As evidências morfológicas são marcadas pela presença de *cheniers*, *feições de paleocanais*, e *paleodeltas*. A presença de depósitos de ambiente de transição, tais como, os de planície de maré, mostram as evidências estratigráficas na região.

Boyd et al. (1992) afirmam que o estabelecimento de um determinado ambiente costeiro é condicionado, fundamentalmente, por variações do nível do mar, além dos processos deposicionais que atuam em uma determinada área. A formação de estuários e planícies de maré é favorecida, quando se tem um evento transgressivo, em que há uma elevação relativa do nível do mar (Costa, 1996).

Os eventos de progradação de linha de costa, na planície costeira, são evidenciados pela presença de *cheniers*, *paleodeltas* e planície de cristas de praia, implicando em uma posição mais alta, que o atual, do nível do mar.

A PCM, assim como, as outras porções da costa nordeste do Estado do Pará (Bragança, Salinópolis e Marapanim), como descrito por Souza Filho (1995), Silva (1996) e Silva (1998), está em processo atual de transgressão, onde o nível do mar vem subindo ao longo dos anos.

A sedimentação na PCM no presente estudo, está definida dentro do Holoceno Superior, constituindo depósitos com espessura de aproximadamente 4 m. de profundidade. Esta sedimentação foi compartimentada em três situações distintas, obedecendo às condições de variações do nível do mar.

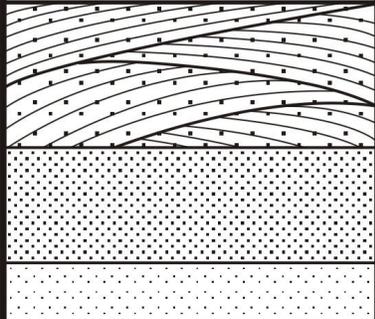
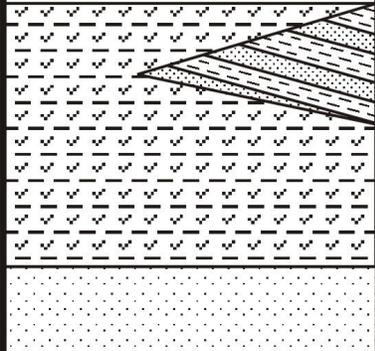
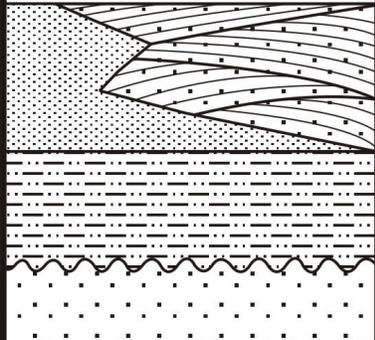
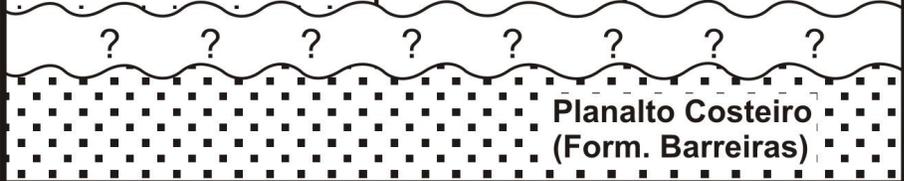
Litologia	Unidade Morfológica	Sequência Estratigráficas
	Dunas Atuais Praia flecha-barreira Planície arenosa	S3 Sequência Marinha Atual
	Barra em pontal Planície de maré lamosa Planície arenosa	S2 Sequência Marinha Regressiva
	Planície de crista de praia/ Paleoduna Planície Estuarina Canal de Maré	S1 Sequência Marinha Transgressiva
		

Figura 7.3. Coluna estratigráfica holocênica da Planície Costeira de Maracanã.

REFERÊNCIAS

- ABREU, F.A.M. & LESQUER, A. 1985. *Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Cráton São Francisco*. In: II SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, Anais. Belém, SBG. p.7-21.
- ALBERS, A.P.F.; MELCHIADES, F.G.; MACHADO, R.; BALDO, J.B.; BOSCHI, A.O. 2001. Um método simples de caracterização de argilominerais por Difração de Raio-X. In: Anais do 46º Cong. Bras. De Cerâmica. Florianópolis – SC. (46):35-38.
- ALLEN, G.P. & POSAMENTIER, H.W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: The Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 378-391.
- ALMARAZ, J.S. 1979. *Aspectos Geoquímicos e Ambientais dos Calcários da Formação Pirabas, Estado do Pará*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 198p. (Tese de Doutorado).
- ALVES, M. A. M. S. 2001. *Morfodinâmica e Sedimentologia da Praia de Ajuruteua – NE do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 104p. (Dissertação de Mestrado).
- ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W; NOGUEIRA A. C. R.; GOES, A. M. ROSSETI, D. F., 1994. *Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará*. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4. Belém. Resumos Expandidos. Belém: SBG, p 185-187.
- ARANHA, L.G.F.;LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P.; MARINHO, R.K. 2001. *Origem e evolução das bacias sedimentares brasileiras*. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Meio Ambiente. Centro de Geociências. Vol. 1. p. 109-134; 161-207. (Tese de Doutorado).
- ARAÚJO, J.V.; VIEIRA, L.S.; ARAÚJO, M.P. de; MARTINS, J.S. 1973. *Levantamento exploratório de solos da folha SA. 23, São Luís e parte da folha SA. 24 Fortaleza*. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SA.-23, São Luís e parte da folha SA-24 Fortaleza*. Rio de Janeiro-RJ, p. 3-113.

- ASMUS, H. E. 1984. *Geologia da margem continental brasileira*. In: Geologia do Brasil, Rio de Janeiro, DNPM, p. 443-472.
- BARBOSA, G. V. & PINTO, M. N., 1973. *Geomorfologia da Folha AS 23 (São Luiz) e parte da Folha AS 24 (Fortaleza): Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra*. Rio de Janeiro, Projeto RADAM. v.1, p. 3-37.
- BARCELOS, J.H. & SUGUIO, K. 1987. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru definidas em território paulista, nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: SBG/núcleo SP, Simp. Reg. Geol., 6, Atas, v.1, p.313-321.
- BEARDSLEY, R.C.; CANDELA, J.; LIMBURNER, R.; GEYER, W.R.; LENTZ, S.J.; CASTRO, B.M.; CACCHIONE, D.; CARNEIRO, N. 1995. The M2 tide on the Amazon. *Journal of Geophysical Research*, 100: 2283–2320.
- BEMERGUY, R. L. 1981. Estudo Sedimentológico dos Paleocanais da Região do rio Paracauari, Soure, Ilha Do Marajó, Estado do Pará (Dissertação De Mestrado). Universidade Federal do Pará.
- BEMERGUY, R. L. & COSTA, J. B. S. 1991. Controle tectônico na evolução do sistema de drenagem da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro (SP), 1991. Anais...Rio Claro, SBG. V.01, p. 103-104.
- BORGES, M.S.; LIMA, J.I.S.; BEMERGUY, R.L. 1995. *Geotectônica, Geologia Estrutural, Geomorfologia*. In: Anais do IV Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG, Belém, 1994, p43-44.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; HASUI, Y. 1995. *Registros do Evento de fragmentação do Gondwana na Região Norte do Brasil: Implicações Paleogeográficas durante o Cretáceo*. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5. Gramado. Anais SBG. p.270-271.
- BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN, B.A. 1992. Classification of Clastic Coastal Depositional Environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(4): 567-568.
- BOYLES, J.M. et al., 1986. A logging from for graphic description of core and outcrop. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(4):567-568.

- BRAGA, R.M., 2003. Linhas de instabilidade no leste da Amazônia: Estudo de casos. 2003. Trabalho de Conclusão de Curso – Centro de Geociências, UFPA, Belém, 2003.
- BRASIL. MINISTÉRIO DA MARINHA. DIRETORIA DE HIDROLOGIA E NAVEGAÇÃO 1972. GEOMAR II. In: COMIS. OCEAN. COSTA NORTE (GEOLOGIA MARINHA), 46. Anais... Rio de Janeiro – RJ, 79 p.
- CHAMLEY, H 1989. Clay sedimentology. Heidelberg, Springer-Verlag, 623p.
- CHANG, J. H. & CHOI J. Y. 2001. *Tidal-Flat Sequence controlled by Holocene Sea-Level Rise in Gomso Bay, West Coast of Korea*. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. Academic Press, 52, 391–399.
- COHEN, J.C.P., 1996. Mecanismo de propagação e estrutura das linhas de instabilidade da Amazônia. 1996. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- COSTA, A.C.L., FILHO, J.D.C., PINHO, S.S.; RIBEIRO, J.B.M., 1997c. Estudo do Comportamento da Evaporação na Área experimental do Projeto MADAM. In: WORKSHOP INTERNACIONAL DINÂMICA E RECOMENDAÇÕES PARA MANEJO EM ÁREAS DE MANGUEZAIS DE BRAGANÇA-PARÁ, 3, Resumos do 3º Workshop Internacional do Programa Madam. Belém: UFPA, NUMA, MPEG, ZMT. p.: 65-66.
- COSTA, A.C.L., FILHO, J.D.C., RIBEIRO, J.B.M. 1997a. *Estudo do Comparativo da Evaporação entre a Área Litorânea e a Área Rural na Microrregião Bragantina -PA*. In: WORKSHOP INTERNACIONAL DINÂMICA E RECOMENDAÇÕES PARA MANEJO EM ÁREAS DE MANGUEZAIS DE BRAGANÇA-PARÁ, 3, Resumos do 3º Workshop Internacional do Programa Madam. Belém:UFPA, NUMA, MPEG, ZMT. p.63.
- COSTA, A.C.L., FILHO, J.D.C., RIBEIRO, J.B.M. 1997b. *Estudo do Comportamento da Precipitação Pluviométrica na Área experimental do Projeto MADAM*. In: WORKSHOP INTERNACIONAL DINÂMICA E RECOMENDAÇÕES PARA MANEJO EM ÁREAS DE MANGUEZAIS DE BRAGANÇA-PARÁ, 3, Resumos do 3º Workshop Internacional do Programa Madam. Belém: UFPA, NUMA, MPEG, ZMT. p.64.

- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; BORGES, M.S., FERREIRA JÚNIOR, C.R.P.; BEZERRA, P.E.L.; COSTA, M.L.; FERNANDES, J.M.G. 1996. Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos Tectônicos, Geomorfológicos e Depositionais. In: Geonomos – Revista de Geociências, 4(2):23-44.
- COSTA, J.B.S., BORGES, M.S., IGREJA, H.L.S., PIHEIRO, R.V.L. 1991. Aspectos da Tectônica Cenozóica da Região do Salgado, Litoral nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. Anais... 3:156-165p. SBG, Núcleo Norte.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R.L.; BORGES, M.S.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J.A.; IGREJA, H.L.S. 1993b. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO, Manaus, 1993. Resumos e Contribuições científicas. Manaus. UFAM/INPA/UNESCO, p.103-106.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L. 1995a. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. Geociências, São Paulo, 14 (2):77-103.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; SAADIA, A.; COSTA JÚNIOR, P.S. 1994. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. Boletim...Belém: SBG, p. 47-50.
- COSTA, J.B.S., IGREJA, H.L.S., BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991. O Quadro Tectônico Regional do Mesozóico na Região Norte do Brasil. In: Anais do III Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, p. 166-174.
- COSTA, J.L.; VILLAS BOAS, J. M.; PESTANA, J. M.N; WANDERLEY, V.J.R.; ARAÚJO, A.A.F.; FRIZZO, J.S. 1977. *Projeto Gurupi: relatório final de etapa*. Belém-PA, Ministério das Minas e Energia (MME). Departamento Nacional da Produção Mineral (Convênio DNPM/CPRM), v. 2, 258 p.
- COSTA, L.T.R. 1996. Sedimentação Holocênica no Estuário do Rio Araguari – AP. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. CPGG. Belém, PA. Dissertação de Mestrado, 148p.
- COSTA, T.C.D. da. 2001. *Análise crítica das metodologias gerais de mapeamento geotécnico*

- visando formulação de diretrizes para a cartografia geotécnica no trópico úmido e aplicação na Região Metropolitana de Belém, Escala 1:50.000.* Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Meio Ambiente. Centro de Geociências. Vol. 1. p. 109-134; 161-207. (Tese de Doutorado).
- CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos), 2004. Disponível em: <<http://www.cpetc.inpe.br>. Acesso em 06/08/2004.
- DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. 1992. Estuary facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1130-1146.
- DAVIES, J.L. 1997. *Geographical Variation in Coastal Development*. New York, Hafner Publishing Company. 204p.
- DAVIS, R. A. 1985, *Coastal Sedimentary Environments*. 2nd ed. USA: Halliday Lithograph,.
- DAVIS Jr. R. A. 1992. *Depositional system: An Introduction to Sedimentology and Stratigraphy*. 2nd ed. , New Jersey , Prentice Hall, 604p.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1994. Tábuas de Maré (Pará). Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros. Rio de Janeiro, DHN. p: 1-6.
- DIAS, J.A. 2004. *A Análise Sedimentar e o Conhecimento dos Sistemas Marinhos: Uma Introdução a Oceanografia Geológica*. Universidade do Alvarge. Faro, Prtugal. Disponível em: http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/e_b_Sedim.html.
- EL-ROBRINI, M., 1996. Evolução geológica da plataforma continental Norte durante o Quaternário (Pleistoceno/Holoceno), PROGRAMA REVIZEE/NO. V Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. SBG: 10-20.
- EL-ROBRINI, M.; ALVES, M.A.M. De S.; SOUZA FILHO, P.W.M. e; EL-ROBRINI, M.H.S.; Silva, O.G. da Jr. & FRANÇA, C.M. de. 2006. Atlas de Erosão e Progradação da Zona Costeira do Estado do Pará – Região Amazônica: Áreas Oceânica e Estuarina, In: *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Org. Dieter Muehe: 41-86.
- EL-ROBRINI, M.; FARIAS JÚNIOR, L. E. C.; TORRES, A. M.; SOUZA FILHO, P. W. M.; SILVA, M. S., 1992. Deposição e Assoreamento das rias do Nordeste do Estado do Pará/Brasil. In: *Cong. Bras. Geol. XXXVII. Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SP. vol.1/79-80.

- EL-ROBRINI, M.; TUMA, L.S.R.; SILVA, C.A. 1992. Estudo sedimentológico das areias litorâneas do NE do Pará e NW do Maranhão. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DO QUATERNÁRIO, 4., São Paulo, 1992. Resumos. São Paulo, SBG. VI, p.79-80.
- EL-ROBRINI, M.H.S. 2001. *Estudo da Variação Morfo-Sedimentar Sazonal das Praias Estuarinas da Ilha de Mosqueiro*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém-Pará. (Dissertação de Mestrado). 85p.
- FANIRAN, A. & JEJE, L.K. 1983. *Humid Tropical Geomorphology: a study of the geomorphological processes and landforms in warm humid climates*. London, Longman. 414p.
- FARIA, M. & SANCHEZ, B.A. 2001. Geochemistry and mineralogy of recent sediments of Guanabara Bay (NE sector) and its major rivers - Rio de Janeiro State - Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Mar. 2001, vol.73, no.1, p.121-133. ISSN 0001-3765.
- FARIA JR., L.E.C., MARÇAL, M.S., PINHEIRO, R.V.L. 1987. A Dinâmica Sedimentar da Praia do Maçarico e Sua importância para a Geologia da Região Costeira do Estado do Pará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1. ABEQUA., Porto Alegre. 343-356.
- FARIA Jr.,L.E.; TRUCKENBRODT,W. 1980. Estratigrafia e Petrografia da Formação edra de Fogo, Permiano da Bacia do Maranhão. *An. XXXI Cong. Bras. Geol.*, v. 2, p. 740-754.
- FÁVERA, J. C. D. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Rio de Janeiro. Ed. UERJ. 264p.
- FELIPE, L. B. 2001. Implantação de rotinas de criação de modelos digitais de terreno e visualização científica em PC's e estações gráficas UNIX (sistema Solaris), exemplo de Folha Bauru (SF-22-Z-B) Estado de São Paulo. Tese de Mestrado. Centro de Geociências. Belém/PA. 91p.
- FERREIRA, C.S. 1980. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) N e NE do Brasil, com as formações Chipola e Tampa da Península da Flórida, USA. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 1., Buenos Aires, 1978. *Atas*. Buenos Aires. V3, p.49-55.

- FERREIRA, C.S & CUNHA, O.R. 1957. Contribuição à paleontologia do Estado do Pará. Notas sobre a Formação Pirabas com descrição de novos invertebrados fósseis. (Mollusca-Gastropoda). Belém-PA, Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, nova série Geologia, 2: 1-61.
- FIGUEIREDO JR., A.G. 1990. *Normas de controle de qualidade para processamento de testemunhos inconsolidados*. Projeto sedimentos de talude, Contrato PETROBRÁS/UFF no.3-570-794-0-90, 27p.
- FOLK, R. L & WARD, W. C. Brazas river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary petrology*, 27:3 – 26.
- FRANÇA, C. F. 2003. Morfologia e mudanças costeiras da margem leste da Ilha de Marajó (PA). Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Tese de Doutorado).
- FRANÇOLIN, J.B.L.; SZATMARI, P. 1985. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. In: Boletim de Resumos IX Congresso Brasileiro de Paleontologia, Fortaleza.
- FRANZINELLI, E., 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. In: PROST, MT. *Évolution des littoraux de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire*. Paris. ORSTOM, p: 203-230.
- FRASER, G.S. 1989. *Clastic Depositional Sequences: Processes of Evolution and Principles of Interpretation*. New Jersey, Prentice-Hall. 459p.
- GEYER, W. R.; BEARDSLEY, R. C.; LENTZ, S. J.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; JOHNS, W. E.; CASTRO, B. M.; SOARES, I. D. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*. 16:575-616.
- GÓES FILHO, L.; VELOSO, H.P.; JAPIASSU, A.M.S. & LEITE, P.F. 1973. Vegetação, Folha SA – 23 (São Luis) e parte da Folha SA – 24 (Fortaleza). In: Projeto RADAM. MME/DNPM, v.3, p.71-72.
- GORINI, M.A. & BRYAN, G.M. 1976. The Tectonic Fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48:101-119.

- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE DO BRASIL. Belo Horizonte. *Anais SBG*. v.1, p.766-771.
- HAYES M.O. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: CRONIN L. E. (ed.). *Estuarine Research, Geology and Engineering*. New York. Acad. Press 2:3-22.
- IGREJA, H.L.S. 1992. *Aspectos Tectono-Sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Centro de Geociências. 191p. (Tese de Doutorado).
- KAMALUDIN, B.H. 1993. The changing mangrove shorelines in Kuala Kurau, Peninsular Malaysia. *Sedimentary Geology*, 83: 187-197.
- KETCHUM. B.H., 1983. *Estuaries and Enclosed Seas*. Amsterdam, Elsevier. 500p.
- LEITE, A.A. da S.; FILHO, R.L.G. do N.; JÚNIOR, R.O. da S. 1992. Mapeamento geológico do município de Maracanã, Nordeste do estado do Pará: Relatório final. Belém-PA, Centro de Geociências. Departamento de Geologia. Estágio de campo III, p. 1-140.
- LESSA, G.C.; MEYERS, S.; MARONE, E. 1998. Holocene stratigraphy in the Paranaguá Bay estuary, south Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 68(6):1060-1076.
- MANTOVANELLE, A. 1999. Caracterização da Dinâmica Hídrica e do Material Particulado em Suspensão na Baía de Paranaguá e em sua Bacia de Drenagem. Curitiba, Universidade Federal do Paraná. Departamento de Geologia. 152p. (Dissertação de Mestrado).
- MARTORANO, L.G; PEREIRA, L.C.; CÉSAR, E.G.M & PEREIRA, I.C.B. 1993. *Estudos Climáticos do Pará: Classificação Climática (KÖPPEN) e Deficiência Hídrica (THORNTHWHITE, MATHER)*. Belém, SUDAM/EMBRAPA/SNLCS. 53p.
- MELLO, C.L. 1992. Fácies Sedimentares, Arquitetura Depositional e Relações Morfoestratigráficas em um Sistema de Leques Aluviais Holocênicos: Aloformação Manso - médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ). Rio de Janeiro. 138p. (Dissertação de Mestrado, Depto. de Geologia - IGEO/UFRJ).

- MENDES, A.C. 1994. *Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Sedimentos Holocênicos da Costa do Amapá, Setor entre a Ilha de Maracá e o Cabo Orange*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Dissertação de Mestrado. 274p.
- MIRANDA, L.B.; DE CASTRO, B.M.; KJERFVE, B., 2002. *Princípios de oceanografia física de estuário*. São Paulo. Editora da Universidade de São Paulo: 414p.
- PALMA, J.J.C., 1979. Geomorfologia da Margem Continental Norte Brasileira. In: PETROBRAS (ed). *Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e Áreas Adjacentes*. Rio de Janeiro, p.7-24 (Série Projeto REMAC, 7).
- PARK, Y.A.; LIM, D.I.; KHIM, B.K.; CHOI, J.Y.; DOH, S.J. 1998. Stratigraphy and Subaerial Exposure of Late Quaternary Tidal Deposits in Haenam Bay, Korea (South-eastern Yellow Sea. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, (47), 523-533.
- PETTIJOHN FJ. 1957. *Sedimentary Rocks*, 2nd ed., New York: Harper & Brothers, 718 p.
- PRITCHARD, D.W., 1952. Estuarine Hydrography. *Advances in Geophysics* New York, Academic Press. v.1, p.243-280.
- PRITCHARD, D.W., 1955. Estuarine Circulation Patterns. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 81(717):I-II.
- PRITCHARD, D.W. 1967. What is an Estuary: Physical View Point. In: LAUFF G.H.(Ed.). *Estuaries*. Washington, American Association for the Advance of Science. P. 3-5.
- PINHEIRO, R.V.L., 1987. *Estudo Hidrodinâmico e Sedimentológico do Estuário do Guajará*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 152p. Dissertação de Mestrado.
- PONÇANO, W.L., 1979. O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. In: SIMP. REGIONAL DE GEOLOGIA, 2. Atlas... Rio Claro, SBG.p.253-262.
- PONÇANO, W. L.; BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; ALEMIDA, M.A.; PIRES NETO, A.G.; ALMEIDA, F.F.M. 1979. O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro. Atas, 2: 253-262.
- ROSSETTI, D.F., TRUCKENBRODT, W., GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e

- estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*: 1, 25-74.
- ROSSETTI, D.F., 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, within the context of sea level changes. *Journal of South America Earth Sciences*, 14:77-89.
- ROSSETTI, D. F.; GOÉS, A.M., 2001. Imaging upper Tertiary to Quaternary deposits from northern Brazil applying ground penetrating radar. *Revista Brasileira de Geociências*, v.31. n.2, p.195-202.
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. & SOUZA, L.S.B. 2001. Estratigrafia da Sucessão Sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com Base em Radar de Penetração no Solo. *Brazilian Journal of Geophysics*, Vol. 19(2), p: 113-130.
- ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W.; GOÉS, A.M., 1989. Estudo paleoambiental e estratigrafia dos Sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, v.1. n.1, p.24-74.
- SÁ, J.H.S. 1969. Contribuição à geologia dos sedimentos Terciários e Quaternários da Região Bragantina. *Bol. Inst. Geol.* 3: 21-36, Rio de Janeiro-RJ.
- SANTOS, V. F. dos, 1996. Estratigrafia Holocênica Morfodinâmica Atual da Planície Costeira da Ilha de Algodal e Marudá. Centro de Geociências, UFFa, Belém. 138p. (Dissertação de Mestrado).
- SCHUBEL, J.R. 1971. Classification of estuaries. In: SCHUBEL, J.R., ed. *Estuarine Environment: Estuaries and estuarine sedimentation*. Washington D.C., American Geological Institute. Cap. II, p.2-8.
- SELLEY, R.C. 1970. Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 125: 557-581).
- SILVA, C.A. 1998. Análise Morfoestratigráfica do Estuário do Rio Marapanim – NE do Estado do Pará. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 133p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, C.G.; PATCHINEELAM, S.M.; BATISTA NETO, J.A.; PONZI, V.R.A. 2004. Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos Morfodinâmicos Atuantes na Linha de Costa. In: *Introdução a Geologia Marinha*. Cap.8. Editora Interciência, Rio de Janeiro, p.175-218.

- SILVA, J.M.L da; OLIVEIRA JÚNIOR, R.C de; RODRIGUES, T. E. 1994. Levantamento de reconhecimento de alta intensidade dos solos da folha Salinópolis. *Bol. Mus. Pará. Emílio Goeldi. Série Ciência da Terra*, (6): 61-90.
- SILVA, M.G.L. 2001. *Avaliação Multitemporal da Dinâmica Costeira da Praia do Pescador, Bragança (Norte do Brasil)*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 122p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, M.S. da. 1996. *Morfoestratigrafia e Evolução da Planície Costeira de Salinópolis. NE do Estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 122p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, O.F. & LOEWESTEIN, P. 1968. Contribuição a Geologia da Folha de São Luis no Estado do Pará II. Novas Localidades e Razão Mg-Ca do Clacário Pirabas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 13:17.
- SILVA JÚNIOR, O.G. 1998. *Morfostratigrafia da Planície Costeira do Município de São João de Pirabas (Porção NW) - NE do Estado do Pará*. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 89p (Dissertação de Mestrado).
- SOUZA, C. S.; OLIVEIRA, V. de; COUTINHO, R. C. P. 1991 Solos. In: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. *Geografia do Brasil (Região Norte)*. Diretoria de Geociências, Rio de Janeiro-RJ, v. 3, 307 p.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M., 2000. Geomorphology of the Bragança Coastal Zone, Northeastern Pará State. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (3): 522-526.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M., 1996. Morfologia, Processos de Sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da Planície Costeira Bragantina, Nordeste do Estado do Pará (Brasil). *Geonomos*, 4:1-16.

- SOUZA FILHO, P.W.M. 1995. A Planície Costeira Bragantina (NE do Pará): Influência das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia Costeira durante o Holoceno. Tese de Mestrado. CPGG/UFGA: 123p.
- SOUZA FILHO, P.W.M. 2000. Tectonic Control on the Coast Zone Geomorphology of the Northeastern Pará State. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (3): 527-530.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1993. Evidence of Quaternary Sea Levels on the Northern Continental Shelf. In: SIMPÓSIO AMASSEDS, 2, Resumos, 16. Niterói. Universidade Federal Fluminense.
- SOUZA FILHO, P. W. M. & EL-ROBRINI, M. 1996. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Pará (Brasil). *Geonomos*, 4: 1-16.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1996a. Seqüências estratigráficas do Holoceno como consequência das variações do nível do mar na Planície Costeira Bragantina. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Anais. 203-206. Belém, SBG.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1998. As Variações do nível do mar e a estratigrafia de seqüências da Planície Costeira Bragantina – Nordeste do Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 10: 45-78.
- SOUZA FILHO, P. W. M. & EL-ROBRINI, M. 2000. *Coastal Zone Geomorphology of the Bragança Area, Northeast of Amazon Region, Brazil*. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (3): 518-522.
- SOUZA FILHO, P.W.M., TOZZI, H.A.M., EL-ROBRINI, M. 2002. Geomorphology, Land-use and Environmental Hazards in Ajuruteua Macrotidal Sandy Beach, Northern Brazil.
- SOUZA FILHO, R.M., 2001. Influência dos distúrbios de larga escala junto ao Litoral Atlântico da Amazônia. 2001. Trabalho de Conclusão de Curso – Centro de Geociências, UFGA, Belém, 2001.
- SUGUIO, K. 1973. *Introdução a Sedimentologia*. São Paulo. Editora Edgard Blucher da Universidade de São Paulo. 342p.

- SUGUIO, K. 1980. Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica. São Paulo: E. Blücher/Edusp, 500p.
- SUGUIO, K. 1999. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais. Passado + Presente = Futuro?* Paulo's Editora. São Paulo. 366p.
- SUGUIO, K. 2003. *Geologia Sedimentar*. São Paulo. Editora Edgard Blücher, 400p.
- TARDY, Y. (1969) Géochimie des altérations. Étude des arenites et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. Sev. Carte Géol. Alsace-Lorraine, 31.
- TINTELNOT, M. (1995) Transport and deposition of fine-grained sediment on the Brazilian continental shelf as revealed by clay mineral distribution. PhD Thesis, University of Heidelberg.
- TOMAZELLI, L. J., 1978. Minerais Pesados da Plataforma do Rio Grande do Sul. In: *Acta Geológica Leopoldina*, 2: 103-159.
- WALKER, R.G. 1984. General introduction: facies, facies sequences and facies models. In: R.G. Walker (ed.) *Facies Models*. 2. ed. Geol. Assoc. Canada. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1), p.1-9.
- WEAVER C. E. 1989. *Clays, Muds, and Shales. Developments in Sedimentology* 44. Elsevier, Amsterdam, 820p.
- WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. 1986. *Geomorphological Dynamics and Evolution of the South Alligator River and Plains, Northern Territory*. Australia National University. North Australia Research Unit. 190p. (Mangrove Monograph nº. 3).