



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

**“MORFOESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA  
DA PLANÍCIE COSTEIRA DE SALINÓPOLIS, NORDESTE  
DO ESTADO DO PARÁ”**

**TESE APRESENTADA POR**

**MARCIO SOUSA DA SILVA**

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

**Data de Aprovação 18 / 10 / 1996**

**Comitê de Tese:**

.....  
**LUÍS ERCÍLIO DO CARMO FARIA JR. (Orientador)**

.....  
**MOYSES GONSALEZ TESSLER**

.....  
**LAURO JÚLIO CALLIARI**

---

**BELÉM**



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

**“MORFOESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA  
DA PLANÍCIE COSTEIRA DE SALINÓPOLIS, NORDESTE  
DO ESTADO DO PARÁ”**

**TESE APRESENTADA POR**

**MARCIO SOUSA DA SILVA**

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

**Data de Aprovação 18 / 10 / 1996**

**Comitê de Tese:**

.....  
**LUÍS ERCÍLIO DO CARMO FÁRIA JR. (Orientador)**

.....  
**MOYSÉS GONZÁLEZ TESSLER**

.....  
**LAURO JÚNIO CALLIARI**

---

**BELÉM**

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

***“MORFOESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA  
PLANÍCIE COSTEIRA DE SALINÓPOLIS, NORDESTE DO ESTADO DO  
PARÁ”***

Tese apresentada por

**MARCIO SOUSA DA SILVA**

como requisito parcial à obtenção do grau em

**MESTRE EM CIÊNCIAS**

na área de

**GEOLOGIA**

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em Geologia e  
Geoquímica da Universidade Federal do Pará

Orientador:

**PROF. Dr. LUÍS ERCÍLIO DO CARMO FARIA Jr.**

Belém - Pará

1996

**À minha mãe e a meu pai, pelo seu amor, confiança e incentivo aos estudos. Aos meus filhos (Marcus e Elisa) e irmãos e a toda minha família, em especial ao meu Tio Antônio Filho (in Memoriam) pelas lições de vida aprendidas juntos.**

## **AGRADECIMENTOS**

Expresso aqui meus sinceros agradecimentos as seguintes entidades e pessoas:

- Ao conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado;
- A Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação (PROPESP/UFPA) e ao curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG), pela ajuda financeira inestimável para a realização dos trabalhos de campo, e em especial ao Coordenador do CPGG, Prof. Dr. Jean-Michel Lafon pela atenção e presteza quando necessário;
- Ao Laboratório de Geologia Marinha da Universidade Federal Fluminense (LAGEMAR/UFF) pela realização do Curso de Especialização em Geologia e Geofísica Marinha e das disciplinas creditadas no curso de mestrado;
- Ao Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia da Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (CHSRA/SUDAM), onde foram efetuadas as cenas de satélite e o mapa geomorfológico;
- Ao Programa de Pesquisa e Ensino em Ciências do Mar (PROMAR) pela utilização do testemunhador vibração durante os trabalhos de campo e de toda sua infra-estrutura;
- Aos pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi, Departamento de Ecologia por ter cedido a imagem de satélite da área pesquisada e financiamento de um sobrevôo da mesma e ajuda na identificação da vegetação ocorrente;
- Ao Prof. Dr. Luís Ercílio do Carmo Faria Jr. pela sua orientação;
- Aos Profs. Drs. Moysés G. Tessler e Lauro Calliari por participarem da minha banca de avaliação e seus comentários a cerca do trabalho desenvolvido;

- Ao grande amigo-irmão Geólogo Pedro Walfir Martins e Souza Filho pela ajuda nos trabalhos de campo, sugestões e discussões durante a elaboração do presente trabalho;
- Ao amigo e estudante de geologia Jorge Augusto pela indispensável ajuda nos trabalhos de campo;
- Ao Msc. Amilcar Carvalho Mendes e a doutoranda Odete Machado da Silveira pelas sugestões e discussões a cerca da forma e conteúdo da presente dissertação;
- Ao Prof. Dr. Paulo Sucasas da Costa, pela realização do sobrevôo com seu ultraleve na área de estudo;
- Ao bibliotecário Hélio Braga pela revisão do texto e normas de editoração desta tese de mestrado;
- A Lígia Amaral Filgueiras pelos momentos de descontração e companheirismo na fase final de conclusão e ajuda nas correções desta tese;
- A todos os meus amigos, professores e funcionários dos departamentos de geologia das universidades federais do Pará (UFPA) e Fluminense (UFF), que me proporcionaram um ambiente favorável à realização deste trabalho.

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	i
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	ii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	vii
<b>RESUMO</b> .....	1
<b>ABSTRACT</b> .....	4
<b>1. APRESENTAÇÃO</b> .....	5
<b>2. METODOLOGIA</b> .....	9
2.1. ELABORAÇÃO DE MAPAS TEMÁTICOS.....	9
2.2. TRABALHOS DE CAMPO.....	10
2.3. PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO.....	14
2.3.1. <b>Processamento de testemunhos</b> .....	14
2.3.2. <b>Fotografias dos testemunhos</b> .....	14
2.3.3. <b>Descrição macroscópica dos testemunhos</b> .....	16
2.3.4. <b>Análise granulométrica</b> .....	16
<b>3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	17
3.1. <b>CARACTERÍSTICAS FISIográficas</b> .....	16
3.1.1. <b>Vegetação</b> .....	16
3.1.1.1. <b>Vegetação de praias e dunas</b> .....	16
3.1.1.2. <b>Vegetação de mangue</b> .....	17
3.1.1.3. <b>Vegetação de lagos</b> .....	17
3.1.2. <b>Solos</b> .....	19
3.1.2.1. <b>Latossolo amarelo</b> .....	19
3.1.2.2. <b>Podzólico amarelo</b> .....	19
3.1.2.3. <b>Solonchak</b> .....	20
3.1.2.4. <b>Areias quartzosas</b> .....	21
3.2. <b>CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS E OCEANOGRÁFICAS</b> .....	22
3.2.1. <b>Clima</b> .....	22

3.2.2. <b>Marés</b> .....	22
3.2.3. <b>Ventos</b> .....	23
3.2.4. <b>Ondas</b> .....	24
3.2.5. <b>Correntes</b> .....	25
3.3. <b>ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS REGIONAIS</b> .....	28
3.4. <b>ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS</b> .....	30
3.4.1. <b>Estratigrafia</b> .....	30
3.4.1.1. Formação Pirabas.....	30
3.4.1.2. Grupo Barreiras.....	31
3.4.2. <b>Arcabouço tectônico</b> .....	33
4. <b>GEOMORFOLOGIA</b> .....	36
4.1. <b>INTRODUÇÃO</b> .....	36
4.1.1. <b>Planalto costeiro</b> .....	38
4.1.2. <b>Planícies estuarinas</b> .....	38
4.1.2.1. Canais estuarinos.....	41
4.1.2.1.1. Funil estuarino.....	41
4.1.2.1.2. Segmento meandrante sinuoso.....	41
4.1.2.1.3. Segmento meandrante em cúspide.....	41
4.1.2.1.4. Canal de curso superior.....	42
4.1.3. <b>Planície de maré</b> .....	42
4.1.3.1. Cobertura arenosa de supramaré.....	42
4.1.3.2. Manguezal.....	43
4.1.3.3. Chenier.....	46
4.1.3.4. Baías.....	46
4.1.3.5. Canais e córregos de maré.....	48
4.1.4. <b>Planície litorânea ou litoral</b> .....	49
4.1.4.1. Paleodunas.....	49
4.1.4.2. Sistemas de lagos.....	49
4.1.4.3. Campos de dunas costeiras atuais.....	53
4.1.4.4. Praias-flechas barreiras.....	55
4.1.4.4.1. Pós-praia.....	55

4.1.4.4.2. Estirâncio .....	56
4.1.4.5. Deltas de maré vazante e barreiras arenosas.....	61
<b>5. ESTRATIGRAFIA.....</b>	<b>63</b>
5.1. INTRODUÇÃO.....	63
5.2. UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS.....	67
5.2.1. Unidade cobertura arenosa retrabalhada de supramaré.....	67
5.2.2. Unidade manguezal.....	70
5.2.3. Unidade chenier.....	70
5.2.4. Unidade barra de canal.....	71
5.2.5. Planície arenosa.....	71
5.2.6. Unidade paleoduna .....	74
5.2.7. Unidade sistema de lagos.....	74
5.2.8. Unidade campo de dunas costeiras atuais.....	74
5.2.9. Unidade interduna.....	76
5.2.10. Unidade leque de lavagem.....	79
5.2.11. Unidade laguna.....	79
5.2.12. Unidade crista de praia.....	82
5.2.13. Unidade praia-flecha barreira.....	83
5.3. FÁCIES ESTRATIGRÁFICOS.....	86
5.3.1. Fácies areia e lama marinho/estuarino.....	86
5.3.2. Fácies lama de manguezal.....	86
5.3.3. Fácies areia e lama de canal.....	87
5.3.4. Fácies areia de barra estuarina.....	87
5.3.5. Fácies areia marinho.....	89
5.3.6. Fácies sedimentos indiferenciados.....	89
<b>6. MODELO DE SEDIMENTAÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DE SALINÓPOLIS.....</b>	<b>92</b>
<b>7. MODELO DE EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DE SALINÓPOLIS.....</b>	<b>113</b>
<b>8. CONCLUSÕES.....</b>	<b>122</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>128</b>
<b>ANEXO (Mapa Geológico-Geomorfológico da Planície Costeira de Salinópolis)</b>	

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

Figura 1.1- Mapa de localização da área .....	8
Figura 2.1- Sistema de testemunhagem a vibração (vibracore) .....	13
Figura 2.2- Ultraleve modelo FOX.....	15
Figura 2.3- Esquemas de marcações para identificação das seções (A) e corte (B) dos testemunhos em seções longitudinais.....	15
Figura 3.1- Mapa de vegetação.....	18
Figura 3.2- Características das marés de 1994 e 1995, no Fundeadouro de Salinópolis (DHN, 1994 e 1995).....	24
Figura 3.3- Mapa geológico do NE do Pará.....	31
Figura 3.4- Modelo deposicional do Grupo Barreiras para a região NE do Pará .....	33
Figura 3.5- Mapa tectônico do Mioceno do NE do Pará (ALMARAZ, 1977).....	34
Figura 4.1- Contato morfológico brusco entre o Planalto Costeiro e a Planície Costeira..	39
Figura 4.2- Contato morfológico e vegetacional abrupto entre o Planalto Costeiro e a Planície Costeira.....	40
Figura 4.3- Aspecto dos sambaquis (depósitos conchíferos irregulares) encontrados nas margens do Planalto Costeiro da área estudada.....	40
Figura 4.4- Barras de meio de canal, em pontal , ilhas de manguezal, Delta de maré vazante e progradação da planície de maré .....	44
Figura 4.5- Zona de supramaré e seu contato vegetacional e morfológico abrupto com o Planalto Costeiro e vegetacional gradacional com o manguezal e sup. arenosa plana.....	45
Figura 4.6- Zonas de progradação de manguezal da planície de maré e retrogracionais caracterizadas por plataformas de abrasão marinha e cheniers.....	47
Figura 4.7- Delta de maré vazante e barras com ondas de areia e mega-ondulações associadas.....	50
Figura 4.8- Canais e córregos de maré associados.....	51
Figura 4.9- Paleodunas em processo de deflação.....	52
Figura 4.10- Campo de dunas costeiras atuais.....	54

Figura 4.11- Praia-Flecha Barreira do Atalaia e do Farol Velho.....	57
Figura 4.12- Leques de lavagem, escarpa de praia e estirâncio.....	58
Figura 4.13- Zona de estirâncio da Praia-Flecha Barreira do Farol Velho e do Atalaia.....	59
Figura 4.14- Plataformas de abrasão marinha e falésias ativas.....	60
Figura 4.15- Delta de maré vazante e grande Barreira arenosa.....	62
Figura 5.1.-Mapa de localização dos testemunhos a vibração (“VIBRACORE”).....	65
Figura 5.2- VIBRACORE SVC-21 da unidade morfoestratigráfica cobertura arenosa retrabalhada de supramaré e do fácies estratigráfico sedimentos indiferenciados.....	68
Figura 5.3- VIBRACORE SVC-12 da unidade morfoestratigráfica cobertura arenosa retrabalhada de supramaré e do fácies sedimentos indiferenciados.....	69
Figura 5.4- VIBRACORE SVC-20 do manguezal e do fácies estratigráfico areia e lama de canal e areia de barra estuarina.....	72
Figura 5.5- VIBRACORE SVC-18 da unidade morfoestratigráfica chenier e fácies estratigráfico lama de manguazal.....	73
Figura 5.6- VIBRACORE SVC-08 da unidade morfoestratigráfica Sistemas de Lagos e fácies estratigráfico areia marinho.....	75
Figura 5.7- Corte oblíquo de uma duna, com estratificação cruzada tabular.....	77
Figura 5.8- Campo de dunas costeiras atuais sob intenso processo de erosão.....	77
Figura 5.9- VIBRACORE SVC-01 da unidade morfoestratigráfica Interduna.....	78
Figura 5.10- VIBRACORE SVC-03 da unidade morfoestratigráfica Leque de Lavagem, fácies estratigráfico Lama de Manguezal e areia marinho.....	80
Figura 5.11- VIBRACORE SVC-04 da unidade morfoestratigráfica laguna.....	81
Figura 5.12- Representação esquemática de estruturas internas de uma crista de praia.....	82
Figura 5.13- Corte na porção recurvada interna do sistema de Praia-Flecha Barreira.....	84
Figura 5.14- VIBRACORE SVC-23 da zona de estirâncio média da unidade morfoestratigráfica Praia-Flecha Barreira.....	85
Figura 5.15- VIBRACORE SVC-16 da unidade morfoestratigráfica Chenier e fácies estratigráfico Areia e Lama Marinho/Estuarino.....	88
Figura 5.16- VIBRACORE SVC-14 da unidade morfoestratigráfica Lama de Manguezal, fácies estratigráfico Areia Marinho e fácies Sedimentos Indiferenciados.....	90
Figura 5.17- VIBRACORE SVC-22 do fácies estratigráfico Sedimentos Indiferenciados	

e Areia de Barras Estuarinas, e unidade morfoestratigráfica Lama de manguezal.....	91
Figura 6.1- Mapa de localização das seções estratigráficas.....	93
Figura 6.2- Coluna estratigráfica generalizada da Planície Costeira de Salinópolis.....	94
Figura 6.3- Bloco diagrama mostrando a distribuição dos ambientes sedimentares.....	95
Figura 6.4- Bloco diagrama mostrando a distribuição dos ambientes sedimentares.....	96
Figura 6.5- Seção estratigráfica do sistema praia-flecha barreira do Atalaia.....	98
Figura 6.6- Seção estratigráfica da planície de maré.....	100
Figura 6.7- Seção estratigráfica do chenier.....	101
Figura 6.8- Seção estratigráfica do sistema praia-flecha barreira do Farol Velho.....	102
Figura 6.9- Distribuição do tipo de energia, elementos morfológicos e fácies sedimentares de um sistema estuarino dominado por maré.....	106
Figura 6.10- os quatro métodos de formação de sistema de barreira.....	109
Figura 6.11- Modelo morfológico de deltas de maré vazante.....	111
Figura 7.1- Curvas de variações do nível do mar nos últimos 7.000 anos A.P.....	115
Figura 7.2- Modelo evolutivo da Planície Costeira de Salinópolis no Holoceno.....	121

## TABELAS

Tabela 4.1. Unidades morfológicas da planície costeira de salinópolis.....	37
Tabela 5.1. Principais características das unidades morfoestratigráficas.....	66
Tabela 5.2. Principais características dos fácies estratigráficos.....	67

## RESUMO

A Planície Costeira de Salinópolis, está inserida na denominada "Zona do Salgado" do litoral nordeste do Estado do Pará, perfazendo uma área de aproximadamente 247 km<sup>2</sup>. Encontra-se associada estruturalmente à uma plataforma tectonicamente estável (Plataforma Bragantina), que, atualmente, é interpretada como estando em submersão. Essa planície costeira desenvolve-se sob a influência de um sistema dominado por macromarés (>5 m) estando submetida a um clima tropical chuvoso, com ventos moderados (7,9 m/s), ondas com altura de até 2 m e fortes correntes de maré (1,4 m/s).

Geomorfologicamente está compartimentada em 4 (quatro) unidades principais: Planalto Costeiro, com colinas amplas, falésias ativas e inativas e ilhas; Planície Estuarina, caracterizada por Canais Estuarinos, os quais, são largos na foz estreitando-se para o interior (subdivididos em Funil Estuarino, Segmento Meandrante Sinuoso, Segmento Meandrante em Cúspide e Canal de Curso Superior); Planície de Maré, representada pela Cobertura Arenosa Retrabalhada de Supramaré, Manguezal, Cheniers, Baías (Planície Arenosa), Canais e Córregos de Maré; e Planície Litorânea, com os ambientes de Paleodunas, Sistema de Lagos, Campo de Dunas Costeiras Atuais, Praias-Flechas Barreiras, Deltas de Maré Vazante e Barreiras Arenosas.

O estudo da morfoestratigrafia e estratigrafia permitiu a definição de 13 (treze) unidades morfoestratigráficas: Cobertura Arenosa Retrabalhada de Supramaré; Manguezal (zona de intermaré superior); Chenier; Barras de Canal; Planície Arenosa; Paleodunas; Sistemas de Lagos; Campo de Dunas Costeiras Atuais; Interduna; Leques de Lavagem; Laguna; Crista de Praia; Praia-Flecha Barreira, e 6 (seis) fácies estratigráficas: Lama de Manguezal; Areia e Lama Marinho/Estuarino; Areia e Lama de Canal; Areias de Barras Estuarinas; Areia Marinha e; Sedimentos Indiferenciados.

A interpretação da história sedimentar da Planície Costeira de Salinópolis, possibilitou a definição de 3 (três) seqüências estratigráficas: Marinha Transgressiva Basal, com ambientes estuarinos e face praial (“foreshore”); Marinha Regressiva ou de Mar Estável, com desenvolvimento de ambientes de planície de maré, chenier e estuarino; e Marinha Transgressiva Atual, com sistemas de praias-flechas barreiras, deltas de maré vazante e barreiras arenosas associadas às baías e dunas eólicas.

A evolução dessa planície está diretamente associada às flutuações do nível relativo do mar ocorridas durante o Holoceno. Nesse período, a última transgressão holocênica (6.000 A.P.) erodiu o Planalto Costeiro (Grupo Barreiras), gerando falésias e plataformas de abrasão marinha, afogando a Planície Costeira Pleistocênica e depositando a seqüência transgressiva basal. Uma fase regressiva posterior ou de mar estável instalou-se nessa região, permitindo a formação da zona de progradação lamosa (Manguezal). Durante esse período ocorreram paradas nessa progradação, gerando os cheniers, em função de rápidas oscilações positivas do nível do mar, ou ainda, períodos de redução no suprimento de lama, sob condições de maior energia das ondas e suprimento de areia.

Essa planície se encontra atualmente sob uma fase transgressiva, com os sistemas de Praias-Flechas Barreiras, Dunas Eólicas e Barreiras Arenosas transgredindo sobre a Planície de Maré e Planalto Costeiro. Ao mesmo tempo, há o preenchimento dos sistemas estuarinos e, desenvolvimento de Deltas de Maré Vazante nas desembocaduras das baías e canais estuarinos.

Esse estudo possibilitou a caracterização da área estudada como um Sistema de Planície Costeira de Macromaré, com complexos de Sistemas de Praias-Flechas-Dunas Barreiras (“beaches-spits-dunes barriers”) associados.

## ABSTRACT

Salinópolis Coastal Plain is inserted on the called "Salgado Zone", northeast coast of Pará, with nearly 247 km<sup>2</sup>. It's structurally associated to a tectonically stable region named Bragantina Platform, which nowadays is interpreted as being in submerSSION. This coast plain develops under the influence of a system dominated by macrotides (>5 m) and it's submitted to rainy tropical climate with moderate winds (7.9 m/s), waves (~2 m of height) and strong tidal currents (1.4 m/s).

This plain is subdivided in 4 (four) main geomorphological units: Coastal Plateau with wide hills, active and no active cliffs and islands; Estuarine Plain characterized by estuarine channel (subdivided in estuarine funnel, sinuous meandering segment, cuspidate meandering segment and upstream tidal channel); Tidal Flat constituted by reworked sandy cover of supratidal zone, mangrove, cheniers, bays (sand flat), tidal channels and tidal creeks; Littoral Plain constituted by paleodunes, lakes system, actual coastal dunes field, beach-spit barrier, ebb-tidal delta and sandy barrier.

Morphostratigraphic and stratigraphic studies permitted to define 13 (thirteen) morphostratigraphic units: Supratidal Reworked Sandy Cover; Mangrove (high intertidal zone); Cheniers; Channel Bars; Sand Flat; Paleodunes; Lakes System; Actual Coastal Dunes Field; Interdune Zone; Washover Fan; Lagoon; Beach Ridge; Beach-Spit Barrier. Besides this 6 (six) stratigraphic facies were identified: Mangrove Mud; Marine/Estuarine Sand and Mud; Channel Sand and Mud; Estuarine Bars Sand; Marine Sands and Undifferentiated Sediments.

The interpretation of sedimentary history of Salinópolis Coastal Plain allowed to define 3 (three) stratigraphic sequences: Basal Marine Transgressive with estuarine and shoreface environments; Marine Regressive or Stillstand (stable sea), with tidal flat, chenier and estuary

environments; and, finally, Recent Marine Transgressive constituted by beaches-spits barriers systems, ebb-tidal deltas and sandy barriers associated to bays and eolic dunes.

Geological evolution of this plain is associated to sea-level changes occurred during the Holocene. In this period, the last holocenic transgression (6.000 BP) eroded the Coastal Plateau (Barreiras Group), built cliffs and marine terraces, submerging in this way the Pleistocene Coastal Plain, which allowed the sedimentation of Basal Transgressive sequence. After this, a regressive phase or stillstand sea level has been installed in this region, allowing the formation of a muddy progradation zone (mangrove). During this period, there were still stands in this progradation, creating the cheniers, due to the short positive pulses of the sea level, or by a fall of muddy supply under conditions of strong waves and sand supply.

Nowadays, this plain is influenced by transgressive phase, where the beaches-spits barriers systems, dunes and sandy barriers are prograding tidal flat and Coastal Plateau. At the same time, there is infill of estuarine systems and development of ebb-tidal deltas in the mouth of bays and estuarine channels.

This study possibiled to characterize the study area like a Coastal Plain dominated by macrotides and constituted by associated Beaches-spits-dunes barriers systems.

## 1. APRESENTAÇÃO

A Planície Costeira do Município de Salinópolis está inserida na denominada "Zona do Salgado" do Nordeste do Estado do Pará (Figura 1.1). Este setor do litoral norte integra uma extensa faixa (~ 500Km) conhecida como litoral de "Rias" paraenses e maranhenses, que inicia-se na foz da Baía de Marajó, à altura do Município de Vigia (PA), até a Baía de São Marcos, no local conhecido como Ponta do Mangue.

De um modo geral, o litoral nordeste do Estado do Pará inclui um conjunto de Sistemas flúvio-estuarinos, que se estendem na direção NW-SE, caracterizados ainda por uma sucessão de pontas (Algadoal, Atalaia, Areião, Quatipuru, etc.) com direções N-S e NE-SW e reentrâncias (Baías de Urindeua, de Arapépó, do Castelo, de Japerica, etc.) e ilhas (Marco, Maiandeua, Atalaia, Fortaleza, etc.), as quais incluem planícies de maré, praias, barras arenosas, manguezais, etc.

As "rias" são as baías formadas nas embocaduras dos rios que atingem a costa, as quais possuem formas afuniladas com grande abertura em direção ao Oceano Atlântico, caracterizando segundo FRANCISCO et al. (1971) uma costa trombetiforme. A origem deste litoral está associada ao afogamento generalizado dos vales fluviais costeiros e desenvolvimento de falésias modeladas no Grupo Barreiras, função das influências das variações relativas do nível do mar ocorridas de modo ainda indiferenciado durante o Quaternário (FARIA Jr. et al., 1987).

A Região Nordeste do Estado do Pará, apesar de possuir a maior densidade populacional do Estado e constituir-se numa das mais belas áreas do litoral brasileiro, até o momento foi pouco estudada quanto a seus aspectos geológicos do Holoceno. Dentre os trabalhos em escala regional desenvolvidos na região, destacam-se os de: ACKERMANN (1964), FRANCISCO et al. (1971) e BARBOSA & PINTO (1973); trabalhos de detalhe foram realizados por FERNANDES (1985), MARÇAL (1987), FARIA Jr. et al. (1987), EL-ROBRINI et al. (1992 a,b), NASCIMENTO FILHO et al. (1992) e SOUZA FILHO et al. (1993 a,b), referentes a caracterização de ambientes e sedimentos recentes; FRANZINELLI (1982, 1990, 1991), SENNA

(1993), BEMERGUY et al. (1992), referentes à configuração atual da costa; TEIXEIRA & EL-ROBRINI (1992) e COSTA Jr. et al (1992), referentes a aspectos geoambientais e; IGREJA et al. (1990), COSTA et al. (1992), referentes à tectônica cenozóica da região.

Em função do exposto, este trabalho de pesquisa teve como objetivos e metas gerais esclarecer, a nível de detalhe questões que envolveram a caracterização das diferentes unidades morfoestratigráficas e estratigráficas, bem como a evolução geológica-geomorfológica da Planície Costeira de Salinópolis, no nordeste do Estado do Pará durante o Holoceno. Esses estudos tiveram como base o levantamento, tratamento, análise e interpretação de dados estratigráficos, morfológicos, sedimentológicos, hidrodinâmicos e de sensoriamento remoto.

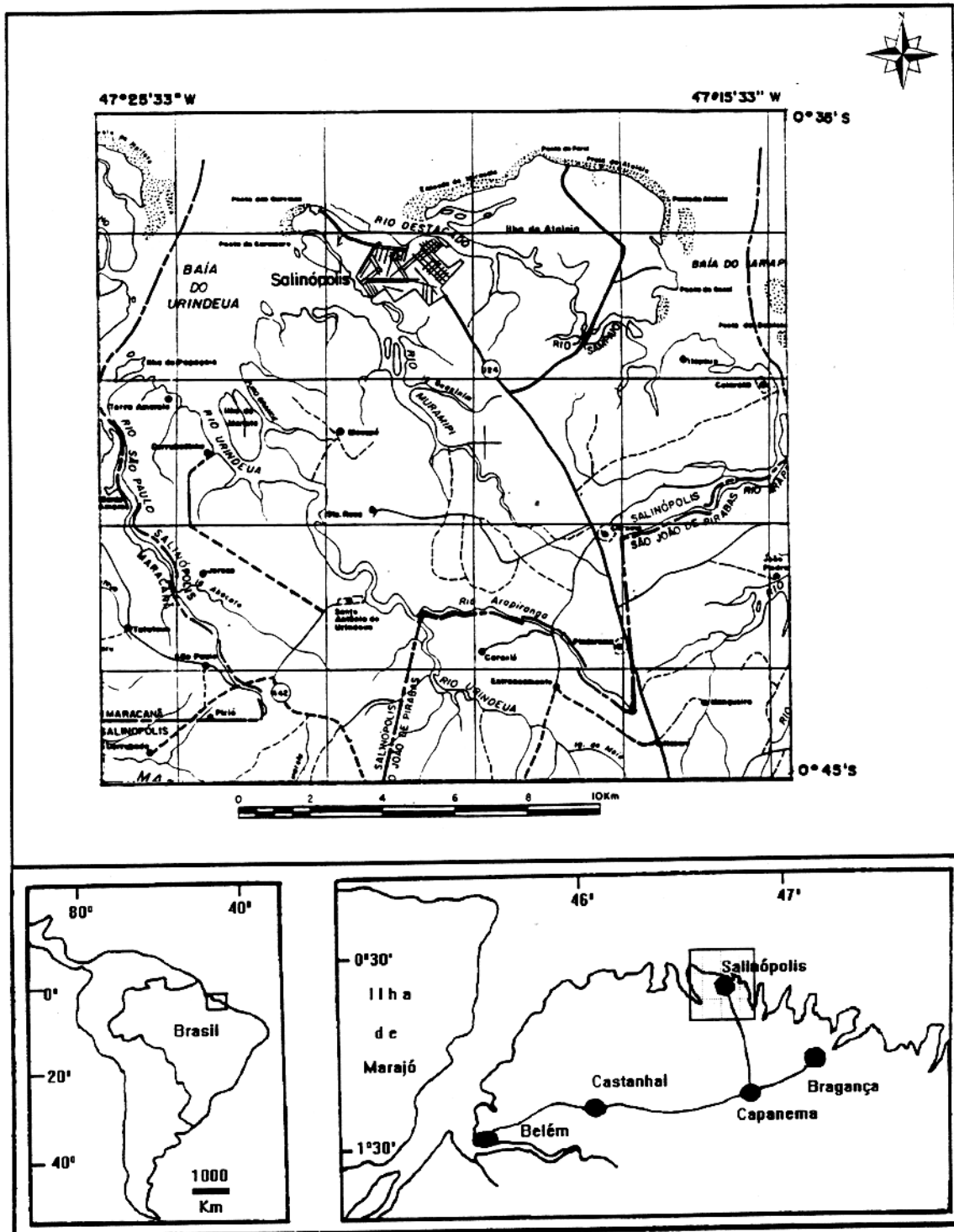


Figura 1.1- Mapa de localização da Planície Costeira de Salinópolis.

## 2. METODOLOGIA

O estudo da Planície Costeira de Salinópolis foi desenvolvido através de metodologias, técnicas e equipamentos, específicos para ambientes sedimentares recentes. Essas foram escolhidas em função de seu comprovado sucesso em outros estudos semelhantes já desenvolvidos pelo autor (Planície Costeira Bragantina e Planície Costeira do Estado do Amapá).

### 2.1. ELABORAÇÃO DE MAPAS TEMÁTICOS

Os mapas temáticos (Geológico-Geomorfológico, Vegetação e de Pontos) foram elaborados a partir da interpretação de sensores remotos, basicamente imagem TM do satélite LANDSAT-5 e fotografias aéreas verticais.

A imagem de satélite em fita streamer (formada pelas bandas 3, 4 e 5 referentes à órbita 223 e ponto 60D, quadrante W, obtida em 22 de julho de 1988), foi adquirida junto ao Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), pelo Departamento de Ecologia do Museu Paraense Emílio Goeldi (DEL/MPEG), a qual foi cedida para a realização deste trabalho. Essa imagem foi processada digitalmente na escala 1:50.000 através do sistema de tratamento de imagens (SITIM), versão 340, instalado nos equipamentos do Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia (CHSRA) da Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM).

A composição colorida 5R4G3B, formada pela associação da banda 5 (canal do infra-vermelho médio), a cor vermelha (RED-R), da banda 4 (canal do infra-vermelho próximo), a cor verde (GREEN-G) e da banda 3 (canal do visível vermelho), a cor azul (BLUE-B) foi obtida através do sistema REMBRANT acoplado ao monitor de vídeo, fotografias em papel fotográfico à escala 1:50.000, que serviram também de base para o mapeamento, e diapositivos que foram analisados e interpretados com o auxílio do aparelho de transferência ótica PROCOM-2, que

permitiu além da ampliação de escala, a elaboração da cartografia de base e superposição de diferentes mapas temáticos.

A cartografia de base foi montada a partir da fotoleitura, fotoanálise e fotointerpretação de fotografias aéreas verticais, referentes ao recobrimento realizado em 1977, na escala 1:70.000. O método fotointerpretativo utilizado foi o proposto por SOARES & FIORI (1976), que consta da extração de elementos texturais de relevo, drenagem, zonas fotolitológicas e logística da área.

O produto desses dois sensores remotos foram também processados digitalmente através do Sistema Geográfico de Informações (SGI), o qual possibilitou a superposição dos mapas obtidos pelos diferentes sensores e em diferentes épocas. A partir daí, foi possível realizar a análise multitemporal da Planície Costeira de Salinópolis, o que permitiu fazer uma avaliação da evolução morfológica atual (locais de erosão, sedimentação, migração de barras, deltas, flechas e dunas arenosas, etc.), a quantificação dos diferentes ambientes ou feições sedimentares dessa zona costeira, durante o período de 1977 a 1988.

## 2.2. TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados em quatro etapas e períodos distintos:

- A primeira etapa de campo foi realizada no período de 06 a 13 de setembro de 1994, em conjunto com pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi, o qual constou de: levantamentos geobotânicos através de transectas transversais e longitudinais à linha de costa. As transectas foram realizadas nas praias-flechas barreiras da Marieta (extremo leste da área estudada), do Maçarico e do Atalaia, com coleta sistemática de sedimentos superficiais para análises laboratoriais, e, determinação dos contatos dos diferentes sub-ambientes geobotânicos. O reconhecimento foto-aéreo, do comportamento (contato) dos diferentes ambientes e sub-

ambientes deposicionais da área, foi realizado através de sobrevôos à baixa altitude com ultraleve, modelo FOX;

- A segunda etapa foi realizada entre os dias 01 e 15 de dezembro de 1994. Durante esta etapa foi realizado o mapeamento superficial das unidades geológico-geomorfológicas definidas na carta-base.

No mapeamento das unidades geológico-geomorfológicas, seguiu-se a metodologia tradicionalmente aplicada em mapeamentos geológicos de ambientes recentes, caracterizando as principais feições geomorfológicas e o arcabouço geológico sobre o qual foram edificadas;

- Na terceira etapa desenvolvida no período de 04 a 13 de maio de 1995, foram realizadas as amostragens envolvendo técnicas de testemunhagem por vibração. Para tal, foi utilizado o sistema "VIBRACORE" que obtém testemunhos de até 6 metros de comprimento, e que consiste de um motor 2T, que transmite vibrações a 7000/rpm através de um cabo (mangote) a um cabeçote de ferro, firmemente acoplado a um tubo de alumínio com 6 metros de comprimento, espessura de 1,5 mm e diâmetro de 7,5 cm (Figura 2.1A). O princípio desta operação baseia-se no fato que as vibrações transmitidas ao tubo de alumínio desagregam a areia e fluidizam a argila, que aderem à parede do tubo, permitindo que o mesmo seja facilmente inserido nos sedimentos (MENDES, 1994).

Para a retirada dos testemunhos (total de vinte e três) foi utilizado um sistema de tripé (Figura 2.1B) constituído por uma torre, talha e cabo de aço com capacidade para 01 (uma) tonelada, bases de madeira e corda. Como muitos tubos não penetraram em seu comprimento máximo (6 m), em função principalmente das condições do material amostrado, e do substrato (embasamento terciário) se encontrar a pouca profundidade, o excedente era serrado bem próximo ao topo da sequência amostrada (25 cm). Posteriormente, os tubos foram preenchidos com água,

vedados com uma tampa plástica e fita isolante, para que durante a retirada não houvesse perda de material por sucção. Após a coleta o testemunho era limpo, lacrado e identificado (nº do ponto, metragem e indicação do topo e base);

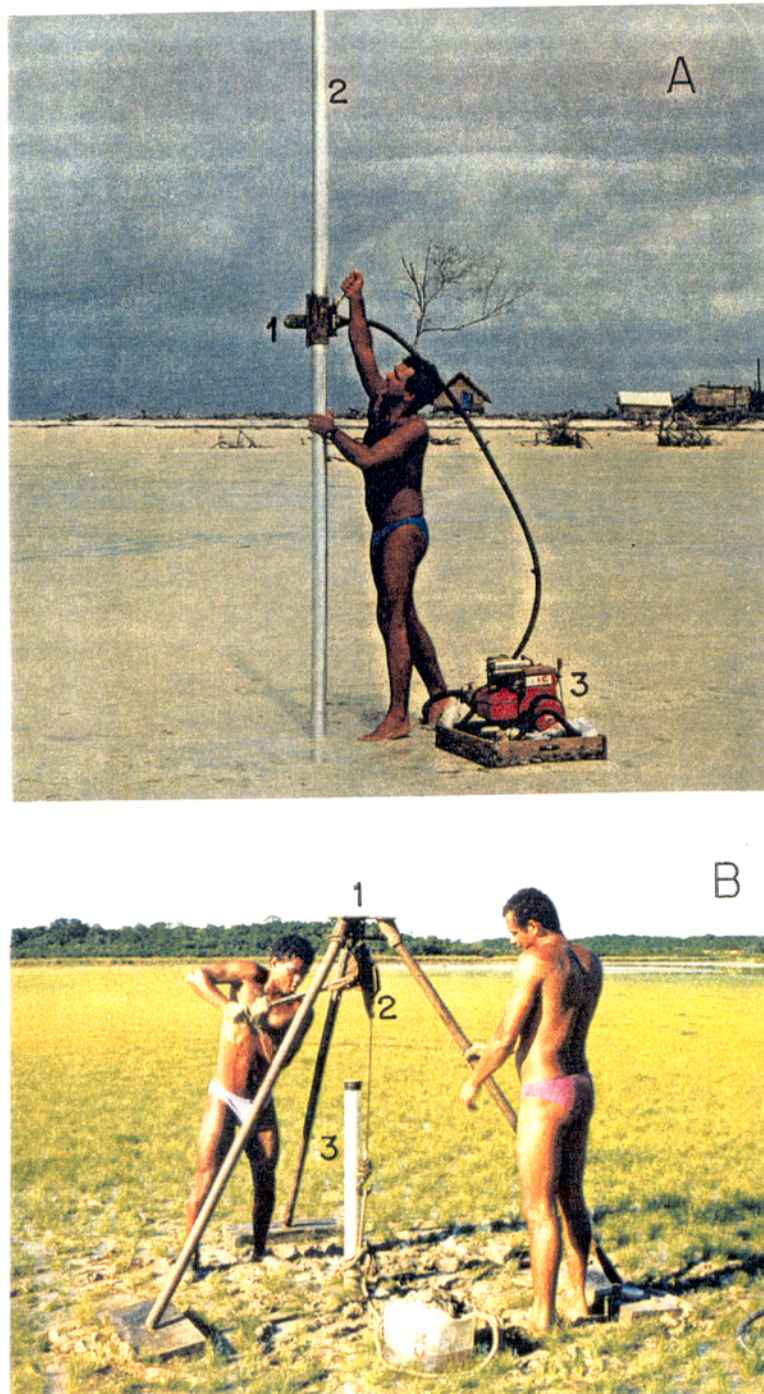


Figura 2.1. A) Sistema de testemunhagem a vibração (vibracore) utilizado na amostragem. 1-Cabeçote; 2-tubo de alumínio; 3- motor. B) Sistema de retirada do testemunho. 1- Torre; 2- talha; 3- tubo de alumínio vedado.

- A quarta etapa constou de dois sobrevôos com ultra-leve modelo "FOX" (Figura 2.2), para novos registros fotográficos da planície costeira entre os dias 28 e 30 de julho de 1995.

## **2.3. PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO**

### **2.3.1. Processamento de testemunhos**

Para o processamento dos testemunhos coletados, foram utilizados equipamentos básicos como calha de madeira para prender o testemunho, serra circular elétrica manual, serra de arco e trena.

Em laboratório (litoteca), os testemunhos foram marcados (Figura 2.3A) e cortados (Figura 2.3B) em intervalos de 40 cm de comprimento em duas seções longitudinais A e B. A seção A era destinada para descrição, fotografia e amostragem e a seção B preservada para arquivo. As técnicas aqui utilizadas foram descritas por FIGUEIREDO Jr. (1990), e submetidas a pequenas modificações em função das condições de trabalho encontradas.

### **2.3.2. Fotografias dos testemunhos**

Os testemunhos foram fotografados como um todo, ou seja, os diversos intervalos foram colocados um após o outro e lado a lado para dar uma visão geral da seção vertical, aproveitando toda a área da foto.

As fotos foram feitas logo após a abertura dos testemunhos, para evitar rachaduras produzidas por ressecamento e mudanças de cor decorrentes da rápida oxidação.



Figura 2.2. Ultraleve modelo FOX, utilizado nos sobrevôos a baixa altitude para registro fotoaéreo dos diferentes subambientes sedimentares da área estudada.

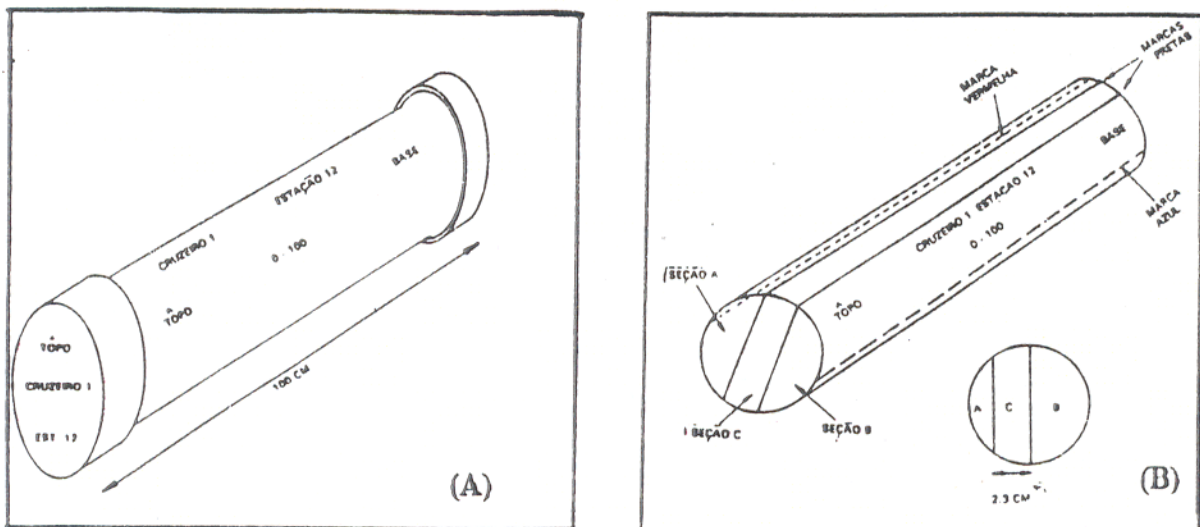


Figura 2.3. Esquemas de marcações para identificação das seções (A) e corte (B) dos testemunhos em seções longitudinais. As seções são simétricas ou deslocadas do centro como indicado no corte transversal (FIGUEIREDO Jr., 1990).

### **2.3.3. Descrição macroscópica dos testemunhos**

A descrição macroscópica dos testemunhos foi o primeiro passo para analisar em detalhe as sequências sedimentares, suas estruturas e textura dos sedimentos. Essa análise possibilitou a caracterização das unidades morfoestratigráficas e fácies estratigráficas dos diferentes ambientes e sub-ambientes sedimentares amostrados. Para tal utilizou-se o modelo elaborado por Boyle et al. apud FIGUEIREDO Jr. (1990), o qual permite a obtenção de uma série de informações tais como: cor, tipo de sedimentos, granulometria, estruturas sedimentares físicas e biogênicas, comprimento e localização do testemunho, porções amostradas e analisadas em laboratório, etc...

Primeiramente, foi observada e descrita a cor dos sedimentos, utilizando a “Rock Color Chart” (1984), pois mudanças de cor ocorrem rapidamente em decorrência de oxidação. Em seguida, foram observadas as mudanças granulométricas através de uma tabela comparativa de grãos, estruturas primárias e biogênicas, composição e conteúdo de matéria orgânica. Durante a descrição dos testemunhos evitou-se a iluminação artificial que, segundo FIGUEIREDO Jr. (1990), altera a percepção das cores.

Posteriormente as descrições foram complementadas com análises morfooscópicas e granulométricas das areias.

### **2.3.4. Análise granulométrica**

As análises para estudo da distribuição granulométrica foram realizadas nas amostras de coletas superficiais realizadas em transectos perpendiculares à linha de costa e nas amostras selecionadas dos testemunhos. As amostras foram processadas no Laboratório de Sedimentologia e Minerais Pesados do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará,

segundo métodos tradicionalmente utilizados em estudos sedimentológicos e mineralógicos-sedimentares, descritos por SUGUIO (1973).

O objetivo dessa análise foi quantificar as frações arenosas dos sedimentos das amostragens superficiais e as amostras dos intervalos selecionados dos testemunhos, para obtenção dos parâmetros estatísticos e caracterização textural dos sedimentos, os quais deram maior subsídios para a caracterização dos sedimentos atuais da área estudada e assim, fazer considerações sobre o possível meio de sedimentação, em termos de energia e viscosidade.

Para o cálculo dos parâmetros estatísticos de distribuição (mediana, média, selecionamento, assimetria e curtose), construção de histogramas e classificação textural, foi utilizado o software GRANLS, em micro computador 486DX4.

### 3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1. CARATERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS

##### 3.1.1. Vegetação

COSTA et al. (1977) definiram cinco variedades distintas de vegetação no nordeste do Estado do Pará: vegetação de florestas, vegetação de capoeira ou secundária, vegetação de mangue, vegetação de campos naturais e vegetação das praias e dunas. GÓES FILHO et al. (1973) classificaram como Formação Pioneiras a vegetação ocorrente na zona costeira do NE do Estado do Pará, caracterizada pela vegetação de mangue, de campos naturais e das praias e dunas. Em função do trabalho desenvolvido se restringir a zona costeira, não serão descritas em detalhe as unidades vegetacionais dos terrenos Terciários (Planalto Costeiro), constituídas por vegetação de capoeira ou secundária.

A Planície Costeira de Salinópolis mostra uma cobertura vegetal intimamente associada às feições morfológicas dos diferentes ambientes deposicionais e suas condições físico-químicas. Na identificação da vegetação ocorrente nesses ambientes, contamos com a ajuda da botânica Maria de Nazaré Bastos do Museu Paraense Emílio Goeldi, durante a etapa de campo em conjunto, o que possibilitou definir as seguintes unidades botânicas na área estudada (Figura 3.1):

##### 3.1.1.1. Vegetação de praias e dunas

Esta vegetação possui como função principal a fixação dos sedimentos arenosos das praias e dunas. Nas zonas onde ocorre o desenvolvimento do berma e dos primeiros cordões dunares, a vegetação predominante é rasteira e constituída pelas espécies *Ipomea littoralis* (salsa-de-praia), *Hisporobulus virginicus*, *Paspalum varginatum*, *Bulbostilis capilaris* (alecrim-de-praia), *Hibanthus calceolaris* e *Heliotropium sp.*, etc.; a vegetação dos campos de dunas (móveis,

fixas e paleodunas) são caracterizadas por vegetação arbustiva a arbórea, com predomínio das espécies *Bysornima crassifolia* (muruci), *Crhisobalamus icaco* (ajurú), *Anarcadium occidentale* (caju) e secundariamente por *Mataya guyanensis* e *Clusia sp.*; a vegetação de brejo herbáceo, característica das zonas interdunas e cobertura arenosa retrabalhada, é constituída por vegetação rasteira das seguintes espécies: *Fimbristilis cymosa*, *Hisporobulus verginicus*, *Paspalum varginatum*, *Eleocharis minima*, *Carnavalia rosea*, *Sesuvium portulacastrum*, *Vigna sp.*, *Iresine vermicularis*, *Mariscus ligularis*.

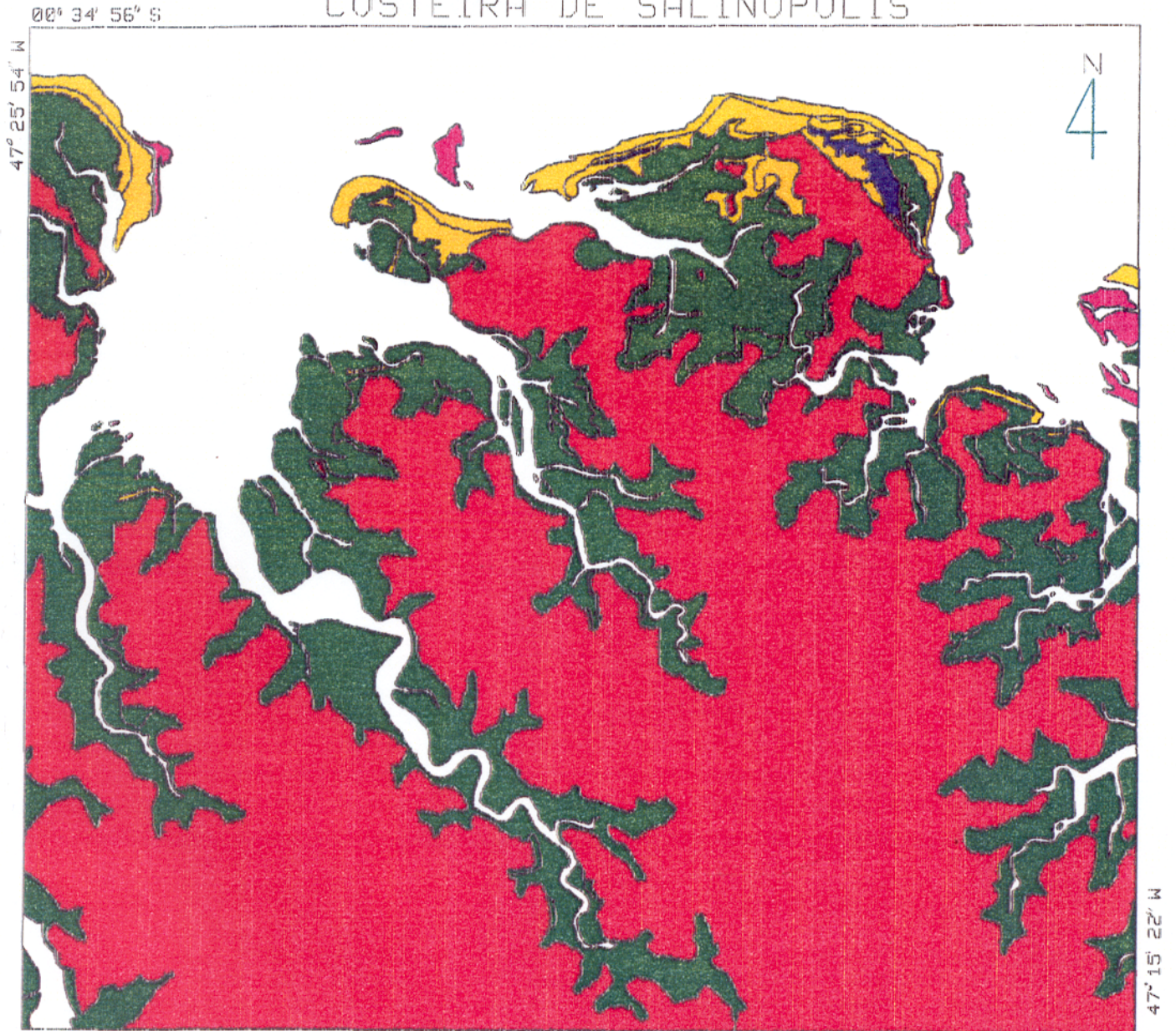
#### 3.1.1.2. Vegetação de mangue

Ocorre nas áreas que sofrem influência marinha, onde os terrenos são lamosos e cobertos por vegetação litorânea, com árvores pneumatóforas, e com raízes aéreas, que vivem normalmente em ambiente salino ou salobro. Normalmente, acompanha as margens dos cursos d'água e instala-se nas áreas de influência das marés (VIEIRA & SANTOS, 1987). As principais espécies identificadas na área são do gênero: *Rhizophora mangle* (mangue verdadeiro ou vermelho), *Avicenia germinas* (mangue preto ou siriúba) e *Lagunculária racemosa* (mangue branco ou tinteiro) de porte arbóreo e *Spartina sp.* como vegetação herbácea, esta última ocorrendo geralmente na porção frontal da unidade, como precursora.

#### 3.1.1.3. Vegetação de Lagos

Caracterizada por vegetação típica de zonas periodicamente inundadas nos períodos de maior pluviosidade, sendo representada principalmente por ciperáceas, *Eleocharis sp.* (juncos), *Montrichardia arborescens* (aninga) e vegetação flutuante representada principalmente por *Pistia* (água-pés ou mururés), e outras não identificadas.

# MAPA DE VEGETAÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DE SALINÓPOLIS








-  VEGETAÇÃO DE PRAIAS E DUNAS
-  VEGETAÇÃO DE MANGUE
-  VEGETAÇÃO DE LAGOS
-  FLORESTA SECUNDÁRIA (CAPOEIRA)
-  UNIDADES NÃO VEGETADAS

Figura 3.1 - Mapa de Vegetação

### 3.1.2. Solos

Segundo SILVA et al. (1992) a região nordeste do Estado do Pará é caracterizada por 6 (seis) classes de solos distintas: Latossolo Amarelo; Podzólico Amarelo; Planossolo Solódico; Solonchak; Glei Pouco Úmido e Areias Quartzosas, destes apenas 4 (quatro) ocorrem na área estudada:

#### 3.1.2.1. Latossolo amarelo

São solos com horizonte B latossólico, muito profundos, extremamente a fortemente ácidos, friáveis, bem drenados, com classe textural variando de média a muito argilosa, com sequência de horizontes do tipo A, Bw e BC, com cores brunadas, bruno-amareladas, bruno-forte e vermelho-amarelado, com transição entre horizontes difusas (SILVA et al., 1992).

Esses solos são desenvolvidos sob um relevo suavemente ondulado, com vegetação de capoeira, como produto da intemperização de sedimentos Terciários pré-edaforizados do Grupo Barreiras. Como variação dessa classe são encontrados o Latossolo Amarelo Álico Podzólico, dominante na área estudada (SILVA et al., 1992).

O latossolo amarelo apresenta baixa fertilidade natural, sendo regular para cultura de ciclo longo e restrito para cultura de ciclo curto.

#### 3.1.2.2. Podzólico amarelo

São solos profundos, bem a excessivamente drenados, extremamente a fortemente ácidos, com presença de horizonte B textural bastante espesso, evidenciando características pertinentes ao "Kandic Horizon" (Soil Survey Staff apud SILVA et al., 1992) e, uma nítida diferenciação entre os horizontes A e Bt, com cores bruno-amareladas, bruno-forte e vermelho-

#### 3.1.2.4. Areias quartzosas

São solos diastróficos muito pouco desenvolvidos, extremamente à fortemente drenados, altamente intemperizados, profundos, com conteúdo de argila sempre inferior a 15% no perfil; são excessivamente drenados e com fertilidade natural muito baixa, possuem um horizonte A fracamente desenvolvido, ligeiramente escurecidos pela matéria orgânica quando se tratam de dunas fixadas. Este horizonte pode estar ausente quando em áreas sem vegetação, localizadas próximo ao mar ou sujeitas aos efeitos abrasivos do vento, e quando este estiver presente, repousa sobre o horizonte C, constituído por areia quartzosa cuja origem se deve a deposições marinhas e redistribuição pela ação dos ventos nas zonas litorâneas (SILVA et al., 1992).

Na área estudada situam-se nas baixadas e nas dunas sobre os terraços ao longo da faixa costeira, constituídos por sedimentos arenosos holocênicos. Como variação desta unidade, foram identificadas: as Areias Quartzosas Hidromórficas Álicas, associadas aos solos aluviais, com pouca expressão na área, localizados em relevo plano sob vegetação de floresta equatorial higrófila de várzea (buriti) que acompanha os pequenos cursos d'água; e as Areias Quartzosas Marinhas, desenvolvidas em relevo plano a suave ondulado, sob as formações vegetais arbustiva de praias e dunas (SILVA et al., 1992).

## 3.2. CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS E OCEANOGRÁFICAS

### 3.2.1. Clima

A região nordeste do Estado do Pará está submetida a um clima Tropical Chuvoso, caracterizado por apresentar temperatura média mensal sempre superior a 18°C (MARTORANO et al., 1993).

A área de estudo está sob influência do tipo climático Am (classificação de Köeppen apud MARTORANO et al., 1993), o qual apresenta características de clima de monção, ou seja, com moderada estação seca e ocorrência de precipitação média mensal inferior a 60mm. Nesse tipo climático é possível distinguir duas estações, uma mais chuvosa, ocorrendo de dezembro a maio, e outra mais seca, de junho a dezembro. É considerado um clima intermediário entre os tipos Af e Aw, e dentro deste contexto, é caracterizado pelo subtipo Am2 (MARTORANO et al., 1993), que representa condições climáticas onde a precipitação pluviométrica média anual varia entre 2500mm e 3000mm.

Segundo COSTA et al. (1977), a variação média anual de temperatura situa-se entre 26 e 32°C, sendo que os valores mais elevados são observados nos meses de setembro e outubro, quando atingem até 35°C, sendo o regime pluviométrico, com a ajuda da umidade relativa do ar que oscila entre 85 e 95%, os grandes responsáveis por estas variações.

### 3.2.2. Marés

Segundo MARTINS (1987), a dinâmica atual da Região Costeira Norte Brasileira acha-se representada pela ação incisiva da descarga fluvial e ação de correntes de maré, que geram uma morfologia tipicamente estuarina com planícies de marés e manguezais associados, como

pode ser observado através da morfologia e distribuição dos sedimentos na zona costeira e plataforma interna.

Em regiões costeiras, tais como a Planície Costeira de Salinópolis, as marés produzem flutuações diárias e sazonais no nível do mar. As últimas são causadas por sazonalidade de chuvas costeiras, descargas dos rios e variações da temperatura da água na zona costeira.

De acordo com dados obtidos pela D.H.N. (1994 e 1995), a Planície Costeira de Salinópolis está sujeita a um nível médio de maré de 2,68 m, com nível médio de maré alta de sizígia de 5,05 m e um nível médio de maré alta de quadratura de 4,04 m. A amplitude da maré de sizígia é de 4,78 m e a de maré de quadratura é de 2,57 m (Figura 3.2). Segundo essas características, as marés são classificadas como do tipo semidiurna, isto é, com duas baixamares e duas preamares em um ciclo de maré, dentro de um regime de macromaré, ou seja, com amplitude superior a 4m (Davies apud KOMAR, 1976).

### 3.2.3. Ventos

A Planície Costeira de Salinópolis, segundo dados da D.H.N. (1986), está submetida à ação predominante de ventos alíseos de nordeste, com velocidades médias de 7,9 m/s, predominantes nos meses de dezembro a maio. Esses ventos são geralmente precedidos de calmaria e, quase sempre, acompanhados de rajadas violentas e chuva intensa. Durante os meses de junho a novembro, os ventos predominam na direção leste, com intensidades moderadas.

As direções preferenciais dos ventos são atestadas principalmente pela direção de deslocamento dos campos de dunas eólicas costeiras para Sudoeste, e pela orientação das ondas que atingem a linha de costa.

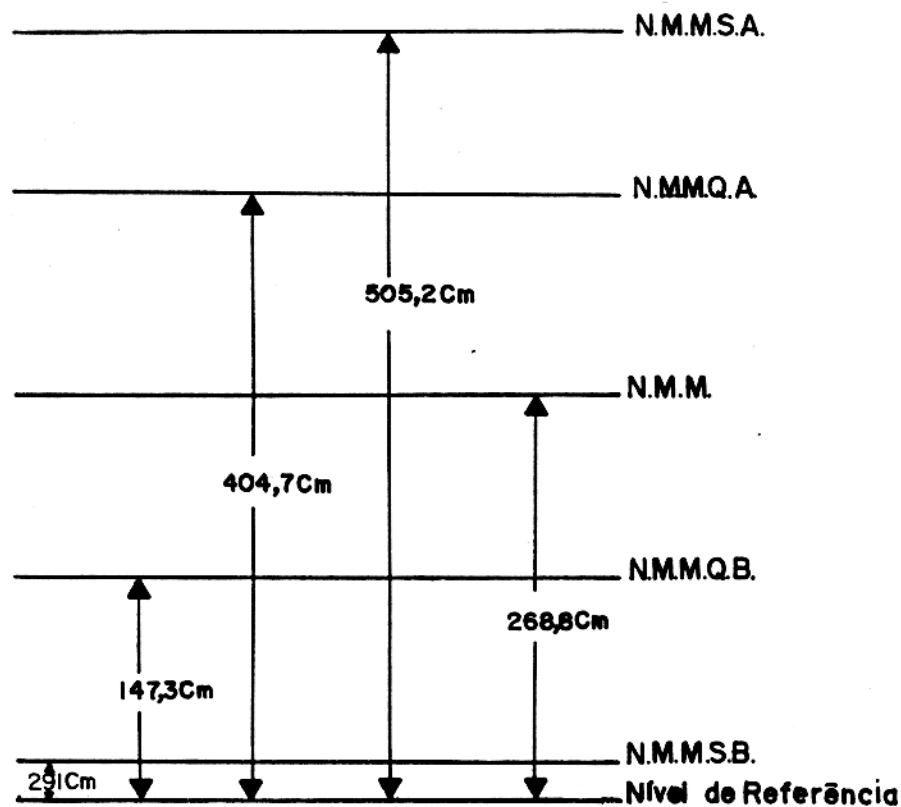


Figura 3.2. Características das marés de 1994 e 1995, no Fundeadouro de Salinópolis (DHN, 1994 e 1995).

#### 3.2.4. Ondas

Segundo REINECK & SINGH (1980) a energia das ondas é um dos principais fatores controladores do desenvolvimento e das variações morfológicas das praias. Em termos gerais, pode-se distinguir dois tipos de praias: praias de alta energia, desenvolvidas em costas onde a ação das ondas é muito forte e, praias de baixa energia, onde a atuação das ondas é mais fraca.

De acordo com dados obtidos pela Quatro Rodas (1995) a Costa Norte Brasileira, entre dezembro e março (verão no Hemisfério Norte), recebe ondas fortes, geradas por tempestades de inverno no Atlântico Norte, com amplitudes de até 2m.

Durante os períodos de trabalhos de campo e análises das fotografias aéreas, observou-se que as ondas aproximam-se das porções mais internas da costa de Salinópolis com a mesma direção predominante dos ventos aliseos (NE).

A partir das características anteriormente apresentadas ( itens 3.2.2.; 3.2.3. e neste) e localização das mesmas, pode-se classificar as praias do Atalaia, Farol Velho e Marieta, como praias de alta energia, enquanto que as praias do Maçarico e do Cocal como praias de baixa energia, principalmente, em função das mesmas se localizarem mais internamente nas baías, não sofrendo assim a ação direta das ondas (ver Anexo). FARIA Jr. et al. (1987), em trabalhos realizados na praia do Maçarico, demonstraram ser esta, uma praia tipicamente de baixa energia.

### 3.2.5. Correntes

DAVIES (1977) e REINECK & SINGH (1980), entre outros, concordam que as correntes "offshore" podem ser originadas por rios, marés, ventos e ondas.

As correntes induzidas por marés dependem do tipo e da amplitude da maré, tendendo a serem mais poderosas em marés semi-diurna de grande amplitude (DAVIES, 1977). Os fatores que controlam essas correntes são a configuração da costa e da plataforma. Em ambientes de macro-maré, a maré induz correntes que podem ter um efeito morfológico, marcado por fundos irregulares na plataforma aberta, onde correntes retilíneas de grande escala podem gerar barras ("ridges"), e o deslocamento dessas barras em direção a costa, fecham as praias, podendo, desta forma, influenciar na morfologia irregular da linha de costa (Hardy apud DAVIES, 1977).

Estudos realizados pela DHN (1962; 1972) na zona costeira de Salinópolis, mostraram que as maiores correntes de vazante são verificadas no período de março a abril, e as

menores de junho a julho; conseqüentemente as maiores correntes de enchente são verificadas no período de junho a julho e as menores de março a abril, enquanto que para o restante do ano a situação se apresenta praticamente a mesma. Esses estudos correspondem a época de maré de sizígia, ou seja, significa que são as correntes mais fortes. Foi observado que as correntes de enchente, durante as três primeiras horas, atingem velocidades médias de 0,9 m/s, no sentido NW-SE e durante as três últimas horas, atingem velocidades médias de 0,95 m/s, no sentido NE-SW e E-W. A velocidade da corrente na preamar alcança 0,97 m/s, no sentido SE-NW. As correntes de maré vazante nas duas primeiras horas alcançam velocidades médias de 1,07 m/s, no sentido SE-NW, enquanto que nas quatro horas finais alcançam velocidades médias de 1,11 m/s, com sentido variando de W-E a SW-NE. Os valores máximos alcançados pelas correntes de maré enchente foi de 1,13 m/s (1 hora antes da preamar), no sentido dominante E-W, e de 1,43 m/s (5 horas depois da preamar), no sentido W-E, pela corrente de maré vazante.

Os estudos da DHN (1972) revelaram que a amplitude de maré e as correntes de maré exercem uma influência muito importante no transporte de sedimentos, e que referidas correntes possuem direções semelhantes a orientação da maioria das rias (Baías de Urindeua, Inajá, Castelo, Japerica, etc.) do litoral norte do Brasil.

As correntes de marés também são fatores responsáveis pela presença de inúmeros bancos de areias dispostos perpendicularmente à costa. Segundo EL-ROBRINI et al. (1992a), referidos bancos possuem formas assimétricas e cotas de 8 a 20 m acima do fundo, muitos permanecendo expostos durante os períodos de baixamar.

Nas vizinhanças da linha de costa, a arrebentação das ondas é acompanhada de uma forte liberação de energia que se traduz por areias em suspensão e formação de correntes paralelas à linha de costa. As correntes induzidas por ondas são geradas por dois mecanismos e divididas

em: correntes de deriva litorânea ("longshore currents") e correntes de retorno ("rip currents"). As primeiras ocorrem quando as ondas incidem obliquamente, estabelecendo um fluxo paralelo à linha de costa da região litorânea ("nearshore") (BROWN et al. 1989). São geralmente mais fortes na porção entre a zona de "surf" e a praia, e muitas vezes seguem os sistemas de cristas ("ridges") e calhas ("runnels") nas praias. As correntes de retorno ("rip currents") são resultantes de ondas obliquas e transversais que se aproximam da praia. Segundo REINECK & SINGH (1980), representam um produto de águas acumuladas por ondas e ventos nas praias, no sistema de cristas-calhas ("ridges-runnels"). Este acúmulo chega a um "stress" máximo e a água acumulada retorna com ângulos quase retos em direção ao mar, na forma de correntes de retorno, gerando canais de ângulos retos em relação a linha de costa.

MEIRELES et al. (1990) acrescentam que projeções de água das ondas produzidas durante a arrebentação provocam o transporte pulsado de areias em "dente de serra" ("swash transport"), que consiste um dos fatores principais de deriva litorânea ao longo da linha de costa. O transporte de areia sobre uma praia, portanto, é essencialmente devido ao regime de ondas e o sentido de transporte é função da direção segundo a qual esta atinge a costa.

As correntes induzidas por ventos são importantes geomorfologicamente para as praias. King apud DAVIES (1977) demonstrou que ventos "onshore" podem gerar correntes opostas a correntes de fundo, de grande potencial no transporte de sedimentos.

Os ventos que atingem a "Região do Salgado" possuem direção preferencial NE e E-W. De acordo com FARIA Jr. et al. (1987) esses ventos são fracos a moderados e, aliados a baixa profundidade da água, contribuem apenas secundariamente para a ação das ondas no modelamento da praia do Maçarico.

### 3.3. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS REGIONAIS

A região costeira nordeste paraense, na qual encontra-se inserida a área estudada pode ser individualizada em 2 (duas) unidades geomorfológicas com base na homogeneidade e a posição altimétrica das formas de relevo. Essas unidades estão relacionadas a geologia, vegetação e solo da região.

A primeira unidade mostra um relevo continental caracterizado por uma superfície plana, suavemente ondulada e fortemente dissecada, com cotas médias abaixo de 50 metros, resultantes de uma pediplanação sobre os sedimentos Mio-Pleistocênicos do Grupo Barreiras e sedimentos pós-Barreiras, os quais em algumas localidades, são interrompidas abruptamente, formando falésias ativas, ao longo da costa, e inativas, em porções mais internas da zona costeira e nas margens dos estuários e rios. Esta unidade corresponde regionalmente à unidade morfo-estrutural e morfo-climática Planalto Rebaixado da Amazônia ( da Zona Bragantina) (BARBOSA & PINTO, 1973), ou Peneplano (COSTA et al., 1977), ou Baixo Planalto Costeiro (SENNA et al., 1992), ou Planaltos Residuais do Pará-Maranhão (BEZERRA et al., 1990), ou ainda Planalto Costeiro (SOUZA FILHO, 1995), sendo este último o adotado neste trabalho.

A segunda unidade corresponde à faixa de sedimentos holocênicos que, associada a uma série de ilhas, baías e canais, acompanha a linha de costa com direção NW-SE. Segundo vários autores (ACKERMANN, 1964; FRANCISCO et al., 1971; FRANZINELLI (1982, 1991, 1992) que realizaram trabalhos de escala regional no litoral NE paraense, à leste da Ilha de Marajó, a costa, ao longo de toda sua extensão apresenta-se como uma costa de submersão, bastante recortada, com formas irregulares, onde baías aparecem situadas em continuidade às desembocaduras de rios de curta extensão, porém de bocas amplas, com

características hidrodinâmicas que assemelham a canais de maré. Essas baías são limitadas pela presença de penínsulas e ilhas, formando Rias que avançam em direção ao oceano (FRANZINELLI, 1982, 1991, 1992).

A costa de Submersão de FRANZINELLI (1982,1991,1992) corresponde à unidade morfo-estrutural e morfoclimática “Litoral de Rias e Lençóis Maranhenses” de BARBOSA & PINTO (1973); à Planície Aluvionar, de COSTA et al. (1977); às Planícies de Rias (BEZERRA et al., 1990); a Planície Flúvio-Marinha, de COSTA et al. (1992); e, finalmente, ao conjunto Planície Costeira Baixa, Planície Arenosa e Campo de Dunas, de SENNA et al. (1992). De acordo com FRANZINELLI (op cit.) esse trecho do litoral paraense apresenta duas feições morfológicas distintas: uma costa recortada com falésias esculpidas nos depósitos areno-silto-argilosos do Grupo Barreiras, que ocorrem na margem do oceano e manguezais desenvolvidos ao longo dos vales afogados, à leste da Baía de Marajó até a Baía de São João de Pirabas; e a segunda, que ocorre a leste da Baía de Pirabas, e consiste de uma costa baixa e recortada, com extensas planícies de maré e manguezais muito desenvolvidos, penetrando nos vales afogados. Neste trecho o Pediplano Mio-Pleistocênico recua em direção sul, sendo que falésias baixas inativas existem próximo ao continente.

Neste trabalho esta unidade é denominada apenas de Planície Costeira Holocênica com suas feições menores, características da área estudada, discutida em detalhe no Capítulo 4.

### 3.4. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

#### 3.4.1. Estratigrafia

As unidades litoestratigráficas aflorantes no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão incluem rochas ígneas, metamórficas e sedimentares de idades pré-cambrianas ao Recente. Ressalta-se que as rochas cristalinas ocorrentes na região, restringem-se à porção continental adjacente, e em alguns locais próximos ao Maranhão, onde se registra a ocorrência dessas na zona costeira do Estado do Pará (Figura 3.3).

As unidades litoestratigráficas que ocorrem mais frequentemente ao longo da zona costeira paraense são:

##### 3.4.1.1. Formação Pirabas

Representada por camadas de calcários marinhos compostos de micritos, bioclastitos, dolomicritos, biohermitos e margas intercalados com folhelhos cinza esverdeados a negros, contendo vegetais piritizados, tendo já sido encontrados arenitos calcíferos nas camadas superiores (FERREIRA, 1982). Essa unidade pode ser dividida nos seguintes fácies: Castelo, Capanema e Baunilha Grande (Petri e Ferreira apud FERREIRA, 1982). GÓES et al. (1990), no entanto, definiram sete fácies: biocalcirudito, biocalcarenitos não estratificados, biocalcarenitos estratificados, marga, folhelho, biohermito e calcirudito, os quais, foram depositados em uma plataforma carbonática marinha de água rasa e, secundariamente em lagunas e mangues numa fase transgressiva.

Maury apud FERREIRA (1982) estudando o conteúdo faunístico desta formação determinou-a como sendo do Mioceno inferior.

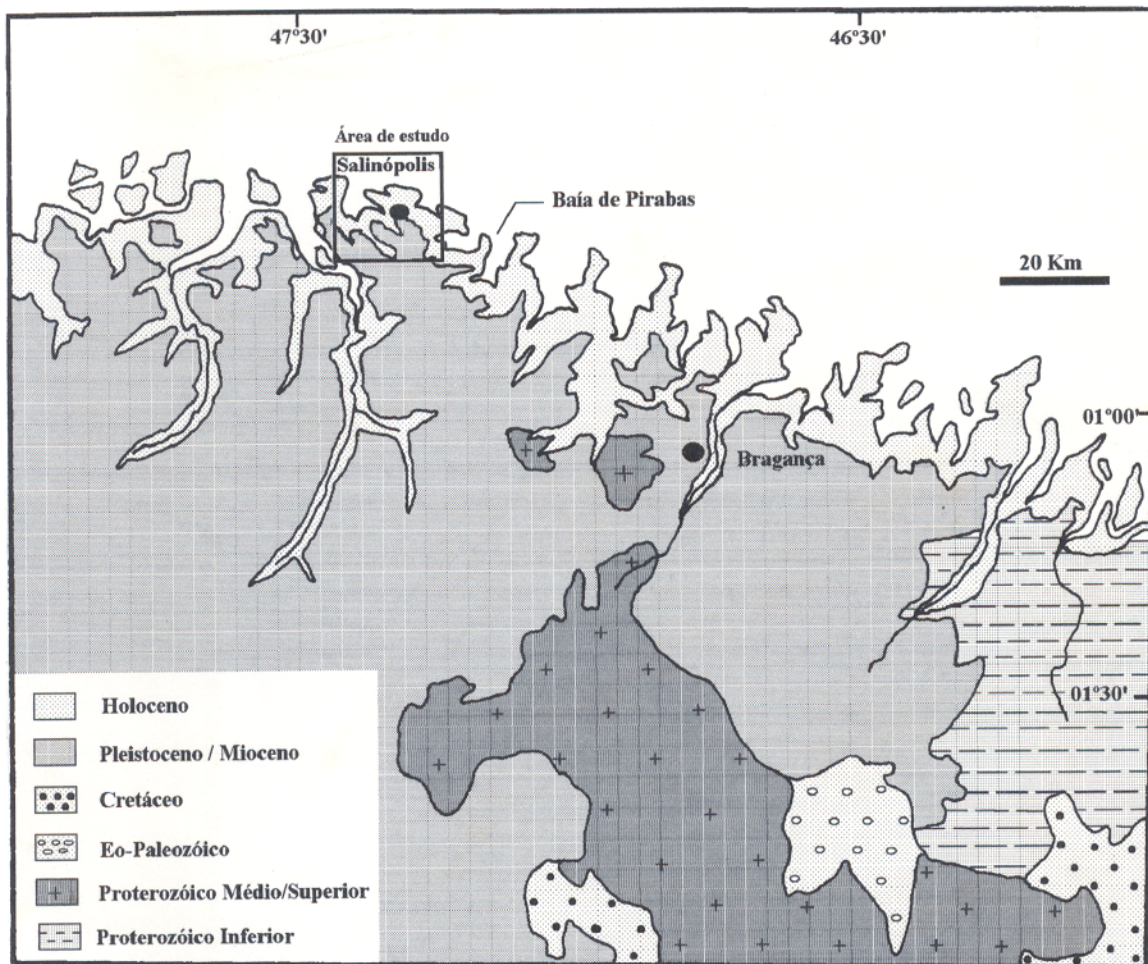


Figura 3.3 - Mapa geológico do NE do Pará (Modificado de COSTA et al., 1977).

#### 3.4.1.2. Grupo Barreiras

Segundo ROSSETI et al. (1989) possui litofácies exclusivamente siliciclásticas. GÓES & TRUNCKENBRODT (1980) e GÓES (1981) dividem o Grupo Barreiras em três litofácies: argilo-arenosa, arenosa e conglomerática. ROSSETI et al. (1989) admitiram as proposições de SÁ (1969), e, desenvolveram um trabalho criterioso nos sedimentos cenozóicos do NE paraense, conseguindo caracterizar treze litofácies para os sedimentos Barreiras e pós-Barreiras. Esses autores admitem um modelo deposicional do tipo leques aluviais-planícies de

areia-planície de lama, com rápidas inundações ocorrentes em clima árido e semi-árido; admitem também influência de marés na porção distal do sistema, o que é corroborado por ARAI et al. (1988), que aceitam a ocorrência de fácies de mangue com base no registro do palinomorfo *Zonocostites ranonai* (Figura 3.4). Posteriormente, ROSSETI et al. (1990), FERNANDES et al. (1992), ARAI et al. (1994) e TRUCKENBRODT et al. (1994) confirmaram a influência marinha no Grupo Barreiras.

A partir da análise de palinomorfos, o posicionamento temporal do Grupo Barreiras, segundo ARAI et al. (1988, 1994), é do Mioceno Inferior não descartando a idade Eoceno.

SÁ (1969), através de estudos comparativos realizados no NE paraense, separa os depósitos terciários e quaternários em duas unidades distintas e utiliza os termos descritivos Barreiras e pós- Barreiras para diferenciar unidades sedimentológicas que se encontram em contato erosivo, ressaltado por blocos de arenito ferruginoso (“stone line”).

Os sedimentos Pós-Barreiras são compostos por arenitos argilosos mal selecionados, de coloração variando de marrom a amarelado, friáveis. Geralmente não apresenta estruturação visível, mas em determinados pontos próximos ao litoral apresenta estruturas de dissipação de dunas eólicas (ROSSETI et al., 1989), bem como características deposicionais sugestivas da atuação de movimentos gravitacionais.

Concentrações residuais de conchas (sambaquis) encontradas na sua porção superior, com idade absoluta de aproximadamente 5200 A.P. (Simões apud ROSSETTI et al. 1989), sugerem que pelo menos parte da deposição ocorreu em tempos holocênicos.

Os sedimentos das unidades holocênicas ocorrentes na zona costeira de Salinópolis, objetivo deste trabalho, serão descritas em detalhe no Capítulo 5.

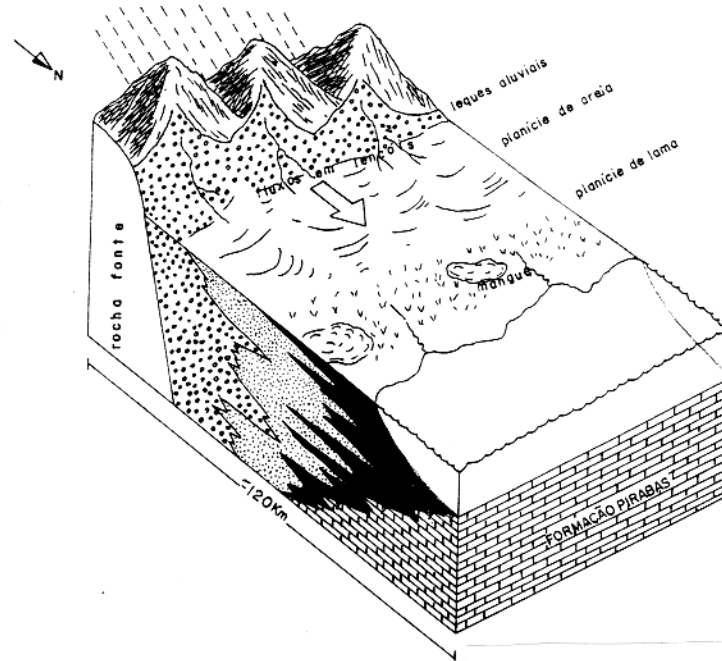


Figura 3.4. Modelo deposicional do Grupo Barreiras para a região NE do Pará (ROSSETI et al., 1989).

### 3.4.2. Arcabouço tectônico

A área estudada encontra-se associada estruturalmente a uma plataforma estável denominada de Plataforma Bragantina (Figura 3.5) com extensão aproximada de 18.000Km<sup>2</sup>, limitada a oeste pelo sistema rift de Marajó e a leste pelas bacias da margem continental de Bragança-Vizeu e São Luis (ALMARAZ, 1977). Segundo este autor, a estabilidade crustal dessa plataforma foi controlada pelo embasamento pré-cambriano que permaneceu emerso ou com baixíssima sedimentação até o Terciário Inferior, e que, durante o Terciário Médio e Superior, a taxa de subsidência aumentou, permitindo a sedimentação dos sedimentos neogênicos da Formação Pirabas (Mioceno inferior) e do Grupo Barreiras (Mioceno-Plioceno), hipótese corroborada por TRUCKENBRODT et al. (1994).

Vários pesquisadores (ALMARAZ, 1977; IGREJA et al., 1990; COSTA et al., 1991 a, b; COSTA et al., 1992; BEMERGUY et al., 1992; BORGES et al. 1995 a, b) tem abordado o quadro tectônico Cenozóico na região amazônica; segundo esses, esta tectônica está intimamente relacionada com a movimentação da placa sul americana para oeste.

IGREJA et al. (1990) sugerem, a partir de estudos neotectônicos, um modelo evolutivo para a foz do rio Pará ( ilhas de Outeiro e Mosqueiro), a partir da reativação de blocos no Terciário e no Quaternário, o qual aplica-se à costa nordeste do Pará.

FRANZINELLI (1992) mostra que na parte oriental da Baía de Marajó deu-se um levantamento (basculamento) de um bloco do Grupo Barreiras, enquanto que o bloco à leste da Baía de Pirabas teve um deslocamento negativo. A primeira situação teria dado origem às falésias atlânticas atuais esculpidas no Grupo Barreiras, enquanto que na área à leste da Baía de Pirabas o movimento negativo explicaria porque este Grupo só aparece no interior, associado a falésias "mortas".

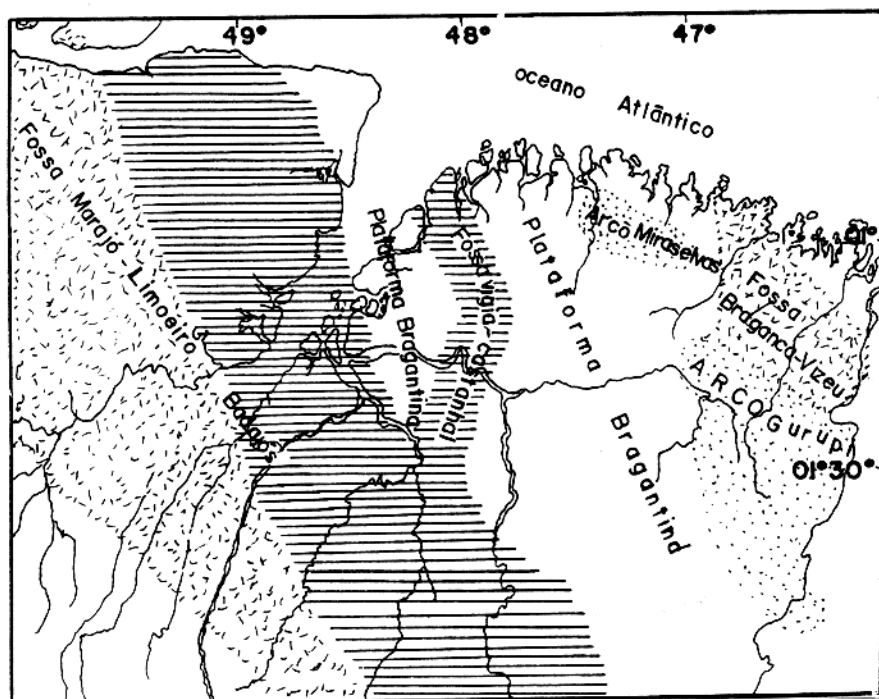


Figura 3.5. Mapa tectônico do Mioceno do NE do Pará (ALMARAZ, 1977).

COSTA et al. (1991 a, b), COSTA et al. (1992), BEMERGUY et al. (1992) e BORGES et al. (1995 a, b) observaram que a rede de drenagem atual do NE paraense, em geral, reflete movimentos tectônicos associados a tectônica Cenozóica ou provavelmente a tectônica ativa, e que a estruturação regional desse setor foi produzida a partir da atuação de um binário dextral E-W, que se ajusta ao quadro tectônico global da Placa Sul-Americana no Cenozóico. Segundo esses autores, a evolução tectono-estrutural do NE paraense deu-se em três movimentações principais: A primeira, caracterizada pela instalação dos sedimentos da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras em uma bacia assimétrica, cuja arquitetura foi controlada por falhas normais inclinadas para NE, desenvolvidas provavelmente no Terciário Inferior-Médio associada aos movimentos descritos anteriormente; A segunda, desenvolvida no final do Plioceno ou início do Pleistoceno, responsável pela formação de falhas normais NW-SE, que causaram basculamento dos sedimentos da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras para o continente; e a última do final do Pleistoceno, responsável pela formação de falhas transcorrentes NE-SW, que modificaram o sistema de drenagem atual e controlaram em parte, a instalação dos depósitos recentes.

De acordo com ALMARAZ (1977), após a fase de sedimentação da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras passou a prevalecer na região NE paraense um processo de erosão contínua até os tempos atuais, sendo este não um resultado de uma mudança dos movimentos epirogenéticos negativos, mas simplesmente, como consequência de fenômenos eustático-glaciais, caracterizados na região por feições morfológicas do litoral (falésias de Salinópolis, Maracanã e serra do Piriá) que parecem evidenciar o solapamento marinho atuando em resposta a um abaixamento eustático.

## **4. GEOMORFOLOGIA**

### **4.1. INTRODUÇÃO**

Geomorfologicamente, a margem Atlântica do Estado do Pará apresenta, ao longo de cerca de 600 Km, dois tipos fisiográficos distintos de costa, localizados entre a foz do Rio Amazonas, a oeste e a foz do Rio Gurupi, a leste, separados pela Baía de Marajó. A oeste desta baía ocorre, uma costa de emersão, desenvolvida a partir de depósitos holocênicos, que formam a costa norte da Ilha de Marajó, caracterizada por ser reta e contornada por baixos cordões arenosos, com planície de maré muito bem desenvolvida. A leste da Baía de Marajó, observa-se uma costa de submersão que se estende até a Baía de São Marcos (Maranhão); é caracterizada regionalmente por falésias ativas e inativas, depósitos de manguezais, planícies de maré e cristas de praia (FRANZINELLI, 1982; 1991; 1992).

FRANZINELLI (1982,1991,1992) ainda compartimentou o setor NE do litoral paraense a leste da Baía de Marajó em dois segmentos distintos: um a oeste da Baía de Pirabas e outro a leste (Figura 3.2), descritos anteriormente no item 3.3.

A Partir de conceitos geomorfológicos e critérios morfogenéticos (forma, natureza do sedimento, vegetação e processos sedimentares dominantes) foi possível compartimentar a área compreendida pelo município de Salinópolis em 4 unidades morfológicas principais. Os critérios aqui adotados são semelhantes aos utilizados por WOODROFFE et al. (1986; 1989) e WOODROFFE & MULRENNAM (1993) na Zona Costeira da Austrália, e por SOUZA FILHO (1995) na Planície Costeira Bragantina (NE do Pará). Estas unidades e suas subunidades associadas estão sintetizadas na Tabela 01, cartografadas em escala 1:50.000 no Mapa Geológico-Geomorfológico (Anexo) e descritas a seguir.

Tabela 4.1. Unidades Morfológicas da Planície Costeira de Salinópolis

UNIDADES MORFOLÓGICAS	SUBUNIDADES MORFOLÓGICAS	ÁREA (Km <sup>2</sup> )
PLANALTO COSTEIRO	Colinas Amplas	159,4
	Falésias Ativas	
	Falésias Inativas	
	Ilhas	
PLANÍCIES ESTUARINAS	Canal Estuarino (Funil Estuarino, Segmento Meadrante Sinuoso, Segmento Meadrante em Cúspide e Canal de Curso Superior)	_____
PLANÍCIE DE MARÉ	Cobertura Arenosa Retrabalhada de Supramaré	4,4
	Manguezal (Planície e ilhas na zona de intermaré superior)	72,2
	Cheniers	0,4
	Baías (Planície Arenosa)	_____
	Canais e córregos de maré	_____
PLANÍCIE LITORÂNEA	Paleodunas	0,9
	Sistema de Lagos	0,6
	Campo de Dunas Costeiras Atuais	2,6
	Praias-Flechas Bárreiras (Pós-Praia e Estirâncio)	4,0
	Deltas de Maré Vazante e Barreiras Arenosas	2,2

#### 4.1.1. Planalto costeiro

Representado por uma superfície plana a suavemente ondulada, com colinas amplas apresentando cotas máximas em torno de 50m. O arcabouço geológico é integrado pelo Grupo Barreiras e sedimentos Pós-Barreiras, de idade Mio-Pleistocênica que corresponde ao embasamento da planície costeira estudada. Essa unidade se destaca por apresentar-se em contato morfológico abrupto com a planície costeira, formando falésias ativas e inativas (Figura 4.1A e B) ao longo da linha de costa e, nas margens dos canais estuarinos (Figura 4.2), ambos com até 20m de altura e contato vegetacional abrupto (floresta secundária-mangue) (Figura 4.2).

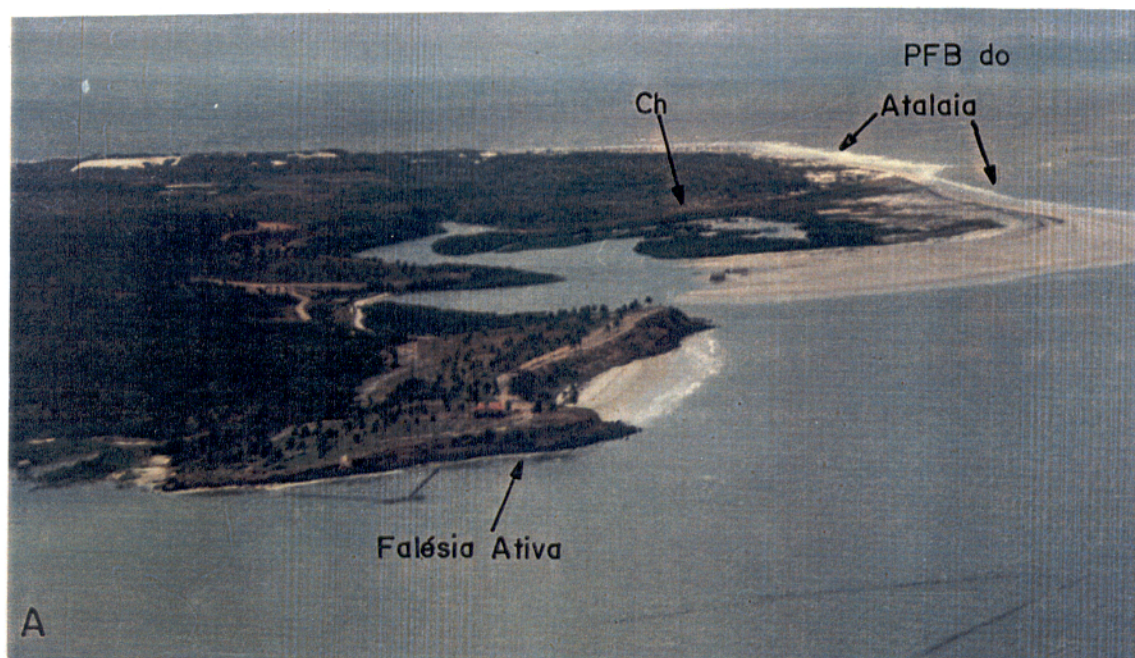
Essa unidade destaca-se na área estudada por apresentar-se também como ilhas isoladas circundadas por mangues e pela Ilha de Atalaia, principal feição morfológica na área estudada (Anexo).

Associados e dispostos nas bordas dessa unidade, foram encontrados sambaquis (depósitos conchíferos irregulares) (Anexo), com espessura em torno de 1m, constituídos frequentemente por bivalves dos gêneros *Gorbula*, *Chione*, *Crassostra* e *Nuculana*, nessa ordem de abundância, e *Gastrópodos* (Vladimir Távora, comunicação verbal), além de fragmentos de cerâmica, envolvidos em uma areia fina de coloração preto acinzentado (N2), rica em matéria orgânica (Figura 4.3) Esses depósitos encontram-se com sua forma original alterada em função principalmente da exploração desses para a fabricação de cal.

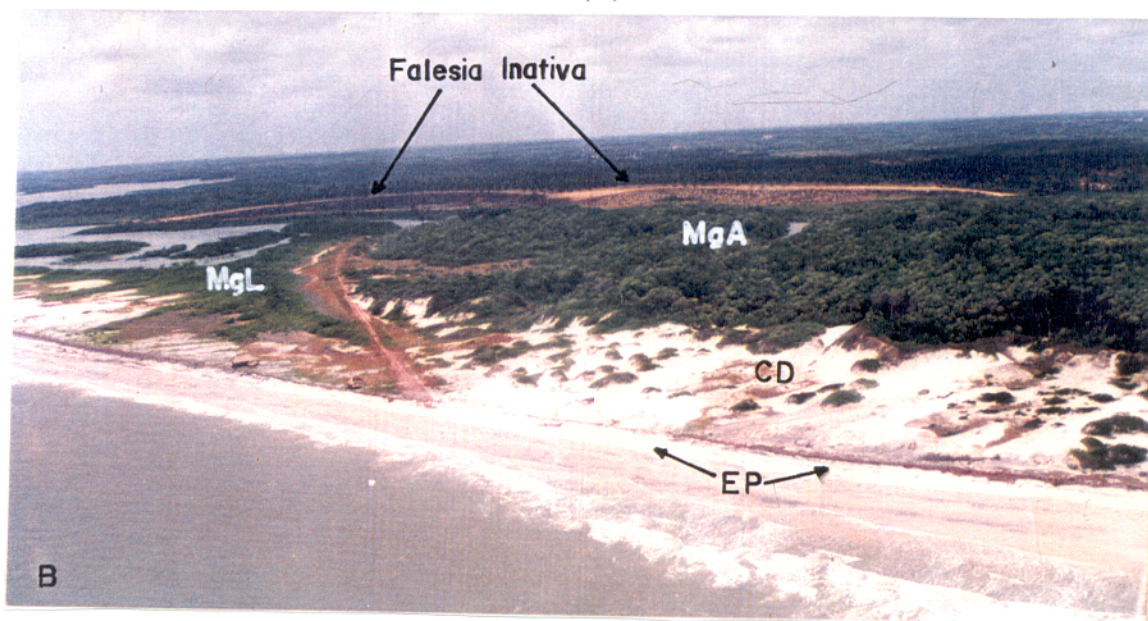
#### 4.1.2. Planícies estuarinas

As planícies estuarinas compõem extensas unidades morfológicas da planície costeira. Essa unidade está inserida dentro dos limites de influência da maré rio acima e o domínio de processos marinhos na foz. É representada pelos canais estuarinos, os quais estão bordejados

por manguezais (Planície de Maré) e pelas falésias ativas e inativas do Planalto Costeiro (Figura 4.3) (Anexo), descritas a seguir:



(A)



(B)

Figura 4.1 - Contato morfológico brusco entre o Planalto Costeiro e a Planície Costeira. A) Notar pequena enseada desenvolvida gerando a praia do Cocal e a praia-flecha barreira (PFB) do Atalaia. Notar falésia ativa esculpida no Planalto Costeiro. B) Notar a escarpa de praia (EP), chenier (Ch), campo de dunas (CD), manguezal adulto (MgA) e manguezal jovem (MgL) desenvolvidos na Planície Costeira e ao fundo falésia inativa.



Figura 4.2 - Contato morfológico (falésia inativa (FI)/manguezal adulto (MgA)) e vegetal abrupto entre a vegetação secundária sobre o Planalto Costeiro e a vegetação de manguezal sobre a Planície Costeira.



Figura 4.3 - Aspecto dos sambaquis (depósitos conchíferos irregulares) encontrados nas margens do Planalto Costeiro da área estudada.

#### 4.1.2.1. Canais estuarinos

Os canais estuarinos são representados por ordem de magnitude pelos rios Urindeua, Arapiranga e São Paulo. Nesses rios foram reconhecidos 4 (quatro) padrões morfológicos diferentes que ocorrem sucessivamente ao longo do canal estuarino, análogos às descritas por WOODROFFE et al. (1986; 1989) no rio Alligator na Austrália e os reconhecidos por SOUZA FILHO (1995) na Planície Costeira Bragantina (rio Caeté):

##### 4.1.2.1.1. Funil estuarino

Caracterizado por ampla foz (com 3,5Km, 2Km e 1,5Km respectivamente); a medida que penetra no estuário vai adquirindo a forma de funil, característica desse setor do canal estuarino. São margeados por manguezais e pelo Planalto Costeiro. Nas desembocaduras verifica-se progradação da Planície de Maré (manguezais) com geração de cheniers, bem como ilhas de manguezais, barras arenosas e deltas de maré vazante (Figura 4.4).

##### 4.1.2.1.2. Segmento meandrante sinuoso

Como ocorre na maioria da costa NE do Pará os canais estuarinos e de maré que apresentam-se meandantes. Dois segmentos meandantes foram identificados. Os meandros com curvas regulares, semelhantes aos meandros fluviais, encontram-se margeados do lado convexo por manguezais progradantes, a partir de barras em pontal frequentes e, no lado côncavo, por terraços de manguezais (planície de maré).

##### 4.1.2.1.3. Segmento meandrante em cúspide

Este é o segundo tipo de canal que ocorre no segmento meandrante do canal estuarino. São caracterizados pela presença de barras em pontal e de meio de canal, margeados por manguezais da planície de maré.

#### 4.1.2.1.4. Canal de curso superior

Segmento com sinuosidade baixa, raso e estreito margeado por manguezais, e, constitui-se no limite superior do canal estuarino, onde o aporte de sedimento (“input”) fluvial é maior. Neste segmento podem ocorrer barras de meio de canal.

A relação morfodinâmica entre esses segmentos do canal estuarino, serão discutidos posteriormente.

#### 4.1.3. Planície de maré

É a unidade de maior extensão dentro da Planície Costeira, perfazendo um total de 77,1 Km<sup>2</sup>. Desenvolve-se nas áreas mais internas e protegidas da ação mais enérgica das ondas. Essa unidade morfológica é representada na área por 5 (cinco) subunidades com características distintas (Anexo).

##### 4.1.3.1. Cobertura arenosa retrabalhada de supramaré

Esta subunidade apresenta uma área de 4,4 Km<sup>2</sup>, tendo como limite inferior o manguezal e os superiores estão associados ou as porções de baixa declividade do Planalto Costeiro (Figura 4.5A), ou, as Paleodunas (Figura 4.5B) (Anexo). No primeiro caso, é representada por uma superfície arenosa plana a levemente inclinada que bordeja estas porções do Planalto Costeiro. O contato é abrupto, e dá-se através de falésias inativas de até 2m de altura, ou através da vegetação (de floresta secundária para uma vegetação de manguezal esparsa, pouco desenvolvida nesta zona, ou ainda, para uma vegetação de manguezal densa, bem desenvolvida da zona de intermaré (Figura 4.5A). No segundo caso é caracterizada por uma superfície arenosa plana, irregular, alongada e largura máxima de 500m (Figura 4.5B), sendo seus contatos dos tipos

gradacional, com as paleodunas, e vegetacional abrupto (vegetação arbórea das paleodunas com vegetação de brejo Herbáceo).

Essas superfícies são totalmente inundadas somente durante as marés de sizígia, e são desenvolvidas a partir do retrabalhamento de sedimentos arenosos do Planalto Costeiro e paleodunas, pelas marés, águas pluviais e ventos (Anexo).

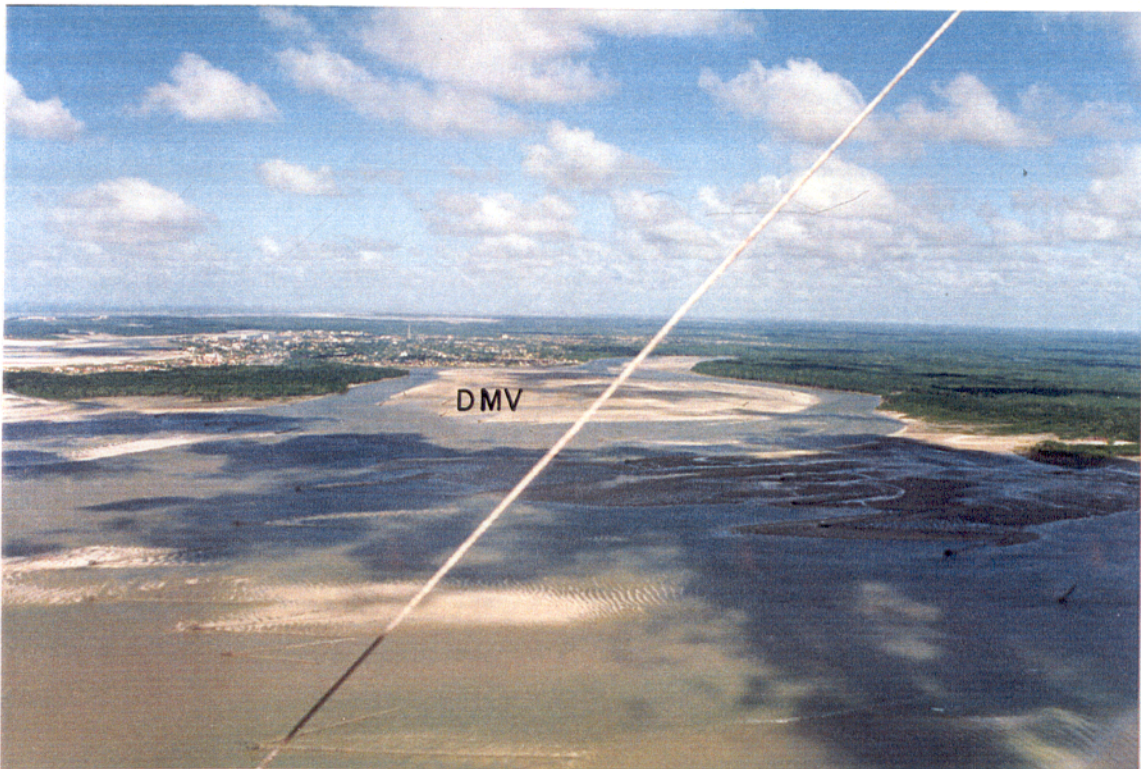
#### 4.1.3.2. Manguezal

Esta é a subunidade mais extensa e de maior destaque, com aproximadamente 72,2 Km<sup>2</sup> da área estudada. Esta subunidade está associada diretamente com o ciclo das marés, sendo caracterizada por uma superfície plana, totalmente submersa durante a maré alta (preamar) e totalmente emersa na maré baixa. Desenvolve-se circundando os canais estuarinos, canais de maré e as baías, sendo limitado em direção ao continente pelo Planalto Costeiro em contatos abruptos (tanto morfológico quanto vegetacional) (Figura 4.1) ou pela zona de supramaré, através de contatos gradacionais (Figura 4.5B); em direção ao mar, é limitada pelo campo de dunas costeiras atuais e praias-flechas barreiras, as quais criam áreas protegidas para seu desenvolvimento, e sobre os quais prograda.

Esta subunidade é constituída basicamente por sedimentos lamosos, vegetados pelos gêneros *ryzophora mangle*, *avicennia germinas* e *laguncularia racemosa*. Nas suas porções mais externas, onde está submetida a processos erosivos, gerados por ondas e correntes de marés, desenvolvem-se feições retrogradacionais tais como, terraços e plataformas de abrasão, e, nos setores mais protegidos, feições progradacionais caracterizadas por vegetação de *Spartina* e de manguezal jovem (Figura 4.6A e B).



(A)

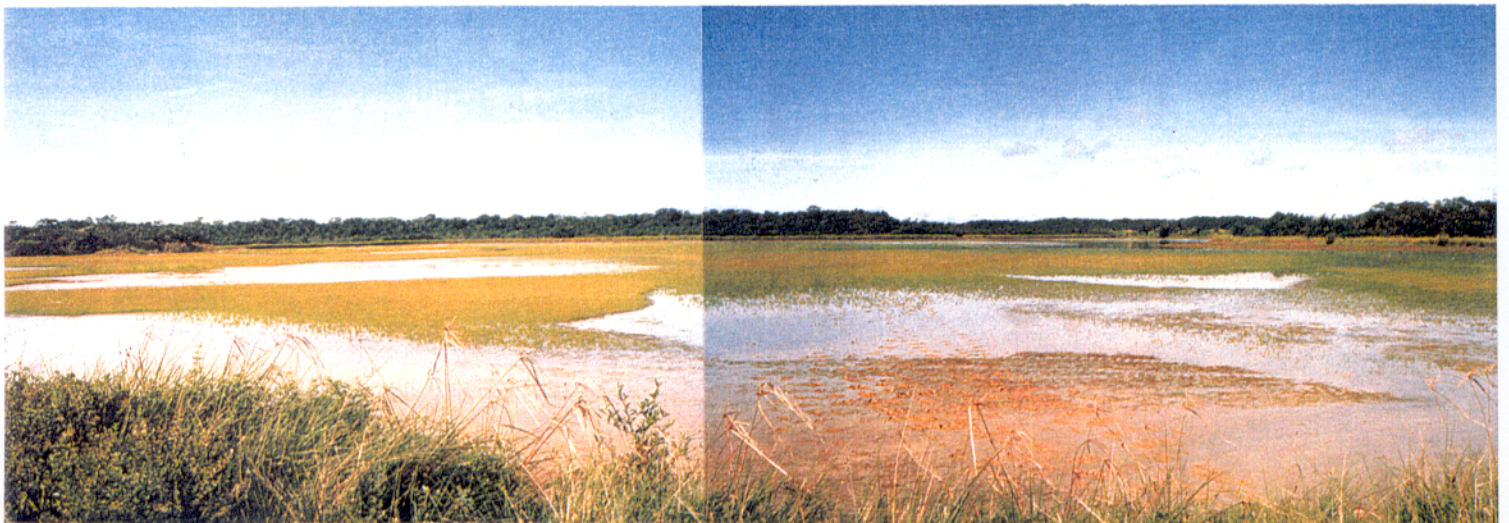


(B)

Figura 4.4 - A) Barras de meio de canal (BMC), em pontal (BP) e ilhas de manguezal (IMg) desenvolvidas na porção interna do funil estuarino e, ao fundo, o segmento meandrante sinuoso. B) Delta de maré vazante (DMV) na porção externa do funil estuarino e progradação da planície de maré observada no extremo direito da figura.



(A)



(B)

Figura 4.5 - A) Observar a zona de supramaré (ZSM) e seu contato vegetacional e morfológico abrupto com o Planalto Costeiro (PC) e vegetacional gradacional com o manguezal (Mg) (zona de intermaré). B) Extensa superfície arenosa plana desenvolvida a partir do retrabalhamento de areias das paleodunas.

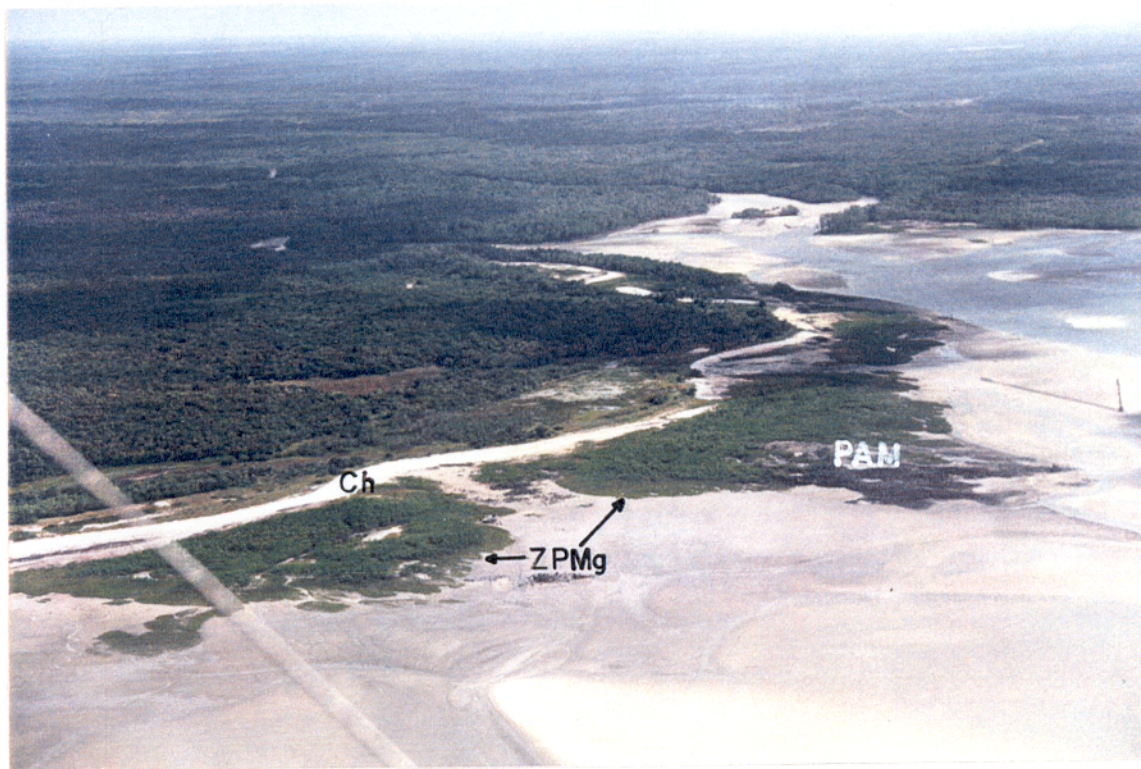
#### 4.1.3.3. Cheniers

Constituem uma área de 0,4 Km<sup>2</sup>. São corpos arenosos sobrepostos aos depósitos lamosos do manguezal, isolados dos processos costeiros por uma progradação lamosa subsequente. Os cheniers desenvolvidos na planície costeira representam uma interrupção temporária da progradação lamosa e são morfologicamente caracterizados por cordões de praias e flechas barreiras com leques de lavagem associados, com até 2m de altura, formas alongadas recurvadas de até 1,5Km e larguras máximas de 100m, com direções preferenciais E-W, NE e NW (Anexo) (Figura 4.6A e B).

#### 4.1.3.4. Baías

São as feições morfológicas que mais se destacam na área. São representadas por reentrâncias no litoral delimitadas entre duas pontas caracterizadas pela Baía do Urindeua e Baía do Arapepó. A Baía do Urindeua, delimita-se a oeste pela Praia-Flecha Barreira da Marieta (desenvolvida no extremo leste da Ilha do Marco/Marieta) e a leste pela Praia-Flecha Barreira do Maçarico (também denominada de Ponta das Curvinas). A Baía do Arapepó delimita-se a oeste pela Praia-Flecha Barreira do Atalaia (extremo leste da Ilha de Atalaia) e a leste pela Praia-Flecha Barreira do extremo oeste da Ilha de Itarana (denominada de Ponta das Baixinhas). Segundo a classificação de SUGUIO (1992) estas baías são do tipo aberta.

A Baía do Urindeua possui largura máxima de aproximadamente 3Km na sua desembocadura, sendo internamente limitada pela foz dos canais estuarinos dos rios Urindeua, São Paulo e Arapiranga, enquanto que a Baía do Arapepó possui largura máxima de 2Km e é limitada na sua porção interna pela foz do canal estuarino do Rio Arapepó e pelo canal de maré do "Rio" Sampaio (Anexo).



(A)



(B)

Figura 4.6 - Observar em A e B, zonas de progradação de manguezal (ZPMg) da planície de maré e retrogracionais caracterizadas por plataformas de abrasão marinha (PAM) e o desenvolvimento de cheniers (Ch).

Essas baías são margeadas pela planície de maré (Manguezal), a qual é recortada por diversos canais de maré, dando a essas margens um aspecto denteado. Em suas margens também são observadas terraços de manguezais e falésias ativas no Planalto Costeiro, ambas função da ação conjugada de ondas refratadas na entrada das baías e correntes de maré.

As baías estão dentro da zona de intermaré e durante o período de baixamar são observadas extensas planícies de areia com grandes feições representadas por deltas de maré vazante (“ebb-tidal delta”) (Figuras 4.7A e B). Podem estar associadas ou não a estes, barras longitudinais e de meio de canal, desenvolvidas ao longo dos canais de maré de enchente e de vazante, com ondas de areia, mega-ondulações e ondulações desenvolvidas em suas superfícies.

#### 4.1.3.5. Canais e córregos de maré

Estão desenvolvidos ao longo de toda a planície de maré e são representados por canais retos e meandantes, com largura máxima de 500m (canais de maré Destacado e Sampaio como principais) e limitados, predominantemente, pelo manguezal e Planalto Costeiro, em alguns trechos. São canais distributários que penetram na zona de manguezais a partir do canal estuarino, e são os responsáveis pela distribuição da água que drena e fornece sedimentos a esta zona, em resposta ao ciclo de maré (Anexo). Ao longo desses canais e córregos desenvolvem-se barras em pontal (Figura 4.8A), de meio de canal (Figura 4.7B), ilhas de manguezal, além de terraços de manguezal nas suas margens côncavas (Figura 4.7A); seus fundos são arenosos, e onde são mais amplos e a energia das correntes de maré mais fortes, desenvolvem-se ondas de areia (“sand waves”), mega-ondulações (“megaripples”) e ondulações (Figura 4.7A e B).

#### 4.1.4. Planície litorânea ou litoral

É a zona mais complexa da Planície Costeira, pois agrupa o maior número de subunidades morfológicas, em função, principalmente, dos processos oceanográficos e atmosféricos que atuam neste setor. Perfaz aproximadamente 10,9 Km<sup>2</sup> da área estudada e é caracterizada por 5 (cinco) subunidades principais (Anexo):

##### 4.1.4.1. Paleodunas

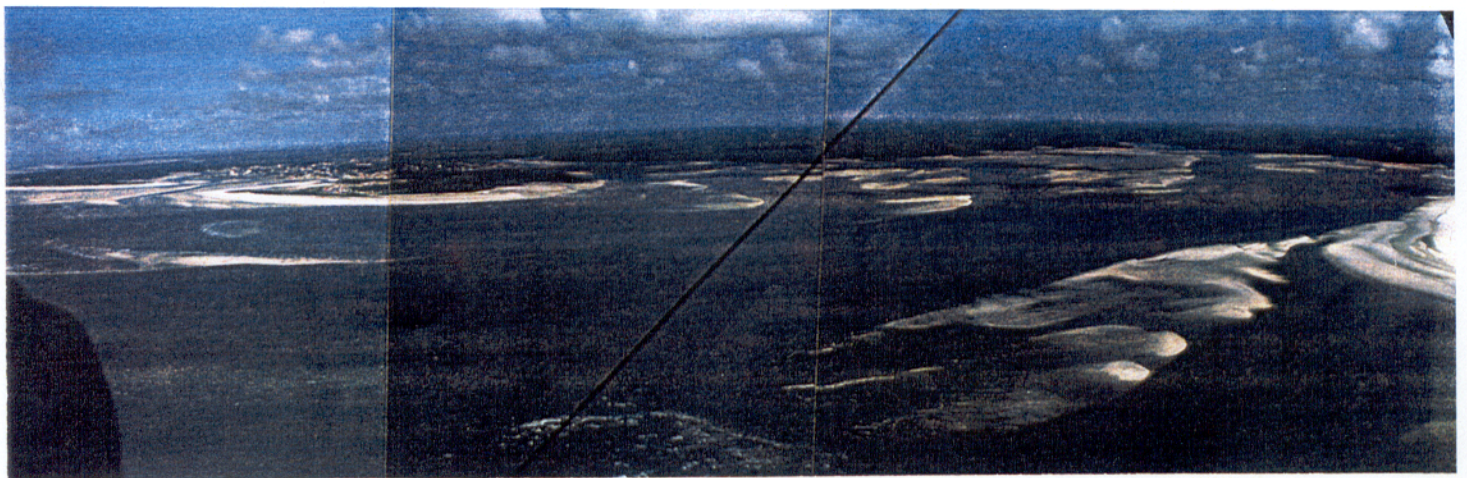
Esta é a subunidade que ocorre mais internamente nessa unidade e encontra-se sobreposta e limitada pelo Planalto Costeiro, manguezais e cobertura arenosa retrabalhada de supramaré, correspondendo a 0,9 Km<sup>2</sup>. É representada por dunas que estão submetidas a um intenso processo de deflação, apresentando-se totalmente descaracterizadas, ou seja, não é possível identificar nenhuma feição ou forma padrão característica, sendo ainda sustentadas por uma vegetação arbustiva e arbórea típica (Figura 4.9A).

##### 4.1.4.2. Sistema de lagos

Correspondem aos corpos hídricos associados aos campo de dunas atuais e antigos (Paleodunas). Representam 0,6 Km<sup>2</sup> da área estudada, estando limitados internamente (em direção ao continente) pelas paleodunas e, em direção ao mar, pelo campo de dunas costeiras atuais e, na sua porção leste, por manguezais (Figura 4.9B) (Anexo). São abastecidos principalmente por águas pluviais, pelo lençol freático e, até mesmo, por águas salobras através dos canais de maré que alimentam o manguezal. Esse Sistema de Lagos seca parcialmente durante o período mais seco do ano que vai de junho a dezembro.



(A)



(B)

Figura 4.7 - A) Delta de maré vazante (DMV) e barras (Br) com ondas de areia e mega-ondulações associadas desenvolvidas na Baía do Arapepó. B) Deltas de maré vazante e barras associadas; observar no extremo direito da figura a porção leste da Praia-Flecha Barreira da Marieta.



(A)



(B)

Figura 4.8 - A) Canais (CM) e córregos de maré (Cm) associados, com desenvolvimento de barras em pontal (BP) com progradação lateral de manguezal e terraços de manguezal (TMg) nas porções convexas do canal. B) Barras de meio de canal (BMC) e feições associadas (ondas de areia, mega-ondulações, etc.).



(A)



(B)

Figura 4.9 - A) paleodunas (Pdu) em processo de deflação, em contato com a zona de supramaré (ZSM) e esta com o manguezal (Mg) ao fundo. B) Sistema de lagos (SL) ao centro e a migração do campo de dunas costeiras atuais (CDCA) sobre este, e no flanco direito o contato com o manguezal, paleodunas e Planalto Costeiro (PC).

#### 4.1.4.3. Campos de dunas costeiras atuais

A ocorrência de dunas nas regiões costeiras está diretamente relacionada ao suprimento de areia, regime de ventos favorável e um local onde possam ser acumuladas. Na área estudada, situam-se logo após o pós-praia ou a partir do nível de maré alta média. Quando da ausência desse, migram sobre os Manguezais, Sistema de lagos e Planalto Costeiro. São representadas pelos campos de dunas costeiras atuais da Ilha de Atalaia, Praia-Flecha Barreira do Maçarico e Ilha do Marco/Marieta (Anexo), apresentando-se em faixas com largura em torno de 1Km.

Esta subunidade é representada por:

- Dunas fixas, paralelamente alinhadas segundo a direção NE-SW, apresentando-se, em sua maioria formas longitudinais e piramidais, com altura não ultrapassando 10m. Estão geralmente associadas às zonas internas das grandes dunas móveis, fixadas por vegetação arbustiva e arbórea (Figura 4.10 A e B);
- Dunas móveis, apresentam-se sob a forma de cordões alongados, submetidos a um intenso retrabalhamento eólico e supridas pelas areias das Praias-Flechas Barreiras. São dunas com formas predominantemente parabólicas, com altitude média de 30m, formas longitudinais com altitudes em torno de 10m em média, todas orientadas segundo a direção NE-SW, demonstrando claramente o sentido de movimento dos ventos alíseos. Estes campos de dunas estão migrando em direção ao continente sobre os manguezais, sistema de lagos e planalto costeiro, caracterizando-as como dunas transgressivas, enquanto que, em direção ao oceano, estão sofrendo a ação direta de ondas e correntes de maré durante as preamares de sizígia, num processo intenso e efetivo de erosão nas porções leste da ilha de Atalaia e do Marco/Marieta e no Maçarico (Figura 4.10 A e B).



(A)



(B)

Figura 4.10 - Campo de dunas costeiras atuais (CDCA). Em A observa-se as suas formas parabólicas e longitudinais e em B nota-se a migração das dunas por sobre o manguezal (Mg) e sistema de lagos (SL) bem como, na porção frontal da figura, o desenvolvimento de escarpa de praia (EP) e o estirâncio (Et) da praia-flecha barreira do Atalaia.

#### 4.1.4.4. Praias-flechas barreiras

Estas subunidades morfológicas estão localizadas na zona de maior energia do litoral e se estendem desde o nível de baixamar médio, até a linha máxima de alcance das marés de sizígia e/ou de tempestade, representada pela base do Campo de Dunas e falésias ativas do Planalto Costeiro. São constituídas por cordões arenosos alongados de direção preferencial E-W com extremidades recurvadas chegando a N-S, e, são representadas na área pelas praias-flechas barreiras do Atalaia, Farol Velho (Figura 4.10), Marieta e Maçarico (Anexo), desenvolvidas a partir de extremidades do planalto costeiro que atingem a planície litorânea, geralmente como falésias ativas, sendo limitadas nas suas extremidades por canais de maré enchente das baías do Urindeua e Arapepó. Essas feições geraram zonas protegidas onde se desenvolvem planícies de maré (Manguezal), as quais estão sendo também soterradas pela migração dessas subunidades em direção ao continente, caracterizando, deste modo, uma costa retrogradacional. A zona compreendida por estas subunidades é subdividida em:

##### 4.1.4.4.1. Pós-praia

Representa a porção superior das praias-flechas barreiras, ou seja, a zona acima do nível médio de alcance das marés e ondas. Este limite é representado em direção ao mar por uma escarpa de praia e, em direção ao continente, pela base do Campo de Dunas Costeiras Atuais e manguezais, estando ausentes onde se desenvolvem as falésias ativas do Planalto Costeiro. São superfícies levemente inclinadas em direção ao continente, sobre as quais desenvolvem-se pequenas dunas longitudinais e piramidais, com vegetação rasteira pouco desenvolvida; possui largura média em torno de 200m, mostrando maior desenvolvimento nas extremidades das praias-flechas barreiras e são denominadas de berma. Essa zona é intensamente erodida durante as marés

de sizígia e as do período chuvoso (“inverno”), gerando as escarpas de praia e amplas zonas de leques de lavagem (Figura 4.11 e 4.12).

Ainda nos limites dessa zona, na Praia -Flecha Barreira do Farol Velho, nota-se que o desenvolvimento vertical desta zona gerou cristas de praia com cerca de 1,5m de altura, que foram fixadas pela vegetação e possibilitaram o desenvolvimento de uma pequena laguna de aproximadamente 1,3Km de extensão e largura média de 25m, alimentada por um pequeno córrego de maré (Figura 4.11) (Anexo).

#### 4.1.4.4.2. Estirâncio

É a porção de maior energia desta subunidade e está situada entre o limite superior de preamar (escarpa de praia ou berma) e a linha de baixamar, ou seja, representa a zona de intermaré da Planície Litorânea ou Litoral. Apresenta-se sob a forma de extensas superfícies com aproximadamente 1000m de largura média, função de sua leve inclinação em direção ao mar e do regime de macromaré onde estas estão inseridas.

Os processos marinhos atuantes (marés, ondas e correntes) nesta zona geram diversas feições que a caracterizam, as quais podem ser observadas durante o período de baixamar, quando ficam emersas, sendo as principais: os sistemas de cristas e calhas (“ridge” e “runnels”) (Figura 4.12), ondas de areia (“sand waves”), mega-ondulações (“megaripples”) (Figura 4.12), ondulações, terraços de manguezais, além de plataformas de abrasão marinha, desenvolvidas nos calcários biomicríticos e margas da Formação Pirabas e arenitos ferruginosos (lateritos) do Grupo Barreiras, encontradas principalmente na Ponta do Farol velho (Figura 4.13), no setor oeste da Praia do Atalaia e em frente ao extremo leste da Praia do Maçarico (Figura 4.13).



(A)



(B)

Figura 4.11 - A) Extremidade leste da Praia-Flecha Barreira do Atalaia. Observar, em primeiro plano, a flecha recurvada (FR), a zona de pós-praia com os leques de lavagem (LL), o chenier (Ch) desenvolvido a partir do crescimento lateral da flecha e a zona protegida gerada atrás desta com o desenvolvimento de manguezal (Mg); a esquerda notar, o delta de maré vazante (DMV) e barras associadas desenvolvido na Baía do Arapepó. B) Praia-Flecha Barreira do Farol Velho, onde se destacam o manguezal desenvolvido atrás deste sistema, os leques de lavagem, a pequena laguna (Lg) e cristas de praia (CP) associadas a este, bem como o estirâncio (Et) e sistema de cristas e calhas (SCC). Ao fundo, verifica-se a ponta do Farol Velho (extremidade do Planalto Costeiro (PC)).

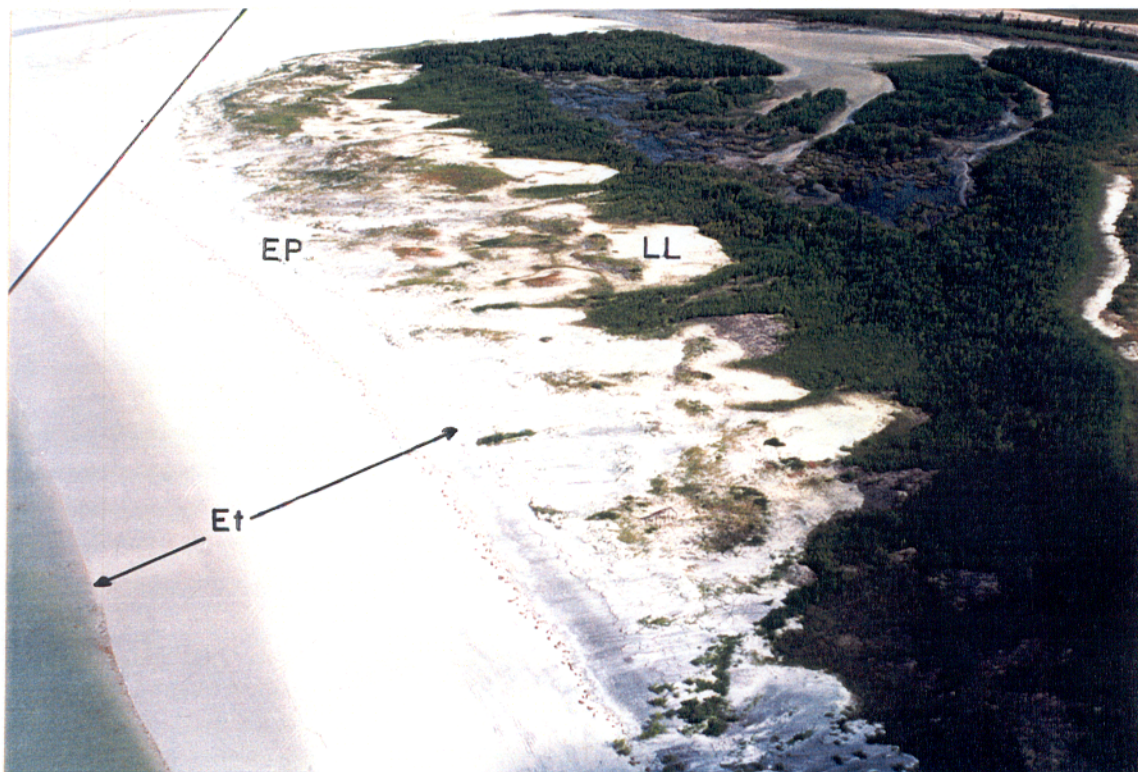


Figura 4.12 - Detalhe dos leques de lavagem (LL) desenvolvidos na extremidade leste da Praia-Flecha Barreira do Atalaia, os quais, soterram o manguezal (Mg). Notar a escarpa de praia (EP) e estirâncio (Et).



(A)



(B)

Figura 4.13 - A) Destaque para a zona de estirâncio (Et) da Praia-Flecha Barreira do Farol Velho, com o sistema de cristas ("ridges") e calhas ("runnels") (SCC) característico desta zona. Observar a pequena laguna (Lg) e a crista de praia (CP) desenvolvidas a partir do sistema de cristas e calhas. B) Uma porção da zona de estirâncio da Praia-Flecha Barreira do Atalaia, com ondas de areia e mega-ondulações desenvolvidas em sua superfície e o sistema de cristas e calhas.



(A)



(B)

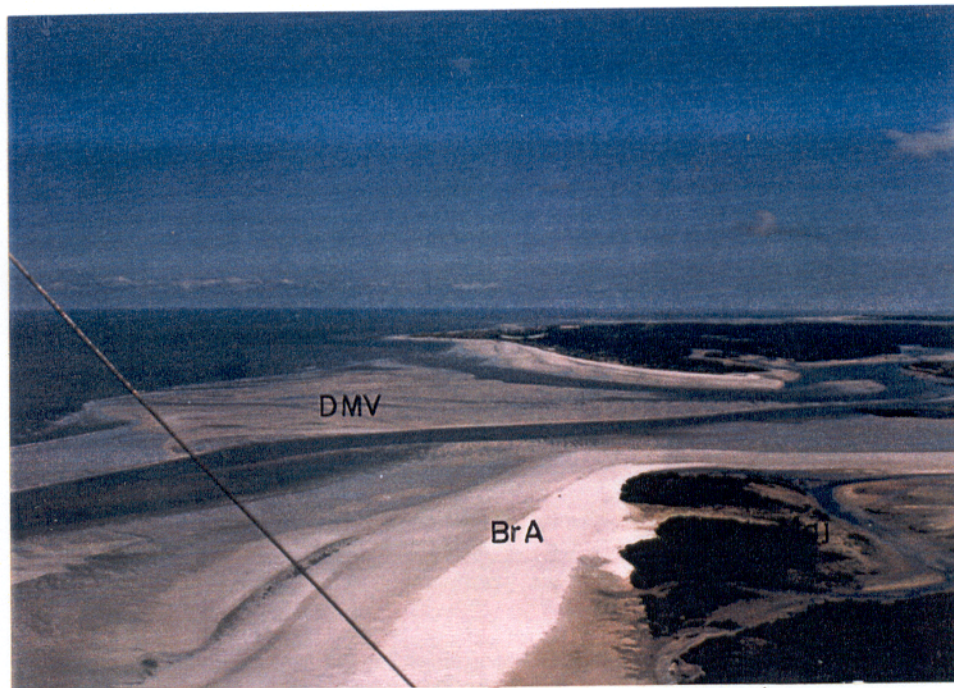
Figura 4.14 - A) Plataformas de abrasão marinha (PAM) e falésias ativas (FA) desenvolvidas nos arenitos ferruginosos do Planalto Costeiro (Grupo Barreiras) observado em frente a ponta do Farol Velho. B) Plataformas de abrasão marinha nos calcários e margas da Formação Pirabas que afloram em frente a cidade de Salinópolis.

#### 4.1.4.5. Deltas de maré vazante e barreiras arenosas

Duas outras feições se destacam na área e são correlacionáveis às descritas acima: o delta de maré vazante e a grande barreira arenosa recurvada, em forma de bumerangue.

O delta de maré vazante desenvolve-se na desembocadura do canal de maré representado pelo “rio” Destacado. Essa feição fica totalmente exposta durante a baixamar e submerso na preamar, sendo possível definir claramente os canais de maré laterais de enchente e de vazante, ondas de areia e outras feições características que se desenvolvem associadas a este tipo de feição deposicional (Figura 4.15A).

A barreira arenosa, com aproximadamente 2,3Km de extensão, desenvolve-se em frente a Praia-Flecha Barreira do Maçarico, a qual esta gerando uma zona protegida da ação das ondas, propiciando a deposição de sedimentos finos (lama) e o desenvolvimento de manguezal (Figura 4.15B). Essa barreira arenosa está separada da Praia e Flecha Barreira do Maçarico por um canal de maré. Durante a preamar, essa barreira fica parcialmente submersa, mas durante as marés de sizigia, ocorre a transposição da mesma pelas ondas em alguns locais, desenvolvendo leques de lavagem e/ou de arrombamento.



(A)



(B)

Figura 4.15 - A) Delta de maré vazante (DMV) desenvolvido na desembocadura do canal de maré Destacado, limitado pela Praia-Flecha Barreira do Farol Velho (ao fundo) e pela barreira arenosa (BrA) desenvolvida em frente ao Maçarico (primeiro plano). B) Grande barreira arenosa (lado direito da figura), com sua zona protegida atrás (manguezal jovem (Mgj)) e a Praia-Flecha Barreira do Maçarico. Observa-se ainda, falésias ativas (FA) do Planalto Costeiro (ao centro) e zonas de progradação de manguezal sobre uma plataforma de abrasão marinha (em primeiro plano).

## 5. ESTRATIGRAFIA

### 5.1. INTRODUÇÃO

A interpretação do padrão de sedimentação holocênica desenvolvida na Planície Costeira de Salinópolis está baseada na análise sedimentológica e estratigráfica dos 23 (vinte e três) testemunhos à vibração (perfis estratigráficos) realizados. A localização dos testemunhos é mostrada na Figura 5.1.

No estudo da estratigrafia da área foram usados: a) o Conceito Estratigráfico, adotado quando depósitos sedimentares subsuperficiais podem ser correlacionados com ambientes sedimentares atuais; sua história deposicional e mudanças associadas são reveladas a partir da análise faciológica, dada através de análises sedimentológicas (composicional, textural, cor, etc.). b) O Conceito de Unidades Morfoestratigráficas, ou seja, unidades ou depósitos que podem ser definidos em termos de geometria de superfície e de subsuperfície e suas características sedimentológicas. Esse conceito foi introduzido por FREY & WILLIMAN (1960) no mapeamento de depósitos glaciais pleistocênicos do Lago Michigan (E.U.A.).

O estudo das unidades morfoestratigráficas possui algumas vantagens sobre as unidades estratigráficas, já que elas separam unidades ou episódios deposicionais que podem ser distinguidos em termos de forma superficial e subsuperficial (WOODROFFE et al., 1986). Os princípios morfoestratigráficos têm sido utilizados por vários autores que trabalharam em zonas costeiras e estuarinas como por exemplo: RHODES (1982), WOODROFFE et al. (1986), WOODROFFE et al. (1989), SOUZA FILHO (1995) e outros.

Na Planície Costeira de Salinópolis foram definidas 13 (treze) unidades morfoestratigráficas e 6 (seis) fácies estratigráficas. As unidades morfoestratigráficas foram definidas com base na morfologia e características sedimentares de subsuperfície, associadas aos processos de formação atuantes, e os fácies estratigráficos sobrepostos a estas, com base nas suas características sedimentológicas.

As principais propriedades das unidades morfoestratigráficas e dos fácies estratigráficos, estão resumidas nas Tabelas 5.1 e 5.2, respectivamente.

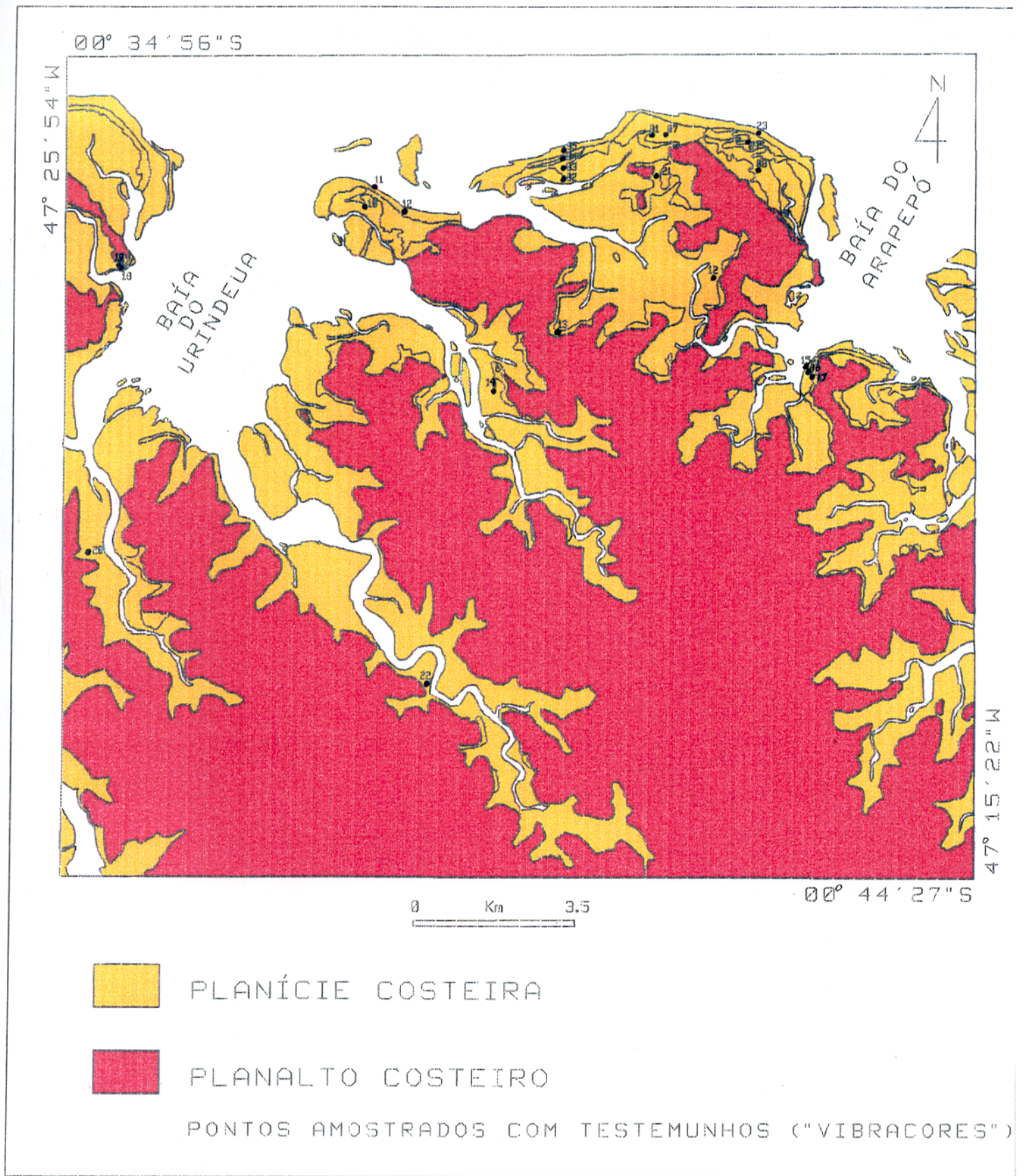


Figura 5.1 - Mapa de localização dos testemunhos

Tabela 5.1 - Principais características das unidades morfoestratigráficas

UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS	CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS	MORFOLOGIA	TEMPO DE INUNDAÇÃO	VEGETAÇÃO
ARENOSA, RETRABALHADA DE SUPRAMARÉ	Areias finas a muito finas com pequena quantidade de lama, e coloração cinza claro a cinza muito claro, bio e fitoturbados.	Coberturas arenosas planas a levemente inclinadas.	Inundadas durante as marés de sizígia.	Herbácea
MANGUEZAL (ZONA DE INTERMARÉ SUPERIOR).	Lama de coloração cinza oliva claro a cinza escuro médio, rica em matéria orgânica, intensamente bio e fitoturbada, sem estrutura primária.	Planície lamosa plana, cortada por canais e córregos de maré.	Inundada regularmente pela maré semidiurna.	Mangue sp.
CHENIER	Areias siliclásticas finas, de coloração cinza muito claro a preto amarronzado, muito bem selecionada, rica em minerais pesados, com estruturas mosqueada, inclinada, plano paralela e ondulada, do topo para base.	Cordões arenosos alongados e recurvados.	_____	_____
BARRAS DE CANAL	Areias finas de cor cinza muito claro, intercaladas com lama de cor cinza médio e fragmentos vegetais.	Barras longitudinais de meio de canal e em pontal.	Constantemente inundadas	<i>Spartina</i> e Mangue sp.
PLANÍCIE ARENOSA	Areias siliclásticas finas, bem selecionadas, de coloração cinza muito claro, com fragmentos vegetais e de conchas e pelotas de lama intercaladas.	Barras arenosas diversas e deitas de maré vazante.	Inundada regularmente pela maré semidiurna.	_____
PALEODUNA	Areias siliclásticas finas a muito finas, de coloração cinza muito claro a cinza amarelado, sem estrutura primária preservada.	Cordões arenosos irregulares, com altura de até 10m.	_____	Arbustiva e arbórea
SISTEMA DE LAGOS	Areias siliclásticas finas, de coloração cinza amarronzado a cinza claro médio, rica em matéria orgânica.	Corpos aquosos alongados.	Permanentemente inundadas	Aninga, elperáceas, água-pé, etc...
CAMPO DE DUNAS COSTEIRAS ATUAIS (C. D. C. A.)	Areias siliclásticas finas a muito finas, muito bem selecionadas, de coloração cinza muito claro a cinza amarelado, com lentas de minerais pesados definindo estratificação cruzada do tipo tabular de médio a grande porte	Dunas parabólicas, longitudinais e piramidais (móveis e fixas), e dunas frontais (embrionárias).	_____	Com ou sem arbustiva a arbórea.
INTERDUNA	Areias siliclásticas finas, muito bem selecionadas, de cor cinza amarelada, com estratificação plano paralela e maciça.	Superfície ondulada marcada pela migração do C.D.C.A. e dunas piramidais e longitudinais	Parcialmente inundada durante o período chuvoso.	Arbustiva
LEQUES DE LAVAGEM	Areias siliclásticas finas, bem selecionadas, de coloração cinza claro a cinza médio, com estruturas inclinadas e onduladas.	Superfície arenosa levemente inclinada em direção ao continente.	Inundadas durante as marés de sizígia.	Herbácea
LAGUNA	Lama e areia fina lamosa, de coloração cinza médio a cinza escuro, ricas em algas (?) e matéria orgânica, com intensa bioturbação.	Corpo aquoso alongado, limitado por cristas de praia.	Permanentemente inundadas	_____
CRISTA DE PRAIA	Areias siliclásticas finas, muito bem selecionadas, de coloração cinza muito claro a cinza amarelado, com estratificação cruzada e paralela na base.	Cordão arenoso alongado, com até 2m de altura.	_____	Herbácea e arbustiva
PRAIA-FLECHA BARREIRA	Areias siliclásticas finas, de coloração cinza muito claro a cinza médio, ricas em minerais pesados, bem selecionadas, com estratificação plano paralela (praia) e cruzada tabular (flecha) e marcas onduladas.	Cordões arenosos extensos e recurvados, inclinados em direção ao mar.	Inundados regularmente pela maré semidiurna.	_____

Tabela 5.2 - Principais características dos fácies estratigráficas

FÁCIES ESTRATIGRÁFICOS	CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS	PALEOAMBIENTE	PROFUNDIDADE (M)
AREIA E LAMA MARINHO/ESTUARINO	Areias siliciclásticas finas, intercaladas com lama e vice-versa, com estratificação flaser, lenticular e "wavy" (de maré), e fragmentos de concha na base.	Planície de maré mista (zona de intermaré média).	1 - 3
LAMA DE MANGUEZAL	Na sua porção superior geralmente é constituída por uma lama com pequena quantidade de areia e no inferior, por lama de coloração cinza claro médio a cinza escuro médio e cinza oliva claro, rico em matéria orgânica.	Planície de maré lamosa (zona de intermaré superior).	0.6 - 2.4
AREIA E LAMA DE CANAL	Areias fina a muito grossa, intercaladas com lama e fragmentos vegetais; apresenta estratificação plano paralela na base, gradando para heterolítica inclinada no topo.	Canal estuarino	2 - 4
AREIAS DE BARRAS ESTUARINAS	Areias siliciclásticas finas, de coloração cinza muito claro a cinza claro, maciças.	Barras arenosas do funil estuarino.	1 - 3
AREIA MARINHO	Areias siliciclásticas finas, de coloração cinza muito claro a cinza claro, sem estruturas aparentes.	face praial ("foreshore")	1 - 3
SEDIMENTOS INDIFFERENCIADOS	Areias finas a muito grossas e grânulos, emersas e/ou intercaladas com lama, de coloração cinza azulada clara e porções oxidadas, de coloração marrom amarelado, apresentando estruturas de maré e fundo de canal.	Planície de maré e canais flúvio-estuarinos.	Representam o embasamento da planície costeira.

## 5.2. UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS

### 5.2.1. Unidade cobertura arenosa retrabalhada de supramaré

Esta unidade representa o limite superior da planície de maré, sendo caracterizada por duas porções: a primeira, com espessura de 70 cm, representada por uma cobertura arenosa gerada a partir do retrabalhamento de areias de paleodunas. É constituída por uma areia fina com baixo teor de lama, apresentando porções oxidadas, de coloração cinza muito clara (N8) a cinza claro (N7), e, manchas marrom claro (5 YR 5/6), com intensa bio e fitoturbação (Figura 5.2). Ainda nessa porção, durante o período mais seco ocorre a precipitação de sal, formando crostas milimétricas, bem como o desenvolvimento de gretas de contração. A segunda, com espessura aproximada de 60 cm, está representada por uma cobertura arenosa gerada a partir do retrabalhamento das areias do Planalto Costeiro. É constituída por uma areia fina lamosa, com grânulos de quartzo dispersos, coloração cinza amarronzado claro (5 YR 6/1) a cinza claro (N7), rico em matéria orgânica e alta fitoturbação (Figura 5.3). Esta unidade encontra-se sobreposta aos fácies estratigráficas lama de manguezal e sedimentos indiferenciados.

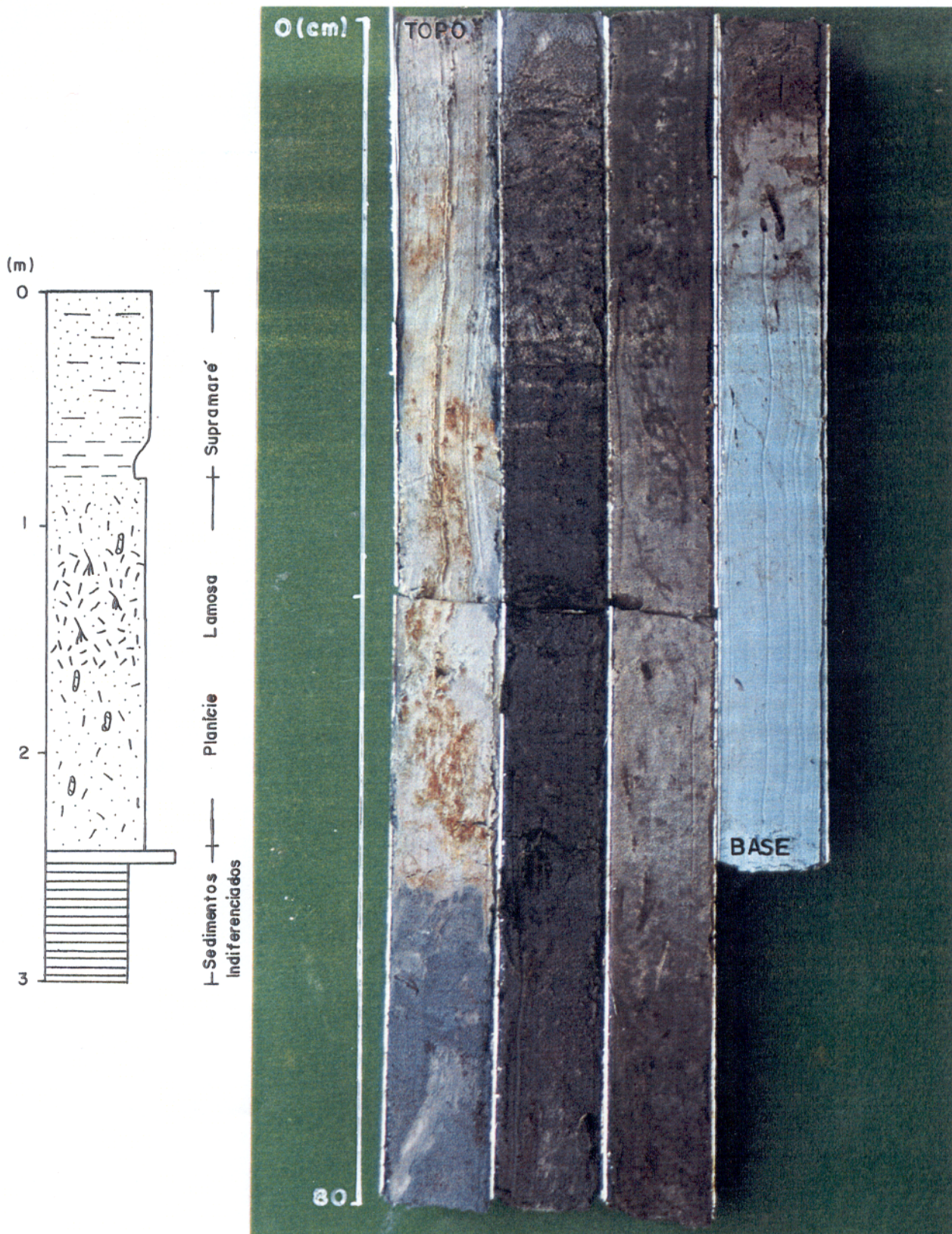


Figura 5.2 - VIBRACORE SVC-21. Na porção superior observa-se a areia fina oxidada com baixo teor de lama, da unidade morfoestratigráfica cobertura arenosa retrabalhada de supramaré, seguida de lama que grada para uma lama arenosa rica em matéria orgânica e fragmentos vegetais, intensamente fito e bioturbada, do fácies lama de manguezal, e este em contato brusco com uma argila de cor cinza azulado claro, característica do fácies estratigráfico sedimentos indiferenciados. Ver localização na Figura 5.1.

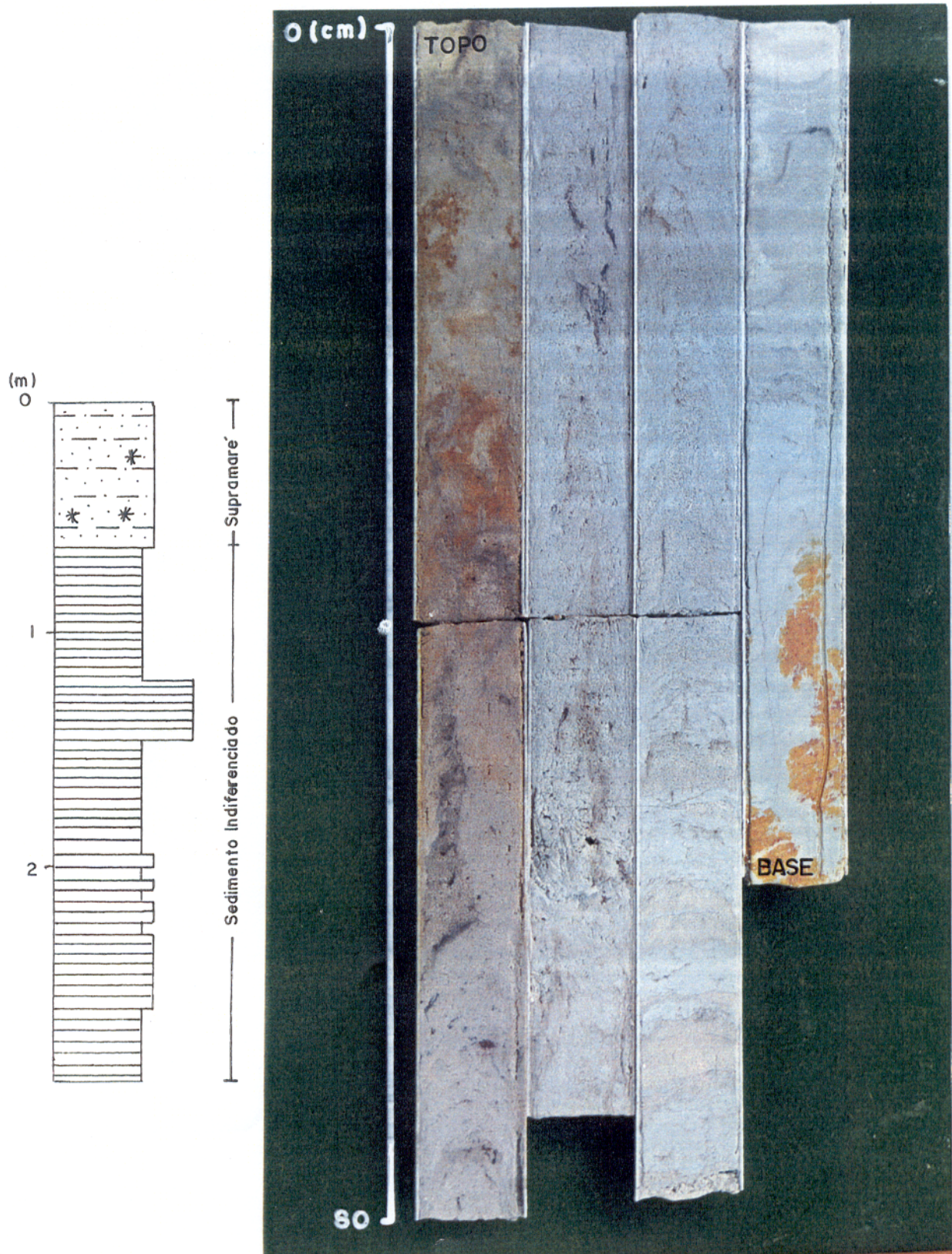


Figura 5.3 - VIBRACORE SVC-12. No topo, areia fina lamosa sem estrutura primária aparente, da unidade morfoestratigráfica cobertura arenosa retrabalhada de supramaré, sobreposta a uma intercalação de lama arenosa com areia grossa, gradando para uma intercalação de lama arenosa com areia fina na porção inferior. Ambas são de coloração cinza azulado claro, característica do fácies estratigráfico sedimentos indiferenciados. Ver localização na Figura 5.1.

### 5.2.2. Unidade manguezal

É a maior unidade dentro da planície de maré e representa a zona de intermaré superior (GINSBURG, 1975; KLEIN, 1977; REINECK & SINGH, 1980; FRASER, 1989). É constituída por uma lama orgânica de coloração cinza oliva claro (5 Y 6/1) a cinza escuro médio (N4), com concentrações de matéria orgânica, de coloração marrom escuro (5 YR 2/2), e fragmentos vegetais (pedaços de raízes e folhas) dispersos ao longo do perfil. É caracterizada por intensa bio e fitoturbação que obliteram qualquer estrutura primária existente (Figura 5.4). Essa unidade possui espessura superior a 3.5 m e encontra-se sobreposta aos fácies estratigráficos areias de barras estuarinas, areia marinho, areia e lama de canal e sedimentos indiferenciados.

### 5.2.3. Unidade chenier

Esta unidade possui espessura média em torno de 2 m, e está inserida na unidade manguezal. É constituída na sua porção superior (0-60 cm), por uma areia fina, com coloração cinza muito claro (N8) a preto acinzentado (N2), muito bem selecionada, rica em minerais pesados, altamente bioturbada, apresentando estrutura mosqueada. O intervalo médio é caracterizado pela intercalação de lentes milimétricas de areia fina, de coloração cinza muito claro, com lentes inclinadas ( $\sim 30^\circ$ ) de minerais pesados de granulometria fina e coloração preta acinzentada, típicas de estratificação "foreset" de leques de lavagem, as quais gradam para o intervalo inferior, marcado inicialmente por estratificação plano paralela que vai gradativamente tornando-se ondulada. Geradas possivelmente na face praial ("shoreface") (zona de espriamento) pela ação de ondas e correntes de maré. Essa unidade está sobreposta ao fácies estratigráfico lama de manguezal e areia e lama marinho estuarino (Figura 5.5).

#### 5.2.4. Unidade barra de canal

Esta unidade é representada por barras de meio de canal (longitudinais) e em pontal, frequentes ao longo dos canais estuarinos e de maré. As barras de meio de canal são corpos alongados segundo a direção do fluxo, constituídas por sedimentos arenosos de granulometria fina, de coloração cinza muito clara (N8), bem selecionados, com camadas ou níveis de lama e matéria orgânica intercalados. As barras em pontal ocorrem associadas às porções convexas dos meandros dos canais estuarinos e de maré, e, são constituídas por estratos de areia fina de coloração cinza claro (N7), espessura aproximada de 2 m, intercalados com estratos de lama (“mud drapes”), associados com fragmentos vegetais de coloração cinza médio (N5) a marrom claro (5 YR 5/6). Essa unidade é correlata ao fácies estratigráfico areia de barra estuarina (Figura 5.4).

#### 5.2.5. Unidade planície arenosa

Esta unidade integra a planície de maré (zona de intermaré inferior), e é a zona próxima a linha de maré baixa, estando sujeita a ação energética de ondas e correntes de maré. É caracterizada por extensas planícies arenosas, com barras e deltas de maré vazante e suas feições associadas (ondas de areia, megaondulações, ondulações), desenvolvidas ao longo das baías (Urindeua e Arapepó). São constituídas por areias siliciclásticas finas, bem selecionadas, de coloração cinza muito claro (N8) e fragmentos vegetais, de conchas e pelotas de lama intercaladas. Segundo GINSBURG (1975), KLEIN (1977), REINECK & SINGH (1980), THOMAS et al. (1987) e FRASER (1989) as feições ocorrentes nessa zona, são marcadas por estratificação cruzada de grande a pequeno porte, estratificação heterolítica inclinada, estratificações bidirecionais, etc.

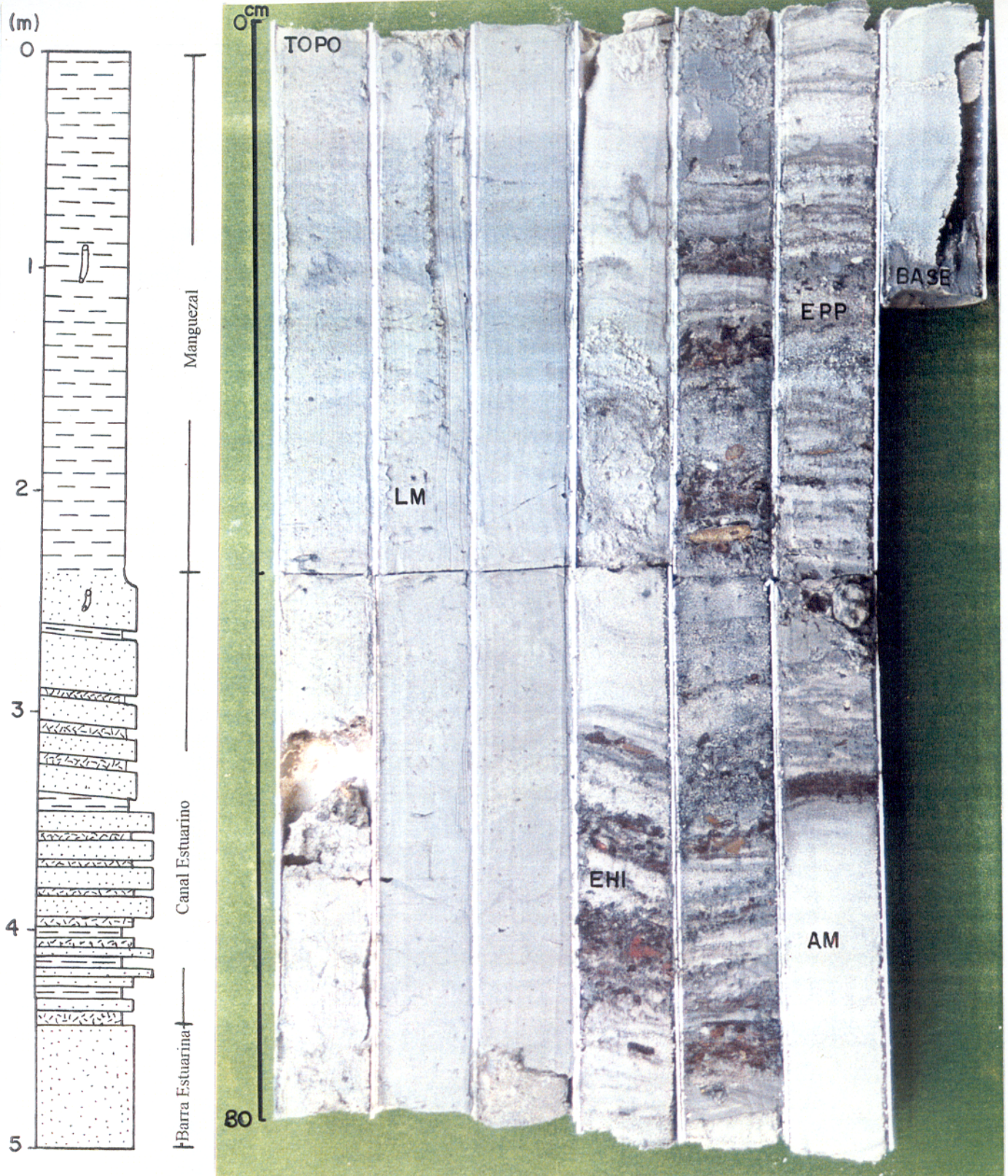


Figura 5.4 - VIBRACORE SVC-20. Perfil do manguezal (zona de intermaré superior) (0-235 cm), caracterizado por sedimentos lamosos, sem estruturação aparente (LM), ricos em matéria orgânica, fragmentos de raízes e folhas; na sua porção média observa-se uma feição de escavação (tubo) animal. O intervalo seguinte encontra-se em contato abrupto com a unidade superior, sendo constituído por areia fina bioturbada na sua porção superior, gradando para uma areia com granulação fina a grossa, intercalada com estratos de fragmentos vegetais envolvidos em lama, desenhando a estratificação heterolítica inclinada (EHI), tornando-se plano paralela (EPP) em direção à base, caracterizando feições de fundo de canal ou de barras de meio de canal, definindo assim o fácies estratigráfico areia e lama de canal, o qual passa abruptamente para uma areia fina maciça (AM), típica do fácies estratigráfico areia de barra estuarina. Ver localização na Figura 5.1.

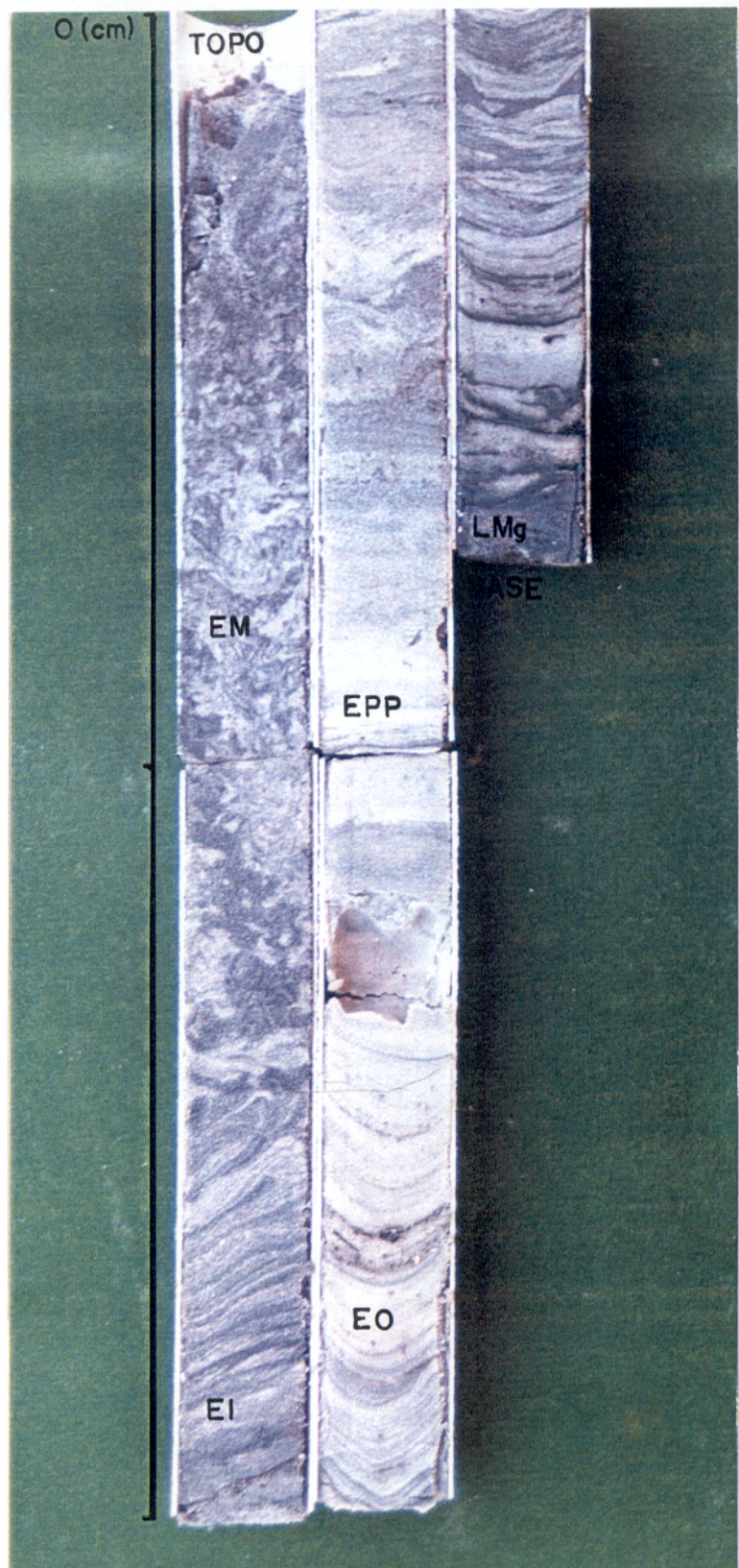
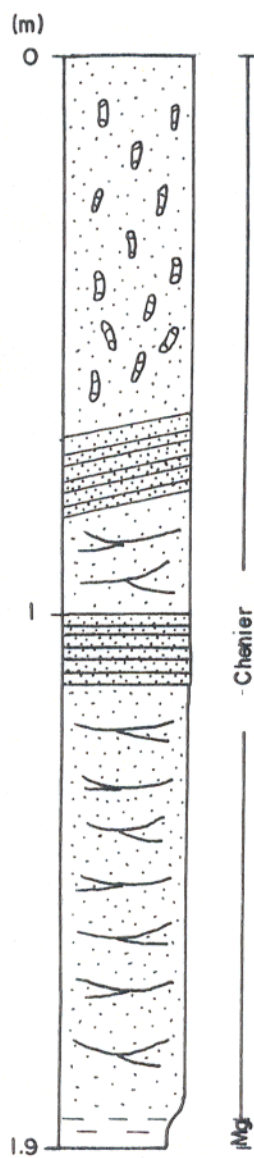


Figura 5.5 - VIBRACORE SVC-18. Perfil característico da unidade morfoestratigráfica chenier, constituído por areia fina, muito bem selecionada, de coloração cinza muito claro (N8) a preto acinzentado (N2), apresentando intensa bioturbação, responsável pela geração da estrutura mosqueada (EM), as quais gradam para estruturas inclinadas (EI), geradas possivelmente por leques de lavagem, e estas, para estruturas plano paralelas (EPP). Na sua porção inferior observa-se estruturas onduladas (EO), sobrepostas em contato abrupto com lama do fácies estratigráfico lama de manguazal (LMg). Ver localização na Figura 5.1.

#### **5.2.6. Unidade paleoduna**

Unidade constituída por areia fina a muito fina, muito bem saelecionada, de coloração cinza amarelado (5 Y 8/1) a cinza claro (N7), muito bem selecionada, sem estrutura primária aparente, em função da intensa fitoturbação e processo de deflação atuante. Apresenta espessura máxima em torno de 10 m e encontra-se sobreposta aos fácies estratigráficos areia marinho, lama de manguezal e sedimentos indiferenciados.

#### **5.2.7. Unidade sistema de lagos**

Esta unidade encontra-se inserida na planície litorânea, ocorrendo sob uma lâmina d'água de até 2 m, e um pacote de sedimentos em torno de 2 m espessura, constituídos por uma areia fina a muito fina, com coloração geral cinza amarronzada (5 YR 4/1) a cinza claro médio (N6) e porções preto acinzentado (N2) a preto amarronzado (5 YR 2/1), rica em matéria orgânica. Em função da intensa fitoturbação, não apresenta estrutura primária (Figura 5.6).

#### **5.2.8. Unidade campo de dunas costeiras atuais**

Esta unidade é observada principalmente na porção N-NE da Ilha do Atalaia, NW da Ilha do Marco/Marieta e na área do Maçarico, associada a unidade praia-flecha barreira. São dunas parabólicas, longitudinais e piramidais. São geradas pelo transporte de sedimentos arenosos provenientes da zona de estirâncio das unidades praias-flechas barreiras, em direção ao continente, trazidas pelos ventos de direção NE e E. Esse mecanismo construtivo dá-se durante a baixamar, principalmente por processos de saltação desde o estirâncio para a zona de pós-praia. São constituídas por areias siliciclásticas finas a muito finas, muito bem selecionadas, representadas por grãos de quartzo foscos e transparentes, grãos opacos e transparentes de minerais pesados, arredondados a muito arredondados. Estas areias apresentam cores variando de cinza muito claro (N8) a cinza amarelado (5 Y 7/2).

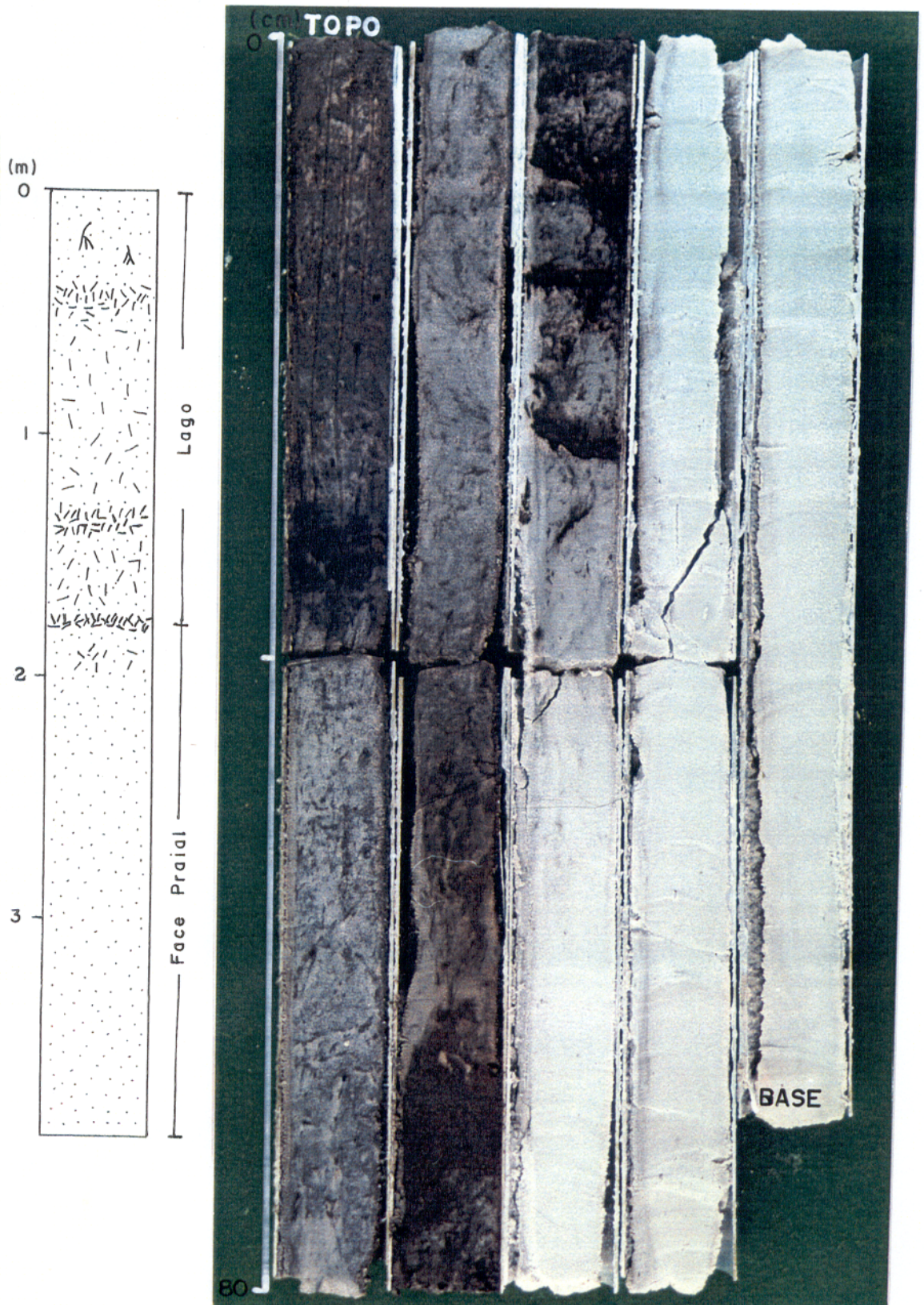


Figura 5.6 - VIBRACORE SVC-08, perfil caracterizado por areia fina intensamente fitoturbada, sem estruturas primárias aparentes, apresentando níveis de maior concentração de matéria orgânica. Representa a unidade morfoestratigráfica Sistemas de Lagos. Encontra-se em contato abrupto com areia fina, do fácies estratigráfico areia marinho. Ver localização na Figura 5.1.

Os corpos dunares são caracterizados internamente por estratificação cruzada tabular de médio a grande porte, ressaltada pela ocorrência alternada de estratos de minerais leves (claros) e pesados (escuros). Os “foresets” da estratificação cruzada apresentam ângulo de inclinação em torno de 25°, ocorrendo uma diminuição gradativa do ângulo em direção ao topo (Figura 5.7). Esta estratificação é formada a partir da superposição de “foresets” por processos de deslizamento e precipitação das areias no sotavento das dunas.

Esta unidade prograda sobre o manguezal, sistema de lagos e Planalto Costeiro, enquanto ao longo da linha de costa são erodidas pelas ondas e correntes de maré (Figura 5.8).

#### **5.2.9. Unidade interduna**

Esta unidade está diretamente associada a evolução da unidade campo de dunas costeiras atuais, sendo mais desenvolvida quando associada as dunas parabólicas. É constituída por areia siliciclástica fina, bem a muito bem selecionada. No intervalo superior (0-120 cm) é caracterizada por uma cor cinza amarelada (5 Y 7/2) dada por oxidação, não apresentando estruturas primárias, função de intensa fitoturbação. No intervalo médio ocorre um enriquecimento em minerais pesados, desenhando estruturas convolutas produzidas por fluidização. O intervalo inferior (210-240 cm) apresenta um maior enriquecimento em minerais pesados na forma de lentes, desenhando estratificação plano paralela e cor variando de cinza amarelado a cinza claro (N7).

Esta unidade está sobreposta aos fácies estratigráficos lama de manguezal e sedimentos indiferenciados (Figura 5.9).



Figura 5.7 - Corte oblíquo de uma duna , mostrando a estratificação cruzada tabular (ECT) típica, de médio porte e “foresets” com inclinação em torno de 25°, desenhada por estratos horizontais e inclinados, definidos pela intercalação de lentes de minerais claros e opacos.



Figura 5.8 - Campo de dunas costeiras atuais sob intenso processo de erosão (julho de 1995), provocado por ação de ondas durante marés de sizígia.

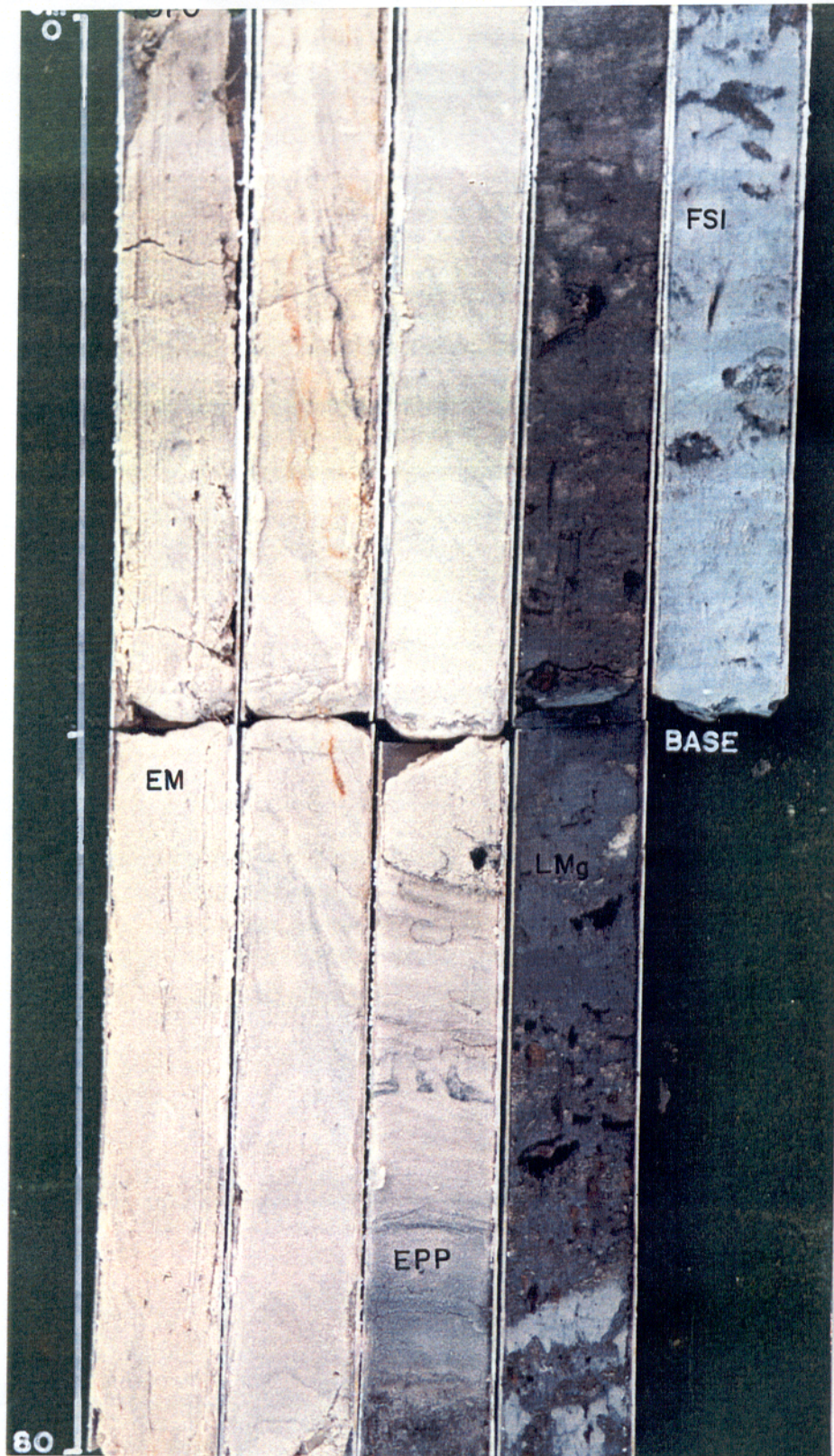
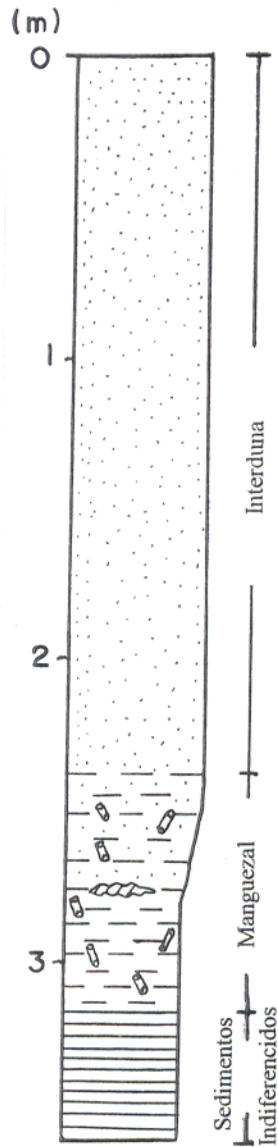


Figura 5.9 - VIBRACORE SVC-01, mostrando areia siliciclástica fina, sem estruturas aparentes na sua porção superior, enquanto que na inferior ocorre um enriquecimento em minerais pesados opacos em forma de lentes, desenhando estratificação plano paralela (EPP), caracterizando a unidade morfoestratigráfica Interduna. Ocorre uma graduação para lama (240-320 cm) intensamente bioturbada, com fragmentos vegetais que representa o fácies estratigráfico Lama de Manguezal (zona de intermaré superior), e este, sobreposto a lama de coloração cinza azulado claro, do fácies estratigráfico Sedimentos Indiferenciados. Nesse perfil na porção média do fácies Lama de Manguezal, foi encontrado um exemplar de caco de cerâmica (DIRSE KERN, comunicação verbal). Ver localização na Figura 5.1.

#### **5.2.10. Unidade leque de lavagem**

Esta unidade ocorre associada a unidade morfoestratigráfica praia-flecha barreira. Constituída por feições linguóides, com leve inclinação para o continente. São compostas na sua porção superior (0-55 cm) por areia fina, bem selecionada, de coloração cinza claro (N7) a cinza médio (N5), com finas raízes, apresentando-se, em geral, homogênea. O intervalo médio (55-80 cm) caracteriza-se por laminações de minerais pesados representadas por estruturas onduladas. A porção inferior (80-100 cm) apresenta coloração marrom amarelada (5 YR 4/4), provavelmente em função de um enriquecimento em matéria orgânica ou oxidação de minerais pesados ricos em ferro, desenhando estrutura inclinada. Essa unidade repousa sobre o fácies estratigráfico lama de manguezal (100-300 cm), o qual está sobreposto ao fácies estratigráfico areia marinha (Figura 5.10).

#### **5.2.11. Unidade laguna**

Esta unidade representa um pequeno subambiente dentro da planície litorânea, associado a duas cristas de praia inseridas no sistema Praia-Flecha Barreira do Farol Velho. É constituída por uma lama com aspecto esponjoso (0-40 cm), com coloração cinza médio (N5) a cinza escuro (N3), em função provavelmente do conteúdo de algas existentes neste subambiente, gradando para uma areia lamosa; nota-se também a presença de fragmentos de matéria orgânica e feições de bioturbação ao longo do perfil. Essa unidade está sobreposta aos fácies estratigráficos Lama de Manguezal e este sobre o fácies Areia Marinha (Figura 5.11).

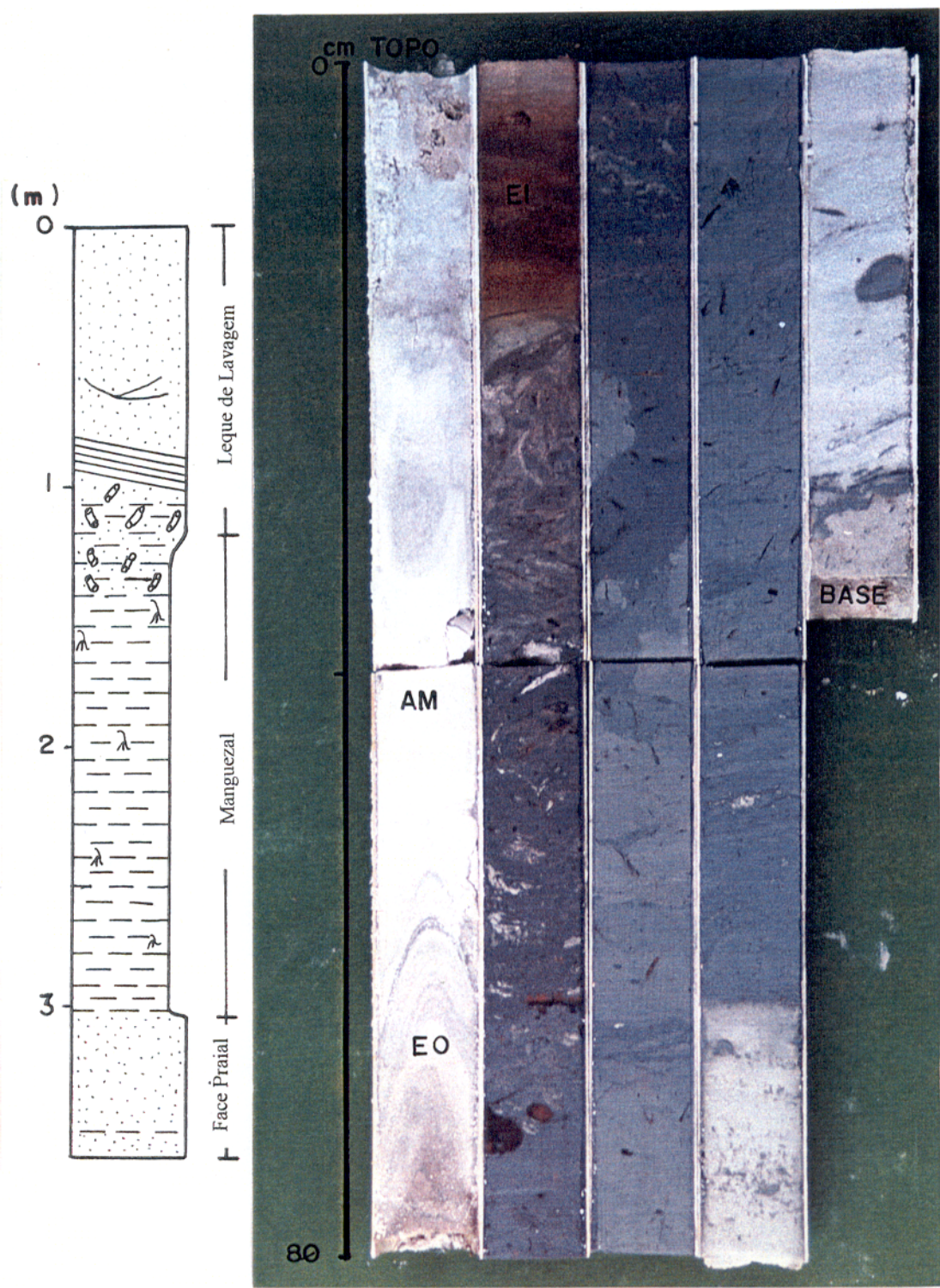


Figura 5.10 - VIBRACORE SVC-03 mostra perfil caracterizado, por areia fina, bem selecionada, apresentando-se inicialmente maciça (AM), gradando para estruturas onduladas (EO), e, por fim estrutura inclinada (EI), caracterizando a unidade morfoestratigráfica Leque de Lavagem na sua porção superior, sobreposta ao fácies estratigráfico Lama de Manguezal, e este ao fácies estratigráfico areia marinho. Ver localização na Figura 5.1.

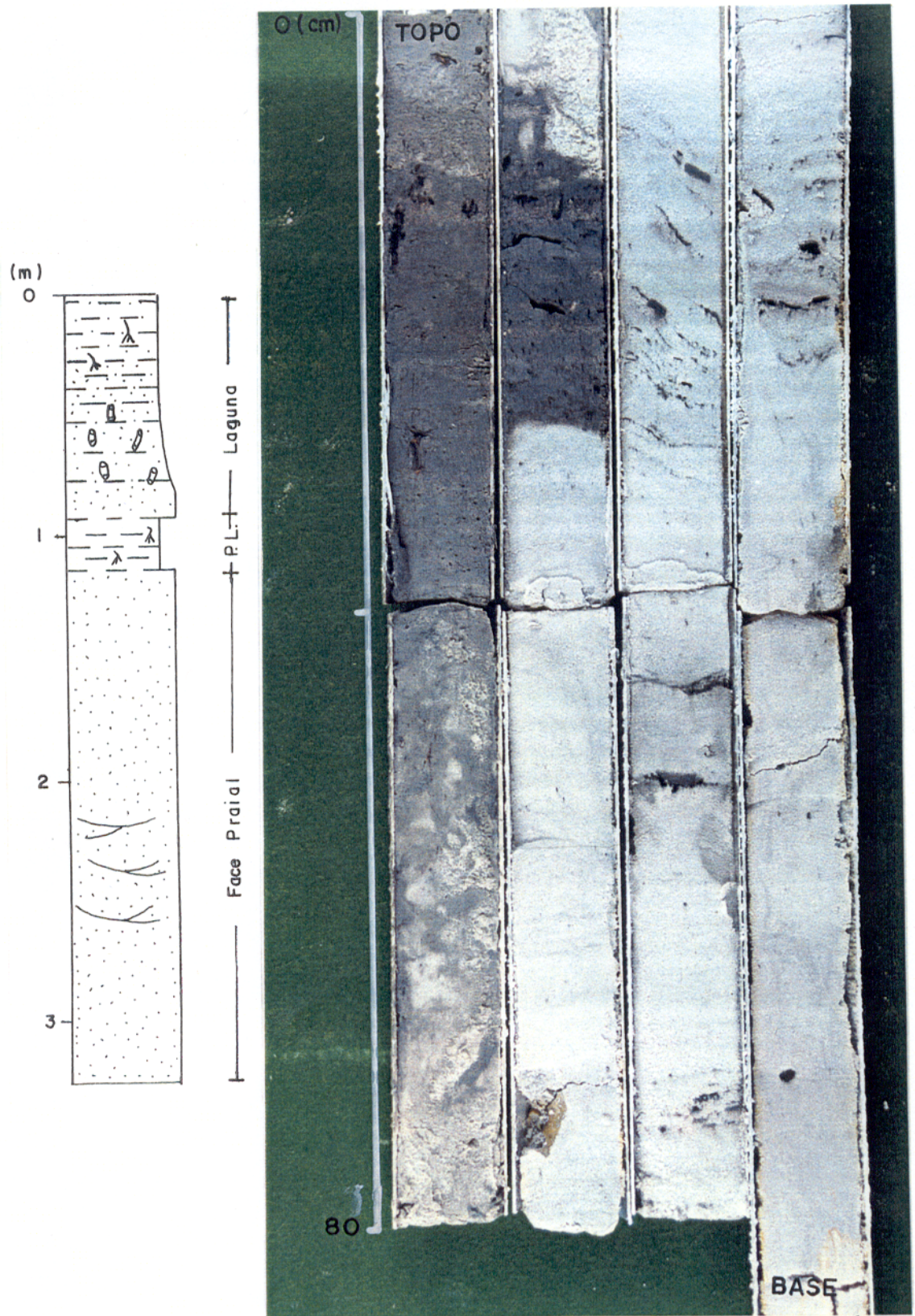


Figura 5.11 - VIBRACORE SVC-04, caracterizado por uma lama de aspecto esponjoso, que grada para uma areia lamosa intensamente bioturbada, ambas características da unidade morfoestratigráfica laguna, apresentando contato brusco com o fácies lama de manguezal e este com o fácies areia marinho. Ver localização na Figura 5.1.

### 5.2.12. Unidade crista de praia

Esta unidade é representada por corpos arenosos alongados (~1,5 Km), com altura em torno de 1,5 m, vegetados, constituídos por areia siliciclástica fina, de coloração cinza muito claro (N8) a cinza amarelado (5 YR 8/1), bem selecionada, desenvolvidos a partir da linha de preamar média e associados ao sistema Praia-Flecha Barreira do Farol Velho. Segundo Putsy apud REINECK & SINGH (1980) esses corpos são caracterizados, na base por estratificações horizontais, sobrepostas por uma inconformidade erosiva, com estratificação cruzada, seguida por laminações mergulhando com ângulos de 7 a 28°, em direção ao continente (Figura 5.12).

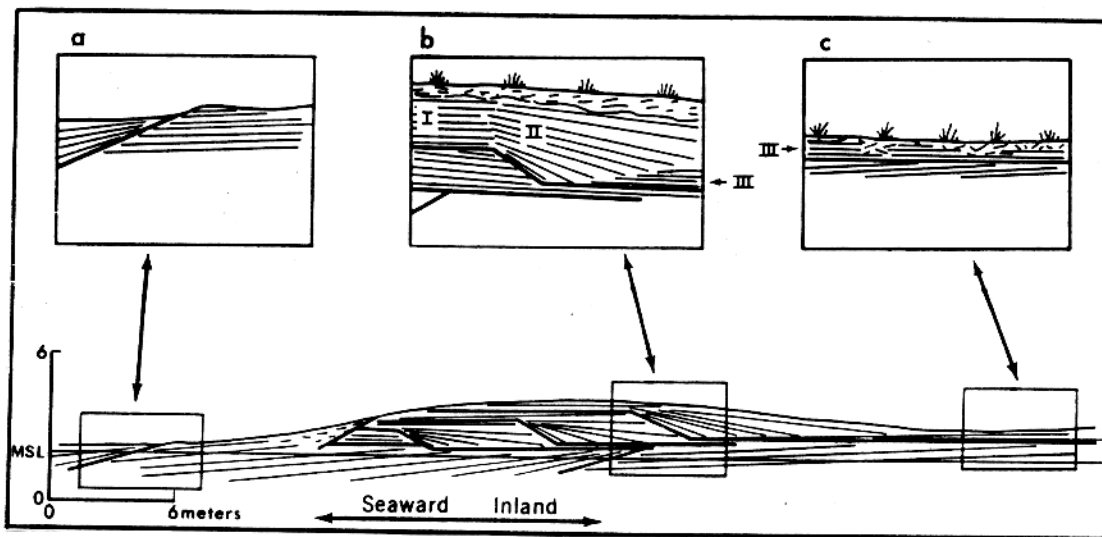


Figura 5.12 - Representação esquemática de estruturas internas de uma crista de praia, segundo REINECK & SINGH (1980). A) berma desenvolvido na porção frontal da crista, com estruturas horizontais e com leve inclinação em direção ao mar; B) Camadas na base mergulhando levemente em direção ao continente, e camadas superiores com alto mergulho, mostrando a direção de migração desta e; C) estratificação de leques de lavagem e estruturas complexas de bio e/ou fitotubação próximo ao topo.

### 5.2.13. Unidade praia-flecha barreira

Esta unidade é representada pelas Praias-Flechas Barreiras do Atalaia, Farol Velho, Marieta e Maçarico. Desenvolvem-se na zona de maior energia da área, e são construídos a partir de pontões do Planalto Costeiro que alcançam a linha de costa, gerando áreas protegidas onde desenvolve-se a unidade morfoestratigráfica Manguezal e, atualmente, encontra-se progradando sobre esta. É constituída por areias siliciclásticas finas de coloração cinza muito claro (N8) a cinza claro médio (N6), bem selecionadas, ricas em minerais pesados, com pouquíssimos fragmentos de conchas.

Essa unidade é caracterizada, nas suas extremidades, por flechas arenosas com até 4m de espessura, apresentando estratificação cruzada planar ou tabular (Figura 5.13), marcadas pela alternância de estratos horizontais e inclinados, demonstrando claramente a progradação lateral desta. Na porção central, desenvolve-se a praia propriamente dita, caracterizada por uma extensa zona de estirâncio, com espessura superior a 2 m, caracterizada na sua porção superior (0-90 cm) por uma areia homogênea (maciça), com coloração cinza amarelado (5 YR 5/6), no topo, passando para cinza claro médio (N6), na base, em função do enriquecimento de minerais pesados. O intervalo seguinte (90-120 cm) é caracterizado por estruturas onduladas, desenhadas pela concentração de lentes de minerais pesados (opacos) com minerais leves (claros), voltando, no intervalo inferior, a ser maciça (sem estruturas) (Figura 5.14).



Figura 5.13 - Corte na porção recurvada interna do sistema de Praia-Flecha Barreira, mostrando estrutura planar ou tabular desenvolvida, em função de sua migração lateral para sudoeste.

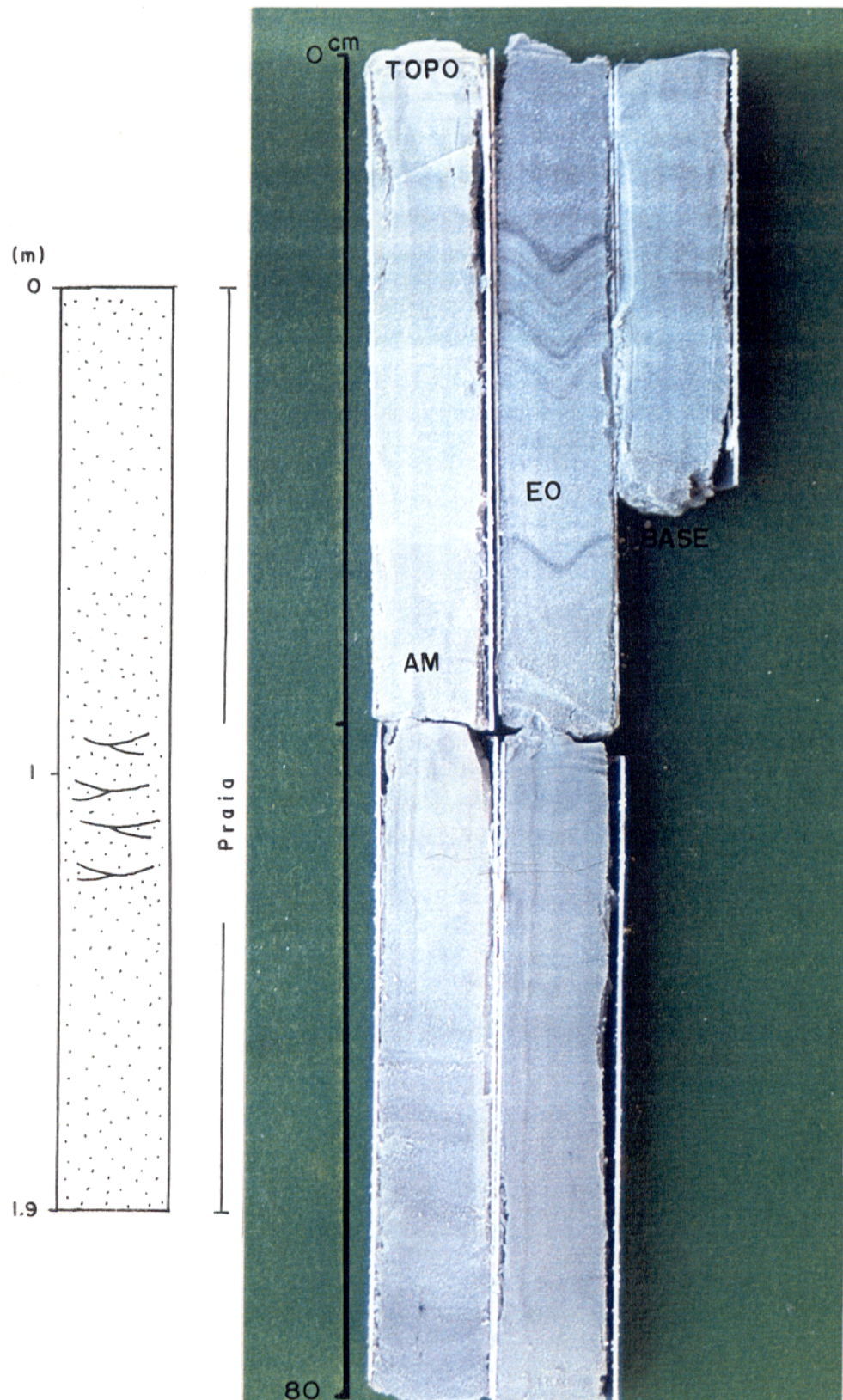


Figura 5.14 - VIBRACORE SVC-23, mostra o perfil típico da zona de estirâncio média da unidade morfoestratigráfica Praia-Flecha Barreira, caracterizado por areia siliciclástica fina, bem selecionada, apresentando-se maciça (AM) na porção superior, com estruturas onduladas (EO) na média e maciça na inferior (ver localização na Figura 5.1).

### 5.3. FÁCIES ESTRATIGRÁFICOS

#### 5.3.1. Fácies areia e lama marinho/estuarino

Este fácies encontra-se em contato gradacional com o fácies Lama de Manguezal e Areia marinho e unidade morfoestratigráfica Chenier, a partir de 1 m de profundidade. É constituído por areia siliciclástica fina, muito bem selecionada, de coloração cinza muito claro (N8), intercalada com lentes milimétricas a centimétricas de lama de coloração cinza escuro médio (N4). Na sua porção superior (100-190 cm) ocorre o predomínio de areia sobre lama, desenhando estratificação “flaser”, sendo também observadas estruturas de bioturbação, raízes e concentrações de matéria orgânica. Na porção média (190-305 cm) há o predomínio de lama sobre areia, sendo desenhadas estratificações lenticulares. Na porção inferior (305-375 cm) observa-se a intercalação de estratos de lama e areia em proporções quase iguais, caracterizados por acamamentos de maré (“wavy bedding”) ( Figura 5.15). Em outros perfis esse fácies é representado por estruturas caóticas produzidas por bioturbação (Figura 5.5).

#### 5.3.2. Fácies lama de manguezal

Este fácies encontra-se geralmente em contato gradacional com o fácies Areia e Lama marinho/estuarino, estando amplamente distribuído sob as unidades morfoestratigráficas Cobertura Arenosa Retrabalhada de Supramaré, Chenier, Interduna, Leque de Lavagem e laguna (Figuras 5.2; 5.9; 5.10; 5.11). Possui espessura superior a 3,5 m e é caracterizado, na sua porção superior, por lama de coloração cinza claro médio (N6) a cinza escuro médio (N4), com pequena quantidade de areia, passando para lama de mesma coloração, mas rica em fragmentos de matéria orgânica, os quais em alguns locais se acumulam e chegam a formar pequenas lentes com aspecto

“borra de café” (“coffee ground”), a qual se encontra em contato abrupto com o fácies areia marinha e areia de barras estuarinas (Figura 5.10 e 5.11). Esse fácies encontra-se, ainda, em contato erosivo com o fácies Sedimentos Indiferenciados (figura 5.9).

### **5.3.3. Fácies areia e lama de canal**

Este fácies foi encontrado nos testemunhos SVC-20 e SVC-22, coletados próximo as margens dos canais estuarinos ( rio São Paulo-próximo a Vila de Santo Amaro e rio Urindeua-próximo a Vila Santo Antônio do Urindeua, respectivamente), sendo melhor caracterizado no testemunho SVC-20, onde é encontrado sob o fácies lama de manguezal através de contato abrupto, caracterizado por areia siliciclástica fina bioturbada na sua porção superior, gradando para uma intercalação de areias de granulação fina a muito grossa e grânulos, com estratos de fragmentos vegetais (matéria orgânica) envolvidos em lama, apresentando cores variando de cinza muito claro (N8) (areia fina) a cinza escuro médio (N4) (lama) e marrom escuro a preto amarronzado (concentrações de matéria orgânica). Na sua porção superior essa intercalação define a estratificação heterolítica inclinada, característica de migração lateral de canal (barra em pontal) (THOMAS et al., 1987), tornando-se plano paralela em direção a base, típicas de feições de fundo de canal ou de barras de meio de canal, ambas influenciadas por maré (Figura 5.4).

### **5.3.4. Fácies areia de barra estuarina**

Fácies constituído por areias siliciclásticas finas, de coloração cinza muito claro (N8) a cinza claro (N7), bem selecionadas, maciça (sem estruturas primárias aparente) (Figuras 5.4 e 5.17). Encontrado sobreposto pela unidade morfoestratigráfica Manguezal e pelo fácies Areia e Lama de Canal (Figura 5.4), e sobrepondo o fácies Sedimentos Indiferenciados (Figura 5.17).

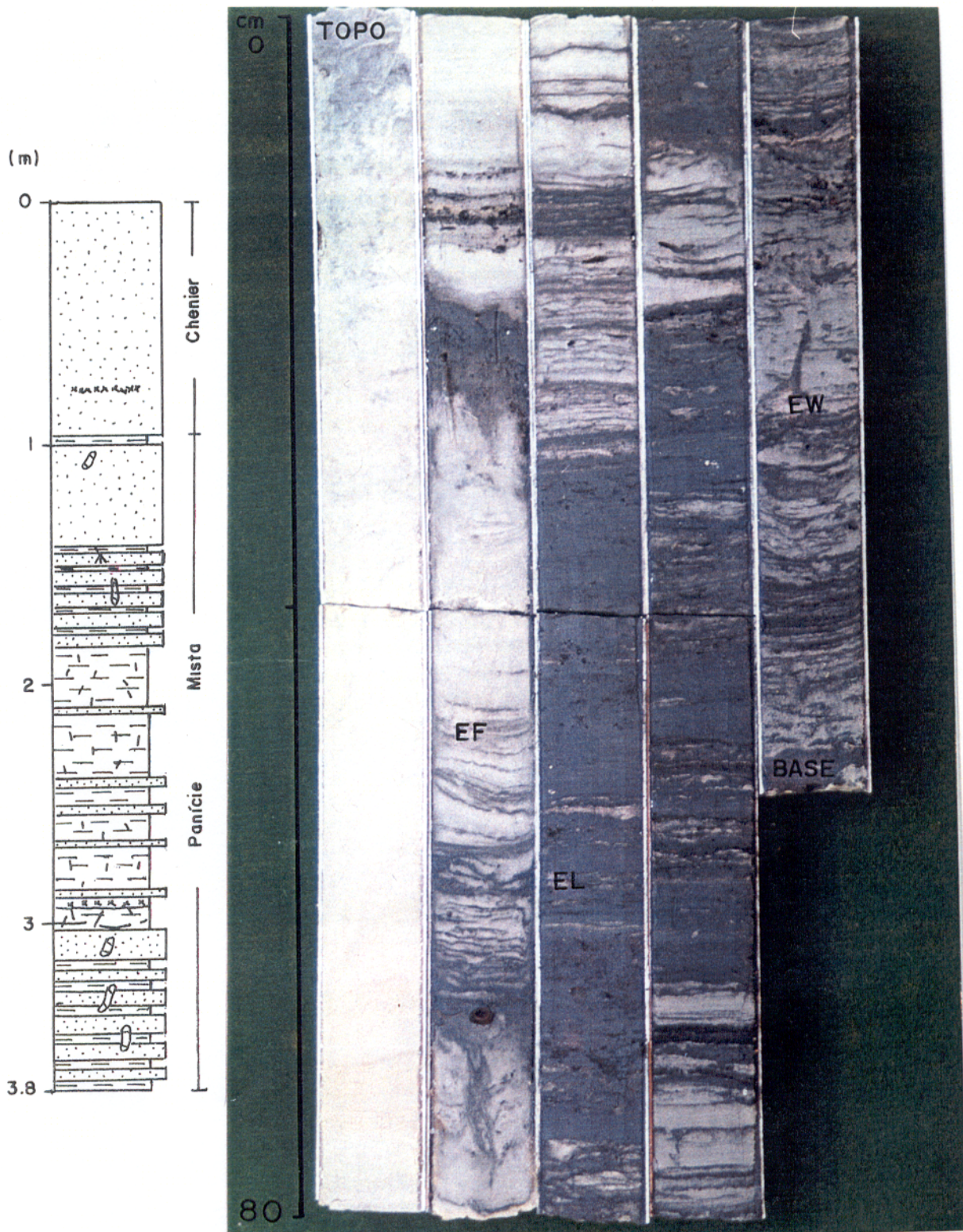


Figura 5.15 - VIBRACORE SVC-16, mostrando areia siliciclástica fina da unidade morfoestratigráfica Chenier, na sua porção superior (0-1m), sobreposta ao fácies estratigráfico Areia e Lama Marinho/Estuarino, caracterizado por uma intercalação de areia e lama com fragmentos vegetais, definindo estruturas “flaser” (EF), estruturas lenticular (EL) e estruturas “wavy” (EW), na porção inferior. Ver localização na Figura 5.1.

### **5.3.5. Fácies areia marinho**

Fácies constituído por areias siliciclásticas finas, de coloração cinza muito claro (N8) a cinza claro (N7), bem selecionadas, frequentemente maciça (sem estruturas) (Figura 5.6) ou com concentrações de minerais pesados desenhando estrutura mosqueada ou convoluta e pequenas lentes esparsas de lama (Figuras 5.10, 5.11 e 5.16). Amplamente distribuído sob as unidades morfoestratigráficas Manguezal e Sistema de Lagos e fácies estratigráficas Lama de Manguezal, Areia e Lama marinho/estuarino. Este fácies representa ambientes deposicionais de alta energia, com influência de ondas e correntes, típico de face praial (“foreshore”).

### **5.3.6. Fácies sedimentos indiferenciados**

Estes sedimentos ocorrem em vários testemunhos (SVC-01; SVC-12; SVC-13; SVC-14; SVC-15 e SVC-22) e são caracterizados por areias (finas a muito grossas) e grânulos emersos e/ou intercalados em lama, em lentes ou maciça, de coloração característica cinza azulado claro (5 B 7/1) e porções oxidadas de coloração marrom claro (5 YR 5/6), marrom amarelado moderado (10 R 4/6) a laranja amarelado claro (10 YR 8/6). Este fácies apresenta porções argilosas maciças de até 60 cm (Figura 5.2), bem como lentes milimétricas a centimétricas de areia e lama intercaladas, definindo estruturas de maré (acamamentos de maré, de canal estuarino e/ou de maré) (Figuras 5.3, 5.16 e 5.17). Esse fácies representa o embasamento da Planície Costeira holocênica de Salinópolis, e varia de 60 a 350 cm de profundidade.

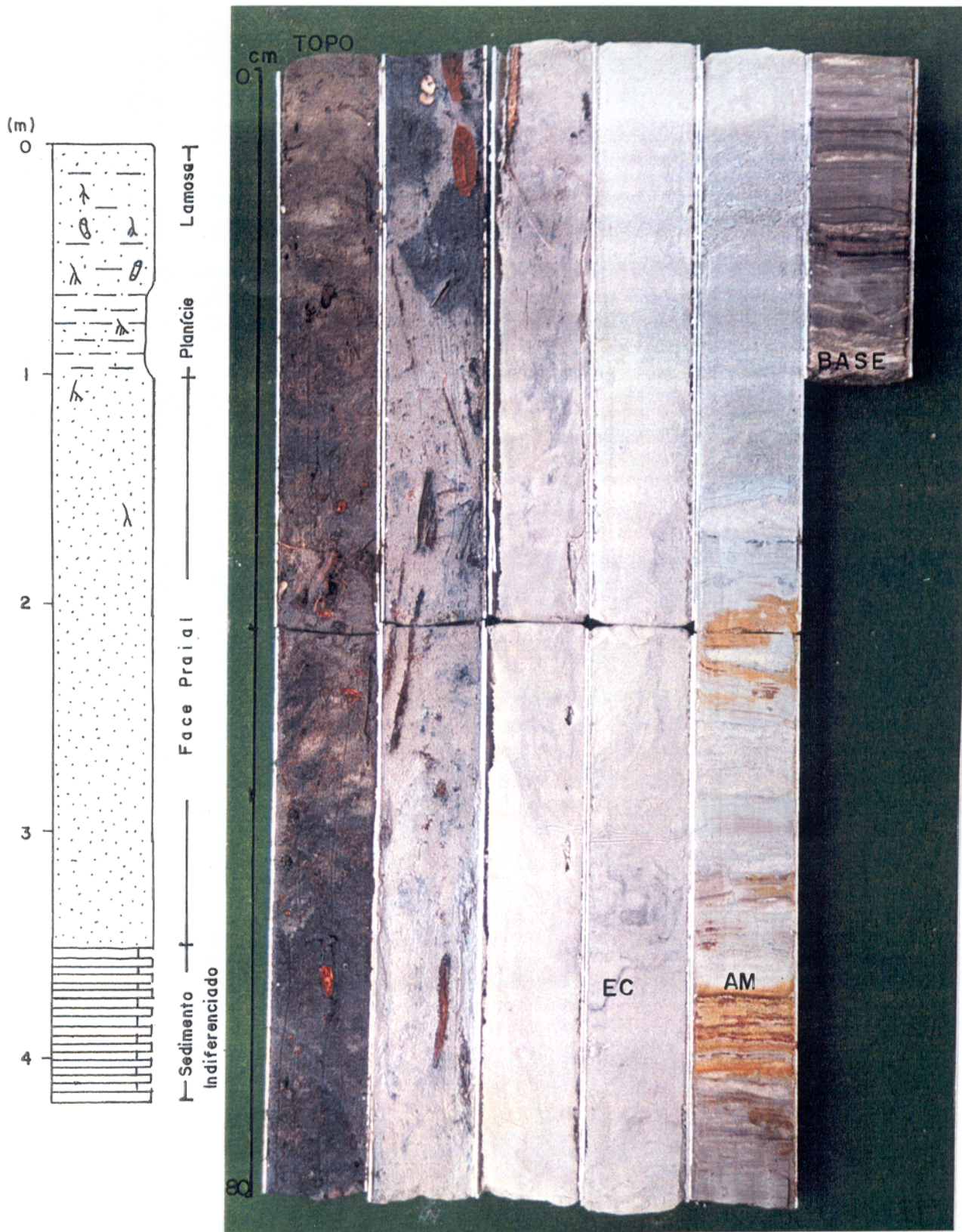


Figura 5.16 - VIBRACORE SVC-14, mostra na porção superior uma lama arenosa da unidade morfoestratigráfica Lama de Manguezal, sobreposta ao fácies estratigráfico Areia Marinho, o qual é constituído inicialmente por areia siliciclástica fina, homogênea, gradando para areia com concentrações de minerais pesados opacos, desenhando estruturas convolutas (EC). Esse fácies sobrepõe o fácies estratigráfico Sedimentos Indiferenciados, caracterizado por intercalação de lama e areia, semelhantes aos acamamentos de maré (AM). Ver localização na Figura 5.1.

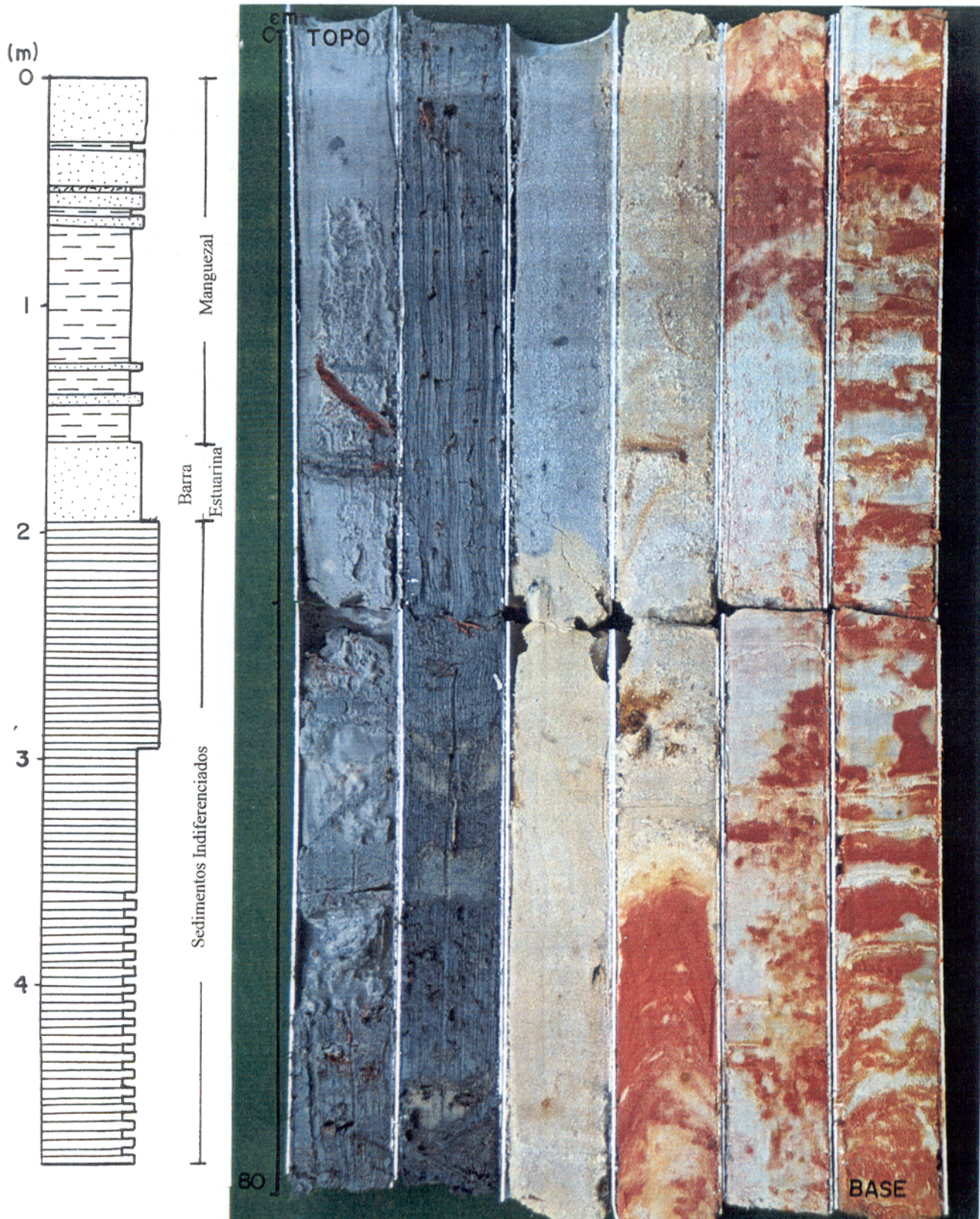


Figura 5.17 - VIBRACORE SVC-22, mostrando o fácies estratigráfico Sedimentos Indiferenciados no intervalo inferior do perfil (195-480 cm), caracterizado por uma areia grossa gradando para uma intercalação de areia fina e lama. Este fácies encontra-se sob o fácies Areia de Barras Estuarinas, e este sob os sedimentos da unidade morfoestratigráfica Lama de Manguezal (zona de intermaré superior). Ver localização na Figura 5.1.

## **6. MODELO DE SEDIMENTAÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DE SALINÓPOLIS**

A interpretação da história sedimentar da Planície Costeira de Salinópolis baseia-se na integração e correlação das unidades morfoestratigráficas e fácies estratigráficas definidos no capítulo anterior. Através dessa interrelação foi possível montar a distribuição geral das diferentes unidades e fácies encontradas, bem como caracterizá-las do ponto de vista sedimentológico e geométrico.

Os dados obtidos com os testemunhos realizados na área estudada (Figura 5.1), permitiram a construção de algumas seções estratigráficas (Figura 6.1), apresentadas aqui de modo que se visualize tanto a morfologia de superfície, determinada pelas unidades morfoestratigráficas, quanto a de subsuperfície, definida pelas fácies estratigráficas, os quais, permitiram a correlação lateral e vertical dessas unidades, fornecendo uma visão geral da seqüência sedimentar dessa planície (Figura 6.2). O datum altimétrico utilizado na elaboração das seções é uma aproximação feita em campo, ao nível de maré alta.

A visão tridimensional da distribuição lateral e vertical dos ambientes de sedimentação da Planície Costeira de Salinópolis, bem como os principais fácies estratigráficas são mostrados esquematicamente nas Figuras 6.3 e 6.4.

A análise desses dados possibilitou a definição de 3 (três) seqüências estratigráficas gerais: 1) Transgressiva Basal (S1), representada pelas fácies areia marinha e areia de barras estuarinas; 2) Seqüência Regressiva ou de Mar Estável (S2), constituída pelas fácies lama de manguezal (zona de intermaré superior ou planície lamosa), areia e lama de canal (barra em pontal e de meio de canal) e areia e lama marinho/estuarino (zona de intermaré média ou planície mista) e; 3) Seqüência Transgressiva Atual (S3), representada por areias siliciclásticas finas dos sistemas praias-flechas barreiras, dunas eólicas, barras arenosas e deltas de maré vazante, desenvolvidos ao longo e nas desembocaduras das baías e canais de maré (Figura 6.2).

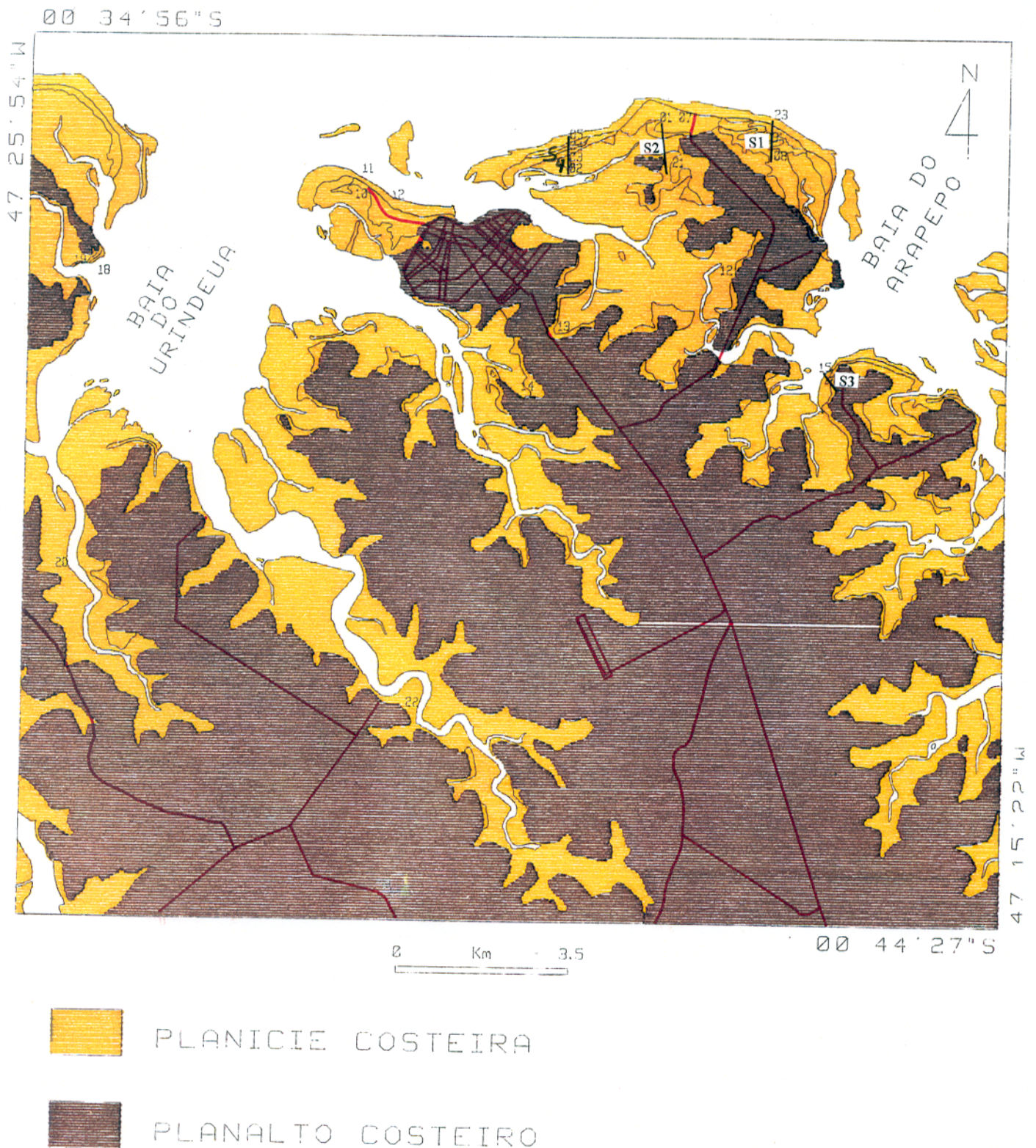


Figura 6.1 - Mapa de localização das seções estratigráficas



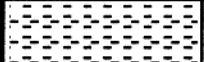

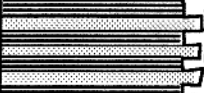



	Ambientes	Sistemas	
	Dunas Costeiras	Litorâneo	Seqüência Transgressiva Atual (S3)
	Leques de lavagem Praia-Flecha Barreira Laguna		
XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX	Sistemas de Lagos		
	Paleodunas		
	Zona de Supramaré	Planície de Maré	Seqüência Regressiva ou de Mar Estável (S2)
	Chenier Zona de Intermaré Superior (Manguezal) Canal Estuarino		
	Zona da intermaré média (Planície Mista)		
	Zona da intermaré inferior (Planície Arenosa)		
	Face praial ("Foreshore") /Zona Estuarina	Litorâneo/Estuarino	Seqüência Marinha Transgressiva Basal (S1)
	Sedimentos Pleitocênicos	?	Embasamento

Figura 6.2 - Coluna estratigráfica generalizada da Planície Costeira Holocênia de Salinópolis

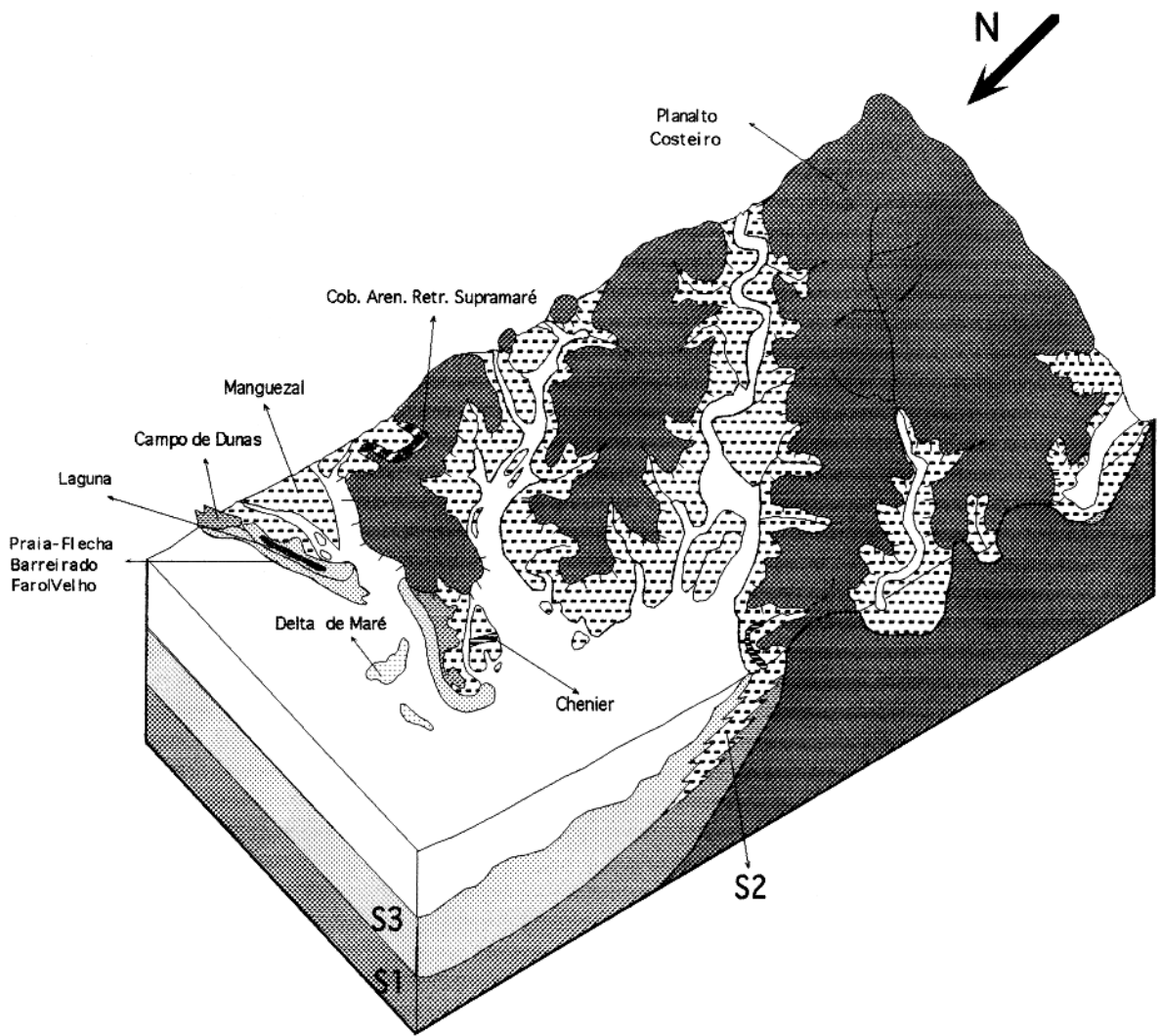


Figura 6.3 - Bloco diagrama mostrando a distribuição dos principais ambientes sedimentares da Planície Costeira de Salinópolis.

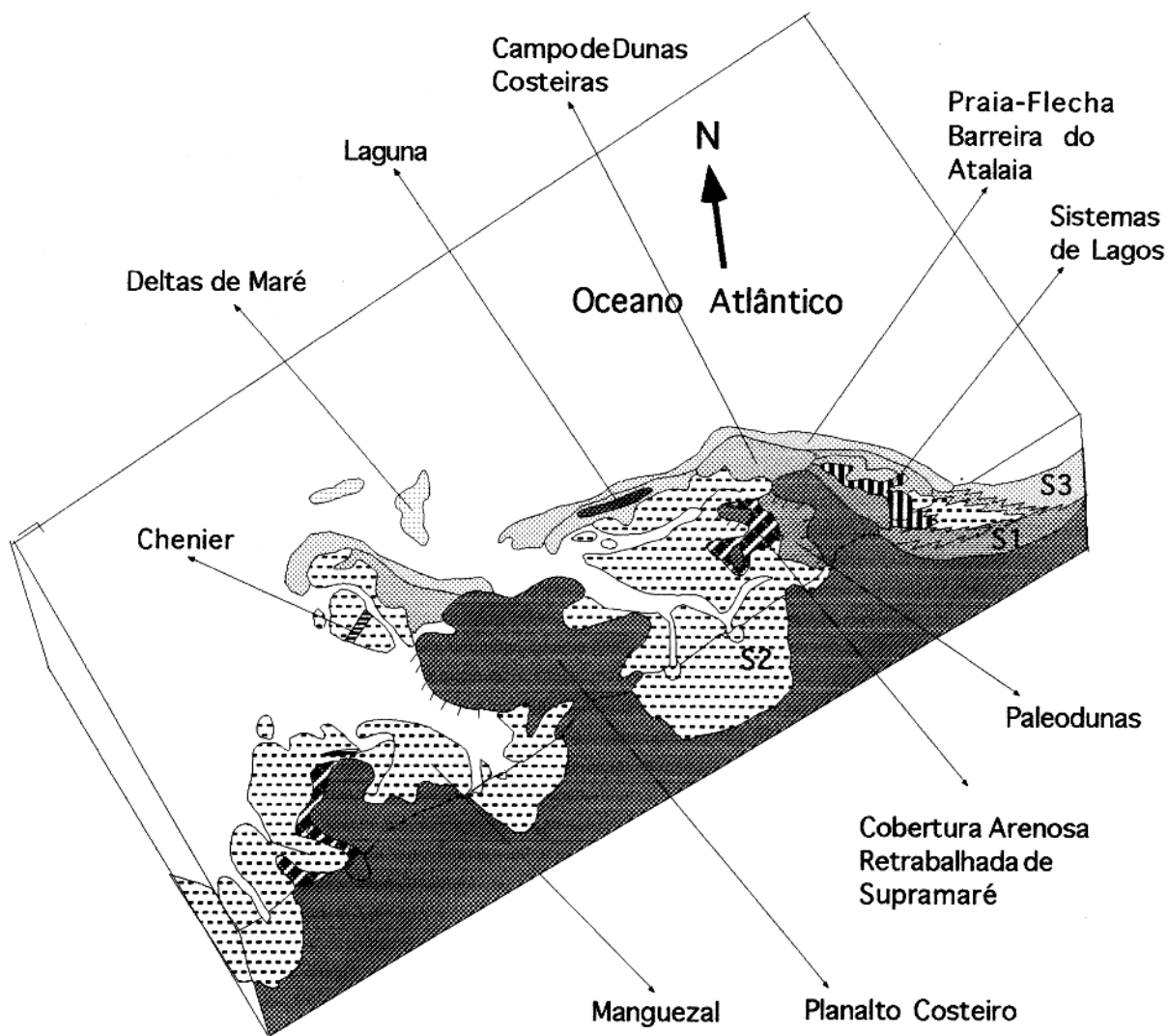


Figura 6.4 - Bloco diagrama mostrando a distribuição dos ambientes sedimentares da Planície Costeira de Salinópolis

A construção do modelo de sedimentação da Planície Costeira de Salinópolis é baseada na integração de todos os dados e observações adquiridas nessa planície, onde cada unidade e/ou seqüência estratigráfica reflete os processos sedimentares atuantes em cada ambiente de deposição particular. O princípio básico aplicado para a construção de modelos de sedimentação é conhecido como “Lei de Walther”, que relaciona a sucessão estratigráfica vertical dos fácies ao padrão deposicional lateral (FRASER, 1989).

A seqüência transgressiva (S1), encontra-se amplamente distribuída (testemunhos SVC-02, SVC-03, SVC-04, SVC-08, SVC-09, SVC-11, SVC-14, SVC-20 e SVC-22) e sobreposta discordantemente a uma seqüência mais antiga verificada na base dos testemunhos SVC-01, SVC-12, SVC-13, SVC-14, SVC-21e SVC-22, representada pelo fácies sedimentos indiferenciados (provavelmente do Grupo Barreiras), o qual constitui o embasamento da planície costeira estudada. Essa seqüência S1 apresenta-se sob a forma de um extenso lençol arenoso transgressivo no sentido mar afora e em direção ao continente como seqüência do tipo “onlap” costeiro, nas falésias inativas do Planalto Costeiro (Figura 6.5), bem como, no interior dos vales estuarinos. Essa seqüência (S1) desenvolveu-se sob condições de alta energia (ação de ondas, correntes de maré e ventos), em ambiente litorâneo de água rasa (face praial - “foreshore”) e em zona estuarina (funil estuarino, caracterizado por depósitos arenosos semelhantes aos fácies de barra arenosa de maré - “tidal sand bars” e/ou fácies de planície arenosa de regime de fluxo superior - “UFR sand flat”, descritos no modelo de fácies estuarinas dominadas por maré de DALRYMPLE et al., 1992).

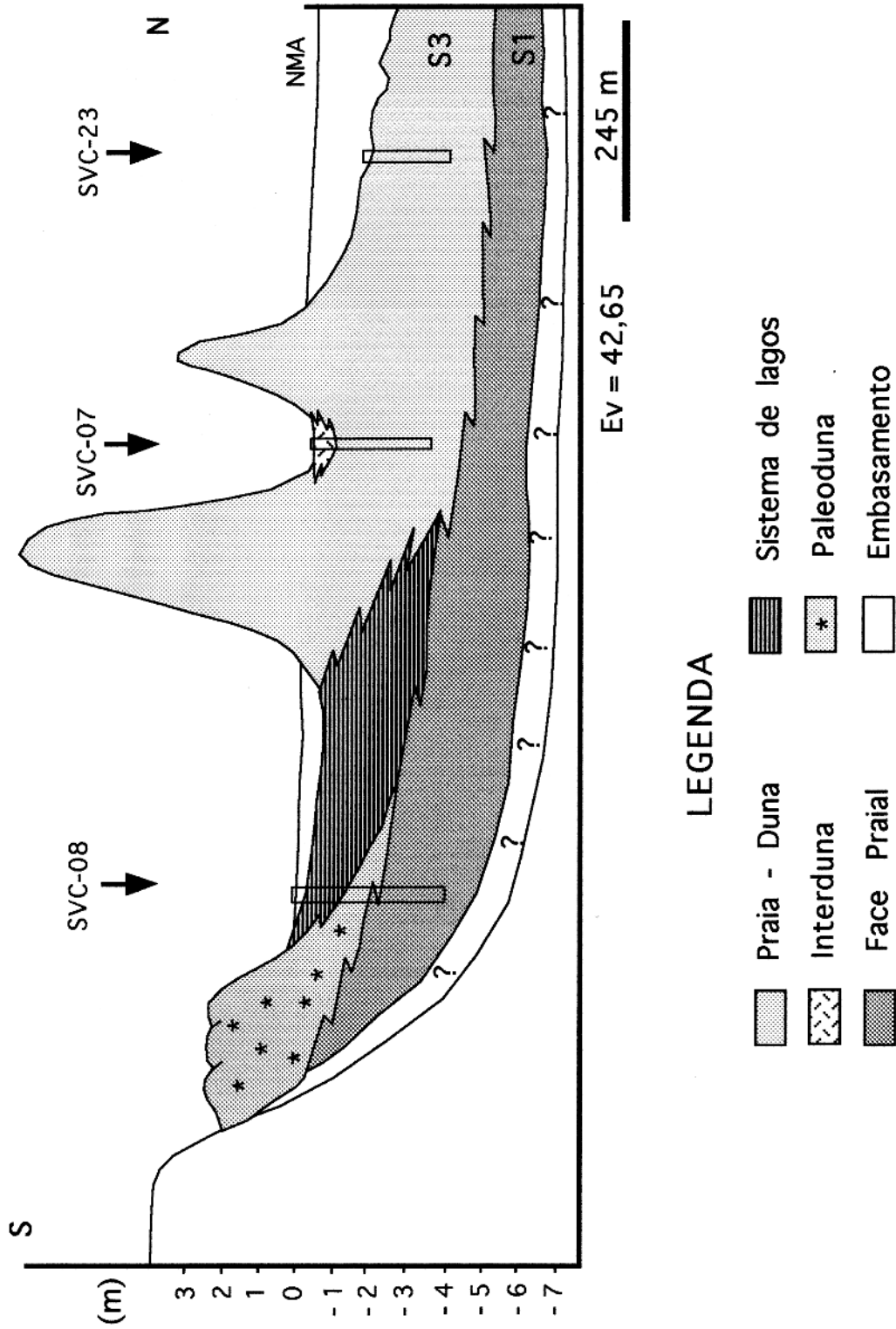
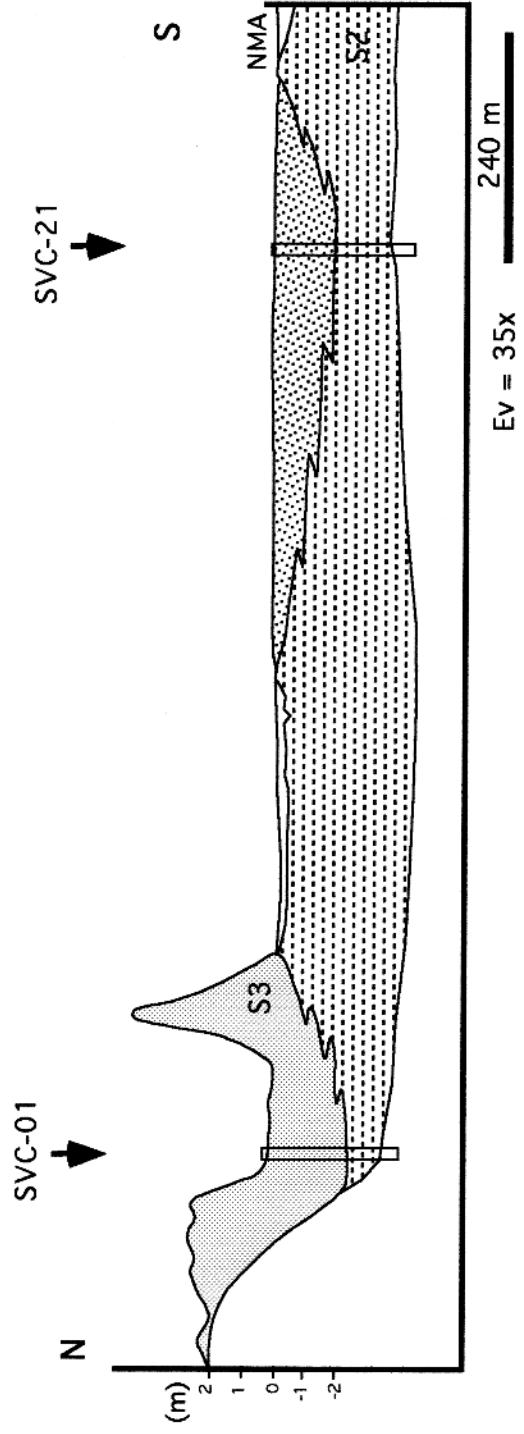


Figura 6.5 - Seção estratigráfica do Sistema Praia - Frecha Barreira do Atalaia (Planície Litorânea)

O modelo e os processos de sedimentação atuais na Planície Costeira de Salinópolis são resultantes da progradação da linha de costa ocorrida no Holoceno, durante uma fase regressiva ou de mar estável (seqüência estratigráfica S2) (Figuras 6.6 e 6.7), seguida de uma fase retrogradacional atual da linha de costa sob condição transgressiva (seqüência estratigráfica S3) (Figuras 6.5 e 6.8). Dentro desse contexto, três ambientes principais de sedimentação são reconhecidos: planície de maré, estuarino e litorâneo.

O ambiente de planície de maré desenvolve-se a partir das falésias inativas do Planalto Costeiro, ao longo dos vales estuarinos, às margens das baías e atrás dos sistemas de praias-flechas barreiras, sobrepondo-se ou não a seqüência S1 (Figuras 6.6 e 6.7). Esse ambiente é compartimentado em três zonas, em função das oscilações das marés: a) zona de supramaré, inundada somente durante as marés de sizígia; b) zona de intermaré, localizada entre o nível de maré baixa e alta média, submergindo pelo menos uma vez durante um ciclo de maré, e; c) a zona de inframaré sempre submersa pela água (GINSBURG, 1975; KLEIN, 1977; REINECK & SINGH, 1980; WEIMER et al., 1982; ELLIOT, 1986; FRASER, 1989; FRIEDMAN et al., 1992; SUMMERFIELD, 1991).

Na área estudada, a zona de supramaré é representada pela unidade morfoestratigráfica denominada Cobertura Arenosa Retrabalhada de Supramaré, que constitui porções arenosas (areia fina) a areno-lamosas da planície de maré desenvolvidas principalmente a partir do retrabalhamento de areias de paleodunas por marés de sizígia que alcançam suas bases, águas pluviais e ventos, bem como por sedimentos do Planalto Costeiro, que sofrem retrabalhamento de enxurradas geradas por águas pluviais. Essa zona encontra-se sobre a zona de intermaré superior (Figura 6.6).



LEGENDA

- |          |           |          |                 |
|----------|-----------|----------|-----------------|
| [Symbol] | Supramaré | [Symbol] | Planície Lamosa |
| [Symbol] | Dunas     | [Symbol] | Embasamento     |

Figura 6.6 - Seção estratigráfica Planície de Maré (Zona de Intermaré Superior de Supramaré)

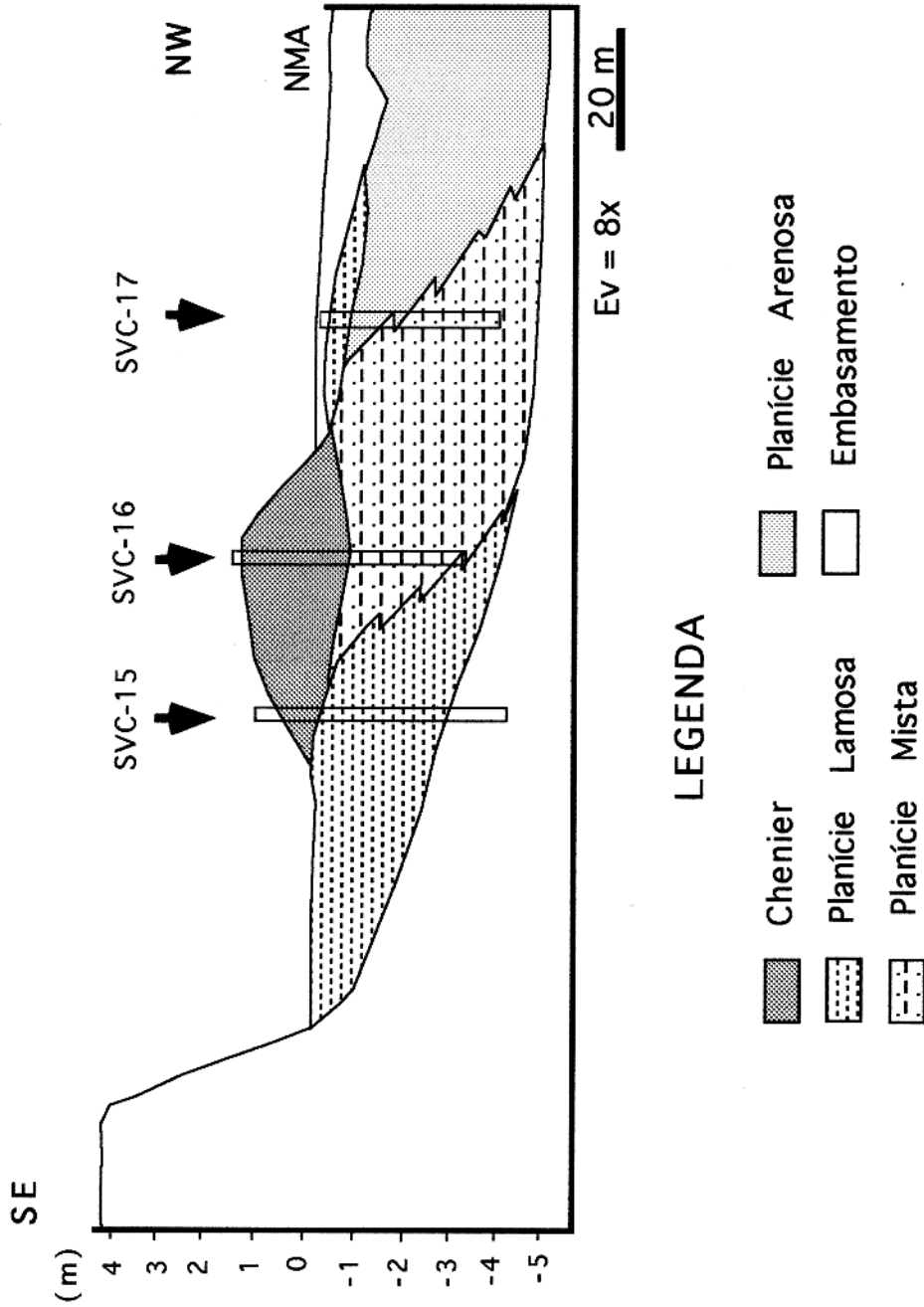
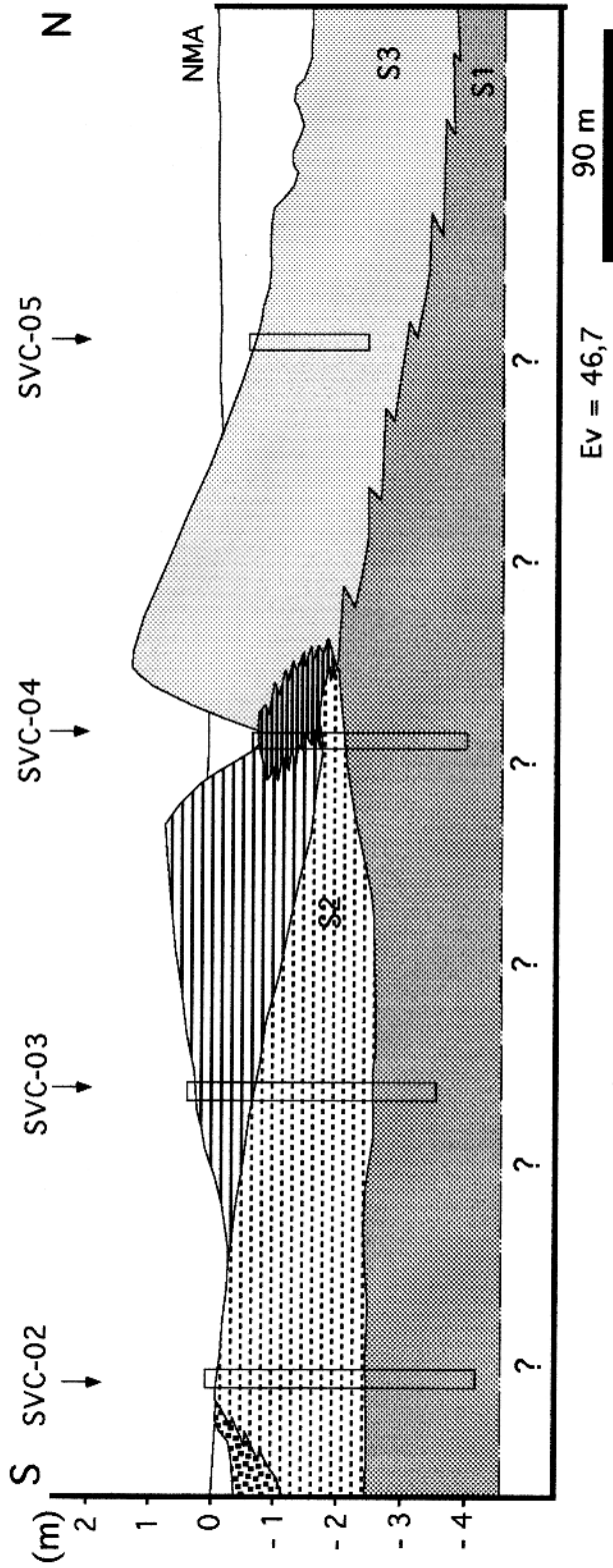


Figura - 6.7 - Seção estratigráfica do chenier (Planície de Maré).



LEGENDA







-  Canal de Maré
-  Crista de Praia
-  Laguna
-  Praia
-  Planície Lamosa
-  Face de Praia

Figura 6.8 - Seção estratigráfica da Praia - Flecha Barreira do Farol Velho (Planície Litorânea)

Em função principalmente da variação da maré na região (>5m), a zona de intermaré é representada por uma extensa planície, subdividida em 3 (três) subzonas segundo critérios adotados por autores como GINSBURG, (1975); KLEIN, (1977); REINECK & SINGH, (1980) e FRASER, (1989): Intermaré Superior (planície lamosa); Intermaré Média (planície mista) e; Intermaré Inferior (planície arenosa), caracterizadas, respectivamente, pelos fácies lama de manguezal, lama e areia marinho/estuarino e finalmente, pela unidade morfoestratigráfica planície arenosa (Figuras 6.6 e 6.7). Essa zona da planície costeira é caracterizada pela interação de ondas, correntes de marés e fluviais, e ainda, por uma variação significativa no padrão de distribuição granulométrica que, na seqüência vertical, mostra uma granodecrescência ascendente, refletindo a diminuição da energia da base para o topo da seqüência estratigráfica holocênica dessa planície. Mudanças texturais, tipos de estruturas sedimentares observadas e a transição de estruturas predominantemente físicas para aquelas predominantemente biogênicas em direção ao topo da seqüência corroboram com essa afirmativa.

A sedimentação superficial na zona de intermaré superior se dá por decantação e floculação (PRYOR, 1975), do material fino em suspensão (lama). Na zona de intermaré média (ambiente de sedimentação misto ou transicional), a sedimentação ocorre por deposição de carga de fundo e em suspensão, com quantidades aproximadamente iguais de areia e lama (KLEIN, 1977). Finalmente na zona de intermaré inferior, onde predominam processos influenciados por correntes de maré, a sedimentação se dá, principalmente, por acreção lateral e carga de fundo.

Associada ao ambiente de planície de maré, em perfis realizados próximo às margens dos canais estuarinos e canais de maré, notadamente nas suas porções meandrante sinuosas, verifica-se a ocorrência do fácies de canal (barras de meio de canal e em pontal) (Figura

5.4), os quais caracterizam a agradação e progradação lateral desses canais dentro da planície lamosa. Segundo WEIMER et al. (1982) seriam os principais mecanismos responsáveis pela distribuição dos subfácies na planície de maré. Além disso, a presença de cheniers (Figura 6.7), representados por cordões arenosos alongados e recurvados, antigos (internos) e atuais isolados dentro dessa planície (Figura 4.6A e B e 5.3) (Anexo), marca um período de parada na progradação lamosa, provavelmente em função de condições de maior energia de ondas, maior suprimento de areia e/ou um período de redução no suprimento de lama, com retrabalhamento e transporte dos sedimentos lamosos (HOYT, 1969; AUGUSTINUS, 1989 e FRASER, 1989); condições estas que possibilitaram a deposição de uma camada superficial de sedimentos arenosos (areia fina) sobre a zona de intermaré.

Segundo FRASER (1989), períodos de grande e pequena produção de sedimentos lamosos e arenosos alternadamente, resultam em episódios de progradação e retrogradação que são marcados pela geração de cristas de praia ("beach ridges") isoladas na superfície (cheniers) e areias e lamas interbandadas em subsuperfície, típicas da zona de intermaré média, caracterizada na área estudada pelo fácies lama e areia marinho/estuarino (Figura 6.7).

O ambiente estuarino identificado na área estudada é caracterizado pela geometria e formas deposicionais típicas de estuários dominados por macromarés reconhecidos por WOODROFFE et al. (1986 e 1989), DALRYMPLE et al. (1992) E SOUZA FILHO (1995) entre outros, em diversas regiões do planeta.

DALRYMPLE et al. (1992) sugerem um modelo idealizado para estuários dominados por marés (Figura 6.9), mostrando a distribuição dos tipos de energia, unidades morfológicas e fácies sedimentares característicos de cada setor do estuário. Nesse modelo, na foz onde a ação das ondas é alta, formam-se barras arenosas alongadas que dissipam a energia da

onda, enquanto que as correntes de maré tornam-se mais fortes e velozes em direção ao interior do estuário, em função do afinilamento desse, gerando as planícies arenosas de regime de fluxo superior ("UFR sand flat"). Na porção central do estuário, zona reta-meandrante-reta, onde o transporte de carga de fundo por fortes correntes de maré enchente é dominante na porção reta externa, mista na porção meandrante e dominada por correntes fluviais na porção reta mais interna, ocorre a presença de depósitos de barra em pontal e de meio de canal. Finalmente, na porção mais interna do estuário, onde predominam as correntes, depositam-se sedimentos arenosos grosseiros fluviais.

O ambiente supradescrito é caracterizado na seqüência S2 pelo fácies de canal (Figura 5.4), constituído por uma seqüência típica de barras de meio de canal e em pontal, dos segmentos meandrantas (sinuoso e em cúspide, segundo WOODROFFE et al., 1989) e reto-meandrante-reto (DALRYMPLE et al., 1992), onde a energia das correntes é mista, ou seja, onde transporte de sedimentos (carga de fundo e em suspensão) é função tanto das correntes de maré enchente, quanto das correntes fluviais (CLIFTON, 1982; WOODROFFE et al., 1989; DALRYMPLE et al., 1992) (Figura 6.9). Por analogia e características morfológicas semelhantes, pode-se associar os diferentes fácies e processos dominantes descritos no modelo de DALRYMPLE (1992) aos ambientes estuarinos verificados na Planície Costeira de Salinópolis.

O ambiente litorâneo é a zona mais dinâmica dentro da Planície Costeira de Salinópolis, pois está sob a ação direta e enérgica de macromarés (>5m), nível de energia de onda incidente alto (com ondas de até 2m), ventos alíseos constantes de NE e E, de intensidade moderada (velocidade média de 7.9 m/s), e, fortes correntes de maré de até 1,4 m/s. É representado pela seqüência transgressiva atual (S3), desenvolvida em uma ampla e extensa zona arenosa de baixo gradiente (~1°), e abundante suprimento sedimentar, proveniente principalmente

do retrabalhamento e transporte de sedimentos arenosos da plataforma continental adjacente por correntes costeiras e de maré em direção ao continente (FARIA Jr. et al., 1987 e EL-ROBRINI et al., 1992a). Os sedimentos das falésias ativas, plataformas de abrasão e dos cursos fluviais desenvolvidos no Planalto Costeiro (Grupo Barreiras), bem como as plataformas de abrasão marinha da Formação Pirabas existentes nessa zona são fontes supridoras secundárias que devem ser levadas em consideração.

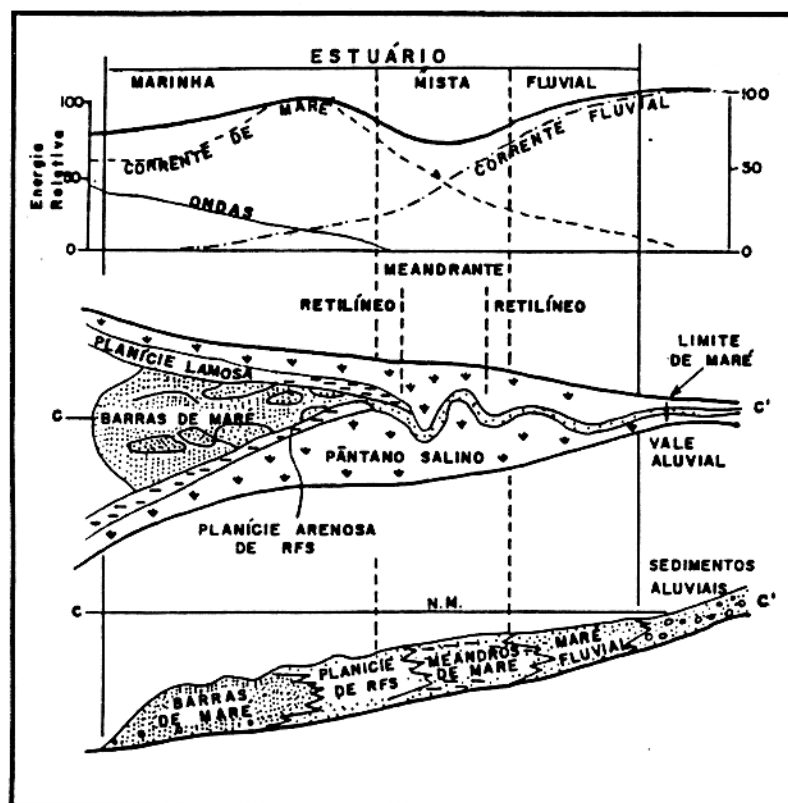


Figura 6.9 - Distribuição do tipo de energia (A); (B) elementos morfológicos vistos em planta; e facies sedimentares vistas em seções longitudinais em um estágio idealizado dominado por maré. RFS - Regime de Fluxo Superior e MAM - Maré Alta Média (DALRYMPLE, 1992).

Os ambientes litorâneos são representados pelas unidades morfoestratigráficas praias-flechas barreiras, cristas de praia, laguna, leques de lavagem, sistema de lagos, deltas de maré vazante, barras arenosas e dunas costeiras (Figuras 6.5 e 6.8), os quais, atualmente transgridem ativamente a planície de maré e os terrenos mio-pleistocênicos do Grupo Barreiras assoreando baías e canais estuarinos e de maré. Esses ambientes apresentam uma seqüência sedimentar vertical com espessura total superior a 30 m.

Segundo SILVA (1991) o transporte de sedimentos nesses ambientes se dá perpendicular e paralelamente à linha de costa. O primeiro caso, ocorre tanto em direção ao continente quanto em direção ao mar através dos canais de maré (“tidal inlet”), como resultado da ação conjugada de correntes de maré enchente e vazante e, secundariamente, por correntes fluviais. O transporte paralelo à linha de costa, se dá principalmente pela ação de correntes de deriva litorânea geradas pelas ondas incidentes de NE, promovendo transporte de sedimentos para oeste. Entretanto, verifica-se, que as correntes de marés, principalmente as de vazante (para leste), são mais competentes do que as de deriva litorânea, promovendo um maior transporte de sedimentos arenosos para leste, evidenciado principalmente pela maior taxa de migração das flechas arenosas recurvadas (“reduced sand spit”) nesse sentido, chegando a 90 m/ano na porção leste da praia-flecha barreira do Atalaia.

As praias-flechas barreiras são as feições deposicionais que mais se destacam dentro dessa zona. Formam complexos de barreiras arenosas contendo depósitos siliciclásticos finos (areia fina) de praia, cristas de praia, laguna, leques de lavagem, lagos, flechas recurvadas (“reduced spit”), dunas e canais de maré associados e/ou interrelacionados (Figuras 6.5, 6.8 e 4.10A).

Segundo DAVIS & HAYES (1984), complexos de sistemas de barreiras estariam associados principalmente às costas dominadas por micro e mesomarés. Entretanto, estudos recentes têm identificado e caracterizado vários complexos de sistemas de barreiras em ambientes dominados por macromarés (>5 m), principalmente ao longo da zona costeira da Austrália (MASSELINK & LESSA, 1995) e, mais recentemente, na costa NE do Pará (Planície Costeira Bragantina) (SOUZA FILHO, 1995).

De acordo com HOYT (1969), SCHWARTZ (1973), SWIFT (1975), DOMINGUEZ (1982), GALLOWAY & HOBDAV (1983) entre outros, a origem de sistemas de barreiras atribuem-se a 3 (três) mecanismos distintos principais: 1) crescimento e emersão de barras de costa afora ("offshore bars"); 2) crescimento e progradação lateral de flechas arenosas ao longo da costa ("costwise spit progradation") e; 3) desligamento de cristas de praia do Planalto Costeiro por afogamento da planície costeira. SWIFT (1975) e FRASER (1989) admitem ainda um quarto mecanismo, que seria o recuo da face praial em função de uma subida gradativa do nível do mar ("shoreface retreat") (Figura 6.10).

Os complexos de sistemas de barreiras identificados na Planície Costeira de Salinópolis desenvolveram-se a partir da interação de pelo menos dois dos mecanismos anteriormente descritos: a) Crescimento e progradação de flechas arenosas ao longo da costa, a partir de extremidades (pontões) do Planalto Costeiro (Grupo Barreiras) que alcançam a linha de costa (Figura 4.10A), e b) Crescimento e emergência de barras arenosas de costa afora (Figura 4.15B).

No Praia-Flecha Barreira do Farol Velho, observa-se uma pequena laguna limitada por duas cristas de praia (Figura 4.13A), a qual teria sua origem ligada a dois mecanismos

distintos: migração do sistema de cristas e calhas para uma porção mais elevada da praia ou através do terceiro mecanismo descrito na geração de sistemas de barreiras.

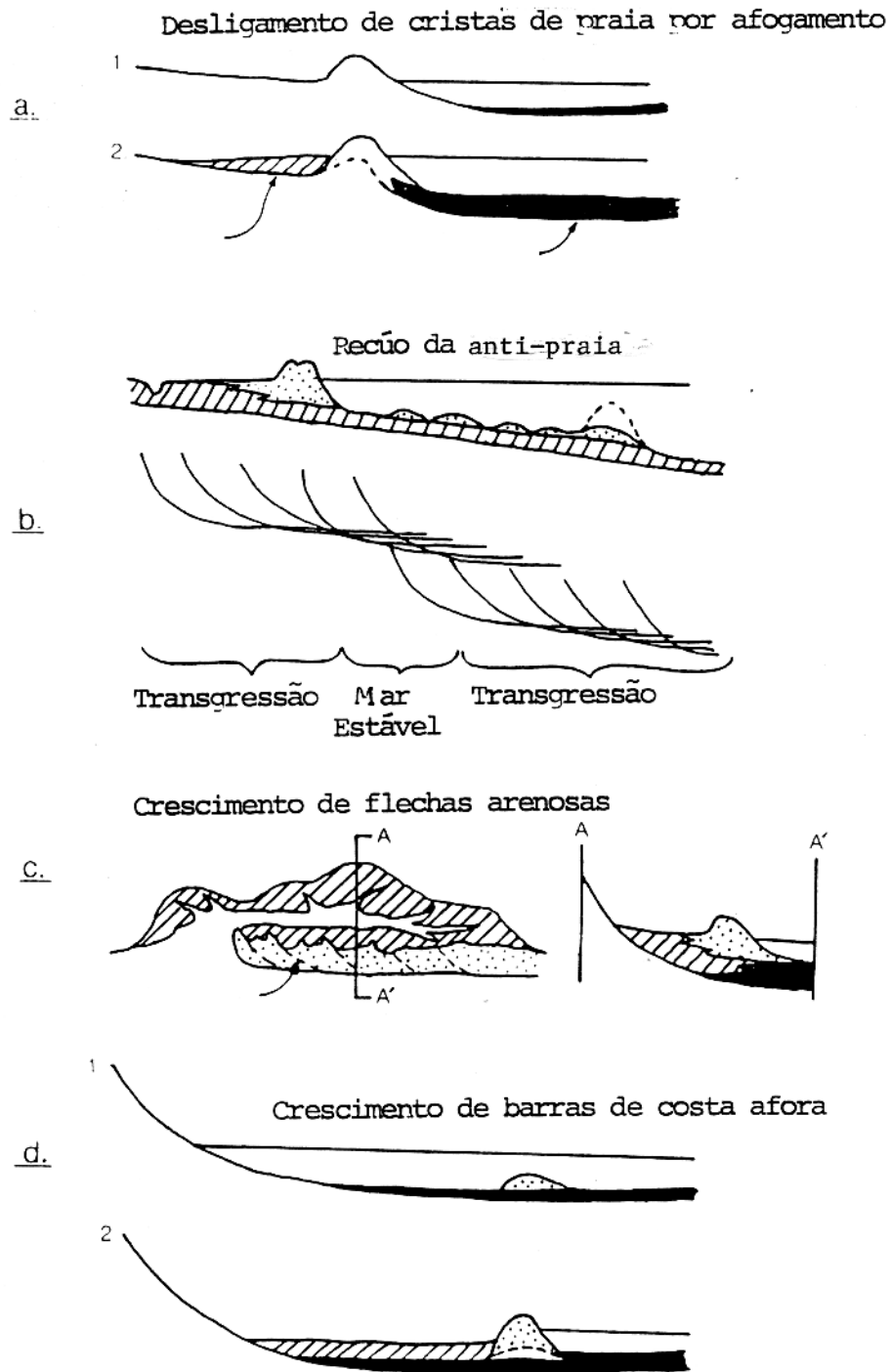


Figura 6.10 - Os 4 (quatro) métodos de formação de sistemas de barreiras: a) desligamento de crista de praia por afogamento da planície costeira; b) recuo da anti-praia; c) crescimento e progradação de flechas barreiras; e d) crescimento e emersão de barras de costa afora (FRASER, 1989).

A distribuição espacial e as características morfológicas do campo de dunas costeiras, que integram os sistemas de barreiras da Planície Costeira de Salinópolis, estão sujeitas à interação de vários fatores como a proximidade da fonte, direção (NE) e intensidade moderada predominante dos ventos alíseos, tipo e densidade da vegetação e o grau de interferência humana. Esses campos de dunas transgridem ativamente a região costeira no sentido SW, cobrindo terrenos holocênicos (manguezais, sistema de lagos e paleodunas) (Figura 6.5) e pleistocênicos (Planalto Costeiro). A deposição nesse ambiente se dá principalmente por queda de grãos, provenientes da praia, os quais são transportados por saltação na forma de “nuvens” de grãos pela ação eólica durante a maré baixa. Esses campos de dunas possuem altas taxas de migração (10-15 metros/ano), verificadas a partir da análise multitemporal de fotografias aéreas de 1978 e cena de satélite de 1988.

Extensivos deltas de maré vazante desenvolvidos nas desembocaduras das baías e canais estuarinos e de maré principais, são áreas de importantes acumulações de areias na zona litorânea (Figuras 4.7A e 4.15A). De acordo com o modelo proposto por HAYES (1980), os componentes principais de um típico delta de maré vazante incluem: um canal principal de vazante, os canais de enchente marginais, as barras de margem de canal, lóbulo terminal, plataformas de lavagem e barras de lavagem isoladas (Figura 6.11). Segundo HAYES (1980), FRASER (1989), Sha apud SILVA (1991), as características sedimentológicas dos deltas de maré vazante são variáveis em função da interação complexa de correntes de maré e ondas. O transporte de sedimentos é dominado pela maré de vazante no canal de vazante principal e pela maré de enchente nos canais de enchente marginais HAYES (1980) e Hine apud SILVA (1991). As orientações das formas de fundo são determinadas pelas correntes de maré na porção proximal do delta de vazante, e, por correntes geradas por ondas nas porções distais.

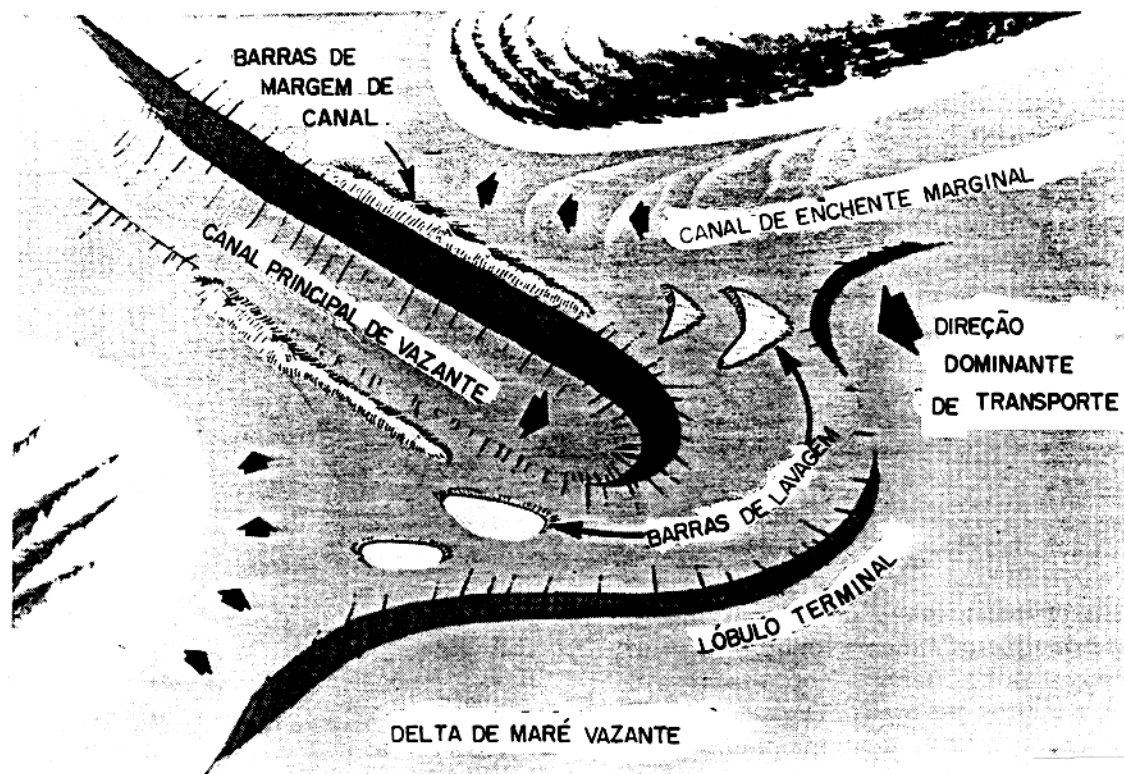


Figura 6.11 - Modelo morfológico de deltas de maré vazante. As setas indicam a direção dominante das correntes de maré (HAYES, 1980).

Segundo Walton & Adam e Sha apud SILVA (1991) o volume e geometria de deltas de maré vazante arenosos estão possivelmente correlacionados à relação prisma de maré no canal e/ou baía com a energia de onda e que a interação de correntes de maré paralelas à linha de costa e as correntes de maré através dos canais e/ou baías podem ser os principais fatores na evolução desses deltas de maré.

Em função da insuficiência de dados de subsuperfície desses depósitos, torna-se difícil caracterizar os seus padrões de sedimentação, mas a partir das observações realizadas ao nível de maré baixa durante o período de campo, pôde-se verificar que esses depósitos possuem

uma espessura de sedimentos superior a 3 m e suas feições morfológicas assemelham-se, em vários aspectos, aos componentes definidos no modelo proposto por HAYES (1980).

O modelo de sedimentação composto da Planície Costeira de Salinópolis exibe um sistema deposicional complexo, constituído por ambientes de sedimentação distintos (estuarino, planície de maré e litorâneo), apresentando características morfológicas, sedimentares e estratigráficas singulares, quanto a geometria e distribuição espacial dos ambientes.

As seções (Figuras 6.5, 6.6, 6.7 e 6.8), os blocos diagramas (Figuras 6.3 e 6.4) e a coluna estratigráfica (Figura 6.2) composta da Planície Costeira de Salinópolis, apresentam as relações laterais e verticais entre as seqüências estratigráficas (S1, S2 e S3), permitindo-se propor um modelo de sedimentação correspondente a um sistema de planície costeira de macromaré, abrangendo complexos de sistemas de praias-flechas-dunas barreiras ("beach-spit-dune barrier") associados.

## 7. EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE SALINÓPOLIS

A região costeira nordeste paraense tem sido palco para diversos estudos (sedimentológicos, geomorfológicos, tectônicos e outros), mas poucos a nível de detalhe e com ênfase à evolução holocênica dessa região. Este trabalho, apesar de suas limitações fornecerá um melhor entendimento quanto a evolução holocênica dessa planície costeira, graças ao estudo morfoestratigráfico e estratigráfico de detalhe realizados nas seqüências superficiais e subsuperficiais e uma melhor análise dos processos dinâmicos atuantes (hidrodinâmicos, atmosféricos e eustáticos) nessa planície.

Estudos voltados à evolução costeira da faixa oceânica brasileira, levando-se em conta as flutuações do nível do mar, estiveram concentradas principalmente nos litorais do sul (VILLWOCK et al., 1986; VILLWOCK, 1987; CORRÊA et al., 1992), do sudeste (CORRÊA et al., 1980; MARTIN & SUGUIO, 1989; MARTIN et al., 1993 e outros), do nordeste (CAMPOS, 1976; BITTENCOURT et al., 1981; DOMINGUEZ, 1982; BARBOSA et al., 1986; DOMINGUEZ et al., 1987; SILVA, 1991; DOMINGUEZ et al., 1992 e outros) e recentemente no norte (na Planície Costeira do Amapá - MENDES & FARIA Jr, 1993; SILVEIRA et al., 1993; MENDES, 1994 e na Zona Bragantina/NE paraense - SOUZA FILHO, 1995).

Trabalhos desenvolvidos por Bittencourt et al. apud SUGUIO et al. (1981), Martin et al. apud DOMINGUEZ (1982), SUGUIO et al. (1985) e outros, ao longo do litoral brasileiro, possibilitaram a identificação de três importantes níveis marinhos mais alto que o atual:

O nível marinho alto mais antigo do Quaternário, evidenciado apenas nos litorais dos Estados da Bahia e Sergipe, denominada de Transgressão mais Antiga, de idade Pleistocênica, que erodiu a porção externa do Grupo Barreiras estabelecendo-se linhas de falésias nessas regiões. Essa foi seguida de uma fase regressiva, com formação de novos depósitos continentais na forma

de leques aluviais coalescentes, sedimentados no sopé das falésias e posteriormente uma nova fase transgressiva atingindo seu máximo a cerca de 120.000 AP., com nível de  $8 \pm 2$  m acima do nível médio do mar atual, conhecida como Transgressão Cananéia no litoral paulista e como Penúltima Transgressão nos Estados da Bahia, Sergipe e Alagoas; e o Nível de Mar Alto Holocênico, mais recente e bem conhecido em função de numerosas reconstruções de antigas posições relativas do nível do mar.

SUGUIO et al. (1985), a partir de uma grande quantidade de datações ao radiocarbono, associadas as informações citadas acima, construiu curvas e/ou esboços de curvas de variações do nível relativo do mar para diversos setores do litoral brasileiro (Figura 7.1), para antigas posições do nível do mar relativo durante os últimos 7.000 anos. A partir dessas curvas, é possível se reconhecer ao longo da costa leste e sudeste brasileira durante o Holoceno, três fases transgressivas principais (uma entre 7.000-5100 anos A.P., com nível 4 a 5 m acima do nível médio do mar atual - NMMA; uma entre 3.800-3.500 anos A.P., com nível 3 m acima do NMMA e uma entre 2.700-2.500 anos A.P., com nível 2,5 acima do NMMA) associadas com três fases regressivas (uma entre 5.100-3.800 anos A.P., uma de 3.500-2.700 anos A.P. e uma última a partir de 2.500 anos A.P. até o presente) (DOMINGUEZ et al., 1987). Foram verificadas algumas discrepâncias ao longo do litoral, com relação a essas curvas, as quais tem sido interpretadas por alguns autores como resultado de deformações no geóide (Martin et al. Apud DOMINGUEZ et al., 1987).

A costa Norte Brasileira possui uma grande escassez de dados geocronológicos que possam dar melhores subsídios a construção de uma curva de variação do nível relativo do mar durante o Holoceno. A única curva eustática do nível do mar quaternário existente na região norte, é a curva proposta por MILLIMAN & EMERY (1968) para a Plataforma Continental do

Amazonas. Vários estudos (geológicos e geofísicos) foram desenvolvidos ao longo das plataformas continentais do Pará-Maranhão, Amazonas e Guiana Francesa, os quais possibilitaram uma melhor caracterização desta curva, permitindo a reconstrução cronológica dos eventos ocorridos durante a Transgressão Pleistocênica nessas plataformas, onde foram identificada pelo menos 5 (cinco) fases e/ou paleoníveis marinhos.

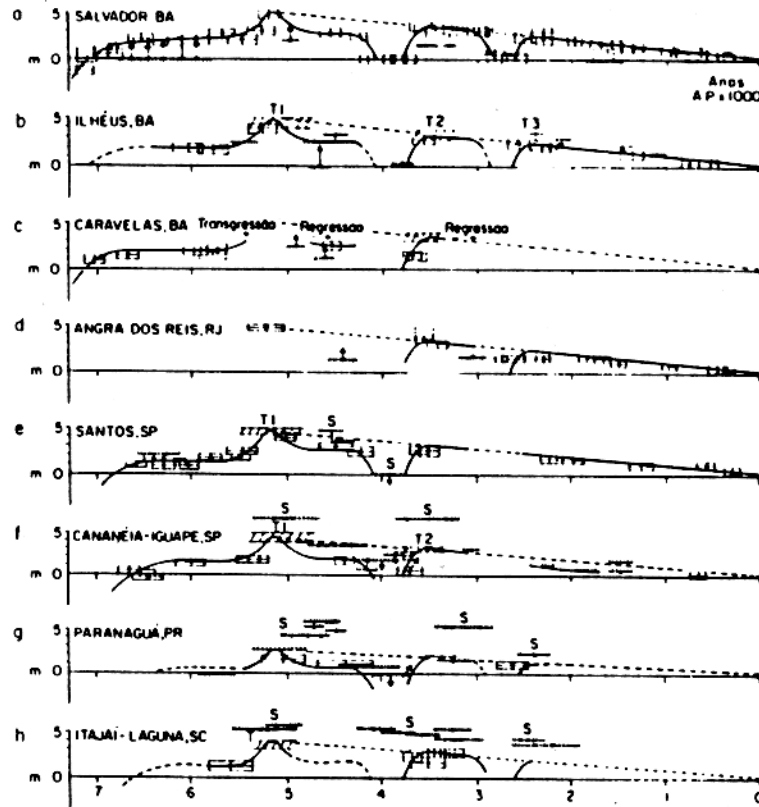


Figura 7.1 - Curvas de variações do nível do mar nos últimos 7.000 anos A.P. na costa brasileira (SUGUIO et al., 1985).

A primeira fase (20.700 à 14.400 anos A.P.) representa a última regressão marinha iniciada a cerca de 21.000 anos A.P., atingindo o máximo a 18.000 anos A.P. e que segundo Milliman & Barreto apud SOUZA FILHO (1993) é representada por uma sedimentação terrígena em "offshore", durante o estacionamento do nível do mar a -140 m. Vestígios de uma barreira recifal entre as cotas de -80 e -100 m, que cinturava o Caribe e a parte norte da América do Sul (PUJOS & ODIN, 1986) marcam o paleo litoral de 18.000 anos A.P.. Datações de oólitos lagunares encontrados na Plataforma do Amazonas com uma idade de 17.400 anos A.P. (MILLIMAN & BARRETO, 1975) e na Plataforma da Guiana Francesa (17.000 anos A.P.) (Moguedet apud EL-ROBRINI & SOUZA FILHO, no prelo a, b), e bancos carbonáticos constituídos por algas coralíneas, briozoários, hexacorais e ostreidos observados por VITAL et al. (1991) e areias biogênicas descritas por SILVA (1992; 1993) relacionados a uma barreira recifal na Plataforma Continental Norte, marcam bem esse estágio do nível do mar.

A partir de 14.400 anos A.P. o nível do mar começou a subir até 12.000 anos A.P., com velocidade de 1,8 cm/ano, estabilizando-se a -80 m, a qual, é correlacionável a oscilação caracterizada por PUJOS & ODIN (1986), de mesma idade e ao mesmo nível (-80 m) na Guiana Francesa. De acordo com SOUZA FILHO (1993) esse período foi marcado por uma paleo-drenagem ligada a um sistema estuarino ou deltaico meandrante, definido como paleo-rias (EL-ROBRINI & SOUZA FILHO, no prelo, a, b).

O estágio seguinte (12.000 à 9.500 anos A.P.) foi marcado por um novo pulso transgressivo (1,6 cm/ano), que estabilizou-se a -40/-50 m de profundidade do nível do mar atual, representado por um paleo-golfo do Rio Gurupi, na plataforma do Pará-Maranhão (EL-ROBRINI & SOUZA FILHO, no prelo, a, b), e por depósitos de ilmenita na Plataforma da Guiana Francesa datado de 12.000 anos A.P. (PUJOS & ODIN, 1986).

O período de 9.500 à 7.500 anos A.P., representa a fase final da transgressão Pleistocênica, marcando uma pausa em torno de 8.000 anos A.P., correspondendo segundo PUJOS & ODIN (1986) a um litoral a -25 m na plataforma da Guiana Francesa e a -20 m na plataforma norte brasileira (SOUZA FILHO 1993 e 1995 e EL-ROBRINI & SOUZA FILHO, no prelo, a, b) (Figura 7.2A). Segundo FARIA JR. et al. (1987), durante esse período desenvolveram-se extensos campos de dunas litorâneas ao longo do litoral paraense.

A nova fase iniciada a partir de 8.000 anos A.P., marca o início da última grande transgressão holocênica, a qual até o momento não possui nenhum registro radiométrico absoluto para a costa nordeste paraense, e em função disso, a evolução holocênica da Planície Costeira de Salinópolis, obedecerá a uma sucessão cronológica de eventos transgressivos e regressivos, não levando-se em conta sua posição temporal, para que se possa realizar correlações com as curvas eustáticas propostas para outros trechos do litoral brasileiro, bem como, com dados absolutos obtidos na costa amapaense, da Guiana Francesa e Suriname.

De acordo com Brinkman & Pons apud PROST (1991) o nível relativo do mar atingiu a posição atual a cerca de 6.000 anos A.P. na costa da Guiana Francesa e Suriname (WONG, 1989), fato esse corroborado por VITAL (1988) na Ilha de Marajó, MENDES (1994) para a costa amapaense e SOUZA FILHO (1995) para a Planície Costeira Bragantina (NE do Pará).

Esse evento transgressivo, é correlacionável ao nível de mar mais alto do Holoceno, muito bem caracterizado na costa leste e sudeste brasileira como Transgressão Holocênica, com máximo em 5.100 anos A.P., a qual levou ao afogamento dos cursos fluviais, que foram transformados em estuários nas suas desembocaduras, e a seguir formaram-se ilhas

barreiras isolando sistemas de lagoas (SUGUIO et al., 1985 e MARTIN & SUGUIO, 1989), também conhecida como Transgressão Flandriana na Europa.

SOUZA FILHO (1995), propôs um modelo evolutivo para a Planície Costeira Bragantina para esse período, a qual pode ser estendido para toda a Costa NE paraense e NW Maranhense, com pequenas alterações em função dos diversos ambientes e sub-ambientes ocorrentes ao longo dessas zonas costeiras.

Durante esse evento transgressivo, o mar penetrou nos vales fluviais escavados no Planalto Costeiro (Grupo Barreiras) anteriormente, transformando-os em estuários e gerando falésias de até 20 m de altura nesses vales e ao longo da Planície Litorânea e ilhas, além de extensas plataformas de abrasão marinha, sob as quais foi depositado um lençol arenoso transgressivo, representado pelo fácies estratigráfico areia marinho e pelo fácies areias de barras estuarinas ao longo dos vales estuarinos. Esse período foi caracterizado por ambientes estuarinos e de praia. Esse lençol arenoso, ocorre a uma profundidade de -4,6 m, correlacionável ao nível de mar transgressivo (-4,5 m) de 6.000 anos A.P. proposto por SOUZA FILHO (1995) na Planície Costeira Bragantina (Figura 7.2B). Nesse período houve a instalação de praia na base das falésias, com o desenvolvimento de um campo de dunas costeiras, que migrou por sobre o Planalto Costeiro, representados atualmente pelas paleodunas da Planície Costeira de Salinópolis.

Uma fase regressiva posterior ou de mar estável, instalou-se nessa região, permitindo o desenvolvimento de uma progradação lamosa da linha de costa em direção ao mar, caracterizada na área pelos fácies estratigráficos lama de manguezal e areia e lama marinho/estuarino, do ambiente de planície de maré que se instalou durante esse período, desenvolvido ao longo das margens dos canais estuarinos e nas áreas protegidas geradas pelas ilhas do Planalto Costeiro e ilhas barreiras desenvolvidas a partir do final da fase transgressiva

anterior (Figura 7.2C). O contato verificado entre o lençol transgressivo com os depósitos dessa progradação lamosa são abruptos (Figuras 5.4; 5.6; 5.11).

Ainda nessa fase, ocorreram paradas na progradação lamosa em função de rápidas oscilações positivas do nível do mar, e/ou ainda, por períodos de redução no suprimento de lama sob condições de maior energia de ondas e suprimento de areia, gerando depósitos arenosos de praia com leques de lavagem e dunas associadas sobre planície de maré. Com a retorno das condições progradantes atuantes anteriormente, esses depósitos foram isolados formando os cheniers (Anexo) (Figura 7.2D).

A Figura 5.5, mostra a estruturação interna desses depósitos, e o seu contato abrupto com o fácies lama de manguezal e areia e lama marinho/estuarino (Figura 5.15) da planície de maré, os quais variam de -1,8 a -1 m de profundidade, marcando desse modo um nível de mar estacionário, correlacionável ao nível de -1,5 m verificado por SOUZA FILHO (1995) na Planície Costeira Bragantina.

De acordo com SOUZA FILHO (1995) esse evento pode estar associado ao estágio de formação de deltas intralagunares situados nas desembocaduras dos principais cursos fluviais (Paraíba do Sul, Doce e Jequitinhonha) da costa leste brasileira, na qual a progradação da planície costeira foi marcada por pela formação sucessiva de cristas de praia (“beach ridges”), constituindo extensos “Strands Plains”.

A Planície Costeira de Salinópolis se encontra atualmente sob uma fase transgressiva, com sistemas de praias-flechas barreiras, dunas eólicas e barreiras arenosas transgredindo sobre a planície de maré, sistema de lagos e Planalto Costeiro (Figuras 4.9B; 4.10 e 4.11), e contínuo processo erosivo das falésias ativas do Planalto Costeiro (Figuras 4.10 e 4.14) e da porção frontal do campo de dunas costeiras atuais (Figura 4.1B), formando plataformas de

abrasão marinha nos depósitos do Grupo Barreiras e Formação Pirabas e dos depósitos de manguezal (Figuras 4.6 e 4.14). Ao mesmo tempo, há o preenchimento dos sistemas estuarinos e, desenvolvimento de deltas de maré vazante nas desembocaduras das baías e canais estuarinos e de maré (Figuras 4.4; 4.7 e 4.8) (Figura 7.2E).

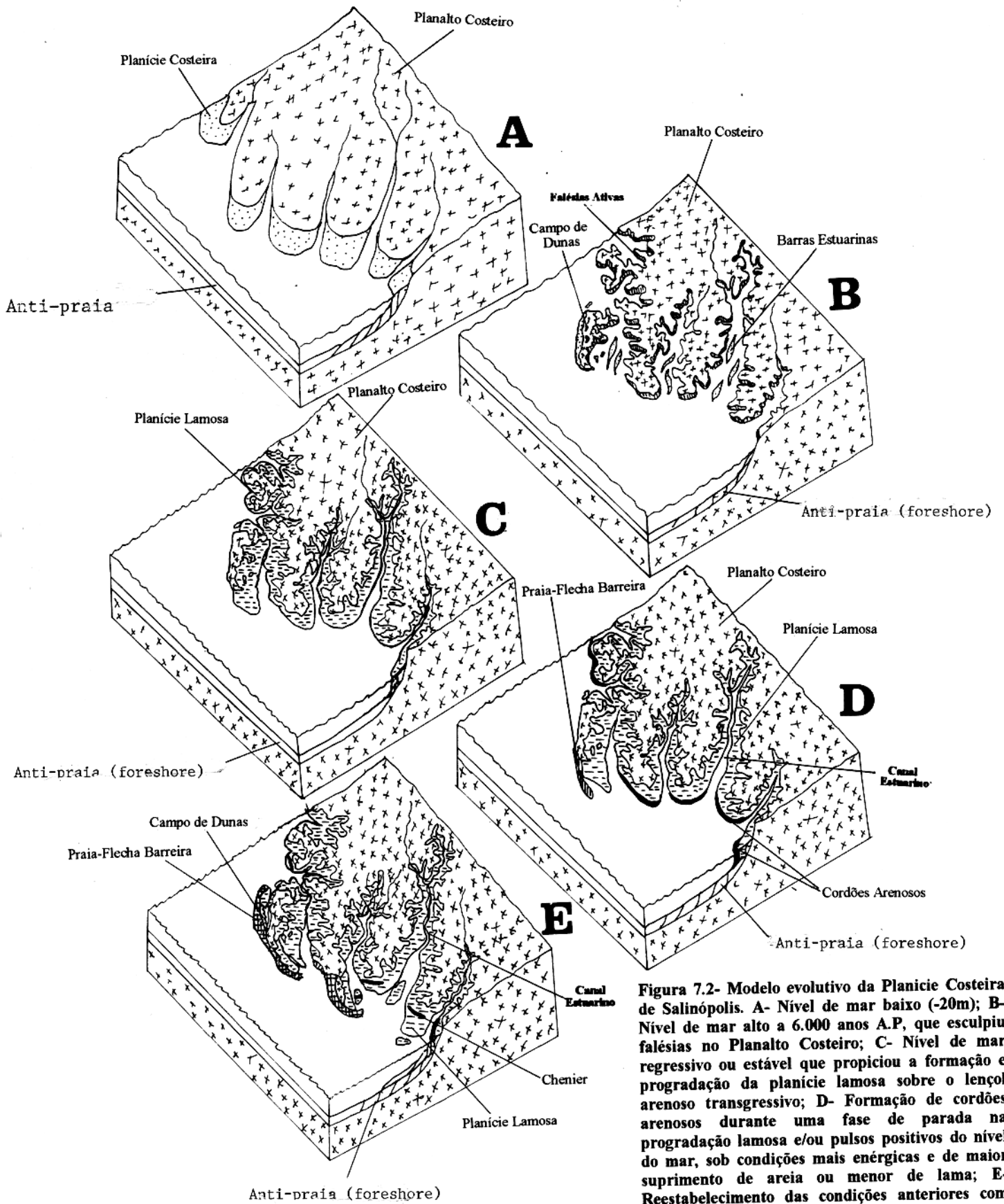


Figura 7.2- Modelo evolutivo da Planície Costeira de Salinópolis. A- Nível de mar baixo (-20m); B- Nível de mar alto a 6.000 anos A.P, que esculpiu falésias no Planalto Costeiro; C- Nível de mar regressivo ou estável que propiciou a formação e progradação da planície lamosa sobre o lençol arenoso transgressivo; D- Formação de cordões arenosos durante uma fase de parada na progradação lamosa e/ou pulsos positivos do nível do mar, sob condições mais enérgicas e de maior suprimento de areia ou menor de lama; E- Reestabelecimento das condições anteriores com retomada da progradação lamosa, isolando os cordões arenosos, formando os cheniers. Atualmente, essa planície encontra-se sob uma fase transgressiva, com os sistemas de praia-flecha barreira, dunas e barreiras arenosas migrando sobre a planície de maré lamosa, sistema de lagos, e Planalto costeiro, e preenchendo os canais estuarinos e de maré, e formação de deltas de maré vazante nas baías.

## 8. CONCLUSÕES

As conclusões que seguem foram elaboradas a partir de tratamento e análise de dados adquiridos nas diferentes etapas conduzidas durante a elaboração desse trabalho. Todavia, as idéias que ora se propõe não são conclusivas, haja vista que a história geológica holocênica da planície costeira estudada, ainda necessita de estudos ainda mais criteriosos que possam esclarecer algumas dúvidas, que ainda não foram totalmente elucidadas e que podem gerar ainda muitas controvérsias, mas, sob o ponto de vista dos trabalhos já desenvolvidos na região nordeste do paraense, esse trabalho com certeza auxiliará em muito futuros trabalhos que venham a ser desenvolvidos nessa planície costeira.

A Planície Costeira de Salinópolis está associada estruturalmente a uma plataforma tectonicamente estável (Plataforma Bragantina), interpretada atualmente como estando em submersão. Essa planície representa uma das áreas mais dinâmicas do litoral paraense, desenvolvendo-se sob a influência de um clima tropical chuvoso associado a um sistema de macromarés (>5 m), com ventos moderados (7,9 m/s), ondas com até 2 m de altura e fortes correntes de maré (1,4 m/s).

Com base em conceitos geomorfológicos e morfogenéticos, compartimentou-se a área compreendida pelo Município de Salinópolis em 4 (quatro) unidades morfológicas principais:

- O Planalto Costeiro que representa o limite continental da planície costeira, bem como o embasamento sobre o qual se encontra depositados os sedimentos holocênicos dessa planície, cujo arcabouço geológico é integrado pelo Grupo Barreiras e sedimentos pós-Barreiras, de idade Mio-pleistocênica. As principais feições dessa unidade ao longo do seu limite com a planície costeira, são: falésias ativas, que estão sob um forte processo hidrodinâmico erosivo, provocando um recuo contínuo das suas bordas em contato com o mar, deixando como vestígios de sua presença

plataformas de abrasão marinha: falésias inativas, esculpidas durante o máximo da última transgressão holocênica (6.000 anos A.P.), representando os limites internos da planície costeira e a posição da antiga linha de costa dessa região; e ilhas, tendo como destaque a Ilha de Atalaia. Às bordas do Planalto costeiro, encontram-se vários sambaquís (Ponta da Bota, Cocal de dentro e de fora, Itapeua, Embaúba e outros) nos limites da área estudada, que representam vestígios pré-históricos da presença humana, as margens da planície costeira. Esses sambaquís infelizmente encontram-se quase que totalmente destruídos, em função de sua exploração histórica para a fabricação de cal e mais recentemente, pela construção indiscriminada de estradas e/ou vias de acesso a zona costeira.

- As Planícies Estuarinas, integram a planície costeira, e estão desenvolvidas ao longo dos vales incisivos formados durante flutuações do nível do mar, representadas na área estudada pelos rios Urindeua, Arapiranga e São Paulo, e caracterizados por 4 (quatro) padrões morfológicos distintos típicos de planícies estuarinas dominadas por macromaré, estando esses dispostos a partir da foz onde dominam os processos marinhos, em direção ao curso superior onde predominam os processos fluviais, sub-divididos em: funil estuarino; segmento meandrante sinuoso; segmento meandrante em cuspide; e o canal de curso superior, os quais são limitados lateralmente pela planície de maré (manguezal).

- Planície de Maré representa a unidade de maior extensão dentro da planície costeira, desenvolvida nas áreas protegidas da ação mais enérgica das ondas, onde os processos dinâmicos atuantes são as marés e suas correntes de enchente e vazante. Essa unidade é subdividida em função do seu tempo de inundação pelas marés em: Cobertura arenosa retrabalhada de supramaré; manguezal (planície de intermaré superior ou planície lamosa); cheniers; baías (planície de intermaré inferior ou planície arenosa).

-Planície Litorânea é a zona mais dinâmica da planície costeira, pois está sob ação direta de ondas, ventos e marés. Caracterizada por 5 (cinco) subunidades principais: paleodunas; sistema de lagos; campo de dunas costeiras atuais (com dunas parabólicas, piramidais e longitudinais); praias-flechas barreiras (com leques de lavagem, escarpa de praia, cristas de praia, laguna, sistemas de cristas e calhas -“ridges and runnels” e outras feições associadas); deltas de maré vazante e barreiras arenosas.

A estratigrafia da planície costeira estudada foi definida com base nos conceitos da morfoestratigrafia e da estratigrafia clássica, os quais permitiram definir 13 (treze) unidades morfoestratigráficas: cobertura arenosa retrabalhada de supramaré, manguezal (zona de intermaré superior), chenier, barras de canal, planície arenosa, paleoduna, sistema de lagos, campo de dunas costeiras atuais, interduna, leques de lavagem, laguna, crista de praia e praia-flecha barreira, e 6 (seis) unidades estratigráficas: areia e lama marinho/estuarino, lama de manguezal, areia e lama de canal, areias de barras estuarinas, areia marinha e sedimentos indiferenciados.

A análise dos dados obtidos com a integração e correlação das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas, possibilitou a definição de 3 (três) sequências estratigráficas generalizadas para a planície costeira holocênica estudada: uma transgressiva basal (S1); uma regressiva ou de mar estável (S2); e uma transgressiva atual (S3).

A sequência S1 apresenta-se como um extenso lençol arenoso transgressivo, onlapando o Planalto Costeiro, representado pelas fácies areia de barras estuarinas e areia marinha, ambos depositados discordantemente sobre uma sequência mais antiga representada pelas fácies sedimentos indiferenciados (Grupo Barreiras), o qual constitui o embasamento da planície costeira estudada. Essa sequência foi depositada sob condições de alta energia em ambientes de

praia (face praial- "foreshore") e estuarino (funil estuarino) durante o máximo transgressivo do Holoceno (6.000 ano A.P.).

O modelo e os processos de sedimentação atual da Planície Costeira de Salinópolis são resultantes da progradação da linha costa durante o Holoceno em uma fase regressiva ou de mar estável (sequência S2), seguida de uma fase retrogradacional atual da linha de costa sob condições transgressivas (sequência S3). Esse modelo é caracterizado por três ambientes principais de sedimentação:

-Planície de maré que foi amplamente desenvolvido durante o estágio regressivo ou de mar estável, ao longo das margens dos vales estuarinos, as margens das baías e atrás dos sistemas de praia-flecha barreira e ilhas do Planalto Costeiro, na forma de uma progradação lamosa, o qual é caracterizado pela deposição dos fácies lama de manguezal (zona de intermaré superior), areia e lama de canal (barra em pontal e de meio de canal) e areia e lama de marinho/estuarino (zona de intermaré médio) e das unidade morfoestratigráfica cobertura arenosa retrabalhada de supramaré e planície arenosa (zona de intermaré inferior). Os processos de sedimentação dominantes são decantação, floculação, carga de fundo e acreção lateral e vertical. Durante essa fase houve períodos de parada nessa progradação gerando os cheniers sob condições de maior energia, maior suprimento de areia e/ou períodos de redução no suprimento de lama, com retrabalhamento e transporte dos sedimentos lamosos;

- O ambiente estuarino caracteriza-se pela geometria típica de estuários dominados por macromarés e formas deposicionais características, tais como barras arenosas na foz, planícies arenosas de regime de fluxo superior, depósitos de barras em pontal e de meio de canal e depósitos grosseiros fluviais nas porções de curso superior. Esse ambiente foi caracterizado na

sequência S2 através do fácies de barra de canal, constituído por uma sequência típica de barras de meio de canal e em pontal, dos segmentos meandrantés. O transporte de sedimentos nesse ambiente se dá principalmente por saltação, arrasto e suspensão em função de fortes correntes atuantes (1,4 m/s) e secundariamente por correntes fluviais e deposição por carga de fundo e/ou acreção lateral;

- Ambiente litorâneo é o mais dinâmico da planície costeira, e representa a sequência transgressiva atual (S3) caracterizada por uma ampla e extensa zona arenosa de baixo gradiente ( $\sim 1^\circ$ ), com abundante suprimento sedimentar arenoso proveniente principalmente do retrabalhamento através do transporte pelas correntes costeiras e de maré em direção ao continente de depósitos existentes na plataforma continental interna e secundariamente de sedimentos do Planalto Costeiro (falésias ativas), sendo representado pelas unidades morfoestratigráficas praias-flechas barreiras, cristas de praia, laguna, leques de lavagem, sistema de lagos, deltas de maré vazante, barreiras arenosas e dunas costeiras.

Os complexos de sistemas de barreiras identificados na planície costeira estudada, desenvolve-se através da interação de pelo menos dois dos mecanismos descritos na literatura: crescimento e progradação de flechas arenosas ao longo da costa a partir de extremidades (pontões) do Planalto costeiro, e crescimento e emergência de barras de costa afora. A formação das cristas de praia se dá possivelmente pela migração em direção ao continente do sistema de calhas e cristas ("ridges and runnels") e/ou desligamento de cristas de praia por afogamento da planície costeira. E os deltas de maré vazante desenvolve-se em função de fortes correntes de maré vazante (1,4 m/s) atuantes nessa planície e grande suprimento arenoso.

A análise de todos os dados adquiridos possibilitou a caracterização do modelo de sedimentação da Planície Costeira de Salinópolis como um sistema dominado por macromaré com complexos sistemas de praias- flechas-dunas barreiras associados.

A evolução holocênica dessa planície teve início com a subida relativa do nível do mar, atingindo o seu máximo a 6.000 ano A.P., responsável pelo retrabalhamento do Grupo Barreiras gerando as falésias e escavando e afogando os vales fluviais, transformando-os em estuários. Esse evento é marcado por um lençol arenoso transgressivo verificado a -4,6 m. Uma fase regressiva posterior ou de mar estável se instalou nessa região propiciando o desenvolvimento da progradação lamosa, com paradas marcadas pela formação de cheniers, em função de oscilações positivas do nível do mar e/ou redução no suprimento de lama. Esse período é registrado por um nível discordante que varia de -1,8 a 1 m de profundidade. Essa planície se encontra atualmente sob uma fase transgressiva, caracterizada pela migração dos ambientes litorâneos por sobre a planície de maré e Planalto Costeiro.

SOUZA FILHO (1995) propôs um modelo de evolução para os últimos 6.000 anos, o qual se adequa aos dados obtidos ao longo da Planície Costeira de Salinópolis, com pequenas considerações, já que a falta de datações absolutas deixa lacunas sujeitas a controvérsias.

A partir das análises que foram realizadas pode-se afirmar que a costa nordeste paraense vem passando por eventos transgressivos e regressivos, correlacionáveis aos eventos caracterizados ao longo da costa leste e sudeste brasileira e extremo norte da América do Sul, na costa amapaense, Guiana Francesa e Suriname.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ACKERMAN, F.L. 1964. Geologia e fisiografia da Região Bragantina. Estado do Pará. **Cadernos da Amazônia**, 2: 92p.
- ALMARAZ, C.U. 1977. **Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas - Estado do Pará**. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, Tese (Doutorado em Geologia), 198p.
- ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M.; ROSSETTI, 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, 1994. **Anais**. Belém, SBG - Núcleo Norte. p. 185-187.
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.2, p. 738-752.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F. 1989. Cheniers and cheniers plains: a general introduction. **Marine Geology**, 90(4): 219-229.
- BARBOSA, G.V. & PINTO, M.N. 1973. Geomorfologia da Folha SA-23 (São Luiz) e parte da Folha SA-24 (Fortaleza). In: BRASIL. Projeto RADAM BRASIL. **Folha SA 23 São Luis e parte da Folha SA 24 Fortaleza**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da Terra. Rio de Janeiro. Capítulo 1, p. 3-37 (Levantamento de Recursos Naturais, 3).
- BARBOSA, L.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUES, J.M.L.; MARTIN, L. 1986. Geologia do Quaternário Costeiro do Estado do Alagoas. In: DANTAS, A. **Mapa geológico do Estado do Alagoas**. Brasília, DEM/DNPM. Escala 1:250.000.

- BEMERGUY, R.L.; BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S. 1992. Geomorfologia da Região do Salgado, NE do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. **Resumos...**, São Paulo, SBG, v.1, p. 267-269.
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C.; DEL'ARCO, J.O.; DRAGO, V.A.; MONTALVÃO, R.M.G. 1990. Geologia. In: IBGE & SUDAM. PROJETO ZONEAMENTO DAS POTENCIALIDADES DOS RECURSOS NATURAIS DA AMAZÔNIA LEGAL. Convênio IBGE/SUDAM. Rio de Janeiro, IBGE. 212p.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; FERREIRA, Y.A. 1981. Dados preliminares sobre a evolução do delta do Rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário; influência das variações do nível do mar: In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL, 4., Rio de Janeiro, 1981. **Atas**. Rio de Janeiro, SBG. p. 49-68.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BERMEGUY, R.L.; PARANHOS JÚNIOR, C.A.; HASUY, Y. 1995a. A Esculturação da paisagem do litoral norte do Brasil e sua relação com os movimentos neotectônicos do Quaternário. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. **Resumos...** Gramado, p.423-424.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BERMEGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA, M.L.; HASUY, Y. 1995b. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. **Resumos...** Gramado, p.421-422.
- BOYD, R.; DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, 80 (1/2): 139-150.
- BROWN, J.; COLLING, A.; PARK, D.; PHILLIPS, D.; WRIGHT, J. 1989. **Wave, tides and shallow - water processes**. Oxford, The Open University. 187p.

- CAMPOS, H. 1976. **Estudos das variações C13/C12 e O18/O16 em ambientes de formação de rochas de praia na ilha de Itaparica, Bahia**. Salvador, Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências. 55p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UFBA, 1976.
- CLIFTON, H.E. 1982. Estuarine deposits. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. **Sandstone Depositional Environments**. Tulsa, AAPG. p. 179-189.
- CORREA, I.C.S.; BAITELLI, R.; KETZER, J.M.; MARTINS, R. 1992. Translação horizontal e vertical do nível do mar sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul nos últimos 17.500 anos B.P.. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 3., Belo Horizonte, 1992. **Anais**. Belo Horizonte, ABEQUA. p. 11-25.
- CORREA, I.C.S.; PONZI, V.R.A.; TRINDADE, L.A.F. 1980. Níveis marinhos quaternários da Plataforma Continental do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú, 1980. **Anais**. Camboriú, SBG. v.2, p. 578-587.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA Jr., P.S.; COSTA, M.L. 1992. Geologia. In: SECRETARIA DE MEIO AMBIENTE e IBAMA. **Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Macro Zoneamento Costeiro do Estado do Pará. Belém**. SECTAM/IBAMA/CRN, p. 17-58. (Relatório Técnico).
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M. S.; IGREJA, H.L.S.; PINHEIRO, R.V.L. 1991a. Aspectos da tectônica cenozóica na Região do Salgado, litoral nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG-Núcleo Norte, p. 156-165.

- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991b. O quadro tectônico regional do Mesozóico da região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG - Núcleo Norte. p. 166-178.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIAS, C.A.S.; SILVA NETO, C.S. WANDERLEY FILHO, V.J.R. 1977. **Projeto Gurupi**. Belém, DNPM/CPRM. v.1, 258 p.
- COSTA Jr., P.S.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G. 1992. Aspectos geológico-ambientais do litoral do Município de Salinópolis, NE do Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Resumos...**, São Paulo, SBG. v.1, p.46.
- DALRYMPLE, R.W. 1992. Tidal Depositional Systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. **Facies Models; Response to Sea Level Changes**. Ontario, Geological Association of Canada. p. 195-218.
- DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. 1992. Estuary facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Petrology**, 62(2): 1130-1146.
- DAVIES, J.L. 1977. **Geographical Variation in Coastal Development**. New York, Longman. 204p.
- DAVIES, R.A. & HAYES, M.O. 1984. What is a wave-dominated coast? **Marine Geology**, 60: 313-329.
- DAVIS Jr., R.A. 1978. Beach and nearshore zone. In: DAVES Jr., R.A. **Coastal Sedimentary Environments**. New York, Springer-Verlag. 420p.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1962. **Cartas de correntes de maré - Rio Pará - De Salinópolis à Belém**. 22p.

- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1972. **XL Comissão Oceanográfica. Operação GEOMAR I. Costa Norte-Nordeste/Geologia Marinha. Navio Oceanográfico Almirante Saldanha.** 70p.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1986. **Roteiro da Costa Norte.** Marinha do Brasil. Niterói-RJ. 152p.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1994. **Tábuas de Marés para 1994, Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros.** Rio de Janeiro. P.01-06.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1995. **Tábuas de Marés PARA 1995. Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros.** Rio de Janeiro, DHN. p. 1-6.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 1982. **Evolução quaternária da planície costeira associada a foz do rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos.** Salvador, Universidade Federal da Bahia. Câmara de Ensino e Pós-Graduação e Pesquisa, 1982, 79p. Tese (Mestrado em Geologia)-Curso de Pós-Graduação em Geologia, UFBA, 1982.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea level history, trade winds and climate. **Sedimentary Geology**, 80: 213-232.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian Coast: a summary. In: NUMMENDAL, D.; PILKEY, O.H.; HOWARD, J.D. **Sea-level fluctuation and coastal evolution.** Tulsa, Oklahoma, p.115-127. (Society of Economic Paleontologists and mineralogists, 41).

- ELLIOTT, T. 1986. Siliciclastic shorelane. In: READING, H.G. **Sedimentary Environments and Facies**. Oxford, Blackwell Scientific. P. 155-189.
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. 1993. Evidence of Quaternary sea levels on the Northern Continental Shelf. In: SIMPÓSIO AMASSEDS, 3, Niterói, 1993. **Resumos**. Niterói, UFF. p. 16.
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. 1994a. Evidências de paleo-litorais na Plataforma Continental do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Anais....** Belém, SBG, p.144-146.
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. 1994b. A plataforma continental do Amazonas e as evidências das oscilações do nível do mar durante o Quaternário Superior Terminal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, 1994. **Anais....** Camboriú, SBG, p. 417-418.
- EL-ROBRINI, M & SOUZA FILHO, P.W.M. (a) **Evidences of sea level changes in the Amazon Continental Shelf during the Latter Holocene**. (no prelo).
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. (b) **Amazon Continental Shelf and Evidences of Sea Level Changes During the Late Quaternary**. (No prelo).
- EL-ROBRINI, M.; FARIA Jr., L.E.C.; TORRES, A.M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA.; M.S. 1992a. Deposição e assoreamento das rias do Estado do Para. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Resumos**. São Paulo, SBG. p. 79-80.

EL-ROBRINI, M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA, C.A.; SILVEIRA, O.F.M.; FARIA Jr, L.E.C. & MENDES, A.C. 1992b. Registro das oscilações do nível do mar na plataforma continental norte do Brasil. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, Manaus, 1992. **Resumos...**, p. 73-75.

FARIA Jr., L.E.C.; MARÇAL, M. S.; PINHEIRO. R.V.L. 1987. A dinâmica sedimentar da praia do Maçarico/Salinópolis e sua importância para a geologia da região costeira do Estado do Pará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1., Porto Alegre, 1987. **Anais**. Porto Alegre, ABEQUA. p. 343-356.

FERNANDES, J.M.G.; QUADROS, M.L.E.S.; SOUZA JÚNIOR, C.M.; BEZERRA, O.V. 1992. Considerações sobre a ocorrência de *ophiomorpha* em sedimentos do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Resumos...** São Paulo, SBG, p. 497.

FERNANDES, L. 1985. **Estudo sedimentológico dos sedimentos recentes das areias das praias e dunas da região de Salinas-Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 22p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia)- Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1985.

FERREIRA, C.S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Anais...** Belém, SBG. v.1, p.84-88.

FIGUEIREDO JR., A.G. 1990. **Normas de controle de qualidade para processamento de testemunhos inconsolidados**. Projeto Sedimentos de talude, Contrato PETROBRÁS/ UFF nº3-570-794-0-90, 27p.

- FRANCISCO, B.H.R.; LOEWENSTEIN, P. SILVA, O.F.; SILVA, G.G. 1971. Contribuição a Folha de São Luís (SA-22) no Estado do Pará. **Boletim do Museu Emílio Goeldi**, 17: 1-40. Nova Série.
- FRANZINELLI, E. 1982. Contribuição a geologia da costa do Estado do Pará (entre as baías de Curuçá e Maiaú). In: SIMPÓSIO MAT. BRAS., 4., Manaus, 1982. **Atas**. p. 305-322.
- FRANZINELLI, E. 1990. Evolution of the geomorfology of the coastal of the state of Pará, Brasil. In: SYMPOSIUM PICG 274, Cayenne, 1990. **Anais...** Cayene, ORSTOM. p. 203-230.
- FRANZINELLI, E. 1991. Evolução e origem da costa atlântica do Estado do Pará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 3., Belo Horizonte, 1991. **Resumos...** p. 117-118.
- FRANZINELLI, E. 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. In: PROST, M.T. **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.
- FREY, J.C & WILLIMAN, H.B. 1960. Classification of the Wisconsinian stage in the Lake Michigan glacial lobe. **Illinois State Geological Survey**, 285: 16p.
- FRIEDMAN, G.M.; SANDERS, J.E.; KOPASKA-MERKEL, D.C. 1992. **Principles of Sedimentary Deposits**. New York, MacMillan. 717p.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAV, D.K. 1983. **Terrigenous Clastic Depositional Systems: Application to Petroleum, Coal and Uranium Exploration**. New York, Springer Verlag. 423p.

- GINSBURG, R.N. 1975. **Tidal deposits: Casebook of recent examples and fossil counter parts.** Berlin, Springer-Verlag. 429p.
- GÓES, A.M. 1981. **Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru no NE do Pará e NW do Maranhão.** Belém, Universidade federal do Pará. Centro de Geociências. 55p. Tese (Mestrado em Geologia)-Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, NCGG/UFPA, 1981.
- GÓES, A.M. & TRUCKENBROAT, W. 1980. Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras na região Bragantina, nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais....** Camboriú, SBG, v. 2, p.766-771.
- GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; TOLEDO, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, 2: 3-15. Série Ciências da Terra.
- GÓES FILHO, L.; VELOSO, H.P.; JAPIASSU, A.M.S.; LEITE, P.F. 1973. Vegetação. In: BRASIL /Projeto RADAM. **Folha SA-23 (Folha São Luiz) e parte da Folha SA-24 (Folha Fortaleza).** MME/DNPM, v. 3, p. 71-72.
- GOLDSMITH, V. 1978. Coastal Dunes. In: DAVES Jr., R.A. **Coastal Sedimentary Environments.** New York, Springer-Verlag. 420p
- HAYES, M.O. 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. **Sedimentary Geology**, 26: 139-156.
- HOYT, J.H. 1969. Chenier versus Barrier, genetic and stratigraphic distinction. **The american Association of Petroleum Geologist Bulletin**, 53(2): 299-306.

- IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; ALVES, R.J.; COSTA Jr., P.S.; COSTA, J.B.S. 1990. Estudos neotectônicos nas ilhas de Outeiro e Mosqueiro-Nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais....** Natal, SBG. v.5, p.2110-2123.
- KLEIN, G. de V. 1977. **Clastic Tidal Facies**. Champaign, CEPCO. 149p.
- KOMAR, P.D. 1976. **Beach Processes and Sedimentation**. New Jersey, Prentice-Hall, 129p.
- MARÇAL, M.S. 1987. **Processos sedimentológicos atuais na praia do Maçarico em Salinópolis-Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 20p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1987.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1989. Excursion route along the brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (State of Rio de Janeiro). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY, São Paulo, 1989. **Guia de Excursão**, São Paulo, INQUA. 136p. ( Special publication , 2).
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução gelógica dos "deltas" brasileiros. **Boletim do IG-USP**, 15: 1-86p. Publicação Especial.
- MARTINS, L.R. 1987. Sedimentos quaternários da Plataforma Continental Brasileira. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1, Porto Alegre, 1987. **Anais....** Porto Alegre, ABEQUA. p.11-25.

- MARTORANO, L.G.; PERREIRA, L.C.; CÉZAR, E.G.M.; PEREIRA, I.C.B. 1993. **Estudos Climáticos do Estado do Pará, Classificação Climática (KÖPPEN) e Deficiência Hídrica (THORNTHWHITE, MATHER)**. Belém, SUDAM/ EMBRAPA, SNLCS. 53p.
- MASSELINK, G. & LESSA, G.C. 1995. Barrier stratigraphy on the macrotidal Central Queensland Coastline, Australia. **Journal of Coastal Research**. 11(2):454-477.
- MEIRELES, A.J.A.; CASTRO, J.W.A.; BARBOSA, S.S.C.; ARAÚJO, A.L. 1990. Dinâmica sedimentar entre as praias do Futuro e Iparana/Fortaleza-CE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais...** Natal, SBG. V. 2, p.796-806.
- 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. 276p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1994.
- MENDES, A.C. & FARIA Jr, L.E.C. 1993. Sedimentological and stratigraphical studies of the Holocene of the Amapá Coast. In: SIMPÓSIO AMASSEDS, Niterói, 1993. **Resumos...** Niterói, p.32.
- MENDES, A.C.; FARIA Jr, L.E.C.; SANTOS, V.F.; SILVEIRA, O.F.M. 1993. Estudo sedimentológico estratigráfico dos sedimentos holocênicos da Costa do Amapá. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, Manaus, 1993. **Resumos...** Manaus, p.43.
- MILLIMAN, J.D. & BARRETO, H.T. 1975. Relict magnesian calcite oolite and subsidence of Amazon Shelf. **Sedimentology**, 22: 137-145.
- MILLIMAN, J.D. & EMERY, K.O. 1968. Sea levels during the past 35.000 years. **Science**, 162: 1121-1123.

- NASCIMENTO FILHO, R.L.G. 1992. **Caracterização ambiental da Praia da Princesa/Algodual - Uma proposta geobotânica.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 37p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1992.
- PROST, M.T. 1991. **As costas da Guiana Francesa e do norte do Brasil: semelhanças e diferenças.** Caiena, ORSTOM. 59p. (Geomorfologia e sedimentologia- Relatório interno).
- PRYOR, W.A. 1975. Biogenic sedimentation and alteration of argillaceous sediments in shallow marine environments. **Geological Society of American Bulletin**, 86:1244-1254.
- PUJOS, M. & ODIN, G.S. 1986. La sedimentation au Quaternaire Terminal sur la plate-forme continentale de la Guyane Française. **Oceanologica Acta**, 9(4): 363-382.
- QUATRO RODAS. 1995. **Guia de praias.** São Paulo. Ed. Abril. 210p.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980. **Depositional Sedimentary Environments.** New York, Springer-Verlag. 549p.
- RHODES, E.G. 1982. Depositional model for a chenier plain, Gulf of Carpentaria, Australia. **Sedimentology**, 29: 1-19.
- THE ROCK-COLOR CHART COMMITTEE. 1984. **Rock-color chart.** Netherlands. Huyskes-Enschade.
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. 1990. A influência marinha dos Sedimentos Barreiras. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**. 2:17-29. Série Ciências da Terra.

- 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**, Belém, 1: 25-74. Série Ciências da Terra.
- SÁ, J.H.S. 1969. Contribuição a geologia e os sedimentos Terciários e Quaternários da Região Bragantina. **Bol. Inst. Geol.**, 3:21-36.
- SCHWARTZ, M.L. 1973. **Barrier islands**. Stroudsburg-Pennsylvania: Dowden, Hutchinson & Ross. (Benchmarks Papers in Geology, 9.).
- SENNA, C. 1993. Caracterização geomorfológica da APA de Algodual-Maiandeuá. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, Manaus-AM, 1993. **Resumos...** Manaus, PICG. p. 91-94.
- SENNA, C.S.F.; BASTOS, M.N.C.; OLIVEIRA, J.R.; LOBATO, L.C.; SANTOS, R.T.; MORAES P.G. 1992. Geomorfologia. In: SECRETARIA DE MEIO AMBIENTE & IBAMA. **Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Macrozoneamento Costeiro do Estado do Pará**. Belém, SECTAN/IBAMA/CRN. p. 59-67. (Relatório Técnico).
- SILVA, C.G. 1991. **Holocene stratigraphy and evolution of the Acu River Delta, Rio Grande do Norte State, Northeastern Brazil**. Duck, Duck University. 400p. Tese (Doutorado em Geologia) - Department of Geology, 1991.
- SILVA, M.S. 1993. **Estudo mineralógico dos sedimentos de fundo da Plataforma do Amazonas**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 64 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1993.

- SILVA, M.L.S.; OLIVEIRA Jr, R.C.; RODRIGUES, T.E. 1992. Solos e aptidão agrícola das terras. In: SECRETARIA DE MEIO AMBIENTE & IBAMA. **Programa de Gerenciamento Costeiro. Macrezoneamento Costeiro do Estado do Pará.** Belém, SECTAM/IBAMA/CRN, p.77-151. (Relatório Técnico).
- SILVEIRA, O.F.M.; FARIA Jr, L.E.C.; NITTROUER, C.A.; ALLISON, M.A.; MENDES, A.C.M. 1993. The Amapá Coast on Plain Preliminary Results. In: SIMPÓSIO AMASSEDS, Niterói-RJ, 1993. **Resumos....** p.47.
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, 16(32):71-104.
- SOUZA FILHO, P.W.M. 1992. Levantamento dos paleoprocessos morfo-sedimentares registrados na plataforma continental norte do Brasil. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 3., Belém/PA, 1992. **Anais....** Belém, PROESP/PARÁ. p.98.
- SOUZA FILHO, P.W.M. 1993. **Oscilações do nível o mar na Plataforma Continental do Amazonas.** Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 61p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPa, 1993.
- 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.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 123p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Centro de Geociências, UFPa, 1995.

- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1995. Um exemplo de sistema deposicional dominado por macromaré: A Planície Costeira Bragantina - NE do Pará (Brasil). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5. Niterói, 1995. **Anais...** Niterói, ABEQUA. p. 278-284.
- SOUZA FILHO, P.W.M.; EL-ROBRINI, M.; SILVA, M.S.; SILVA, G.P. 1995. A Planície Costeira Bragantina: Morfologia e Sedimentação. In: WORKSHOP ECOLAB, 3. Belém, 1995. **Resumos...** Belém, MPEG. p. 44-45.
- SOUZA FILHO, P.W.M.; FERREIRA Jr, C.R.P.; SILVA, M.S.; SILVEIRA, O.F.M.; EL-ROBRINI, M.; TEIXEIRA, N.P. 1993a. Aspectos geomorfológicos entre a Ponta do Picanço e a Vila de Ajuruteua - Bragança/PA. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 4. São Paulo, 1993. **Resumos...** São Paulo, ABEQUA, p. 81-82.
- SOUZA FILHO, P.W.M.; FERREIRA Jr., C.R.P.; SILVA, M.S.; SILVEIRA, O.F.M.; EL-ROBRINI, M.; TEIXEIRA, N.P. 1993b. Considerações sobre o sistema deposicional costeiro da Zona Bragantina. Norte/Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 4., São Paulo, 1993. **Resumos...** São Paulo, ABEQUA. p. 83-84.
- SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA, M.S.; EL-ROBRINI, M.; SILVEIRA, O.F.M. 1994. Mapeamento geológico-geomorfológico da Planície Costeira bragantina. In: WORKSHOP ECOLAB, 2., Macapá, 1994. **Resumos...** Macapá, CEMA, p. 12-13.
- SUGUIO, K. 1973. **Introdução a Sedimentologia**. São Paulo, Edgard Blücher. 342p.
- SUGUIO, K. 1992. **Dicionário de Geologia Marinha**. São Paulo, T.A. Queiroz. 171p.

- SUGUIO, K.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do Nível Relativo do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas implicações na Sedimentação Costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, 15(4):273-286.
- SUMMERFIELD, M.A. 1991. **Global Geomorfology: An introduction on the study of landforms**. England: Longman Scientific & Technical, 1991. 537p.
- SWIFT, D.J.P. 1975. Barrier-island genesis: Evidence from the Central Atlantic Shelf, Eastern U.S.A. **Sedimentary Geology**. 14(1):1-76.
- TEIXEIRA, N.P. & EL-ROBRINI, M. 1992. Salinópolis, Ajuruteua e Algodual: modificações na paisagem litorânea. Nordeste do Estado do Pará/Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Resumos...** São Paulo, SBG. v.1, p. 81-82.
- THOMAS, R.G.; SMITH, D.G.; WOOD, J.M.; VISSER, J.; CALVERLEY-RANGE, E.A.; KOSTER, E.H. 1987. Inclined heterolithic stratification - terminology, description, interpretation and significance. **Sedimentary Geology**, 53: 123-179.
- TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M.; ARAÍ, M. 1994. Conteúdo fossilífero e estruturas sedimentares nos sedimentos Barreiras - NE do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, 1994. **Resumos...** Camboriú, v.3, p.210.
- VIEIRA, L.S. & SANTOS, P.C.T.C. 1987. **Amazônia seus solos e outros recursos naturais**. Agronômica Ceres, São Paulo. 132p.
- VILLWOCK, J.A. 1987. Processos costeiros e a formação da costa sul e sudeste brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, Cananéia, 1987. **Anais**. Cananéia, SBG. p. 380-398.

- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, J.L.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: RABASSA, I (Ed). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. Rotterdam, A.A. Balkema Publishers. v.4, p. 79-97.
- VITAL, H. 1988. **Estudo do geossistema do lago Arari, Ilha de Marajó - Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 106p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-graduação em Geociências, Centro de Geociências, UFPA, 1988.
- VITAL, H.; SILVEIRA, O.F.M.; TORRES, A.M.; SILVA, M.S.; SOUZA FILHO, P.W.M.; FARIA Jr., L.E.C. 1991. Cone do Amazonas - Proj. MAR 3.1: Dados geológicos preliminares. In: SIMPÓSIO SOBRE OCEANOGRAFIA, 2., São Paulo, 1991. **Resumos**. São Paulo, IOUSP. p. 245.
- WEIMER, R.J.; HOWARD, J.D.; LINDSAY, D.R. 1982. Tidal flats and associated tidal channel. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. **Sandstone Depositional Environments**. Tulsa, AAPG. p. 191-245.
- WONG, T.E. 1989. Quaternary stratigraphy of Suriname. In: PROST, M.T. 1992. **Évolution des littorax de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire**. Paris, ORSTOM. p. 203-230.
- WOODROFFE, C.D. & MULRENNAN, M.E. 1993. **Geomorphology of the Lower Mary River Plains. Northern Territory**. Darwin, Australia National University. 152p.
- WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. 1986. **Geomorphological Dinamics and Evolution of the South Alligator River and Plains, Northern Territory**. Australia National University. North Australia Reseach Unit. 190p. (Mangrove Monograph, 3).

WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. 1989. Depositional models of a macrotidal estuary and flood plain, South Alligator River, Northern Australia. **Sedimentology**, 36(5): 737-756.