

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

**“ MORFOESTRATIGRAFIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO MUNICÍPIO
DE SÃO JOÃO DE PIRABAS (PORÇÃO NW) – NE DO ESTADO DO
PARÁ ”.**

TESE APRESENTADA POR
OSMAR GUEDES DA SILVA JUNIOR

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

Data de Aprovação 07.08.1998

Comitê de Tese:

MAÂMAR EL-ROBRINI (Orientador)

CLEVERSON GUIZAN SILVA

GEORGE SATANDER SÁ FREIRE

BELÉM

Aos meus pais Osmar Guedes
da Silva (in memorian) e Maria
de Lourdes Guedes da Silva

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho não teria êxito sem o apoio e incentivos dados por diversas pessoas e instituições. Desta forma, gostaria de estender meus sinceros agradecimentos a:

- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pela concessão de bolsa durante a realização deste trabalho.

-Ao Centro de Geociências - CG pela utilização de sua infra-estrutura.

-À Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação - PROPESP e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - CPGG pelo apoio financeiro durante as etapas de campo.

-Ao Prof. Dr. Maamar El-Robrini, pela orientação, pelos constantes “puxões” de orelha, e principalmente, pela confiança depositada na realização deste trabalho.

-Aos Profs. Drs. Cleverson Guizan Silva e George Satander Sá Freire, pela participação na banca examinadora.

- Ao Técnico Afonso Quaresma, pelo seu empenho e dedicação durante os trabalhos de campo.

- Aos geólogos e amigos de todas as horas, Claudomiro Soares, Ofir Moraes Jr. e Edson Monteiro pelo companheirismo e constantes incentivos.

- Aos amigos Cléa Silva, Jamer Andrade e Claudia Cerveira pelo relacionamento de amizade durante o transcorrer do curso de Pós-Graduação.

- Aos auxiliares de campo Domingos, Fernando e Natanael pela inestimável ajuda e momentos de descontração.

Aos Srs. Antônio e Agnaldo pela atenção dispensada e hospedagem durante a primeira etapa de campo.

- À todas as pessoas que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
RESUMO	01
ABSTRACT	03
1 - INTRODUÇÃO	05
2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA	07
3 -ATIVIDADES E METODOLOGIA ADOTADA	09
3.1 - PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	09
3.2 - TRABALHOS DE CAMPO.....	09
3.3 - TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	10
3.3.1 - Processamento dos Testemunhos	10
3.3.2 - Descrição Macroscópica dos Testemunhos	13
3.3.3 - Fotografias dos Testemunhos	13
3.3.4 - Tratamento das Amostras	13
3.3.4.1 - Análise Granulométrica.....	13
4 - ASPECTOS GEOGRÁFICOS REGIONAIS	15
4.1 - CLIMA.....	15
4.2 - VEGETAÇÃO.....	15
4.3 - PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS.....	17
5 - ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS	18
5.1 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	18
5.2 - ESTRATIGRAFIA.....	20
5.3 - GEOMORFOLOGIA.....	24
6 – GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	25
6.1 - INTRODUÇÃO.....	25
6.1.1 - Planalto Costeiro	28

6.1.2 - Planície Costeira	28
6.1.2.1 - Manguezais.....	28
6.1.2.2 - Sistemas de Terraços.....	29
6.1.2.3 - Chenier.....	35
6.1.2.4 - Baías.....	37
6.1.2.5 - Paleodunas.....	39
6.1.2.6 - Interdunas.....	39
6.1.2.7 - Lagos.....	39
6.1.2.8 - Dunas Costeiras.....	39
6.1.2.9 - Praia.....	43
6.1.2.9.1 - Pós-praia.....	43
6.1.2.9.2 - Estirâncio.....	43
6.1.2.10 - Barras (pré-litoral e de baías).....	43
7 - ESTRATIGRAFIA	45
7.1 - INTRODUÇÃO.....	45
7.2 - UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS.....	47
7.2.1 - Manguezal.....	47
7.2.2 - Chenier.....	47
7.2.3 - Barras em Pontal.....	50
7.2.4 - Barras Arenosas de Maré.....	50
7.2.5 - Paleodunas.....	50
7.2.6 - Lagos.....	50
7.2.7 - Dunas Costeiras Atuais.....	52
7.2.8 - Praia.....	52
7.3 - FÁCIAS ESTRATIGRÁFICOS.....	52
7.3.1 - Fácies Areia e Lama Marinha/Estuarina.....	52
7.3.2 - Fácies Areia Marinha.....	52
7.3.3 - Fácies Areia de Cordões Praiais.....	55
7.3.4 - Fácies Areia de Canal de Maré.....	56

7.3.5 - Fácies Areia e Lama de Barra em Pontal	56
7.3.6 - Fácies Lama de Intermaré	61
7.3.7 - Fácies Sedimentos Argilo-Arenosos.....	61
7.3.8 - Fácies Sedimentos Carbonáticos.....	61
8 - MODELO DEPOSICIONAL PROPOSTO PARA A ÁREA DE ESTUDO.....	63
9 - EVOLUÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	73
10 - CONCLUSÕES.....	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79
ANEXO - MAPA GEOMORFOLÓGICO	89

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 - Mapa de localização e acesso à área de pesquisa.	08
Figura 3.1 - Sistema “Vibracore”.	11
Figura 3.2 - Recuperação de testemunhos.	11
Figura 3.3 - Esquemas de marcação para a identificação de seções e corte longitudinal.	12
Figura 4.1 - Mapa de vegetação da área de estudo.	16
Figura 5.1 - Estruturação do Norte do Brasil.	19
Figura 6.1 - Unidades morfológicas identificadas na área de pesquisa.	26
Figura 6.2 - Terraços de manguezal erosivo que ocorre na Ponta da Baixinha.	30
Figura 6.3 - Vista parcial de manguezal recoberto por areias.	30
Figura 6.4 - Mapa de localização das ocorrências dos Sistemas de Terraços.	31
Figura 6.5 - Vista geral dos terraços da localidade de Pilões.	32
Figura 6.6 - Vista parcial dos terraços da Baía de Inajá.	33
Figura 6.7 - Detalhe das estruturas com forma elípticas e arredondadas.	34
Figura 6.8 - Aspectos das marmitas.	34
Figura 6.9 - Cobertura areno-argilosa sobre os terraços.	36
Figura 6.10 - Vegetação de mangue sobre os terraços.	36
Figura 6.11 - Vista de restos de vegetação de mangue.	38
Figura 6.12 - Aspecto dos campos interdunas.	40
Figura 6.13 - Vista de um lago atrás do cordão de dunas costeiras.	41
Figura 6.14 - Vista de dunas costeiras colonizadas por vegetação arbustiva.	42
Figura 6.15 - Ocorrência de calcário Pirabas na porção SE da Ilha de Itarana.	44
Figura 7.1 - Mapa de localização dos testemunhos	46
Figura 7.2 - Vibracore T-23 mostrando sedimentos lamosos, bioturbados no topo.	48
Figura 7.3 - Vibracore T-24 mostrando areias finas com estratificação cruzada.	49
Figura 7.4 - Vibracore T-09 mostrando sedimentos arenosos e maciços.	52
Figura 7.5 - Vibracore T-14. Areia fina sobreposta a intercalação de areia e lama.	53
Figura 7.6 - Vibracore T-22. Sedimentos lamosos sobre areias finas e maciças.	54
Figura 7.7 - Vista parcial da Fácies Areia de Cordões Praiais.	57

Figura 7.8 - Camada arenosa, maciça e bastante bioturbada.	58
Figura 7.9 - Vibracore T-16. Sedimentos lamosos (SL).	59
Figura 7.10 - Vibracore T-18, mostrando sedimentos arenosos finos a muito finos.	60
Figura 7.11 - Vibracore T-08. Sedimentos lamosos maciços (SLM).	62
Figura 8.1 - Mapa de localização das seções estratigráficas	65
Figura 8.2 - Seções estratigráficas S01 e S02.	68
Figura 8.3 - Bloco diagrama mostrando visada NW.	69
Figura 8.4 - Bloco diagrama mostrando corte longitudinal.	70
Figura 8.5 - Coluna estratigráfica simplificada.	71
Figura 8.6 - Vibracore T-10, mostrando os sedimentos lamosos (SL).	72

RESUMO

A porção NW da Planície Costeira do Município de São João de Pirabas (NE do Estado do Pará) é parte integrante da Bacia Pará-Maranhão, que juntamente com as bacias do Marajó e Bragança-Viseu seriam o produto de movimentos extensionais (reativação Sul-Atlântica) vinculados à separação Brasil-África no início do Jurássico. Nesta planície ocorrem principalmente depósitos terciários e quaternários, cuja distribuição e espessura vem sendo influenciada por movimentos tectônicos atuantes desde o Mioceno.

Foram individualizadas duas unidades morfológicas distintas: (i) Planalto Costeiro e (ii) Planície Costeira, definidas com base em dados morfológicos e critérios morfogenéticos (forma e natureza do sedimento, vegetação e processos atuantes). O Planalto Costeiro consiste em um relevo colinoso, suavemente ondulado, sustentado pelos sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras; e a Planície Costeira é caracterizada por ambientes de manguezais, sistema de terraços, cheniers, paleodunas, interdunas, lagos, dunas costeiras atuais, praias e barras arenosas.

Baseado no conceito de unidades morfoestratigráficas e fácies estratigráficas, os ambientes e depósitos sedimentares quaternários desta planície, foram subdivididos em 08 unidades morfoestratigráficas: (i) manguezal, (ii) cheniers, (iii) barras em pontal, (iv) barras arenosas de canal, (v) paleodunas, (vi) lagos, (vii) dunas costeiras atuais e (viii) praias; e 08 fácies estratigráficas: (i) areia marinha, (ii) areia e lama marinha-estuarina, (iii) areia e lama de barra em pontal, (iv) areia de canal de maré, (v) areia de cordões praias, (vi) lama de intermaré, (vii) sedimentos argilo-arenosos e (viii) sedimentos carbonáticos.

A análise estratigráfica, permitiu a identificação de um padrão de sedimentação, que pode ser visualizado através de quatro sucessões marinhas: (i) sucessão marinha retrogradacional basal (SB), na qual podem ser identificados sedimentos lamosos de intermaré, areias de antigos cordões praias, bem como areias de canais de maré; (ii) sucessão marinha retrogradacional (S1), caracterizada por sedimentos predominantemente arenosos de face praial ("shoreface"); (iii) sucessão progradacional (S2) com ambiente de planície de maré e cheniers associados e; (iv) sucessão retrogradacional atual (S3) constituída por cordões duna-praia, barras arenosas longitudinais e de baías, que migram sobre os depósitos de manguezal.

Os aspectos evolutivos da Planície Costeira de São João de Pirabas, estão relacionados às oscilações do nível do mar, responsáveis por eventos transgressivos e regressivos, atuantes

durante o Holoceno, a partir de 5.100 anos A.P., e que deram origem às sucessões S1, S2 e S3. A sucessão SB teria sua evolução condicionada por eventos transgressivos atribuídos, provavelmente, ao Pleistoceno Terminal.

ABSTRACT

The NW portion of the São João de Pirabas Coastal Plain (northeastn of Pará) is part of the Pará-Maranhão Basin, as well the Marajó and Bragança-Viseu basins, which resulted from extensional movements (Sul-Atlantiana Reactivation) between the South American and African plates during the Upper Jurassic. The distribution and thickness of the dominant Tertiary and Quaternary deposits in this coastal plain were affected by tectonic movements since the Miocene.

Two distinct morphologic units were defined: (i) Highlands and (ii) Coastal Plain, defined on the basis of morphogenetic and morphological data (shape and sediment, vegetation and modern processes). The Highlands presents a gently undulated relief, supported by lithologies that constitute the Barreiras Group and Pós-Barreiras sediments. The Coastal Plain is characterized by mangroves, marine terrace systems, cheniers, paleodunes, interdunes, lakes, present coastal dunes, beaches and sandy bars.

Based on the concepts of morphostratigraphic units and stratigraphic facies, the Holocenic deposits and environments of this coastal plain, was subdivided into 08 morphostratigraphic units: (i) mangrove, (ii) cheniers, (iii) point bars, (iv) channel sandy bars, (v) paleodunes, (vi) lakes, (vii) present coastal dunes and (viii) beaches; and 08 stratigraphic facies: (i) marine sand, (ii) marine/estuarine sand and mud, (iii) point bar sand and mud, (iv) tidal channel sand, (v) beach ridges sand, (vi) intertidal mangrove mud, (vii) sandy mud sediments and (viii) carbonatic sediments.

The stratigraphic analysis, allowed the identification of a sedimentation pattern characterized by four marine successions: basal retrogradacional marine succession (SB), represented by intertidal mangrove muds, old beach ridges sand, affected by intense pedogenetic process, as well as tidal channel sand; (ii) retrogradational marine succession (S1), characterized by sandy sediments of the shoreface; (iii) progradational succession (S2) with tidal flat and cheniers associated and; (iv) actual retrogradational succession (S3) constituted by dune-beach ridges, longitudinal sandy bars and bays, migrate over mangrove deposits.

The evolution of the São João de Pirabas Coastal Plain, is related to sea-level changes during the Holocene from 5.100 year B. P. responsible for the development of S1, S2, and S3

successions. The SB succession probably had its evolution conditioned by transgressive events probably during the Upper Pleistocene.

1 - INTRODUÇÃO

O conhecimento do quadro geológico do litoral nordeste do Estado do Pará é quase que totalmente voltado para as unidades terciárias, que afloram na faixa litorânea do Estado, mais especificamente a Formação Pirabas, datada do Mioceno Inferior (Maury, 1925; Ferreira & Cunha, 1957, 1959; Ferreira, 1980), Grupo Barreiras, considerado de idade Mio-Plioceno por Francisco et al. (1971), idade esta corroborada em parte por Arai et al. (1988), com base em informação paleontológica (palinórfos), e sedimentos do Pós-Barreiras, que segundo Sá (1969) são de idade pleistocênica.

Quanto aos depósitos quaternários, apesar de recobrirem a maior parte da região costeira do Estado, permaneceram quase que totalmente desconhecidos até as décadas passadas. A partir dos anos 80/90 iniciaram-se pesquisas voltadas à Era do Quaternário, mais especificamente ao Período do Holoceno, onde destacam-se os trabalhos de Franzinelli (1982, 1990 e 1991); Faria Jr. et al. (1982); IDESP (1992); Sena et al. (1992); El-Robrini (1992 e 1993); El-Robrini & Costa (1993); El-Robrini et al. (1992) e mais recentemente pesquisas a nível de mestrado desenvolvidas por Souza Filho (1995), Silva (1996) e Santos (1996), que abordaram aspectos geomorfológicos e aplicaram o conceito de fácies e unidades morfoestratigráficas no estudo de sequências holocênicas de alguns setores do litoral do NE do Pará.

A região costeira do Município de São João de Pirabas, assim como todo o litoral NE do Pará, é orientada segundo uma direção geral NW-SE e integra o litoral de "rias", cuja configuração evolutiva está relacionada aos episódios finais da Transgressão Holocênica (5.200 anos A. P.) que associada às características fisio-estruturais desta região, modelaram os traços essenciais da faixa costeira, onde as áreas abatidas deram origem às reentrâncias e as áreas altas originaram as saliências deste litoral (El-Robrini & Costa, op.cit.). Neste contexto, a presente tese de Mestrado, consistiu de um estudo morfoestratigráfico da Planície Costeira do Município de São João de Pirabas (porção NW), que envolveu a caracterização morfológica e faciológica dos depósitos quaternários, com respectiva interpretação estratigráfica, culminando com a elaboração de uma evolução geológica da área, tendo em vista a importância das oscilações do nível do mar, como papel importante na configuração atual deste litoral.

- A caracterização morfológica e faciológica dos depósitos quaternários;
- Interpretação estratigráfica dos depósitos quaternários;
- Evolução geológica deste trecho do litoral do NE do Pará, considerando as oscilações do nível do mar durante o Holoceno.

2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA

A porção noroeste do Município de São João de Pirabas faz parte da Meso-região do NE do Pará e Micro-região do Salgado. Está compreendida entre os paralelos $00^{\circ} 37' 20''$ e $00^{\circ} 43' 57''$ de latitude sul e $47^{\circ} 16' 34''$ e $47^{\circ} 11' 49''$ WGr, segundo a Folha SA-23-V-A-V (Salinópolis), abrangendo uma área com cerca de 91 Km^2 (Figura 2.1). O acesso à área a partir de Belém é feito pela rodovia federal BR-316 até o trevo do Município de Santa Maria do Pará. A partir daí segue-se pela rodovia estadual PA-324 até onde se cruza com a PA-124 (localidade de Santa Luzia), seguindo-se esta última até o Km 61, onde se utiliza um ramal de 6 Km até a localidade de Cuiarana, perfazendo-se um total de 208 Km aproximadamente. A travessia de Cuiarana para a Ilha de Itarana e outras pequenas ilhas é feita por barcos de pescadores obedecendo o horário das marés (Figura 2.1).

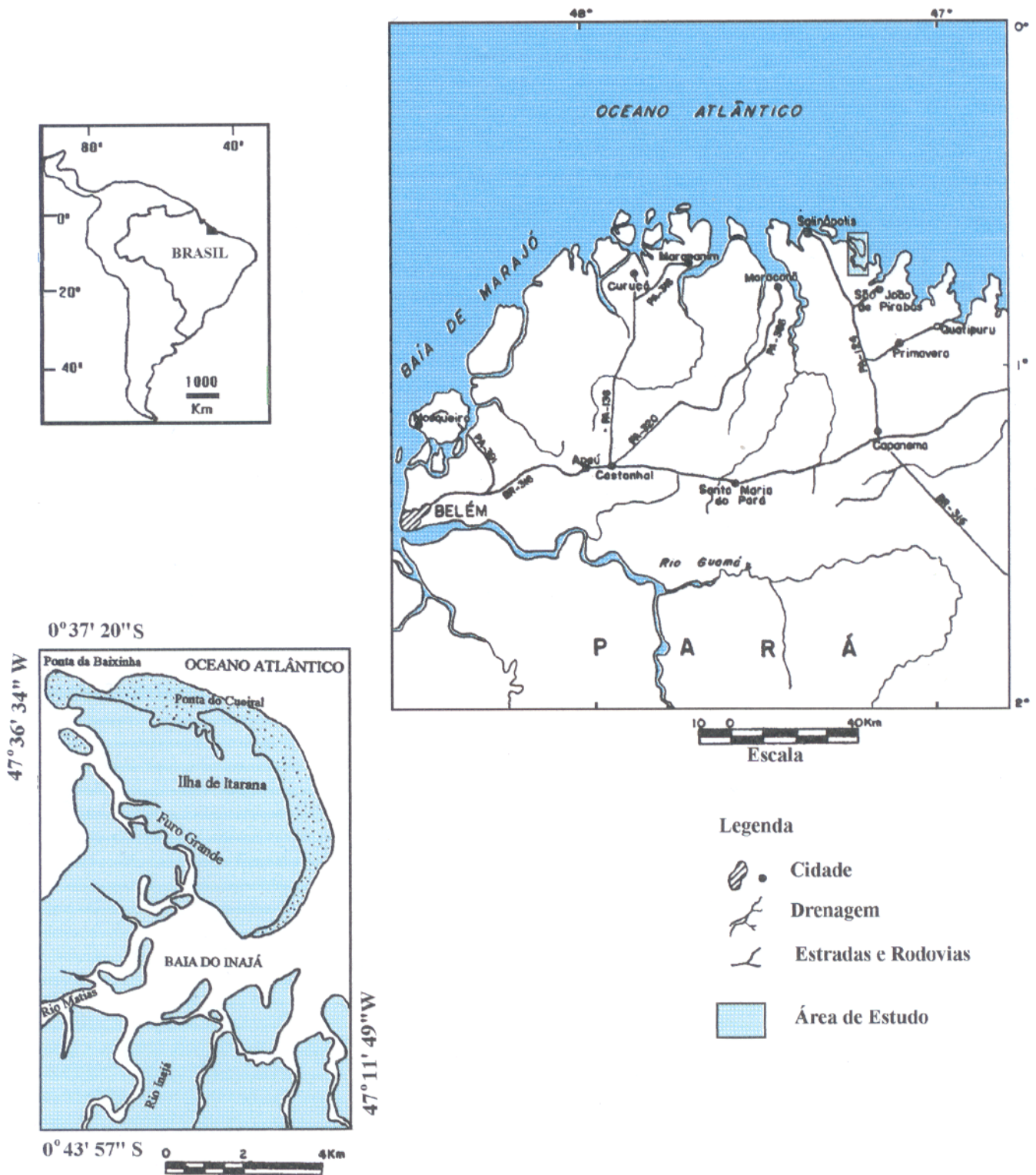


Figura 2.1 - Mapa de localização e acesso à área de pesquisa.

3 - ATIVIDADES E METODOLOGIA ADOTADA

As atividades desenvolvidas nesta pesquisa envolveram três etapas principais: (i) pesquisa bibliográfica e confecção de uma base cartográfica, (ii) trabalhos de campo e, (iii) trabalhos de laboratório. As atividades realizaram-se nos laboratórios de Sedimentologia, Litoteca e Biblioteca do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

3.1 - PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Esta etapa consistiu de um levantamento bibliográfico sobre os aspectos geológicos regionais no qual o NE do Estado do Pará está inserido, bem como consultas a publicações especializadas no estudo de depósitos quaternários costeiros no Brasil e no mundo, visando adquirir melhores conhecimentos no decorrer do desenvolvimento da Tese de Mestrado. Foi realizada ainda a análise de mapas geológicos e geomorfológicos, bem como a interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite e radar.

Para a confecção da base cartográfica, foram utilizadas: (i) fotografias aéreas convencionais em escala 1:70.000 (1978) cedidas pela Biblioteca da Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (CPRM) que foram interpretadas segundo o método de Soares & Fiori (1976), (ii) imagens de satélite LANDSAT TM-5, referente ao quadrante D da órbita ponto 223/60 da passagem de 23/07/88 fornecidas pelo Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia (CHSRA/SUDAM), Imagem de radar, na escala de 1:250.000 (1992), banda C, cedidas pelo Prof. Dr. Jean Paul Rudant da Universidade de Paris VI e, (iv) carta planialtimétrica (Folha Salinópolis SA-23-V-A-V) na escala de 1:100.000 executadas pela Diretoria do Serviço Geográfico - DSG (1982).

3.2- TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em três etapas durante os períodos de: 17 a 23 de julho de 1996; 14 a 26 de fevereiro e de 5 a 11 de junho de 1997. Estas etapas constaram de um reconhecimento logístico que envolveu a verificação das unidades interpretadas no mapa geológico-geomorfológico preliminar, confeccionado durante a etapa de pesquisa bibliográfica, e da elaboração de transectos dispostos perpendiculares à linha de costa, nos quais foram realizados amostragens à vibração, num total de 26 testemunhos, bem como a coleta de 15 amostras superficiais, cujas localizações foram efetuadas utilizando-se o Sistema de Posicionamento Global

(GPS). A posição altimétrica dos testemunhos foi uma aproximação feita em campo, com base no nível de maré alta, em virtude de não existir nenhum DATUM e nem carta topográfica da área.

Para a realização das amostragens, além da coleta de amostras superficiais efetuadas em ambientes predominantemente arenosos, foi utilizado também o testemunhador “Vibracore”. Esta técnica de testemunhagem encontra-se detalhadamente descrita em Mendes (1994). Trata-se de um sistema que permite a obtenção de testemunhos, em terrenos secos e inundados com até 1 m de lâmina d’água, além de permitir o resgate de testemunhos de sedimentos inconsolidados em depósitos holocênicos, com espessura de até 6 m. O Sistema “Vibracore” consiste de: um motor a gasolina, um cabeçote de aço que fica acoplado a um tubo de alumínio, com aproximadamente 6 m de comprimento e 7,5 cm de diâmetro (Figura 3.1). A recuperação do testemunho é feito mediante o auxílio de uma torre de ferro galvanizado e uma talha (Figura 3.2).

3.3 - TRABALHOS DE LABORATÓRIO

A metodologia aplicada no processamento das amostras, superficiais e subsuperficiais consistiu de estudos que envolveram análises granulométricas e morfométricas. Os testemunhos, foram processados e analisados a partir de descrições macroscópicas detalhadas e interpretações de fotografias.

3.3.1 - Processamento dos Testemunhos

No processamento dos testemunhos coletados em tubos de alumínio, o equipamento utilizado consiste de: (i) calha de madeira para prender o testemunho, (ii) serra elétrica circular manual, (iii) serra manual de arco, (iv) trena e (v) máquina fotográfica, onde as técnicas adotadas foram adaptadas da metodologia proposta por Figueiredo Jr. (1990) e consistiram de corte longitudinal, fotografias e descrição de suas litologias.

Os testemunhos foram divididos em seções de 80 cm de comprimento, as quais foram cortados em duas seções longitudinais denominadas de A e B, cuja primeira foi destinada para fotografias, descrição e amostragem; e a segunda, preservada para arquivo (Figura 3.3).

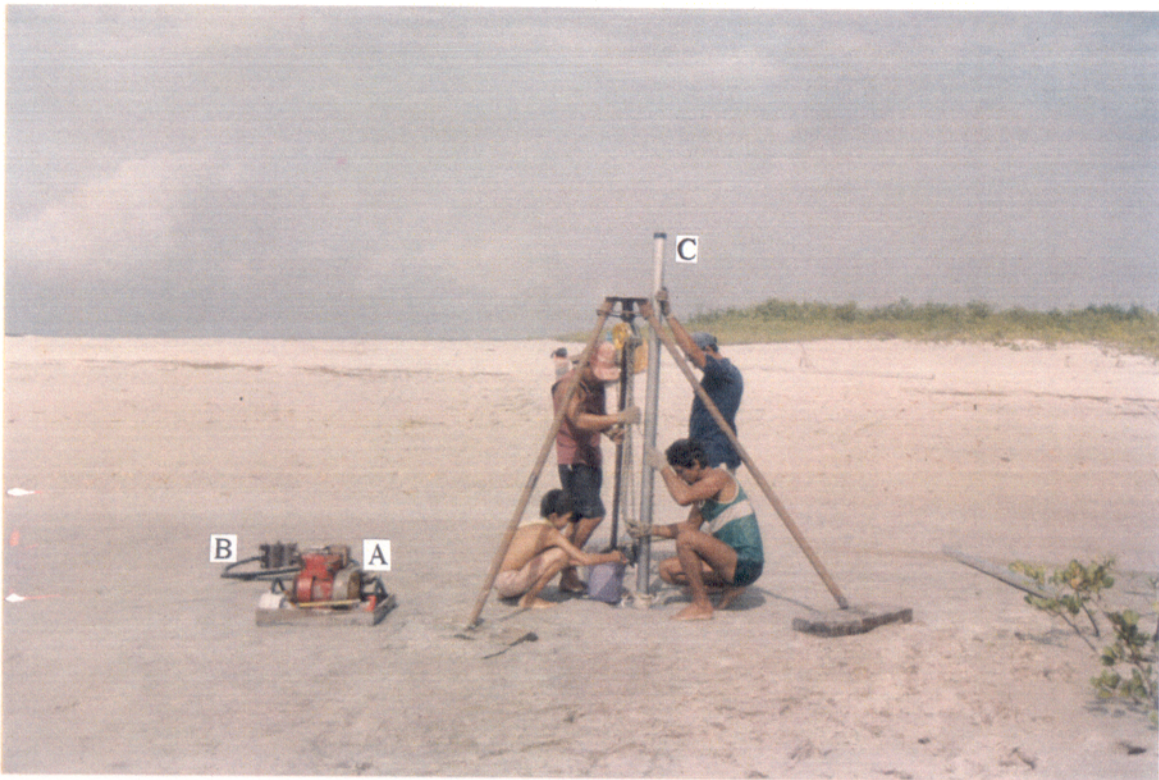


Figura 3.1 - Sistema "Vibracore" constituído de (A) motor a gasolina, (B) cabeçote de aço e (C) tubo de alumínio.



Figura 3.2 - Recuperação de testemunhos utilizando-se uma (A) torre de ferro galvanizado e (B) uma talha (Testemunho T-19).

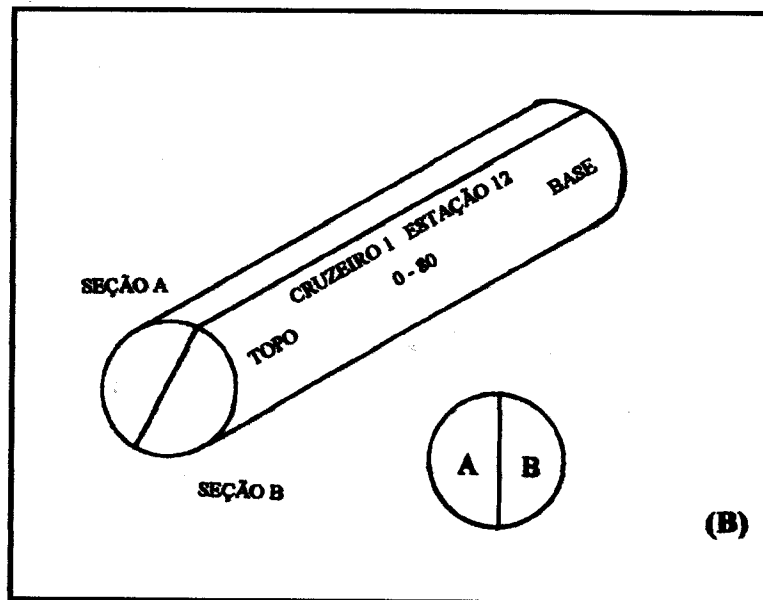
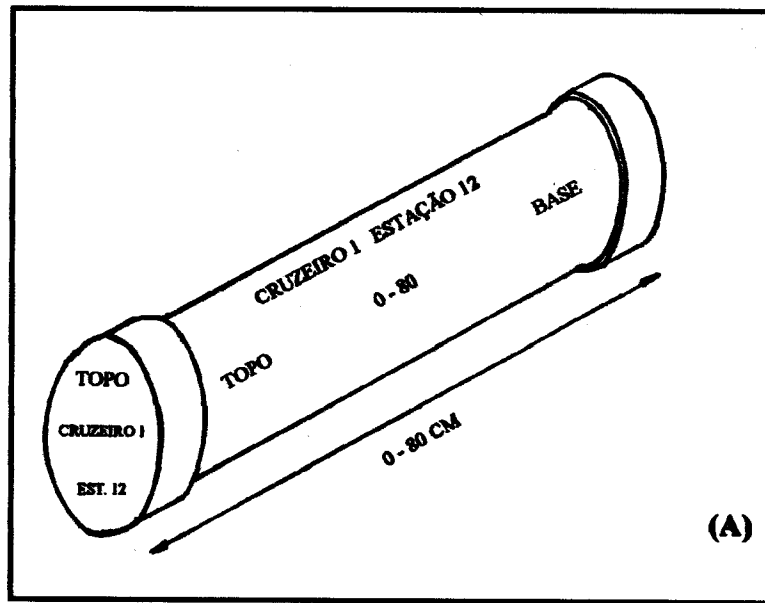


Figura 3.3 - Esquemas de marcação para identificação das seções (A) e corte longitudinal dos testemunhos (B). Adaptado de FIGUEIREDO JR. (1990)

3.3.2 - Descrição Macroscópica dos Testemunhos

Na descrição dos testemunhos, utilizou-se uma ficha modelo elaborada por Boyles et al. (1986), na qual constam as seguintes informações: (i) cor, (ii) tipo de litologia, (iii) comprimento do testemunho, (iv) granulometria, (v) estruturas sedimentares físicas e biogênicas e (vi) pontos fotografados e amostrados.

A descrição da coloração dos sedimentos foi realizada mediante a carta de cores ROCK COLOR CHART COMMITTEE (1984), além de uma tabela comparativa de grãos para a descrição textural. Quanto às descrições das estruturas sedimentares físicas e biogênicas, estas obedeceram as recomendações de Reineck & Singh (1973). Posteriormente, as descrições foram complementadas com a análise das fotografias, além dos resultados dos estudos granulométricos e morfométricos.

3.3.3 - Fotografias dos Testemunhos

Os intervalos de 80 cm foram colocados lado a lado para serem fotografados, dando assim, uma visão geral da seção vertical. As fotografias foram orientadas utilizando-se uma escala em centímetros e uma seta indicando o topo da seção, além da identificação do testemunho e da metragem correspondente a cada intervalo.

3.3.4 - Tratamento das Amostras

As amostras superficiais coletadas nos transectos, assim como as provenientes dos testemunhos, foram analisadas através de estudos sedimentológicos que consistiram de análises granulométricas e morfométricas.

O procedimento de amostragem das seções consistiu da retirada do material localizado à cerca de 15 cm da base e topo das camadas essencialmente arenosas, ou a cada mudança granulométrica observada na coluna sedimentar do testemunho.

3.3.4.1 - Análise Granulométrica

A análise granulométrica foi efetuada com o objetivo de determinar: (i) o tamanho e quantidade das partículas para o intervalo analisado e, (ii) os parâmetros necessários para a caracterização textural dos sedimentos, bem como aqueles para inferir sobre o ambiente de sedimentação, em termos de energia e viscosidade.

Para a análise granulométrica, foi adotada a metodologia convencional de Suguio (1973), que consiste inicialmente do quarteamento da amostra total para a referida de cerca de 100 a 150g do material, no caso de amostras superficiais e de 50g das amostras provenientes dos testemunhos. Posteriormente, a amostra foi lavada com água destilada (pelo menos três vezes), para em seguida ser colocada em uma estufa para secagem a 50° C.

Para a separação da fração arenosa da fração silte/argila, foi utilizado o peneiramento via úmido, utilizando-se a peneira de 0,062mm. O material retido na peneira (fração areia) foi levado à estufa para secagem a 50° C.

Após a secagem do material retido na peneira, este foi submetido ao peneiramento a seco, com peneiras combinadas com abertura de malha de 2,0; 1,41; 1,0; 0,710; 0,5; 0,354; 0,250; 0,176; 0,125; 0,088 e 0,062 mm. O material retido em cada intervalo granulométrico foi pesado, o que resultou na percentagem relativa de abundância. Esses dados foram processados mediante o software GRÂNULO, desenvolvido pelo Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) da Universidade Federal Fluminense, que faz cálculos de parâmetros estatísticos de distribuição, classificação textural e construção de histogramas para amostras sedimentares, baseado no método de Folk & Ward apud Suguio (1973).

4 - ASPECTOS GEOGRÁFICOS REGIONAIS

4.1 - CLIMA

A região estudada apresenta um clima tropical quente e úmido do tipo Am₂, de acordo com a classificação de Köppen, adaptada por Martorano et al. (1993). Caracteriza-se por apresentar um período chuvoso bem acentuado nos meses de dezembro a maio, e uma estação menos chuvosa nos meses de junho a novembro, com uma precipitação pluviométrica média anual variando de 2500 a 3000 mm e deficiência hídrica em torno de 200 a 300 mm (Martorano et al., op. cit.).

A variação média anual de temperatura tem como fator determinante o regime pluviométrico, e situa-se entre 26,8 °C e 28,0 °C, com média em torno de 27,7 °C, sendo os valores mais elevados observados nos meses de setembro a outubro, onde atinge a temperatura de 32,1 °C. Aliado ao regime pluviométrico, outro fator importante na variação da temperatura é a umidade relativa do ar que oscila entre 80 e 90% anualmente (Martorano et al., op. cit.).

4.2 - VEGETAÇÃO

A cobertura vegetal da região abrangida pela Folha Salinópolis, segundo Góes Filho et al. (1973) é caracterizada por Florestas Secundárias, as quais constituem extensas capoeiras sobre o Planalto Costeiro, e por Formações Pioneiras, representadas por mangues, campos arbustivos, herbáceos e arbóreos que ocorrem sobre as dunas, cheniers, interdunas e paleodunas da Planície Costeira.

Na área de estudo, as formações vegetais observadas que serão descritas a seguir foram definidas tomando-se como base os trabalhos de Bastos & Lobato (1995), Ribeiro & Sena (1995) e Rodrigues et al. (1995) (Figura 4.1).

A vegetação de mangue é a formação dominante, constituída por comunidades típicas que ocorrem ao longo dos canais estuarinos em ambientes de águas salinas e salobras sob a influência das marés.

Os gêneros dominantes são *Rhizophora mangle* (mangue vermelho), *Avicenia germinas*, (mangue preto ou siriúba), *Laguncularia racenosa* (mangue branco ou tinteiro), com *Spartina sp.* associada.

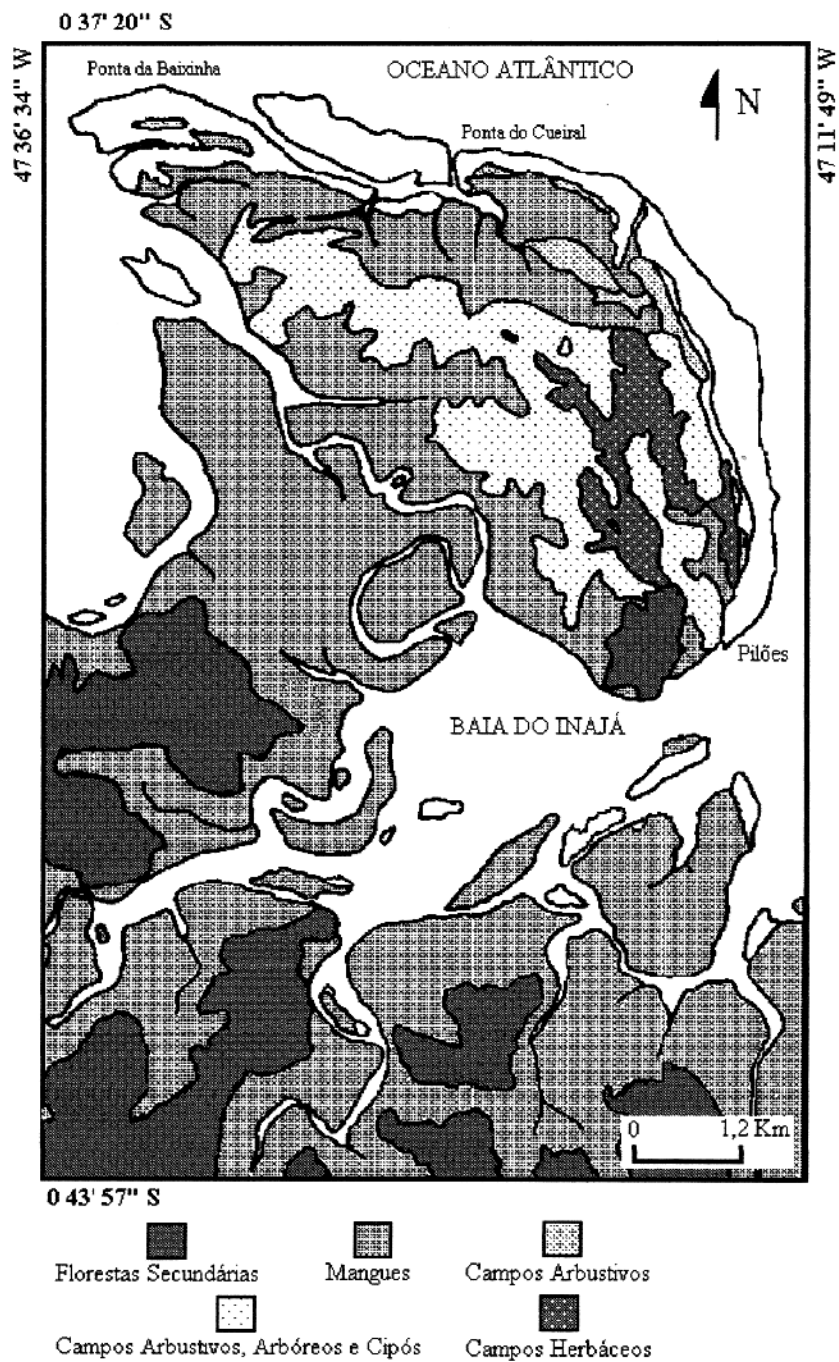


Figura 4.1 - Mapa de vegetação da área de estudo.

A vegetação de dunas varia de acordo com sua localização. As dunas próximas às praias possuem uma cobertura arbustiva, o mesmo acontecendo com os cheniers, estando representados principalmente por *Chrysobalanus icaco* L. (ajuru), *Anacardium occidentale* L. (caju) e *Byrsonma crassifolia* H.B.K. (muruci) com *Gramineae* e *Cyperaceae* associadas.

A cobertura vegetal das dunas mais internas e das paleodunas está representada por espécies arbóreas, arbustivas e cipós, por vezes alcançando uma vegetação exuberante e diversificada com porte de Mata, como verificado na porção central da Ilha de Itarana.

Nos interdunas ocorre principalmente uma vegetação herbácea, formando campos com depressões alagáveis na época chuvosa. Ocorrem ainda associadas aos interdunas, lagos perenes que têm como vegetação predominante macrófitas aquáticas.

4.3 - PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

A região NE do Pará não dispõe ainda de estudos voltados para os parâmetros oceanográficos e hidrodinâmicos, fatores estes, responsáveis pelos processos de erosão e de sedimentação da costa.

De modo geral, esta região integra as Reentrâncias do NE do Pará e NW do Maranhão, sendo recortada por baías estuarinas. A região é dominada por macro-marés, semi-diurnas, com amplitude máxima em torno de 5,7 m, onde a amplitude média das marés de sizígia é de 4,9 m e a amplitude média das marés de quadratura é de 2,8 m (DHN, 1995).

As principais correntes que atuam na região são as correntes de maré, relacionadas à variação das marés, que atingem velocidades máximas de 2,1 nós (6h antes da preamar nas marés de sizígia) e mínima de 1,9 nós (4h depois da preamar nas marés de quadratura), com direções E-NW e NE (D.H.N., 1986); e correntes litorâneas, resultantes da chegada de ondas à costa, geradas pela ação dos ventos alísios de direção E-NE, com velocidades médias de 7,9m/s predominantes nos meses de dezembro a maio. Durante os meses de junho a novembro, os ventos predominam na direção leste, com intensidades moderadas (D.H.N., op. cit.).

5 - ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

5.1 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL

O contexto tectônico do nordeste do Pará está intimamente relacionado à abertura e à formação do Atlântico Equatorial, a partir de movimentos extensionais durante o Mesozóico, possivelmente no Triássico ou até mesmo no Permiano. Esses movimentos foram responsáveis pela geração de falhas normais N-S e NW-SE e falhas de transferência NE-SW e ENE-WSW (Figura 5.1) (Costa et al., 1991b, Hasui, 1990). Tais movimentos seriam o resultado da reativação Sul-Atlântiana (anteriormente Wealdeniana) que alcançou seu apogeu no Cretáceo (Hasui op. cit.), onde as bacias do Marajó, Bragança-Viseu, Pará-Maranhão seriam produtos desse evento, que estão altamente vinculados à separação Brasil-África, no início do Jurássico.

No fim do Cretáceo e início do Terciário pulsos compressionais interromperam a deriva da América do Sul em relação à África, resultando em estruturas compressivas E-W e na erosão acentuada dos sedimentos já depositados (Françolin e Szatmari, 1985).

De acordo com Hasui (op.cit.), as estruturas do Cenozóico são essencialmente transcorrentes, decorrentes de extensão NE-SW, induzida por um binário E-W dextral, onde falhas diversas foram reativadas e muitas outras se desenvolveram. Provavelmente devido à essa tectônica durante o Mioceno Inferior houve a implantação de uma plataforma carbonática em função de um evento transgressivo que possibilitou a deposição dos calcários da Formação Pirabas. O caráter transgressivo é evidenciado pela presença de sedimentação terrígena costeira intercalada aos carbonatos e por informação paleontológica (Fernandes 1984). Ainda no Mioceno, a costa teria sofrido fenômenos tectono-isostáticos que propiciaram a elevação da borda continental, tendo início a deposição dos sedimentos Barreiras, concomitante aos depósitos Pirabas.

No Plioceno, os sedimentos Pirabas e Barreiras sofreram soerguimentos, provavelmente devido a manifestações tectônicas associadas principalmente a alçamentos de blocos, o que possibilitou a atuação de processos erosivos nesses sedimentos e permitiram, em alguns locais, exposições dos calcários da Formação Pirabas, bem como a finalização da sedimentação do Grupo Barreiras.

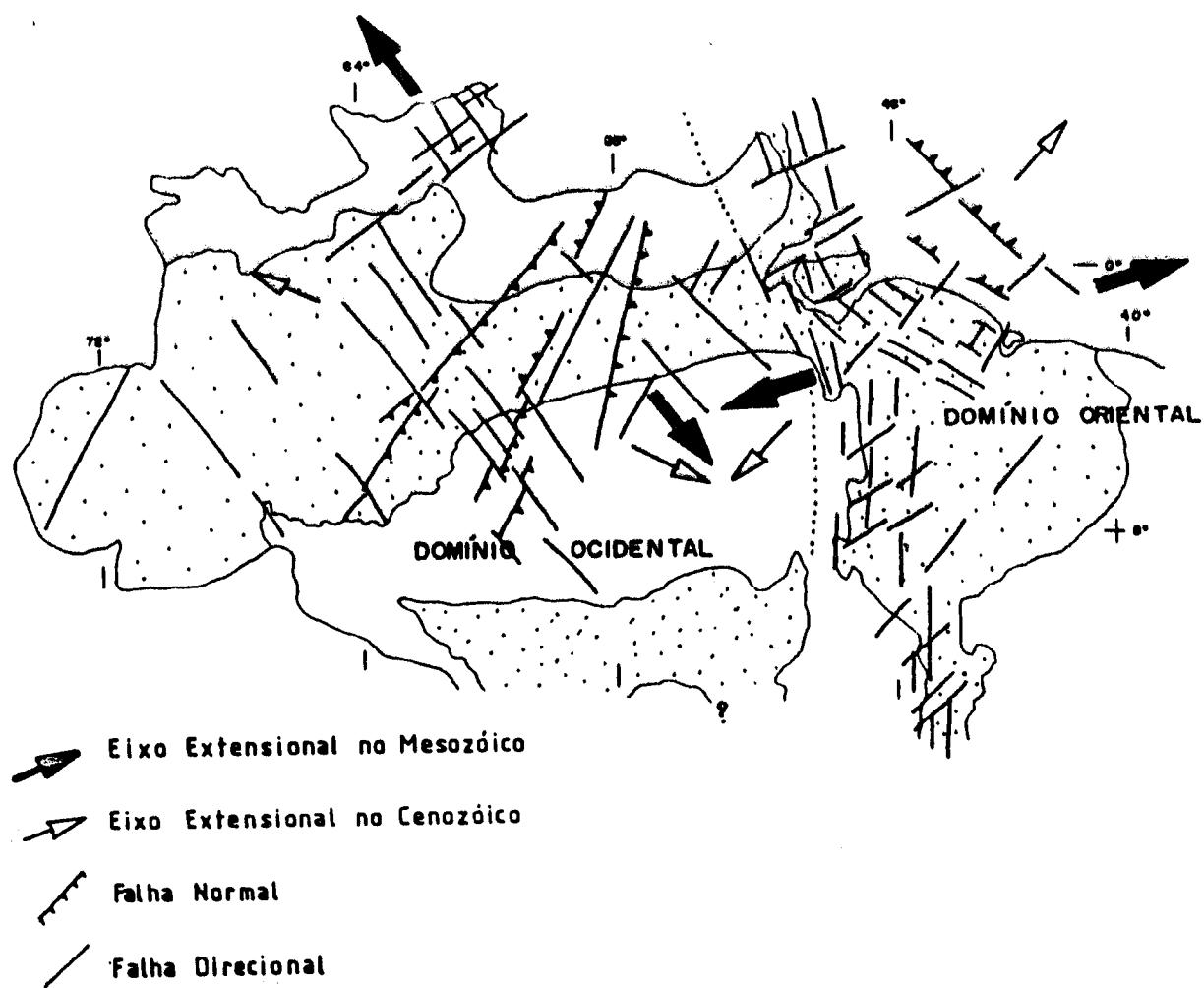


Figura 5.1 - Configuração geral das falhas e eixos extensionais do Mesozóico e Cenozóico na região norte (Adaptado de Costa et al. 1991).

5.2 - ESTRATIGRAFIA

As diversas propostas estratigráficas para a região nordeste do Estado do Pará englobam uma série de unidades litológicas e estruturais do Pré-Cambriano ao Recente.

O Pré-Cambriano é representado por unidades que compõem o Cinturão de Cisalhamento Gurupi e o Cráton São Luís e está representado pelas seguintes unidades litoestratigráficas: Complexo Maracaçumé constituído por gnaisses de vários tipos e migmatitos com rochas supracrustais associadas de idade arqueana (Moura, Almeida et al., Abreu et al., Hasui et al., apud Igreja, 1985); Grupo Gurupi representado por filonitos bandados, quartzitos miloníticos e xistos miloníticos (Borges et al. 1988); Granito Cantão representado por um biotita monzogranito intrusivo nos filonitos bandados do Grupo Gurupi (Angélica e Borges apud Borges et al. op. cit.), e arcósios e sub-arcósios da Formação Piriá.

Na região litorânea do Estado, na qual se insere a área de pesquisa, ocorrem principalmente unidades cenozóicas representadas pelos carbonatos da Formação Pirabas e sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras.

Formação Pirabas

A Formação Pirabas é constituída por carbonatos que ocorrem descontinuamente nos Estados do Pará, Maranhão e Piauí, e são constituídos predominantemente por margas e calcários variados, por vezes intercalados com folhelhos, considerados com base no seu conteúdo fóssilífero, como sendo do Mioceno Inferior (Maury, 1925; Ferreira & Cunha, 1957, 1959; Ferreira, 1980). Estes calcários definem um ambiente de mar aberto, caracterizados por águas calmas, quentes e rasas, às vezes fortemente agitadas por ação de tempestades, e salinidade aproximadamente normal (Petri, 1957; Ferreira & Cunha, 1957; Ferreira, 1966; Fernandes, 1984, Góes et al, 1990 e outros).

A localidade tipo da Formação Pirabas é a Ilha de Fortaleza, na baía de Pirabas no Município de São João de Pirabas, apesar de alguns autores sugerirem novos litotipos (Ferreira & Klein, 1971).

Estratigraficamente, o contato inferior da Formação Pirabas não é bem conhecido, bem como a sua espessura, estando em parte assentada diretamente sobre unidades do Pré-Cambriano

(Petri, 1957; Ferreira e Cunha, 1957; Ferreira, 1966; Ackermann, 1964, 1969; Almaraz, 1979 além de outros).

O contato superior tem sido interpretado como concordante (Francisco et al. 1971), discordante (Ferreira & Francisco 1988), ou mesmo interdigitado (Góes, 1981; Góes et al. 1990) com o Grupo Barreiras.

Diversas propostas faciológicas foram elaboradas para a Formação Pirabas, com base nas suas variações faunísticas e litológicas, tanto laterais como verticais. Assim, Petri (1957), com base em foraminíferos, caracterizou as fácies Castelo, Canecos, Baunilha Grande, que abrangem afloramentos do litoral, Zona Bragantina e do furo Baunilha Grande (Município de Primavera), respectivamente; Ackermann (1964, 1969 e 1976) definiu para esta formação as fácies Olaria (horizonte inferior), Capanema (horizonte intermediário) e Fortaleza (horizonte superior); Almaraz & Formoso (1971) e Truckenbrodt (1981) posicionam a fácies Baunilha Grande sobre as fácies Capanema e Castelo; Ferreira (1977, 1980, 1982) e Ferreira & Francisco (1988) definiram as fácies Castelo (inferior), Baunilha Grande (intermediário) e Capanema (superior).

Góes et al. (1990) realizaram estudos no NE do Estado do Pará, dando ênfase aos aspectos faciológicos e estratigráficos, identificaram sete fácies descritivas representadas por: biocalcioruditos, calcarenitos estratificados, calcarenitos não estratificados, margas e subordinadamente, biohermitos, folhelhos (negros e verdes) e micritos. Consideram que houve uma continuidade entre a sedimentação Pirabas e Barreiras na atual zona litorânea devido à presença de estruturas sedimentares indicativas da atuação de correntes de maré, bem como, a ocorrência de palinomórfos do Mioceno Médio na porção basal dos sedimentos Barreiras.

Na área de estudo os calcários da Formação Pirabas ocorrem de maneira restrita à porção SE da Ilha de Itarana e na Baía de Inajá, somente observados durante a maré baixa.

Grupo Barreiras

No nordeste do Estado do Pará as ocorrências dos sedimentos do Grupo Barreiras encontram-se principalmente nas regiões do Salgado e Bragantina, bem como em áreas próximas a Cidade de Belém, destacando-se os registros da Ilha de Outeiro como as melhores exposições desses sedimentos. Constituem-se geralmente as argilas, silte e areia fina, podendo apresentar leitos de areias e conglomerados de cores variadas (vermelho, amarelo e esbranquiçado), com

nódulos e concreções de ferro formadas *in situ*, que dão um aspecto mosqueado típico. Apresentam seleção que varia de pobre a moderada e um baixo grau de compactação. Ocorrem ainda arenitos ferruginizados e níveis de seixos quartzosos. Localmente, são observadas estruturas com acamamento horizontal em argilas, bem como estratificação cruzada e horizontal.

Ackermann (1964, 1969), em estudos na região Bragantina, sugeriu que a deposição do Grupo Barreiras corresponde ao final do Terciário e início do Quaternário e utiliza o termo "Série Barreiras" para designar as camadas de argilas claras e vermelhas que ocorrem na referida região.

De acordo com Góes & Truckenbrodt (1980) e Góes (1981), os sedimentos Barreiras da Região Bragantina podem ser subdivididos em três litofácies, da base para o topo: conglomerática, argilo-arenosa e arenosa. O material foi depositado em ambiente subaéreo, a partir de fluxos gravitacionais de lama e areia, e restritamente em ambiente lacustre durante um clima com tendência a semi-aridez. As principais áreas fontes são provavelmente os xistos da Formação Santa Luzia (Pré-Cambriano) e sedimentos pré-existentes.

Arai et al. (1988), através de análise palinológica, estudaram o material coletado por Rossetti et al. (1989) obtendo idade miocênica média para parte da seqüência Barreiras, além de considerar uma certa contribuição marinha na deposição desses sedimentos.

Rossetti et al. (op. cit.) caracterizaram para os sedimentos Barreiras ocorrentes na Região NE do Estado do Pará, treze fácies litológicas distintas, definidas principalmente pela presença ou não de estruturas sedimentares e aspectos texturais.

Igreja et al. (1990), em estudos realizados nas ilhas de Mosqueiro, Outeiro e arredores da cidade de Belém, caracterizaram três camadas principais com propriedades estruturais, sedimentológicas e geoquímicas peculiares. Tais camadas correspondem, da base para o topo, em: camada argilo-arenosa, interpretadas como depósitos de planícies de maré, caracterizando um ambiente transicional estuarino, camada areno-argilosa e areno-conglomerática; e camada arenosa que corresponde ao Pós-Barreiras de Sá (1969). De acordo com Borges & Angélica (1986), as camadas basal e intermediária correspondem à litofácies argilo-arenosa de Góes (1981) e a camada arenosa à litofácies arenosa do referido autor.

Rossetti et al. (1990), em estudos realizados a partir de estruturas sedimentares e do arranjo faciológico verificados na porção distal do sistema deposicional Barreiras, caracterizam a

presença de um ambiente de planície de maré que é, de acordo com dados palinológicos, está associado a mangues, possivelmente relacionados a um sistema estuarino. Sugeriram ainda, que a influência marinha nos sedimentos Barreiras pode ter sido mais ampla do que comumente se acredita. Esta suposição foi comprovada por Fernandes et al. (1991), que registraram a presença do icnofóssil *Ophiomorpha* no Grupo Barreiras em arenitos finos a médios e estratificados na localidade de Apeú e ferruginizados em Macapazinho, Município de Castanhal, que dista aproximadamente 200 Km do litoral.

Na região estudada, o Grupo Barreiras sustenta o Planalto Costeiro que ocorre margeando a Planície Costeira ou de forma restrita como um relevo colinoso localizado a SE da Ilha de Itarana.

Sedimentos Pós-Barreiras

Silva & Lowenstein apud Sá (1969) introduziram a denominação de Pós-Barreiras para designar os sedimentos amarelos, imediatamente sobrepostos ao Grupo Barreiras e que corresponde ao Quaternário Antigo de Katzer (1933) e Ackermann (1964).

Oliveira & Leonardos (1943) designaram de Formação Pará aos sedimentos arenosos e argilo-arenosos, contendo nódulos e blocos soltos de arenito ferruginoso, que se distribuem desde Belém até Salinópolis.

Ackermann (1964) propôs que para o Quaternário Recente devem ser considerados os baixios dos atuais rios que são parcialmente alagados pelas marés altas ou na época das chuvas, e para o Quaternário Antigo as faixas fora das inundações, constituídas essencialmente de areias mal selecionadas, de misturas com argilas e uma rocha vulgarmente chamada de grés-do-Pará.

Os sedimentos Pós-Barreiras jazem em discordância erosional sobre os sedimentos Barreiras, ocorrendo por vezes na região do contato, seixos rolados de arenito ferruginoso, ou ainda fragmentos dos sedimentos Barreiras envolvidos pelos que lhe sobrejazzem. De um modo geral, constituem-se de sedimentos areno-argilosos com tons amarelados e avermelhados, inconsolidados, facilmente desagregáveis ao manuseio e sem nenhuma evidência de acamamento (Sá op. cit.). Rossetti et al. (1989) relacionam a deposição dessa unidade, pelo menos em sua porção litorânea à processos de dissipação de dunas eólicas.

5.3 - GEOMORFOLOGIA

O relevo da região costeira do NE do Estado do Pará está representado por duas unidades geomorfológicas distintas, a primeira caracterizada por um relevo continental correlacionável à Unidade Morfoestrutural Planalto Rebaixado da Amazônia de Barbosa & Pinto (1973) e à Unidade Geomorfológica Baixo Planalto Costeiro de Sena et al. (1992); e a segunda representada por sedimentos quaternários que compõem as planícies arenosas, as praias, os cordões de dunas e os manguezais, correlacionável às Unidades Morfoestruturais Litoral de Rias de Barbosa & Pinto (op. cit.), à Planície Flúvio-Marinha de Bemerguy et al. (1992), e às Unidades Geomorfológicas Planície Costeira Baixa e Planície Arenosa de Sena et al. (op. cit.).

O relevo continental apresenta-se sustentado por uma superfície tabular erosiva com altitude média que varia de 50 m, atingindo até 74 m e baixas declividades (menores que 9°), definindo tabuleiros extensos e alongados na direção NW-SE dissecados em vales com planícies aluvionares restritas. Essas feições ao perderem amplitude, exibem interflúvios arredondados em coalescência com as planícies de maré, ou formam costões sob a forma de falésias ativas, extensas e altas no Grupo Barreiras e nos sedimentos Pós-Barreiras (Bemerguy et al., 1992).

Os sedimentos quaternários que estão associados à porção litorânea integram uma costa muito irregular, apresentando-se recortada por “rias” e vales aplainados, invadidos pelas marés que se estendem na direção NW-SE e incluem ainda, numerosas baías, nas quais deságuam estuários com foz amplas, apresentando características hidrodinâmicas semelhantes a canais de maré. Neste setor da costa paraense, as evidências morfológicas e sedimentológicas, bem como, as considerações sobre a sua origem e evolução, apoiam o estado atual de submersão do litoral paraense (Barbosa & Pinto, 1973; Franzinelli, 1982, 1990 e 1991; Costa et al., 1991a e 1992).

6 – GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

6.1 - INTRODUÇÃO

O litoral NE do Estado do Pará se estende desde a foz do Rio Amazonas a oeste, até a foz do Rio Gurupi, a leste, perfazendo cerca de 600 Km de extensão. Esta região possui direção geral NW-SE e é considerada como uma costa transgressiva dominada por maré, com características flúvio-estuarinas e pode ser dividida em dois tipos fisiograficamente distintos. O primeiro tipo é marcado por uma costa de emersão, situado a oeste da Baía do Marajó. Trata-se de uma costa reta desenvolvida em depósitos holocênicos que formam a costa norte da Ilha do Marajó, onde são observados baixos cordões arenosos e planícies de maré bem desenvolvidas. O segundo tipo é caracterizado por uma costa de submersão, formada por terraços de erosão, manguezais, planícies de marés e campo de dunas, localizado a leste da Baía do Marajó, na qual a área de pesquisa está inserida (Franzinelli, 1982, 1990).

A costa de submersão é marcada por uma costa baixa do tipo estuarino, entalhada por baías que penetram em uma superfície de interflúvios, modelada em sedimentos terciário-quaternários, a qual define uma planície flúvio-marinha (Bemerguy et al., 1992). Nessa região, são reconhecidas duas feições morfológicas distintas, limitadas pela Baía de Pirabas. A primeira localizada no trecho a oeste da Baía de Pirabas, consiste de uma costa recortada com falésias esculpidas nos sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras, e manguezais desenvolvidos ao longo dos vales afogados. A segunda, ocorre a leste da Baía de Pirabas e consiste de uma costa baixa, recortada com extensas planícies de marés e manguezais muito bem desenvolvidos, onde os terraços que compõem as falésias, recuam em direção sul e por vezes formam falésias baixas próximo ao continente (Franzinelli, op. cit.).

Nesse contexto, foram identificadas na área estudada, duas unidades morfológicas distintas referidas como Planalto Costeiro e Planície Costeira (Figura 6.1). Essas unidades e suas respectivas subunidades (Tabela 6.1) serão descritas a seguir e estão mapeadas em escala de 1: 50.000 (ANEXO).



Figura 6.1 - Unidades morfológicas identificadas.

Tabela 6.1 - Unidades morfológicas da área de estudo.

UNIDADES MORFOLÓGICAS	SUBUNIDADES MORFOLÓGICAS	ÁREA (Km²)
Planalto Costeiro	_____	13,42
Planície Costeira	Manguezais	33,6
	Sistemas de Terraços	_____
	Chenier	0,64
	Baías	22,2
	Paleodunas	8,3
	Interdunas	3,34
	Lagos	0,13
	Dunas Costeiras	0,45
	Praia (pós-praia, estirâncio)	4,4
	Barras arenosas (pré-litoral e de baías)	3,6

6.1.1 - Planalto Costeiro

O Planalto Costeiro está representado por uma superfície tabular erosiva, suavemente ondulada e pouco dissecada, com altitudes baixas em torno de 30m, onde as maiores cotas topográficas não ultrapassam os 45m (Costa et al., 1977; Sena et al., 1992). Encontra-se sustentado pelos sedimentos areno-argilosos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras, onde a cobertura vegetal é do tipo Floresta Secundária (Capoeira). Ocorre predominantemente na porção sul e SW da área estudada, e ainda de forma restrita, caracterizado por um relevo colinoso com altitude em torno de 25 m (SE da Ilha de Itarana).

O contato com a Planície Costeira a norte ocorre de forma gradativa, formando rampeamentos suaves a partir da diminuição das cotas topográficas ou de forma brusca evidenciado por mudanças morfológicas através de falésias ativas e vegetacional a partir do contato Floresta Secundária - mangue (ANEXO).

6.1.2 - Planície Costeira

É a unidade de maior expressão na área estudada com cerca de 76,6 Km². Limita-se a sul e SE com o Planalto Costeiro, a norte com o Oceano Atlântico, a oeste com a Baía do Arapepó e a leste com a Baía de Inajá. Nesta unidade, foram individualizadas 10 (dez) subunidades (ANEXO).

6.1.2.1 - Manguezais

Os manguezais correspondem a uma área que ocupa aproximadamente 33,6 Km² da área pesquisada e são caracterizados por terrenos baixos quase horizontais, constituídos por sedimentos lamosos ricos em matéria orgânica com intensa bioturbação e fitobioturbação, que estão sob influência das marés e se desenvolvem ao longo das baías estuarinas, sendo recortados por canais e córregos de marés. A cobertura vegetal é composta por *Rhizophora mangle*, *Avicenia germinas* e *Laguncularia racenosa*, estas com porte arbóreo e como vegetação herbácea encontra-se a *Spartina sp.* (gramínea).

Segundo Shaeffer-Novelli (1989), essas formações estão associadas a costas de baixa energia ou a ambientes estuarinos, lagunares, baías e enseadas que fornecem a proteção necessária ao seu estabelecimento, caracterizando uma zona de transição entre os ambientes oceânico e terrestre.

A dinâmica dos processos costeiros atuantes sobre os manguezais dão a esta unidade características morfológicas distintas. A atuação de processos erosivos em resposta à ação direta das correntes de marés e ondas, proporcionam o desenvolvimento de feições retrogradacionais, representadas por terraços erosivos. Estas feições estão parcialmente ou totalmente recobertas por areias provenientes de barras arenosas e estão bem evidenciadas no extremo NW da Ilha de Itarana (Ponta da Baixinha) e próximo ao Furo Cueiral (Figuras 6.2 e 6.3 e ANEXO).

Em áreas mais protegidas da ação das correntes de marés e ondas, dominam os processos deposicionais, responsáveis pela formação de feições progradacionais marcadas por frentes de colonização de mangue jovem (ANEXO).

6.1.2.2 - Sistema de Terraços

As variações do nível do mar aliadas a prováveis movimentos neotectônicos, deixaram importantes registros morfológicos na área estudada, destacando-se o Sistema de Terraços, que foi primeiramente descrito por Carvalho (1926), na localidade de Pilões no extremo SE da Ilha de Itarana. Outras ocorrências também foram verificadas em alguns trechos do Furo Grande que ficam expostos somente durante a maré baixa (Figura 6.4).

O registro mais expressivo desses terraços é o da localidade de Pilões às margens da Baía do Inajá (Figura 6.5). Ocorre sob a forma de uma falésia que se estende por cerca de 300 m aproximadamente e altura variável chegando aos 6 m. Apresenta uma largura máxima que alcança 15 m que vai se estreitando em direção norte chegando aos 4 m de largura. Em direção ao interior da ilha, esses terraços apresentam uma suave inclinação, sendo recobertos por uma camada de aproximadamente 2m de espessura composta de areias muito finas que correspondem as paleodunas (Figura 6.6), cujo contato com os terraços é marcado por uma superfície suavemente ondulada. Na parte superior da falésia ocorrem, como característica marcante, formas de erosão do tipo marmitas e pequenas cavernas, com formas elípticas e arredondadas, que se destacam por apresentar bordas escuras e endurecidas por óxidos de ferro (Figuras 6.7 e 6.8). Estas feições, provavelmente estão associadas à erosão diferencial que atuou nos terraços eólico/marinhos, em zonas cimentadas por óxidos de ferro. As depressões podem ter sido formadas nas regiões interdunas, ou estarem relacionadas a antigas formas de leito, ou ainda à variações irregulares do lençol freático.



Figura 6.2 - Terraço de manguezal erosivo que ocorre na Ponta da Baixinha, NW da Ilha de Itarana.



Figura 6.3 - Vista parcial de manguezal, sendo recoberto por areias provenientes de barras pré-litoral. Margem esquerda do Furo Cueiral.



Figura 6.4 - Mapa de localização das ocorrências do Sistema de Terraços. Observar a orientação desses terraços segundo a direção NW-SE.



Figura 6.5 - Vista geral dos terraços da localidade de Pilões, SE da Ilha de Itarana.



Figura 6.6 - Vista parcial dos terraços sobrepostos por areias muito finas de paleodunas. Baía do Inajá, SE da Ilha de Itarana.



Figura 6.7 - Detalhe das estruturas com formas elípticas (alongadas) e arredondadas desenvolvidas no topo do terraço.



Figura 6.8 - Aspecto das marmitas, que por apresentarem maiores dimensões, chegam a formar sumidouros e pequenas cavernas.

Ressalta-se que essa falésia está ativa, sendo bastante atacada por ondas e correntes de maré, formando, em alguns locais, um amontoado de blocos que se acumulam nas porções mais inferiores (Figura 6.6).

Diferente da porção SE da Ilha de Itarana, foram observadas ainda quatro ocorrências principais desta unidade no Furo Grande, ou próximo deste (Figura 6.4), todas apresentando dimensões menores e topograficamente mais baixas que as da localidade de Pilões. A primeira com cerca de 100 m de extensão e altura máxima em torno dos 4m, observável somente durante a maré baixa. Da mesma forma que na Baía do Inajá, esses terraços também formam uma superfície ondulada, onde a porção mais alta dessa superfície é recoberta por sedimentos areno-argilosos, pouco espessos (50 cm), com vegetação do tipo arbustiva (Figura 6.9), e nas porções mais baixas (extremidades do terraço), por sedimentos argilosos com vegetação de mangue (Figura 6.10), estes também com uma espessura pequena de no máximo 1 m aproximadamente.

A segunda exposição dessa unidade ocorre próximo à Baía do Arapepó, é semelhante ao registro descrito anteriormente, diferenciando-se por apresentar uma cobertura de lama mais espessa, com cerca de 1,5 m e dimensões mais reduzidas, onde a altura máxima não ultrapassa os 3 m e comprimento em torno de 50 m.

As outras duas ocorrências só foram confirmadas em testemunhos, tendo em vista que os locais de acesso são alcançados somente durante a maré alta, e por estarem recobertos por sedimentos de manguezais (Figura 6.4).

6.1.2.3 - Cheniers

Os cheniers são corpos arenosos (cordões de praia e de duna-praia) que repousam sobre depósitos lamosos de manguezais, isolados dos processos costeiros por uma planície lamosa subsequente, implicando geneticamente, que a progradação da planície lamosa foi interrompida pela formação do chenier (Otvos & Price apud Augustinus, 1989; Augustinus, op. cit.).



Figura 6.9 - Cobertura areno-argilosa sobre a porção mais elevada dos terraços localizados no Furo Grande.



Figura 6.10 - Vegetação de mangue instalada sobre sedimentos argilosos que recobrem as porções mais baixas dos terraços.

Na área estudada, foram verificadas duas ocorrências destes corpos, que ocupam uma área de aproximadamente 0,64 Km². Possuem altura que não ultrapassa os 2m e colonizadas por vegetação do tipo arbustivo. O primeiro desses corpos ocorre na localidade de Ponta da Baixinha, possui forma alongada na direção E-W com 1000m de extensão e 170m de largura máxima (ANEXO). Ressalta-se neste corpo a ocorrência de restos de vegetação de mangue, sendo que alguns ainda estão em posição de vida (Figura 6.11). O segundo corpo arenoso localiza-se na Ponta do Cueiral, próximo ao furo homônimo e possui forma alongada na direção NW-SE, com cerca de 1250m de extensão e 380m de largura máxima (ANEXO).

6.1.2.4 - Baías

Esta subunidade morfológica ocorre margeando as planícies lamosas de manguezais e são recortadas por inúmeros furos, córregos e canais de maré. Está representada na área estudada pelas baías do Arapepó e do Inajá, que se interligam através do Furo Grande. A Baía do Arapepó situa-se na porção NW do Município de São João de Pirabas, compondo com o rio homônimo o seu limite oeste com o Município de Salinópolis. Nesta baía, segundo Silva (1996) são observadas durante a maré baixa extensas planícies de areia, nas quais se desenvolvem grandes feições como deltas de maré vazante associados com barras longitudinais, sobre as quais ocorrem ondas de areia, ondulações e mega-ondulações.

A Baía do Inajá localiza-se na extremidade leste da área pesquisada e possui uma largura máxima de 2 Km. Apresenta orientação geral NE-SW e limita-se internamente com a foz dos rios Matias, Inajá, Grande e pelo igarapé Boa Esperança (ANEXO). Em sua porção interna, desenvolvem-se barras arenosas, algumas parcialmente vegetadas por mangue jovem, e ilhas de manguezal de dimensões variadas, onde destacam-se as ilhas do Camaleão, Ponta Grossa e Tamaru. Mais externamente, próximo a sua foz, são observadas planícies arenosas durante a baixa-mar, onde se desenvolvem barras arenosas, ondas de areia e ondulações e mega-ondulações.



Figura 6.11 - Vista dos restos de vegetação de mangue no chenier da Ponta da Baixinha.

6.1.2.5 - Paleodunas

Estão localizadas nas porções NW e SE da Ilha de Itarana e ocupam uma área de aproximadamente 8,3 Km², com alturas que variam desde os 2 m, como verificado na porção SE da ilha (Figura 6.6), até os 15m observados na porção NW e central da ilha (ANEXO). São limitadas por manguezais a NW, por interdunas a leste e pelo Planalto Costeiro a sul. Essa subunidade é colonizada por espécies arbóreas, arbustivas e cipós, alcançando, por vezes uma vegetação exuberante e diversificada com o porte de Mata. Na porção NW, próximo ao Furo Grande, as paleodunas estão degradadas e alcançam o referido furo como uma superfície plana arenosa.

6.1.2.6 - Interdunas

Os espaços interdunas estão distribuídos nas porções centro-leste e SE da Ilha de Itarana, ocupando uma área de 3,34 Km² (ANEXO). Estão associados às paleodunas e ocorrem como grandes campos, com vegetação herbácea e moitas associadas (Figura 6.12), principalmente de *Anacardium occidentale* L. (caju). Nesta subunidade, são observadas porções alagáveis durante o ano todo que compõem a subunidade Lagos e outras somente durante o período chuvoso.

6.1.2.7 - Lagos

Estão associadas aos campos de paleodunas (mais expressivos) e campo de dunas costeiras, ocupando uma área de aproximadamente 0,13 Km² (ANEXO). São alimentados principalmente por águas pluviais, secando parcialmente durante a estação chuvosa, que vai de junho a novembro (Figura 6.13).

6.1.2.8 - Dunas Costeiras

Os campos de dunas ocorrem desde a porção NW (Ponta da Baixinha), onde as dunas possuem pouca expressão areal, até o extremo sudeste da Ilha de Itarana, ocupando uma área de 0,45 Km² aproximadamente. Estão situadas logo após o pós-praia e possuem direção geral E-W que inflete para N-S (ANEXO), constituindo-se em cristas paralelas à linha de Costa, onde predominam dunas longitudinais fixadas por vegetação arbustiva, com alturas que variam de 3m na Ponta da Baixinha (Figura 6.14) até 15m na Ponta do Cueiral.



Figura 6.12 - Aspecto dos campos interdunas, onde observa-se moitas de vegetação e ao fundo campo de dunas costeiras fixadas por vegetação arbustiva (SE da Ilha de Itarana).



Figura 6.13 - Vista de um lago atrás de um cordão do dunas costeiras atuais, onde observa-se ao fundo as paleodunas.



Figura 6.14 - Vista de dunas costeiras colonizadas por vegetação arbustiva (SE da Ilha de Itarana).

6.1.2.9 - Praia

As praias compreendem toda a porção norte e sudeste da Ilha de Itarana, apresentando morfologia básica de praias planas (perfil geralmente retilíneo) e convexas, com ligeira inclinação em direção ao mar. Estão dispostas concordantemente à linha de Costa e à foz das baías do Inajá e Arapepó, com terminações recurvadas (*spits*), como verificado na Ponta da Baixinha (ANEXO). De acordo com a configuração topográfica, proposta por Suguio (1992) a praia é subdividida em pós-praia, estirâncio e face praial, sendo que neste trabalho, não foram realizadas observações na face praial.

6.1.2.9.1-Pós-praia

O pós-praia estende-se desde os campos de dunas costeiras atuais, em direção ao interior da ilha, até o nível de maré alta, em direção ao mar, onde se desenvolve uma escarpa de praia que alcança até os 15cm de altura. Está representado por uma superfície plana que alcança os 15m de extensão máxima.

6.1.2.9.2 - Estirâncio

Está localizado entre o nível de maré alta (escarpa de praia) e o nível de maré baixa, correspondendo à zona de intermaré. Possui uma suave inclinação em direção ao mar e extensão variada, alcançando até 800m, onde são observadas feições originadas por processos marinhos, caracterizadas principalmente por sistemas de cristas e calhas. Em meio a estas feições, afloram em alguns trechos da porção SE da Ilha de Itarana, sedimentos carbonáticos da Formação Pirabas (Figura 6.15).

6.1.2.10 - Barras arenosas (pré-litoral e de baía)

Esta subunidade está representada por barras pré-litoral e barras de baía que formam, durante a maré baixa, uma extensa planície arenosa com cerca de 3,6 Km² de área (ANEXO). Ocorrem como corpos alongados, dispostos de forma paralela ou perpendicular à linha de costa, onde se desenvolvem ondulações, mega-ondulações e sistemas de cristas e calhas. Em alguns casos, migram sobre os manguezais causando o seu soterramento.



Figura 6.15 - Ocorrência de calcário Pirabas na porção SE da Ilha de Itarana. Ao fundo, campo de dunas fixadas por vegetação arbustiva.

7 - ESTRATIGRAFIA

7.1 - INTRODUÇÃO

Na caracterização estratigráfica da porção NW da Planície Costeira de São João de Pirabas, foi adotado o conceito de unidade morfoestratigráfica, aplicado primeiramente por Frey & Milliman (1960) no mapeamento de depósitos glaciais pleistocênicos do Lago Michigan nos Estados Unidos, bem como o conceito de fácies estratigráficas. Estes princípios têm sido amplamente utilizados na Planície Costeira Australiana, por Rhodes (1982), Woodroffe et al. (1986, 1989) dentre outros. No NE do Pará, a aplicação destes conceitos foi primeiramente realizada por Souza Filho (1995) na Planície Costeira Bragantina e seguida por Silva (1996) e Santos (1996), no estudo das Planícies Costeiras de Salinópolis e Algodal e Marudá, respectivamente.

Na área de pesquisa, foram individualizadas oito unidades morfoestratigráficas e oito fácies estratigráficas, caracterizadas a partir do estudo e análise de 26 testemunhos a vibração (Figura 7.1) e da exposição de corpos sedimentares.

As unidades morfoestratigráficas, foram definidas a partir de sua geometria de superfície e subsuperfície, além das suas propriedades sedimentológicas, referindo-se assim, aos ambientes atuais. Quanto às fácies estratigráficas, estas foram definidas a partir das características texturais dos corpos sedimentares encontrados em subsuperfície e que não podem ser interpretados em termos de ambientes atuais.



Figura 7.1 - Mapa de localização dos testemunhos.

7.2 - UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS

7.2.1 - Unidade Manguezal

É a unidade de maior ocorrência na Planície Costeira, com uma espessura máxima em torno de 3m. Está representada por sedimentos lamosos orgânicos de coloração cinza escuro médio (N4) a cinza médio (N5), onde os 20cm iniciais apresentam manchas marrom moderado (5YR 4/4) e intensa fitoturbação, contendo restos e marcas de raízes. De 20 a 105cm tem-se um pacote lamoso de cor cinza médio (N5), maciço (sem estruturação aparente) contendo concentrações granulares de matéria orgânica de dimensões milimétricas dispersas em meio a estes sedimentos. A partir de 105cm até a profundidade de 150cm, são observadas laminações contínuas e descontínuas, onduladas, bem como, lentes de areia fina a muito fina de coloração cinza claro médio (N6) representativas da planície de intermaré lamosa. De 150 a 420cm, ocorre uma intercalação de sedimentos arenosos e lamosos da Unidade Morfoestratigráfica Barra em Pontal (Figura 7.2).

7.2.2 - Unidade Chenier

Esta unidade está representada por um pacote arenoso com espessura máxima de 6,75m, sendo os 2m iniciais desta sequência compostos por areias de dunas muito finas de coloração cinza claro médio (N6), onde não foi observada nenhuma estruturação em função da intensa fitoturbação e instalação de processos pedogenéticos. De 0 a 50cm, ocorrem sedimentos arenosos, quartzosos com grãos subangulosos finos a muito finos e bem selecionados, de coloração cinza claro (N7) que gradua em profundidade para marrom amarelado pálido (10 YR 6/2) com tonalidades marrom claro (5 YR 5/6). No topo, estes sedimentos são maciços (0 - 20cm), passando em profundidade para uma estratificação inclinada definida pela alternância de camadas milimétricas de areia fina e concentrações de matéria orgânica e/ou silte de coloração marrom escuro (5 YR 2/2). Tais sedimentos correspondem à porção distal de leques de lavagem e são semelhantes aos descritos por Souza Filho (1995) em cheniers da Planície Costeira Bragantina.

O intervalo subsequente (50 - 160cm) é caracterizado por sedimentos lamosos de coloração cinza médio (N4), cujo contato superior com a sequência arenosa é discordante erosivo, marcado por perfurações preenchidas por areias finas, e clastos argilosos imersos na sequência superior. De 160 a 475cm, ocorrem as fácies estratigráficas areia e lama marinha/estuarina e areias marinhas que serão descritas posteriormente (Figura 7.3).

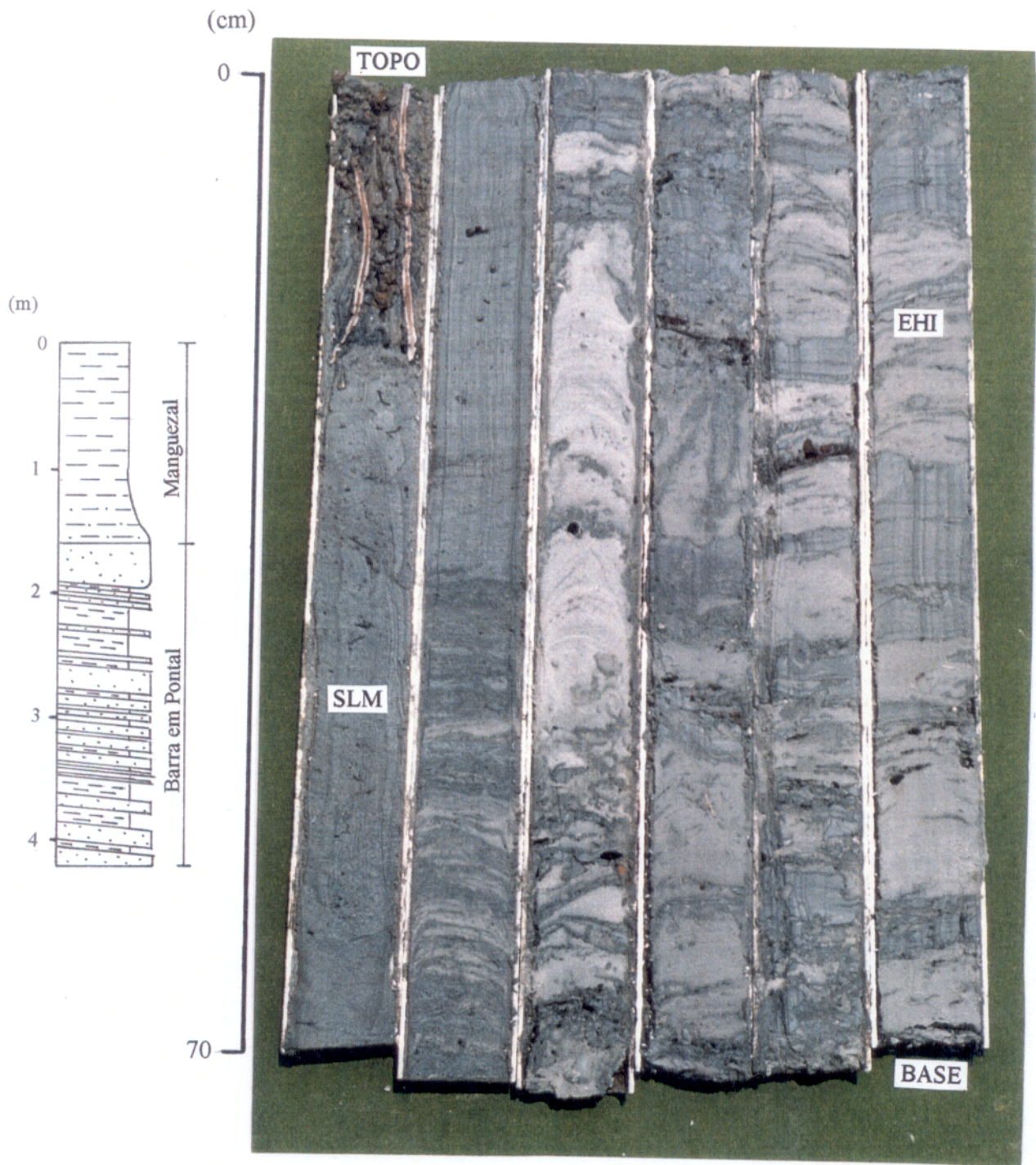


Figura - 7.2 - Vibracore T-23 mostrando sedimentos lamosos, bioturbados no topo, passando para maciços (SLM) na base, sobrepostos a intercalação de lama e areia de barra em pontal com estratificação heterolítica inclinada (EHI).

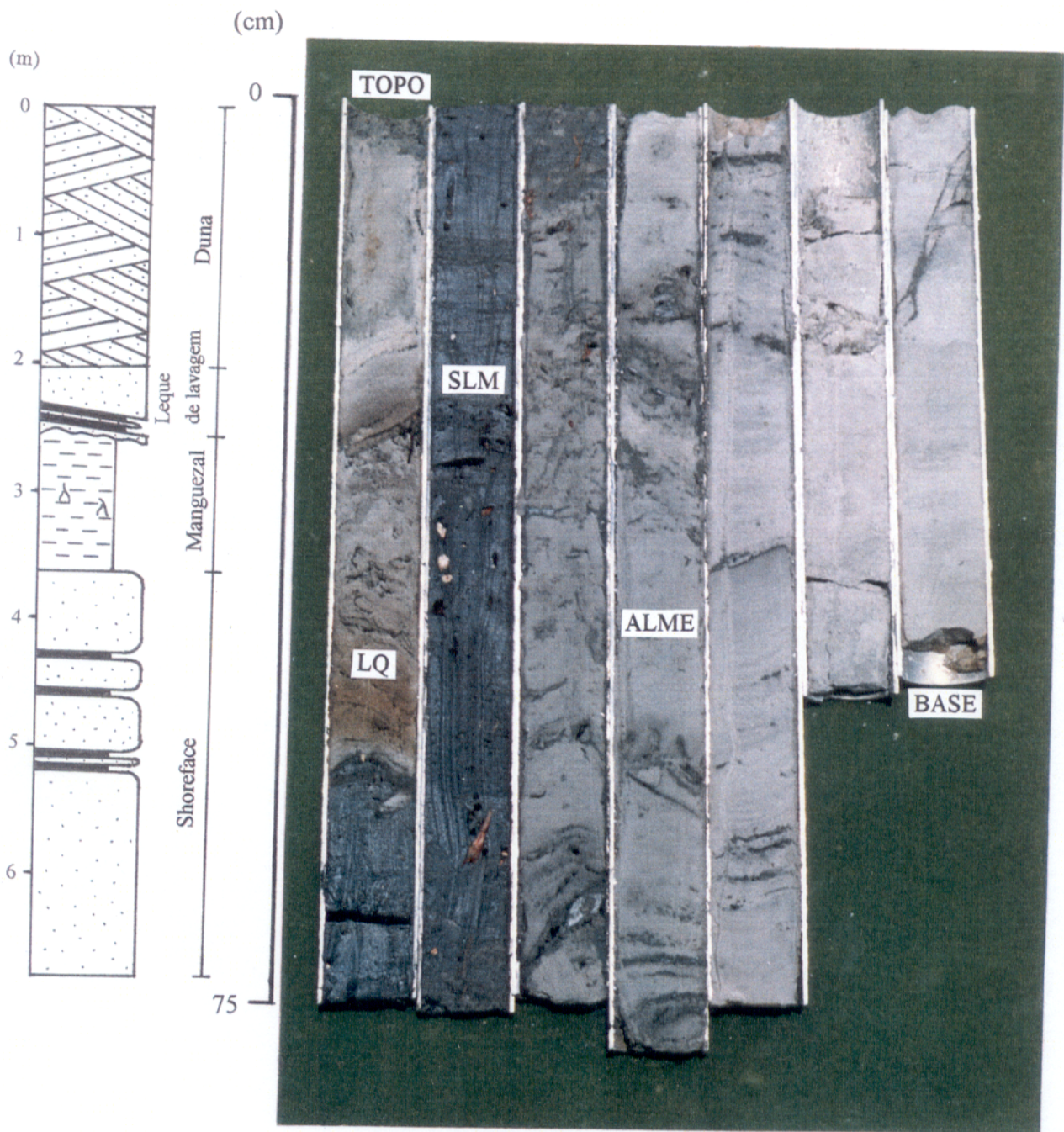


Figura 7.3 - Vibracore T- 24 mostrando areias finas com estratificação cruzada (leques de lavagem - LQ) depositadas sobre sedimentos lamosos maciços (SLM), contendo restos de raízes. Na base ocorre a facies areia e lama marinha/estuarina (ALME).

7.2.3 - Unidade Barra em Pontal

Esta unidade possui espessura em torno de 210cm e está associada aos canais de maré lamosos. Corresponde a níveis de areia fina, bem selecionada, de coloração cinza muito claro (N8) a cinza claro (N7) de até 10cm de espessura, onde internamente são observadas estruturas flaser, bem como restos de matéria orgânica e fragmentos de conchas associados. Estes sedimentos arenosos estão intercalados a estratos lamosos de até 15cm de espessura, de coloração cinza escuro médio (N4), contendo lentes e níveis de areia muito fina e/ou silte de coloração cinza claro (N7). Em trechos desta sequência, os estratos possuem uma inclinação de 10 a 20° definindo a estratificação heterolítica inclinada, estrutura esta, típica de barras em pontal (Figura 7.2).

7.2.4 - Unidade Barras Arenosas de Maré

Está representada por barras longitudinais desenvolvidas, principalmente na foz dos canais de maré e nas baías. São constituídas por areias finas a muito finas, angulosas, bem selecionadas de coloração cinza claro (N7), contendo manchas cinza médio (N5) e laranja acinzentado (10YR 7/4). Apresentam-se maciças e com laminações plano-paralela e ondulante, com restos de matéria orgânica e lentes lamosas associadas.

7.2.5 - Unidade Paleodunas

Está distribuída nas porções NW e SE da Ilha de Itarana, sob a forma de extensos campos arenosos de até 12m de altura, compostas por areia fina a muito fina, muito bem selecionada, de coloração cinza muito claro (N8), onde não são observadas estruturas primárias preservadas, em função da instalação de processos pedogenéticos e intensa cobertura vegetal, que por vezes, alcança o porte de mata (ANEXO).

7.2.6 - Unidade Lagos

Ocorrem associados aos campos de paleodunas (mais expressivos) e campos de dunas costeiras atuais. São representados por areias muito finas, maciças cinza muito claro (N8), contendo restos de raízes e níveis de concentração de minerais pesados. Em profundidade, adquirem coloração marrom escuro e são ricos em matéria orgânica (Figura 7. 4).

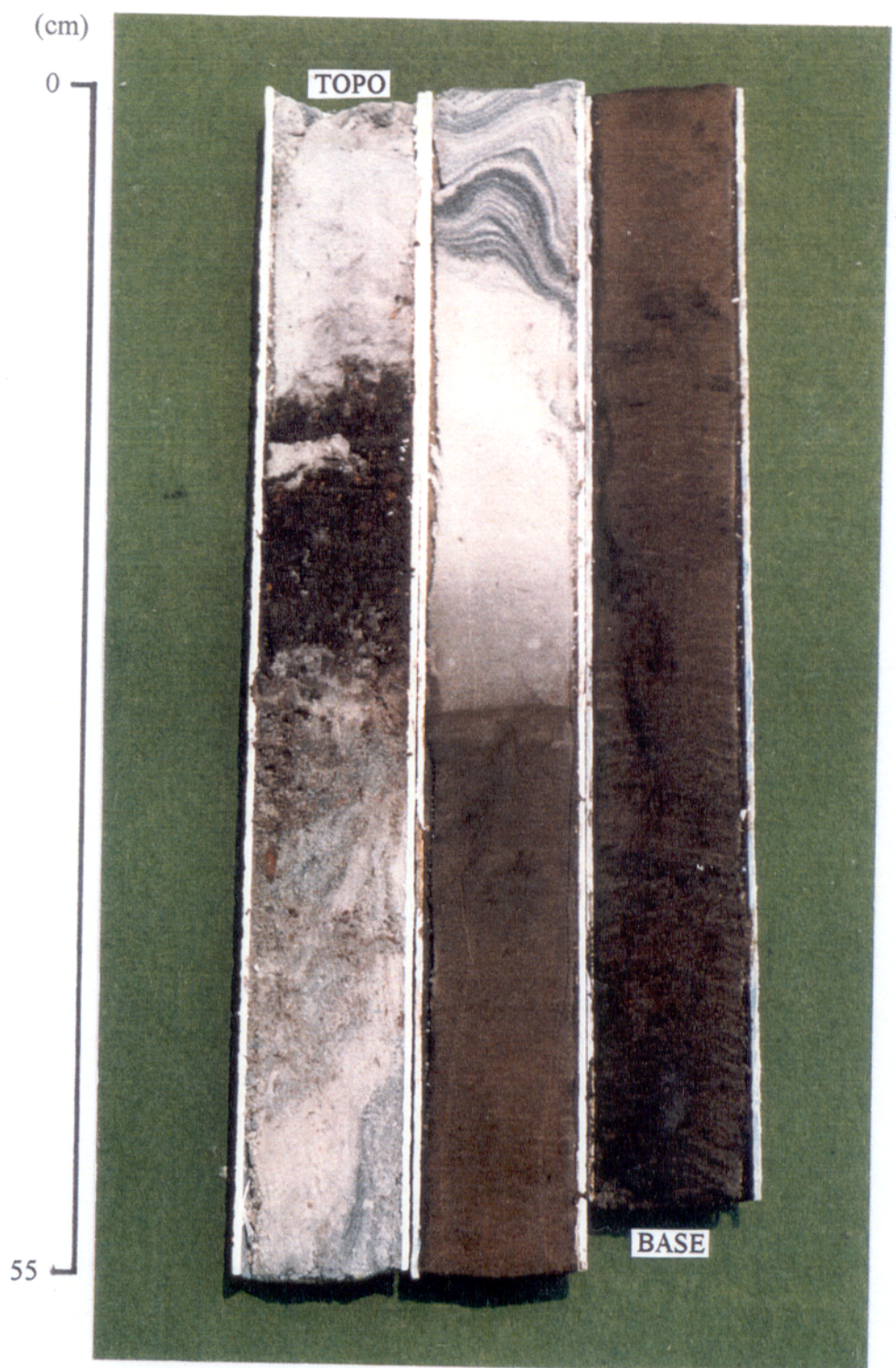


Figura 7.4 - Vibracore T - 09 mostrando sedimentos arenosos, maciços, contendo raízes e níveis de minerais pesados, passando para areia de coloração marrom escuro rica em matéria orgânica.

7.2.7 - Dunas Costeiras Atuais

Estão representadas por extensos campos de direção E-W, que infletem para N-S constituindo cristas paralelas à linha de costa (ANEXO), formadas a partir do retrabalhamento dos sedimentos, provenientes das praias e barras pré-litoral. Predominam dunas longitudinais com alturas que variam de 3 a 15m, compostas por areias finas a muito finas, muito bem selecionadas de coloração cinza muito claro (N8) a amarelo pálido com estratificação cruzada tabular de médio a grande porte.

7.2.8 - Praias

Esta unidade ocorre desde a porção NW até o extremo SE da ilha de Itarana (ANEXO), sendo composta por areias quartzosas, finas, bem selecionadas, angulosas de coloração cinza claro (N7), com espessura em torno dos 3m contendo estratificação cruzada planar de baixo ângulo, característica de fácies de praia.

7.3 - FÁCIES ESTRATIGRÁFICAS

7.3.1 - Fácies Areia e Lama Marinha/Estuarina

Esta fácies está distribuída sob as unidades morfoestratigráficas manguezal (T-07, T-11, T-12, T-14 e T-23) e barras arenosas de maré (T-14) a uma profundidade que varia de 30 a 200cm. Está representada por areias quartzosas, finas a muito finas, angulosas, bem selecionadas de coloração cinza claro (N7) a cinza muito claro (N8), maciças e com marcas onduladas. Intercaladas a estas areias ocorrem níveis e finas camadas de lama (no máximo 0,5cm) de coloração cinza oliva (5Y 4/1) que constituem acamamentos de maré e flaser, onde também são observados fragmentos vegetais associados (Figura 7.5).

7.3.2 - Fácies Areia Marinha

Esta fácies ocorre sob a unidade morfoestratigráfica manguezal (T-15, T-20, T-21, T-22, T-24 e T-25) a uma profundidade que varia de 120 a 210cm. Corresponde a areias quartzosas, finas a muito finas, subangulosas, bem selecionadas, de coloração cinza muito claro (N8) a cinza claro (N7), contendo alguns fragmentos de conchas. Possuem estruturas maciças, plano paralelas e cruzadas de baixo ângulo, além de bioturbações preenchidas por lama de coloração cinza médio (N4), representantes de ambiente de face praial (Figura 7.6).

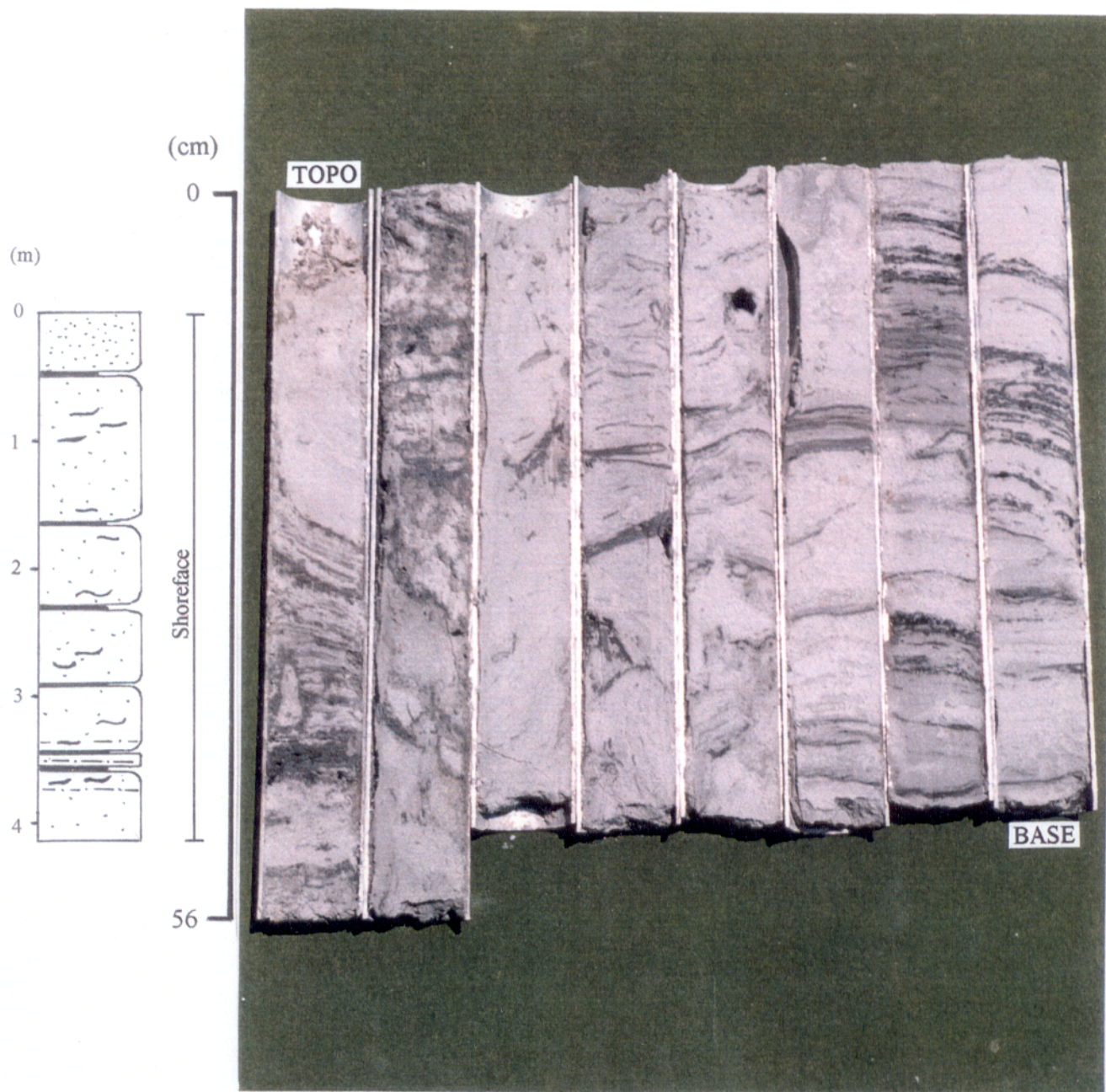


Figura 7.5 - Vibracore T-14. Na porção superior observa-se areia fina, maciça da Unidade Morfoestratigráfica Barras Arenosas de Maré, sobreposta a intercalação de areia e lama que definem estruturas flaser e acamamento de maré da Facies Areia e Lama Marinha/Estuarina.

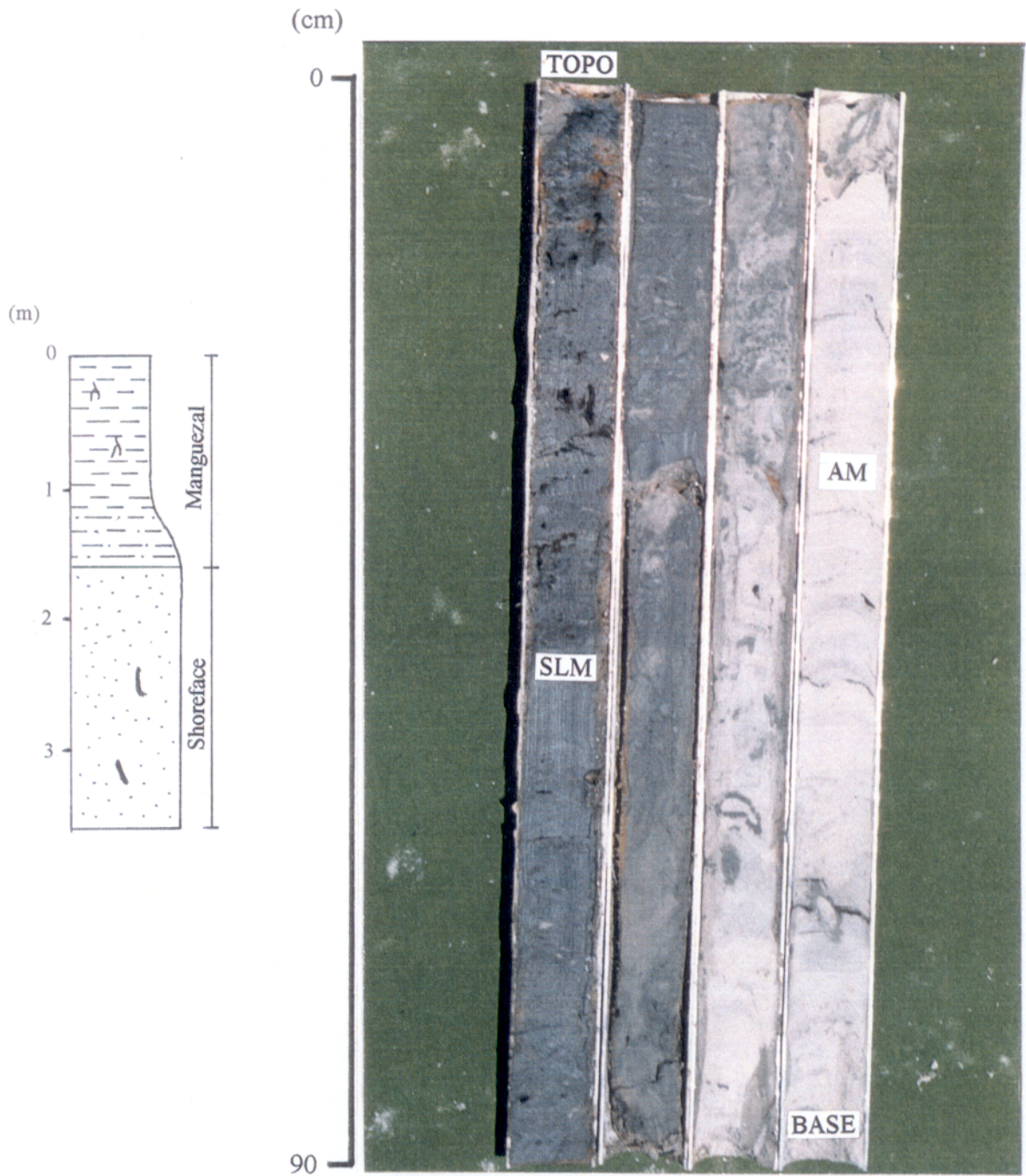


Figura 7.6 - Vibracore T-22. No topo observa-se sedimentos lamosos maciços (SLM) da Unidade Morfoestratigráfica Manguezal, sobrepostos a areias finas a muito finas, maciças e com bioturbações preenchidas por lama da Facies Areia Marinha (AM).

7.3.3 - Fácies Areia de Cordões Praiais

A ocorrência desta fácies, na área estudada, foi primeiramente verificada por Carvalho (1926) na localidade de Pilões, Ilha de Itarana e descrita da seguinte forma: “É uma camada horizontal de arenito que se estende cerca de 300m ao longo da praia. É idêntico ao da Ponta de Pirabas, constituindo com aquele uma mesma camada, cortada pela Baía de Inajá que é foz do rio de mesmo nome. Não encontramos fósseis e a denominação de Pilões vem de escavações verticais de forma cônica produzidas pelas ondas na camada de arenito”.

Durante os trabalhos de campo foram descritas, além do registro de Carvalho (op. cit.), mais 4 (quatro) ocorrências desta fácies, todas localizadas na Ilha de Itarana e que foram citadas no Capítulo 6 (Geomorfologia) (Figura 6.4).

Em superfície, a melhor ocorrência desta fácies, foi verificada de acordo com o registro de Carvalho (op. cit.), nas margens da Baía de Inajá, localidade de Pilões. Neste local, esta fácies alcança uma espessura máxima de 6m compondo uma falésia ativa, bastante atacada por ondas e correntes de maré (Figura 7.7). Na base, ocorre uma camada de coloração cinza claro médio (N6), friável, com aproximadamente 1m de espessura, composta de areia fina, bem selecionada, intercalada com lâminas de material siltooso, definindo uma estratificação plano-paralela. Na porção intermediária desta fácies ocorre um pacote arenoso, fino, moderadamente selecionado, maciço (sem estruturas primárias visíveis) de 3,5m de espessura, de coloração creme e bastante bioturbado (Figura 7.8).

No topo, esta fácies apresenta-se bastante endurecida, sendo representada por uma camada de areia muito fina, bem selecionada de coloração marrom escuro (5YR 2/2) com 1,5m de espessura apresentando como estruturas primárias estratificação cruzada de baixo ângulo e lentes de material silto-arenoso. A coloração marrom escuro é função da concentração de ácidos húmicos e óxidos e hidróxidos de ferro que, provavelmente, favoreceu o endurecimento desta porção da fácies. Silva Júnior & Soares (1992), em estudos realizados nesta fácies, descreveram em seção delgada, a presença de grãos de quartzo totalmente envoltos por uma película óxi-hidróxidos de ferro, que de certa forma, levou a uma cimentação desta porção da fácies.

Em subsuperfície, esta fácies alcança uma espessura em torno de 2m, ocorrendo geralmente sob sedimentos da Unidade Morfoestratigráfica Manguezal, em profundidades que variam de 50 a 200cm (T-05, T-06; T-08, T-10; T-16; T-18; T-19). Corresponde a sedimentos

essencialmente arenosos, finos a muito finos, angulosos a subangulosos e, moderadamente a bem selecionados, de coloração marrom moderado (5YR 4/4) a marrom amarelado pálido (10YR 6/2). Intercalados a esses sedimentos ocorrem lentes e lâminas silto-argilosas de coloração marrom escuro (5YR 2/2), de dimensões milimétricas que alcançam 2cm de espessura, associadas com fragmentos de matéria orgânica, subarredondados que, por vezes, formam níveis de concentração com até 2cm de espessura. Estas feições, definem estruturas do tipo flaser, ondulada, lenticular e laminações plano-paralela (Figuras 7.9 e 7.10).

As exposições desta fácies, bem como suas ocorrências em subsuperfície, mostram uma coloração marrom escuro predominante em decorrência de um forte processo pedogenético que se instalou sobre esta fácies, dando origem a um solo do tipo podzol hidromórfico (Senna et al., 1992).

7.3.4 - Fácies Areia de Canal de Maré

Ocorre sob a Fácies Cordões Praiais (T-16 e T-19) a uma profundidade que varia de 300 a 410cm, sendo caracterizadas por areias finas e médias, cinza muito claro (N8), contendo clastos de argila associados, intercalada com areia grossa angulosa a subangulosa, cinza amarelada (5Y 7/2). Esta intercalação define uma estratificação cruzada tabular no topo, que passa para acanalada, na base (Figura 7. 9).

7.3.5 - Fácies Areia e Lama de Barra em Pontal

Encontra-se interdigitada com a Fácies Lama de Inter-maré (T-08) e possui espessura em torno de 70cm. É constituída, na base, por camadas e níveis de areia fina a muito fina, angulosa a subangulosa, bem selecionada, de coloração cinza claro (N7) a cinza claro médio (N6) com espessura que alcança os 5cm, intercaladas com níveis lamosos, milimétricos, de coloração cinza médio (N5) (“mud drapes”) que constituem a estratificação heterolítica inclinada. Para o topo, a sequência torna-se mais lamosa e encontra-se intensamente bioturbada (Figura 7. 11).



Figura 7.7 - Vista parcial da Facies Areia de Cordões Praiais, onde observa-se um amontoado de blocos evidenciando o ataque erosivo sofrido pela falésia. Localidade de Pilões, SE da Ilha de Itarana.



Figura 7.8 - Camada arenosa, maciça e bastante bioturbada localizada na porção intermediária da Facies Areia de Cordões Praiais. Localidade de Pilões, SE da Ilha de Itarana.

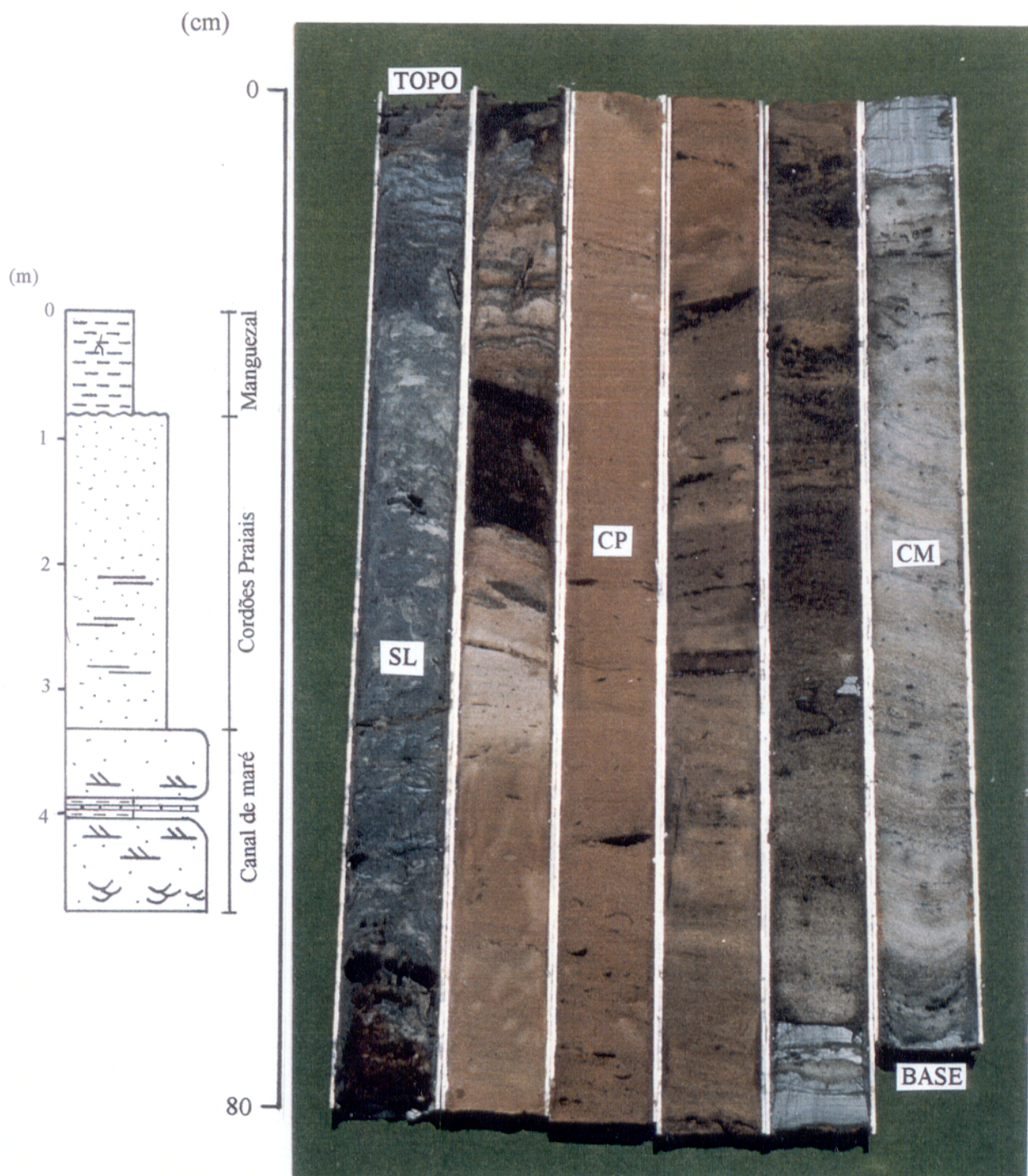


Figura 7.9 - Vibracore T-16. No topo observa-se sedimentos lamosos (SL) da Unidade Morfoestratigráfica Manguezal, contendo lentes arenosas e fragmentos vegetais que passa para sedimentos arenosos finos com estratificação de baixo ângulo e lentes argilosas da Facies Areia de Cordões Praiais (CP). Na base, ocorre sedimentos arenosos finos a médios da Facies Areia de Canal de Maré (CM).

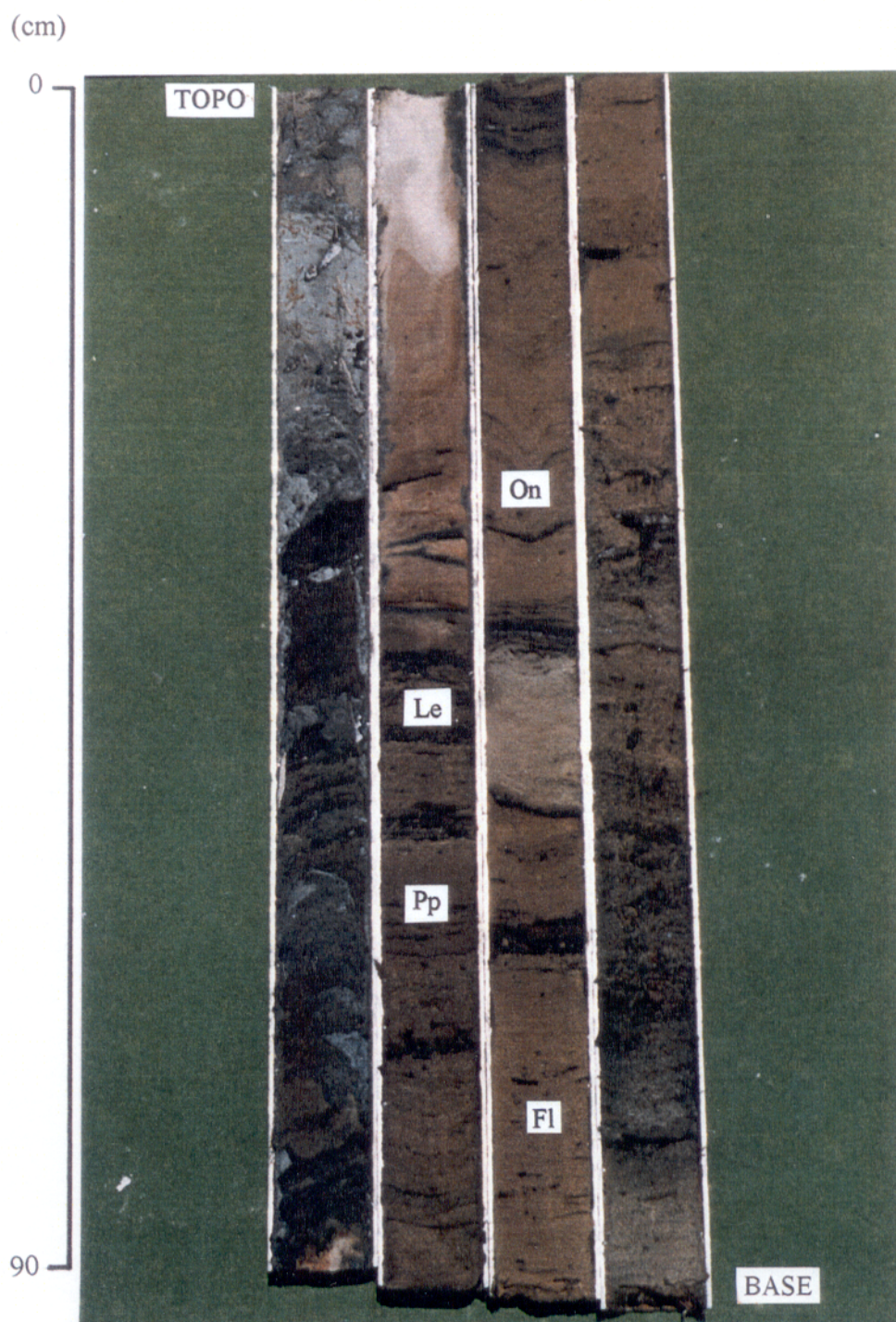


Figura 7.10 - Vibracore T-18, mostrando sedimentos arenosos, finos a muito finos intercalados com sedimentos silto-argilosos definindo estruturas flaser (Fl), estratificação ondulada (On), lenticular (Le) e laminações plano-paralelas (Pp).

7.3. 6 - Fácies Lama de Intermaré

Esta fácies está distribuída sob a Fácies Areia de Cordões Praiais (T-03, T04, T-08, e T-10) em contato erosivo, a uma profundidade que varia de 60 a 240cm e uma espessura total em torno de 330cm. É constituída por sedimentos lamosos de coloração cinza amarronzado claro (5 YR 6/1), contendo perfurações, que persistem até os 200cm de profundidade, preenchidas por areia muito fina e/ou silte de coloração cinza claro (N7). A partir dos 175cm, esta sequência lamosa adquire uma coloração cinza escuro médio (N4), com intercalações de areia muito fina e/ou silte de coloração cinza claro (N7) que definem um acamamento lenticular, muitas vezes interligados, com lentes espessas que alcançam os 3cm e lentes delgadas de dimensões milimétricas. Essas estruturas ocorrem em toda a sequência e são características de ambiente de planície de intermaré lamosa, sendo que nos 200cm iniciais apresentam-se obliteradas devido à ação de organismos (perfurações) (Figura 7. 11).

7.3. 7 - Fácies Argilo-Arenosa

A ocorrência desta fácies foi verificada nos testemunhos T-01, T-02, T-17 e T-26 sob os sedimentos lamosos da Unidade Morfoestratigráfica Manguezal. Trata-se de sedimentos argilosos, argilo-arenosos e arenosos, maciços, por vezes contendo clastos de argila de pequenas dimensões (menores que 2cm). Apresentam coloração cinza muito claro (N8) a cinza médio (N5) com tonalidades amarelo moderado (5 Y 7/6) e marrom claro (5 YR 5/6), conferindo a esta fácies um padrão mosqueado. Esta fácies é relacionada aos sedimentos do Grupo Barreiras e correspondem às fácies argilosa maciça e arenosa sem estruturação aparente (Rossetti et al., 1989).

7.3. 8 - Fácies Sedimentos Carbonáticos

Ocorre na Base do testemunho T-08 a 420cm de profundidade sob os sedimentos lamosos da Fácies Lama de Manguezal (Figura 7.11). Está representada por sedimentos argilo-arenosos carbonáticos, maciços e fossilíferos, contendo grãos de quartzo dispersos, relacionados aos carbonatos da Formação Pirabas. Apresentam coloração cinza claro médio (N6) a cinza escuro médio (N4) com tonalidades marrom amarelado moderado (10 YR 5/4) e marrom avermelhado moderado (10 R 4/6). Esta fácies juntamente com a Fácies Argilo-Arenosa compõem o embasamento da área estudada.

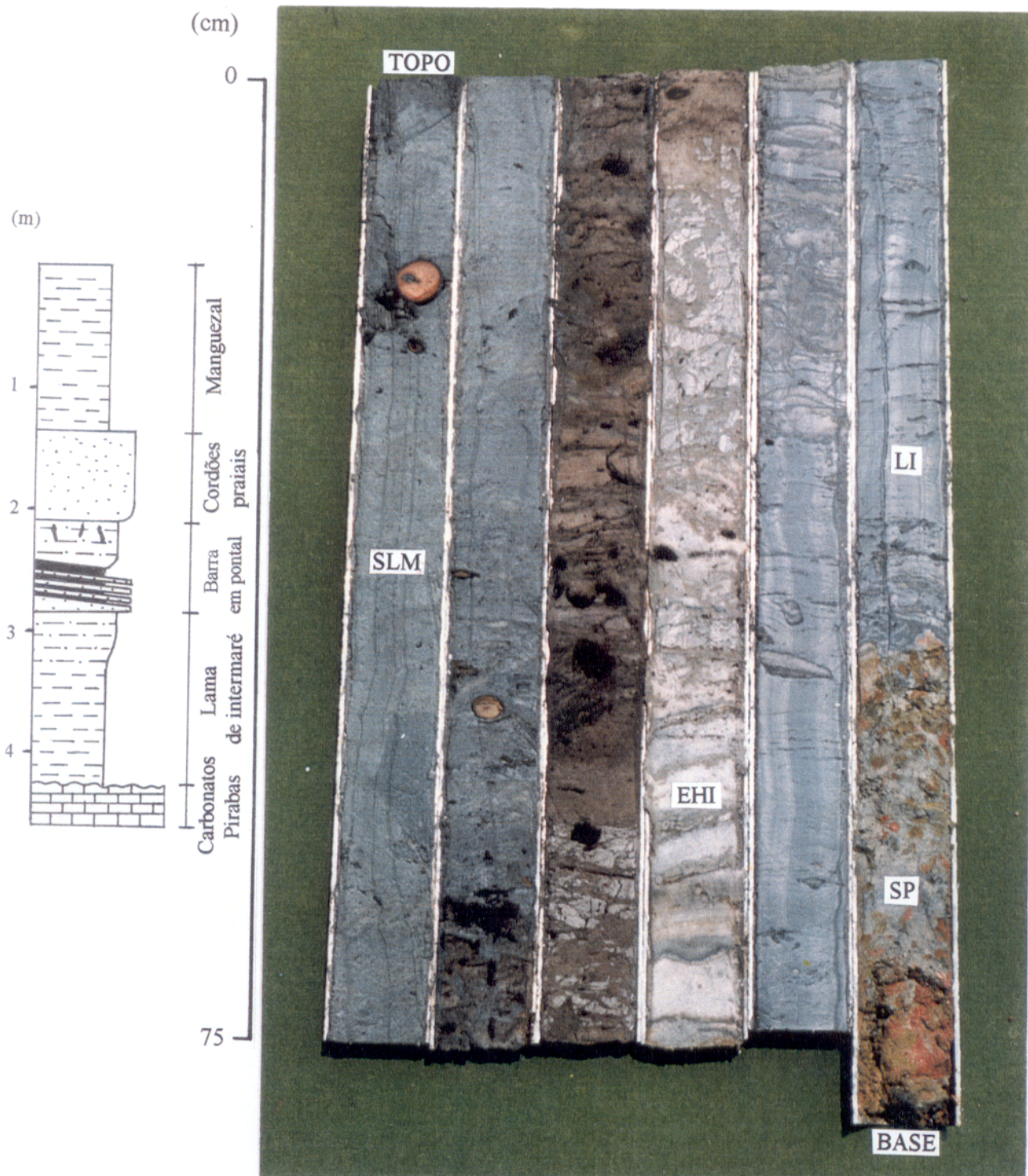


Figura 7. 11 - Vibracore T-08 - Na parte superior observa-se sedimentos lamosos maciços (SLM) da Unidade Morfoestratigráfica Manguezal, seguida por sedimentos arenosos com fragmentos de raízes, estes em contato brusco com sedimentos da Facies Barra em Pontal, bastante bioturbados no topo e com estratificação heterolítica inclinada (EHI), que sobrepõem sedimentos lamosos da Facies Lama de Intermaré (LI). Na base, ocorre os sedimentos carbonáticos da Formação Pirabas (SP).

8 - MODELO DEPOSICIONAL PROPOSTO

A Planície Costeira de São João de Pirabas está desenvolvida sobre os depósitos terciários da Formação Pirabas e Grupo Barreiras; e pleistocênicos, do Pós-Barreiras. Estes sedimentos segundo, Costa et al. (1991a) teriam sofrido movimentações, ligadas às atividades neotectônicas atuantes desde o Plioceno, que influenciaram na distribuição e espessura dos depósitos holocênicos que ocorrem nesta planície.

No desenvolvimento de sistemas deposicionais costeiros, vários parâmetros têm que ser levados em consideração. Desta forma, Elliot (1986), considera que os principais fatores responsáveis pela formação destes sistemas são:

- A ação de correntes de maré, de ondas normais e/ou de tempestade e dos processos induzidos por ondas, tais como correntes longitudinais e/ou de retorno;
- O aporte dos sedimentos diretamente pelos rios e pela deriva litorânea, cujas flutuações podem resultar em significativas mudanças na sedimentação costeira;
- O clima, que condiciona parcialmente o regime de ondas da região costeira, sendo o controle primário dos processos biológicos e químicos;
- O contexto tectônico, que determina o tipo de bacia, seu tamanho, sua forma e sua batimetria, a qual, por sua vez, controla o nível dos processos atuantes de ondas e de maré;
- O nível do mar, que pode flutuar segundo os movimentos tectônicos, as mudanças no aporte de sedimentos e as mudanças eustáticas.

A elaboração de um modelo deposicional para a Planície Costeira de São João de Pirabas (porção NW) baseou-se na análise de testemunhos a vibração e seções aflorantes, onde as diversas unidades morfoestratigráficas e fácies estratigráficas definidas, foram correlacionadas lateral e verticalmente, possibilitando a construção de seções estratigráficas e blocos diagramas (Figuras 8.1, 8.2, 8.3 e 8.4) que mostram a distribuição espacial e geométrica das referidas unidades e fácies.

Deste modo, a partir da análise estratigráfica, o padrão de sedimentação na área pode ser entendido através de quatro sucessões marinhas distintas: (a) Sucessão Marinha Retrogradacional Basal (SB); (b) Sucessão Marinha Retrogradacional (S1); (c) Sucessão Marinha Progradacional (S2) e; (d) Sucessão Marinha Retrogradacional Atual (S3), cada uma com seus respectivos ambientes e subambientes deposicionais característicos (Figura 8.5).

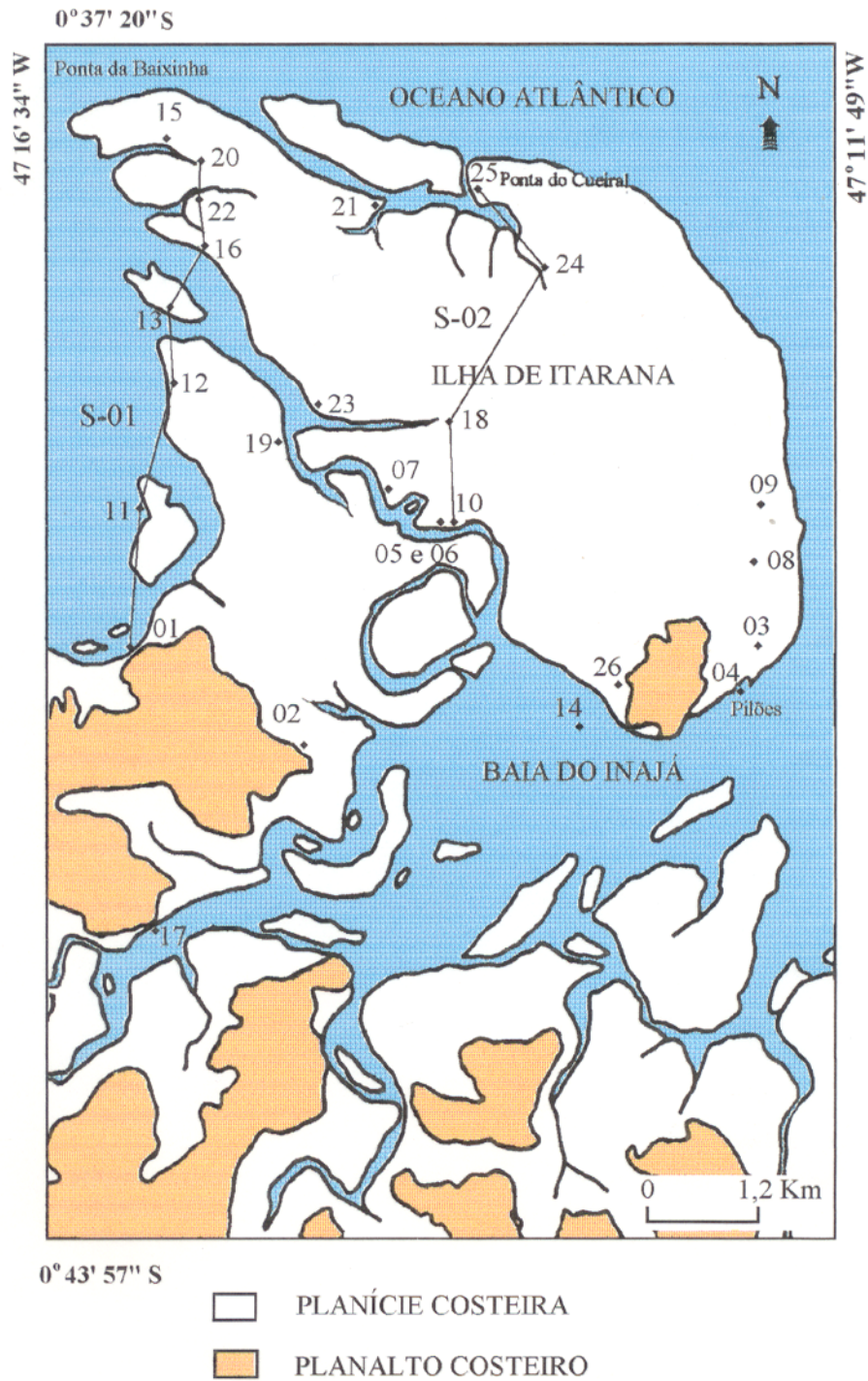


Figura 8.1 - Mapa de localização das seções estratigráficas (S-01 e S-02).

A Sucessão Marinha Retrogradacional Basal (SB), está representada pelas fácies Lama de Intermaré com seus depósitos de barras em pontal, dispostas lateralmente a areias de Canal de Maré. Sobrepostas a essas fácies ocorrem areias de Cordões Praiais, por vezes associadas com paleodunas. Esta sucessão ocorre desde a superfície (Sistema de Terraços) até a profundidade de 5,7m, alcançando uma espessura total de 9m, sendo representativas, respectivamente, de ambientes de planície de maré e litorâneo (Figura 8.5).

Os sedimentos da Fácies Lama de Intermaré ocorrem na base da sucessão e estão distribuídos desde a porção sudeste (Pilões) até a porção central (Furo Grande) da Ilha de Itarana, em uma profundidade que varia de 0,6 a 2,6m. Sua deposição estaria relacionada a antigos furos e córregos de maré, protegidos da ação de ondas e correntes, semelhantes aos encontrados atualmente. Estes antigos córregos, estavam associados às exposições dos calcários Pirabas, como verificado no testemunho T-08 (Figura 7.11) e ocorriam ainda, atrás de antigos cordões praiiais recobertos por paleodunas (Testemunho T-10 - Furo Grande) (Figura 8.6).

A partir da migração dos sedimentos de cordões praiiais sobre os depósitos lamosos, estes foram progressivamente recobertos, evidenciando um contato erosivo, onde podem ser observados clastos argilosos retrabalhados em meio aos sedimentos arenosos subjacentes (Figura 8.6). A observação de estruturas primárias perturbadas por perfurações de organismos (Figura 7.11), bem como uma coloração cinza amarronzado claro (Figura 7.11) evidenciam um período de exposição e/ou sob uma fina lâmina d'água, antes de serem recobertos pelos sedimentos da Fácies Areias de Cordões Praiais.

Os depósitos arenosos da Fácies Areias de Cordões Praiais, possuem ampla distribuição na ilha de Itarana, estando dispostos na forma de terraços, que na localidade de Pilões, SE da Ilha de Itarana, estão cerca de 1,5m acima do nível de maré alta, enquanto outras ocorrências só podem ser observadas durante a maré baixa. Estas exposições possuem uma orientação segundo a direção NW-SE (Vide Figura 6.4). Nesses sedimentos são evidentes a atuação de processos predominantemente trativos com algumas alternâncias de suspensão e fluxos oscilatórios de maré e/ou ondas, que foram responsáveis pela formação de estratificações cruzadas de baixo ângulo, plano-paralelas e marcas onduladas, caracterizando, deste modo, um ambiente típico de praia. Estes sedimentos têm como característica marcante, uma coloração marrom escuro, função da

concentração de ácidos húmicos e óxidos e hidróxidos de ferro, que provavelmente provocou, pelo menos na porção superior da fácies, um certo endurecimento (cimentação).

Associados aos antigos cordões praias, ocorrem sedimentos arenosos distribuídos principalmente na porção NW da Ilha de Itarana e que tiveram sua deposição condicionada por processos predominantemente trativos. Esses sedimentos estariam relacionados a antigos canais de maré (Fácies Areia de Canal de Maré) que cortavam, pelo menos em parte, os sedimentos praias.

A Sucessão Marinha Retrogradacional (S1) está distribuída a uma profundidade que varia de 1,5 a 4,5m, sendo constituída pelas Fácies Areia e Lama Marinha/Estuarina e Areia Marinha, que caracterizam um ambiente litorâneo.

O desenvolvimento desta sucessão, ocorreu sob condições transgressivas, marcada pela deposição de sedimentos de ambiente praias de águas rasas que estavam sob a influência de ondas e correntes de maré (Fácies Areia Marinha e Areia e Lama Marinha/Estuarina), evidenciadas pela presença de estruturas como marcas onduladas, acamamento de maré e flaser. Nesta sucessão, foi encontrada, associada à Fácies Areia e Lama Marinha/Estuarina, a uma profundidade de 3m, um nível de concentração de conchas representativas de ambiente marinho de águas rasas e que evidenciam um provável nível de mar transgressivo de -3m durante a formação desta sucessão.

A Sucessão Marinha Progradacional (S2) corresponde a sedimentos predominantemente lamosos, depositados em condições regressivas ou de nível de mar estável. São caracterizados por depósitos de manguezais, resultado de uma sedimentação em áreas com águas pouco agitadas e durante o estófo das marés; e por barras em pontal, que são o produto da migração lateral de canais de maré. Ocorrem ainda, sedimentos arenosos representativos de cordões duna-praia com leques de lavagem associados (cheniers), dispostos em meio aos depósitos de manguezal, originados durante fases erosivas que retrabalharam os sedimentos costeiros, permitindo a formação destes cordões.

Os depósitos atuais estão representados por praias, dunas e barras arenosas longitudinais e barras de baía, que estão sob a influência de ondas e correntes de maré e de deriva litorânea. Estes ambientes compõem a Sucessão Marinha Retrogradacional Atual (S3) que migra em direção ao continente, soterrando os depósitos da Unidade Morfoestratigráfica Manguezal (Figura 6.3 e ANEXO).

As sucessões marinhas holocênicas S1, S2 e S3, são respectivamente correlacionáveis (cronologicamente) às Sequências Transgressiva Basal (S1), Regressiva (S2) e Transgressiva Atual (S3), definidas por Souza Filho (1995) na Planície Costeira Bragantina, cuja deposição iniciou em torno de 5100 anos A P. Enquanto que a Sucessão Retrogradacional Basal SB, corresponderia a uma fase mais antiga de deposição, que ocorreu provavelmente durante o Pleistoceno Terminal.

A deposição das sucessões marinhas holocênicas S1, S2 e S3 e da Sucessão SB identificadas na Planície Costeira de São João de Pirabas, tiveram sua distribuição, geometria e suas características texturais, condicionadas por diversos fatores, destacando-se a ação de ondas e correntes de maré e de deriva litorânea, e ainda com uma importância secundária, a ação de correntes fluviais. Movimentos tectônicos recentes, responsáveis pelo soerguimento dos sedimentos Pirabas e Barreiras (Costa et al. 1991a), tiveram um papel determinante na distribuição e espessura dos sedimentos. Estes movimentos propiciaram a formação de áreas elevadas que provavelmente condicionou a localização de antigos cordões praias com áreas protegidas associadas, que deram origem aos sistemas de terraços (áreas elevadas) e aos depósitos lamosos de intermaré (áreas protegidas).

O modelo deposicional proposto para a Planície Costeira de São João de Pirabas, pode ser entendido como uma planície costeira dominada por macro-marés semi-diurnas, com sistemas de terraços marinhos edificados durante uma fase transgressiva provavelmente relacionada ao Pleistoceno, sobrepostos por cordões arenosos e sedimentos lamosos progradantes, resultantes da atuação de ciclos transgressivos e regressivos, que atuaram desde o Holoceno Inferior até os dias atuais.

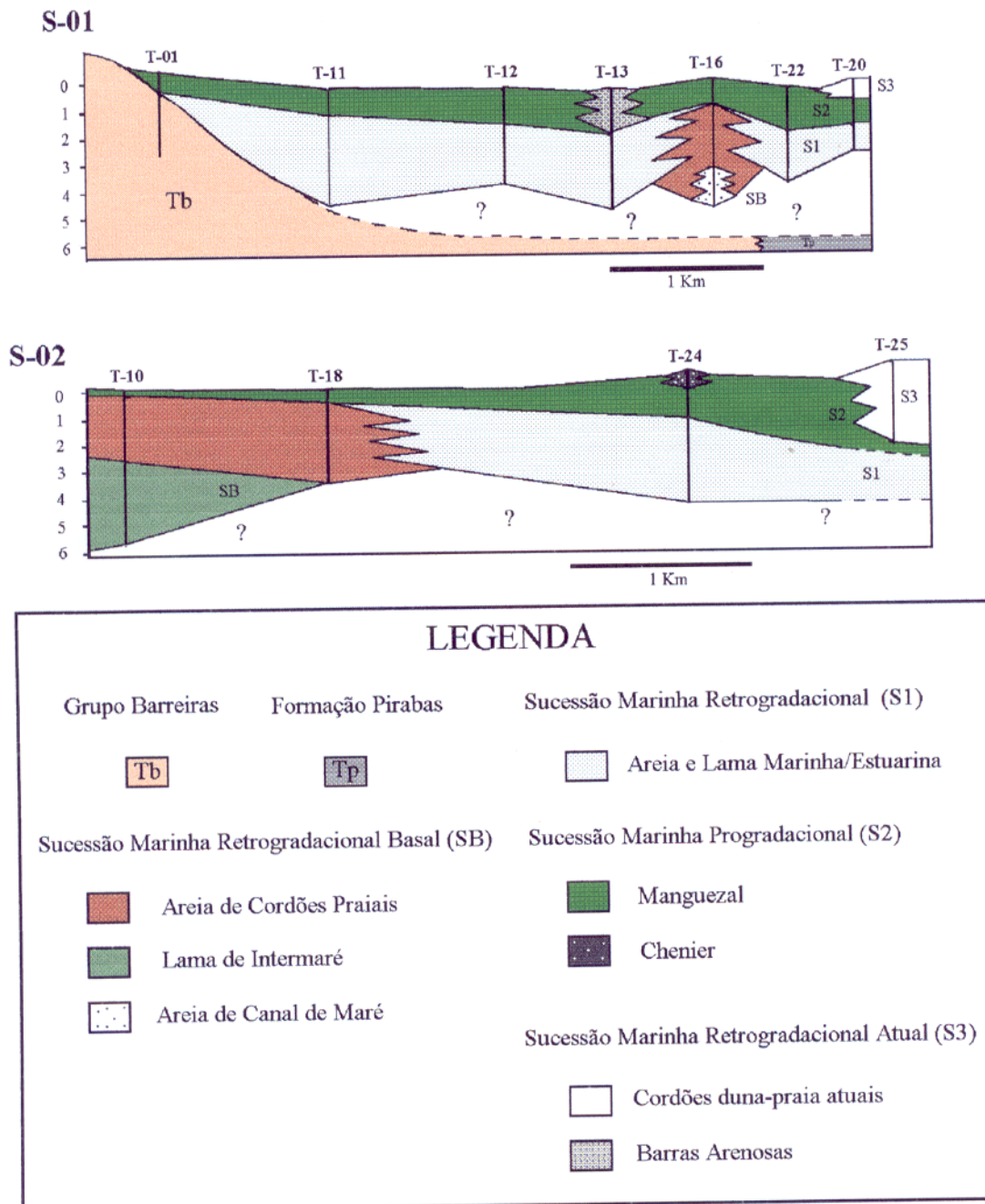


Figura 8.2 - Seções estratigráficas S01 e S02, ilustrando as Sucessões SB, S1, S2 e S3

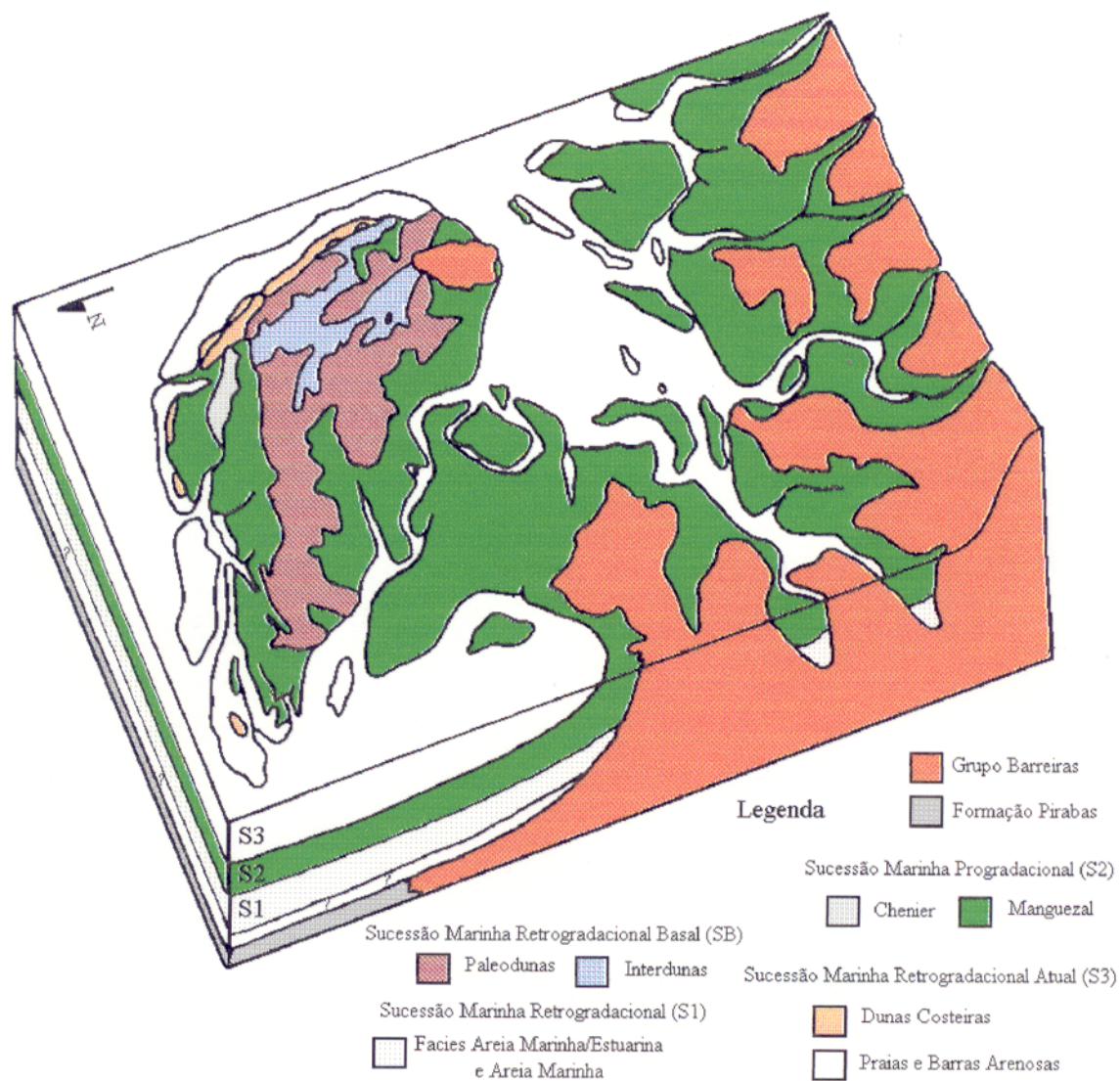


Figura 8.3 - Bloco diagrama mostrando uma visada noroeste onde observa-se a distribuição espacial e geométrica dos principais ambientes de sedimentação encontrados na Planície Costeira de São João de Pirabas (porção NW). S1 - Sucessão Marinha Retrogradacional; S2 - Sucessão Marinha Progradacional; S3 - Sucessão Marinha Retrogradacional Atual.

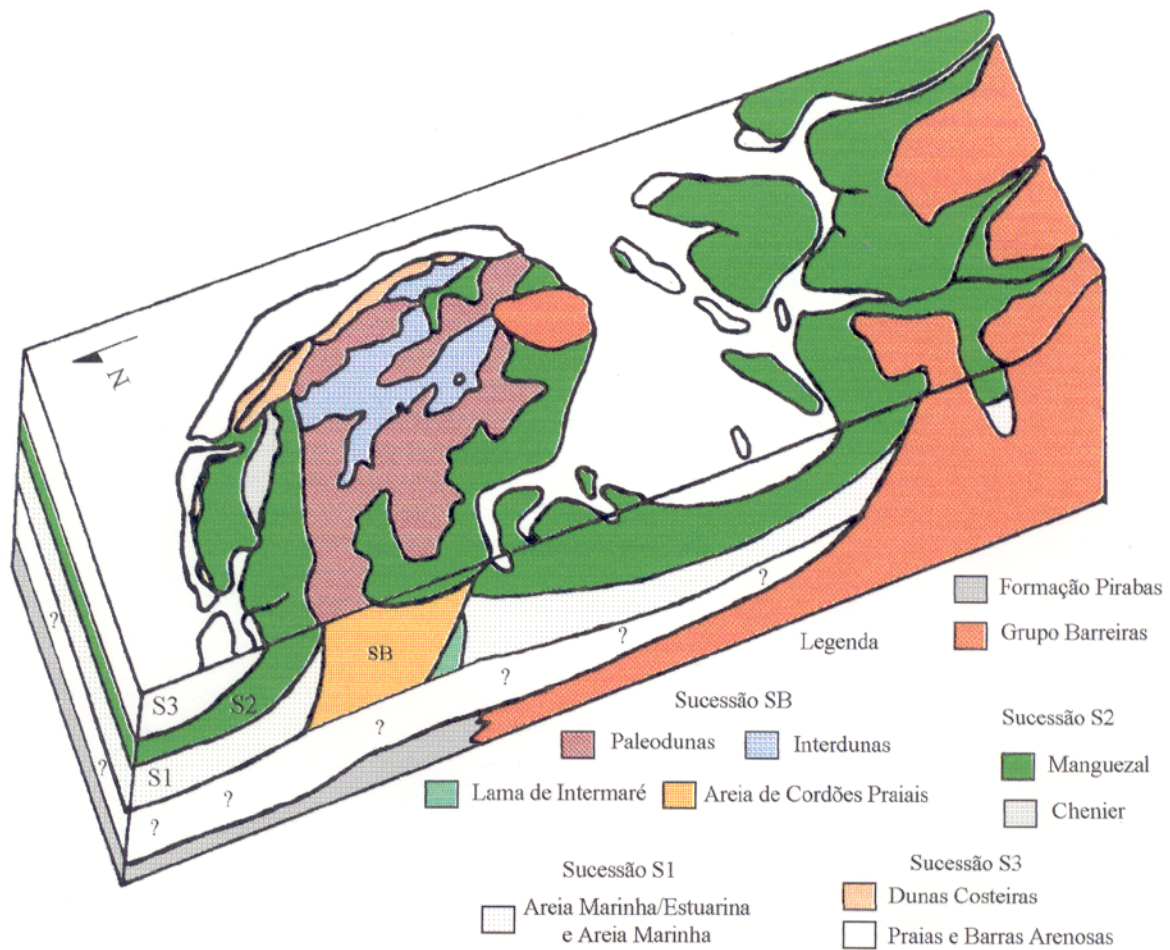


Figura 8.4 - Bloco diagrama mostrando um corte longitudinal com visada noroeste, onde são observados os antigos ambientes praias e de manguezais de intermaré. S1 - Sucessão Marinha Retrogradacional; S2 - Sucessão Marinha Progradacional; S3 - Sucessão Marinha Retrogradacional Atual e; SB - Sucessão Marinha Retrogradacional Basal.

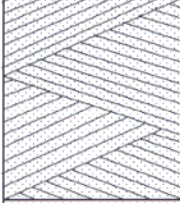

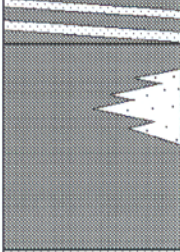
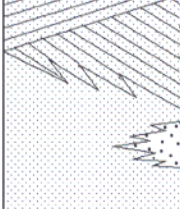

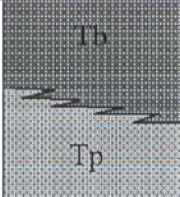
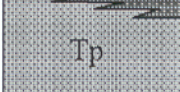
ERA	PERÍODO	ÉPOCA		UNIDADES	AMBIENTES	SUCSSÕES ESTRATIGRÁFICAS	
CENÓZOICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO		Dunas Frontais (Atuais)	Litorâneo	Sucessão Marinha Retrogradacional Atual (S3)	
				Praia Barras Arenosas			
				Barra em Pontal Chenier Manguezal	Planície de Maré	Sucessão Marinha Progradacional (S2)	
	QUATERNÁRIO	PLEISTOCENO		Paleodunas Canal de Maré Cordões Praiais	Litorâneo	Sucessão Marinha Retrogradacional Basal (SB)	
				Barra em Pontal Manguezal	Planície de Maré		
				?	?	?	?
	TERCIÁRIO				Grupo Barreiras	Planície de Maré	
				Formação Pirabas	Plataformal Raso		

Figura 8.5 - Coluna Estratigráfica simplificada para a Planície Costeira de São João de Pirabas (porção NW).

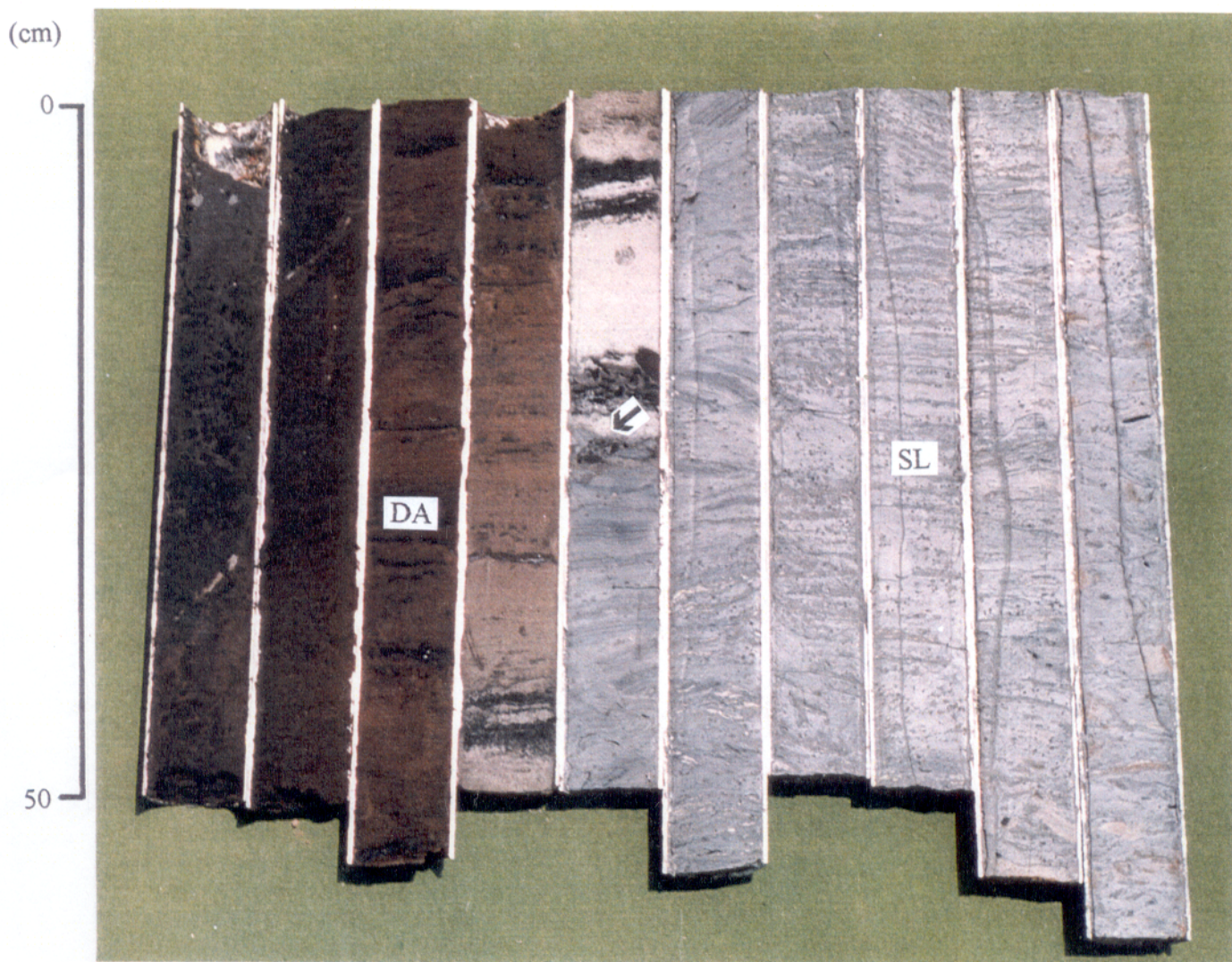


Figura 8.6 - Testemunho T-10, mostrando os sedimentos lamosos (SL) da Facies Lama de Intermaré na base, sobrepostos pelos depósitos arenosos (DA) de antigos cordões praias (Facies Areia de Cordões praias). Notar o contato erosivo entre essas facies, indicado pela seta.

9 - EVOLUÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

As oscilações do nível do mar durante o Holoceno, foram de fundamental importância na evolução das planícies costeiras brasileiras (Suguio et al., 1985), destacando-se as costas leste e sul do País, por serem bem estudadas e disporem de várias datações absolutas, que permitiram a elaboração de curvas de variação do nível do mar, principalmente nos últimos 6.000 anos A P., para estes setores.

De acordo com Suguio et al. (op. cit.), os registros de antigos níveis marinhos quaternários ao longo da Costa Brasileira se traduzem em argumentos decisivos na elaboração da evolução de uma determinada região costeira. Estes registros podem definir paleolitorais caracterizados a partir de:

- Evidências Sedimentológicas: depósitos arenosos quaternários de origem marinha situados acima da zona atual de deposição equivalentes são evidências marcantes de antigos níveis marinhos mais altos que o atual.
- Evidências Biológicas: incrustações de vermitídeos (gasterópodes), conchas de ostras, tocas de ouriço do mar situados acima da atual zona de vida desses animais.
- Evidências Pré-Históricas: Sambaquis encontrados em zonas superiores as atuais (nível do mar superior ao atual).

Na Planície Costeira de São João de Pirabas (porção NW), os aspectos evolutivos responsáveis pela formação das principais feições morfológicas e dos depósitos quaternários (holocênicos e pleistocênicos ?), serão descritos com limitações, em função da não realização de datações absolutas. Desta maneira, foi realizada uma ordenação cronológica, de uma sucessão de eventos transgressivos e regressivos, em resposta, principalmente, a flutuações do nível do mar, atuantes desde o Pleistoceno Terminal até os dias atuais.

Segundo Milliman & Emery (1968), o nível do mar há cerca de 35.000 anos A P. na Plataforma Continental do Amazonas, era equivalente ao nível atual, passando desde então, a sofrer uma diminuição, que alcançou uma profundidade em torno de -80/-90m em relação ao nível atual, há aproximadamente 17.400 anos A P. (Milliman & Barreto, 1975). A partir desta época, o nível do mar volta a subir (Milliman & Emery, op. cit.), alcançando um máximo em torno de 5.100 anos A P., conhecido como Transgressão Holocênica na costa leste e sul do Brasil e que atingiu elevações de até 4,5m acima do nível atual (Suguio et al., 1985; Martin & Suguio, 1989).

Na área estudada, os registros de flutuações do nível do mar durante o Quaternário estão representadas por quatro sucessões marinhas (SB, S1, S2 e S3). A Sucessão Marinha Retrogradacional Basal (SB), por apresentar um posicionamento estratigráfico e características sedimentológicas peculiares, foi correlacionada com sedimentos semelhantes descritos nas costas leste e sudeste do Brasil, e ainda com registros da Guiana Francesa (Zona de Sinnmary). Enquanto que as sucessões S1, S2 e S3, tiveram suas origens correlacionadas aos eventos definidos por Souza Filho (1995) na Planície Costeira Bragantina (NE do Pará).

Os sedimentos da Sucessão Marinha Retrogradacional Basal (SB), teriam sua deposição condicionada por um evento transgressivo que é, tentativamente, considerado como sendo pleistocênico (Pleistoceno Terminal), onde o nível do mar nesta época provavelmente atingiu elevações em torno do nível atual. Este evento, permitiu inicialmente, a deposição de barras pré-litorais edificadas sobre os carbonatos da Formação Pirabas e adjacentes ao Planalto Costeiro. Posteriormente essas barras evoluíram para um sistema de cordões duna-praia que funcionava como uma barreira, permitindo deste modo, a deposição de sedimentos lamosos dispostos lateralmente aos cordões, em áreas protegidas da ação de ondas e correntes.

A partir da descida do nível do mar, que alcançou uma profundidade em torno de -80/-90m há cerca de 17.400 anos A P. (Milliman & Barreto, 1975), estes sedimentos ficaram totalmente expostos gerando um sistema de terraços que passaram a sofrer influências de fortes processos pedogenéticos.

Ocorrências de sedimentos arenosos de coloração avermelhada e marrom escuro, cimentados por matéria orgânica e hidróxidos de ferro e sob forte processo pedogenético (solo do tipo podzol) foram descritos por Muehe & Corrêa (1988) nas praias de Itaipuaçu e Guaratiba (Rio de Janeiro), sendo sua idade considerada superior aos sedimentos do cordão holocênico mais antigo definido nesta região.

Prost et al. (1988) descreveram sedimentos marinhos representados por antigas barras pré-litorâneas que evoluíram por pedogênese sobrepostos a um substrato argiloso na Planície Costeira da Guiana Francesa (Zona de Sinnamary). Estes sedimentos corresponderiam a Formação Coswine e apesar da idade incerta, foram considerados como sendo do Pleistoceno Terminal.

Nas regiões de Cananéia (SP) e Paranaguá (PR), sedimentos arenosos ricos em matéria orgânica endurecidas epigeneticamente, também foram considerados de idade pleistocênica por

Suguio et al. (1985) e Martin et al. (1988), apesar de Angulo & Lessa (op. cit.), em uma reavaliação das curvas propostas para estas regiões, considerarem que estes sedimentos também podem ocorrer no Holoceno.

O registro de Sambaquis de idade em torno de 5200 anos A. P. (Simões 1981) associados às paleodunas e a porção superior dos sedimentos da Fácies Lama de Intermaré, levam a crer que esta sucessão, já existia quando os antigos habitantes deste trecho do litoral paraense começaram sua instalação nestas áreas.

Desta forma, a correlação dos sedimentos da Sucessão SB com sedimentos semelhantes encontrados, principalmente nas costas sul e sudeste do Brasil e ainda na Guiana Francesa, foi o único argumento para considerar a idade desta sucessão. Apesar das características semelhantes, considerações mais precisas sobre a idade desta sucessão, necessitariam ser complementadas por datações, o que forneceria dados mais concretos sobre em que época a deposição destes sedimentos teria acontecido.

A subida do nível do mar a partir de 17.000 anos A. P. verificada por Milliman & Emery (1968), foi marcada por um evento transgressivo que, na área estudada, inicialmente foi responsável pela deposição de sedimentos arenosos e lamosos da Fácies Areia e Lama Marinha/Estuarina que formavam uma planície arenosa com barras de baía estuarinas na porção proximal do sistema deposicional, enquanto os sedimentos praias da Fácies Areia Marinha correspondiam à porção distal do sistema. A partir da contínua subida do nível do mar, estas fácies migraram em direção ao continente, erodindo o Planalto Costeiro e o sistema de terraços, dando origem à Sucessão Retrogradacional (S1). Associados aos sedimentos da Fácies Areia e Lama Marinha/Estuarina, foram encontrados a -3m, níveis de concentração de conchas características de águas rasas, evidenciando um antigo nível marinho naquela profundidade.

Alcançado o nível máximo durante a Transgressão Holocênica (5.100 anos A.P), provavelmente ocorreu a instalação de um evento regressivo ou sob condições de mar estável que foi responsável pela formação dos depósitos lamosos de manguezal, originando uma frente de progradação em direção ao mar. Associados a essa progradação, eventos transgressivos de curta duração, retrabalharam os sedimentos costeiros originando cordões duna-praia.

Posteriormente, com o restabelecimento das condições progradantes, estes cordões foram isolados pelos manguezais dando origem aos cheniers.

Atualmente, os sedimentos lamosos de manguezal, em alguns locais da área, estão sendo recobertos por cordões arenosos (Sucessão Retrogradacional Atual S3) que provavelmente estão relacionados a um evento transgressivo mais recente.

10 -CONCLUSÕES

O resultado da ação das variações do nível do mar na Planície Costeira de São João de Pirabas aliadas a movimentações neotectônicas, deixaram importantes registros morfológicos e sedimentológicos que evoluíram desde o Pleistoceno. Desta maneira, conclui-se que:

Geomorfologicamente, foram individualizadas duas unidades morfológicas distintas: (i) Planalto Costeiro e (ii) Planície Costeira.

O Planalto Costeiro ocorre na porção sul e SW da área, e ainda de forma restrita a SE da Ilha de Itarana. Consiste em um relevo colinoso, suavemente ondulado, sustentado pelos sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras. A Planície Costeira limita-se a sul e SE com o Planalto Costeiro e a norte com o Oceano Atlântico, sendo caracterizada por ambientes de manguezais, sistema de terraços, cheniers, paleodunas, interdunas, lagos, dunas costeiras atuais, praias e barras arenosas.

A estratigrafia holocênica desta planície, foi definida com base no conceito de unidade morfoestratigráfica e fácies estratigráfica, onde foram definidas 08 unidades morfoestratigráficas: (i) manguezal, (ii) cheniers, (iii) barras em pontal, (iv) barras arenosas de canal, (v) paleodunas, (vi) lagos, (vii) dunas costeiras atuais e (viii) praias; e 08 fácies estratigráficas: (i) areia marinha, (ii) areia e lama marinha-estuarina, (iii) areia e lama de barra em pontal, (iv) areia de canal de maré, (v) areia de cordões praias, (vi) lama de intermaré, (vii) sedimentos argilo-arenosos e (viii) sedimentos carbonáticos.

O padrão de sedimentação da área, pode ser visualizado através de quatro sucessões marinhas: (a) Sucessão Marinha Retrogradacional Basal (SB); (b) Sucessão Marinha Retrogradacional (S1); (c) Sucessão Marinha Progradacional (S2) e; (d) Sucessão Marinha Retrogradacional Atual (S3).

A Sucessão Marinha Retrogradacional Basal (SB), está representada pelas fácies Lama de Intermaré com seus depósitos de barras em pontal, dispostas lateralmente a Areias de Canal de Maré, sendo estas fácies, sobrepostas por Areias de Cordões Praiais, com paleodunas associadas.

Sobreposta à sucessão SB, ocorre a Sucessão Marinha Retrogradacional (S1), definida por areias e lamas marinha/estuarina e areias marinhas depositadas em ambiente praias de águas rasas e sob condições transgressivas.

A Sucessão Marinha Progradacional (S2) corresponde a sedimentos predominantemente lamosos de manguezais com barras em pontal associadas, depositadas em condições regressivas ou de mar estável, que resultou na progradação da linha de costa, onde ocorrem registros de períodos erosivos que deram origem aos cheniers.

Os depósitos atuais estão representados por praias, dunas e barras arenosas longitudinais e barras de baía, que estão sob a influência de ondas e correntes de maré e de deriva litorânea. Estes ambientes compõem a Sucessão Marinha Retrogradacional Atual (S3) que migra em direção ao continente, soterrando os depósitos da Unidade Morfoestratigráfica Manguezal.

A deposição das sucessões marinhas holocênicas e da Sucessão SB, tiveram sua distribuição, geometria e suas características texturais, condicionadas por diversos fatores destacando-se a ação de ondas e correntes de maré e de deriva litorânea, e ainda com uma importância secundária, a ação de correntes fluviais. Movimentos tectônicos recentes, responsáveis pelo soerguimento dos sedimentos Pirabas e Barreiras (Costa et al. 1991a), tiveram um papel determinante na distribuição e espessura dos sedimentos. Estes movimentos propiciaram a formação de uma paleotopografia com áreas elevadas que provavelmente condicionou a localização de antigos cordões praias com áreas protegidas associadas, que deram origem aos sistemas de terraços (áreas elevadas) e aos depósitos lamosos de intermaré (áreas protegidas).

O modelo deposicional proposto para a Planície Costeira de São João de Pirabas, pode ser entendido como uma planície costeira dominada por macro-marés semi-diurnas, com sistemas de terraços marinhos, sobrepostos por cordões arenosos e sedimentos lamosos progradantes.

Os aspectos evolutivos desta planície seriam relacionados às oscilações do nível do mar aliadas a movimentos neotectônicos atuantes desde o Plioceno e que deram origem a Sucessão Retrogradacional Basal (SB) durante uma fase transgressiva relacionada ao Pleistoceno Terminal. Enquanto as sucessões S1, S2 e S3 teriam evoluído a partir da atuação de ciclos transgressivos e regressivos atuantes desde aproximadamente 5.100 anos A. P., até os dias atuais.

A falta de datações absolutas nos sedimentos da Sucessão SB, impedem um posicionamento temporal mais preciso desta sucessão, sendo portanto tentativamente considerada como uma fase de deposição pleistocênica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKERMANN, F.L. 1964. *Geologia e fisiografia da região Bragantina, Estado do Pará*. Manaus, Instituto Nacional Pesquisa da Amazônia. 92p. (Cadernos da Amazônia).
- ACKERMANN, F.L. 1969. *Esboço para a geologia entre a cidade de Belém - Rio Gurupi - Rio Guamá*. Belém, Imprensa Universitária do Pará, 90p.
- ACKERMANN, F.L. 1976. *A Formação Pirabas sua evolução e Interpretação*. Belém, Imprensa Universitária do Pará, 83p.
- ALMARAZ, J.S. 1979. *Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas. Estado do Pará*. Porto Alegre. Universidade do Rio Grande do Sul. 272 p. Tese (Doutorado em Geociências)
- ALMARAZ, J.S. & FORMOSO, M.L. 1971. Contribuição ao ambiente da Formação Pirabas - Mineralogia de argilas. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG. v.2, p. 247-265.
- ANGULO, J.R & LESSA, G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: A critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, **140**: 141- 166.
- 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 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, A.A.; PINTO, A.H.E; GAIA, C.M. 1992. *Mapeamento do município de Primavera, NE do Estado do Pará*. Relatório Final. Belém. UFPA. Centro de Geociências. Departamento de Geologia, 1992. 168p. (Projeto 191).
- BARBOSA, G.V. & PINTO, M.N. 1973. Geologia da Folha SA-23/São Luis e parte da Folha SA-24/Fortaleza. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAM, *Folha SA-23 São Luis e parte da Folha SA-24 Fortaleza*; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. 3-26. (Levantamento de Recursos Naturais, 3).

- BASTOS, M.N.C & LOBATO, L.C.B. 1995. Caracterização fito fisionômica da restinga da Ilha de Algodal - Maracanã - Pará. In: WORKSHOP ECOLAB, 3. Belém, 1995. *Resumos*. Belém, MPEG / SUDAM / UFPA. p. 94-95.
- BEMERGUY, R.L. & COSTA, J.B.S. 1991. Controle tectônico na evolução do sistema de drenagem da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TETÔNICOS 3., Rio Claro, 1991. *Resumo Estendido*. Rio Claro, SBG, Núcleo São Paulo. Universidade Estadual Paulista. p. 103-104.
- 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, *Anais...* São Paulo, SBG. v.2, p. 269.
- BORGES, M.S. & ANGÉLICA, R.S. 1986. *Levantamento geológico da Ilha do Mosqueiro - Estado do Pará*. Projeto Fosfatos na Amazônia, Belém. 34p.
- BORGES, M.S.; ANGÉLICA, R.S.; COSTA, M.L. 1988. Contribuição a geologia dos arredores da Vila de Santa Luzia (Ourém-Pa). In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 35., Belém, 1988, *Anais...* Belém, SBG. v.6, p. 2689-2703.
- BOYLES, J.M.; SCOTT, A.J.; RINE, J.M. 1986. A logging from for graphic description of core and outcrop. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56 (4): 567-568.
- CARVALHO, P.F. 1926. Estudos geológicos nos arredores de Belém do Pará. Reconhecimentos geológicos entre a Costa Atlântica de Maracanã e a estação Experimental na Estrada de Ferro Bragança. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, (14): 115-124.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; IGREJA, H.L.S.; PINHEIRO R.V.L. 1991a. Aspectos da tectônica cenozóica na região do Salgado, litoral NE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. Núcleo Norte. p. 156-165.
- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUY, Y. 1991b. O quadro tectônico regional do Mesozóico na região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. *Anais...* Belém. SBG. Núcleo Norte. p. 166-178.

- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA JR., P.S.; COSTA, M.L. 1992. *Geologia (Folha Salinópolis)*. Relatório Técnico/91. IBAMA/SECTAM/IDESP. Tema 4. p. 18-58. (Relatório Técnico, 91)
- COSTA, J.L.; BOAS, V.M.J.; PESTANA, J.M.N.; WANDERLEY, V.J.R.; ARAÚJO, A.A.F.; FRIZZO, J.S. 1977. *Projeto Gurupi*. Relatório Final. v. I. DNPM/CPRM.
- DHN. 1986. *Roteiro da Costa Norte*. Niterói. Marinha do Brasil. 152p.
- DHN. 1995. *Tábuas de marés para 1996. Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros*. 33ª Ed. Rio de Janeiro, DHN, p. 1 - 6.
- EL-ROBRINI, M. 1993. *Batimetria-Sedimentologia-Hidrodinâmica e Parâmetros Físico-Químicos das Águas*. Projeto Oceanográfico da Folha Marapanim (SA-23-V-A-VI). IDESP. (Relatório Final). 16p.
- EL-ROBRINI, M & COSTA, P.S.J. 1993. Considerações sobre a dinâmica costeira no NE do Pará. In: SEMANA DE SEMINÁRIOS DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA, 11., Belém, 1993. *Resumos Expandidos*. Belém, UFPA. CG. 70p.
- EL-ROBRINI, M.; FARIA JR., L.E.C.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA, M.S. 1992. Deposição e assoreamento das rias do nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. *Resumos*. São Paulo, SBG, v.1, p. 79-80.
- ELLIOTT, T. 1986. Siliciclastic Shorelines. In; READING, H.G. *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford, blackwell Scientific. p. 155-188.
- FARIA JR. L.E.C.; EL-ROBRINI, M.; TORRES, A.; LEANDRO, A.; SILVA, C.A.; SOUZA FILHO, P.W.M. COSTA, W.P. 1992. Batimetria. In: PROGRAMA NACIONAL DE GERENCIAMENTO COSTEIRO. *Macrozoneamento Costeiro do Estado do Pará*. Belém. IBAMA/SECTAM/IDESP, p. 8-16 (Relatório Final).
- 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 DO QUATERNÁRIO, 1. Porto Alegre, 1987. *Anais...* Porto Alegre, ABEQUA, p. 343-356.

- FERNANDES, J.M.G. 1984. Paleoeecologia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.3, p. 330-340.
- FERNANDES, J.M.G.; QUADROS, M.L.E.S.; BEZERRA, O.V.; SOUZA JUNIOR, C.M. 1991. Sobre o registro do icnofóssil Ophiomorpha no Grupo Barreiras, Nordeste do Pará e suas implicações na reconstrução paleoambiental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. Núcleo Norte. p. 600.
- FERREIRA, C.S. 1966. Características litopaleontológicas da Formação Pirabas - Estado do Pará. In: CONGRESSO GEOLOGIA GUIANAS, 6., Belém, 1963. Av. Div. Nac. Geologia Mineral, Rio de Janeiro, 41: 101-111.
- FERREIRA, C.S. 1977. Facies da Formação Pirabas. Mioceno Inferior. Novos conceitos de aplicações. *Anais da Acad. Bras. Ci.* 49 (2): 253. Resume.
- FERREIRA, C.S. 1980. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) N e NE do Brasil com as formações Chipola e Tampa da Península da Flórida - USA. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO PALEONTOLOGIA 1., Buenos Aires, 1980. *Atas.* Buenos Aires. v.3, p. 49-55.
- FERREIRA, C.S. 1982. Notas estratigráficas sobre o cenozóico marinho no Estado do Pará. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA AMAZÔNIA 1., Belém, 1988. *Anais...* SBG. Núcleo Norte. v.1, p. 84-88.
- FERREIRA, C.S. & CUNHA, O.R. 1957. Notas Sobre a Formação Pirabas com descrição de novos invertebrados fósseis I (Mollusca-Gástrópoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*; Série Ciência da Terra, Belém, 61p (2).
- FERREIRA, C.S. & CUNHA, O.R. 1959. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Novos invertebrados fósseis e redescrição de mais duas espécies da Formação Pirabas, III (Mollusca-Gastropoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*; Série Ciência da Terra, Belém (4): 1-33.
- FERREIRA, C.S. & FRANCISCO, B.H.R. 1988. As relações da Formação Pirabas (Oligoceno-Mioceno) com as formações continentais terciárias do NE do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v.2, p. 761-764.

- FERREIRA, C.S. & KLEIN, V.C. 1971. Sobre a validade da Formação Turiaçu e um novo litotipo da Formação Pirabas na Bacia de Turiaçu, Estado do Maranhão. *Anais Acad. Bras. Ci.*, 43 (3/4): p. 639-645.
- FERREIRA JR., C.R.P.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SOUZA, S.H.P. 1993. *Projeto Bragança-Viseu, mapeamento geológico da sub-área III*, 174p. (Relatório Final).
- FIGUEIREDO JR., A.G. 1990. *Normas de controle de qualidade para processamento de testemunhos inconsolidados*. Projeto Sedimentos de Talude, Contrato PETROBRÁS/ UFF nº 3-570-794-0-90, 27p.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOWEENSTEIN, P.; SILVA, G.G. 1971. Contribuição à geologia da Folha de São Luís (SA-23), no Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciência da Terra*, Belém. (17): 1 - 45.
- FRANÇOLIN, J.B.L. & SZATMARI, P. 1985. Mecanismo de toda a porção oriental da margem norte brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA. 9., Fortaleza. 1985. *Anais...* Fortaleza v.---, p.
- FRANZINELLI, E. 1982. Contribuição a geologia da costa do Estado do Pará (Entre a Baía de Curuçá e Maiaú). In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL, 4., Rio de Janeiro. *Atas*. p. 305-322.
- FRANZINELLI, E. 1990. Evolution of the geomorfology of the coastal of the state of Pará, Brasil. In: SYMPOSIUM PICG 274, Cayene (Guyane), 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*. Belo Horizonte, ABEQUA, p. 117-118.
- FRANZINELLI, E. & PIUCI, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, v.1, p. 80-90.
- FREY, J. C. & MILLIMAN, H. B. 1960. Classification of the Wisconsinian stage in the Lake Michigan glacial lobe. Illinois State Geological Survey, 285: 16p.

- GÓES, A.M. 1981. *Estudos sedimentológicos dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão*. Belém, Universidade Federal do Pará, 55p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA. 1981.
- GÓES, A.M. & TRUCKENBRODT, W. 1980. Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras da Região Bragantina, Nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v.2, p. 766-771.
- GÓES, A.M.; ROSSETI, L.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; TOLEDO, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas do nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*; Belém. Série Ciência da Terra. (2): 3-15.
- GÓES FILHO; JAPIASSU, A. M.S.; LEITE, P.F. 1973. As regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. Estudo fisiográfico da Folha SA-23 São Luis e parte da SA-24 Fortaleza. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAM. *Folha SA-23 São Luis e parte da Folha SA-24 Fortaleza*; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. 3-113. (Levantamento de Recursos Naturais, 3).
- HASUY, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL DO SUDESTE BRASILEIRO, 1., Belo Horizonte, 1990. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. Núcleo Minas Gerais. p. 1-31.
- IDESP. 1992. *Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Macrozoneamento Costeiro do Estado do Pará*. Belém. IBAMA/SECTAM/IDESP. 167p. (Relatório Final).
- IGREJA, H.L.S. 1985. *Estudo da Sequência Camiranga - NE do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1985.
- 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 - NE do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais...* Natal. SBG. v.5, p.2110-2123.

- IGREJA, H.L.S. 1992. *Aspectos tectono-sedimentares do fanerozóico do NE do Estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 192p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1992.
- KATZER, F. 1933. Geologia do Estado do Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense de História Natural e Etnografia.*, Belém, 9: 1-269.
- LEITE, A.A.S.; NASCIMENTO FILHO, R.L.G.; SILVA JR. R.O.S. 1992. *Mapeamento Geológico do Município de Maracanã, NE do Estado do Pará*. Relatório Final. Belém. UFPA Centro de Geociências. Departamento de Geologia. 1992. 143p. (Projeto 194).
- MARÇAL, M. 1987. *Processos sedimentares atuais na praia do Maçarico/Salinópolis-PA*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 28p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Curso de Graduação em 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, *Guia de Excursão*, São Paulo, INQUA. (Special publication, 2).
- MARTORANO, L.G.; PEREIRA, L.C.; CEZAR, E.G.M.; PEREIRA, I.C.B. 1993. *Estudos climáticos do Estado do Pará, classificação climática (Köppen) e deficiência hídrica (Thornthwhite, Matter)*. Belém, SUDAM/EMBRAPA, SNLCS. 53p.
- MAURY, C.J. 1925. *Fósseis Terciários do Brasil*. Rio de Janeiro, Serviço Geológico Mineralógico do Brasil. p. 4-35. (Monografia, 4)
- 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. 274p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1994.
- 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.

- MONTEIRO, E.C. LUCZYNSKI, E. SOUZA, P.G.N. 1992. *Mapeamento da Ilha de Mosqueiro, Nordeste do Estado do Pará*. Relatório Final. Belém. UFPA Centro de Geociências. Departamento de Geologia. 118p. (Projeto 196).
- MUEHE, D. & CORRÊA, H.T. 1988. Os arenitos de restinga do cordão litorâneo da Maçambaba/Lagoa de Araruama-RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 35., Belém, 1988, *Anais...* Belém, SBG. v.2, p. 553-557.
- NASCIMENTO FILHO. R.L.G. 1992. *Caracterização Ambiental da Praia da Princesa/Algoadoal/Maiandeuca. Uma Proposta Geobotânica*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 75p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Curso de Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1992.
- OLIVEIRA, A.L. de & LEONARDOS, O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. 2 ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura. Serviço de Informação Agrícola. 813p. (Série Didática, 2).
- PETRI, S. 1957. Foraminíferos Miocênicos da Formação Pirabas. *Boletim da Faculdade de Ciências e Letras USP*, São Paulo, 216 (Geologia, 16). 79p.
- PROST, M.T.; LOINTIER, M.; BARTHES, B. 1988. Evolution Côtier en Guyane Française: La Zone de Sinamary. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém. 1988. *Anais...* Belém, SBG. p. 424 - 444.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1973. *Depositional Sedimentary Environment*. New York, Springer-Verlag. 439p.
- RHODES, E.G. 1982. Depositional model for a chenier plain, Gulf Carpentaria, Australia. *Sedimentology*, 29: 1-19.
- RIBEIRO, C. & SENNA, C.S.F. 1995. Estudos dos subambientes da Restinga de Fortalezinha/Ilha de Algoadoal - NE do Pará. In: WORKSHOP ECOLAB, 3. Belém, 1995. *Resumos*. Belém, MPEG/SUDAM/UFPA p. 112-114.
- ROCK COLLOR CHART COMMITTEE. 1984. *Rock collar chart*. Colorado. Geological Society of América.
- RODRIGUES, S.A.M.; SENNA, C.S.F.; COSTA-NETO, S.V. 1995. Aspectos geobotânicos da Restinga de Maiandeuca-APA de Algoadoal/Maiandeuca-PA. In: WORKSHOP ECOLAB, 3. Belém, 1995. *Resumos*. Belém, MPEG/SUDAM/UFPA p. 115-117.

- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. 1990. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*; Série Ciências da Terra, Belém. (2): 17-29.
- 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*; Série Ciências da Terra, Belém (1): 25-74.
- SÁ, S.H. 1969. *Contribuição à geologia dos sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina, Estado do Pará*. Bol. Geol., 3. Inst. Geoc. Univ. Fed. Pará p. 21-36.
- SANTOS, V.F. 1996. *Estratigrafia Holocênica e Morfodinâmica Atual da Planície Costeira da Ilha de Algodão e Marudá*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 138p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1996.
- SENNA, C.S.F.; BASTOS, M.N.C.; OLIVEIRA, J.R.; LOBATO, L.C.; SANTOS, R.T.; MORAES, P.G. 1992. In: PROGRAMA NACIONAL DE GERENCIAMENTO COSTEIRO. *Macrozoneamento Costeiro do Estado do Pará*. Geomorfologia. p. 60-66.
- SCHAEFFER-NOVELLI, Y. 1989. Perfil dos ecossistemas litorâneos brasileiros, com especial ênfase sobre o ecossistema manguezal. *Boletim do Instituto Oceanográfico do São Paulo*, São Paulo 7: 1-7.
- SILVA, M.S. 1996. *Morfoestratigrafia e evolução da planície costeira de Salinópolis. NE Estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 142p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, 1996.
- SILVA JR. O.G. & SOARES, C.M. 1992. *Mapeamento do Município de São João de Pirabas, NE do Estado do Pará*. Belém. UFPA Centro de Geociências. Departamento de Geologia, 179p. (Projeto 197).
- SIMÕES. M.F. 1981. Pescadores-Coletores ceramistas do litoral do Salgado (Pará). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*; Nova Série Antropologia, (78): 1-33.
- SOARES, P.C. & FIORI, P.D. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas. *Notícias Geomorfológicas*. Campinas. 16 (32): 71-104.

- SOUZA FILHO, P.W.M. 1995. *A planície costeira bragantina (NE do Pará): Influências das variações do nível do mar na morfoestratigrafia costeira durante o Holoceno*. Belém, Universidade Federal do Pará. 121p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, 1995.
- SUGUIO, K. 1973. *Introdução à Sedimentologia*. São Paulo. Ed. Edgard Blucher/Ed. USP. 317p.
- SUGUIO, K. 1992. *Dicionário de Geologia Marinha*. São Paulo. T.A de Queiroz. 171 p.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J. 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.
- TRUCKENBRODT, W. 1981. Contribuição à mineralogia e a geoquímica da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi; Série Ciências da Terra*, Belém (25): 1-26.
- WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. 1986. *Geomorphological dynamics and evolution of the South Alligator River and plains, Northern Territory*. Australia National University. North Australia Research Unit. Mangrove Monograph nº 3. 190p.
- WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. 1989. Depositional of a macrotidal estuary and flood plain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology*, 36 (5): 737-756.