



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

TESE DE DOUTORADO

**GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE MANGUEZAIS DO NORDESTE DO
ESTADO DO PARÁ: UM EXEMPLO DO ESTUÁRIO DO RIO MARAPANIM.**

Tese apresentada por:

JOSÉ FRANCISCO BERRÊDO REIS DA SILVA

**BELÉM
2006**



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

GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE MANGUEZAIS DO NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ: O EXEMPLO DO ESTUÁRIO DO RIO MARAPANIM.

TESE APRESENTADA POR

JOSÉ FRANCISCO BERRÊDO REIS DA SILVA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: **20 / 01 / 2006**

Comitê de Tese

MARCONDES LIMA DA COSTA (Orientador)

CARLOS EDUARDO DE REZENDE

MARIA THEREZA RIBEIRO DA COSTA PROST

SAMBASIVA RAO PATCHINEELAM

WATERLOO NAPOLEÃO DE LIMA

Belém



Universidade Federal do Pará

Centro de Geociências

Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

GEQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE MANGUEZAIS DO NORDESTE DO
ESTADO DO PARÁ: O EXEMPLO DO ESTUÁRIO DO RIO MARAPANIM.

TESE APRESENTADA POR

JOSÉ FRANCISCO BERRÊDO REIS DA SILVA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

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

Silva, José Francisco Berrêdo Reis da

**Geoquímica dos sedimentos de manguezais do Nordeste do Estado do
Pará: o exemplo do estuário do Rio Marapanim.** / José Francisco Berrêdo Reis da
Silva; orientador, Marcondes Lima da Costa. - 2005

198f. : il

Tese (Doutorado em Geoquímica) – Universidade Federal do Pará, Centro
de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém,
2005.

1. Manguezais 2. Clima tropical 3. Costa Norte 4. Água intersticial 5.
Mineralogia 6. Amazônia I. Costa, Marcondes Lima da, orient. II Título.

CDD 20. ed.: 538.42098115

Aos meus pais: José e Carmen (*in memoriam*)
e irmãos (Paulo, Cláudia e Ana Márcia)

À minha esposa Odete e filhas:
Ana Luíza, Paula, Patrycia e Priscilla, para sempre com amor.

Aos amigos e velhos companheiros da
Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia
(CCTE) do Museu Paraense Emílio Goeldi
(*essa é para vocês*)

Aos companheiros do
Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (GMGA)
da Universidade Federal do Pará

AGRADECIMENTOS

Ao Museu Paraense Emílio Goeldi/MCT pela liberação para o doutoramento;

Ao apoio financeiro do Projeto “Geoquímica do selênio, mercúrio, arsênio e outros metais (Cd, Pb, U) de impacto ambiental em sedimentos quaternários da Amazônia brasileira, SELENMERAS/CNPq.; do Projeto: “Ecossistemas Costeiros Amazônicos: interações entre características ecológicas, desafios sociais e desenvolvimento sustentável.”, PNOFG-CNPq e Projeto “Estudo das mudanças sócio-ambientais no estuário amazônico”, MEGAM/FINEp.;

À Universidade Federal do Pará e Museu Paraense Emílio Goeldi pelo uso dos laboratórios de análises químicas, de sedimentologia e microscopia eletrônica de varredura;

Aos químicos: Natalino Valente Moreira de Siqueira (UFPA) e Francisco Juvenal Frazão (MPEG), muito obrigado por tudo;

Ao amigo Josué Monteiro: dívida eterna;

Às biólogas: Msc. Daniela dos Santos Santana e Pryscilla Almeida da Silva, pela identificação das diatomáceas e proveitosas discussões;

À amiga e companheira de pesquisa nos manguezais: Maria do Perpétuo Socorro Progene Vilhena, pela colaboração em todas as fases da pesquisa;

Aos amigos e colegas Maridalva Mendes Ribeiro, pela colaboração no laboratório, Dra.Silvia França e Msc. Otílio Othon pela revisão no texto e auxílio na impressão da Tese;

Ao amigo Hilton Túlio pelas proveitosas sessões na microscopia eletrônica;

Aos amigos Maria Emília (Bia), Cléa e Amílcar, pela presença nos momentos difíceis

Meu especial agradecimento à Dona Maria, que cuida de todos;

Os meus sinceros agradecimentos e reconhecimento profissional:

À querida e sempre presente Profa. Dra. Maria Tereza Prost, pelos conselhos e ensinamentos sobre a vida e sobre os manguezais;

Ao Prof. Dr. Frédéric Baltzer, minha gratidão pelos ensinamentos e incentivo ao estudo dos manguezais;

Ao Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa, pela oportunidade, pela orientação e por acreditar em minha capacidade, muito obrigado.

*“... e se logo parto,
permanece o portal,
o cheiro o mangal...”*
(Dário Sousa, poeta do Salgado)

SUMÁRIO

	p.
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iv
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 - INTRODUÇÃO	7
2 - ÁREA DE ESTUDO	9
2.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	9
2.2 - CLIMA	10
2.3 - COBERTURA VEGETAL	11
2.3.1 - Florestas Secundárias	11
2.3.2 - Formações Pioneiras	11
2.4 - ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS E HIDRODINÂMICOS	13
2.4.1 - Ventos	13
2.4.2 - Ondas	13
2.4.3 - Marés	14
2.4.3.1 - Maré Dinâmica	14
2.4.3.2 - Maré Salina	14
2.4.3.3 - Correntes de maré	15
3 - METODOLOGIAS DE COLETA E ANÁLISE	16
3.1 - LOCAIS DE AMOSTRAGEM	16
3.2 - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL	17
3.3 - TRANSECTOS (PERFIS TOPOGRÁFICOS)	17
3.4 - AMOSTRAGEM E MEDIÇÕES NOS SEDIMENTOS	17
3.5 - ANÁLISES NOS SEDIMENTOS	20
3.6 - COLETA E ANÁLISE QUÍMICA DE ÁGUA INTERSTICIAL E DE SUPERFÍCIE	22
4 - CENÁRIO REGIONAL DA COSTA NORDESTE DO PARÁ	23
4.1 - GEOMORFOLOGIA	23
4.2 - GEOLOGIA	24
4.3 - SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS	24
4.4 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA	25
5 - O ESTUÁRIO DO RIO MARAPANIM	26
5.1 - CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS E SEDIMENTOLÓGICAS	26
5.1.1 - Planalto Costeiro	27
5.1.2 - Planície Costeira	27
5.1.3 - Planície Estuarina	28
5.1.3.1 - Canal Estuarino	28
5.1.3.2 - Canais de Maré	29
5.1.3.3 - Planície de Inundação	30

5.1.4 - Planície Aluvial	30
6 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	33
6.1 - HIDROQUÍMICA	33
6.1.1 - Salinidade	33
6.1.2 - Composição química das águas superficiais	34
7 - VEGETAÇÃO DE MANGUEZAL	38
8 - GEOLOGIA LOCAL	41
8.1 - FORMAÇÃO BARREIRAS E SOLOS DERIVADOS	41
8.2 - SEDIMENTOS DOS MANGUEZAIS	41
8.2.1 - Características físicas dos sedimentos dos manguezais	44
8.2.2 - As diatomáceas nas águas e sedimentos de manguezais	48
8.3 - COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA	52
8.3.1 - Mineralogia dos sedimentos da Formação Barreiras	52
8.3.1.1 - Mineralogia dos sedimentos das coberturas lateríticas e solos derivados	52
8.3.2 - Mineralogia dos sedimentos dos manguezais	52
8.3.3 - Descrição dos minerais	53
8.3.4 - Caracterização dos argilominerais	54
8.4 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE MANGUEZAIS	58
8.4.1 - Elementos maiores	58
8.4.2 - Elementos-traço	62
8.4.3 - Associações geoquímicas	66
9 - CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS SEDIMENTOS	69
9.1 - DISTRIBUIÇÃO DAS FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS NOS PERFIS TOPOGRÁFICOS.	72
10 - REDE DE DRENAGEM E CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS	77
11 - INFLUÊNCIA DO CLIMA SOBRE A CUNHA SALINA E PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS.	89
11.1 - O COMPORTAMENTO SAZONAL DA CUNHA SALINA	89
11.2 - A SALINIDADE INTERSTICIAL	90
11.3 - pH/Eh (mV)	99
12 - FORMAÇÃO DE MINERAIS AUTIGÊNICOS NOS MANGUEZAIS	107
12.1 - PROCESSOS DE ÓXI-REDUÇÃO E FORMAÇÃO DE SULFETOS DE FERRO	107
12.2 - FORMAÇÃO DE ALUMINOSSILICATOS	123
12.2.1 - Gradientes da sílica dissolvida na água intersticial	123
12.2.2 - As esmectitas formadas nos manguezais de Marapanim	128
12.3 - MINERAIS DE FORMAÇÃO EVAPORATIVA DA CUNHA SALINA	137
12.4 - ÓXIDOS-HIDRÓXIDOS DE FERRO	140
12.5 - FORMAÇÃO DE QUARTZO	141
13 - CONCLUSÕES	144
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	150
ANEXOS	163

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

		p.
Figura 1	Localização da área de estudo na costa nordeste do Pará.	9
Figura 2	Distribuição das precipitações pluviométricas (médias mensais) no estuário do rio Marapanim entre os anos de 1990 a 2003. A linha em vermelho representa os valores médios do período considerado.	10
Figura 3	Localização das áreas de estudo.	16
Figura 4	Equipamentos utilizados para amostragem de sedimentos lamosos.	18
Figura 5	Testemunho de sedimento seccionado.	19
Figura 6	Principais unidades morfológicas e geológicas identificadas na Planície Costeira.	31
Figura 7	Unidades morfológicas e geológicas da Planície Estuarina.	32
Figura 8	Distribuição da salinidade no estuário do rio Marapanim.	36
Figura 9	Variação da composição química das águas do rio Marapanim em período chuvoso (março e julho) e de estiagem (setembro e novembro).	37
Figura 10	Fotografia aérea obtida do Setor A localizado na foz do estuário, observando-se o adensamento das copas da vegetação no detalhe.	38
Figura 11	Bosque misto composto por <i>Avicennia germinans</i> e <i>Rhizophora mangle</i> localizado no Setor A.	39
Figura 12	Bosque de manguezal situado na foz do Funil Estuarino, desenvolvido sobre barra lamosa de maré.	40
Figura 13	Vegetação típica da zona de transição. Em (A): <i>Achrosticum aureum</i> , em (B): <i>Eutherpe oleraceae</i> .	40
Figura 14	Afloramentos da Formação Barreiras distribuídos ao longo do rio Marapanim (observar as diferentes tonalidades do sedimento).	42
Figura 15	Perfis típicos encontrados nos sedimentos do estuário do rio Marapanim. Ao lado de cada fotografia um desenho esquemático da coluna de sedimentos.	44

Figura 16	Relação entre a perda de água dos sedimentos do Perfil II (Setor A) e a topografia (relevo). Observar o contraste entre a diminuição do teor de água e a topografia mais elevada.	45
Figura 17	Aspecto do sedimento de zonas topograficamente elevadas (final da estiagem).	47
Figura 18	Espécies mais abundantes de diatomáceas encontradas nos sedimentos e manguezal: (A) <i>Coscinodiscus centralis</i> ; (B) <i>Coscinodiscus obscurus</i> ; (C) <i>Coscinodiscus oculus iridis</i> ; (D) <i>Diploneis crabo</i> ; (E) <i>Paralia sulcata</i> ; (F) <i>Trice ratiun favus</i> .	49
Figura 19	Aspecto das diatomáceas recém depositadas na superfície do sedimento.	50
Figura 20 a	Fotomicrografias ao MEV de frústulas de diatomáceas relativamente preservadas encontradas nos sedimentos dos manguezais estudados.	51
Figura 20 b	Fotomicrografias ao MEV de seqüência de frústulas de diatomáceas em fase de decomposição nos sedimentos de manguezais estudados.	51
Figura 21	Difratogramas de amostra total (A) e argilominerais (B) para sedimentos da Formação Barreiras.	55
Figura 22 a	Difratogramas de raios-X de amostra total para sedimentos de manguezal.	56
Figura 22 b	Difratogramas de raios-X de amostra total para sedimentos de manguezal.	56
Figura 23 a	Distribuição dos minerais de argila nos setores A e B do estuário do rio Marapanim.	57
Figura 23 b	Distribuição dos minerais de argila nos setores A e B do estuário do rio Marapanim.	57
Figura 24	Distribuição dos elementos maiores entre os setores A e B da área de estudo.	59
Figura 25	Características geoquímicas das amostras de sedimentos de manguezais comparadas com as argilas australianas pós-arqueanas (PASS-Taylor & McLennan 1985), as argilas norte americanas (NASC-Gromet et al. 1984) e Fm. Barreiras.	60
Figura 26	Concentrações de elementos traço nos sedimentos de manguezais normalizados pela crosta continental superior, comparados ao PAAS.	62

Figura 27	Conteúdo de Elementos Terras Raras (ETR) dos sedimentos dos manguezais de Marapanim em relação ao PAAS, normalizados em relação aos condritos.	64
Figura 28	Análise por agrupamento entre elementos traço e maiores nos sedimento de manguezais de Marapanim.	67
Figura 29	Distribuição granulométrica nos diagramas de Shepard - A (Setor A) e B (Setor B).	69
Figura 30	Distribuição das frações silte, argila e areia e a topografia no Perfil II.	74
Figura 31	Distribuição das frações silte, argila e areia e a topografia no Perfil II.	75
Figura 32	Distribuição das frações silte, argila, areia e a topografia do Perfil IV.	76
Figura 33	Bacia de drenagem do rio Marapanim. No detalhe, os setores A (a) e B (b), áreas de amostragem.	79
Figura 34	Detalhes dos setores A e B (perfis I, II e IV) na imagem de satélite. As setas indicam o sentido do escoamento superficial.	81
Figura 35	Modificações morfológicas no Setor A entre 1964 (A) e 2001 (B).	82
Figura 36	Aspecto da zanação da vegetação no Perfil I, observando-se em A e B, árvores de <i>Laguncularia racemosa</i> e de <i>Rhizophora mangle</i> .	83
Figura 37	Desenvolvimento da rede de drenagem a partir da zona de acreção do Setor A. Observar o padrão de drenagem que praticamente desaparece no contato com o manguezal.	83
Figura 38	Canal de maré de Araticum.	84
Figura 39	Aspectos da vegetação e da morfologia no Perfil II: em (A), início do perfil, sob maré de sizígia; em (B), início do perfil, sob maré baixa; em (C), interior do perfil (observar a altura das árvores em relação à escala igual a 1,60 m).	87
Figura 40	Aspecto da dessecação do sedimento no Perfil II provocado por forte evapotranspiração em período de estiagem.	87

Figura 41	Aspecto da vegetação, observando-se o amplo domínio de <i>Rhizophora mangle</i> .	88
Figura 42	Aspecto do entalhamento em “U” na drenagem de sedimentos de zonas mais antigas do Perfil II.	88
Figura 43	Representação da cunha salina e frente de oxidação nos sedimentos do estuário do rio Marapanim.	89
Figura 44	Distribuição da salinidade intersticial no estuário do rio Marapanim (A): período de estiagem (B): período chuvoso.	90
Figura 45	Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período chuvoso (junho).	93
Figura 46	Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período de estiagem (novembro).	93
Figura 47	Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período chuvoso (junho).	94
Figura 48	Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período de estiagem (novembro).	94
Figura 49	Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período chuvoso (junho).	95
Figura 50	Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período de estiagem (novembro).	95
Figura 51	Variações médias da salinidade intersticial entre o período chuvoso e de estiagem (a), (b) e (c): perfis II, I e IV, respectivamente.	96
Figura 52	Fatores de concentração salina obtidos entre o período chuvoso e a estiagem.	97
Figura 53	Distribuição dos valores de Eh (mV) nos sedimentos do setor A (A e B) e setor B (C). As linhas de cor preta representam medidas do período úmido e as linhas tracejadas, em vermelho, medidas realizadas no final do período seco.	100
Figura 54	Distribuição dos teores de matéria orgânica (% C) nos perfis A, B, C (respectivamente, perfis I, II e IV).	102

Figura 55	Distribuição dos valores de pH nos sedimentos do setor A (A e B) e setor B (C).As linhas de cor preta representam medidas do período úmido e as linhas tracejadas, em vermelho, medidas realizadas no final do período seco.	104
Figura 56	Variações do pH x Eh (mV) nos sedimentos de manguezais do Setor A (A,B) e Setor B (C).	106
Figura 57	Gradientes de SO_4^{2-} na água intersticial das áreas I e II.	109
Figura 58	Gradientes de $\text{SO}_4^{2-} / \text{Cl}^-$ na água intersticial das áreas I e II	109
Figura 59	Gradientes do pH na água intersticial das áreas I e II.	110
Figura 60	Gradientes do Eh (mV) na água intersticial das áreas I e II.	110
Figura 61	Gradientes da salinidade na água intersticial das áreas I e II.	111
Figura 62	Gradientes dos teores de Cl^- na água intersticial das áreas I e II.	111
Figura 63	Gradientes de alcalinidade total, sulfetos e ferro total dissolvido na água intersticial das áreas I e II.	112
Figura 64	Gradientes de amônio nas águas intersticiais das áreas I e II.	113
Figura 65	Gradientes de ortofosfato nas águas intersticiais das áreas I e II.	113
Figura 66	Distribuição de sulfato e cloreto no perfil II (junho).	117
Figura 67	Série de cristais de pirita ocorrendo como frambóides incrustados em restos vegetais (A); cristais octaédricos isolados (B,C e D); frambóides (E, F, H e I).	121
Figura 68	Dissolução de cristais isolados de pirita ou em arranjo framboidal.	122
Figura 69	Concentração de sílica na água intersticial de vários pontos de amostragem do Perfil II. O triângulo representa o teor médio (máximo) de sílica na água superficial.	124
Figura 70	Distribuição vertical de Al, Mg e K dissolvidos na água intersticial. O triângulo na parte superior dos gráficos representa os teores médios (máximos) na água superficial (exceção do Al).	125
Figura 71	Distribuição do percentual de sílica biogênica extraída nos sedimentos de manguezais de parte do perfil II.	126
Figura 72	Solubilidade da sílica amorfa em função do pH.	127

Figura 73	Esquema de incorporação do Al, Mg e K para a formação de aluminossilicatos	129
Figura 74	Detalhe do preenchimento de auréolas de carapaças por supostas fases aluminossilicatadas.	129
Figura 75	Aspecto das esmectitas em formato de “couve-flor”, observadas ao MEV nos sedimentos do rio Marapanim.	130
Figura 76	Variações da composição química semiquantitativa obtida por análise MEV/SED de aluminossilicatos formados no estuário do rio Marapanim (A) e formados na foz do rio Amazonas (B).	131
Figura 77	Difratogramas de raios x de argilominerais de sedimentos situados no Setor A.	132
Figura 78	Difratogramas de raios x de argilominerais de jovens sedimentos situados no Setor A (Perfil I). Destaca-se a má formação da esmectita.	133
Figura 79	Difratogramas de raios x de argilominerais de sedimentos situados no Setor B.	134
Figura 80	Distribuição de caulinita, esmectita e illita nos sedimentos de manguezais do Setor A (A, B) e Setor B (B, C). Observar os percentuais inversos de ocorrência da caulinita e da esmectita.	135
Figura 81	Representação da composição química das águas intersticiais no diagrama de estabilidade no sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, em 25 °C e 1 atm. (adaptado de Yariv & Cross 1979).	136
Figura 82	Representação da composição química das águas intersticiais no diagrama de estabilidade no sistema $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, em 25 °C e 1 atm. (adaptado de Yariv & Cross 1979).	136
Figura 83	Cristais de gipso (A) e halita (B) nos sedimentos de manguezal.	137
Figura 84	Diagrama de estabilidade Eh x pH para sulfetos, jarosita e óxidos de ferro (Van Breemen 1976 apud Márius 1985).	139
Figura 85	Detalhes da precipitação de ferro (óxidos-hidróxidos férricos) nas porções superiores dos sedimentos de mangue topograficamente elevados e a substituição do ferro nas raízes.	140

Figura 86	Corrosão química na superfície de cristais de quartzo dos sedimentos de manguezal. Alguns cristais apresentam também sinais de neoformação (A, C, D, E, F).	142
Figura 87	Cristais de quartzo neoformado nos sedimentos de manguezal. Em G e H, sobre crescimento de cristais euédricos de quartzo.	143

TABELAS

Tabela 1	Principais espécies de vegetação da costa paraense.	p. 12
Tabela 2	Valores médios dos parâmetros físico-químicos e químicos nos períodos de estiagem e de chuvas	36
Tabela 3	Relação entre o índice “n” e a consistência dos sedimentos.	47
Tabela 4	Comparação entre a composição química de sedimentos de manguezais de clima tropical úmido com sedimentos de manguezais de clima equatorial e de zona tropical árida.	61
Tabela 5	Concentrações de elementos traço nos sedimentos de manguezais de Marapanim comparados com a crosta continental superior, manguezais de clima equatorial, de zona tropical árida, ao PAAS e NASC.	63
Tabela 6	Concentrações de elementos traço nos sedimentos de manguezais de Marapanim comparados com a crosta continental superior, ao PAAS e NASC.	63
Tabela 7	Razões entre elementos-traço nos sedimentos de manguezal comparados ao PASS.	65
Tabela 8	Fracionamento dos elementos terras raras nos sedimentos de manguezais comparados ao PAAS e crosta continental.	65
Tabela 9	Análise de frequência dos dados granulométricos entre os setores A e B.	70

RESUMO

A costa nordeste do estado do Pará é formada por vales que foram parcialmente submersos durante o Holoceno onde, por exemplo, se desenvolveram os manguezais do estuário do rio Marapanim. Em posição limítrofe aos manguezais, situam-se os latossolos derivados da Formação Barreiras (Terciário), principal área-fonte dos sedimentos costeiros, incluindo os manguezais.

A despeito da importância ecológica, social e econômica dos manguezais, pouco se conhece sobre as características geológicas ou sobre os processos e a extensão das transformações geoquímicas e mineralógicas que ocorrem nesses ecossistemas na costa norte do Brasil, principal objetivo desta pesquisa.

Para alcançar os objetivos propostos foram realizados levantamentos topográficos e a breve descrição da vegetação dos manguezais. Foram coletadas amostras de sedimentos no final do período das chuvas e da estiagem e submetidas a medidas *in situ* de salinidade intersticial, Eh e pH. Nessas mesmas amostras foram feitas análises granulométricas, determinação das concentrações de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅, Na₂O, K₂O, CaO, MgO, Perda ao Fogo e elementos-traço por ICPM-MS e a identificação de minerais pelas técnicas de difratometria de raios-X e microscopia eletrônica de varredura.

Foram coletadas amostras de água superficial e intersticial em marés de sizígia e quadratura, em períodos de maior (março, junho e julho) e menor (setembro, novembro e dezembro) precipitação pluvial. As amostras de água foram submetidas a análises químicas para determinação de alcalinidade total, H₄SiO₄, SO₄²⁻, ΣH₂S, NH₄⁺, Cl⁻, PO₄³⁻, Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, K⁺ e ferro total dissolvido, incluindo medições de salinidade, Eh e pH.

Os manguezais são tipicamente de intermarés representados principalmente por bosques mistos de *Rhizophora mangle* e a *Avicennia germinans*. Eles se desenvolvem sob condições de macro marés semidiurnas, totalmente encobertos nas marés de sizígia e expostos por vários dias nas marés de quadratura, sob clima tropical chuvoso, quente e úmido com marcante sazonalidade climática.

Os sedimentos dos manguezais são predominantemente síltico-argilosos, ricos em matéria orgânica (C entre 1 a 4 %). Foram depositados originalmente sobre barras arenosas, cuja suave morfologia e aspectos sedimentológicos (principalmente a granulometria), aparentemente

condicionam a colonização da vegetação, a evolução da rede de drenagem e o desenvolvimento dos sedimentos, tornando-os mais consistentes.

O intemperismo químico tropical atua sobre as rochas da área-fonte, produzindo principalmente quartzo, caulinita de baixa cristalinidade e óxidos de ferro além de substâncias químicas dissolvidas como sílica, alumínio e metais pesados, incorporados aos sedimentos dos manguezais com as diatomáceas e íons Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} , de contribuição marinha.

Nos manguezais, o material original é retrabalhado por intensa atividade biológica e processos geoquímicos, que se desenvolvem na presença de diferentes teores de matéria orgânica e da superfície reativa da sílica biogênica (diatomáceas), originando minerais em equilíbrio total ou parcial com as novas condições. Os minerais autigênicos são: pirita, esmectita, feldspatos potássicos, halita, gipso, jarosita, além de quartzo e oxi-hidróxidos de ferro remobilizados.

Nos sedimentos dos manguezais são encontrados elevados teores de íons sulfetos dissolvidos (6 a 40 mmol/L) e ocorre o consumo do íon sulfato em profundidade. A formação dos sulfetos dissolvidos resulta da mineralização da matéria orgânica através da ação bacteriológica, por processos de redução do íon sulfato, cujo produto final é a formação da pirita.

O ferro total dissolvido tem seus teores reduzidos próximo de zero em profundidade, devido à reação com parte dos íons sulfetos dissolvidos para formar sulfetos sólidos (pirita). As reações acontecem em meio extremamente redutor ($-200 < \text{Eh} < -400$ mV), fracamente ácido a alcalino ($6,5 < \text{pH} < 8$), acompanhadas de teores elevados da alcalinidade (máximo de 25 meq/L), do íon amônio (próximo de 1200 $\mu\text{mol/L}$) e ortofosfatos (máximo de 170 $\mu\text{mol/L}$).

A esmectita, de baixa cristalinidade, é formada a partir da degradação da caulinita em contato com abundantes diatomáceas e o magnésio de origem marinha; os feldspatos potássicos são formados com a contribuição do potássio do mar. A remobilização da sílica foi constatada em profundidade a partir da dissolução superficial de cristais de quartzo e a sua recristalização como cristais euédricos e isolados, por vezes formando agrupamentos de cristais sobre a superfície de quartzo pré-existente.

Como produto da forte dessecação (incluindo a ação biológica) ou pela exposição prolongada dos sedimentos durante marés de quadratura, forma-se a halita e o gipso pela saturação da água intersticial na superfície dos sedimentos; a jarosita forma-se pela oxidação da pirita. Os movimentos da água intersticial, induzidos pela sazonalidade do clima, proporcionam a

remobilização e a precipitação do ferro na superfície dos sedimentos como películas envolvendo os grãos de quartzo.

Os resultados obtidos demonstram que os manguezais do estuário do rio Marapanim são formados a partir do intemperismo tropical dos sedimentos terciários da Formação Barreiras e solos derivados. O material clástico (principalmente quartzo, caulinita e óxidos de ferro), transportado e depositado sobre barras de areia formadas ao longo do estuário, se junta às contribuições marinhas (íons alcalinos e alcalino terrosos), com teores variados de matéria orgânica e abundantes diatomáceas. Esse material é retrabalhado por processos de degradação e formação mineralógica, resultando em fases mineralógicas sulfetadas (pirita) e aluminossilicatadas (esmectita e feldspatos-K), além de quartzo e oxi-hidróxidos de ferro precipitado.

A morfologia dos manguezais condiciona a frequência de imersão pelas marés e os processos de deposição sedimentológica, intimamente associados à colonização e desenvolvimento da vegetação. Os sedimentos também evoluem com os manguezais, comprovado pela hierarquia da rede de drenagem e propriedades físicas. A curta, porém marcante, sazonalidade da região aliada à topografia e ao ritmo das marés, favorecem os movimentos capilares da água intersticial e o desenvolvimento de fortes gradientes de salinidade, Eh e pH, associados a fases evaporíticas (gipso e halita), à oxidação de sulfetos (presença da jarosita) e à precipitação de oxi-hidróxidos de ferro, semelhante aos resultados obtidos em outras regiões do mundo, sob clima seco.

ABSTRACT

The northeast coast of Pará state was geologically built on fluvial valleys partially submersed during the Holocene, where the mangroves of Marapanim estuary were developed. Adjacent to the mangroves, iron sediments and Latosol of Barreiras Formation (Tertiary) are the main source of silt, clays and sands.

Despite the ecological, social and economic mangrove significance, there is a lack of geologic information focusing the processes and the magnitude of mineralogical and geochemical transformations occurring in these ecosystems on the Brazilian north coast, which is the main goal of this research.

To reach the proposed objectives topographic studies were run, as soon as a short description about the mangroves. Sediments were sampled in the end of both rainy and dry seasons and submitted to *in situ* interstitial salinity, Eh and pH measurements. To these samples were also run chemical analysis to determine SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅, Na₂O, K₂O, CaO, MgO, L.I. (lost on ignition) and granulometric analysis. Trace elements were determined by using ICPM-MS; minerals were determined by using X-ray diffraction and SEM techniques.

Surface and interstitial water were sampled during neap and spring tides, in periods with both higher (March, June and July) and lower (September, November and December) pluvial precipitation. These samples were submitted to chemical analysis to determine H₄SiO₄, SO₄²⁻, ΣH₂S, NH₄⁺, Cl⁻, PO₄³⁻, Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, K⁺, total alkalinity and dissolved iron. Salinity, Eh and pH were also measured.

The mangroves are typically from intertidal zones and are represented by a mixture of *Rhizophora mangle* and *Avicennia germinans* developed under semidiurnal macro tides, totally submersed during the ebb-tides and weekly exposed during the spring-tides, under a rainy tropical weather, hot and humid with remarkable climatic seasonality.

The mangrove sediments are predominantly silt-clayed, rich in organic matter (C: 1 to 4% grade). Those sediments were originally deposited over sand bars, which smooth morphology and sedimentological aspects promote vegetal colonization, drainage network evolution and sediments development, increasing its consistency.

The tropical chemical weathering acts over the source areas producing quartz, low crystal kaolinite grains, iron oxides and other dissolved chemical substances like silica, aluminum and

heavy metals which are incorporated to the mangrove sediments, with diatoms and Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} ions from marine contributions.

At the mangrove, the original material is reworked throughout intensive biological activity and geochemical processes developed in the presence of different organic matter grades and the reactive surface of biogenic silica (diatoms), originating minerals in total or partial equilibrium within the new conditions. The autigenic minerals are pyrite, smectite, K-feldspars, halite, gypsum, jarosite beyond quartz and remobilized iron oxy-hydroxides.

Mangrove sediments present high grades of dissolved sulfide ions (6 to 40 mmol/L) while in depth, sulfate ions are consumed. Dissolved sulfide is formed from organic matter mineralization under bacteriological sulfate-reduction, which final product is the pyrite.

In depth, total dissolved iron grades are reduced close to zero due to the reaction with part of the dissolved sulfide to form solid sulfide (pyrite). This reaction occurs in an extremely reductor chemical environment ($-200 < \text{Eh} < -400$ mV), weakly acid to alkaline ($6.5 < \text{pH} < 8$), followed by high grades of alkalinity (25 meq/L, max.), ammonia (close to 1200 $\mu\text{mol/L}$) and orthophosphate (170 $\mu\text{mol/L}$ max) ions.

The low crystalline smectite is formed due to the kaolinite degradation in contact with abundant diatoms and marine magnesium, while the K-feldspar can be formed beyond the potassium from the sea. Silica remobilization was evidenced in depth by the superficial dissolution of crystals of quartz and their re-crystallization as isolated and euhedric crystals, forming sometimes crystal agglomerates over the pre-existing grains of quartz.

Due to a strong dessecation (including the biological action) or throughout the extensive sediment exposure during the spring tides, the halite is formed by the interstitial water saturation on the sediment surface while gypsum and jarosite are formed by the pyrite oxidation. The interstitial water movement, induced by the weather seasonality, allows the iron remobilization and precipitation on the sediments surface, like a coating that involves the grains of quartz.

The obtained results show that mangroves from the Marapanim river estuary are formed from the tropical weathering in Tertiary sediments from the Barreiras Formation and derived soils. Clastic material (mainly quartz, kaolinite and iron oxides) transported and deposited over sand bars along the estuary are joined by marine contributions (alkaline ions), organic matter and diatoms. This mixed material is reworked by degradation and mineralogical formation processes,

resulting in sulfides (pyrite) and aluminum-silicates (smectite and K-feldspars), beyond quartz and precipitated iron oxy-hydroxides.

The mangrove morphology allows a frequent flood due to tidal and sedimentological deposition processes, associated to the colonization and development of vegetation. Physical properties and characteristics inherent to the drainage network prove that sediments evolves with the mangroves. The short regional seasonality, allied to topography and tidal rhythm interfere positively to form high gradients of interstitial salinity, Eh and pH, associated to evaporatic phases (gypsum and halite), sulfide oxidation (jarosite) and iron oxy-hydroxides precipitation, similarly to preliminary results obtained to areas with dry weather around the world.

1 - INTRODUÇÃO

Os manguezais constituem um ecossistema costeiro de transição entre os ambientes terrestre e marinho, ocupando costas tropicais e subtropicais do planeta às margens dos oceanos e dos estuários, na zona entremarés; ocupam também zonas inundáveis pouco profundas dos deltas e lagunas, podendo ocasionalmente crescer em regiões onde a maré não intervém e mesmo nas zonas em conexão com água doce (Baltzer 1982 b; Cintrón & Schaeffer-Novelli 1995).

Os manguezais se desenvolvem sob os climas variados de zona quente e sob climas de transição, úmidos ou áridos, em direção a climas temperados (Baltzer op. cit.). No Brasil, esses ecossistemas ocupam a zona costeira desde o estado de Santa Catarina até o Oiapoque no estado do Amapá. Os manguezais do Amapá, Pará e Maranhão representam os maiores e mais exuberantes bosques da costa brasileira, a maioria em seu estado natural de conservação (Kjerfve & Lacerda 1993; Lara & Cohen 2003; Mendes 2005).

Estudos sobre os manguezais brasileiros geralmente enfocam os processos biológicos ou biogeoquímicos, envolvendo a flora e fauna, os estudos ecológicos, a modelagem e o manejo, com vários artigos científicos já publicados, cabendo a Schaeffer-Novelli (1986) e Kjerfve & Lacerda (1993) a listagem de uma série de referências sobre os mais variados assuntos. O mesmo esforço, contudo, não tem sido empregado para o conhecimento das características geológicas desses ecossistemas, restrito a poucas áreas geográficas, especialmente no que concerne aos aspectos geoquímicos e mineralógicos envolvidos no desenvolvimento dos sedimentos.

As características geoquímicas e mineralógicas dos sedimentos dos manguezais são herdadas de áreas-fonte, continental e marinha, através do aporte de material particulado ou iônico trazido pelas correntes (Baltzer 1982 a b). Nos manguezais, sob condições redutoras, ricas em matéria orgânica e mediadas por reações de sulfato redução bacteriana, ocorre a reorganização química e mineralógica do material primário, com a conseqüente geração de novas fases minerais (formação de minerais autigênicos).

A formação de minerais autigênicos, em manguezais, é um reflexo do clima regional e determina normalmente o ambiente químico do meio. Pesquisas realizadas sob condições climáticas variadas têm evidenciado a circulação de águas intersticiais atuando na dissolução e precipitação de fases minerais ligadas à sedimentos altamente orgânicos e bioturbados (Purser et al. 1982; Baltzer 1969; 1975; et al. 1994).

Em clima equatorial, trabalhos desenvolvidos em Camarões, Indonésia e Guiana Francesa (Baltzer 1982 a; Baltzer et al. 1995), reúnem evidências que demonstram que estes processos também ocorrem em clima úmido. Na costa norte brasileira, cita-se os trabalhos de Michalopoulos & Aller (1995) e Michalopoulos et al. (2000), em sedimentos lamosos da costa do Amapá; Silva et al. (2002) e Costa et al. (2004), em sedimentos de manguezais da costa nordeste do estado do Pará.

A formação de novas fases minerais, em equilíbrio parcial ou total nos sedimentos de manguezais, corresponde a gradientes elevados da salinidade, pH e Eh (mV). Essas transformações e variações físico-químicas estão associadas ao desenvolvimento e maturação química dos sedimentos, profundamente influenciados pela ação biológica da vegetação (evapotranspiração), aspectos geomorfológicos e sedimentológicos, pelo regime de marés e clima, que regem a frequência de imersão e a circulação das águas superficiais e intersticiais.

Os manguezais do estuário do rio Marapanim estão sujeitos a um regime de macromarés semi-diurnas, situados em posição limítrofe à formações sedimentares ferruginosas do Terciário (Formação Barreiras), área-fonte de quartzo e minerais argilosos, principalmente caulinita e óxi-hidróxidos de ferro. O clima é altamente úmido, com temperaturas relativamente elevadas, alternando períodos de fortes chuvas e estiagem intensa.

Os sedimentos dos manguezais são siltico-argilosos e orgânicos (ricos em diatomáceas), de baixa permeabilidade, favoráveis, portanto, às dissoluções minerais e precipitações mineralógicas. A sedimentação lamosa, depositada sobre barras arenosas, adquire suave morfologia e a evolução da rede de drenagem evidencia terrenos em diferentes estágios de desenvolvimento, favorecendo a implantação da exuberante vegetação de manguezais.

O principal objetivo da pesquisa é explicar o grau de desenvolvimento e diferenciação geoquímica e mineralógica dos sedimentos dos manguezais de Marapanim, considerando as contribuições da área fonte e a hipótese de que esses processos originam-se e são potencializados nesse setor costeiro pelos impactos da sazonalidade climática, pelo regime de macromarés semidiurnas e pelos fatores geomorfológicos e sedimentológicos, com prováveis reflexos sobre o desenvolvimento da vegetação.

2 - ÁREA DE ESTUDO

2.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O estuário do rio Marapanim está localizado na costa nordeste do estado do Pará, em um setor costeiro da Amazônia paraense, parte integrante do litoral de submersão dos estados do Pará e Maranhão, situado à leste da desembocadura do rio Amazonas e limitado pelas coordenadas $00^{\circ} 32' 30''$ S / $00^{\circ} 52' 30''$ S e $47^{\circ} 28' 45''$ W / $47^{\circ} 45' 00''$ W (Figura 1).

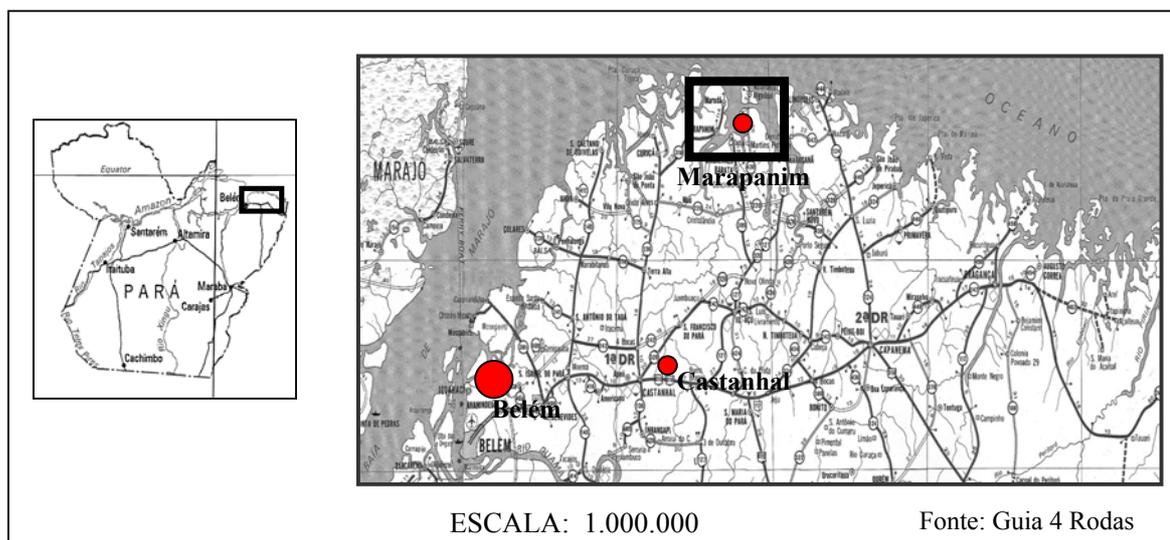


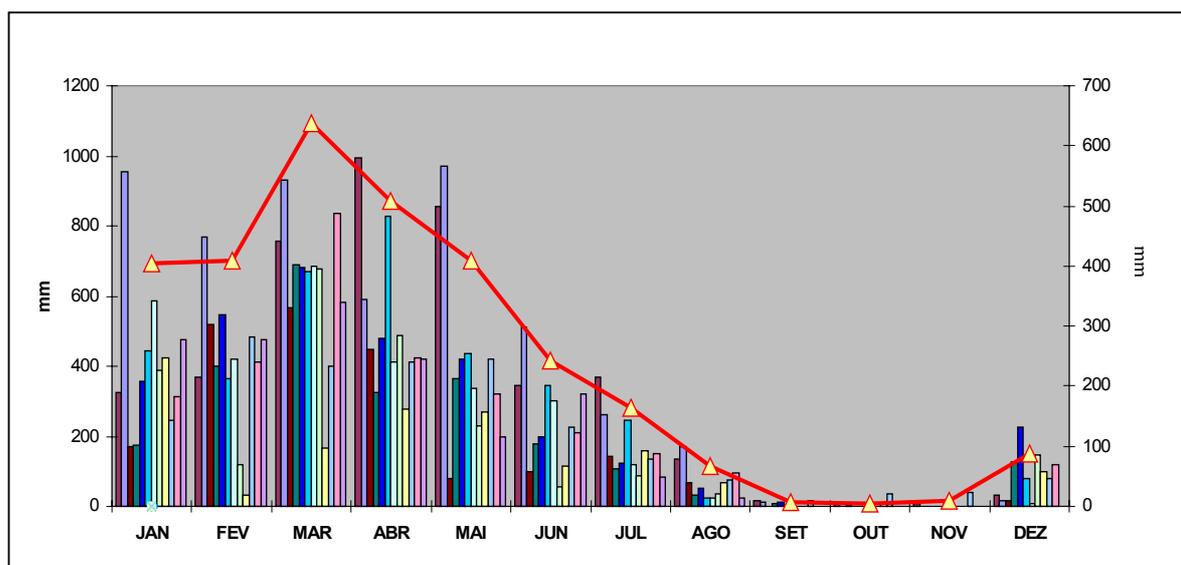
Figura 1: Localização da área de estudo na costa nordeste do Pará

O acesso à área a partir de Belém é feito pela rodovia federal BR-316, até a cidade de Castanhal. A partir daí, através das rodovias estaduais PA-136 e PA-318, até a cidade de Marapanim, onde foi montado o laboratório de campo. As coletas foram facilitadas pela utilização de um barco a motor de popa, tipo “voadeira”, que possibilitou o deslocamento rápido entre grandes distâncias, além de facilitar o acesso aos pontos de coleta em maré baixa.

2.2 - CLIMA

O clima é o tropical chuvoso, do tipo climático Am (na classificação de Köppen). A região está situada em baixa latitude e caracteriza-se por calor e umidade constantes, destacando-se os altos índices pluviométricos, com fortes pancadas de chuva (Martorano et al. 1993).

A temperatura média anual situa-se em torno de $27,7^{\circ}\text{C}$, com umidade relativa do ar entre 80 a 85 %, intimamente associada ao regime de precipitação pluviométrica, cujas médias anuais situam-se próximo de 3000 mm (ADA 2003; Martorano et al. op. cit.). Uma sazonalidade marcante caracteriza as chuvas da região, podendo-se distinguir claramente duas estações neste setor da costa: a mais chuvosa, que ocorre entre janeiro a junho, com médias mensais anuais entre 242 a 636 mm e outra, menos chuvosa, entre julho a dezembro, com 4 a 165 mm, médias obtidas entre os anos de 1990 a 2003 (Figura 2).



Fonte: ADA 2003

Figura 2: Distribuição das precipitações pluviométricas (médias mensais) no estuário do rio Marapanim entre os anos de 1990 a 2003. A linha em vermelho representa os valores médios do período considerado.

2.3 - COBERTURA VEGETAL

Compreende principalmente a vegetação das formações pioneiras (Góes Filho et al. 1973) e as florestas secundárias (Costa Neto et al. 2000).

2.3.1 - Florestas Secundárias

Representadas pela “Vegetação de Capoeira”, encontram-se reduzidas a pequenas áreas, no Planalto Costeiro, desenvolvendo-se em latossolos ou sedimentos terciários da Formação Barreiras (Rossetti et al. 2001), em terrenos topograficamente altos, formando extensas capoeiras (Tabela 1).

2.3.2 - Formações Pioneiras

São representativas dos terrenos quaternários e encontram-se em íntima associação com as feições morfoestratigráficas dos diferentes ambientes deposicionais e suas condições físico químicas (Silva 1998). Consideradas como a primeira fase do estágio evolutivo nas regiões ecológicas, são constituídas por mangues, restingas e campos naturais (Prost et al. 2001). Suas espécies (Tabela 1), ocupam os depósitos sedimentares resultantes de processos estuarinos ou marinhos.

A vegetação que sofre a influência marinha abrange tanto as faixas de depósitos arenosos das restingas (praias e dunas), como os depósitos argilosos, associados às planícies de marés lamosas onde se estabelecem os manguezais (Santos 1996).

A restinga, bem caracterizada na foz do rio Marapanim por Bastos (1996), é representada por uma vegetação que se desenvolve nas áreas arenosas, predominando a cobertura arbustiva, que contribui para a fixação desses sedimentos. De acordo com Bastos (op. cit.) foram descritas em detalhe as seguintes formações vegetais: halófilas, psamófila reptante, brejo herbáceo, campo entre dunas, vegetação de dunas, formação arbustiva aberta e mata não inundável.

Os campos naturais (Prost et al. 2001) ou “vegetação de pântanos” (Silva 1998), caracterizam a vegetação aberta, fisionomicamente distinta da vegetação mais exuberante. De acordo com Silva (op cit.), essa vegetação é encontrada em dois ambientes característicos: a)

pântanos de água salobra, sob a influência de córregos de maré e b) pântanos de água doce, em áreas que margeiam cursos fluviais. Há ainda, a “vegetação de lagos”, típica de zonas periodicamente cobertas por águas pluviais.

Tabela 1: Principais espécies de vegetação da costa paraense (¹ Costa Neto et al. 2000; ² Góes Filho et al. 1973)

	UNIDADE BOTÂNICA	ESPÉCIE
Florestas Secundárias ¹	Capoeira	<i>Vismia spp</i> (lacre); <i>Byrsonima Crispa</i> (muruci do mato); <i>Cecropia spp</i> (imbaúba); <i>Maximiliana regia</i> (inajá); <i>Astrocaryum vulgare</i> (tucumã); <i>Matayba sp.</i> ; <i>Tapirira guianensis</i> e <i>Guetarda sp.</i> ;
Formações Pioneiras ²	Praias e Dunas	<i>Anacardium occidentale</i> (caju); <i>Chrysobalanus icaco</i> (ajuru); <i>Byrsonima crassifolia</i> (muruci); <i>Gramineae</i> e <i>cyperaceae</i> ;
	Pântanos de água salobra	Aizoaceae (<i>Sesuvium portulacastrum</i> L.); Amaryllidaceae (<i>Bomarea edulis</i> Herb.); Cyperaceae (<i>Eleocharis caribae</i> Blake, <i>Fimbristylis spadicea</i> Vahl); Gramineae (<i>Paspalum vaginatum</i> Swartz); Pteridaceae (<i>Acrostichum aureum</i> L.);
	Pântanos de água doce	Cyperaceae (<i>Fimbristylis capillaris</i> Kunth e <i>Fimbristylis sp.</i>); Gentianaceae (<i>Nymphoides indica</i> L. O. Ktze.); Lycopodiaceae (<i>Lycopodium cernuum</i> L.);
	Vegetação de lagos	<i>Montrichardia arborescens</i> (aninga); <i>Pistia</i> (aguapé ou mururés)
	Vegetação de mangue	<i>Rhizophora mangle</i> ; <i>Avicennia germinans</i> ; <i>Laguncularia racemosa</i> ; <i>Spartina alterniflora</i> (gramineae);
	(Zona de transição)	<i>Achrosticum aurium</i> ; <i>Eutherpe oleraceae</i>

2.4 - ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS E HIDRODINÂMICOS

A integração de dados geológicos, geoquímicos e geomorfológicos é dificultada pela quase inexistência de estudos e medições dos parâmetros hidrodinâmicos e oceanográficos nesse setor costeiro. Assim, os dados apresentados, que dão suporte às interpretações desta pesquisa originam-se, em grande parte, na estação da DHN (Departamento de Hidrografia e Navegação), localizada em Salinópolis (Fundeadoiro de Salinópolis), situada a 35 km da área de estudo, bem como de observações de campo.

2.4.1 - Ventos

Os ventos exercem papel fundamental na formação de ondas e, conseqüentemente, no transporte e retrabalhamento dos sedimentos litorâneos (Prost 1998). Os ventos alísios de NE são os responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma interna em direção à costa, soprando continuamente durante o ano (principalmente entre dezembro e março), quando se somam aos alísios de SE (DHN 1986), contribuindo para minimizar os efeitos da radiação solar de 244 W/m^2 (Carvalho 1997).

Os alísios de NE deslocam-se a partir da plataforma norte em direção oeste, com velocidade de 5 a 10 m/s, atingindo 6 m/s na ilha de Algodual, localizada na foz do estuário (Carvalho op. cit.). Estes ventos geram ondas incidentes que, associadas à morfologia de fundo, dão origem a correntes de deriva litorânea para noroeste.

2.4.2 - Ondas

Apesar da inexistência de dados sobre a altura, freqüência, etc, das ondas incidentes, observações de campo realizadas por Silva (1998) indicam que, a despeito da forte imposição das correntes de maré, as ondas geradas através dos ventos desempenham importante papel na dinâmica do estuário do rio Marapanim, propiciando a mistura das águas e a ressuspensão dos sedimentos de fundo e das margens, originando fortes processos erosivos. Os setores mais externos do estuário (face oceânica da ilha de Algodual), evidenciam a frente de ondas produzida

pelos ventos alísios que chegam a costa em ângulo de 45°, dando origem à correntes litorâneas paralelas à costa, responsáveis pelo trânsito costeiro (Prost 1998).

2.4.3 - Marés

2.4.3.1 - Maré Dinâmica

É a maré produzida principalmente pela força de atração da lua e do sol sobre a massa d'água oceânica, originando a variação periódica do nível da água do mar, acompanhada por correntes horizontais. As marés são classificadas como macro-marés, quando sua amplitude for maior que 4 m; meso-marés, para amplitudes entre 2 e 4 m; e micro-marés, com amplitudes menores que 2 m (Davies 1977). Na costa nordeste do estado do Pará as arés são do tipo macro-maré, de natureza semi-diurna, com amplitude máxima de 5,5 m (dados do Fundeadouro de Salinópolis), amplitude média de 4,8 m na maré de sizígia e 2,5 m no período de quadratura (DHN 1994).

Como agente geológico, as marés desempenham importante papel no transporte de sedimentos no litoral paraense e sua influência se faz sentir cerca de 8 a 10 milhas da linha da costa (DHN op. cit.). Observações de campo dão conta de que a maré dinâmica atinge cerca de 70 km acima do rio Marapanim (Silva 1998).

2.4.3.2 - Maré Salina

A maré salina representa a penetração das águas salgadas (de origem oceânica) continente adentro, em sentido oposto ao fluxo das águas fluviais. A importância da maré salina reflete-se em sua participação direta nos processos físico-químicos, biológicos e oceanográficos. Esta maré define o tipo de estuário e reflete o padrão de circulação das águas (Schubel 1971).

As oscilações de maré, morfologia do estuário, vazão fluvial, evaporação e a precipitação pluviométrica interagem com a penetração da maré salina (Ottmann 1968). A penetração das águas salgadas faz-se sentir até a localidade de Marudazinho (27 Km da foz), setor meandrante do estuário, em período de estiagem e descargas menores de água doce, apresentando os valores mais elevados de salinidade (35) próximos à desembocadura do rio (Berrêdo et al. 1997). Esses

valores decaem significativamente no período chuvoso, com o aumento da descarga de água doce (fluvial e pluvial), conforme será visto adiante.

2.4.3.3 - Correntes de maré

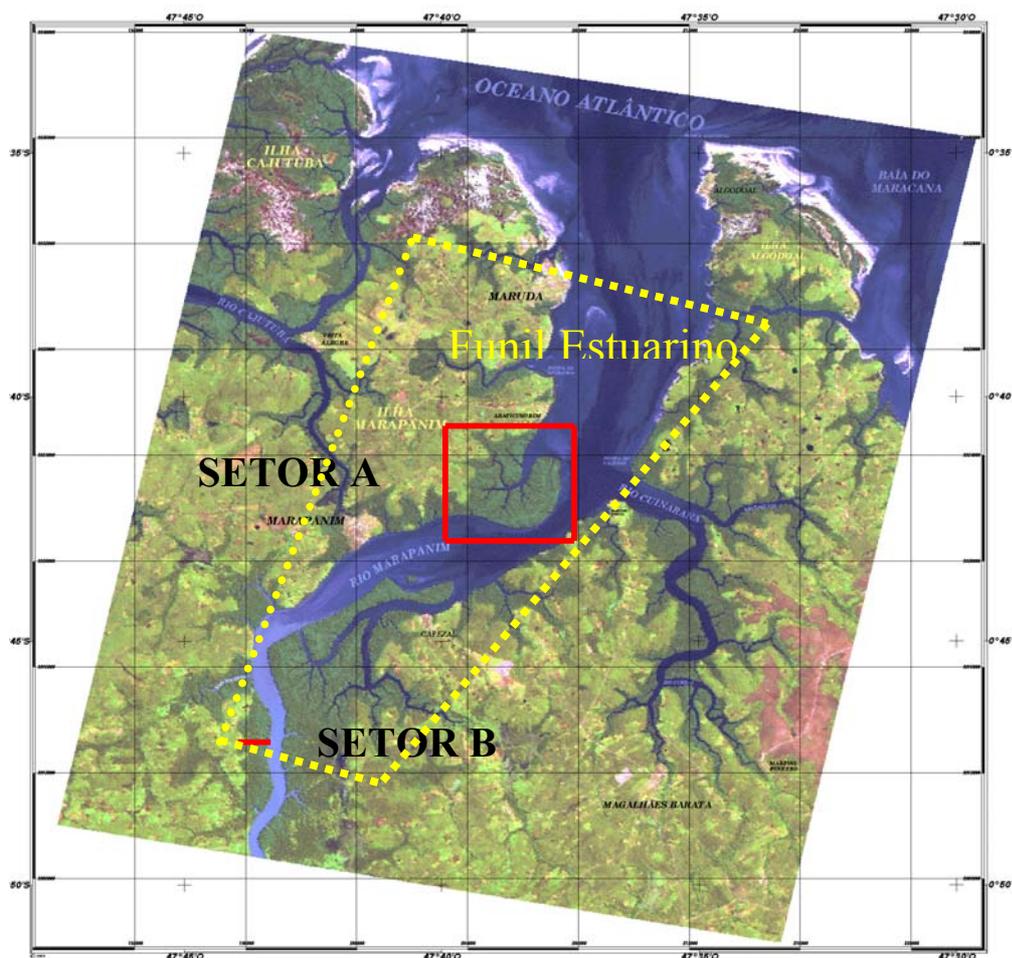
As correntes induzidas pela maré são as mais atuantes na costa nordeste do Pará (Silva 1998). São produzidas pelas variações nas amplitudes de marés. As marés de sizígia apresentam as maiores velocidades, atingindo 2,8 nós (1,43 m/s) enquanto que, nas marés de quadratura, a velocidade máxima é de 1,48 nós (DHN 1994). Essas correntes são responsáveis pelo transporte dos sedimentos no litoral e pela formação de bancos arenosos perpendiculares à linha de costa (EL-Robrini et al. 1992).

No estuário do rio Marapanim, as correntes induzidas pelo fluxo do rio são restritas ao setor meandrante do rio, com menor influência no Funil Estuarino, quando comparadas às correntes induzidas pela maré (Silva op. cit.).

3 - METODOLOGIAS DE COLETA E ANÁLISE

3.1 - LOCAIS DE AMOSTRAGEM

Com base nos objetivos propostos, foram escolhidos dois setores para investigação: setor A e o setor B. O setor A está localizado ao norte do Funil Estuarino, definido por uma estrutura lobular da planície lamosa sobre a qual a vegetação de mangue se desenvolveu. Nesse local, as águas superficiais e intersticiais possuem salinidade elevada, com incipiente zonação da vegetação, constituída por tipos maduros, mas, também, grande número de espécies jovens (Figura 3). O setor B está localizado no limite sul do Funil Estuarino, possui características salobras, com vegetação predominantemente madura (Figura 3).



Fonte: BIPEC/MPEG ESCALA 1:100.000

Figura 3: Localização das áreas de estudo

3.2 - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL

Para o estabelecimento dos perfis e a espacialização dos resultados, foi utilizada a base cartográfica elaborada por Faure (1999), obtida a partir de imagens de satélite georeferenciadas e fotografias aéreas em escala de 1:70.000, pertencentes à Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM), elaboradas e impressas no laboratório de sensoriamento remoto da Unidade de Análises Espaciais (UAS) do Museu Paraense Emílio Goeldi.

3.3 - TRANSECTOS (PERFIS TOPOGRÁFICOS)

A pesquisa adotou o conceito de toposequência, convencionalmente utilizado para relatar padrões zonados (bióticos e abióticos), típicos à microtopografia de planície de marés (Tomlinson 1986). Este procedimento requer medidas precisas, obtidas através de um nível automático (AX-1 Nikon), trena, régua em escala métrica, bússola de campo e GPS (Global Positioning System).

A inexistência de dados maregráficos nesta região, condicionou o posicionamento inicial dos perfis na maré mais baixa (quadratura), para evidenciar o nível mais baixo da planície lamosa. Sobre os perfis topográficos, foram analisados os padrões hidrológicos (níveis de maré), sedimentológicos, geoquímicos e fitossociológicos (espécies, altura, distribuição da vegetação etc.), constituindo a base para a interpretação dos dados gerados.

3.4 - AMOSTRAGEM E MEDIÇÕES NOS SEDIMENTOS

De acordo com a interpretação dos dados da base cartográfica, que levam em conta, sobretudo, a análise da rede de drenagem, a morfologia e informações realidade-terreno sobre tipos e distribuição da vegetação de mangue, foram selecionados os pontos de amostragem para sedimento, os quais foram plotados sobre os perfis topográficos. As coletas foram realizadas no final do período chuvoso (junho/2002) e no final do período seco (novembro/2002).

Os pontos de amostragem, distanciados entre si de 100 m, foram marcados com placas de alumínio e denominados seqüencialmente em ordem alfabética a partir do rio Marapanim, nível-base dos perfis topográficos. Testemunhos de sedimentos foram obtidos até a profundidade máxima de dois metros; em alguns pontos de coleta, contudo, tornou-se impossível a retirada da

coluna completa de sedimentos, devido à natureza extremamente fluída apresentada pelo material lamoso.

As amostragens de sedimento foram realizadas utilizando-se dois trados metálicos (aço inoxidável), especiais para obtenção de amostras lamosas não perturbadas (Figura 4 a). Com um trado (tipo A), de 1 m de comprimento e 3 cm de diâmetro, foram retiradas amostras destinadas às análises físicas (granulometria), físico-químicas (determinação do pH/Eh e salinidade intersticial), químicas (análise química total) e mineralógicas por difração de raios-x e microscopia eletrônica.

Coletas especiais, para extração de água intersticial, foram realizadas com outro trado (tipo B) (Figura 4 b), que possibilita que um testemunho de 75 cm de sedimento seja coletado através de um tubo de acrílico de 2,4 cm de diâmetro interno. As extremidades do tubo são tampadas, orientadas e o tubo inteiro é mantido resfriado até o laboratório, quando os procedimentos de extração sob atmosfera inerte (nitrogênio) são efetuados. Ressalta-se, que este tipo de trado mostrou-se inconveniente para sedimentos com características sílticas a arenosas, podendo-se utilizar o trado tipo A, com as devidas precauções.

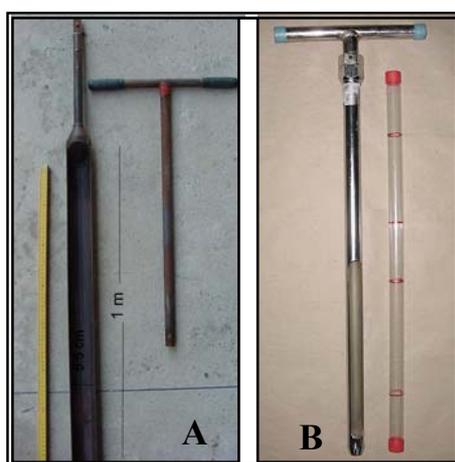


Figura 4 (a b): Equipamentos utilizados para amostragem de sedimentos lamosos.

Para as amostras destinadas às análises físicas e físico-químicas, um testemunho inteiro de sedimento (1 m) é retirado do trado A, envolto em papel de alumínio para atenuação de trocas com o meio externo oxidante e, em seguida, em folhas de calhas plásticas, flexíveis, utilizadas comumente como telhas.

As medições físico-químicas foram efetuadas poucas horas após as coletas, em laboratório de campo. Os testemunhos foram sub-divididos em 0-5 cm, 5-10 cm, 10-20 cm, a partir daí, em intervalos de 20 cm até a profundidade máxima de 2 m.

Nos intervalos selecionados, foi medida a salinidade intersticial, com um refratômetro de campo (ATAGO), mediante a extração, sob pressão, de um pequeno volume (gotas) de água intersticial. Medidas de pH e Eh (mV), foram feitas *in situ* através da inserção direta (nos sedimentos), de eletrodo de vidro (pH) e eletrodo de platina (Eh) de alta precisão (Garrels & Christ 1965; Baltzer 1982 b; Marius 1985).

Após as medições físico-químicas, os testemunhos de sedimento foram seccionados, ao longo do comprimento, possibilitando a descrição macroscópica (cor com a carta de Munsell, aspectos mineralógicos, textura e estruturas físicas e biogênicas), registro fotográfico e a sub-amostragem (nos intervalos selecionados). Para este procedimento, foi utilizada uma “faca osmótica” ligada a uma bateria de 12 V. O funcionamento desta “faca” baseia-se nas propriedades das moléculas de água serem atraídas para o polo negativo, quando uma corrente elétrica é aplicada à mesma, formando uma película de água em volta da lâmina, cortando facilmente os sedimentos lamosos (Figura 5).

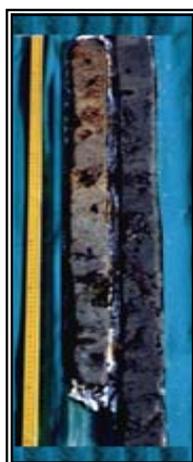


Figura 5: Testemunho de sedimento seccionado.

As amostras destinadas à análise química total (trado A), foram obtidas em uma segunda amostragem, realizada próximo (15-20 cm) da coleta para análise física. O testemunho de sedimento, assim que retirado, foi rapidamente envolto em filme de polietileno e igualmente sub-amostrado nos mesmos intervalos estabelecidos para as análises físico-químicas; as sub-amostras foram mantidas sob refrigeração até o laboratório, quando foram congeladas.

3.5 - ANÁLISES NOS SEDIMENTOS

Análises granulométricas- As frações areia e argila foram separadas e determinadas quantitativamente por peneiramento a úmido, em peneira de 0,062 mm, para retirada da fração mais grosseira (fração areia). Após isso, as amostras foram levadas à centrífuga para separar a fração silte da fração argila, sob centrifugação em 1000 rpm. Essas análises foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA).

As análises granulométricas foram realizadas com auxílio do software SYSGRAN 2.4, adotando-se a classificação de Folk & Ward (1957). Essa classificação baseia-se nas medidas de diâmetro médio das partículas, grau de seleção, grau de assimetria e curtose, calculados com base em dados extraídos de curvas acumulativas de distribuição de frequência das amostras de sedimento (Kenitiro 1973).

Análises mineralógicas por difração de raios-X - Foram realizadas no Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, através do difratômetro de raios-x Philips, modelo PW 3710, com anodo de cobre ($Cu\alpha_1 = 1,54060 \text{ \AA}$) ajustado a 45 kV e 40 mA.

As amostras foram previamente secas em laboratório (24 °C), pulverizadas em gral de ágata e submetidas à identificação difratométrica pelo método do pó e em lâminas orientadas através do método “pipette-on-glass” (Thorez 1976) para a caracterização dos argilominerais. Para cada amostra, foram preparados três tipos de lâminas: normal, etileno-glicol e sob aquecimento a 550 °C (2 horas). Os registros foram realizados no intervalo de 5° a 65° com leituras de 2 θ para as amostras totais pulverizadas e, no intervalo 3° a 36° para amostras de argilominerais. As identificações dos minerais foram feitas com auxílio do software APD (PHILIPS) e o Minerva, com banco de dados do ICDD - International Center for Diffraction Data.

Análises semiquantitativas dos argilominerais e do grau de cristalinidade da caulinita - A análise semiquantitativa foi feita com base no método de Gomes (1988), onde o percentual de cada fase foi calculado pela área do pico da reflexão basal, dividido pelos respectivos poderes refletores. Os quocientes obtidos foram convertidos em percentuais relativos considerando sua soma igual a 100%. O grau de cristalinidade da caulinita foi determinado com base no método de Hinckley (1963), utilizando o software desenvolvido por Carneiro (2003).

Análises por microscópio eletrônica de varredura (MEV) - A micromorfologia dos minerais e a morfologia de restos biológicos, principalmente carapaças de diatomáceas foram investigados com auxílio de um microscópio eletrônico de varredura (MEV) do Museu Paraense Emílio Goeldi: um equipamento LEO 1450 VP, com sistema de energia dispersiva (EDS 500 DP). As amostras foram dispersas com uma gota de água deionizada e fixadas a uma plataforma metálica através de uma fita de carbono EMITEC K550 (3×10^{-1} bar e 25 mA).

Determinação da Matéria Orgânica (% C) - Foi realizada em amostras secas a temperatura ambiente (28 °C), por via úmida, segundo metodologia desenvolvida por Loring & Rantala (1992), para sedimentos marinhos argilosos. Trata-se de uma adaptação do método de Walkey-Black (1947), que utiliza o sulfato de prata para oxidação do cloreto. Gaudette et al. (1974) citam que este método apresenta excelente concordância com o método de combustão LECO.

Composição química total dos sedimentos - As amostras foram analisadas no Centro de Geociências da UFPA através dos seguintes métodos: sílica total por gravimetria; alumínio e titânio, por via úmida; ferro total (complexometria com orto-fenantrolina) e fósforo total (via úmida); cálcio, magnésio, sódio e potássio, por espectrometria de absorção atômica de chama e Perda ao Fogo a 1000 °C. Elementos traço foram analisados por espectrometria de absorção atômica de chama após abertura ácida (HF + HClO₄).

As mesmas análises foram realizadas no laboratório Actlabs Laboratories – Ltd (Canadá). Os elementos foram analisados por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), segundo o método Codes Lithochem Standard Package, que utiliza materiais de controle W2 e WHG-1.

Determinação da sílica biogênica – Foi determinada nos sedimentos após sucessivas extrações com NaOH 0,1 N, de acordo com o método desenvolvido por De Master (1981).

3.6 - COLETA E ANÁLISE QUÍMICA DE ÁGUA INTERSTICIAL E DE SUPERFÍCIE

As amostragens para águas de superfície foram realizadas em marés de enchente e vazante, na sizígia e na quadratura, nos meses de março, julho, setembro e novembro. As amostragens para águas intersticiais foram realizadas apenas em marés baixas, de sizígia e quadratura, em período de chuva (maio e junho) e de estiagem (novembro e dezembro); amostragens adicionais de águas de enchente foram realizadas durante as coletas de águas intersticiais.

A extração da água intersticial foi realizada por centrifugação do sedimento lamoso, sob alta rotação (5000 rpm). Utilizou-se um “glove-bag” para manusear o sedimento em atmosfera inerte de nitrogênio, bem como durante as medições físico-químicas, filtrações, preservação e condicionamento das amostras de água intersticial.

Foram determinados os teores de alcalinidade total seguindo o método de Gran (Grasshoff 1983); sulfetos totais dissolvidos, fixados com acetato de zinco conforme Cline (1969); ferro total dissolvido (ortofenantrolina), após filtração em membrana de 0,22 µm; sulfato (turbidimetria com sulfato de bário); cloreto (volumetria com nitrato de prata); ortofosfato, amônia e silicatos segundo o método de Carmouze (1994); K^+ , Na^+ , Mg^{2+} e Ca^{2+} (espectrometria de absorção atômica de chama). Nestas amostras foram ainda medidas a salinidade, pH, Eh (mV) e temperatura (° C). Nas águas superficiais, foram analisados os mesmos parâmetros físico-químicos e químicos definidos para as águas intersticiais, de acordo com os métodos de Grasshoff (1983).

4 - CENÁRIO REGIONAL DA COSTA NORDESTE DO PARÁ

4.1 - GEOMORFOLOGIA

Uma costa de “rias”, de direção preferencial NW-SE, formada por vales parcialmente submersos pela subida do nível relativo do mar durante o Holoceno, constitui marcante característica morfológica do litoral paraense, constituído pela foz dos rios que deságuam no Oceano Atlântico (Barbosa & Pinto 1973).

De acordo com os autores supracitados, o litoral paraense se enquadra geomorfologicamente em duas unidades: a) “Litoral de Rias” e, b) “Planalto Rebaixado da Amazônia”. Na unidade “Litoral de Rias”, estão as planícies litorânea e fluvial, esculpidas em sedimentos holocênicos, que agrupam formas como praias, dunas, planícies de marés e planícies estuarinas. Na região de Planalto, encontram-se os sedimentos terciários da Formação Barreiras, de relevo dessecado, com falésias que bordejam todo o litoral.

Franzinelli (1982; 1992), caracterizou o segmento da costa compreendido entre a Baía de Marajó (Pará) e a Baía de São Marcos (Maranhão), como uma costa embaiada, de submersão contínua, transgressiva alta. Isso ocorre especificamente entre a Baía de Marajó e a Baía de Pirabas, onde o Planalto Costeiro (Zona dos Platôs, segundo Costa et al. 1977), é recortado pelas baías, caracterizado por baixos terraços, que formam falésias ativas esculpidas na Formação Barreiras pelo Oceano Atlântico. A esse relevo, associam-se os depósitos de manguezais, dispostos ao longo dos rios e canais de maré que penetram continente adentro.

Para a morfologia dos sedimentos quaternários, a Unidade Morfoestrutural Litoral de “Rias”, de Barbosa & Pinto (1973), correlaciona-se à Planície Aluvionar de Costa et al. (1977) e às unidades geomorfológicas Planície Costeira Baixa (manguezais) e Planície Arenosa (praias, dunas) de Senna (1992) e Senna (1993).

Importantes contribuições a morfoestratigrafia holocênica da costa do Pará, região do rio Marapanim, cabem a Santos (1996) e Silva (1998), por suas pesquisas desenvolvidas no estuário do rio homônimo. Santos (op. cit.) definiu para as planícies costeiras de Algodal e Marudá, foz do rio Marapanim, a seguinte compartimentação geomorfológica: a) relevo de Planalto Costeiro, que engloba falésias e Plataforma de Abrasão e b) Canal Estuarino, cordões praia-duna, planícies de maré, praias, dunas, pântanos salinos e “cheniers”. Por outro lado, para a bacia do rio

Marapanim, Silva (op. cit.) caracterizou três domínios geomorfológicos: Planície Costeira, Planície Estuarina e Planície Aluvial, definindo a evolução do estuário durante o Holoceno.

4.2 - GEOLOGIA

As principais unidades geológicas que sustentam os depósitos holocênicos são os sedimentos das formações Pirabas e Barreiras. Ocorrem também rochas pré-cambrianas, localizadas apenas à leste da Baía de Pirabas, adjacente à Planície Costeira de Bragança.

Os sedimentos da Formação Pirabas são constituídos por calcários altamente fossilíferos do Mioceno Inferior (Ferreira 1980), além de margas, depositados em ambiente marinho raso, de águas calmas a ligeiramente agitadas. Seus afloramentos são descontínuos, observáveis em baixamar, ao longo do litoral, desde a Baía de Marajó até a Bacia de Barreirinhas, no Maranhão (Ferreira et al. 1973). No estuário do rio Marapanim, afloramentos da Formação Pirabas foram localizados a 20 km da foz, às proximidades da Vila de Guarajubal, expostos em maré baixa.

Os sedimentos da Formação Barreiras (os mais freqüentes na área de estudo) estão expostos em forma de falésias ativas, em um relevo colinoso, levemente ondulado, que acompanha o litoral paraense até a cidade de São Luís (Maranhão), assentando-se sobre a Formação Pirabas (Nunes et al. 1973), bem como constituindo falésias inativas dispostas no interior da planície costeira. A Formação Barreiras é constituída por sedimentos clásticos, com litologia extremamente variável (conglomerados polimíticos com intercalações de sedimentos arenosos e argilosos), constituindo fácies sedimentares depositadas em ambientes de leque aluvial, planície de maré e fluvial (Rossetti et al. 1989). Arai et al. (1988; 1994) atribuíram idade Mioceno Inferior para esses depósitos; Mioceno Médio (Leite et al. 1997; Rossetti 2000; Rossetti et al. 2001) e Mioceno Superior-Plioceno (Suguio & Nogueira 1999).

Os sedimentos da Formação Barreiras encontram-se intemperizados, com o desenvolvimento de solos lateríticos do tipo Latossolo Amarelo, de ampla distribuição na região, além de solos Podzólicos (Oliveira Júnior et al. 1997).

4.3 - SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS

Ocupam grandes áreas na região costeira, representados por depósitos costeiros, estuarinos

(destacando-se os manguezais) e aluviais (Silva 1998), detalhados posteriormente. Nesses sedimentos desenvolvem-se os solos: Glei Pouco Húmico, Areias Quartzosas Marinhas, Areias Quartzosas Podzólicas e Solonchak Sódico (Oliveira Júnior et al. 1997).

4.4 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA

O arcabouço estrutural da região nordeste do estado do Pará envolve rochas cristalinas (Pré-Cambriano), associadas com o evento de abertura do Atlântico Equatorial, durante a evolução tectônica das placas Africana e Sul-Americana (Aranha et al. 1988). Parte da costa nordeste do estado do Pará pertence a uma plataforma estável (Plataforma Bragantina), individualizada durante o Terciário, de subsidência variável até o Mioceno Inferior, quando foram depositados os sedimentos das formações Pirabas e Barreiras (Almaraz 1977).

A configuração atual do litoral paraense está associada a movimentos tectônicos do Mio-Plioceno e do Pleistoceno Médio-Holoceno, associada a falhamentos os quais controlam as orientações das principais “rias” da região, bem como as “rias” que penetravam por grandes extensões, e que também influenciaram na deposição das formações Pirabas e Barreiras. Esses movimentos prolongaram-se até o Pleistoceno Médio e Superior, quando ocorreram novos movimentos tectônicos, que modificaram o sistema de drenagem, as unidades de relevo e orientaram os rios do litoral norte do Brasil (Borges et al. 1995 a b).

A configuração do sistema de drenagem atual é bastante influenciada pela tectônica da região (Costa et al. 1991). De acordo com esses autores, a alternância de trechos de rios fortemente sinuosos com trechos de baixa sinuosidade, é um reflexo da modificação do relevo provocado pela dinâmica terrestre. É o que comprova Cunha (1991), segundo o qual as áreas estruturalmente mais altas interagem com a hidrografia, ocasionando o novo desenho dos cursos dos rios, aparecimento de terraços erosivos, estreitamento das planícies de inundação e a diminuição do índice de sinuosidade na drenagem.

De acordo com Costa et al. (1991), após o soerguimento da costa por movimentos neotectônicos, os sedimentos da Formação Barreiras foram intemperizados no Pleistoceno, desenvolvendo perfis lateríticos maduros a imaturos reconhecidos em toda a Amazônia.

5 - O ESTUÁRIO DO RIO MARAPANIM

Pela sua posição geográfica, a costa nordeste do Estado do Pará situa-se no centro de grandes sistemas de circulação atmosférica e oceânica tropical que, juntamente com a descarga hídrica e sedimentar do rio Amazonas, exercem influência direta na dinâmica costeira atual (Prost 1997).

Um dos mais importantes mecanismos regionais que atuam sobre a dispersão amazônica, a Zona Intertropical de Convergência (ZIC), é que determina o regime pluviométrico entre o Pará e Guianas, resultado de seu deslocamento anual e da dominância sazonal dos alísios de nordeste ou dos alísios de sudeste, que atingem a linha de costa paraense, soprando constante e moderadamente.

De acordo com a época do ano, a energia do meio costeiro é modificada e, com ela, os parâmetros abióticos (agitação do mar, direção das ondas, velocidade e taxa de acúmulo dos sedimentos em suspensão, etc.). As precipitações pluviométricas condicionam, no Pará, uma sazonalidade marcante, já mencionada anteriormente, a evolução da vegetação, características dos espaços palustres, alimentação das bacias vertentes e os efeitos das transições água doce-água salgada. Conjugado com a ação eólica e marinha e, com a insolação e a evaporação, tais períodos introduzem variações nos processos costeiros, como a ação e a energia das ondas, modelado das áreas internas, etc. (Prost op. cit.).

5.1 - CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS E SEDIMENTOLÓGICAS

O estuário do rio Marapanim apresenta morfologia estuarina em forma de funil, com alta razão largura/profundidade. Dentro do funil, os canais de maré apresentam baixa sinuosidade. A largura da seção estuarina diminui gradativamente à montante, cedendo lugar a um padrão de canal sinuoso, com maior meandramento no limite superior de influência da maré (Silva & Mendes 2001).

A foz do estuário tem livre conexão com o mar, apresenta baixo relevo, sendo dominado por macro-marés semidiurnas (> 5 metros), combinadas localmente com a ação de ondas. As águas são extremamente bem misturadas e a maré salina penetra cerca de 62 km estuário adentro, no período de estiagem e 42 km durante o período das chuvas.

O estuário foi compartimentado em quatro domínios geomorfológicos, com base em suas características morfológicas, sedimentológicas, estratigráficas, topográficas, vegetação típica e processos físicos dominantes (Silva 1998). Os domínios identificados foram denominados como: a) Planalto Costeiro b) Planície Costeira; c) Planície Estuarina e d) Planície Aluvial (figuras 6 e 7). De grande importância para esta pesquisa são os depósitos sedimentares do Planalto Costeiro, representados pelas falésias da Formação Barreiras que, devido sua grande extensão e localização no estuário, constituem-se, provavelmente, na principal área-fonte para os sedimentos holocênicos que constituem os manguezais. A Planície Estuarina, por sua vez, abriga os principais depósitos (arenosos e lamosos) sobre os quais instalam-se os manguezais.

5.1.1 - Planalto Costeiro

Apresenta uma superfície plana, formando tabuleiros com vertentes retilíneas e íngremes, às vezes suavemente ondulada, constituindo colinas elevadas (24 metros de altura); este planalto é sustentado pelos sedimentos da Formação Barreiras. A Formação Barreiras faz contato com os sedimentos da Planície Costeira em forma de falésias ativas e também recuadas (inativas). Nas planícies Estuarina e Aluvial, margeiam os depósitos de manguezais, pântanos salinos e de água doce, formando terraços com cerca de 10 metros de altura.

As falésias ativas estão sendo escavadas na base com desmoronamento da sua parte frontal. Isto origina blocos decimétricos a métricos na base das falésias, os quais funcionam como barreiras protetoras para esta unidade.

5.1.2 - Planície Costeira

Ela corresponde aos depósitos arenosos e argilosos pleistocênicos e holocênicos. É limitada a sul pelo Planalto Costeiro e a Planície Estuarina e a norte, pelo Oceano Atlântico. Neste domínio, destacam-se sete a oito unidades morfológicas definidas por Santos (1996) e redefinidas por Silva (1998), localizadas na foz do estuário, constituídas pela Planície de Cristas de Praia, Paleoduna, Duna Costeira Atual, Pântano Salino, Planície de Maré, Praia Flecha-Barreira, Lago e Paleocórrego de Maré, detalhadas por esses autores (Figura 6).

5.1.3 – Planície Estuarina

Limita-se ao norte pela Planície Costeira, sob o domínio dos processos marinhos e a sul, pela Planície Aluvial, no limite superior da maré salina (aproximadamente 64 km da foz). É margeada pelo Planalto Costeiro e ocupa aproximadamente 180 km². Está dividida em 3 unidades morfológicas: Canal Estuarino, Canal de Maré e Planície de Inundação (Figura 7).

5.1.3.1 - Canal Estuarino

A morfologia reflete a influência das marés dinâmica e salina ao longo do canal estuarino. O Canal Estuarino foi compartimentado em 4 padrões morfológicos: a) Funil Estuarino, b) Segmento Meandrante Sinuoso, c) Segmento Meandrante em Cúspide e d) Canal de Curso Superior. Destes padrões, o Funil Estuarino é o mais importante, por abrigar as áreas de estudo; os demais se situam rio acima, após esta unidade e, portanto, fora dos interesses da pesquisa. As referidas unidades são detalhadamente descritas em Silva (1998).

a) O Funil Estuarino

Corresponde à foz do estuário (zona mais distal), com uma abertura de 8 km em linha reta entre as cidade de Marudá e Algodal, afunilando-se em direção ao continente, onde se observa curva típica com configuração tipo “dog leg”. Neste setor, a profundidade varia de 6 m em frente à cidade de Marudá, a 9 m em frente à cidade de Marapanim; na estiagem, a salinidade das águas corresponde a 35 em Marudá e 24 em Marapanim. Associada a essa morfologia ocorrem depósitos de planície de maré lamosa e barra de maré (arenosa e lamosa), descritos abaixo:

- Planície de Maré Lamosa ocorre margeando o funil estuarino e córregos de maré. São limitados internamente pelo Planalto Costeiro e, externamente, por barras de maré arenosas;
- Barra Arenosa de Maré constitui corpos longitudinais, alongados segundo o fluxo de maré, com no máximo 6 km de comprimento e 1 km de largura. São areno-argilosas na base e arenosas ou argilosas em direção ao topo, no interior do funil estuarino, evidenciando uma diminuição de energia das correntes de maré. As barras não são vegetadas e encontram-se emersas na maré vazante;

- Barra Lamosa de Maré ocorre na parte mais interna do funil estuarino, formando ilhas. É constituída por seqüências arenosas na base e lamosas no topo, tipicamente vegetada por espécies de mangue, descritas mais adiante. Um exemplo é a curva em “dog leg”, localizada no lado oposto a entrada do canal de maré de Cuiarana, em frente à localidade de Cafezal.

b) Segmento Meandrante Sinuoso

Neste segmento ocorrem meandros com sinuosidade regular, formando curvas amplas, com diâmetro em torno de 2 km e profundidade média de 7 m. Os depósitos relacionados a este segmento são: planície de maré lamosa, barra em pontal lamosa e dique marginal.

Dentre os depósitos mencionados, destaca-se os diques marginais, que constituem áreas elevadas, lineares, margeando canais meandrantés e o próprio rio Marapanim. Elas podem atingir 80 cm de altura acima dos depósitos de planície lamosa dispostos adjacente aos diques, em áreas mais deprimidas.

c) Segmento Meandrante em Cúspide

Os meandros são angulosos, irregulares, com curvas menores (aproximadamente 800m de diâmetro). A profundidade atinge 15 m e a salinidade 8 no verão e 0 no período chuvoso. Os principais depósitos são: barra em pontal, planície de maré lamosa e diques marginais.

d) Canal de Curso Superior

Este corresponde ao segmento mais próximo do canal estuarino, com forma retilínea, curvas localizadas, com meandros abandonados. Neste trecho, a profundidade é de 7 m, as correntes fluviais são dominantes em relação às correntes de maré e abriga diques marginais.

5.1.3.2 - Canais de Maré

Constituem canais secundários, influenciados pela maré e que são de grande importância nos processos de sedimentação interna dos manguezais, transporte de nutrientes e oxigênio. Ocorrem ao longo das planícies Costeira e Estuarina, com formas sinuosas, bifurcadas, rasas,

com no máximo 5 km de comprimento e 8 m de largura. O fundo é arenoso na parte mais externa da planície estuarina e lamoso na parte interna desta.

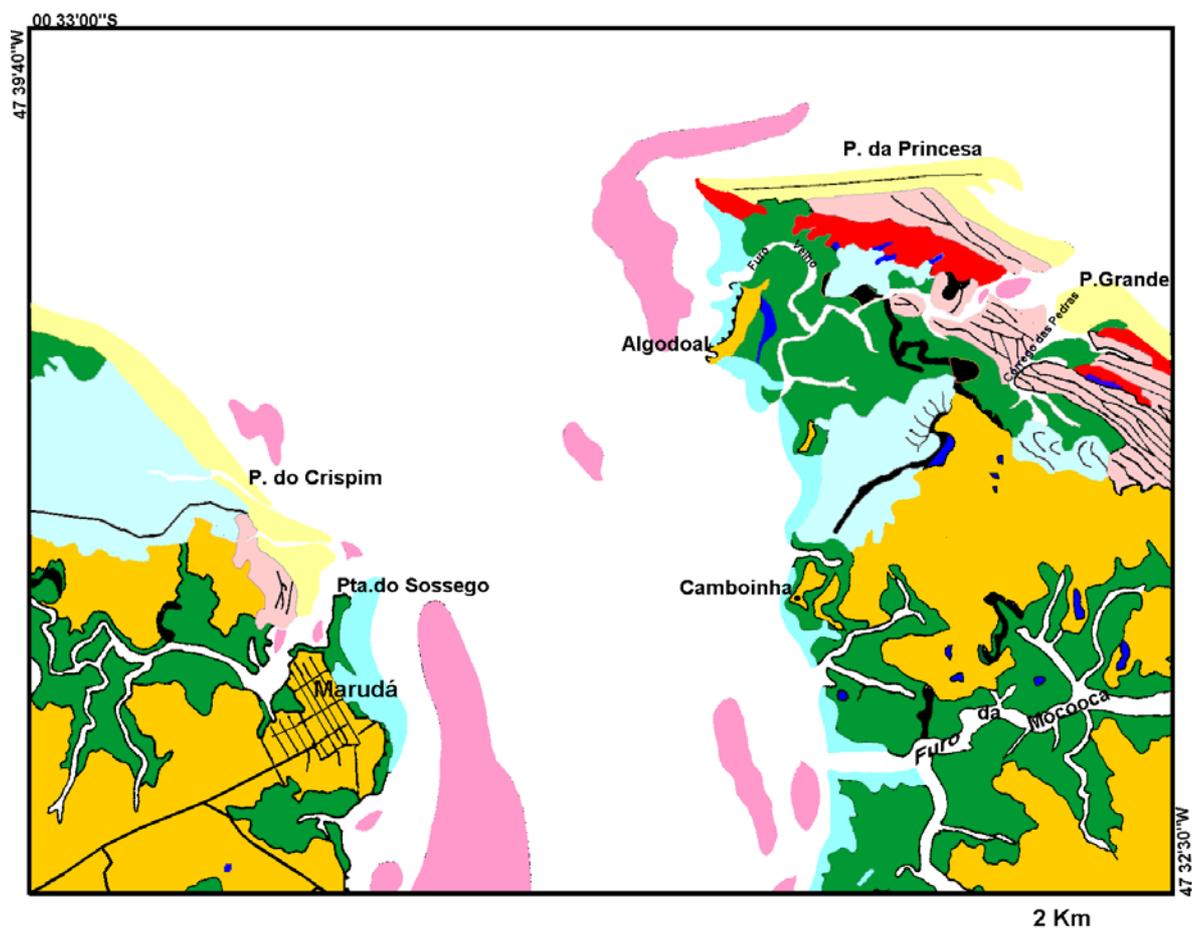
5.1.3.3 - Planície de Inundação

Corresponde à área inundada pelos canais de maré e cursos fluviais, limitada na parte interna pelo Planalto Costeiro e, na parte externa, pela planície de maré lamosa. Associados a essas áreas encontram-se pântanos salinos e de água doce.

5.1.4 - Planície Aluvial

Área periodicamente inundada pelas águas provenientes do transbordamento do canal meandrante, situada predominantemente sobre os sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras e é limitada pela Planície Estuarina, limite da maré salina, atingindo 40 km² de área.

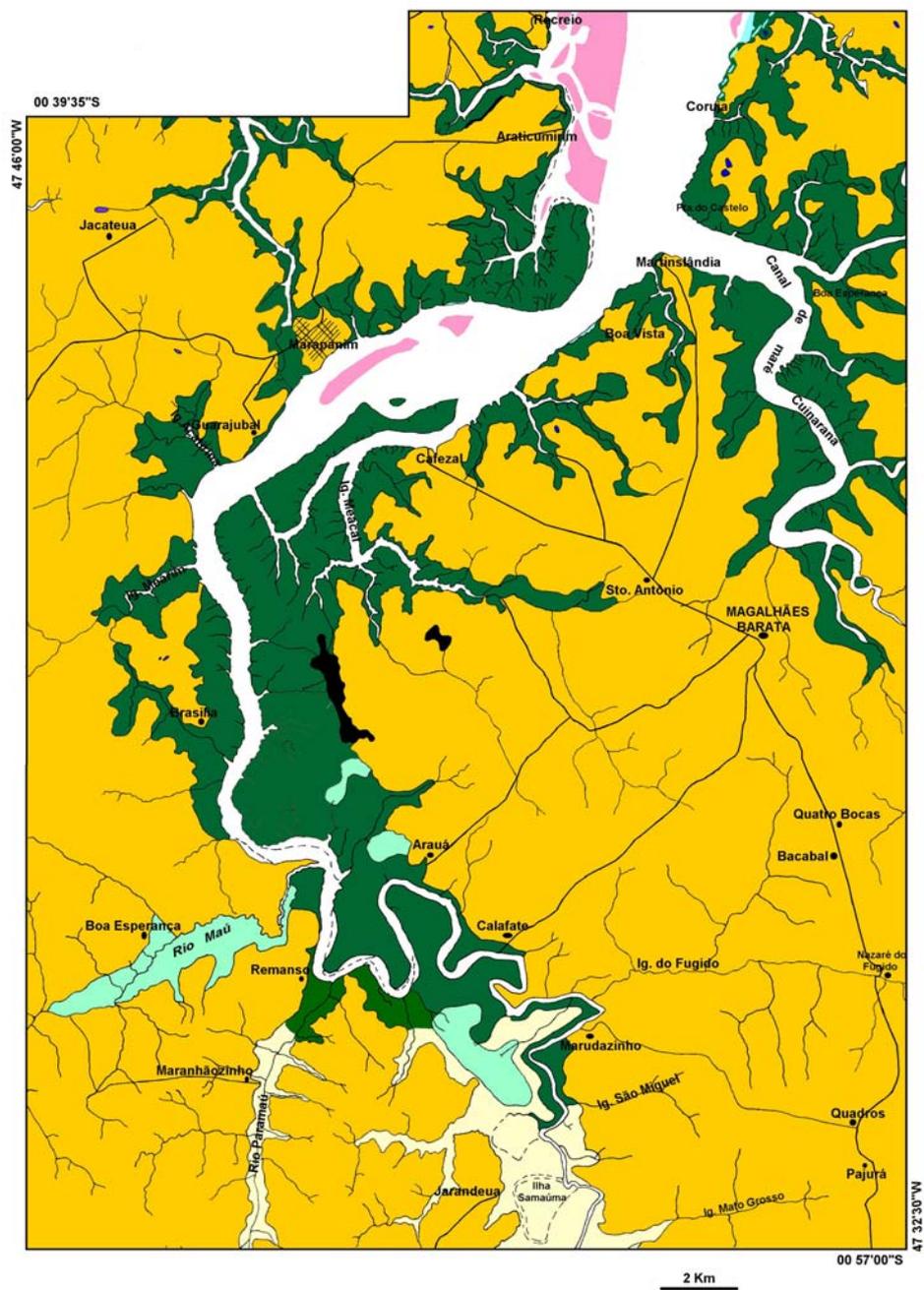
Nesta unidade se reconhece várias feições: canal meandrante (com meandros abandonados), depósitos de canal (depósitos de fundo de canal), depósitos de margem de canal (diques marginais, depósitos de recobrimento, planície de inundação, com pântanos de água doce e lagoa) e depósitos de preenchimento de canal.



LEGENDA

	Praia flecha-barreira		Planície de cristas de praia
	Barra arenosa de maré		Paleoduna
	Pântano salino		Duna
	Planície arenosa		Lago
	Manguezal		Canal estuarino e córrego de maré
	F. Barreiras		Paleocanal

Figura 6: Principais unidades morfológicas e geológicas identificadas na Planície Costeira (Silva 1998).



Legenda

	Planície de Inundação		Manguezal
	Barra Arenosa de Maré		Formação Barreiras
	Pântano Salino		Canal Estuarino e Córrego de Maré
	Pântano de Água Doce		

Figura 7: Unidades morfológicas e geológicas da Planície Estuarina (Silva 1998).

6 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 - HIDROQUÍMICA

Neste capítulo, descrevem-se os efeitos da intrusão das águas salgadas no estuário, bem como das variações do clima sobre as propriedades físico-químicas e químicas das águas superficiais do rio Marapanim, em diferentes períodos climáticos, sob diferentes condições de marés.

6.1.1 - Salinidade

A Tabela 2 apresenta as médias dos parâmetros físico-químicos e químicos analisados na estiagem (setembro e novembro) e nos meses de chuva (março e julho).

A salinidade das águas superficiais aumenta ao longo do ciclo hidrológico da região costeira, segundo um gradiente longitudinal negativo estabelecido em direção ao interior do estuário (Figuras 8 a b). O período de baixa precipitação pluvial caracteriza-se pelo domínio das correntes de marés, com maior penetração das águas salgadas. Ao final da estiagem (novembro), a salinidade atinge sua amplitude máxima, próximo à média da água do mar (35), concentrando-se na saída do Funil Estuarino, nos domínios do Planalto Costeiro, onde os processos são eminentemente marinhos.

A influência marinha também é registrada por marcadores biológicos, citando-se como exemplo a ocorrência de dinoflagelados identificados por Santana (2004) em um estudo paralelo sobre o microfitoplâncton do rio Marapanim. Segundo a autora, os dinoflagelados formam um grupo importante da biomassa fitoplanctônica (6,8 %), característico de águas oceânicas (Balech, 1988), que penetra no estuário em virtude do aumento da salinidade, especialmente no período de estiagem, concentrando-se próximo à desembocadura do rio (no Setor A) com fracas ocorrências nas zonas mais internas (Setor B).

6.1.2 - Composição química das águas superficiais

As variações sazonais da composição química das águas superficiais do estuário do rio Marapanim foram analisadas comparando-se com a razão ion/Cl^- (do mar), expressas em miliequivalentes/litro (meq/L) (Custódio & Llamas 1976; Hem 1989). Em águas de rio, existe grande variação na concentração total dos constituintes maiores dissolvidos enquanto que, nos oceanos, as razões iônicas de Na, K, Ca, Mg e SO_4^{2-} são praticamente constantes com relação ao íon Cl^- , considerando-se este íon um indicador adequado de mistura de águas no estuário (Liss 1976; Drever 1982).

As razões iônicas $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$, $r\text{K}/r\text{Cl}^-$, $r\text{Mg}/r\text{Cl}^-$, $r\text{Ca}/r\text{Cl}^-$, $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ e $r\text{Na}/r\text{Cl}^-$ (meq/L), das águas do estuário, foram comparadas com as respectivas composições médias nos oceanos, considerando-se: $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^- = 0,10$; $r\text{K}/r\text{Cl}^- = 0,02$; $r\text{Mg}/r\text{Cl}^- = 0,21$; $r\text{Ca}/r\text{Cl}^- = 0,04$; $r\text{Mg}/r\text{Ca} = 5,42$; $r\text{Na}/r\text{Cl}^- = 0,85$ (Hem 1989).

Nas águas do estuário do rio Marapanim, as razões $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ e $r\text{K}/r\text{Cl}^-$ mantêm-se entre 0,02 a 0,10 e entre 0,01 a 0,02, respectivamente, valores situados abaixo dos índices da água do mar, mais concentrada nestes sais durante a estiagem, com variações pouco significativas ao longo do estuário (Figura 9). Mg e Ca possuem relações inversas com relação à média da água do mar: a razão $r\text{Mg}/r\text{Cl}^-$ situa-se abaixo do índice do mar (0,21), praticamente constante entre 0,07 e 0,16 (variação média). A razão $r\text{Ca}/r\text{Cl}^-$ situa-se entre 0,04 e 0,61 (variação média), mantendo-se acima do índice da água do mar (0,04) entre o período chuvoso e a estiagem, com médias mais elevadas neste último período (0,41 a 0,61). Para salientar o grau de mistura das águas, observa-se que a razão $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ situa-se entre 0,32 e 3,85 (variação média) no rio Marapanim, entre 0,3 a 1,5 nas águas continentais (Custódio & Llamas 1976), enquanto que a média do oceano é igual a 5,42.

A razão $r\text{Na}/r\text{Cl}^-$ exhibe as maiores variações em março e novembro (1,5 a 1,7), acima da média oceânica (0,85), contrastando com julho e setembro (0,19 a 0,24). O íon Cl^- (meq/L) destaca-se como o ânion principal dessas águas ($r\text{Cl}^- > r\text{SO}_4^{2-} > r\text{HCO}_3^-$), seguido pelo Na (meq/L), com concentrações mais altas do Ca (meq/L) em relação ao Mg (meq/L). Essas contribuições fazem das águas do rio Marapanim cloretadas sódicas em março e novembro (ápice da estiagem) e cloretadas calco-sódicas em julho e setembro.

O aumento dos teores de Na, K, Ca, Mg e SO_4^{2-} (Tabela 2) reflete o período da estiagem e a presença das águas oceânicas no estuário. As variações pouco significativas desses componentes ao longo do rio Marapanim, ressaltam o caráter conservativo citado por Liss (1976) e Drever (1982) para águas estuarinas, com certa reserva para o cálcio.

A temperatura oscila entre 26° a 29 °C, influenciada pela evaporação nos períodos de estiagem, efeito amenizado, contudo, quando os alísios de sudeste sopram mais fortemente ou nas mudanças de maré.

O pH indica condições alcalinas no período de estiagem (7,31 a 7,99), principalmente na foz do rio; no período chuvoso, as águas são acidificadas rio acima (4,40 a 6,59), sendo mais ácidas na enchente, devido ao contato com a matéria orgânica presente nos sedimentos e aos produtos de decomposição da serrapilheira (ácidos orgânicos), liberados nas marés de vazante.

Os teores da alcalinidade (0,21 a 2,28 mmol/L) e do sulfato (4 a 25 mmol/L), são mais elevados na foz do estuário, diminuindo continuamente em direção ao interior, devido a maior influência das águas ácidas do rio. A sílica possui os maiores teores no período chuvoso (38 a 111 $\mu\text{mol/L}$), indicando a intensa lixiviação da área-fonte pelo intemperismo tropical. A estes teores, junta-se a contribuição da sílica biogênica produzida pela decomposição das diatomáceas identificadas nos sedimentos e à sílica proveniente da degradação de aluminossilicatos.

As concentrações de ortofosfato são mais elevadas no período de estiagem, com média aproximadamente 5 vezes maior que os valores encontrados no período chuvoso (0,11 a 1 mmol/L). Na estiagem, estes teores elevam-se em direção à foz; já no período chuvoso, o comportamento é o inverso.

As flutuações da salinidade são um reflexo das variações sazonais do clima sobre a distribuição das chuvas, atuando no equilíbrio salino das águas costeiras e, também, na desalinização dos sedimentos de mangue, conforme será visto mais adiante. Os parâmetros físico-químicos e químicos são sensíveis às transições de marés, a sazonalidade climática da região e à influência da água doce do rio. As variações temporais dos parâmetros físico-químicos e químicos indicam que os fluxos do rio Marapanim obedecem à sazonalidade da região tropical, cujas vazões refletem os períodos das chuvas e de estiagem.

Tabela 2: Valores médios dos parâmetros físico-químicos e químicos* nos períodos de estiagem e de chuvas

Parâmetros	T°C	pH	Sal.	CE mS/cm	Cl ⁻ mmol/L	AT mmol/L	SO ₄ ²⁻ mmol/L	H ₄ SiO ₄ mmol/L	PO ₄ ³⁻ μmol/L	Na ⁺ mmol/L	Mg ²⁺ mmol/L	Ca ²⁺ mmol/L	K ⁺ mmol/L
Março	27 ±0,24	5,74 ±0,8	2,5 ±1,1	3,37 ±1,8	34 ±14,6	0,49 ±0,16	1,53 ±1,6	89 ±28	0,49 ±0,27	44 ±31	2,54 ±1,4	1 ±0,25	0,46 ±0,25
Julho	30 ±0,24	6,68 ±0,4	10 ±3,7	20 ±6,7	112 ±66	1,76 ±0,19	6 ±2,8	17 ±15	0,04 ±0,06	26 ±17	10 ±6	33 ±31	0,55 ±0,26
Setembro	29 ±0,99	7,88 ±0,2	26 ±2,1	80 ±43	383 ±44	1,76 ±0,10	19 ±2,7	38 ±4,8	0,56 ±0,08	71 ±5,6	39 ±5,8	116 ±11	4 ±0,46
Novembro	29 ±0,31	7,9 ±0,18	29 ±1,42	45 ±2	415 ±73	1,72 ±0,42	21,5 ±2,6	81 ±49	2,64 ±1,36	625 ±225	89 ±23	85 ±47	7 ±1,35

AT: alcalinidade total Sal.: salinidade CE: condutividade elétrica * ver também anexos

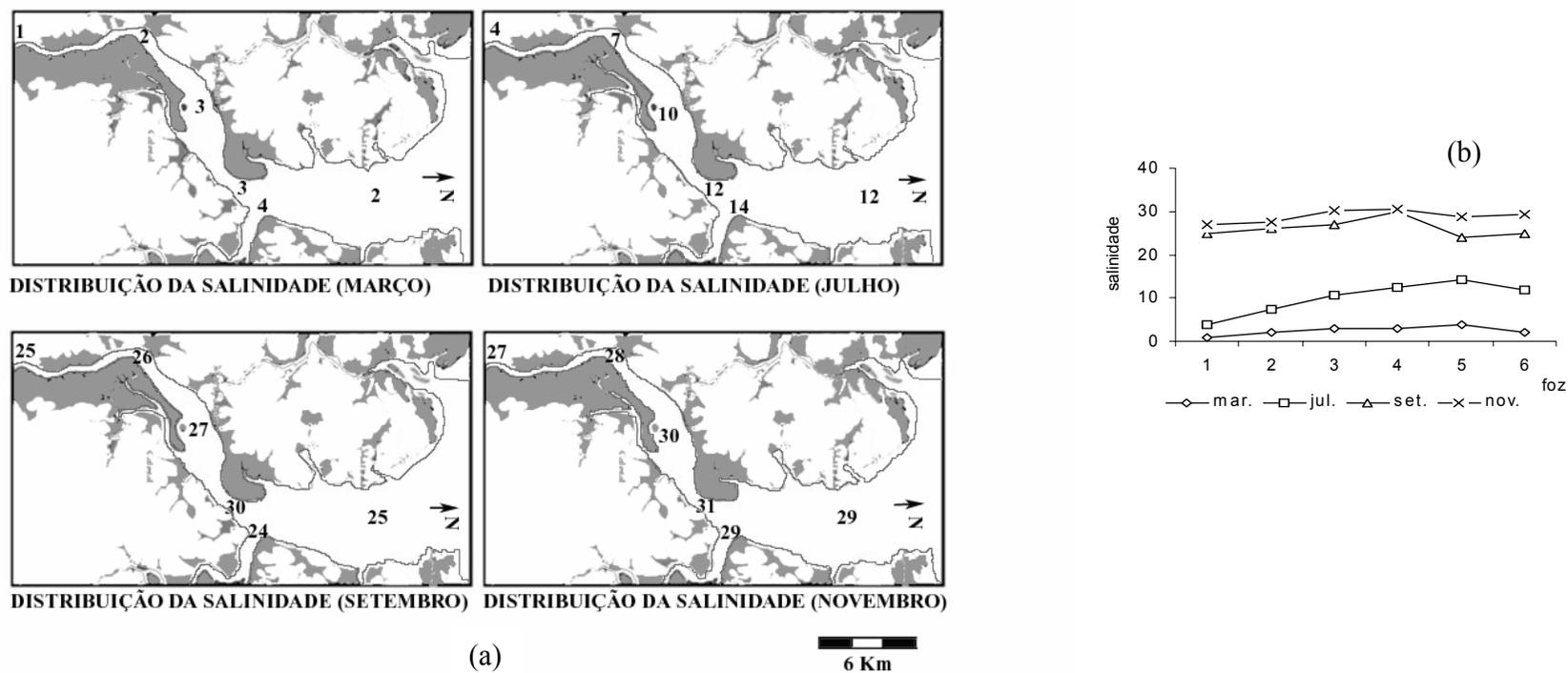


Figura 8 a b: Distribuição da salinidade no estuário do rio Marapanim.

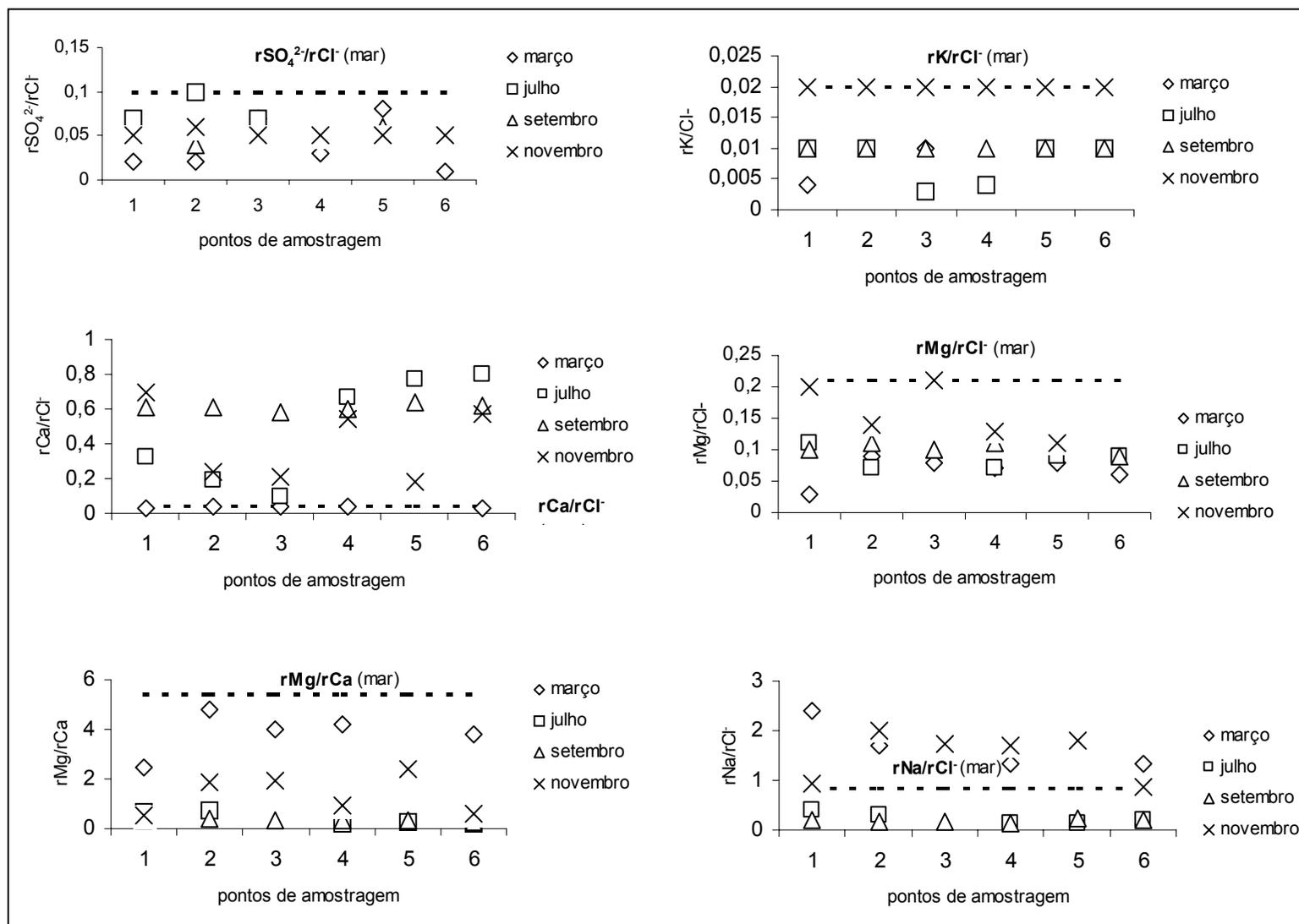


Figura 9: Variação da composição química das águas do rio Marapanim em período chuvoso (março e julho) e de estiagem (setembro e novembro).

7 - VEGETAÇÃO DE MANGUEZAL

São raras e escassas as informações disponíveis sobre a estrutura e a distribuição da vegetação ao longo do estuário do rio Marapanim. A maior parte das descrições resulta de levantamentos localizados, principalmente no Funil Estuarino e de observações de campo adaptadas aos objetivos desta pesquisa.

A área de distribuição dos manguezais no estuário é de cerca de 130 km² (Faure 1999), os quais são preservados das ações antrópicas; são constituídos por árvores de grande porte e densas copas (Figura 10). Os manguezais da Planície Costeira desenvolvem feições retrogradacionais por encontrarem-se sujeitos à ação das correntes de maré, enquanto que os da parte mais interna programam através de frentes acrescionárias (Silva 1998).



Fonte: BIPEQ/MPEG

Figura 10: Fotografia aérea obtida do Setor A localizado na foz do estuário, observando-se o adensamento das copas da vegetação no detalhe.

As principais espécies arbóreas são *Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans* e *Lagunculária racemosa*; em zonas de acreção (principalmente na foz do estuário), ocorre a *Spartina brasiliensis*. As árvores são de porte elevado (25 a 30m) em geral distribuídas em bosques mistos formando mosaicos de *Rhizophora mangle* e *Avicennia germinans* (Figura 11), sendo raras e tênues as zonações vegetais. Os bosques de *Rhizophora mangle* se individualizam quando ocupam as zonas mais deprimidas e alagadas do terreno.



Figura 11: Bosque misto composto por *Avicennia germinans* e *Rhizophora mangle* localizado no Setor A.

As zonações vegetais são mais comuns no Funil Estuarino, associadas à morfologia das barras lamosas de maré e à planície de maré lamosa (Figura 12). Nas zonas de planície lamosa, de sedimentos jovens, é comum a fixação da *Spartina brasiliensis*, contribuindo para a estabilização do terreno com matéria orgânica.

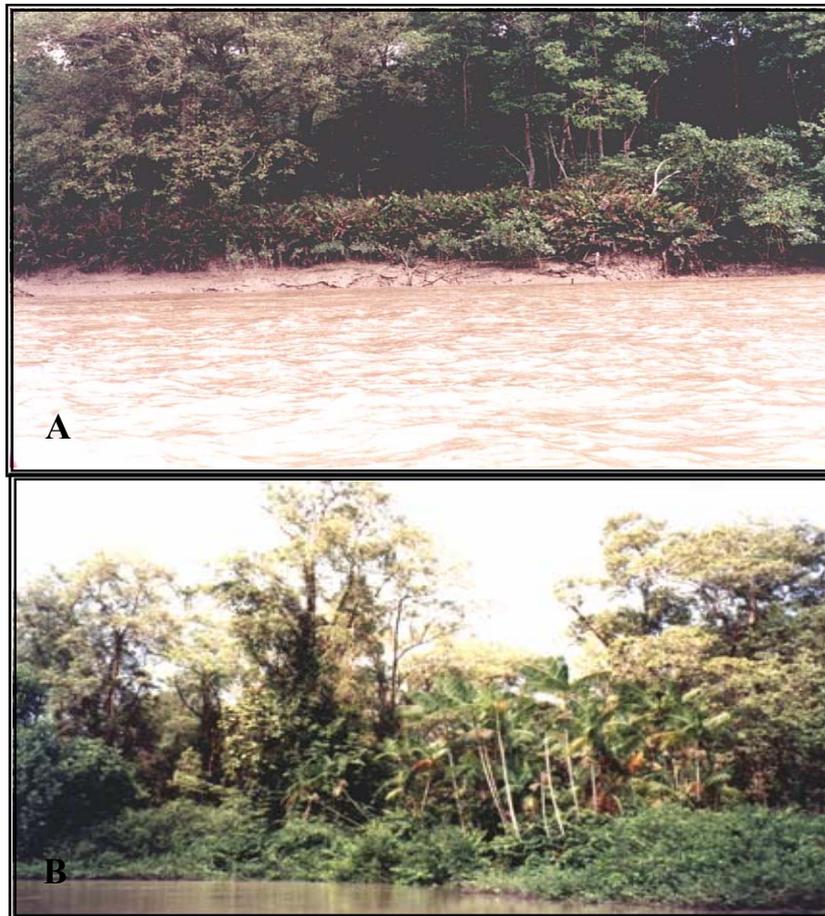
Os manguezais são tipicamente de intermaré, bem desenvolvidos e densos no funil estuarino e setor misto do estuário, estreitando-se à montante (Vila de São Vicente), passando a manguezais senis. Na zona transicional, ou seja, na região onde a salinidade se aproxima de zero, os manguezais são sucedidos por vegetação de várzea e cipós (Figura 13), caracterizada pela presença do *Achroscopicum aureum* e *Eutherpe oleraceae*, entre outras, definindo um limite geobotânico para o estuário. Esta substituição gradual da vegetação de mangue se dá em resposta à dessalinização do meio, à maior influência fluvial e a modificações litológicas decorrentes do maior percentual de silte e areia na constituição dos sedimentos.

Os manguezais são submersos diariamente nas marés de sizígia. Nas marés de quadratura extensas áreas são expostas por 4-5 dias (observações de campo), efeito intensificado durante a estiagem, quando a redução do volume das chuvas ocasiona a diminuição da vazão das águas do rio e o alcance das marés de enchente sobre os manguezais é reduzido.



Fonte: BIPEC/MPEG

Figura 12: Bosque de manguezal situado na foz do Funil Estuarino, desenvolvido sobre barra lamosa de maré.



Fonte: BIPEC/MPEG

Figura 13: Vegetação típica da zona de transição. Em (A): *Achrosticum aureum*, em (B): *Eutherpe oleraceae*.

8 - GEOLOGIA LOCAL

A principal unidade geológica da área de estudo é constituída pelos sedimentos da Formação Barreiras (Terciário) e lateritos imaturos recobertos por latossolos amarelos, amplamente distribuídos, adjacentes a areias podzólicas e sedimentos de manguezal, ambos de formação recente.

8.1 - FORMAÇÃO BARREIRAS E SOLOS DERIVADOS.

No estuário do rio Marapanim, a Formação Barreiras, de idade Terciária, é constituída por arenitos argilosos a conglomeráticos, de cor variegada. Esses sedimentos encontram-se dispostos ao longo do rio homônimo, na forma de falésias ativas (Figura 14), submetidos a intenso intemperismo tropical, responsável pelo desenvolvimento de perfis lateríticos imaturos durante o Pleistoceno (Costa 1991).

Na área, extensos afloramentos de Latossolos Amarelos, argilo-arenosos a areno-argilosos, com concreções ferruginosas, recobrem perfis lateríticos imaturos, semelhante ao descrito por Costa (op cit.); estes solos lateríticos constituem um relevo jovem, plano a levemente ondulado. Como resultado da laterização, os produtos do intemperismo são enriquecidos em minerais de oxí-hidróxidos de ferro (hematita e goethita) e alumínio, óxidos de titânio, além de quartzo, caulinita e elementos traço.

8.2 - SEDIMENTOS DOS MANGUEZAIS

Os manguezais da região de Marapanim distribuem-se preferencialmente ao longo do rio homônimo, em contato permanente com os sedimentos da Formação Barreiras. A cidade de Marapanim está posicionada adjacente aos sedimentos de manguezal, juntamente com outras pequenas povoações dispostas ao longo do rio. Ainda assim, considera-se mínima ou inexistente a influência antrópica sobre esses ecossistemas, restrita a atividades de pesca, extração de caranguejos e outros pequenos moluscos.



Fonte: BIPEC/MPEG

Figura 14: Afloramentos da Formação Barreiras distribuídos ao longo do rio Marapanim (observar as diferentes tonalidades do sedimento).

Testemunhos típicos dos sedimentos dos manguezais de Marapanim, bem como a vegetação halófila, característica do estuário, estão representados nos setores A e B, escolhidos para estudo. Esses sedimentos são constituídos por expressiva fração inorgânica (minerais) e matéria orgânica, associadas aos processos não simultâneos de sedimentação e instalação da vegetação de mangue. A fase orgânica resulta do acúmulo e da decomposição da vegetação pioneira que coloniza os sedimentos, raízes e restos de vegetação (folhas, troncos e galhos), que se sucedem no terreno de mangue, além de algas (principalmente diatomáceas) e restos de animais (carapaças de caranguejos e pequenas ostras).

Como característica geral, os sedimentos de manguezal são bastante homogêneos, quase sem estrutura sedimentar, ocorrendo em alguns casos estrutura tipo flaser na base, típica de correntes de marés, ao norte do Funil Estuarino. A base lamosa dos sedimentos enriquece-se gradualmente em grãos de areia provenientes das barras arenosas que constituem o substrato dos manguezais.

A despeito da homogeneidade dos sedimentos lamosos, eles podem ser diferenciados em campo através de variações na cor da matriz, pela presença de manchas e pela consistência do material, de acordo com o nível topográfico que ocupa no terreno, conforme se apresenta nos dois testemunhos-tipo da Figura 15 a b; a presença e a penetração das raízes, fibras ou carapaças de organismos também são importantes para a discriminação desses sedimentos.

Assim, em zonas nas quais o manguezal permanece mais tempo emerso, como nos depósitos de sedimentação marginal e zonas topograficamente mais elevadas, o perfil vertical dos sedimentos assume o aspecto apresentado pelo testemunho-tipo da Figura 15 a. Esses sedimentos são normalmente oxidados (Eh entre 0 a + 400 mV) e ácidos (pH entre 3,5 a 6,5) na porção superior (20 a 60 cm); eles apresentam coloração marrom amarelada na matriz (10YR 6/3) e aspecto de mosqueamento marrom escuro, proporcionado pelo recobrimento dos grãos de quartzo por óxidos de ferro. Nessas porções, o carbono orgânico situa-se entre 1,5 a 2 %, com a presença de raízes grossas (5 mm de diâmetro), em geral, quase totalmente decompostas. A zona de oxidação passa gradativamente, em profundidade, à zona de redução, identificada pela coloração cinza clara a cinza escura dos sedimentos, os quais refletem o aumento da matéria orgânica, a presença de H_2S dissolvidos e a ocorrência da pirita (FeS_2).

Em transição lateral com os sedimentos representados na Figura 15 a, os manguezais podem apresentar zonas mais baixas e facilmente inundáveis o ano todo. Os sedimentos de

positados nesses lugares possuem o aspecto geral apresentado na Figura 15 b, com as seguintes características gerais: teores de carbono orgânico em torno de 3 %, são sedimentos redutores (Eh entre - 300 mV e - 400 mV) e fracamente ácidos (pH entre 6,00 e 7,00, tendendo a alcalinos em profundidade). Esses sedimentos apresentam cor cinza clara a cinza escura (2,5Y 5/1 a 10YR 4/1); é comum a presença de restos vegetais parcialmente decompostos bem como de raízes vivas, finas (milimétricas), em todo o perfil. Nos perfis analisados, restos de *Rhizophora sp.* (raízes) demonstram seu predomínio absoluto neste tipo de sedimento.

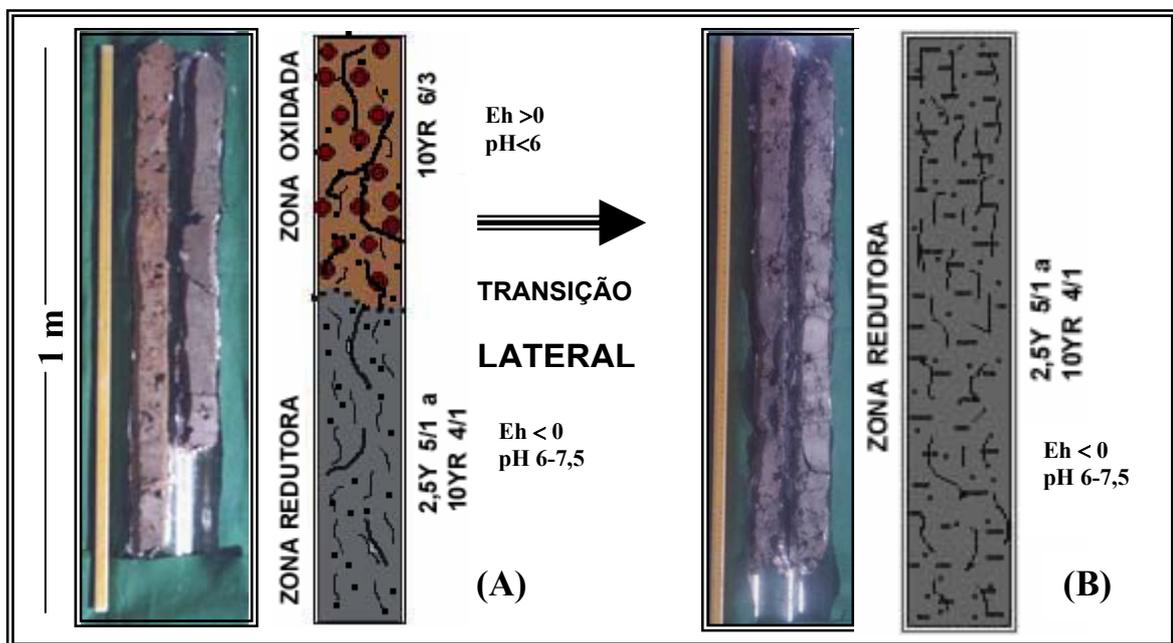


Figura 15 a b: Perfis típicos encontrados nos sedimentos do estuário do rio Marapanim. Ao lado de cada fotografia um desenho esquemático da coluna de sedimentos.

8.2.1 - Características físicas dos sedimentos dos manguezais

O teor em água ou a perda de água por processos de evapotranspiração modifica as propriedades físicas (consistência, porosidade e permeabilidade) do sedimento, as quais podem ser úteis para explicar a intensidade dos processos geoquímicos que atuam sobre os sedimentos dos manguezais (Marius 1985). No setor A, realizou-se uma série de amostragens na superfície

(0-5 cm) dos sedimentos do Perfil II para determinar o conteúdo de água e correlacioná-los com a variação sazonal das chuvas, a amplitude das marés e a morfologia (Figura 16).

Como resultado, observou-se que no final do período úmido e marés de quadratura os sedimentos das zonas mais elevadas do perfil II, oxidados, apresentaram teor em água variando entre 50 a 55%, bastante consistentes. Na estiagem, o teor médio de água nessas zonas diminuiu para 42 %, sendo comum o desenvolvimento de gretas de contração, mesmo sob o efeito das marés de sizígia. Nos locais mais elevados, quando há coincidência entre o período de estiagem e as marés de quadratura, o nível freático é rebaixado a 1 m da superfície do sedimento, que adquire um aspecto friável (Figuras 17).

Nas zonas deprimidas, redutoras, os sedimentos são de consistência plástica, com teores de água entre 62 a 70 %. No período de estiagem, o conteúdo de água diminuiu, permanecendo próximo a 62 %.

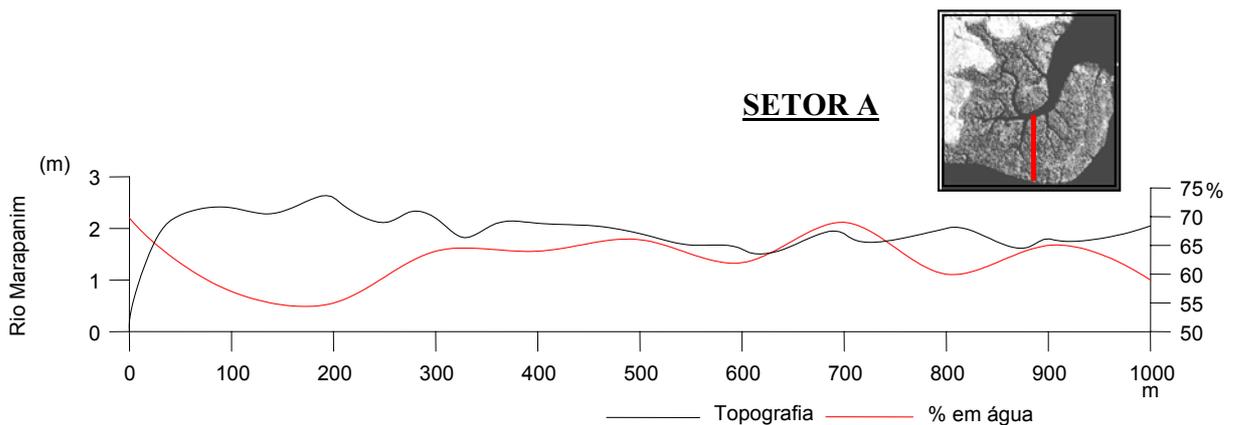


Figura 16: Relação entre a perda de água dos sedimentos do Perfil II (Setor A) e a topografia (relevo). Observar o contraste entre a diminuição do teor de água e a topografia mais elevada.

A consistência de um sedimento ou o seu “grau de maturidade” é um reflexo das características físicas do sedimento. A “maturidade” alcançada por um sedimento marinho após a sua deposição é determinada pelo índice de maturidade “n” definido por Pons & Sonneveld¹

¹ PONS, L.J.; ZONNEVELD, I.S. 1965. Soil ripening and soil classification. Initial soil formation in alluvial deposits and a classification of the resulting soils. Wageningen. ILRI Publ., 13. 128p.

(1965) apud Marius (1985) e Djuwansah (1990) e está ligado ao teor em água, teor em argila e em matéria orgânica. É calculado pela fórmula seguinte:

$$n = \left(\frac{A - 0,2R}{L - bH} \right)$$

n = Índice de maturidade

A = Teor em água

L = Teor em argila

H = Teor em matéria orgânica

R = 100 – (L – H), fração coloidal com fraca retenção de água.

b = Fator de retenção de água (b = 3, para matéria orgânica mais ou menos humificada)

- Pela fórmula, quanto maior o estágio de desenvolvimento de um sedimento, menor o valor de “n”.

A Tabela 3 apresenta a relação entre o valor “n” e o comportamento físico do sedimento. Nas amostras superficiais dos sedimentos de Marapanim o valor “n” situa-se preferencialmente entre 0,74 e 1,12, correspondendo a sedimentos semi-desenvolvidos a desenvolvidos. Os valores obtidos de “n” são mais baixos < 0,8 nas zonas mais oxidadas e topograficamente mais elevadas, com menor teor em carbono orgânico e, os valores mais elevados de “n” estão situados em zonas deprimidas, com mais carbono orgânico e mais úmidas.

Tabela 3: Relação entre o índice “n” e a consistência dos sedimentos

Índice n	Classe de consistência	Classe de desenvolvimento	Descrição da consistência
> 2	1	não desenvolvido	Fluido, não pode ser contido na mão
1,4 - 2	2	pouco desenvolvido	Sem consistência (plástico); passa entre os dedos.
1 – 1,4	3	semi desenvolvido	Bastante maleável (plástico); cola na mão; passa entre os dedos.
0,7 – 1	4	desenvolvido	Maleável (um pouco plástico); cola na mão. Necessita forçar para passar entre os dedos.
< 0,7	5	desenvolvido	Bastante consistente; resiste à pressão da mão.

Fonte: Pons & Zonneveld¹ 1965 apud Marius (1985); Djuwansah (1990)



Figura 17: Aspecto do sedimento de zonas topograficamente elevadas (final da estiagem).

¹ PONS, L.J.; ZONNEVELD, I.S. 1965. Soil ripening and soil classification. Initial soil formation in alluvial deposits and a classification of the resulting soils. Wageningen. ILRI Publ., 13. 128p.

8.2.2 - As diatomáceas nas águas e sedimentos de manguezais

As diatomáceas são microalgas planctônicas que habitam a zona costeira e que se desenvolvem na zona eufótica (Brandini et al. 1998). São abundantes em ambientes estuarinos, normalmente ricos em nutrientes que representam um habitat favorável ao desenvolvimento de uma grande diversidade de organismos (Neumann-Leitão et al. 1995). A ocorrência e a distribuição das diatomáceas são importantes neste estudo por sua comprovada interação com o ciclo do Si dissolvido nos oceanos e ambientes costeiros e participação nos processos de biomineralização dos sedimentos lamosos (Mann 2001), a ser discutida posteriormente.

a) Diatomáceas nas águas superficiais

A abundância das diatomáceas nas regiões tropicais é um reflexo da temperatura amena das águas, salinidade e transparência, do excesso de luminosidade e da abundância de elementos nutritivos: P, N, Si e Fe, além da presença de ácidos húmicos (Baltzer 1982 a; Santana 2004).

Santana (op cit.) identificou 181 táxons fitoplanctônicos no estuário do rio Marapanim dos quais 140 são diatomáceas (77,4 % dos taxons registrados), cujos gêneros com maior número de espécies são: *Chaetoceros* (23 spp.), *Coscinodiscus* (7 spp.) e *Nitzschia* (7 spp.). Outros táxons foram identificados incluindo: clorofíceas (23 táxons), dinoflagelados (12 táxons), cianofíceas (5 táxons) e dictiocofícea (1 táxon).

b) Diatomáceas nos sedimentos

Em resposta à sua ocorrência e identificação nas águas, as diatomáceas também representam o grupo de maior expressão dentre as microalgas bentônicas que compõem os sedimentos dos manguezais devido ao constante aporte de águas estuarinas ao ecossistema (Machado 2003). Em um levantamento preliminar da diatomoflórula dos sedimentos do Setor A, Machado (op cit.) identificou 55 táxons, cujos gêneros de maior ocorrência foram: *Coscinodiscus* (10 spp), *Navicula* (9 spp), *Cyclotella* (5 spp) e *Pleurosigma* (5 spp). No Setor B foram identificados 37 táxons, cujos gêneros mais freqüentes foram *Coscinodiscus* (9 spp), *Cyclotella*

(4 spp) e *Thalassionema* (3 spp). Na Figura 18, são apresentadas algumas das espécies mais abundantes encontradas no sedimento.

As diatomáceas estão presentes em todos os sedimentos dos manguezais estudados. Podem ser visualmente observadas sobre troncos e nas raízes ou formando uma fina película em sedimentos recém depositados, de coloração pardo-amarelada (Figura 19). Com a morte dos organismos, as carapaças se quebram ou são dissolvidas quimicamente, enriquecendo os sedimentos em sílica, a qual se junta ao ciclo da sílica nos processos costeiros. Observações ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) mostram que as diatomáceas encontram-se em estado de conservação variável, apresentando-se por vezes bem conservadas ou fragmentadas por ataques mecânicos ou, ainda, com sinais de decomposição química (Figura 20 a b).

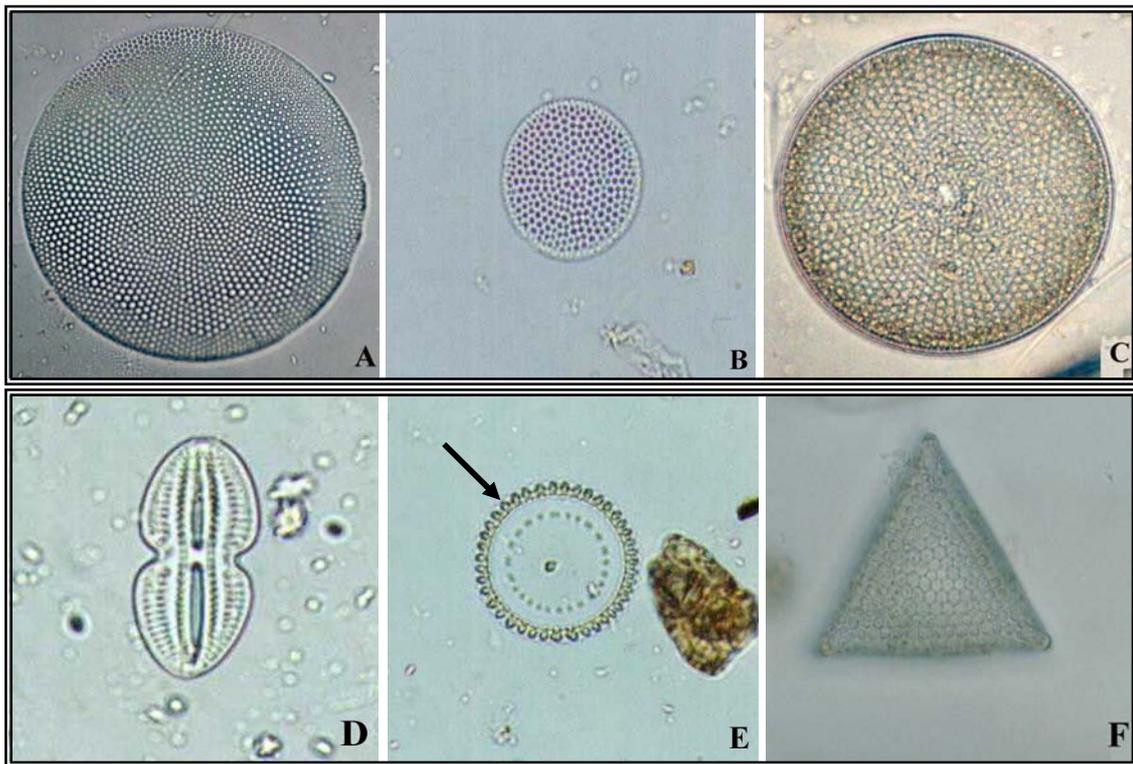


Figura 18: Espécies mais abundantes de diatomáceas encontradas nos sedimentos de manguezal: (A) *Coscinodiscus centralis*; (B) *Coscinodiscus obscurus*; (C) *Coscinodiscus oculus iridis*; (D) *Diploneis crabo*; (E) *Paralia sulcata*; (F) *Triceratium favus*. (Machado 2003; Santana 2004).



Figura 19: Aspecto das diatomáceas recém depositadas na superfície do sedimento.

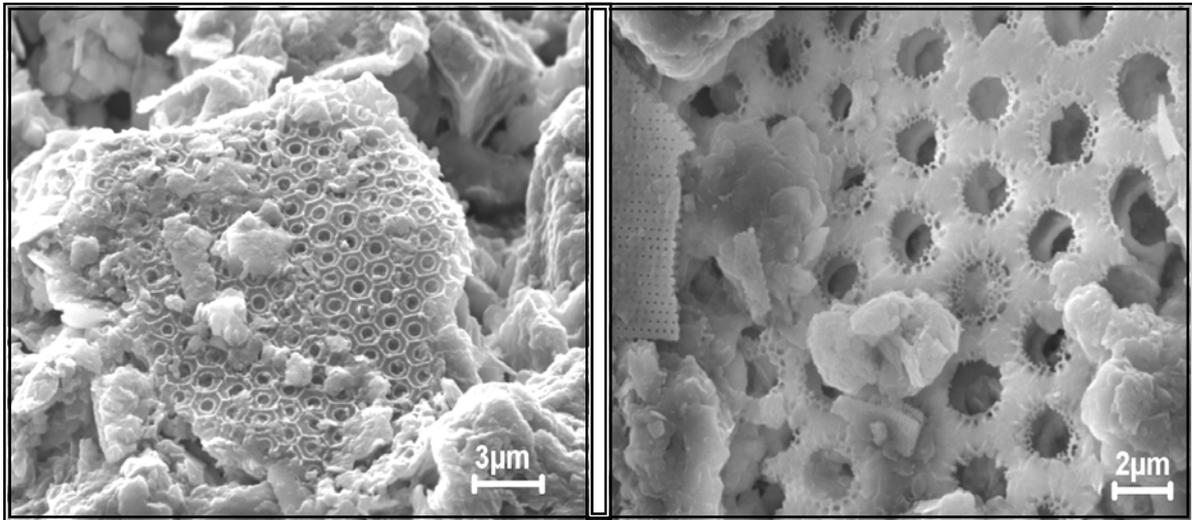


Figura 20 a: Fotomicrografias ao MEV de frústulas de diatomáceas relativamente preservadas encontradas nos sedimentos dos manguezais estudados.

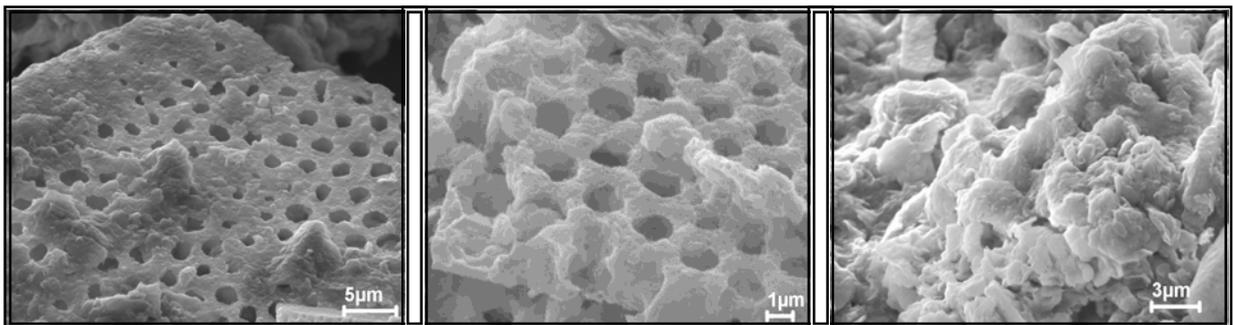


Figura 20 b: Fotomicrografias ao MEV de seqüência de frústulas de diatomáceas em fase de decomposição nos sedimentos de manguezais estudados.

8.3 - COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

8.3.1 - Mineralogia dos sedimentos da Formação Barreiras

Os sedimentos da Formação Barreiras são compostos principalmente por quartzo, o mineral dominante nas frações areia e silte, argilominerais (caulinita e illita) e óxidos de ferro (hematita). Como minerais acessórios, foram identificados o zircão e a turmalina, semelhante ao determinado por Góes (1981) e Rossetti et al. (1989), que acrescentam ainda: estaurolita, cianita, rutilo, illimanita e andaluzita, além de minerais raros: granada, apatita, brooquita, anatásio e titanita. O zircão e a turmalina foram classificados com frequências comuns a superabundantes nas frações 0,250-0,125 mm e 0,125-0,062 mm.

8.3.1.1 - Mineralogia dos sedimentos das coberturas lateríticas e solos derivados

São compostos principalmente por quartzo e caulinita de baixa cristalinidade. O intemperismo tropical é o responsável pelo enriquecimento em óxi-hidróxidos de Fe (hematita como concreções) e óxidos de Ti (anatásio).

8.3.2 - Mineralogia dos sedimentos dos manguezais

Os sedimentos de manguezal são constituídos por quartzo, goethita e hematita, caulinita, illita e esmectita, além de pirita, halita, gipso, jarosita e feldspato potássico. Esses mesmos minerais foram identificados por Costa et al. (2004) em manguezais da região de Bragança, situados a leste da região de Marapanim. O zircão e a ilmenita também foram identificados.

8.3.3 - Descrição dos minerais

O quartzo é o mineral mais comum encontrado nos sedimentos de manguezais. Os grãos de quartzo observados na fração areia por lupa binocular são angulosos a subangulosos (alguns arredondados), leitosos ou com brilho vítreo e fraturas conchoidais, cobertos por películas de óxidos de ferro ou argila. Nos manguezais, em especial, as observações micromorfológicas ao MEV identificaram indícios de dissolução química na superfície dos grãos situados em maiores profundidades, além de feições de sobrecrescimento de cristais euédricos e cristais de quartzo bem formados com característica autóctone.

Os óxi-hidróxidos de ferro, observados em lupa, além de recobrirem os grãos clásticos são encontrados preenchendo espaços vazios em volta das raízes de *Avicennia sp.*, remobilizados pelos processos de oxi-redução responsáveis pela liberação do ferro próximo à superfície dos sedimentos.

O feldspato potássico, tido como autigênico nos sedimentos desses manguezais, foi identificado esporadicamente, com picos de baixa intensidade, através da reflexão de 3,2 Å. Outros minerais autigênicos nos manguezais tais como: pirita, halita, gipso e jarosita, encontrados normalmente nesse tipo de ambiente, refletem os processos de oxi-redução da matéria orgânica e a intensidade da evaporação, associado à topografia dos manguezais.

A pirita, por exemplo, foi identificada em todos os difratogramas (3,2 Å) apenas a partir de 30-40 cm de profundidade nas regiões mais baixas dos manguezais e a partir de 70-80 cm nas partes mais elevadas. Observações ao MEV, contudo, evidenciam a presença da pirita em reduzidos cristais euédricos, em forma piramidal ou bipiramidal, isolados, ocorrendo na parte superior dos sedimentos. Em profundidade, os cristais de pirita tornam-se maiores (máximo de 33 µm), apresentando-se em cristais euédricos isolados, ou formando arranjos framboidais de tamanho variado ou, ainda, inclusos em restos de raízes ou em fragmentos de diatomáceas.

A halita e o gipso, semelhante ao que ocorre com a pirita, foram identificados nos difratogramas somente em maiores profundidades. O exame micromorfológico descreve melhor sua presença nos sedimentos a partir de cristais bem formados observados ao MEV: a halita na forma cúbica e, o gipso, em forma prismática ou lamelar. Esses minerais ocorrem principalmente em amostras obtidas no período de estiagem, formados na superfície do sedimento pela evaporação de fluidos salinos.

A jarosita, descrita como um produto da oxidação da pirita, foi identificada apenas por raios-X através das reflexões de maior intensidade: 3,07 Å e 5,0 Å. Nos sedimentos do Setor A, a jarosita é freqüentemente detectada nas lâminas orientadas de argilominerais, aparecendo menos facilmente em lâmina de amostra total. Já no Setor B (rio acima), a jarosita aparece com freqüência tanto em análise de amostra total quanto na fração argila, assinalando melhores condições de formação desses minerais nesses sedimentos.

O zircão e a ilmenita foram observados através da microscopia eletrônica de varredura utilizando elétrons retroespalhados, com análises semiquantitativas por energia dispersiva (EDS). A turmalina foi identificada apenas em lupa binocular, como cristais prismáticos, geralmente quebrados.

8.3.4 - Caracterização dos argilominerais

A caulinita foi identificada através das reflexões em 7,1 Å e 3,57 Å (Figuras 21 a b e 22 a b). É um mineral estável sob glicolação, que desaparece após o aquecimento das lâminas orientadas a 550 ° C, devido a desidroxilação. Amostras da área-fonte apresentam melhor cristalinidade (em torno de 1) que a caulinita encontrada nos manguezais (0,5), evidenciando sua degradação nesse ambiente (Figura 21 a b).

A esmectita, identificada exclusivamente nos sedimentos de manguezal, apresenta picos largos e aparência difusa, de baixíssima cristalinidade (Figura 22 b). O mineral é caracterizado pela reflexão de maior intensidade entre 15,4 e 15,7 Å em amostras orientadas. Quando submetida ao tratamento com etilenoglicol as reflexões deslocam-se entre 16,8 e 17,1 Å, desaparecendo após aquecimento a 550 ° C. A formação *in situ* da esmectita e de outros minerais autigênicos será discutida em capítulo posterior.

A illita é identificada por reflexões em 10 Å, 5 Å e 3 Å. Os picos tornam-se levemente mais fechados e característicos quando submetida ao tratamento por etilenoglicol.

A análise semi-quantitativa obtida a partir dos difratogramas evidenciou a predominância da caulinita (70 a 71,4 %), esmectita (22 a 25 %) e illita (4 a 5 %), nesta ordem de ocorrência em cerca de 100 amostras dos setores A e B (Figura 23 a b). Reflexões de minerais não-argilosos (jarosita) também são reconhecidas nos difratogramas, além do quartzo, não representado.

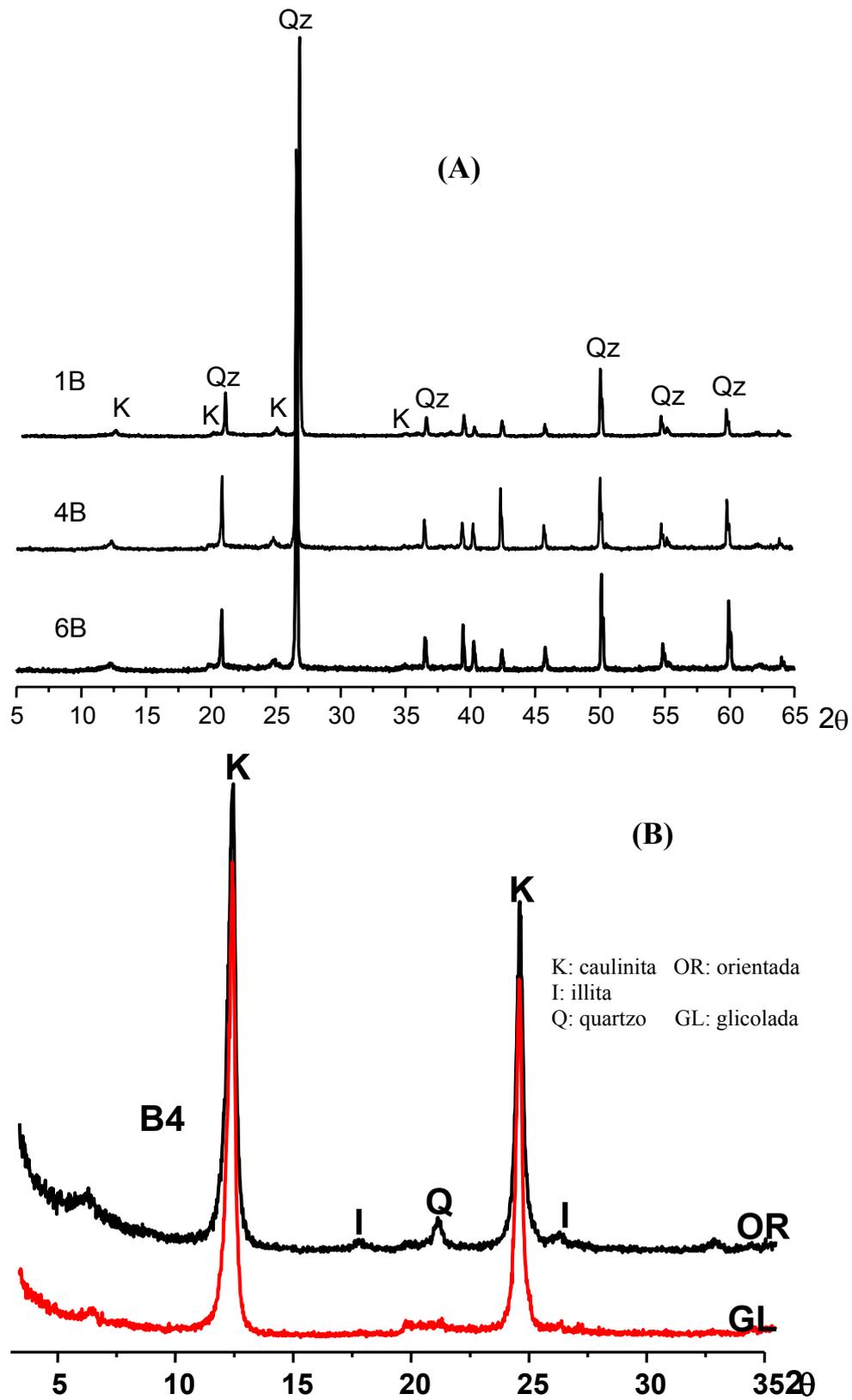


Figura 21 a b: Difratoformas de amostra total (A) e argilominerais (B) para sedimentos da Formação da Barreiras.

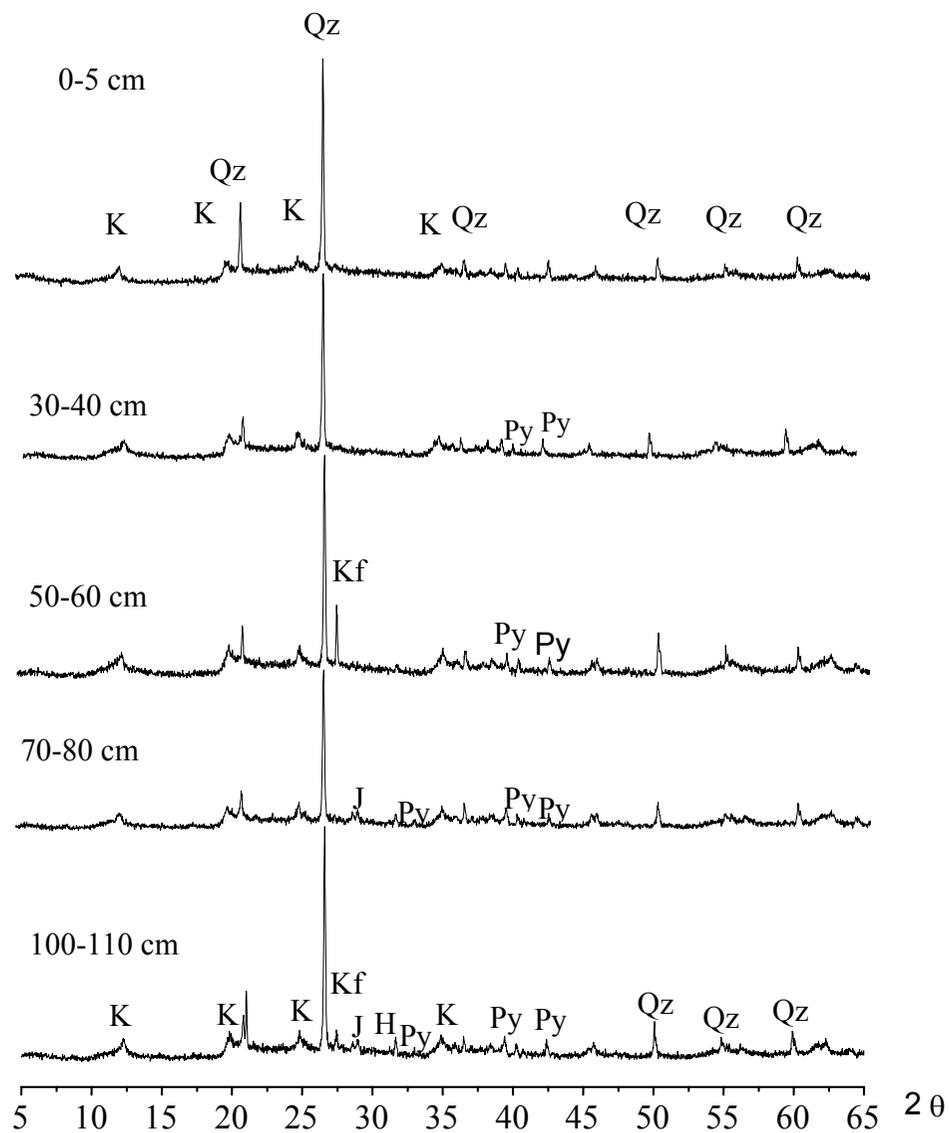


Figura 22 a: Difratoigramas de raios-X de amostra total para sedimentos de manguezal.

Qz: quartzo
K: caulinita
Py: pirita

Kf: felspato potássico
J: jarosita
H: Halita

■ orientada ■ glicolada ■ aquecida

K- caulinita E- esmectita I- ilita J- iarosita

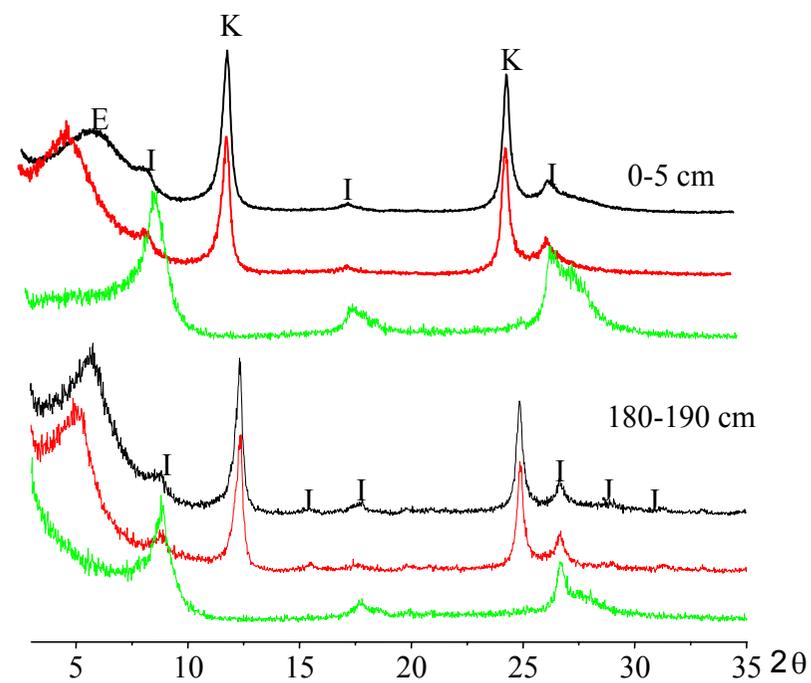


Figura 22 b: Difratoigramas de raios-X de amostra total para sedimentos de manguezal.

Não existe um padrão comum na distribuição da caulinita e da esmectita em profundidade, apenas da illita, que praticamente não se altera ao longo do testemunho (Figura 23 b). Variações laterais nos percentuais de caulinita e illita entre os setores A e B de amostragem, refletem mudanças nos processos de deposição (velocidade de deposição), tendo em vista fontes homogêneas para esses constituintes, semelhante ao observado para os sedimentos do rio Amazonas (Gibbs 1977). A distribuição da esmectita, de origem autóctene, obviamente não obedece às mesmas propriedades de deposição das partículas detríticas.

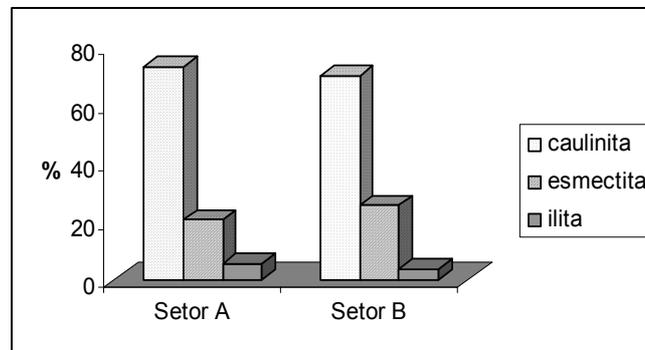


Figura 23 a: Distribuição dos minerais de argila nos setores A e B do estuário do rio Marapanim.

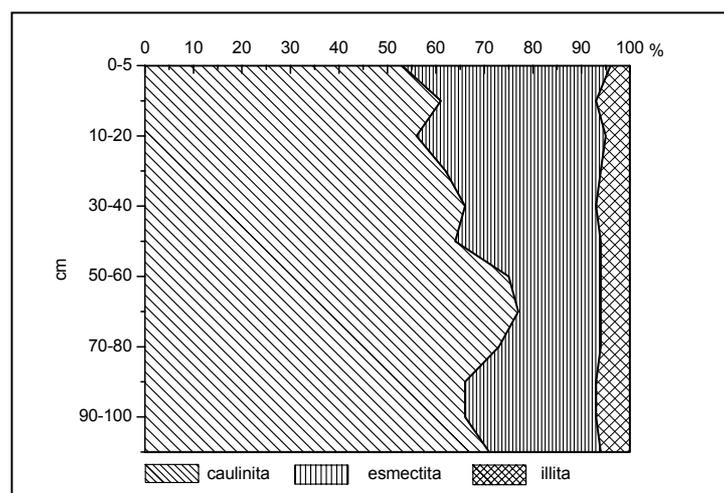


Figura 23 b: Distribuição dos minerais de argila nos setores A e B do estuário do rio Marapanim.

8.4 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE MANGUEZAIS

8.4.1 - Elementos maiores

Os sedimentos de manguezais são compostos principalmente por SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (como ferro total) e S. K_2O , MgO , Na_2O , CaO e TiO_2 ocorrem subordinadamente, além de P_2O_5 , MnO , C e S (Tabela 4 e anexos).

Os teores de SiO_2 situam-se entre 46,58 e 66,7 %, com média de 54,45 % e os teores de Al_2O_3 entre 12,6 e 21,52 %, com média de 18,32 %, perfazem juntos mais de 70 % e constituem o quartzo, as carapaças das diatomáceas como sílica amorfa e os minerais de argila (caulinita esmectita e illita). A composição química é bastante homogênea entre os setores A e B (Figura 24), observando-se um aumento dos teores de SiO_2 em profundidade devido ao aumento percentual de quartzo no contato dos sedimentos lamosos com os sedimentos de barras arenosas sobre as quais os manguezais se sobrepõem.

Os teores de K_2O situam-se em torno de 1,45 % e correspondem aos feldspatos potássicos e/ou esmectitas; os teores de Na_2O situam-se próximo de 1,43 % e formam principalmente a halita junto com o Cl⁻. Os teores de MgO situam-se em torno de 0,89 % e são associados à esmectita, com parte do K; o CaO situa-se em torno de 0,41 % e forma a calcita, embora o mineral não tenha sido identificado com frequência (Tabela 4). Os teores de Fe como Fe_2O_3 (6,5 %) e S (1,6 %) correspondem à formação da pirita e os teores de TiO_2 (0,7 %), provavelmente ao anatásio.

A distribuição dos metais alcalinos é bastante homogênea em profundidade (Figura 24), e seus teores são relativamente elevados para sedimentos de manguezais. Tendo em vista que esses elementos são lixiviados dos sedimentos da área fonte durante o intemperismo tropical (Costa 1991) e, na ausência de outras fontes, os teores elevados desses metais nos sedimentos lamosos correspondem às contribuições da água do mar.

- Os sedimentos de Marapanim possuem composição química muito semelhante aos manguezais de clima equatorial, com menor quantidade de MgO e K_2O (Tabela 4). Os teores de ferro também são mais elevados nos manguezais de clima úmido e equatorial, comparados aos sedimentos de clima tropical árido. Isto é um reflexo da forte erosão e lixiviação dos solos das áreas fontes de climas úmidos ou, talvez, os acúmulos de matéria orgânica nos solos de regiões úmidas e

equatoriais favoreçam o transporte do ferro complexado com ácidos fúlvicos, conforme observado por Djuwansah (1990).

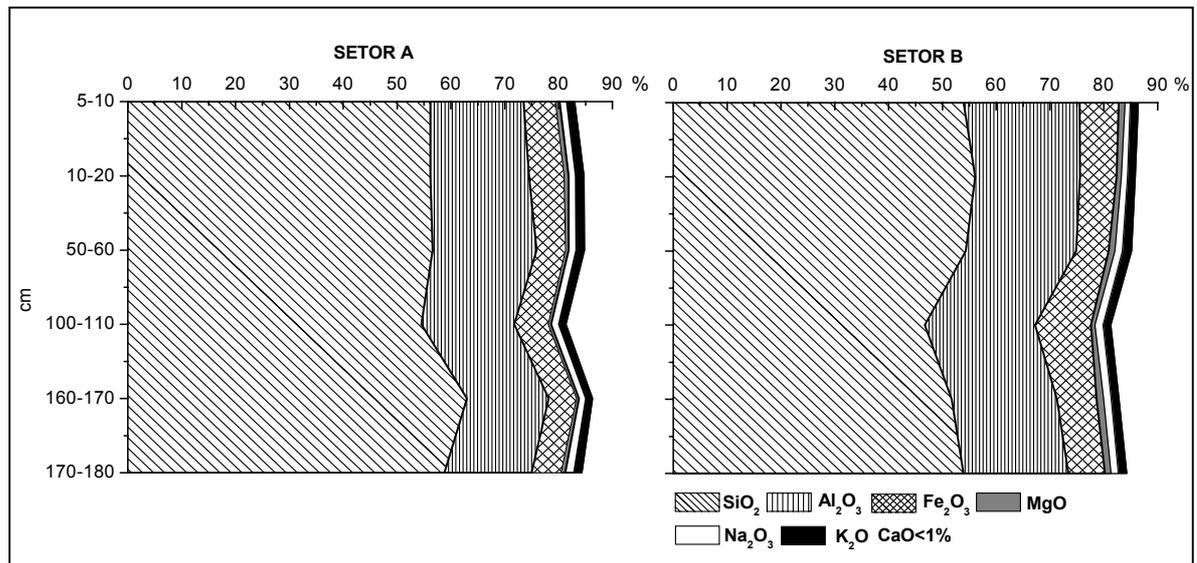


Figura 24: Distribuição dos elementos maiores entre os setores A e B da área de estudo.

As razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Figura 25), nos sedimentos de manguezais, correlacionam-se aos padrões NASC e PASS, refletindo essencialmente o domínio da caulinita na constituição daqueles sedimentos. A razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ mantém-se entre 2 e 3,5 (média de 2,89), mais baixa que NASC (3,83) e PASS (3,32); a média $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,07) é extremamente baixa comparada a NASC (3,08) e PASS (3,48).

Os sedimentos da Formação Barreiras são bem discriminados no diagrama e, se comparados com os sedimentos dos manguezais, refletem a ação mais intensa do intemperismo tropical através da maturidade mineralógica dos sedimentos, indicada por minerais ricos em Al_2O_3 como a caulinita e baixa razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

Variações na razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ foram detectadas nos sedimentos dos setores A e B, embora a distribuição média dos argilominerais varie pouco ao longo do estuário do rio Marapanim. Entre esses setores, o aumento nos teores de Al_2O_3 (17,5 para 20 %), no Setor B, induz à diminuição da razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3,21 para 2,63), devido à proximidade dos sedimentos da Formação Barreiras. A influência da área-fonte nessa região é corroborada pelo aumento nos teores de Fe_2O_3 (6,26 a 7 %) e teores mais elevados em TiO_2 (em torno de 1%), provavelmente associado ao anatásio, mineral característico das frações mais grosseiras.

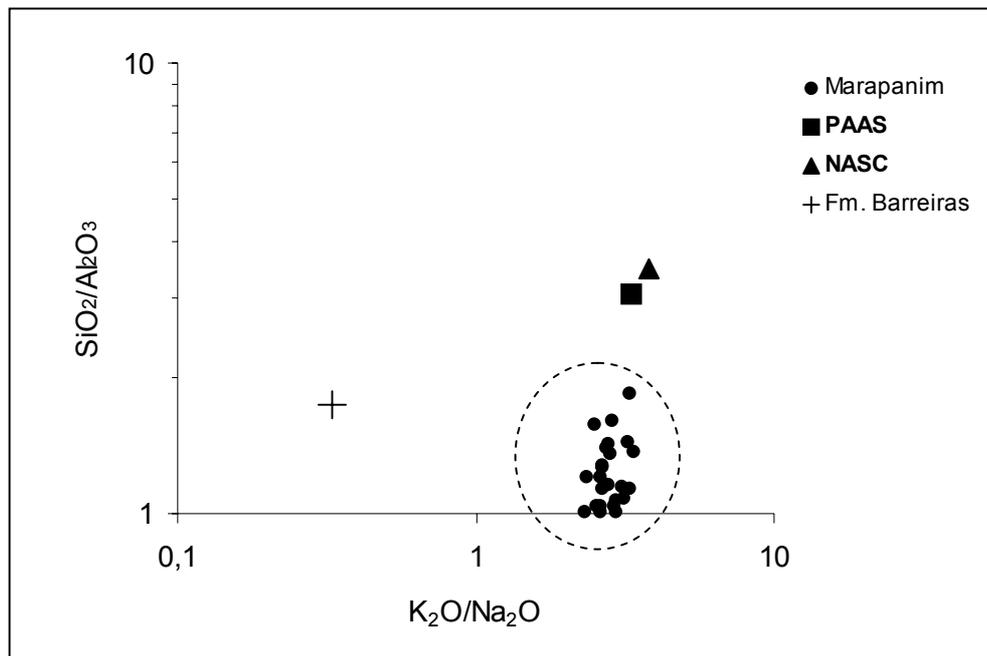


Figura 25: Diagramas de comparações geoquímicas entre as amostras de sedimentos e as argilas australianas pós-arqueanas (**PAAS**-Taylor & McLennan 1985), as argilas norte americanas (**NASC**-Gromet et al. 1984) e Fm. Barreiras.

Tabela 4: Comparação entre a composição química de sedimentos de manguezais de clima tropical úmido com sedimentos de manguezais de clima equatorial e de zona tropical árida.

Elementos (em %)	Marapanim (1)	Bragança (1)	Formação Barreiras (2)	Guiana Francesa (3)	Indonésia (3)	Indonésia (3)	Senegal (4)	Austrália (4)	Crosta Contin. (5)
SiO ₂	54,47	55,16	66,33	55,20	60,0	52,0	60,43	54,4	66,0
Al ₂ O ₃	18,32	15,18	21,68	18,50	15,0	21,0	13,42	10,8	15,2
MgO	0,90	1,40	0,05	1,70	1,30	1,90	1,03	2,8	2,20
CaO	0,41	0,39	0,05	0,46	0,40	0,90	0,29	10,3	4,20
F ₂ O ₃	6,51	5,20	1,34	6,08	6,60	8,20	4,97	3,10	4,49
TiO ₂	0,69	0,59	1,00	0,85	0,80	0,90	0,88	0,80	0,50
Na ₂ O	1,46	2,60	0,04	1,60	1,30	2,40	2,00	1,40	3,90
K ₂ O	1,47	1,38	0,07	2,36	1,40	1,40	0,70	1,40	3,40
P ₂ O ₅	< 700 ppm	< 657 ppm	-	-	-	-	-	-	0,20
% C	2,59	-	-	0,53	0,96	0,38	-	-	-
MnO	0,03	-	0,003	0,03	0,00	0,03	0,01	0,02	0,08
S	1,57	4,95	-	0,58	0,70	0,20	0,53	0,17	-
Perda ao fogo	14,88	13,28	-	11,80	13,0	11,0	13,87	-	-

Elementos (em %)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	F ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Perda ao fogo
PASS	62,80	18,90	2,20	1,30	7,22	1,00	1,20	3,70	0,16	0,11	6,00
NASC	64,80	16,90	2,86	3,63	5,65	0,70	1,14	3,97	0,13	0,06	-

1 Manguezais do nordeste do estado do Pará (clima úmido) - Berrêdo (este estudo); Costa et al. (2004);

2 Formação Barreiras (este estudo);

3 Manguezais de clima equatorial - Djuwansah (1990);

4 Manguezais de clima tropical árido (Senegal e Austrália) - Kalck (1978); Cook & Mayo (1980);

5 Crosta Continental Superior – Taylor & McLennan (1985);

PASS - Taylor & McLennan (1985);

NASC - Gromet et al. (1984);

8.4.2 - Elementos-traço

A contribuição do material laterítico e solos da Formação Barreiras é evidente a partir do enriquecimento dos sedimentos de manguezais em SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 . Por outro lado, as concentrações dos elementos-traço nos sedimentos de manguezais são baixas ou próximas aos valores médios da crosta terrestre superior (Tabelas 5 e 6), podendo ser correlacionadas aos solos altamente lixiviados da Amazônia (Kronberg et al. 1979), como os que constituem a Formação Barreiras.

Os elementos-traço mostram-se levemente enriquecidos nas zonas superiores dos sedimentos de manguezal, normalmente mais ricas em matéria orgânica, diminuindo seus teores em profundidade; exceção cabe ao Zr, cujos teores aumentam em profundidade indicando sedimentos mais arenosos. Comparando com os valores normalizados da crosta continental superior (Figura 26), verifica-se a seguinte ordem de enriquecimento dos metais traço nos sedimentos de manguezais: As, Cr, Mo, Zr, V, Hf, Sc, Th, Y, Cs, U, Ga, Ni; esses elementos são enriquecidos na crosta terrestre superior como minerais resistentes, associados a hematita ou goethita ou à matéria orgânica nos solos amazônicos (Kronberg et al. 1979; Costa et al. 2004).

Os teores desses elementos são comparáveis às argilas continentais, como o As, em relação ao índice NASC (Gromet et al., 1984), provavelmente associado a óxidos de ferro em sedimentos oxidados ou à matéria orgânica; outros elementos como Sc, Ga, Nb e Th, estão situados próximos ou igualando-se ao índice PASS (Taylor & McLennan, 1985).

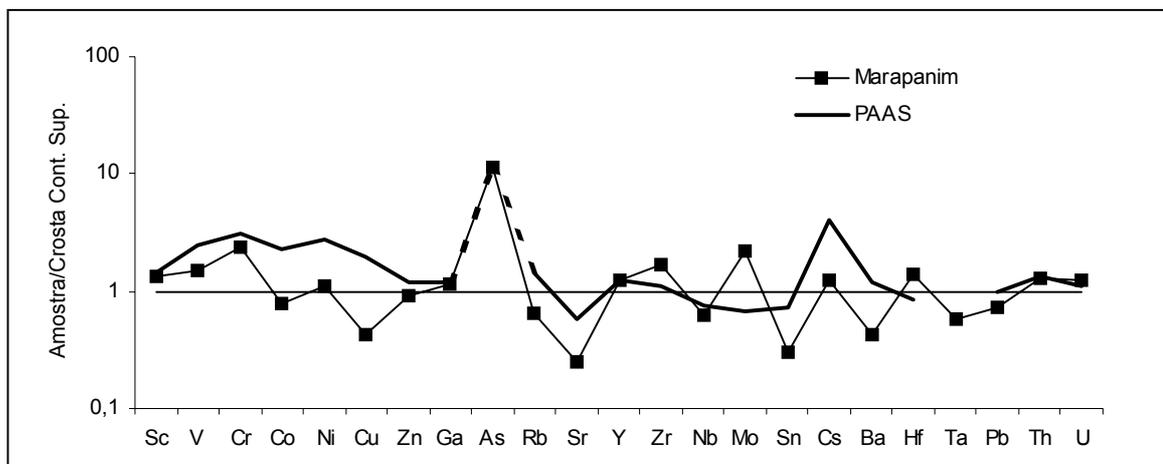


Figura 26: Concentrações de elementos-traço nos sedimentos de manguezais normalizados pela crosta continental superior, comparados ao PAAS.

Tabela 5: Concentrações de elementos-traço nos sedimentos de manguezais de Marapanim comparados com a crosta continental superior, manguezais de clima equatorial, de zona tropical árida, ao PAAS e NASC.

Elementos	Sr	Ba	V	Zr	Ni	Co	Cr	Zn	Cu	Sc	Y	Pb	Mo	Ga	As	Nb
Marapanim ¹	86	238,8	90	322,8	22	8	82	66	10,7	14,7	27,7	14,3	3,3	19,6	16,8	15,6
Bragança ¹	140	248	76,8	361	<14	12,3	78	52	<20	-	32,8	60,6	<3	26,7	13,6	17,7
Guiana ²	119	380	129	185	34	19,7	82	103	20,2	16,7	30,3	-	-	-	-	-
Indonésia ²	98	161	113	226	43	19	92	80	24	14	24	-	-	-	-	-
Indonési ²	92	126	141	172	35	19	61	101	27	19	23	-	-	-	-	-
Senegal ³	113	125	97	-	44	23	147	41	27	-	-	-	-	-	-	-
Austrália ³	-	-	100	-	-	-	-	50	-	-	-	-	-	-	-	-
Crosta Cont. ⁴	350	550	60	190	20	10	35	71	25	11	22	20	1,5	17	1,5	25
PAAS	200	650	150	210	55	23	110	85	50	16	27	20	1	20	-	19
NASC	142	636	130	200	58	25,7	125	2,7	-	14,9	35	20	-	-	28,4	13
Elementos	Hf	Th	U	Sn	Rb	Ta	Cs									
Marapanim ¹	8	13,86	3,47	1,67	73,17	1,25	4,63									
Bragança ¹	-	-	-	-	-	-	-									
Crosta continental ⁶	5,8	10,7	2,8	5,5	112	2,2	3,7									
PAAS	5	14,6	3,1	4	160	-	15									
NASC	6,3	12,3	2,66	-	125	1,12	5,16									

1 Manguezais do nordeste do estado do Pará (clima úmido) - Costa et al. (2004), no prelo; este estudo

2 Manguezais de clima equatorial - Djuwansah (1990);

3 Manguezais de clima tropical árido - Kalck (1978); Cook & Mayo (1980);

4 Crosta Continental Superior – Taylor & McLennan (1985).

PAAS: argilas australianas pós-arqueanas (Taylor & McLennan, 1985);

NASC: argilas norte americanas (Gromet et al., 1984).

Tabela 6: Concentrações de elementos traço nos sedimentos de manguezais de Marapanim comparados com a crosta continental superior, ao PAAS e NASC.

Elementos	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Marapanim ¹	50,1	86,3	9,4	36,1	7,15	1,61	5,69	0,96	5,42	1,05	3,10	0,450	3,02	0,450
Crosta Continental ²	30	64	7,1	26	4,5	0,88	3,8	0,64	3,5	0,80	2,3	0,33	2,2	0,32
PAAS	38	80	8,9	32	5,6	1,1	4,7	0,77	4,4	1,0	2,9	0,4	2,8	0,43
NASC	32	73	7,9	33	5,7	1,24	5,2	0,85	5,8	1,04	3,4	0,50	3,1	0,48

1 Marapanim (este estudo)

2 Crosta Continental Superior – Taylor & McLennan (1985).

PAAS: argilas australianas pós-arqueanas (Taylor & McLennan, 1985);

NASC: argilas norte americanas (Gromet et al., 1984).

Os teores dos Elementos Terras Raras (ETR) nos sedimentos de manguezal são invariavelmente mais elevados ou próximos dos níveis crustais (Tabela 6). O Σ ETR, nesses sedimentos é 30 % mais elevado que o total na crosta continental superior e 13 % superior ao PAAS, apresentando apenas pequenas e similares variações com relação às argilas australianas-PASS (Figura 27).

Os ETR também foram utilizados para a análise de proveniência dos sedimentos através das razões: Rb/Sr, Zr/Hf, Th/U, Th/Sc, Th/Co, La/Th, La/Sc, La/Co; Ba/Co; Zr/Sc (Cullers 1994; Cullers 1995), (Tabela 7).

As razões Th/Co; La/Th; La/Sc; La/Co e Zr/Sc, fortemente enriquecidas em relação ao PASS, menos enriquecidas em Th/Sc e Ba/Co, sugerem uma assinatura geoquímica de rochas félsicas nos sedimentos de manguezais de Marapanim; tais rochas são abundantes em La, Th e Ba, elementos concentrados nos perfis lateríticos pelo intemperismo tropical (Costa 1991). Nesses manguezais, são encontradas altas razões La/Yb, (La/Yb)_c e La/Lu, devido ao enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP (Tabela 8). Por outro lado, a característica anomalia negativa do Eu (Figura 27) é normalmente interpretada como herdada de rochas ígneas félsicas (Cullers & Graf 1983; Taylor & McLennan 1985; McLennan & Taylor 1991).

Solos lateríticos, derivados de rochas graníticas, foram identificadas por Costa (op. cit.) como parte das fontes dos sedimentos da Formação Barreiras. Contribuições dessas rochas para os manguezais da costa nordeste do Pará são citadas por Costa et al. (2004) e Behling & Costa (2004). Todas essas evidências ressaltam contribuições de rochas félsicas para a constituição dos sedimentos lamosos do rio Marapanim, associadas aos sedimentos da Formação Barreiras.

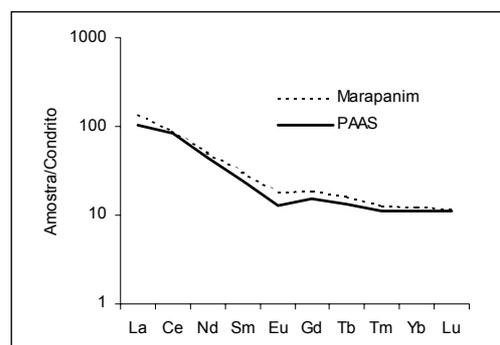


Figura 27: Conteúdo de Elementos Terras Raras (ETR) dos sedimentos dos manguezais de Marapanim em relação ao PAAS, normatizados em relação aos condritos.

Tabela 7: Razões entre elementos traço nos sedimentos de manguezal comparados ao PASS.

	Marapanim	PASS
Rb/Sr	0,85	0,80
Zr/Hf	40,35	42
Th/U	3,99	4,70
Th/Sc	0,94	0,90
Th/Co	1,73	0,60
La/Th	6,26	2,60
La/Sc	3,41	2,40
La/Co	6,26	1,70
Ba/Co	29,85	28,30
Zr/Sc	21,96	13,1

Tabela 8: Fracionamento dos elementos terras raras nos sedimentos de manguezais comparados ao PAAS e crosta continental

	Marapanim ¹	PAAS ²	Crosta Continental ²
Σ ETR	210,8	183	145,7
ETRL/ETRP	8,71	9,45	8,91
La/Yb	16,59	13,57	13,64
(La/Yb) _c	11,18	9,17	9,20
(Eu/Eu)*	0,77	0,66	0,65
(Gd/Yb) _c	1,52	1,36	1,40
Sm/Nd	0,20	0,18	0,17
La/Lu	111,33	88,37	93,75
Eu/Sm	0,23	0,20	0,20

¹ Este estudo; ² Taylor & McLennan (1985);

ETRL/ETRP: relação Elem. Terras Raras Leves e Pesados

* $Eu/Eu = Eu_n / \sqrt{(Sm)_n}$ (G_g)

c: Condrito

8.4.3 - Associações geoquímicas

As associações mineralógicas nos sedimentos de manguezais são confirmadas através das correlações químicas (coeficiente de correlação r , entre parênteses) significativas do Al_2O_3 com MgO (0,99); Fe_2O_3 (0,78); K_2O (0,98) e TiO_2 (0,63); moderadas a fracas com a perda ao fogo (0,46); MnO (0,28) e C (0,15); essas associações refletem a presença dos minerais de argila (principalmente esmectita), juntamente com fases de sulfetos e óxi-hidróxidos de Fe. Outras correlações existem, por exemplo, entre o F_2O_3 com Na_2O (0,53); K_2O (0,83); CaO (0,85); MgO (0,78); P_2O_5 (0,74); TiO_2 (0,16); MnO (0,15), além de K_2O e MgO (0,98); CaO e MgO (0,82); P_2O_5 e CaO (0,44), associando a composição química dos sedimentos de manguezais com a área fonte e os aluminossilicatos autigênicos.

O Al_2O_3 apresenta fortes correlações com Sr (0,98); V (0,98); Cr (0,99); Zn (0,94); Sc (0,82); Ga (1,00); Co (0,81); Th (0,96); Sn (0,86); Rb (0,98); Ta (0,73); Cs (0,98). Correlações negativas significativas são apresentadas entre o Al_2O_3 com Zr (-0,92); Hf (-0,91) e Y (-0,31), correspondendo aos sedimentos arenosos, onde o zircão se faz presente através da associação Zr-Y-Hf.

As correlações de Al_2O_3 são fortes com La (0,98); Ce (0,99); Pr (0,99); Nd (0,99); Sm (0,97); Eu (1,00); Gd (0,98); Tb (0,88) e fracas ou negativas com Dy (0,28); Ho (-0,31); Er (-0,53); Tm (-0,69); Yb (-0,71); Lu (-0,78). Essas correlações são similares em média com MgO (0,95); K_2O (0,95); Fe_2O_3 (0,78) e TiO_2 (0,67), sugerindo a concentração dos ETR nos argilominerais e minerais pesados.

A análise por agrupamento (Figura 28), obtida a partir das intercorrelações significativas permite distinguir dois grupos de amostras: o primeiro, coordenado principalmente por Al_2O_3 , MgO e K_2O , associado fortemente com Sr , Cr , Zn , Sc , Ga , Co , Th , Sn , Rb , Ta e Cs , corresponde aos argilominerais representados pela esmectita. Sub-grupos também podem ser representados como, por exemplo, dos elementos Fe-Zn-Cu-Cr-V, ligados à pirita ou sob a forma de óxi-hidróxidos ou do C-S ligado à matéria orgânica. A associação SiO_2 -Zr-Hf distingue-se dos demais agrupamentos representando fases mais grosseiras (arenosas), daí as correlações negativas com o Al_2O_3 . Essa associação ressalta a influência da granulometria sobre as propriedades geoquímicas dos sedimentos lamosos.

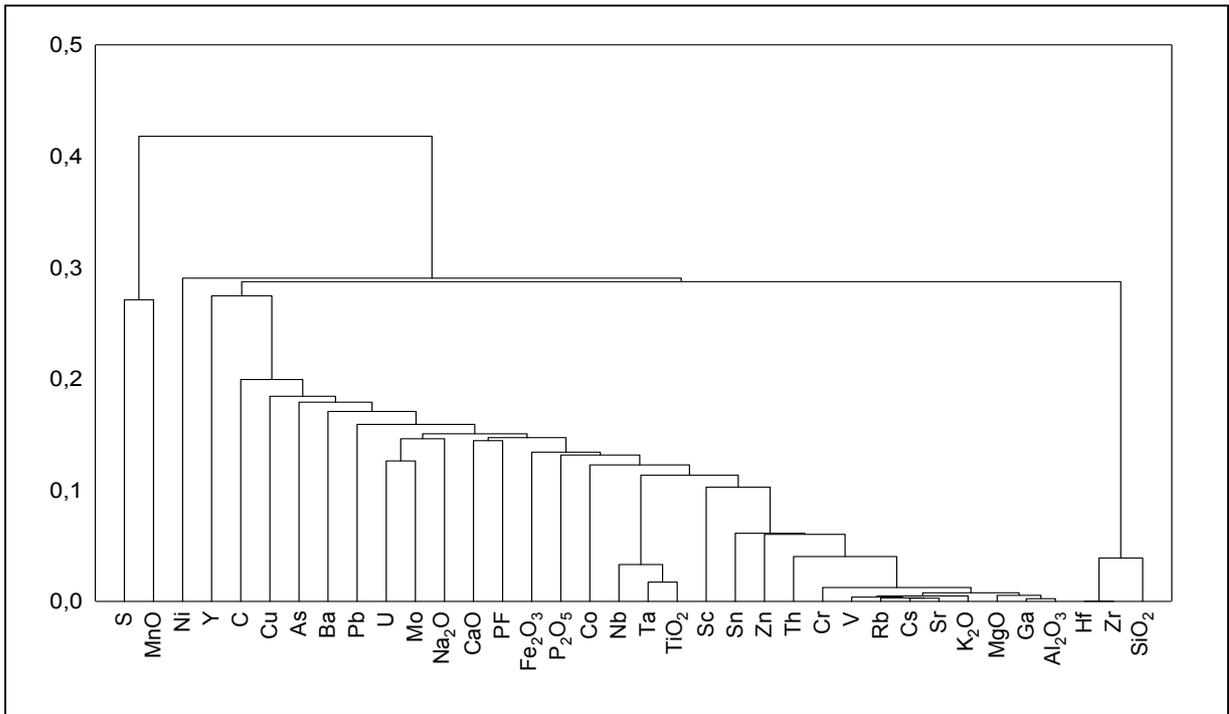


Figura 28: Análise por agrupamento entre elementos traço e maiores nos sedimentos de manguezais de Marapanim.

O enriquecimento em SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 nos sedimentos dos manguezais é, portanto, um reflexo da composição química e mineralógica da área-fonte, formada por sedimentos arenosos e argilosos, submetidos ao intemperismo tropical, com teores elevados em SiO_2 e Al_2O_3 , proporcionado pelo quartzo e caulinita e baixos teores em álcalis (K_2O , Na_2O , MgO , CaO). A composição química dos sedimentos dos manguezais também reflete o ambiente de sedimentação e a formação de minerais autigênicos (pirita, esmectita, feldspato potássico, além de gipso, halita e jarosita), caracterizado pela presença de Fe e S, abundância em matéria orgânica (% C) e pelo aporte de Cl^- , Na, K, Ca e Mg da água do mar, elementos presentes em baixos teores na área-fonte. Os teores de Fe (como óxi-hidróxidos) e Ti (como óxido) nos manguezais e os teores dos elementos-traço, corroboram a contribuição da área-fonte, por serem enriquecidos nos lateritos e solos lateríticos da Formação Barreiras.

As associações geoquímicas demonstram a influência da área fonte através da composição química e mineralógica herdadas e, também, a reorganização dos elementos químicos em

minerais neoformados, parcialmente em equilíbrio com as novas condições, cujos processos de formação e transformação serão analisados nos capítulos seguintes.

9 - CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS SEDIMENTOS

Neste item são apresentados os resultados da análise estatística granulométrica realizada em amostras de sedimentos (profundidades de 0-10, 10-20, 20-40, 40-60, 60-80 e 80-120 cm) do Setor A (Perfil II) e Setor B (Perfil IV), enfatizando-se a distribuição das frações granulométricas e o ambiente de deposição das partículas. Os dados completos encontram-se em anexo.

Uma representação geral da distribuição granulométrica dos sedimentos no estuário é apresentada através dos diagramas triangulares de Shepard (1954). No Setor A, predominam sedimentos siltico-argilosos a argilo-siltosos (Figura 29); pode-se também distinguir uma granulometria mais grosseira no gráfico do Setor A, observada em local topograficamente mais elevado (ponto 0 do perfil II). No Setor B, as amostras distribuem-se exclusivamente dentro do campo das partículas siltico-argilosas, o que evidencia diferenças energéticas no transporte ou na deposição dos sedimentos ao longo do rio Marapanim.

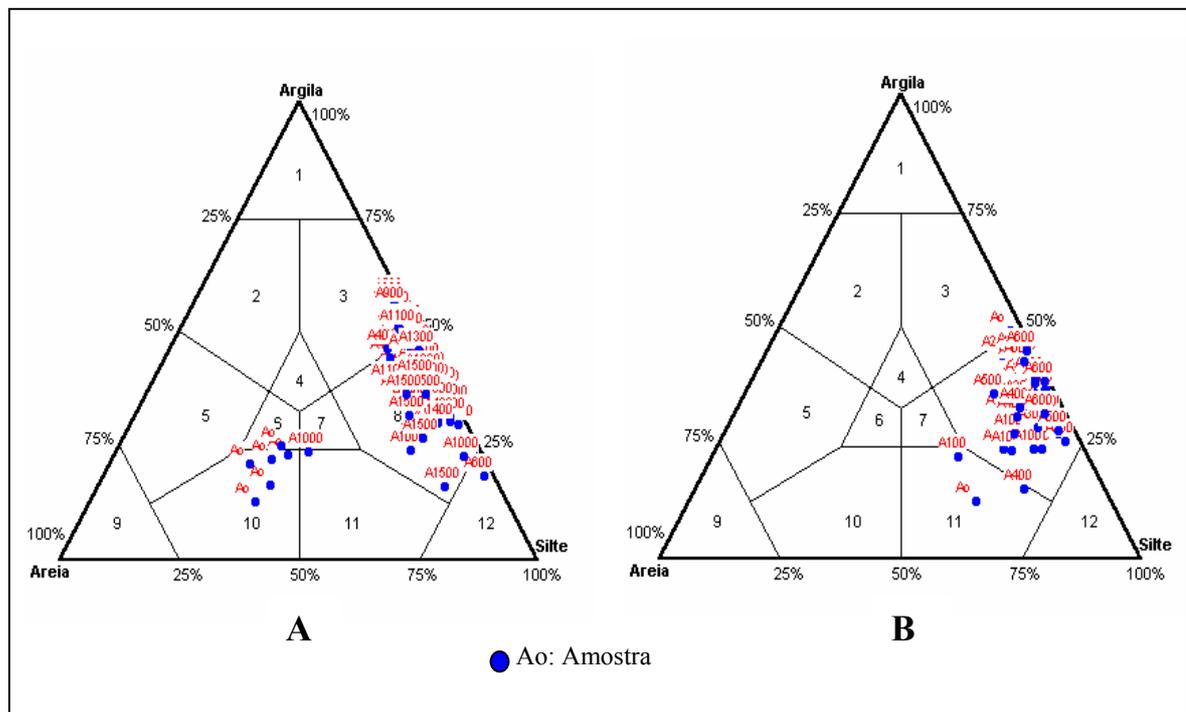


Figura 29: Distribuição granulométrica nos diagramas de Shepard - A (Setor A) e B (Setor B)

O diâmetro médio das partículas (média) é o índice de energia do meio transportador e reflete a média geral do tamanho dos sedimentos, sendo afetado pela área fonte, pela velocidade de corrente e pelo processo de deposição do sedimento (Kenitiro 1973; Djuwansah 1990). Valores de média positivos indicam a predominância de finos sobre a fração grosseira; valores negativos indicam que a fração grosseira predomina.

De acordo com a classificação proposta (Tabela 9), os sedimentos do Setor A possuem diâmetro médio dos grãos $5 < \phi < 6,5$, situados no intervalo de silte fino a médio, evidenciando zona de baixa energia. Em regiões situadas rio acima, no Setor B, os sedimentos passam a silte médio, $5 < \phi < 6$, podendo significar um aumento no nível de energia de transporte.

Tabela 9: Análise de frequência dos dados granulométricos entre os setores A e B

PARÂMETROS	SETOR A	SETOR B
Diâmetro médio das partículas (mm)	silte fino a médio (0,0078 a 0,0156) localmente: silte grosso a areia muito fina (0,031 a 0,0625)	silte médio (0,0156) localmente: silte grosso a areia muito grossa (0,031 a 1,0))
Grau de seleção	pobrememente selecionados (1,0-1,9) localmente: pobrememente selecionados a muito pobrememente selecionados (2-2,6)	pobrememente selecionados (1,0-1,9) localmente: pobrememente selecionados a muito pobrememente selecionados (1,4-1,9)
Grau de assimetria	assimétricos positivos a muito positivos (+ 0,1-0,37)	assimétricos positivos a muito positivos (+ 0,1-0,37)
Curtose	platicúrticos (0,73-0,89)	platicúrticos (0,74-0,88) (mesocúrticos a leptocúrticos)

A montante e à jusante do rio Marapanim ocorrem depósitos de sedimentação marginal que, devido à influência do deslocamento de canais de maré, propicia a deposição de granulometria mais grosseira, o que evidencia um aumento local do nível de energia. De acordo com esta observação, tanto no Setor A (no início do perfil II), quanto no Setor B (no início do Perfil IV) predomina o intervalo de silte grosso a areia muito fina.

O grau de seleção das partículas ou a tendência dos grãos se distribuírem em torno do valor médio reflete a variação nas condições de transporte (Kenitiro 1973; Bezerra 1987). O grau de

seleção variou de 1,0 a 1,9, caracterizando os sedimentos localizados em zonas internas dos manguezais como pobremente selecionados em ambos os setores estudados. Nas zonas marginais já mencionadas, o grau de seleção situa-se entre 1,4 a 1,9 (Setor B) e entre 2 a 2,6 (Setor A), correspondendo a sedimentos pobremente selecionados a muito pobremente selecionados, localizados preferencialmente na zona da foz do estuário do rio Marapanim. Certamente, os fatores hidrodinâmicos do rio Marapanim, de águas extremamente misturadas, condicionam o grau de seleção verificado na distribuição das partículas além da própria vegetação dos manguezais, constituída predominantemente por *Rhizophora sp.*, cuja estrutura das raízes induz à redução do fluxo de água na interface água-sedimento, permitindo a acumulação de material fino (Furukawa & Wolanski 1996; Bezerra 1987).

O grau de assimetria é indicado pelo afastamento das medidas do diâmetro médio (à direita ou à esquerda) da mediana (Kenitiro 1973). Os valores de assimetria obtidos para os sedimentos analisados (à exceção do ponto 0, do Perfil II), variaram de + 0,1 a 0,37, classificados como assimétricos positivos a muito positivos, típico de ambientes de baixa movimentação e de acúmulo de sedimentos finos (Folk & Ward 1957; Duane 1967). A assimetria positiva dos sedimentos do rio Marapanim, a exemplo dos resultados obtidos por Bezerra (1987) para os sedimentos dos manguezais da Baía de Sepetiba (RJ), indicam a baixa energia envolvida na deposição sedimentar e explicam o mal selecionamento das amostras.

As medidas de curtose refletem a dinâmica seletiva envolvida no processo de sedimentação (Kenitiro 1973; Bezerra 1987). Estatisticamente retratam o grau de agudez dos picos nas curvas de distribuição de frequência (Kenitiro 1973). No Setor A (Perfil II), os valores de curtose variaram entre 0,73 a 0,89, classificando esses sedimentos como platicúrticos (com poucos valores no campo mesocúrtico a muito leptocúrtico).

No Setor B (Perfil IV), os sedimentos são preferencialmente platicúrticos (0,74 a 0,88) com equilíbrio entre mesocúrticos a leptocúrticos. Neste setor, existe razoável correlação entre os valores do coeficiente de seleção e a curtose (0,53), provavelmente onde a classe modal é mais homogênea (silte médio).

9.1 - DISTRIBUIÇÃO DAS FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS NOS PERFIS TOPOGRÁFICOS.

A distribuição granulométrica (frações silte, argila e areia) nos sedimentos dos setores A e B está representada nos perfis II e IV, nas profundidades de 0-10, 10-20, 20-40, 40-60, 60-80 e 80-120 cm (Figuras 30, 31 e 32).

Nesses setores, o fracionamento granulométrico das partículas obedece a seguinte ordem percentual de distribuição lateral e em profundidade: silte>argila>areia, concordando com a representação obtida através dos diagramas triangulares. O Setor B (rio acima), apresenta as médias: silte (59 %), argila (33 %) e areia (7 %) enquanto que, no Setor A: silte (54 %), argila (40 %) e areia (7 %). As diferenças percentuais entre os setores A e B indicam variações nos níveis energéticos de deposição sedimentar ao longo do estuário.

No Setor A, os teores médios de silte diminuem a partir da profundidade de 0-10 cm (58 %) até 80-120 cm (54 %). Nesta profundidade, registrou-se a maior diferença entre o silte (58 %) e a argila (33 %), (Figuras 30 e 31).

Os teores de argila aumentam a partir de 0-10 cm (33 %) até 80-120 cm (40 %). O percentual de areia é ligeiramente mais elevado entre 0-20 cm (8 %) diminuindo a 6-7 %, em profundidade. Em profundidade, observa-se um acúmulo de argila em torno do ponto situado a 600 m do rio, representado por uma suave depressão da topografia; nesta região, o silte é predominantemente fino, indicando a diminuição energética no transporte.

- As regiões de deposição de finos geralmente associam-se à ocorrência de *Rhizophora mangle* que através de seu sistema de raízes participam ativamente da sedimentação (Furukawa & Wolanski 1996).

Nos pontos situados a 0, 1000 e 1500 m, representando expressivos depósitos de margem de canal, a deposição de sedimentos mais grosseiros (silte grosso a areia muito fina) assinala o aumento na energia de transporte e a presença de árvores de *Avicennia germinans*. A deposição de clásticos mais grosseiros é observada principalmente até 400 m do rio Marapanim.

O aumento nítido dos percentuais de silte pode ser observado a partir do rio Marapanim em direção ao ponto de 1500 m, acompanhado da diminuição lateral da argila. Isto pode ser interpretado como uma retroalimentação de sedimentos a partir do grande canal de maré situado no final do Perfil II.

No Setor B (Figura 32), os teores médios de silte também diminuem a partir da profundidade de 0-10 cm (66 %) até 80-120 cm (27 %), cuja a maior diferença observada entre o silte e a argila é de 66 % a 27 % respectivamente, superior à diferença observada na mesma profundidade no Setor A.

Neste setor, a partir de 0-10 cm de profundidade, os teores de argila aumentam de 27 % até 36 %, registrado entre 80-120 cm. Lateralmente, observa-se o gradual aumento do teor de argila até aproximadamente 100 m do rio Marapanim, entre 0-20 cm. Em contraposição, o percentual de areia é mais elevado até 100 m da margem do rio, mantendo-se em profundidade entre 6-10 %.

A distribuição granulométrica no Setor B é bastante homogênea. O silte é de tamanho predominantemente médio ao longo do perfil e a argila não experimenta grandes oscilações em torno da média, concordando com o sentido da sedimentação a partir do rio Marapanim em direção à terra firme.

Os sedimentos de manguezais do estuário do rio Marapanim são predominantemente finos, síltico argilosos, depositados sobre os sedimentos grosseiros das barras arenosas. Variações no nível energético de deposição dos sedimentos são observados no interior dos pântanos e ao longo do estuário, influenciados pela morfologia e vegetação predominante.

Entre os setores A e B, variações no nível energético de deposição dos sedimentos aparentemente condicionam o fracionamento granulométrico ao longo do estuário: no Setor A, o maior percentual de argila testemunha zonas calmas de deposição ou, a floculação é proporcionado pelo aumento da salinidade. No Setor B (situado rio acima), a redução dos teores de argila e a predominância de silte médio caracterizam a maior turbulência e a influência da área fonte observada no capítulo anterior.

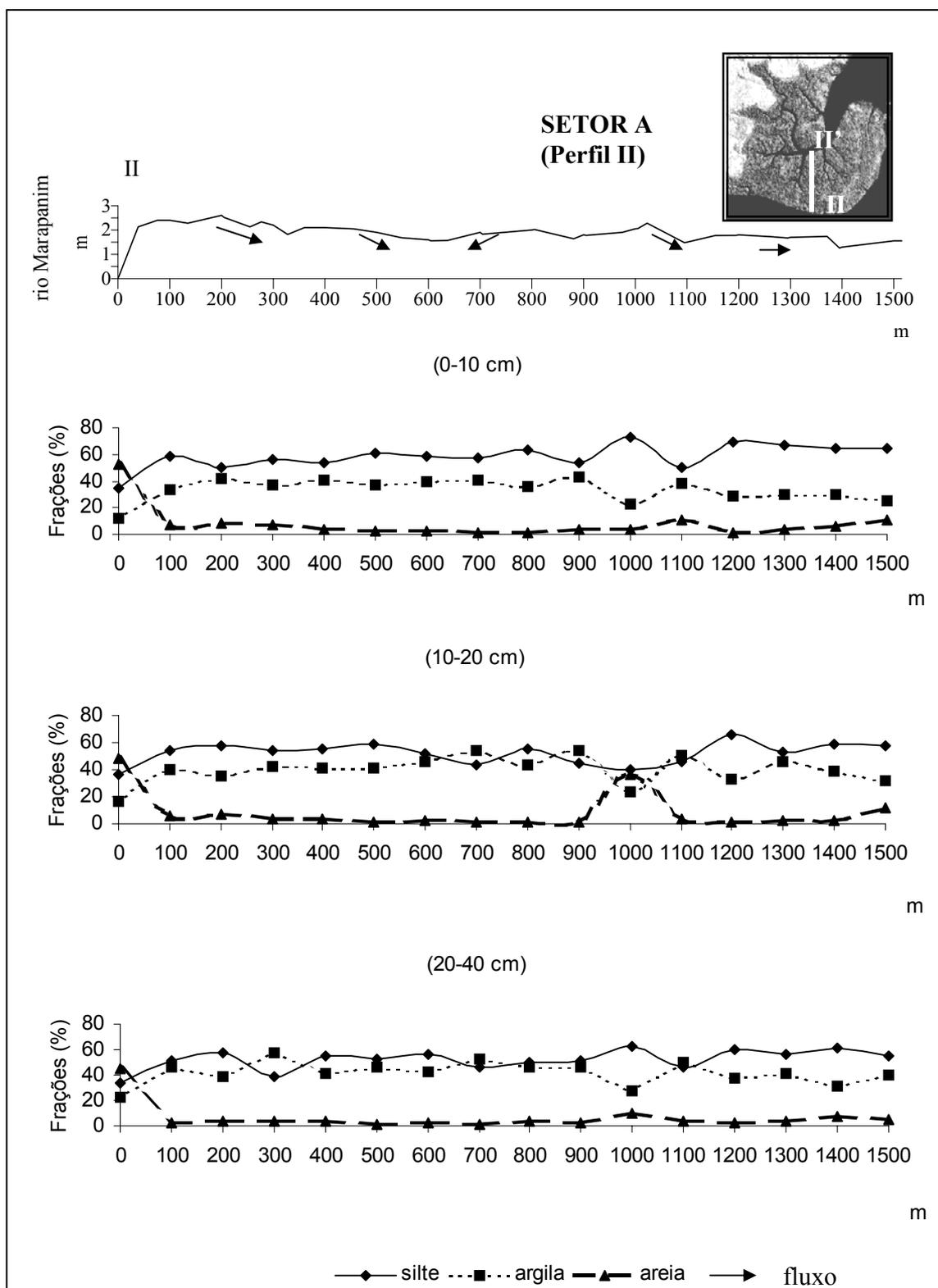


Figura 30: Distribuição das frações silte, argila e areia e a topografia no Perfil II.

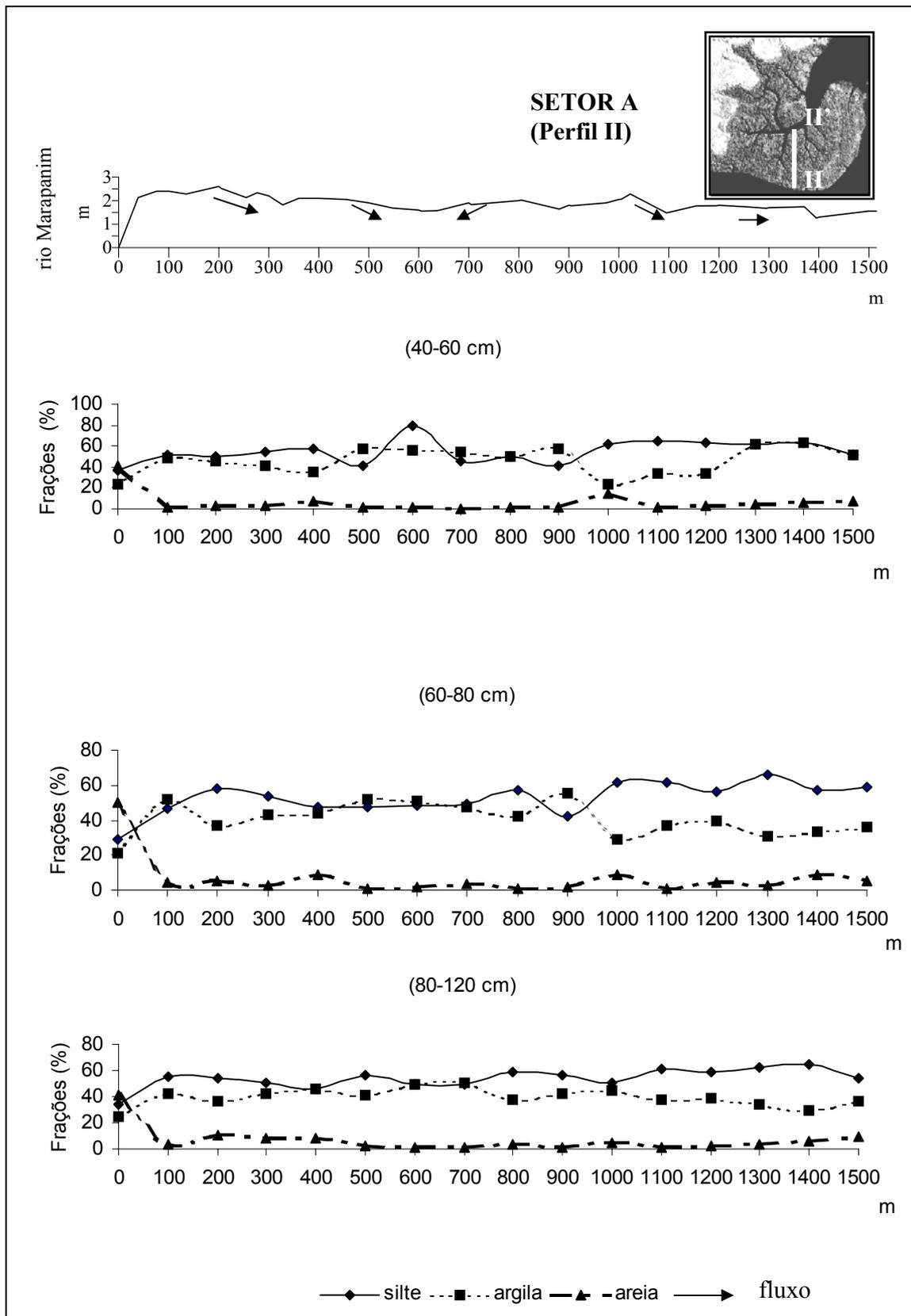


Figura 31: Distribuição das frações silte, argila e areia e a topografia no Perfil II.

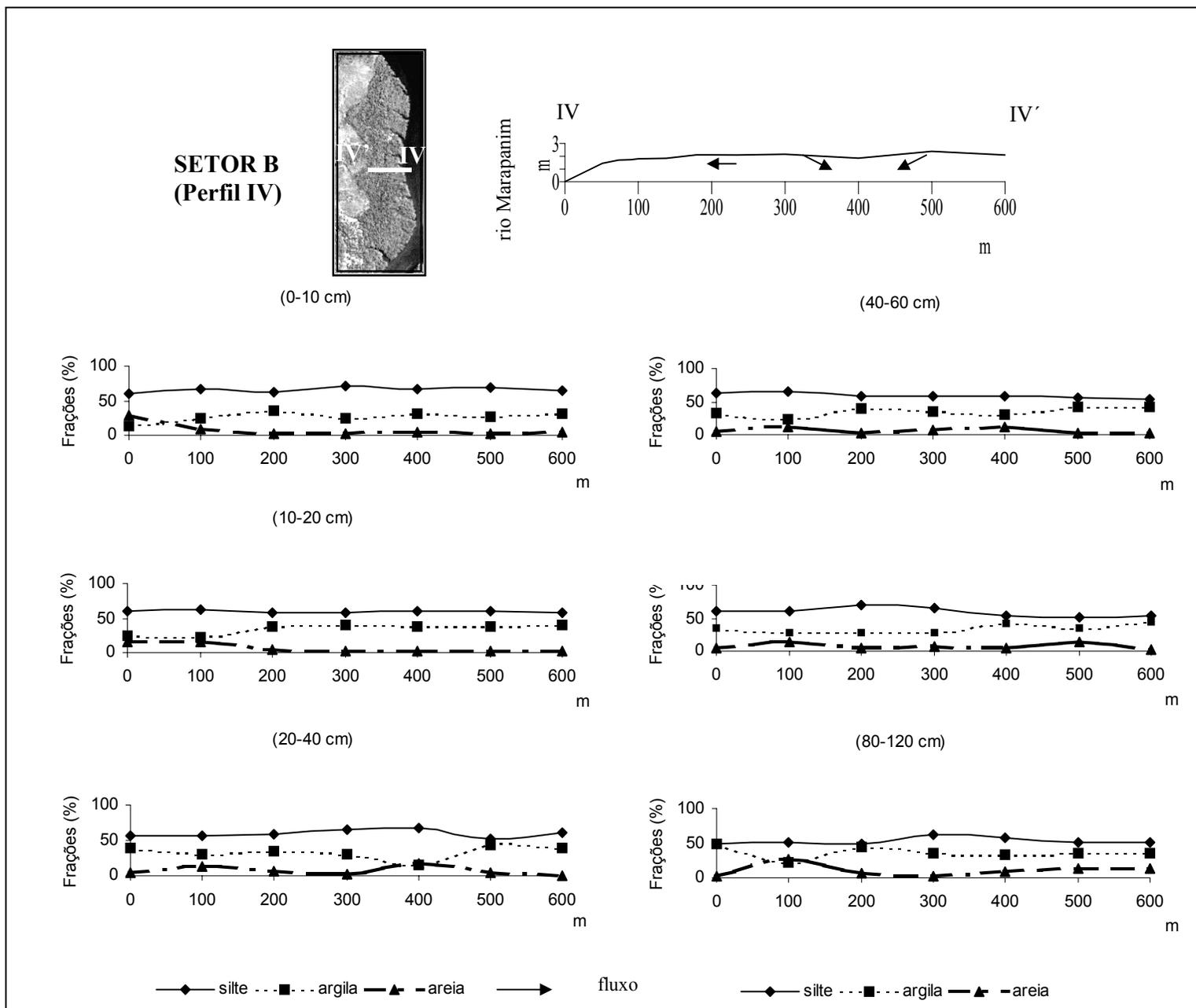


Figura 32: Distribuição das frações silte, argila, areia e a topografia do Perfil IV.

10 - REDE DE DRENAGEM E CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS

Neste capítulo são descritos os aspectos gerais da bacia de drenagem do rio Marapanim, enfatizando as relações da drenagem com a geomorfologia e a geologia local. Um detalhamento foi realizado nas áreas de estudo para evidenciar as características da topografia e, tanto quanto possível, as relações do desenvolvimento da rede de drenagem, a implantação e o desenvolvimento da vegetação e o desenvolvimento dos sedimentos lamosos.

A bacia de drenagem do rio Marapanim é alongada, com cerca de 2.224 km² de área e inúmeras sub-bacias, contribuindo para um elevado grau hierárquico. Essa bacia possui baixa densidade de drenagem (1,3 km/km²) e textura grosseira, sob a influência dos sedimentos permeáveis da Formação Barreiras, de grande extensão no Planalto Costeiro (Oliveira 1999).

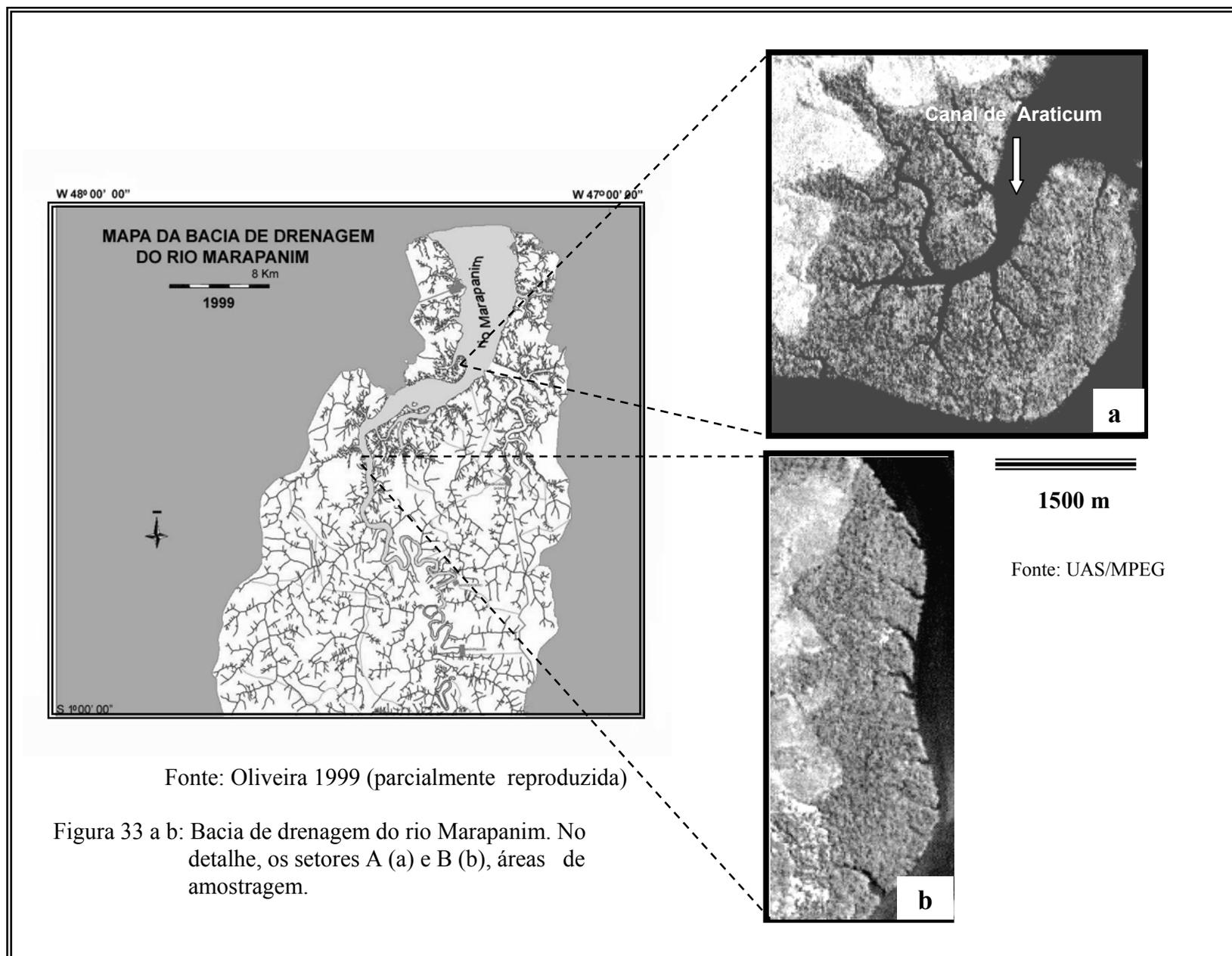
O rio Marapanim constitui-se em um canal aluvial do tipo meandrante, com extensão de aproximadamente 140 km, cujas nascentes estão situadas nos domínios do Planalto Costeiro, no município de Castanhal (Figura 33 a b). O rio desemboca na costa nordeste do estado do Pará, onde desenvolve foz estuarina do tipo afunilada, com aproximadamente 8 km de largura máxima, medida na foz. O rio Marapanim é geneticamente classificado como Conseqüente, de 5^a ordem, influenciado pela inclinação do terreno, com cotas topográficas em torno de 24m e desembocadura na linha de costa, quando atinge baixa topografia e forte influência das marés (Oliveira op cit.).

A distribuição espacial da rede de drenagem evidencia dois grandes padrões: o dendrítico e o subdendrítico.

O padrão subdendrítico desenvolve-se nos terrenos de domínio geomorfológico do Planalto Costeiro, onde predominam os sedimentos da Formação Barreiras. A rede de drenagem, nesses setores, caracteriza-se pela ocorrência de cursos d'água mistos, extensos e espaçados, denotando alta hierarquia, com fraca assimetria e angularidade média, distribuindo-se de forma multidirecional ordenada. Nesse padrão, foram identificadas também formas anômalas, representadas por meandros comprimidos e trechos levemente retilíneos, meandros abandonados e intensa ação erosiva nas margens.

O desenvolvimento do padrão subdendrítico sobre o Planalto Costeiro deve-se, principalmente, à maior permeabilidade dos sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras, que possuem grande capacidade de infiltração.

O padrão dendrítico desenvolve-se sobre a unidade Planície Estuarina, onde predominam sedimentos inconsolidados, siltico-argilosos, colonizados preferencialmente pela vegetação de manguezal. Nesses setores, a rede de drenagem é muito densa, com vários pequenos canais desenvolvendo-se de forma multidirecional desordenada, com predominância de segmentos curvilíneos, de forte assimetria e baixa angularidade.



Fonte: Oliveira 1999 (parcialmente reproduzida)

Figura 33 a b: Bacia de drenagem do rio Marapanim. No detalhe, os setores A (a) e B (b), áreas de amostragem.

Nessa unidade geomorfológica, a configuração da rede de drenagem igualmente reflete a natureza do substrato geológico, sobretudo, sua baixa capacidade de infiltração que, associada à baixa declividade do terreno, permite o escoamento superficial das águas, propiciando o desenvolvimento de um padrão constituído por inúmeros e pequenos canais de primeira ordem, dispostos em várias direções, influenciados pelo fluxo de maré.

Para a análise mais detalhada da rede de drenagem, a ampliação da imagem de satélite destaca os setores A e B escolhidos para estudo na bacia de drenagem do rio Marapanim (Figura 33 a b). Trata-se de dois depósitos lamosos, colonizados por espécies típicas dos manguezais da região, que se desenvolveram nas zonas inundáveis, protegidas e pouco profundas, do estuário do rio Marapanim.

Os manguezais do Setor A originaram-se a partir de uma barra lamosa de maré: arenosa na base e lamosa no topo (Silva 1998). Na figura representativa do Setor A (Figura 34), observa-se que a esperada suavidade do relevo cede lugar a uma inclinação acentuada no terreno, ressaltada pelos sentidos opostos tomados pela rede de drenagem e o seu entalhamento incisivo nos sedimentos. Este aspecto morfológico reflete a morfologia pretérita do banco de areia sobre a qual o manguezal do Setor A se desenvolveu, evidenciada por meio dos perfis topográficos I e II.

No Setor A da Figura 35, os padrões de drenagem destacam claramente três áreas: (a) as duas primeiras (I e II) de textura lisa, correspondem a acresções lamosas recentes, onde os manguezais são densos, mas relativamente jovens (Figura 36) e (b) a terceira (III), adjacente, separada das demais pela linha pontilhada. Essa área apresenta textura rugosa, dendrítica, com canais profundos e hierarquizados, desenvolvidos sobre terrenos topograficamente mais elevados, com vegetação composta por árvores mais velhas.

- Os critérios considerados para determinar áreas cronologicamente distintas foram obtidos a partir da análise temporal entre fotografias aéreas datadas de 1964 e imagens de satélite Landsat de 2001 (Figura 37). Os cálculos efetuados no laboratório de sensoriamento remoto do Museu Paraense Emílio Goeldi indicam uma área estável (inalterada por processos de acresção/erosão) de 4,5 km² no espaço de tempo considerado; a área de acresção totaliza 0,32 km² e a área de erosão 0,24 km².

No Perfil I (Figura 34), manguezais jovens representam uma estreita faixa de zonação que coloniza a área I, de aproximadamente 100 m de largura, onde predominam a *Laguncularia*

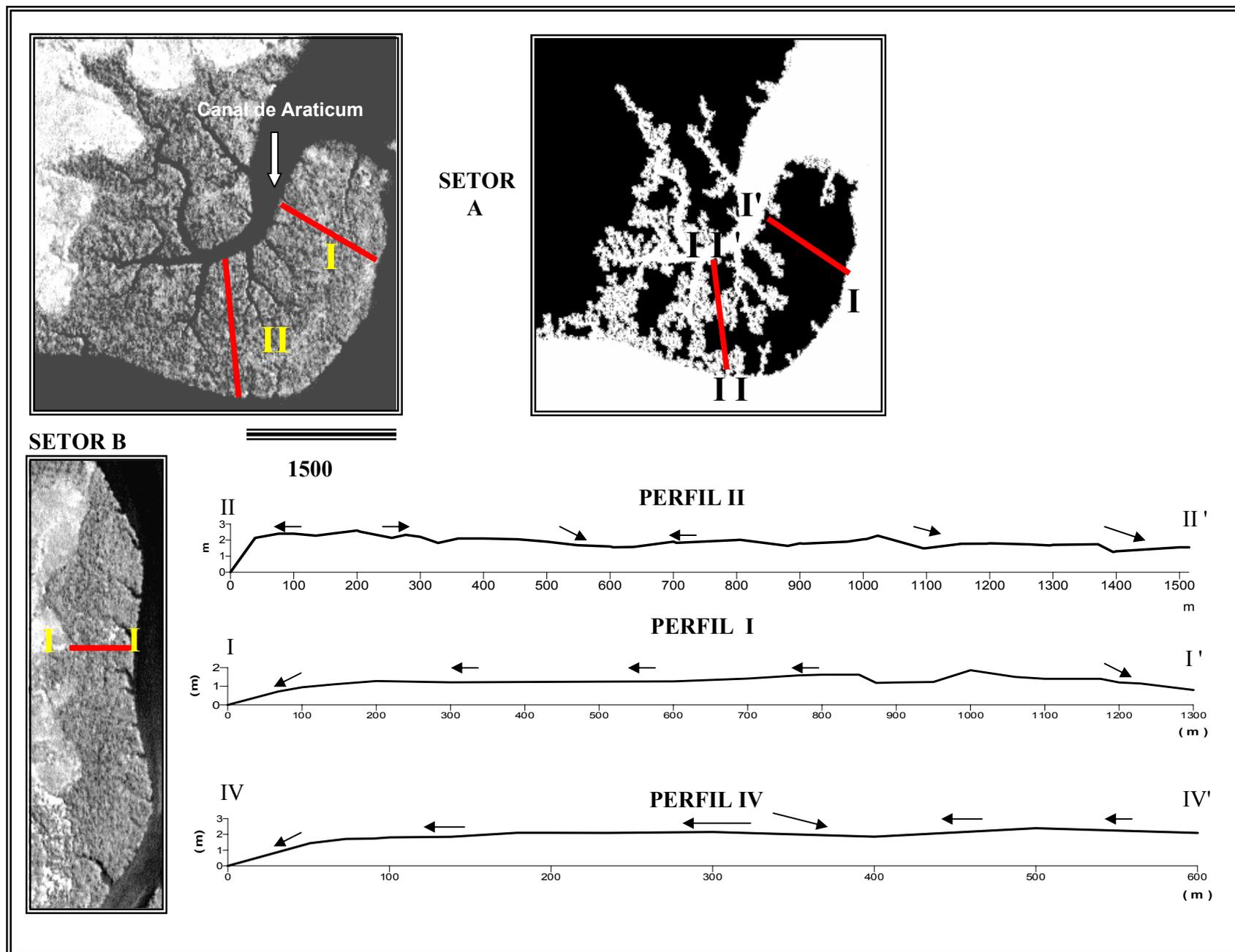
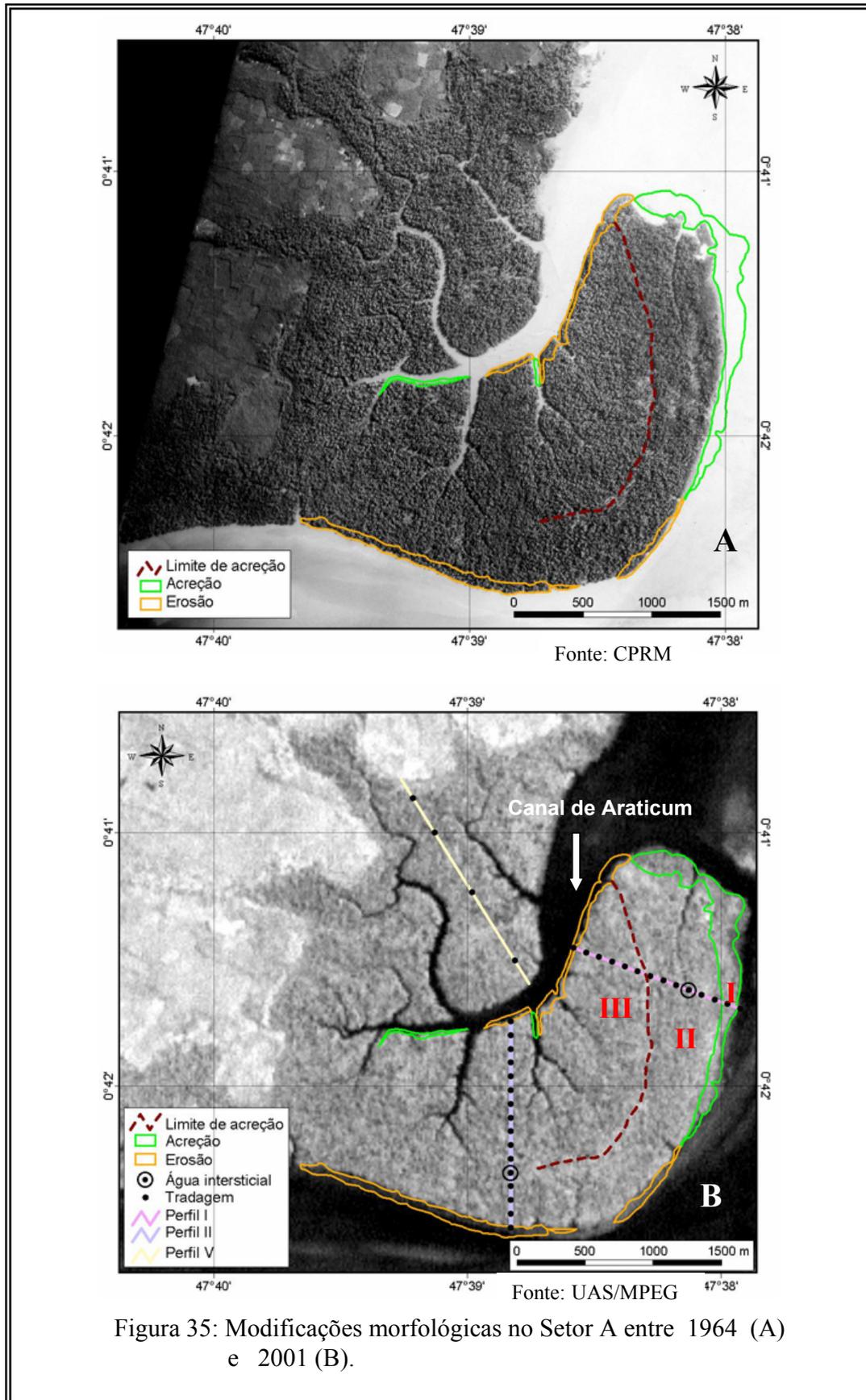


Figura 34: Detalhes dos setores A e B (perfis I, II e IV) na imagem de satélite. As setas indicam o sentido do escoamento superficial.



racemosa e a *Rhizophora mangle*, com alturas inferiores a 20 m e densa cobertura foliar (Figura 36). A partir daí, até 300 m (área II), o domínio é total da *Rhizophora mangle* quando começam a aparecer as primeiras árvores de *Avicennia germinans*, colonizando locais mais elevados do terreno. Na região do Perfil I, entre 0 e 300 m, há abundância de tênues canais de maré, pouco profundos, curtos e multidirecionais (Figura 37).



Fonte: BIPEC/MPEG

Figura 36: Aspecto da zonação da vegetação no Perfil I, observando-se em A e B, árvores de *Laguncularia racemosa* e de *Rhizophora mangle*.



Fonte: BIPEC/MPEG

Figura 37: Desenvolvimento da rede de drenagem a partir da zona de acreção do Setor A. Observar o padrão de drenagem que praticamente desaparece no contato com o manguezal

Essa configuração de drenagem desenvolve-se sobre os terrenos de acreção sedimentar (áreas I e II), topograficamente mais baixos, cujos sedimentos (redutores), apresentam característica predominantemente siltico-argilosa. Esses sedimentos são recobertos constantemente pelas marés de sizígia ou pelas enchentes das marés de quadratura.

Entre 400 e 500 m, a vegetação do Perfil I torna-se mais alta (15-20 m), com predominância total da *Rhizophora mangle*, secundariamente a *Avicennia germinans*. O terreno apresenta as maiores cotas entre 700 e 1100 m (na área III), limite dos sedimentos mais antigos (definido pela linha pontilhada); nesses locais, a drenagem superficial assume sentidos contrários, de talhe incisivo nos sedimentos, acompanhando o declive suave que leva até o canal de maré de Araticum (marco de 1300 m), em destaque na Figura 38. Entre 900 e 1100 m, registro das maiores cotas, os sedimentos são oxidados até 60 cm de profundidade, onde foram observados terrenos expostos, inclusive em marés de sizígia.



Figura 38: Canal de maré de Araticum.

O Perfil II, traçado sobre terrenos mais antigos, apresenta zonas topograficamente mais elevadas entre 0 e 400 m, cujos sedimentos são fortemente oxidados durante a estiagem e a vegetação predominante é constituída por *Rhizophora mangle* secundada pela *Avicennia germinans*, representadas por árvores maduras e de porte elevado (25-30 m), com cobertura vegetal densa (Figura 39). No período de estiagem, observa-se nesses sedimentos o resultado da forte evapotranspiração na região, com o aparecimento de inúmeras rachaduras (fendas de dessecação) nas zonas mais elevadas topograficamente (Figura 40). O intervalo de 0-400 m define um divisor topográfico das águas de escoamento superficial que passam a desaguar no sentido do canal de Araticum; entre 400 e 800 m, o terreno adquire leve depressão, tornando-se extremamente úmido e argiloso, com predomínio da *Rhizophora mangle* (Figura 41).

A partir de 700 m (na zona III), os sedimentos tornam-se oxidados e fortemente dessecados, em resposta à elevação do terreno. Os canais de maré são mais profundos e mais hierarquizados, evoluindo sobre a zona mais antiga do manguezal (definida a partir da linha pontilhada), cujos sedimentos são fisicamente bem desenvolvidos, coexistindo com mangues maduros (Figura 42). A partir de 1100 m, os sedimentos tornam-se bastante úmidos, redutores ou fracamente oxidados, com suave inclinação da topografia em direção ao marco de 1500 m, situado próximo ao canal de Araticum; nessa região, o porte da vegetação diminui (aproximadamente 10 m de altura), com predomínio da *Rhizophora mangle*, existindo também *Laguncularia racemosa* além da *Avicennia germinans*.

No Setor B, os manguezais desenvolveram-se colados à terra firme, originando-se provavelmente a partir de corpos alongados de barras arenosas. A drenagem superficial escorre em direção ao rio Marapanim, cujos canais de drenagem são bastante incisivos nos sedimentos, evoluindo a partir da sedimentação em curso.

O Perfil IV traçado perpendicularmente ao manguezal, no sentido rio Marapanim-terra firme (Figura 34), realça as relações de desenvolvimento do sedimento, com a morfologia, a vegetação e o entalhamento da drenagem, semelhante ao observado no Perfil II, descrito anteriormente. Esses sedimentos são em geral bastante oxidados superficialmente, coexistindo com bosques mistos de vegetação madura, onde se observou a *Rhizophora mangle* como espécie dominante e a *Avicennia germinans*, em menor número, colonizando terrenos mais elevados topograficamente. Exceção é observada entre 300-450 m, quando uma leve depressão no terreno,

caracterizada pela inversão nos fluxos superficiais, cede lugar a um bosque aberto de *Rhizophora mangle*.

Nas proximidades do contato com a terra-firme, os sedimentos do manguezal adquirem granulometria mais grosseira (argilosos com areia grossa e seixos), tornando-se cinza-avermelhados pela oxidação do Fe^{2+} e profundamente oxidados (aproximadamente 1m) na porção mais elevada do contato. O manguezal faz contato com a vegetação de capoeira do Planalto Costeiro (Costa et al. 1977); as árvores do manguezal, principalmente de *Avicennia germinans*, apresentam fortes indícios de senescência, com vários estágios de reiteraões (Loubry & Prost 2001).

A interpretação da rede de drenagem fornece subsídios sobre a geologia e a geomorfologia da região, desempenhando a função de fator-guia para a interpretação dos processos que determinam as características e a evolução química e mineralógica dos sedimentos; em última análise, o desenvolvimento da vegetação. As características físico-químicas (pH, Eh e salinidade intersticial) parecem evoluir rapidamente, onde a maior expressão é o grau de oxidação, cuja intensidade pode ser avaliada em campo por meio da cor, manchas e consistência do sedimento nos perfis topográficos. Desta forma, admite-se que a hierarquização dos canais de maré e a topografia concorrem positivamente para a evolução dos sedimentos e a diversidade da cobertura vegetal.



Figura 39: Aspectos da vegetação e da morfologia no Perfil II: em (A), início do perfil, sob maré de sizígia; em (B), início do perfil, sob maré baixa; em (C), interior do perfil (observar a altura das árvores em relação à escala igual a 1,60 m).



Figura 40: Aspecto da dessecação do sedimento no Perfil II provocado por forte evapotranspiração em período de estiagem.



Figura 41: Aspecto da vegetação, observando-se o amplo domínio de *Rhizophora mangle*.



Figura 42: Aspecto do entalhamento em “U” na drenagem de sedimentos de zonas mais antigas do Perfil II.

11 - INFLUÊNCIA DO CLIMA SOBRE A CUNHA SALINA E PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS.

11.1 - O COMPORTAMENTO SAZONAL DA CUNHA SALINA

A evolução dos sedimentos costeiros associados aos manguezais está condicionada à evolução morfológica desses ecossistemas com suas condições hidrológicas, incluindo a evolução e a composição da cunha salina, fatores em grande parte regidos pelo clima e pela frequência de inundação das marés (Baltzer 1982 a; Baltzer et al. 1995; Turenne 1997). Os resultados obtidos por esses autores constituem a base para descrever a contínua e progressiva maturação dos sedimentos lamosos do estuário do rio Marapanim, que se inicia a partir do domínio marinho em direção à terra firme e o seu grau de desenvolvimento e diferenciação vertical e lateral expresso pela salinidade intersticial, pH e Eh (mV).

No estuário do rio Marapanim a intrusão da água do mar origina uma cunha salina, intersticial nos sedimentos, que se desenvolve próximo e obliquamente à superfície do terreno (Figura 43). A figura descreve esquematicamente o comportamento da cunha salina e do perfil de oxidação que se estabelecem simultaneamente sob os sedimentos lamosos dispostos ao longo do estuário. A linha contínua representa a zona de oscilação máxima da salinidade intersticial entre o final do período de estiagem e o final do período chuvoso. A linha tracejada representa a amplitude da oxidação ("frente de oxidação") neste intervalo sazonal.

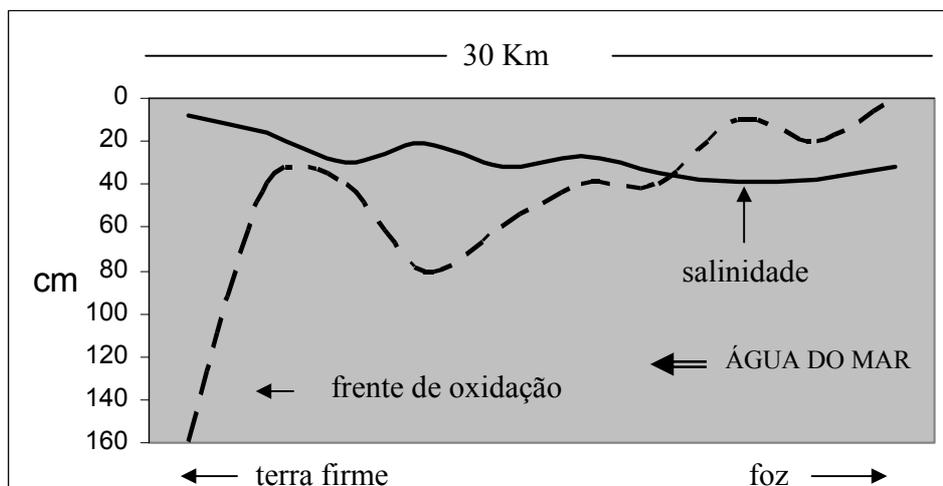


Figura 43: Representação da cunha salina e frente de oxidação nos sedimentos do estuário do rio Marapanim.

Sob a influência das altas taxas pluviométricas, característico do clima tropical úmido, a cunha salina é diluída pelas águas pluviais e de subsuperfície que se infiltram lentamente no sedimento pouco permeável durante as marés baixas. No período de estiagem, fortes processos de evapotranspiração provocam o movimento capilar da água intersticial e a concentração da cunha salina próximo à superfície do terreno (Duchaufour 1988).

O perfil de oxidação que se estabelece, desenvolve-se a partir da superfície do terreno, na foz do estuário, aprofundando-se lateralmente em direção à terra firme, demonstrando interdependência entre os processos de oxidação e dessalinização dos sedimentos com o afastamento da desembocadura do estuário. Nos contatos com a terra firme, os manguezais possuem o potencial máximo de interação com os fluxos de subsuperfície (Harvey & Odum, 1990), provenientes dos aquíferos da Formação Barreiras.

11.2 - A SALINIDADE INTERSTICIAL

Um dos efeitos do clima sobre a cunha salina resulta na concentração ou na diluição da salinidade intersticial próximo à superfície do terreno. A curta, porém marcante sazonalidade climática da região (notadamente precipitação pluviométrica e variações da temperatura) exerce sua influência sobre os sedimentos lamosos do estuário do rio Marapanim, registrada pela salinidade intersticial, evidenciado pelas curvas de isovalores da salinidade entre o final do período chuvoso e a estiagem (Figura 44).

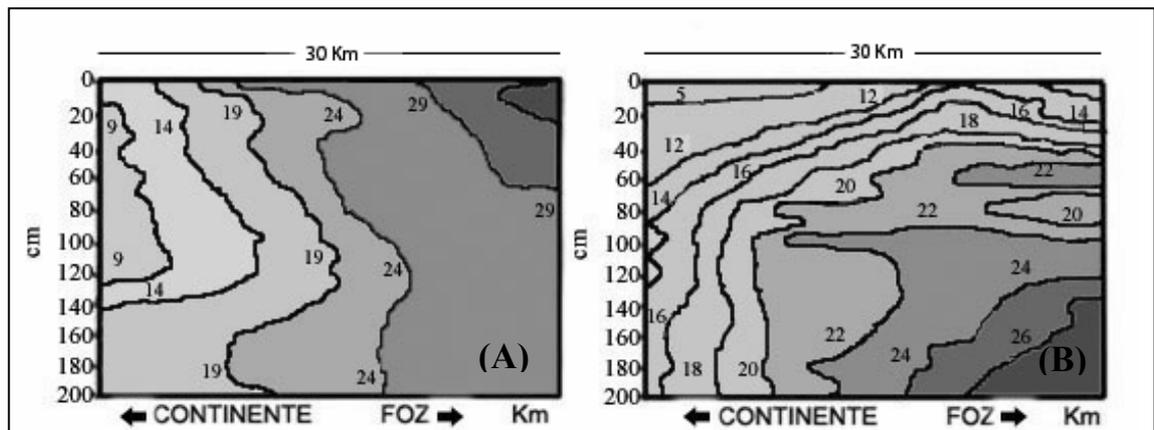


Figura 44: Distribuição da salinidade intersticial no estuário do rio Marapanim
(A): período de estiagem (B): período chuvoso.

A salinidade intersticial concentra-se sob os sedimentos localizados próximo à foz do estuário, diluindo-se em direção ao continente devido às fortes vazões do rio Marapanim. A configuração assumida pelas isolinhas demonstra a influência das águas doces do rio e sugere o movimento intersticial (fluxos de subsuperfície) das águas estuarinas nos sedimentos (Nuttle 1988; Nuttle & Hemond 1988).

Sob a influência das águas do rio ou das marés, a salinidade intersticial não ultrapassa os valores máximos da salinidade das águas de enchente. Por outro lado, o final do período das chuvas registra notável diluição na salinidade intersticial nos primeiros centímetros do topo dos sedimentos.

A capacidade de infiltração das águas nos sedimentos lamosos e, conseqüentemente, de diluição da água intersticial salina, é aumentada pela atividade de bioturbação e por modificações na estrutura do sedimento (fendas de dessecação), provocadas pela estiagem e, secundariamente, pela granulometria (Duchaufour 1988). A zona de bioturbação é altamente sensível aos processos que se realizam na interface água-sedimento (Bernier 1980), dada sua grande heterogeneidade lateral, relacionada com a distribuição das raízes e à atividade de escavação por animais (principalmente caranguejos), que facilitam os transportes advectivos de águas intersticiais por correntes de marés, oxigênio atmosférico e a ação das variações climáticas (Aragon 1997).

O efeito de dessalinização dos sedimentos ao longo do estuário coincide com a transição da vegetação de manguezal para zonas de águas salobras ou doces, tipificadas por espécies de várzea-manguezal: *Achrosticum aureum* e *Eutherpe oleracea*, além de velhas e altas árvores de *Rhizophora sp.* e *Avicennia sp.*, esta última apresenta acentuado grau de senescência, distribuída em bosques esparsos e mistos, colonizando sedimentos de granulometria siltico-arenosa. Essa é uma implicação biológica importante (Wolanski et al. 1997; Duke et al. 1998), derivada dos processos hidrosedimentares do rio Marapanim, os quais influenciam a salinidade e condicionam a implantação dos manguezais ao longo do estuário.

A região de menor salinidade atua como um tampão entre os manguezais e o curso mais elevado do rio Marapanim, influenciada pela hidrologia de subsuperfície, com reconhecida importância ecológica e participação na geração do fluxo de nutrientes nesta parte do estuário (Santos et al. 1997; Thibodeau et al. 1998; Harvey & Odum 1990). Por outro lado, o condicionamento da vegetação às características morfosedimentares e à variação espacial dos

parâmetros físico-químicos sugerem a existência de interações efetivas entre o meio biótico e o abiótico, adaptados ao regime de macromarés.

Nas amostragens realizadas ao longo do estuário, as variações dos parâmetros físico-químicos apenas demonstram relações generalizadas com a morfologia do estuário, sua declividade em relação à foz, o clima e a inundação pelas marés. Nos perfis realizados nos setores A e B, porém, medidas contínuas obtidas sobre um levantamento topográfico detalhado põem em evidência as relações espaciais intrínsecas entre as variáveis climáticas (pluviometria e temperatura) e físico-químicas (salinidade, pH e Eh) com a morfologia e as variações da maré (Figuras 45, 46, 47, 48, 49 e 50 e anexos).

Nas proximidades da foz do rio Marapanim, no setor A, a contribuição das águas doces do rio é menor e a cunha salina é diluída superficialmente pelas águas das chuvas e das marés de enchente. O predomínio das águas salgadas circulando na superfície e nos interstícios dos poros dos sedimentos reflete a marcante sazonalidade da região, observada ao final da estiagem.

Nos perfis I e II (Figuras 45 a 48), os efeitos da estiagem (intensificada pela evapotranspiração) sobre o aumento da salinidade intersticial são assinalados nas áreas hachuradas dos gráficos e delimitam regiões cujas concentrações atingiram valores acima da salinidade máxima (33) das águas de superfície no período de amostragem. Reflexos das oscilações climáticas são observados na superfície dos sedimentos, através da disposição das isolinhas de salinidade nessa região dos gráficos, realçado no Perfil II.

Os efeitos da evapotranspiração são mais intensos nas áreas circunvizinhas aos pontos topograficamente mais elevados dos perfis, com valores de salinidade atingindo 44 no Perfil I e 40 no Perfil II. Se considerarmos a salinidade máxima das águas de enchente para essa região, valores acima de 40 representam hipersalinidade. Esse valor foi tomado como base comparativa para extremos da salinidade, também adotado por Santos et al. (1997) para interpretar a zonação e o *stress* de salinidade sobre a vegetação de manguezais no Maranhão.

- Vale ressaltar que valores de hipersalinidade não deveriam ocorrer nesta zona do baixo estuário (Santos et al. op. cit.), tendo em vista a inundação diária dos manguezais pelas macromarés de sizígia. Ainda assim, nos limites laterais do setor A, em contato imediato com os sedimentos de terra firme (Formação Barreiras), registrou-se valores de salinidade em torno de 60 no final do período de estiagem.

SETOR A – PERFIL I

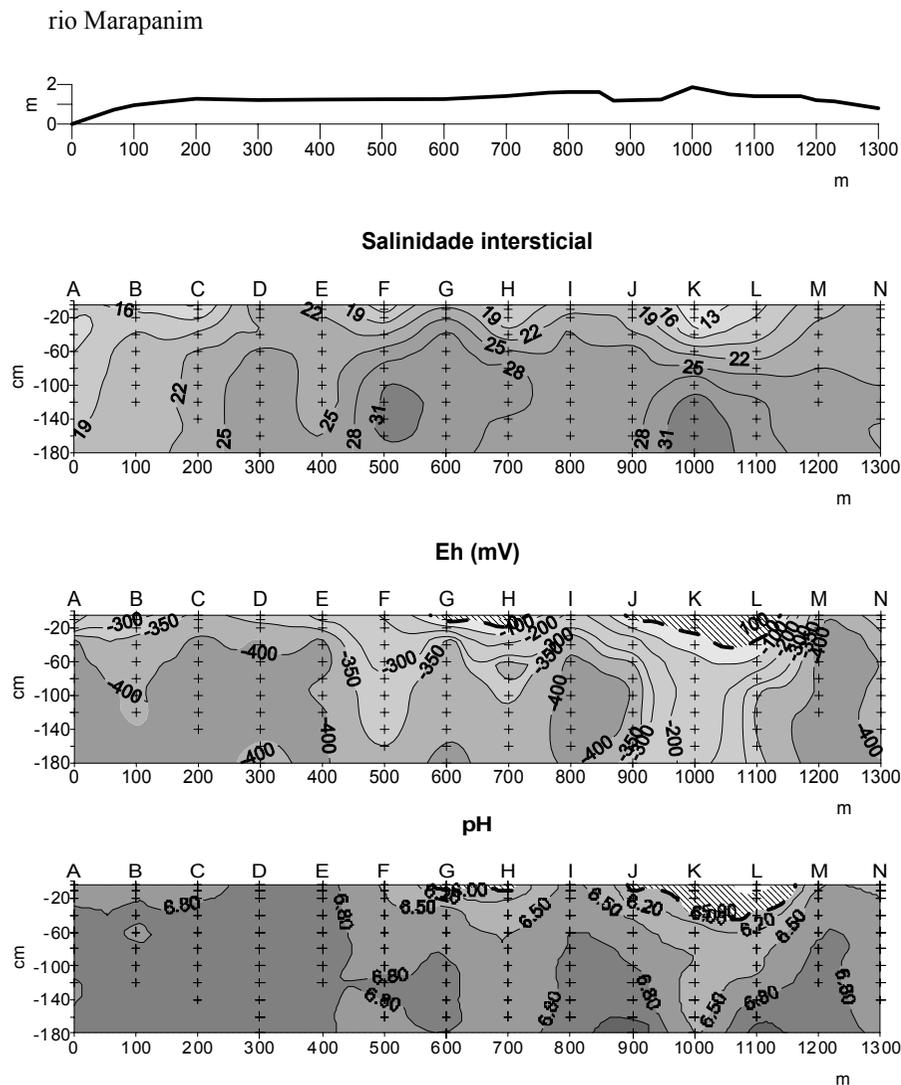
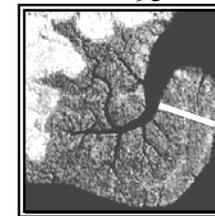


Figura 45: Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período chuvoso (junho).

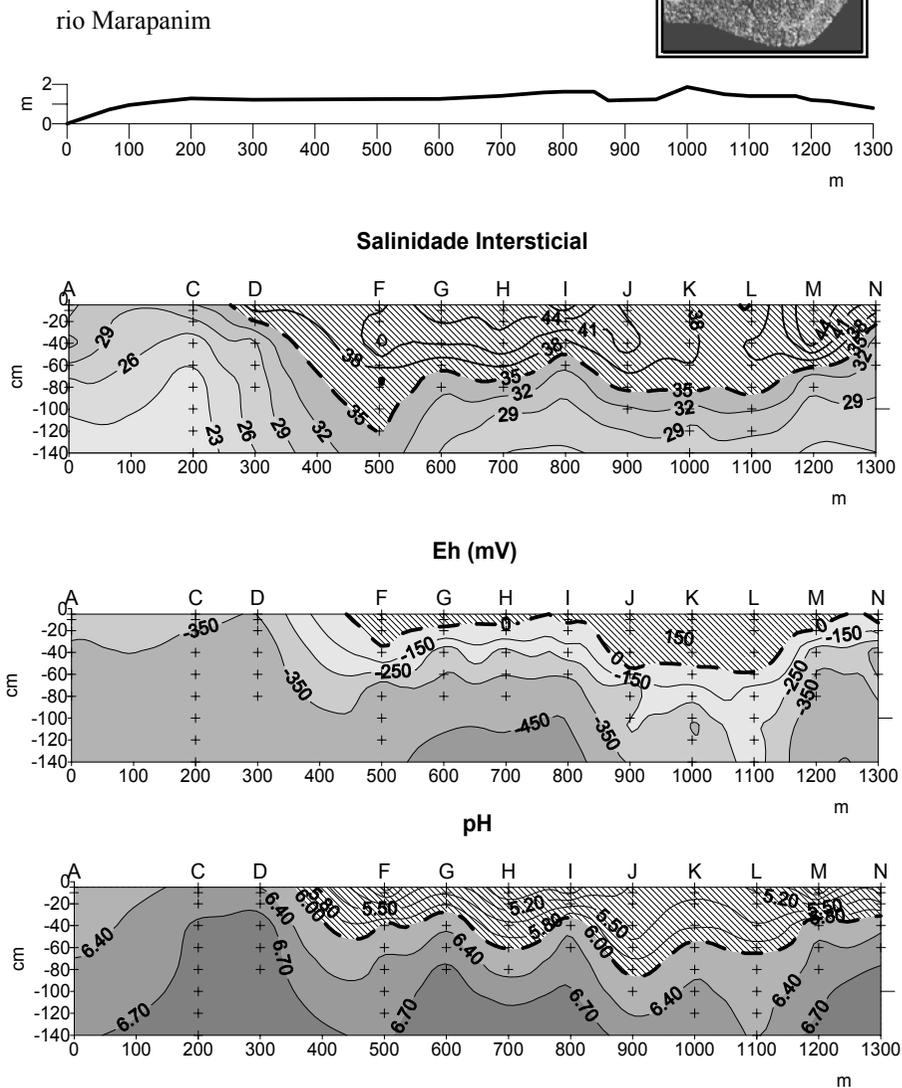
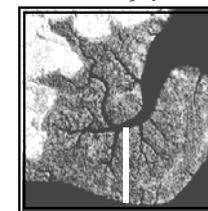
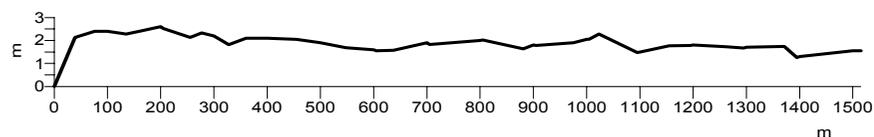


Figura 46: Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período de estiagem (novembro).

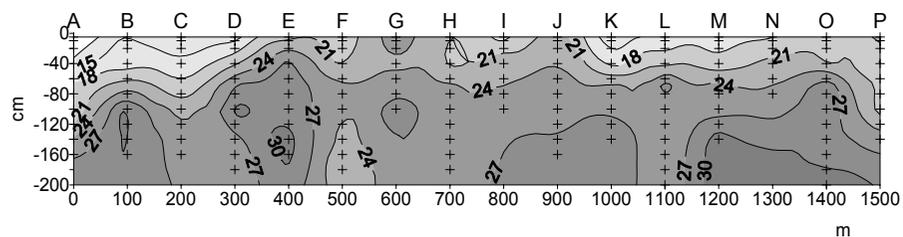
SETOR A – PERFIL II



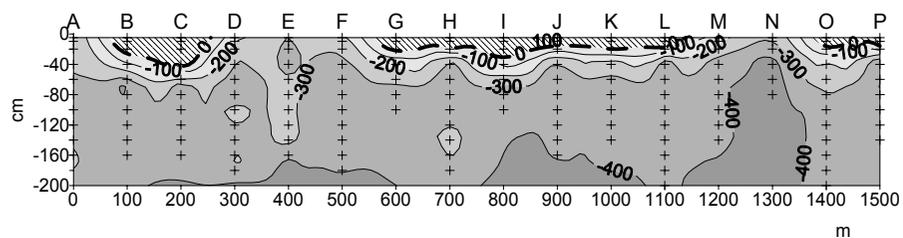
rio Marapanim



Salinidade Intersticial



Eh (mV)



pH

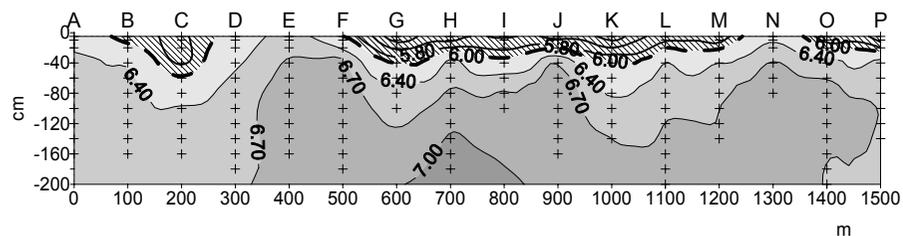
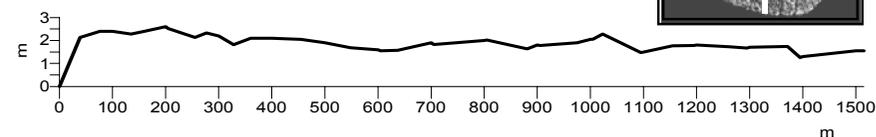
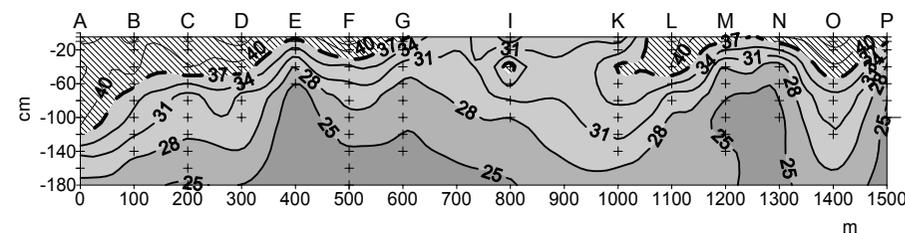


Figura 47: Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período chuvoso (junho).

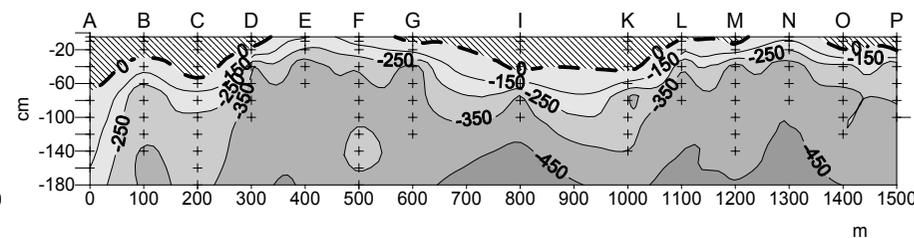
rio Marapanim



Salinidade intersticial



Eh (mV)



pH

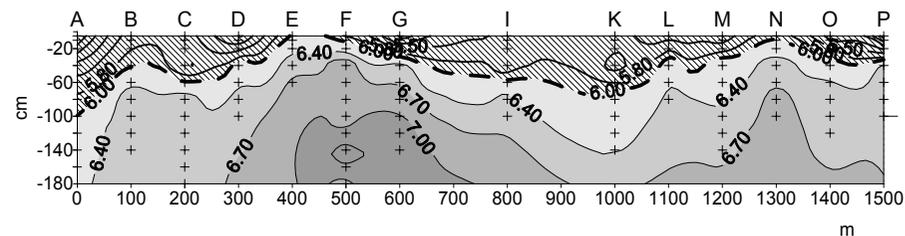


Figura 48: Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período de estiagem (novembro).

SETOR B – PERFIL IV

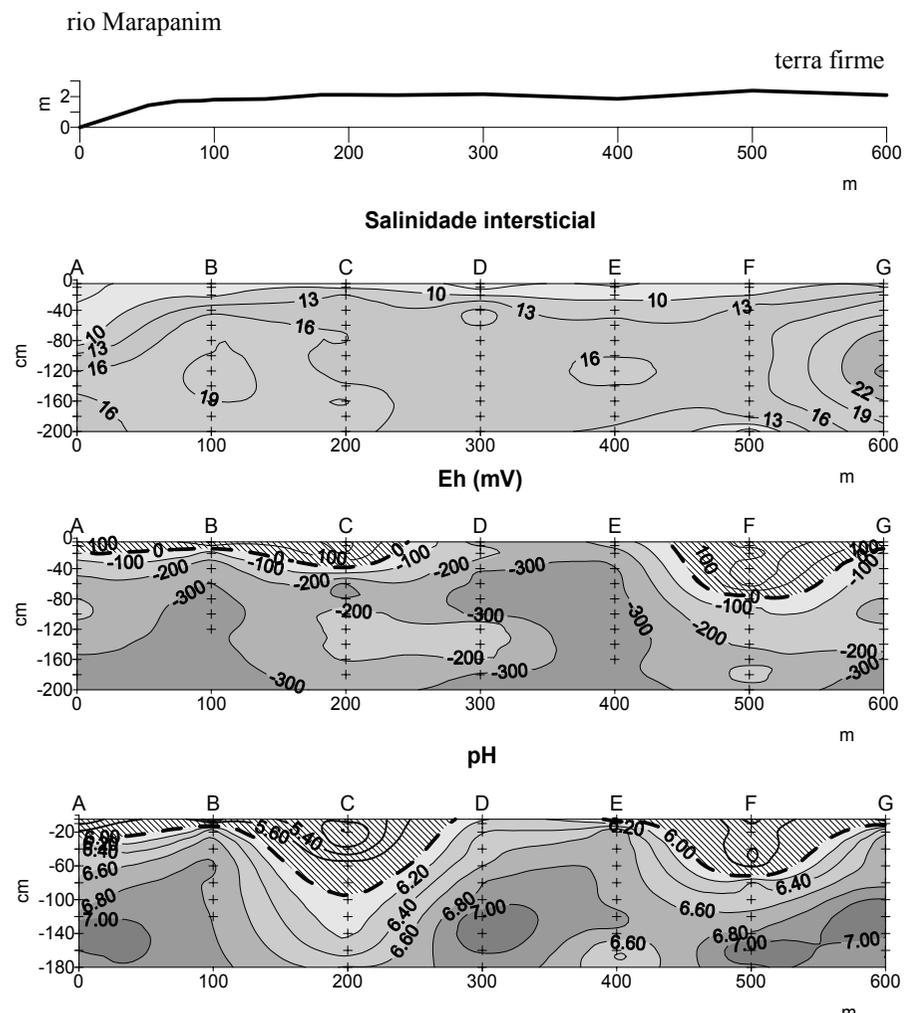
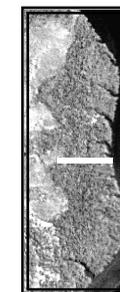


Figura 49: Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período chuvoso (junho).

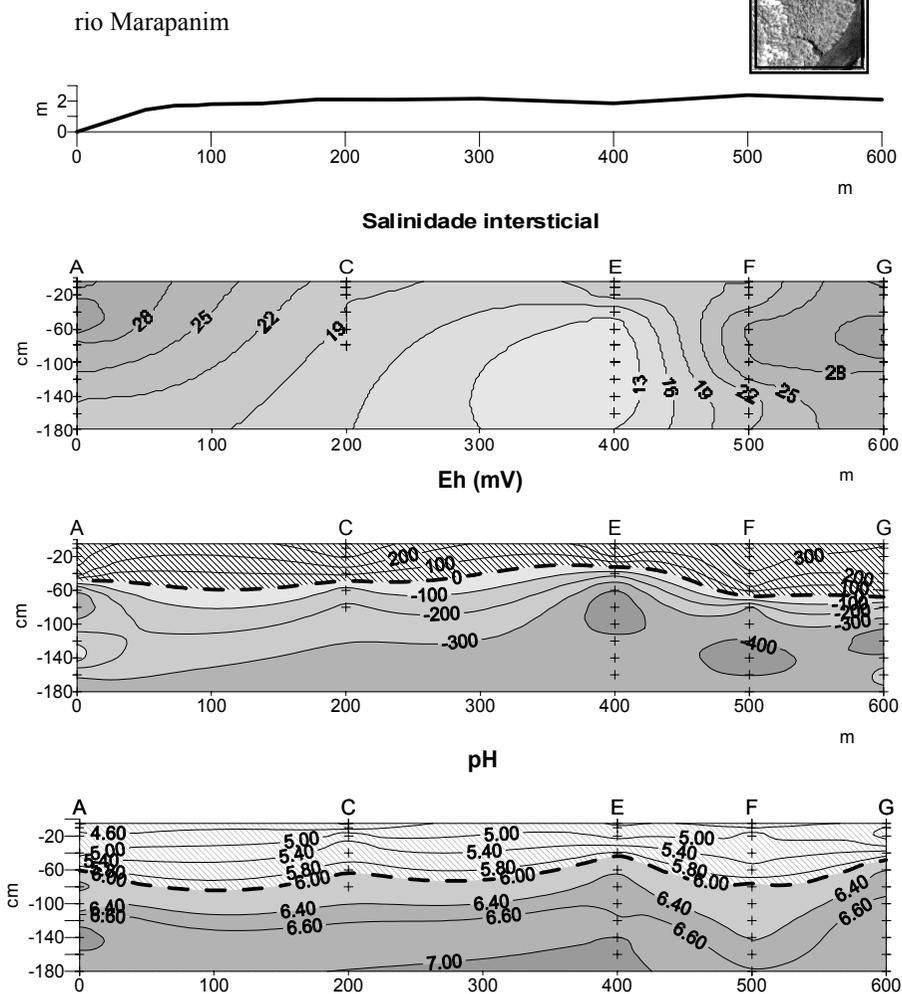


Figura 50: Distribuição da salinidade intersticial, Eh (mV) e pH no final do período de estiagem (novembro).

No setor B, pertencente à zona de maior influência fluvial, existem fluxos de água doce no contato com a terra firme e ocorre a diluição da salinidade na superfície dos sedimentos durante o período chuvoso (Figuras 49 e 50). No Perfil IV, representativo dessa região, a salinidade intersticial mais elevada é de 28, registrada na estiagem em sedimentos situados próximo ao rio Marapanim e a áreas mais elevadas no contato com a terra firme, enquanto que a salinidade máxima nas águas de superfície é de 19 no ápice da estiagem.

Importante modificação físico-química provocada pelas variações climáticas sobre os sedimentos é registrada pela repartição sazonal da salinidade intersticial, a qual representa a diferenciação vertical e lateral sofrida pela água intersticial quando submetida a intensos processos de evaporação. Tais processos são responsáveis pela formação e acúmulo de sais (principalmente gipso e halita), via difusão aquosa, próximo à superfície do sedimento. Isso é demonstrado pelo afinilamento e o aprofundamento das curvas, aparentemente assinalando um momento harmônico dos fluxos difusivos de subsuperfície (Figura 51).

A repartição dos valores da salinidade ocorre em torno da profundidade de 1 m, referenciada na área como a zona das raízes mais profundas e onde ocorrem misturas dispersivas com as águas de superfície (Harvey & Odum 1990). Nessa profundidade, a salinidade mais elevada resulta dos processos de dessecação da água intersticial (Dacey & Howes 1984). Logo abaixo, a salinidade tende a se estabilizar assumindo um aspecto conservativo, também demonstrado pelas configurações das isolinhas de distribuição da salinidade intersticial.

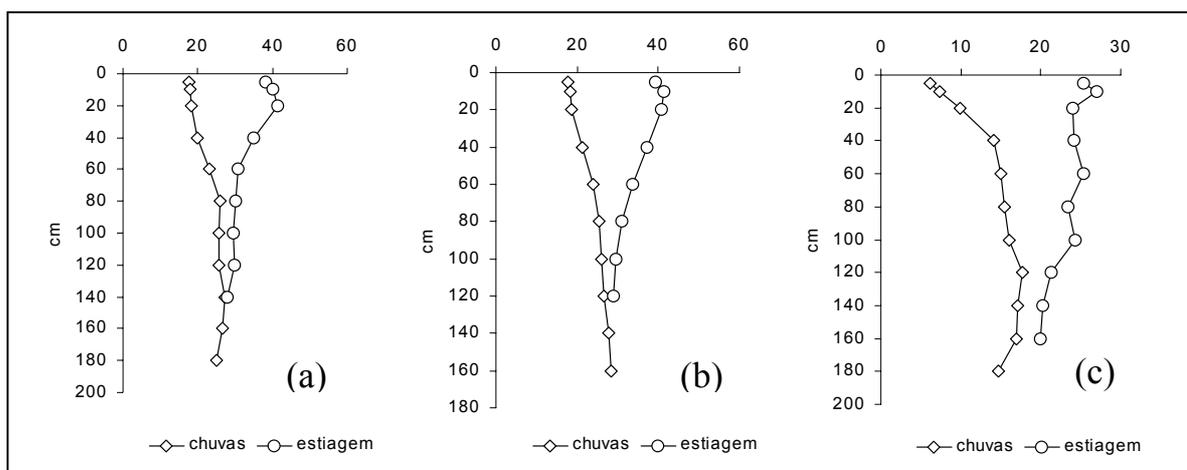


Figura 51: Variações médias da salinidade intersticial entre o período chuvoso e de estiagem (a), (b) e (c): perfis II, I e IV, respectivamente.

A evolução sazonal da salinidade e sua distribuição nos sedimentos são realçadas a partir dos quocientes entre o valor da salinidade no período de estiagem e a salinidade no período úmido (Figura 52).

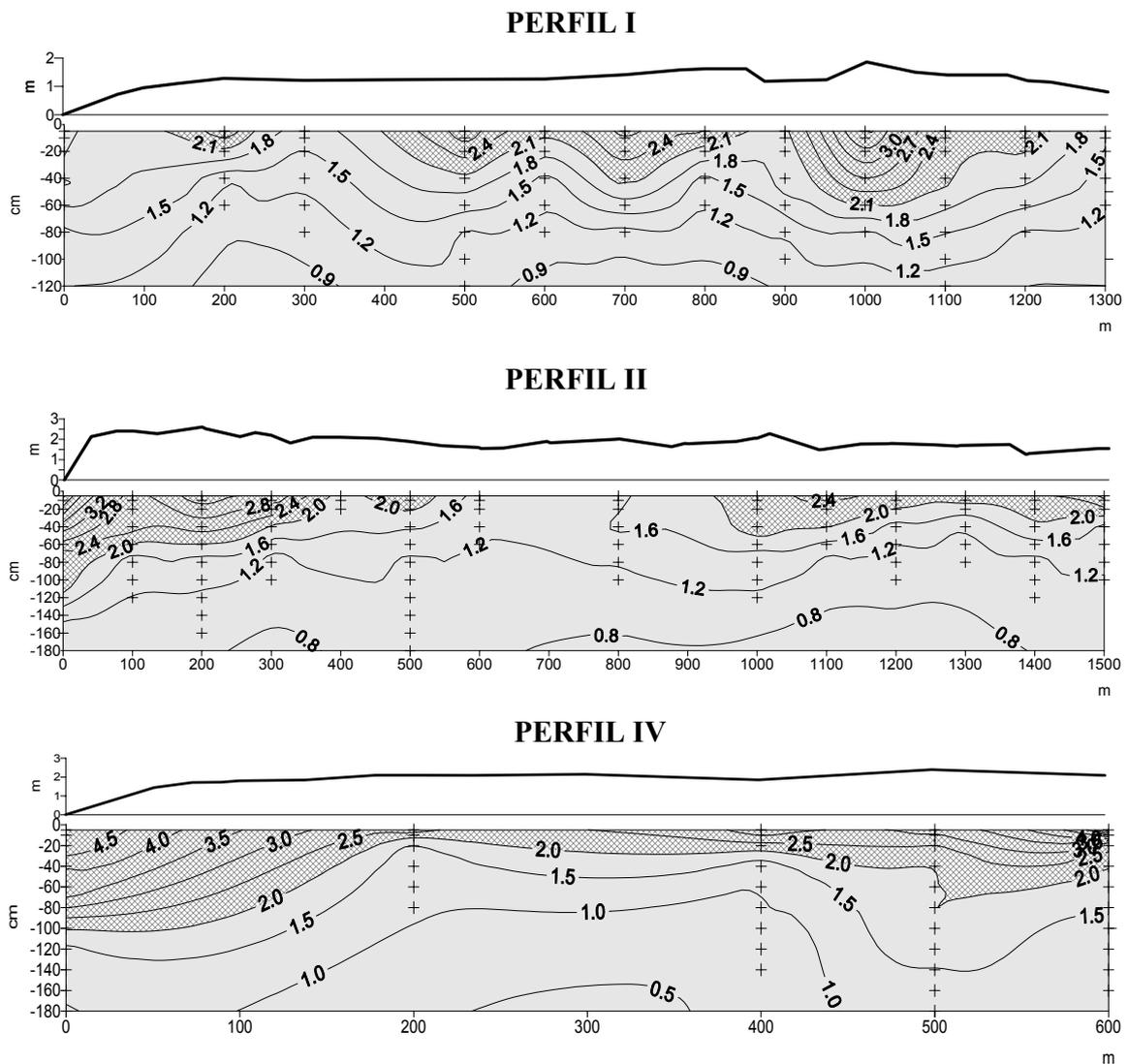


Figura 52: Fatores de concentração salina obtidos entre o período chuvoso e a estiagem

Nos perfis I e II o fator de concentração salina situa-se entre 2 e 3 nas áreas mais elevadas e abaixo de 2 nas regiões mais deprimidas e constantemente inundadas pelas marés. Os maiores valores de concentração aparecem em íntima associação com os pontos mais elevados do terreno, demonstrando o efeito positivo da morfologia sobre a evaporação superficial dos sedimentos. Nos

manguezais da Guiana Francesa, sob clima equatorial típico, Marchand et al. (2004) encontraram concentrações de salinidade na estiagem cinco vezes maiores que as da estação chuvosa.

A existência de fatores maiores que 2 e menores ou iguais a 5, encontrados nos extremos mais elevados do Perfil IV, no setor B (Figura 53), corrobora a idéia da influência da morfologia e da evapotranspiração (Sam & Ridd 1998; Marchand et al. op cit.) sobre o desenvolvimento da salinidade no estuário do rio Marapanim. Secundariamente, é provável que a distribuição granulométrica mais grosseira, ao longo do estuário, em muito contribua para o aumento da porosidade dos sedimentos do setor B, proporcionando maior permeabilidade e exposição aos fatores atmosféricos.

A salinidade aumenta com a evolução do manguezal, sugerindo a influência da vegetação sobre o desenvolvimento dos sedimentos, também observado por Baltzer (1982 a) e Marchand et al. (2004). No Perfil I do setor A, a salinidade intersticial aumenta lateralmente a partir dos terrenos mais jovens (diariamente submersos) em direção a terrenos mais elevados, quimicamente bem desenvolvidos, colonizados por vegetação mais madura, distribuída em densos e mistos bosques de *Rhizophora mangle* e *Avicennia germinans*. No Perfil II, de terrenos mais antigos que o Perfil I, observa-se a diluição da salinidade em zonas topograficamente deprimidas como na região do marco de 600 m, constantemente invadida pelas marés de enchente e colonizada exclusivamente por *Rhizophora mangle*.

No setor B (Perfil IV), o intervalo de 300 a 450 m delimita uma área levemente rebaixada, de bosques abertos, sob domínio da *Rhizophora mangle*. Nesse local, é muito bem caracterizada a diluição da salinidade intersticial por fluxos de águas superficiais, identificando-se nos gráficos uma região com características salobras situada entre níveis mais elevados de salinidade, os quais correspondem a zonas topográficas mais altas.

Os fatores hidrológicos (eles mesmos dependentes do clima) em associação com a morfologia e a freqüência de inundação, desempenham importante função como reguladores do desenvolvimento da salinidade (Santos et al. 1997) no estuário do rio Marapanim. Observou-se, por exemplo, que nos lugares sob inundação freqüente (duas vezes ao dia) a salinidade intersticial mantém-se muito próxima da salinidade das águas de inundação (Baltzer 1982 a; Santos et al. op. cit.).

A diluição de sais pelas marés é menos intensa que a provocada pelas fortes e duradouras chuvas da região, principal fator externo de controle do desenvolvimento da salinidade intersticial

(Leeuw et al. 1991), ao lado dos fluxos de subsuperfície nos contatos com a terra firme. Esses últimos fatores equilibram o balanço de sais nas zonas limítrofes aos manguezais, impedindo o desenvolvimento de hipersalinidade permanente.

Importante ressaltar a influência que o menor alcance das marés de quadratura (área de inundação) exerce sobre as áreas mais elevadas dos manguezais, aumentando o tempo de exposição dos sedimentos aos fatores atmosféricos (cerca de cinco dias), fato observado até mesmo em algumas áreas mais baixas, drenadas por canais de maré. O efeito da ausência das marés sobre os manguezais é potencializado na estiagem devido a menor descarga do rio, constituindo-se em mais um importante fator para o desenvolvimento de regiões salinas a hipersalinas durante o período de ausência das chuvas, ao lado dos gradientes topográficos.

Em resumo, os padrões de salinidade que se desenvolvem nos sedimentos do estuário do rio Marapanim resultam em grande parte de fluxos superficiais (e de subsuperfície), da lenta circulação da água intersticial e da sua concentração próximo à superfície do terreno, pela evapotranspiração associada ao desenvolvimento dos manguezais e à sazonalidade climática da região. Os processos de concentração de sais são intensificados pelo incremento da topografia, enquanto que a diluição associa-se ao ritmo (e alcance) das marés e à intensa pluviometria da região.

11.3 - pH/Eh (mV)

Nos manguezais do rio Marapanim, na parte superior dos sedimentos (0 a 60 cm), os valores de Eh são bastante sensíveis às mudanças sazonais variando de 0 a +200 mV no final do período úmido e entre 0 a +400 mV no final da estiagem (Figura 53). Abaixo dessa profundidade, na zona de redução ($Eh < 0$), as medições tendem a estabilizar-se entre 0 a -450 mV, observando-se o deslocamento das medidas para $Eh = -400$ mV no setor A e entre -200 e -400 mV no Setor B. Em sedimentos lamosos da Guiana Francesa, Marchand et al. (2004) registraram variações de Eh entre 0 a +450 mV (em bosque de *Avicennia germinans*), ao longo da profundidade de 1 m, estabilizando entre +50 e +100 mV, dependendo da idade do manguezal e o período sazonal da amostragem.

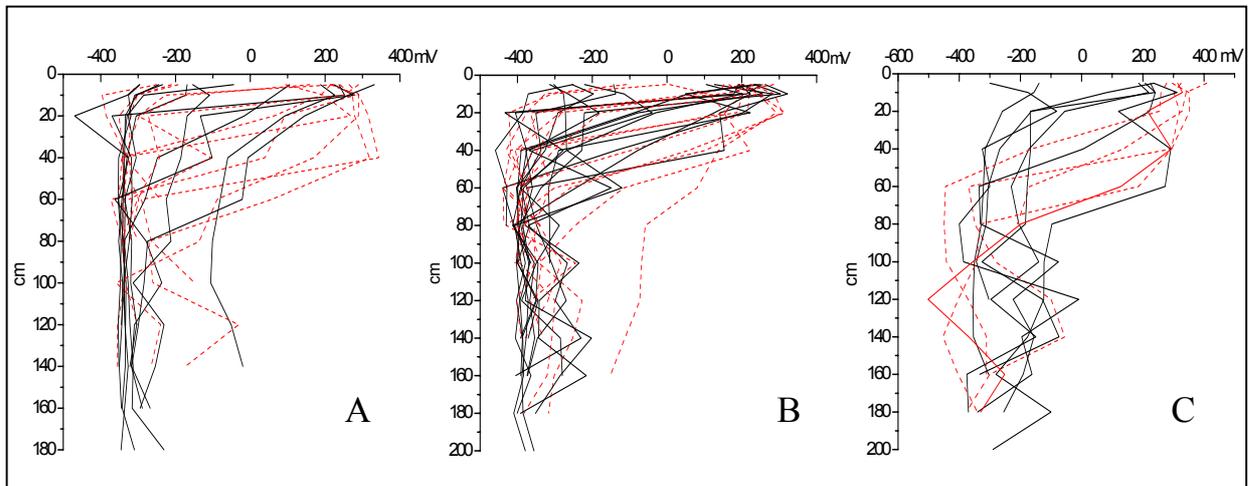


Figura 53: Distribuição dos valores de Eh (mV) nos sedimentos do setor A (A e B) e setor B (C). As linhas de cor preta representam medidas do período úmido e as linhas tracejadas, em vermelho, medidas realizadas no final do período seco.

As condições oxidantes ($Eh > 0$) foram delimitadas nos gráficos para representar o desenvolvimento vertical e lateral deste parâmetro entre o final do período chuvoso e a estiagem (Figuras 45 a 50). As variações de Eh (mV) são notáveis nos limites da zona de bioturbação (até 1 m de profundidade) com destaque para as medidas realizadas na estiagem, em sedimentos expostos constantemente aos fatores atmosféricos (temperatura, umidade, oxigênio, chuvas, ventos, etc.). Sob essas condições, o perfil de oxidação aprofunda-se nas áreas topograficamente elevadas, acompanhando nitidamente os gradientes topográficos e o desenvolvimento da salinidade intersticial em períodos de estiagem (Ex.: Perfil I) (Figuras 45 e 46).

A vegetação também representa importante papel como agente oxidante da rizosfera, a despeito desses manguezais serem periodicamente inundados por água das marés, rica em oxigênio, que interage com as camadas superiores dos sedimentos através de orifícios e fendas de dessecação ou exposição sub-áerea (Berner 1980; Aller 1994). A afirmativa apoia-se na seção do Perfil I, com sedimentos fortemente redutores, diariamente submersos, colonizados por *Rhizophora mangle*; na seqüência lateral, sob bosques mistos e densos (*Rhizophora mangle* + *Avicennia germinans*), os sedimentos tornam-se progressivamente mais oxidados, associados a

manguezais maduros sugerindo-se, por este motivo, a participação das raízes da *Avicennia germinans* na liberação de oxigênio para a oxidação dos sedimentos.

A capacidade da *Avicennia germinans* de oxidar os sedimentos é citada por Thibodeau & Nickerson (1986), Alongi et al. (2000) e Marchant et al. (2004). Os primeiros observaram expressivas rizosferas associadas às raízes da *Avicennia sp.*, enquanto que Alongi et al. (op. cit.) observaram que a *Avicennia sp.* libera mais oxigênio que a *Rhizophora sp.*, contribuindo com 80% da oxidação de carbono em sedimentos com floresta de *Avicennia sp.*. Por outro lado, Marchant et al. (op. cit.) não observaram efeitos de oxidação nos sedimentos colonizados por *Rhizophora sp.*, o que realça os resultados apresentados.

A zona de oxidação apresenta sempre o menor teor em carbono orgânico (1,5 a 2 %) na superfície dos sedimentos (até 60 cm), observado tanto na parte externa de manguezais mais antigos, situados próximo ao rio Marapanim (Perfis II e IV), quanto na zona mais interna, com valores de Eh entre 0 e +200 mV (Figura 53). Próximo ao contato com os sedimentos de terra firme, de granulometria mais grosseira (ex.: Perfil IV), a oxidação ($0 < Eh < 400$ mV) e a dessecação extremas reduzem os teores de carbono orgânico a 0,75 % em superfície, embora esses teores aumentem até 1,75 % em profundidade (até 2 m). Os efeitos do clima são marcados na zona de oxidação pela mineralogia associada aos processos de exposição aérea dos sedimentos e flutuação vertical da água intersticial, ocasionando a precipitação de óxidos de ferro, oxidação de sulfetos e a formação da jarosita, sais de halita e gipso.

As condições mais redutoras estão geralmente associadas a manguezais mais antigos, mais ricos em carbono orgânico (Marchand et al. 2003), tipicamente exemplificado no Perfil II, cujos sedimentos com teores mais baixos em carbono orgânico (1,75 a 2,3 %) e Eh entre -300 a -400 mV passam gradativamente a terrenos com Eh em torno de -400 mV, associados com concentrações de carbono orgânico variando entre 2 a 3,5 %.

- Experimentos com o fracionamento de carbono orgânico, nesse perfil, evidenciaram o aumento dos ácidos fúlvicos (AF) vertical e lateralmente ($272,8$ a $861,7$ g.kg⁻¹) em direção aos terrenos mais antigos, associados a teores de ácidos húmicos (AH) variando entre 2,71 a 29,9 g.kg⁻¹, respectivamente (Costa 2004). Os teores de ácidos fúlvicos são sempre mais elevados que os ácidos húmicos, com razão AF/AH >1. A presença de ácidos húmicos é característica de processos oxidativos continuados (Demétrio 1988), com concentrações mais elevadas na superfície oxidada, provavelmente refletindo a maturação desses sedimentos.

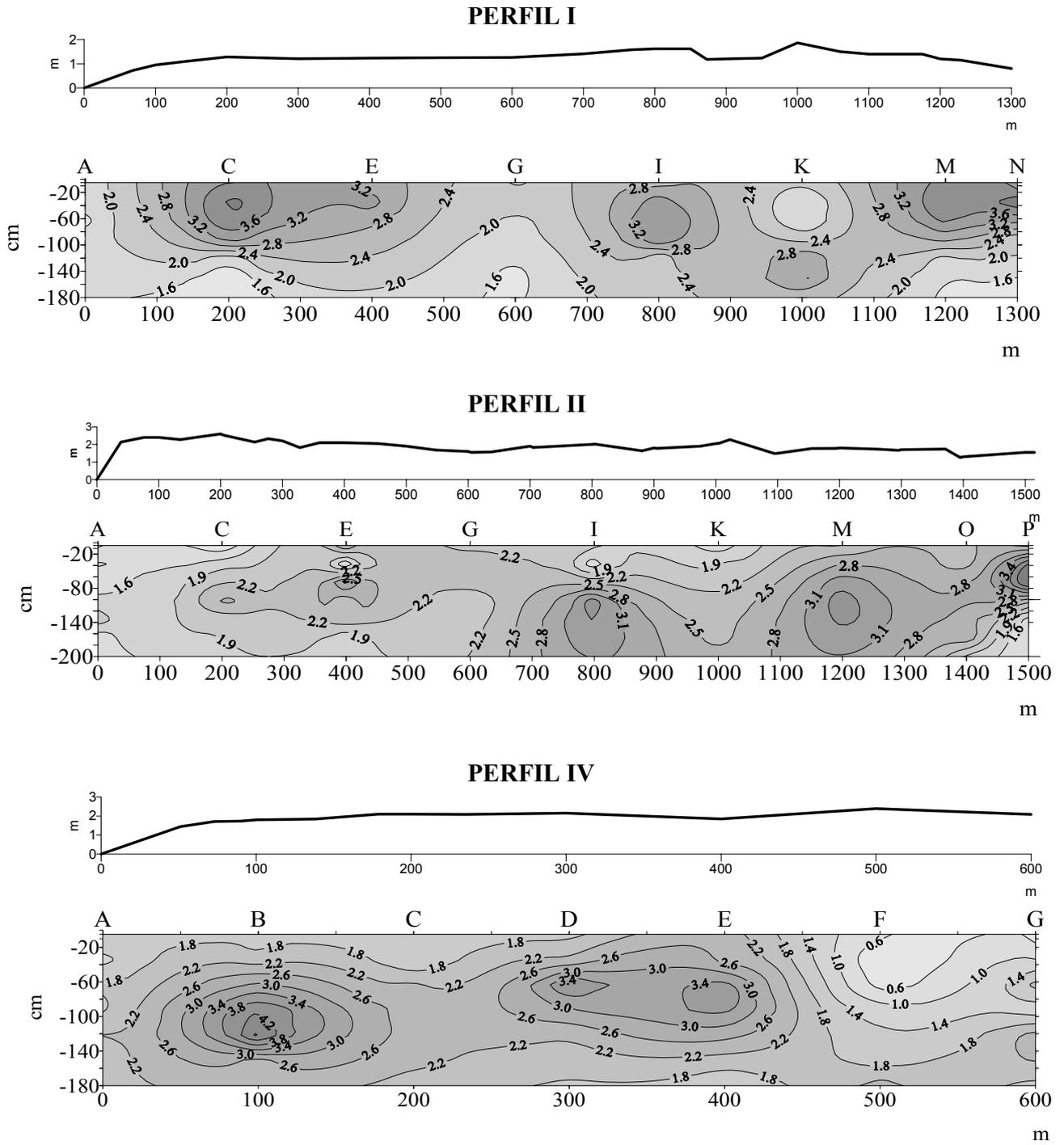


Figura 54: Distribuição dos teores de matéria orgânica (% C) nos perfis A, B, C (respectivamente, perfis I, II e IV).

Localmente, porém, na zona de sedimentos jovens do Perfil I, existem concentrações elevadas de carbono orgânico (3,5 %), associadas a sedimentos bastante redutores ($E_h = -400$ mV), colonizados por *Rhizophora mangle* em zona de acreção sedimentar. O poder redutor desses sedimentos explica-se pela fina granulometria, que condiciona a menor permeabilidade e o lento movimento das águas intersticiais, os quais favorecem os processos de decomposição da matéria orgânica por bactérias sulfato redutoras, confirmado pelo elevado teor de sulfetos dissolvidos e o aparecimento de fases mineralógicas sulfetadas (FeS_2). Por outro lado, os sedimentos do Perfil IV, com teores aproximadamente iguais de matéria orgânica (2 a 3,3 %) correspondem a condições menos redutoras, em torno de -300 mV, provavelmente influenciadas pela aeração proporcionada pela granulometria mais grosseira e aos intensos processos de dessecação.

O desenvolvimento geoquímico (lateral e vertical) dos sedimentos, é realçado a partir da evolução dos valores de E_h (mV) observada nos três perfis obtidos ao longo do rio Marapanim. Em primeiro plano, sedimentos fortemente redutores e mediamente oxidados do setor A (perfis I e II) cedem lugar a sedimentos menos redutores e fortemente oxidados do setor B (Perfil IV). Em segundo, pelo aumento gradual dos valores de E_h (mV) em direção à superfície, o que seria o óbvio, não fosse a constatação de valores menos redutores e aprofundados das isolinhas de E_h (mV) situadas abaixo de terrenos mais elevados e oxidados; essa configuração assinala processos diagenéticos irreversíveis nesses sedimentos, favorecidos pela circulação mais rápida das águas nos sedimentos.

Os valores de E_h (mV) confirmam o esquema de circulação das águas nos manguezais, representando papel essencial na distribuição das condições oxido redutoras e o acúmulo e decomposição da matéria orgânica, fatores responsáveis pelo surgimento de fases sulfetadas autógenas representadas principalmente pela pirita. Na zona de redução, o acúmulo de matéria orgânica e o constante aporte de sulfatos pelas marés de enchente, facilitam a ação bacteriana e o surgimento de elevados teores de sulfetos dissolvidos.

Os valores de pH apresentam comportamento diferenciado com a profundidade e o período de amostragem, semelhante ao observado por Baltzer et al. (1995) e Marchand et al. (2004) nos sedimentos dos manguezais da Guiana Francesa. Na parte superior dos sedimentos (0 a 60 cm de profundidade) o pH mantém-se entre 5 e 6,5 no período úmido, estabilizando próximo de 7,0 em

profundidade. Na estiagem, o pH torna-se mais ácido atingindo valores entre 3,5 e 4,0, mantendo-se estável em profundidade, em torno de 7,0 (Figura 55).

Comparando-se com as Figuras 45 a 50, observa-se que as zonas de sedimentos mais oxidados possuem correspondência com as regiões de manguezais mais antigos, de pH mais ácido ($\text{pH} < 6$), ressaltando-se o maior abaixamento do pH no período de estiagem, nas zonas topograficamente mais altas. Em zonas mais deprimidas, normalmente com maiores teores de matéria orgânica, a sulfato-redução acompanha-se do aumento da reserva alcalina, tamponando o pH próximo à neutralidade, ou tornando-o ligeiramente alcalino.

O processo de oxidação ocorre em resposta à circulação de águas ricas em substâncias oxidantes, as quais favorecem a decomposição da matéria orgânica, a oxidação de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos e da pirita (FeS_2). Esse mineral foi identificado inalterado em profundidades a partir de 60 cm e preservado como finas partículas em zonas superiores ou morfologicamente alteradas nesta profundidade, com reflexos sobre a composição química das águas intersticiais, conforme será visto no próximo capítulo. Nos sedimentos do Setor B, a granulometria mais grosseira favorece a oxidação dos sulfetos e o desenvolvimento de sedimentos mais ácidos, principalmente na estiagem.

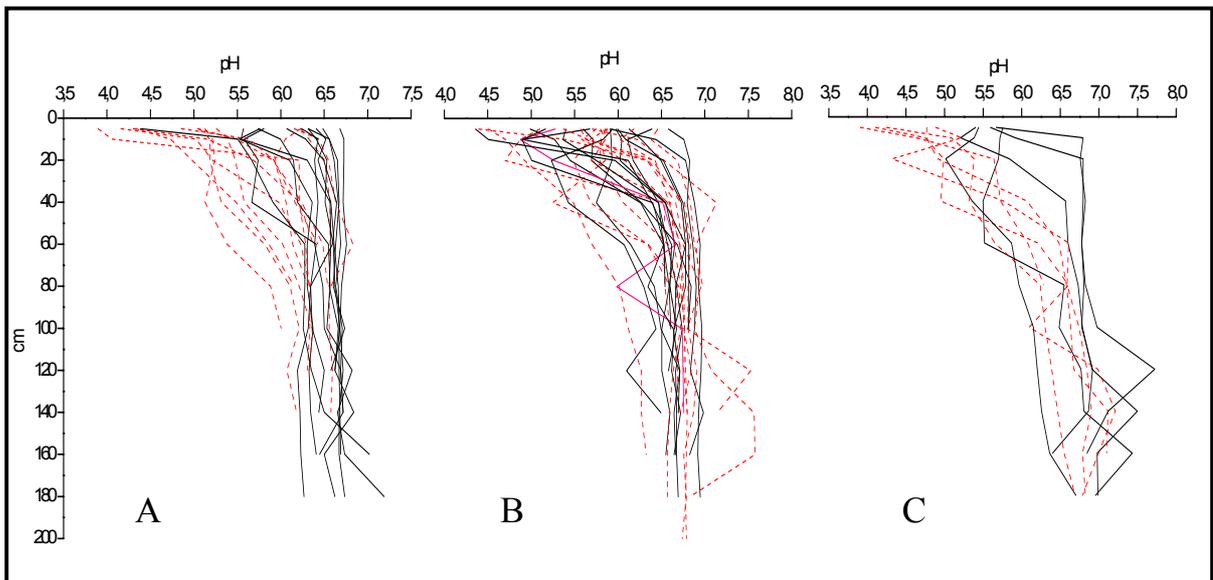


Figura 55: Distribuição dos valores de pH nos sedimentos do setor A (A e B) e setor B (C). As linhas de cor preta representam medidas do período úmido e as linhas tracejadas, em vermelho, medidas realizadas no final do período seco.

Durante a estação chuvosa predominam os processos de sulfato-redução da matéria orgânica, enquanto que na estiagem os sedimentos são preferencialmente oxidados, demonstrado por relações inversas entre o pH e o Eh (mV) (Figura 56). A oxidação dos sedimentos pode ser influenciada pela intensidade e a duração do período das chuvas na região costeira, porém, certamente este processo é menos intenso se comparado à ação da estiagem conjuntamente com a circulação das águas no manguezal.

Semelhante às condições de desenvolvimento do Eh (mV), o pH dos sedimentos dos manguezais mostra-se influenciado pela circulação das águas e pela química e mineralogia dos sedimentos, estreitamente condicionado aos teores de matéria orgânica. De outra forma, os diferentes padrões de distribuição do pH correspondem à decomposição da matéria orgânica e à oxidação de sulfetos, bastante influenciados pelo clima.

A flutuação sazonal da água intersticial permite extrapolações concernentes aos processos de oxi-redução e acidificação dos sedimentos. Quando o teor de água diminui durante a estiagem, os sedimentos situados em posição mais elevada topograficamente ficam expostos e o $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos produzidos durante época de maior umidade são oxidados; o efeito é acentuado quando coincide o período de estiagem com as marés de quadratura. No período de chuvas intensas o nível de água eleva-se nos sedimentos, permitindo o restabelecimento de condições redutoras, com a diminuição do Eh (mV) e tendência à neutralização do pH.

Em resumo, os condicionantes climáticos (pluviometria e temperatura) e morfológicos na área de estudo, explicam o progressivo e contínuo desenvolvimento dos sedimentos lamosos e suas diferenciações, por sua vez, intimamente dependentes do regime hídrico, composição da água de subsuperfície e da periodicidade de inundação (além da atividade biológica). Assim, as transformações físicas (perda em água, aeração, oxidação, estruturação) e químicas (diminuição da salinidade, lixiviação e evolução das formas químicas do ferro) dos sedimentos, acontecem simultaneamente, como também observadas por Turenne (1997).

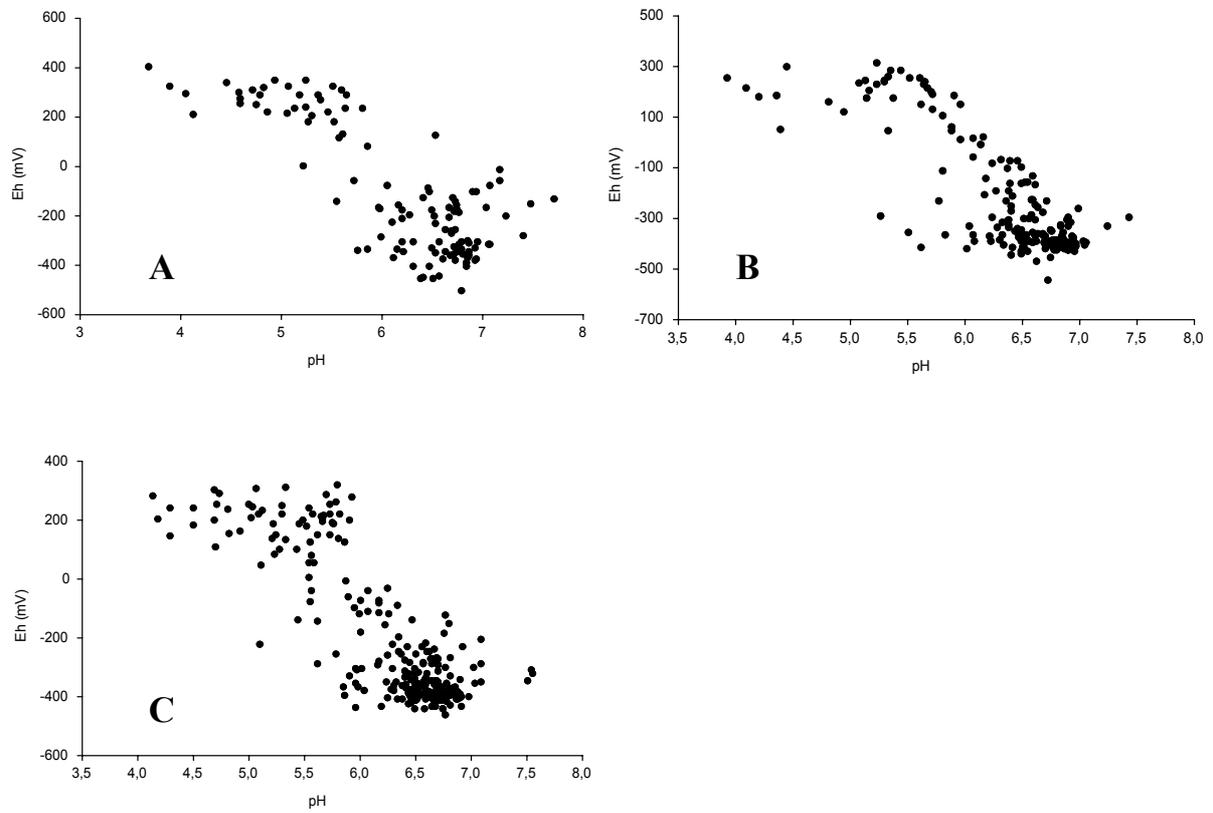


Figura 56: Variações do pH x Eh (mV) nos sedimentos de manguezais do Setor A (A,B) e Setor B (C).

12 - FORMAÇÃO DE MINERAIS AUTIGÊNICOS NOS MANGUEZAIS

A ocorrência de processos diagenéticos em sedimentos lamosos recentes (incluindo sedimentos marinhos) tem sido registrada em vários manguezais do mundo, caracterizada pela autigênese de fases minerais aluminossilicatadas, sulfetadas e sais (evaporíticas), formados em diferentes ambientes (Baltzer 1975; Badaut & Risacher 1983; Aragon et al. 1999; Ku & Walter 2001), sob diferentes condições climáticas e geomorfológicas (Vieillefon 1969; Kalck 1978; Baltzer 1982 b; Marius 1985; Lebigre et al. 1990; Baltzer et al. 1995). Na costa norte da Guiana Francesa e costa norte brasileira, citam-se os trabalhos de Djuwansah (1990); Michalopoulos & Aller (1995) e Michalopoulos et al. (2000), em sedimentos lamosos da foz do rio Amazonas, além de Silva et al. (2002) e Costa et al. (2004) em sedimentos de manguezais da costa nordeste do estado do Pará.

No estuário do rio Marapanim (nordeste do Pará), a dinâmica da sedimentação costeira, condicionada pelo clima quente e úmido, morfologia do substrato lamoso (de baixa permeabilidade) e o regime de macromarés, determina a lenta migração da água intersticial por sedimentos siltico-argilosos, com diferentes características físico-químicas (salinidade intersticial, pH e Eh), teores de matéria orgânica e concentração de nutrientes. Essas características dos sedimentos favorecem a dissolução de minerais herdados da área fonte (principalmente oxi-hidróxidos de ferro e caulinita de baixa cristalinidade), que reagem com os produtos de decomposição da matéria orgânica e material biogênico (diatomáceas), propiciando a geração rápida de novas fases minerais.

12.1 - PROCESSOS DE ÓXI-REDUÇÃO E FORMAÇÃO DE SULFETOS DE FERRO

A oxidação da matéria orgânica é uma das reações mais importantes e bem conhecidas que ocorrem na diagênese de sedimentos marinhos lamosos (Berner 1971). Os sedimentos depositados em condições oxidantes passam ao estado anóxico como resultado da ação de bactérias redutoras do sulfato de origem marinha, que utilizam a matéria orgânica sedimentar como substrato, produzindo H_2S dissolvidos (Berner 1984). Esse processo leva a mudanças na concentração e na distribuição temporal e espacial das espécies químicas dissolvidas,

promovendo a dissolução de oxi-hidroxidos férricos e a autigênese mineral (ex. a formação de sulfetos de metais), (Bertolin et al. 1995).

Para investigar as transformações da matéria orgânica nos sedimentos de manguezal foram utilizadas as mudanças na química da água intersticial, indicadores sensíveis de processos diagenéticos em ambientes sedimentares (Lord & Church 1983; Giblin & Howarth 1984), além da observação dos produtos finais através da mineralogia dos sedimentos.

O setor A foi escolhido como representativo dos processos de oxi-redução que ocorrem nos manguezais do estuário do rio Marapanim. Adotou-se a Área I (perfil I), situada a 400 m do rio Marapanim, típica de terrenos mais jovens e inundados periodicamente. Comparativamente, escolheu-se a Área II (perfil II), localizada a 400 m do rio Marapanim, representativa de terrenos mais antigos e topograficamente mais altos. As duas áreas distam linearmente cerca de 2 km uma da outra.

Para os objetivos propostos, foram excluídos os sedimentos localizados em zonas mais elevadas e dessecadas, por apresentarem baixo teor de umidade no período de estiagem, impossibilitando a coleta da água intersticial. Dessa forma, as duas áreas escolhidas caracterizam-se por serem colonizadas por bosques estruturalmente semelhantes de *Rhizophora mangle*, que se desenvolveram sobre sedimentos siltico-argilosos, redutores, inundados diariamente nas marés de sizígia e expostos nas marés de quadratura.

As medidas de pH, Eh, salinidade e análises químicas de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos, alcalinidade total, amônio, ortofosfato, sulfato, cloreto e ferro total, expressam as condições físico-químicas e químicas da água intersticial em contato com os sedimentos e o meio externo. Os resultados das amostragens realizadas no período chuvoso e de estiagem, sob diferentes marés: maio/2003 (marés de sizígia), junho/2003 (maré de quadratura), novembro/2003 (quadratura) e dezembro/2003 (sizígia) são mostrados nas Figuras 57 a 65 e anexos.

Na superfície dos sedimentos (0 cm de profundidade), as medidas de Eh (mV) mantiveram-se fracamente redutoras a moderadamente oxidantes ($-100 < \text{Eh} < +100$ mV), (Figura 60). Um gradiente extremamente redutor desenvolve-se abaixo da profundidade de 0-10 cm ($-400 < \text{Eh} < -300$ mV), atribuído ao rápido consumo de oxigênio pela mineralização da matéria orgânica, via redução do sulfato. Na profundidade de 0-10 cm desenvolvem-se gradientes fracamente redutores a predominantemente oxidantes ($-50 < \text{Eh} < +118$ mV), devido à penetração de oxigênio atmosférico proporcionado principalmente pela ação conjugada da maior exposição dos

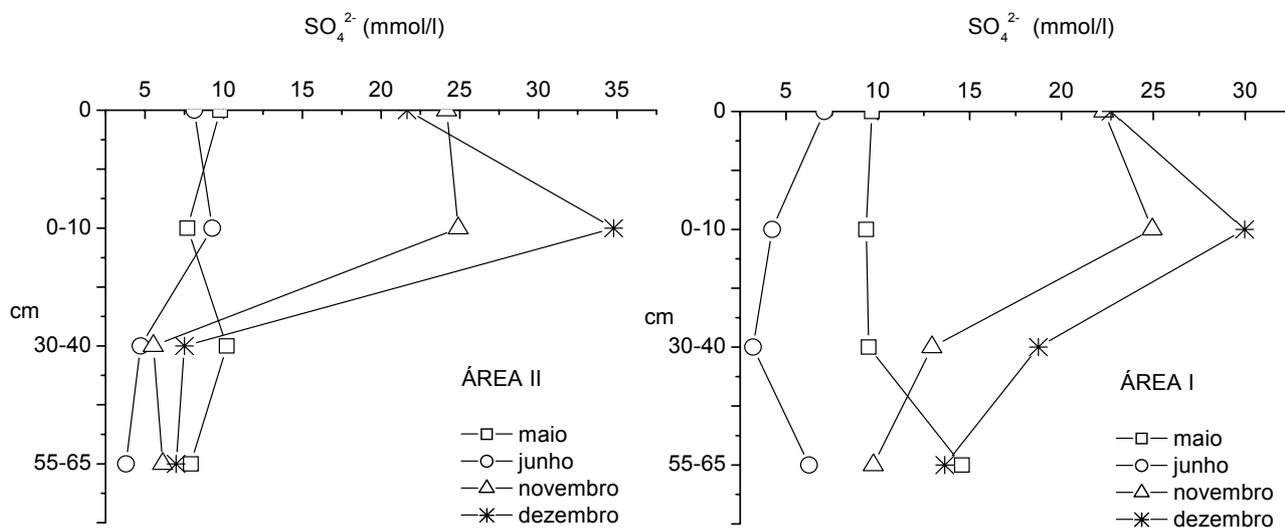


Figura 57: Gradientes de SO_4^{2-} na água intersticial das áreas I e II

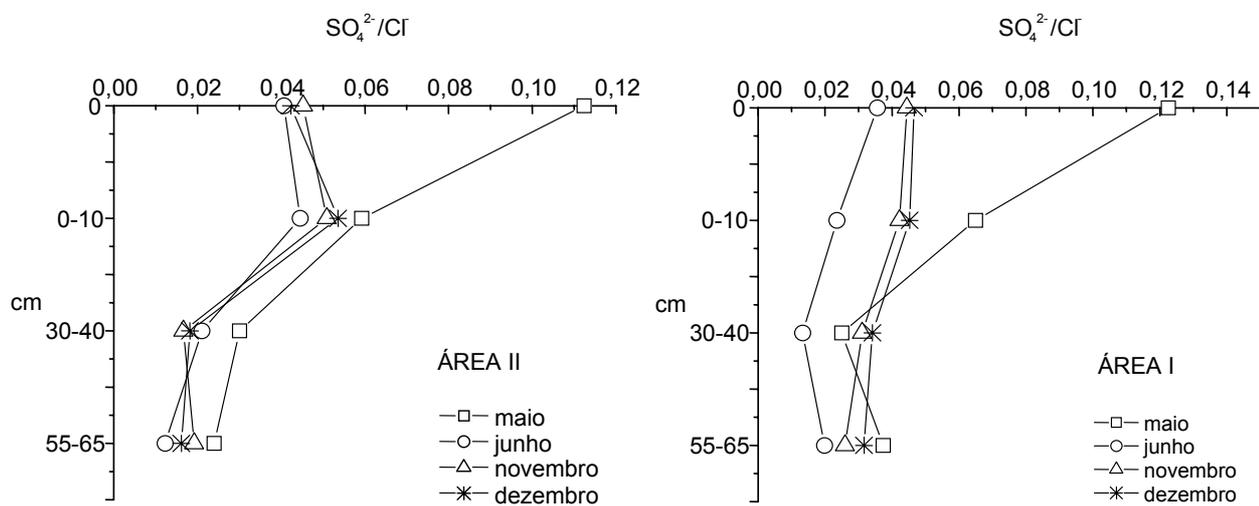


Figura 58: Gradientes de $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ na água intersticial das áreas I e II

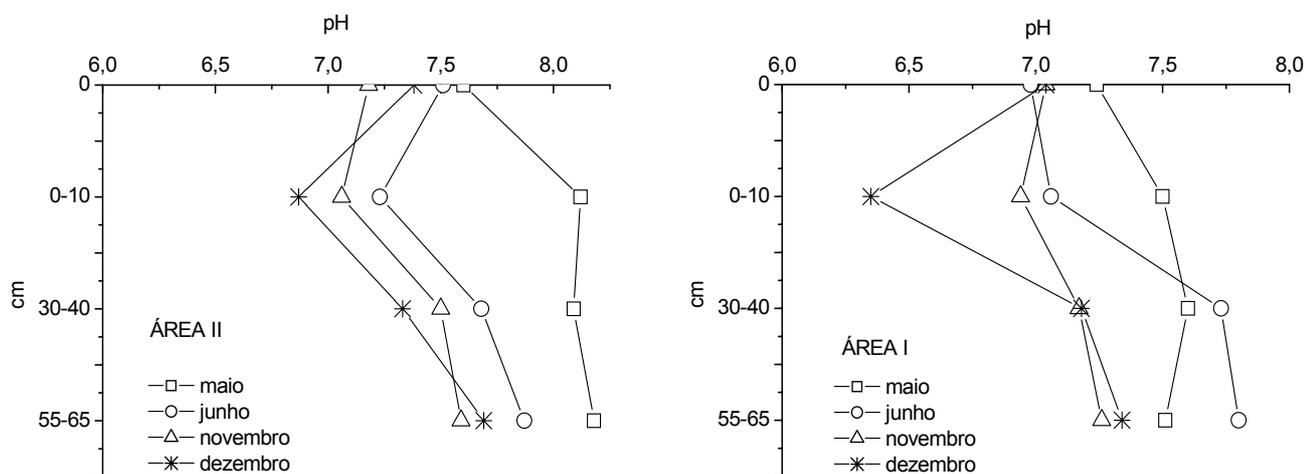


Figura 59: Gradientes do pH na água intersticial das áreas I e II

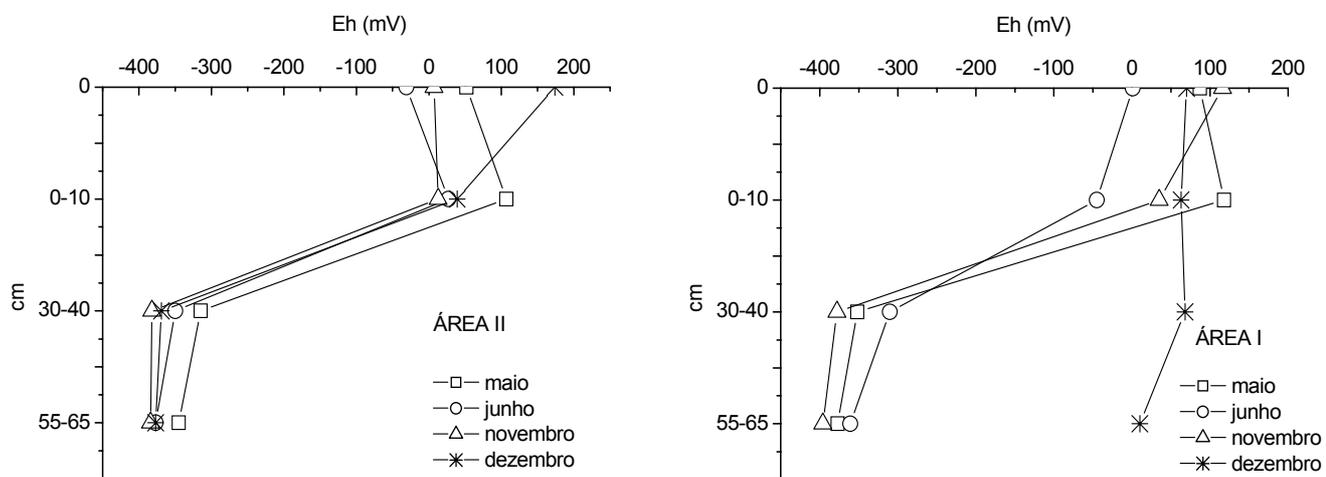


Figura 60: Gradientes do Eh (mV) na água intersticial das áreas I e II

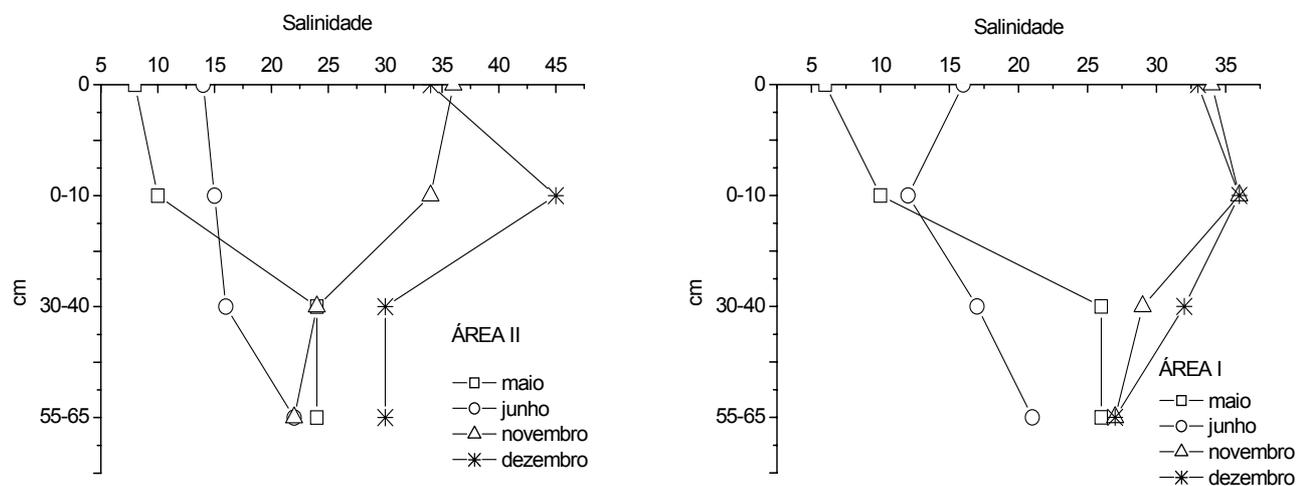


Figura 61: Gradientes da salinidade na água intersticial das áreas I e II

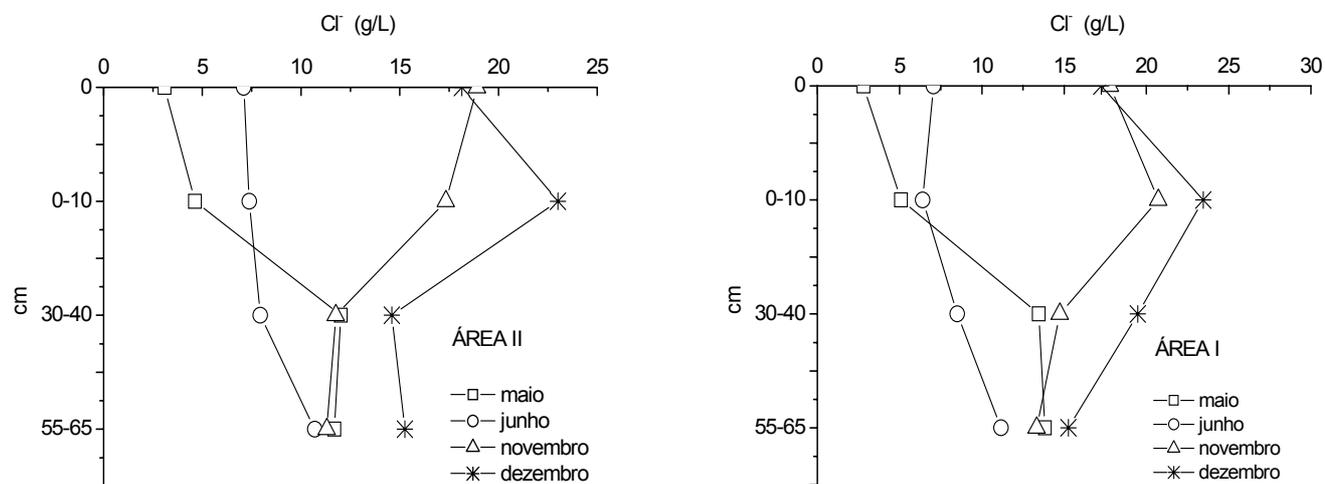


Figura 62: Gradientes dos teores de Cl⁻ na água intersticial das áreas I e II

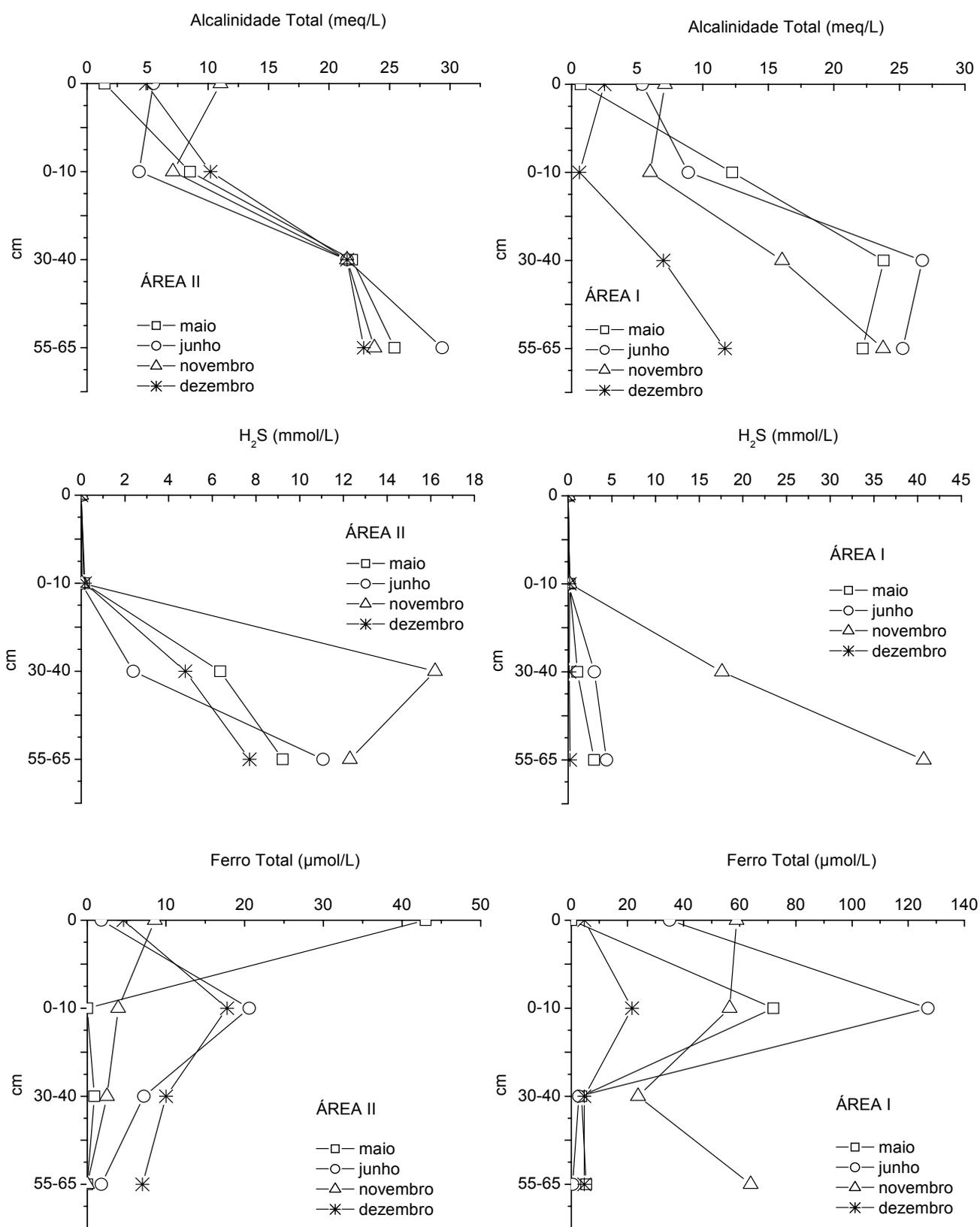


Figura 63: Gradientes de alcalinidade total, sulfetos e ferro total dissolvido na água intersticial das áreas I e II.

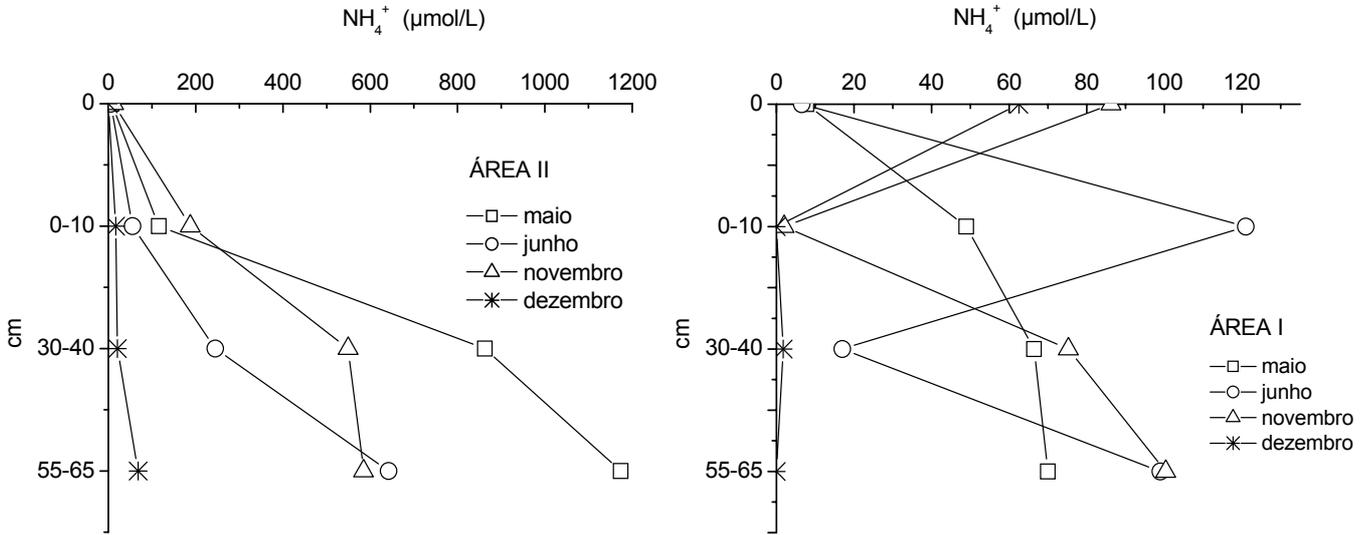


Figura 64: Gradientes de amônio nas águas intersticiais das áreas I e II

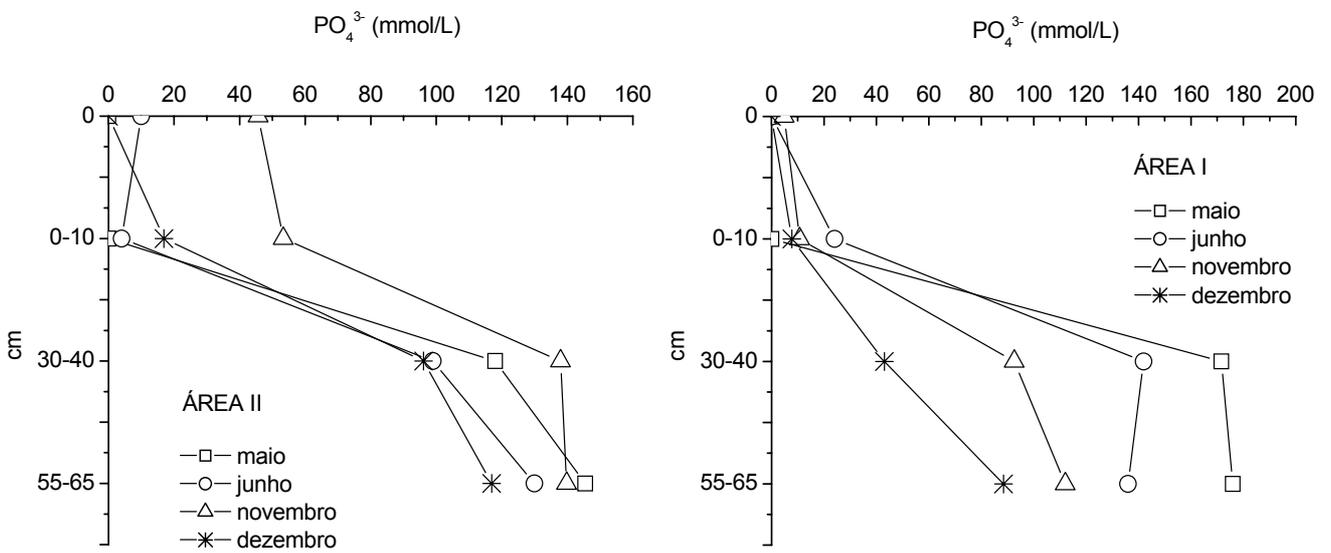


Figura 65: Gradientes de ortofosfato nas águas intersticiais das áreas I e II

sedimentos em marés de quadratura e longo período de estiagem (não se descartando a ação biológica e o oxigênio das águas de enchente).

Os valores de pH (Figura 59) situaram-se entre 7 e 7,5 nas águas de maré de enchente (0 cm de profundidade), apresentando-se mais alcalinos nas profundidades de 30-40 cm e 55-65 cm, em correspondência com a zona redutora de geração de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos (Figura 63). Processos químicos provocados pela oxidação de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos podem ser interpretados a partir da tendência de diminuição do pH na profundidade de 0-10 cm em ambas as áreas.

A acidez gerada pela oxidação dos $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos na profundidade de 0-10 cm é parcialmente neutralizada pelo tamponamento alcalino das águas intersticiais em equilíbrio com os $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos pré-existent; tal fato gera correlações negativas, mas pouco significativas entre pH e Eh (-0,13 e -0,32) nas marés de quadratura. Considerando-se as profundidades de 30-40 cm e 55-65 cm, correlações negativas e significativas foram obtidas entre pH e Eh, realçando a ação de processos oxidantes até essa profundidade.

A salinidade da superfície dos sedimentos (0 cm de profundidade) mantém-se abaixo de 10 no período chuvoso (maio), aumentando até o intervalo de 30-40 cm quando tende a ser constante, entre valores de 20 e 30 (Figura 61). O final do período chuvoso (junho) caracteriza o aumento da salinidade da superfície para valores próximos de 15, já indicando ligeira elevação na evaporação, provocada pela diminuição das chuvas e pelo maior tempo de exposição atmosférica dos sedimentos na maré de quadratura.

Com o avanço do período de estiagem, nos meses de novembro e dezembro, a salinidade de superfície aumenta para 35 na superfície dos sedimentos, atingindo 45 na profundidade de 0-10 cm, atribuído à ação biológica. A salinidade diminui a partir de 30-40 cm, situando-se entre 20 e 30. Esse comportamento corrobora observações do capítulo anterior sobre as influências do clima e da vegetação no desenvolvimento da salinidade dos sedimentos.

Para complementar as observações, o íon cloreto (Cl^-) foi utilizado como espécie quimicamente não reativa, cujas concentrações são afetadas apenas por processos físicos de dessecação dos sedimentos, diluição e difusão (Lord & Church 1983). As variações sazonais do Cl^- nas águas intersticiais mostram forte semelhança com a distribuição da salinidade (Figura 62).

Na superfície (0 cm de profundidade) a concentração de Cl^- não ultrapassa 20 g/L no período de estiagem (novembro e dezembro), refletindo a diminuição das chuvas e o aumento da

evaporação próximo da superfície. Nos meses de maio e junho, as concentrações situam-se abaixo de 10 g/L, diluídas pelas fortes chuvas do período.

As concentrações do Cl^- tendem a ficar constantes a partir da profundidade de 30-40 cm, situando-se entre 10 a 15 g/L entre 55-65 cm; esses últimos valores encontram-se próximos à média das águas de enchente (15 g/L), evidenciando o fluxo ascendente do íon através dos sedimentos a partir de 30-40 cm. Atribui-se os maiores valores de Cl^- na maré de sizígia (dezembro), ao fato de que as amostragens foram realizadas no início do ciclo, provavelmente ainda sobre influência da exposição dos sedimentos durante as marés de quadratura.

Reflexos da ação do clima, dos fatores hidrológicos e biológicos também são observados sobre as características dos constituintes químicos dissolvidos. As concentrações de SO_4^{2-} situaram-se entre 7-10 mmol/L nas águas de enchente (0 cm), no período das chuvas (maio e junho), aumentando para 21-25 mmol/L na estiagem (novembro e dezembro), (Figura 57). Em transição para o intervalo de 0-10 cm, suaves reduções dos teores do SO_4^{2-} no período das chuvas cedem lugar a um aumento das concentrações em período de estiagem, atribuído à oxidação dos $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos produzidos próximo à superfície. Outro impacto importante da oxidação dos $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos na água intersticial é sobre o pH, que apresenta fraca a fortes correlações com o SO_4^{2-} (-0,32 e -0,90), mesmo durante as marés de sizígia.

Os teores de SO_4^{2-} caem rapidamente a partir da profundidade de 30-40 cm, aparentemente mantendo-se estáveis até o intervalo de 30-65 cm. Nesse intervalo de profundidade, as correlações do pH com o SO_4^{2-} são mais significativas (entre -0,76 e -0,98), durante as marés de sizígia e quadratura, realçando a importância dos processos de redução do SO_4^{2-} durante a decomposição da matéria orgânica e, ao mesmo tempo, a influência da penetração de oxigênio nos sedimentos sob maré alta.

A razão $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ na água intersticial foi utilizada para interpretar as variações das concentrações de SO_4^{2-} com a profundidade a partir das mudanças na razão $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ das águas de enchente (Howarth & Teal 1979; Howarth & Giblin 1983; Hines et al. 1989; Sherman et al. 1998).

Nas áreas I e II, as águas superficiais de enchente (0 cm) possuem razão $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ em torno de 0,04, exceção às medidas realizadas no mês de maio que atingiram 0,12 (Figura 58). Logo abaixo, na profundidade de 0-10 cm, a razão $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ aumenta acima da mesma razão nas

águas de inundação devido à oxidação dos sulfetos (aparentemente menos intenso na área I) ou, à diluição do cloreto.

Nas duas áreas os valores da razão $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ diminuem a partir da profundidade de 0-10 cm pelo consumo do SO_4^{2-} durante a mineralização da matéria orgânica. As concentrações de SO_4^{2-} diminuem com a profundidade, contudo, não se aproximam de zero nas amostras analisadas, o que provavelmente não constitui fator limitante para a redução de SO_4^{2-} , sugerindo que este pode representar o estágio final de decomposição da matéria orgânica nesses sedimentos, fato também observado por Howarth & Teal 1979; Howarth & Giblin 1983 e Malcolm et al. 1986, nas áreas por eles estudadas.

As razões $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ variaram mais nos níveis superiores dos sedimentos, em função das marés e da distribuição das chuvas, influenciadas pelos processos de oxi-redução de sulfetos mas, também, pelos movimentos da água intersticial. Em profundidade, conforme assinalado pelo comportamento do Cl^- , as variações são menores ou ausentes. Portanto, considera-se os dados apresentados restritos ao exame qualitativo dos processos geoquímicos atuantes sobre a diferenciação dos sedimentos.

A análise pontual do comportamento do SO_4^{2-} é corroborada por sua distribuição espacial obtida em parte do perfil II, apresentada juntamente com o Cl^- (Figura 66). As análises correspondem ao final do período chuvoso (junho), quando as concentrações nas águas de enchente situam-se em torno de 10 mmol/L, portanto, sem a forte influência da dessecação dos sedimentos.

No início do perfil (100 a 300 m), sob condições oxidantes ou fracamente redutoras, as concentrações de SO_4^{2-} aumentam em profundidade até atingirem quase o dobro do valor das águas de enchente (19 mmol/L), paralelamente ao aumento das concentrações do íon Cl^- (máximo de 15 g/L). Mais adiante, reflexos da oxidação de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos são observados através do aumento dos teores de sulfato na superfície dos sedimentos para 13 mmol/L, reduzidos em profundidade para 3 a 7 mmol/L, em regiões fortemente redutoras. A redução do sulfato em profundidade é realçada ao constatar-se a diminuição dos teores do ânion onde existe a influência da água do mar, fato comprovado pelo aumento dos teores de cloreto entre 13 a 15 g/L.

Com relação às concentrações químicas de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos, alcalinidade, amônio e ortofosfato, constata-se uma diminuição acentuada e próxima de zero na profundidade de 0-10 cm, (Figuras 63, 64, 65). Esse intervalo apresenta um comportamento diferenciado do restante do

perfil, conforme discutido anteriormente, bastante sensível aos fatores externos. Seguramente, a exposição atmosférica um pouco mais prolongada durante marés de quadratura, a diminuição das chuvas, além de fatores biológicos provocam a oxidação dos $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos, processo descrito pela equação (1) de Giblin & Howarth (1984).

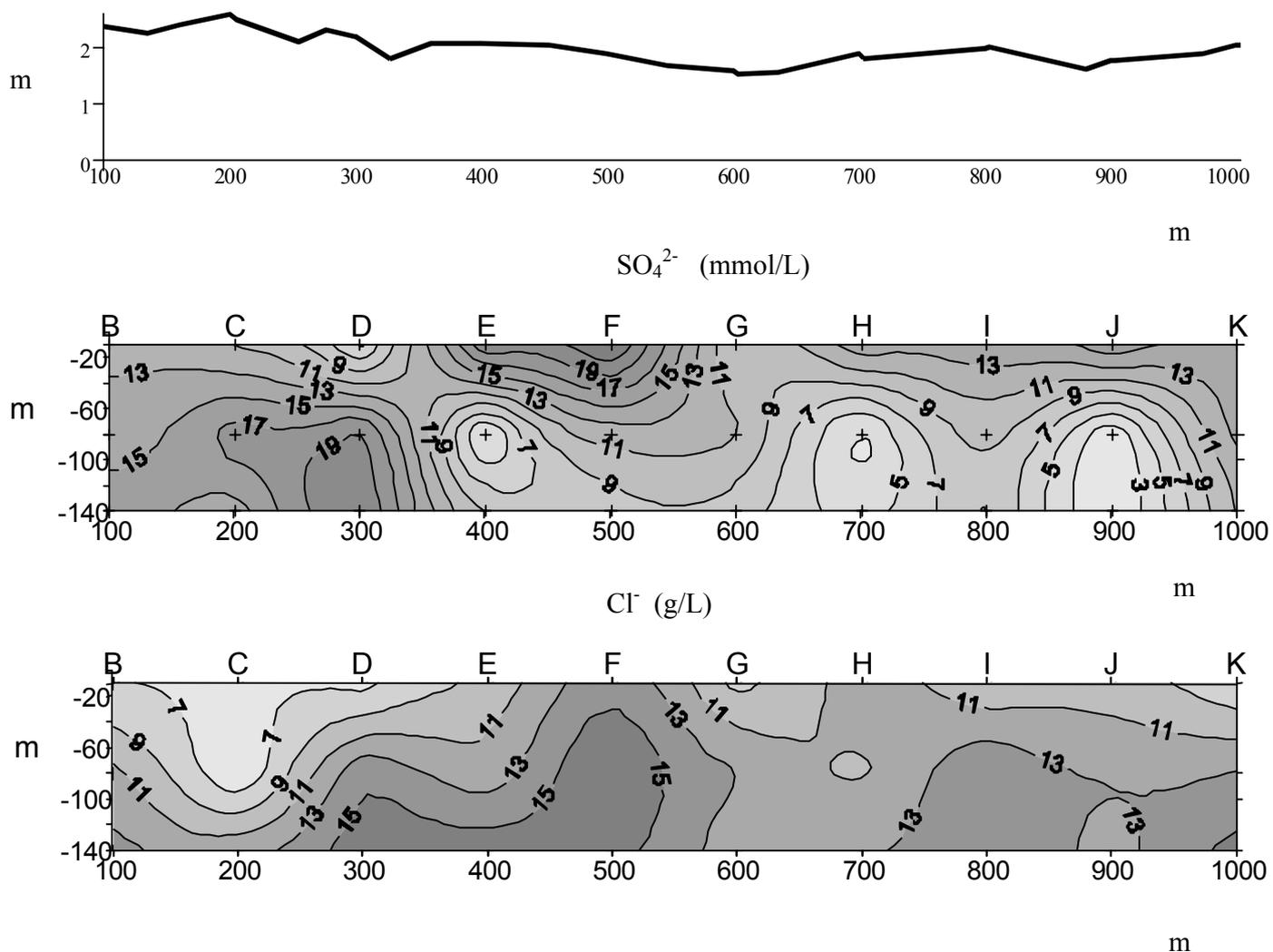


Figura 66: Distribuição de sulfato e cloreto no perfil II (junho)

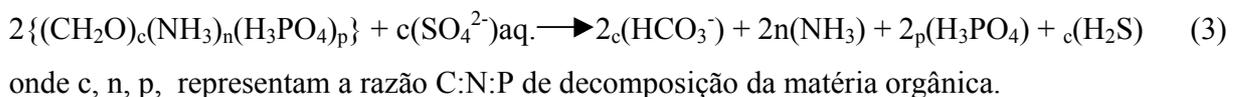
A equação (1) mostra que o sulfato é principal produto formado pela oxidação dos $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos na profundidade de 0-10 cm, enquanto que as concentrações de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos são reduzidas próximo de zero nessa profundidade e o pH torna-se fracamente ácido. A produção de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos é acompanhada por correlações negativas significativas entre SO_4^{2-} e $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ na profundidade de 30-65 cm, confirmando as fortes relações entre as espécies (entre -0,20 e -0,89).

A diminuição dos teores da alcalinidade, entre 0-10 cm, associa-se às baixas concentrações de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos devido à oxidação e ao Eh (mV) fracamente oxidante. Nos intervalos seguintes (30-40 cm e 55-65 cm), observa-se o aumento da alcalinidade total com a profundidade, acompanhada de teores elevados de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos. Os teores da alcalinidade e $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos apresentam uma boa correlação entre si (entre 0,31 a 0,95), também com o pH (entre 0,37 e 0,81) e Eh (mV), indicando o aumento da reserva alcalina em profundidade e as características extremamente redutoras do meio.

As relações da alcalinidade com $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos e os parâmetros físico-químicos concordam com as observações de que a degradação da matéria orgânica nos manguezais é responsável pelo domínio do meio redutor, pela transformação do sulfato em $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos e pela formação de gás carbônico, acarretando no aumento da alcalinidade ou da "reserva alcalina" das águas intersticiais. O processo geral pode ser adequadamente representado pela equação (2) de Westrich (1983).



O amônio e o ortofosfato apresentam o mesmo comportamento da alcalinidade e dos $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos, aumentando suas concentrações a partir dos intervalos de 30-40 cm e 55-65 cm. Estes compostos possuem fortes correlações com $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos, pH e alcalinidade total (principalmente o amônio), demonstrando suas origens a partir da decomposição da matéria orgânica, conforme descrito pela equação (3), de Lord & Church (1983), modificada de Richards (1965).



O fósforo é fracamente liberado nas águas intersticiais dos sedimentos situados próximos da superfície (0-10 cm), cujos maiores teores dissolvidos encontram-se a partir de 30-40 cm. A liberação do fósforo acompanha-se da diminuição dos teores de Fe^{2+} dissolvido, provavelmente aprisionado pelo íon sulfeto para constituir sulfetos de metais, mantendo uma correlação significativa entre $-0,47$ e $-0,85$ apenas no período chuvoso. Indícios da oxidação do íon sulfeto e da liberação do ferro podem ser inferidos através de fortes correlações positivas (entre $0,68$ e $0,97$) nos meses de estiagem, sugerindo a intensa dinâmica do ferro dissolvido com os sulfetos.

Algumas diferenças, contudo, podem ser evidenciadas entre as áreas I e II. A Área I aparentemente sofre mais os efeitos de dessecação, cujos sedimentos superficiais (0-10 cm de profundidade) são mais oxidados e ácidos, o que favorece maior liberação de ferro principalmente de minerais da área fonte, ou da degradação de argilominerais. Os teores de sulfato são praticamente idênticos nessa profundidade.

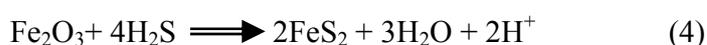
A partir de 30-40 cm, a Área II torna-se mais alcalina, como resultado, a princípio, de elevadas concentrações de $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos, acompanhadas de maiores teores de alcalinidade e de amônio. A partir de 30-40 cm, a Área I apresenta relações mais altas de $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, supondo-se de imediato produzir menores taxas de redução do SO_4^{2-} em relação a Área II, o que justificaria os menores teores de sulfetos dissolvidos encontrados. No entanto, observa-se que os teores de ferro total dissolvido decaem mais rapidamente na Área I, justificando a retirada dos $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvidos e a rápida formação de sulfetos metálicos. O aumento da razão $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, observado na Área I, pode estar relacionado à oxidação dos sulfetos, proporcionando o aumento dos teores de SO_4^{2-} .

Fundamentalmente, as duas áreas estudadas apresentaram semelhanças no que concerne às interações água-sedimento e clima, definindo-se o intervalo de 0-10 cm como a região de principal contato com o oxigênio atmosférico ou proveniente das águas de inundação, com conseqüências sobre os produtos de mineralização da matéria orgânica. Extrapolações imediatas para os sedimentos situados em áreas topograficamente mais elevadas permitem a compreensão do desenvolvimento de zonas altamente dissecadas e hipersalinas, com evoluídos perfis de oxidação, caracterizando diferenciações geoquímicas e mineralógicas.

Os sedimentos de manguezais propiciam a geração de sulfetos de metais, principalmente pirita (FeS_2), normalmente encontrada em ambientes costeiros lamosos. A formação de sulfetos de ferro está ligada às condições fortemente redutoras nos sedimentos e o aporte de minerais de

ferro, como a hematita e goethita, minerais herdados da Formação Barreiras. A pirita forma-se, via de regra, da reação de minerais detríticos (conteúdo de oxi-hidróxidos férricos), com o $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ dissolvido formado por sulfato redução bacteriológica da matéria orgânica (Berner 1984). O processo é limitado pelas taxas de decomposição da matéria orgânica, pelo sulfato dissolvido e pelas concentrações de ferro reativo (Berner op. cit.), que depende do mineral primário de ferro.

A equação (4) representa genericamente o processo geral:



Os resultados obtidos pelas análises por difratometria raios-X e microscopia eletrônica de varredura confirmam que a pirita (FeS_2) é o principal sulfeto de ferro identificado. Provavelmente também ocorra a greigita (Fe_3S_4).

As mesmas amostras submetidas aos raios-X, foram observadas ao microscópio eletrônico de varredura. A pirita apresenta-se comumente como cristais isolados, octaédricos ou em agrupamentos de forma framboidal (Figura 67). Os frambóides formados apresentam um diâmetro médio em torno de 5 μm nas amostras de 0–10 cm, nitidamente aumentando de tamanho para 18 μm em maiores profundidades (máximo de 33 μm), com características altamente redutoras.

As observações microscópicas revelam a quase ausência da pirita próximo à superfície dos sedimentos (0-10 cm); quando a pirita ocorre nessa profundidade, os cristais são perceptíveis apenas com a detecção por elétrons retroespalhados, de tamanhos $<1\mu\text{m}$ e entre 1-2 μm . Em lugares mais elevados no terreno, onde os sedimentos são oxidados e mais ácidos, praticamente não se identifica sulfetos. A pirita aparece somente a partir de 70-80 cm, na zona redutora.

- A predominância de pequenos cristais de pirita pode significar sua rápida formação nos sedimentos, enquanto que os frambóides formam-se lentamente (Rickard 1975). Para efeito de comparação, constatou-se a existência de um número maior de frambóides na Área II, cujos cristais apresentam maiores dimensões que os identificados na mesma profundidade na Área I. Em acréscimo, os cristais isolados da Área II são mais bem formados que na Área I.

Mesmo nas zonas mais deprimidas, onde os sedimentos mantêm-se úmidos, tipicamente redutores, a pirita aparece a partir de 30-40 cm. A ausência ou a transformação total ou parcial da

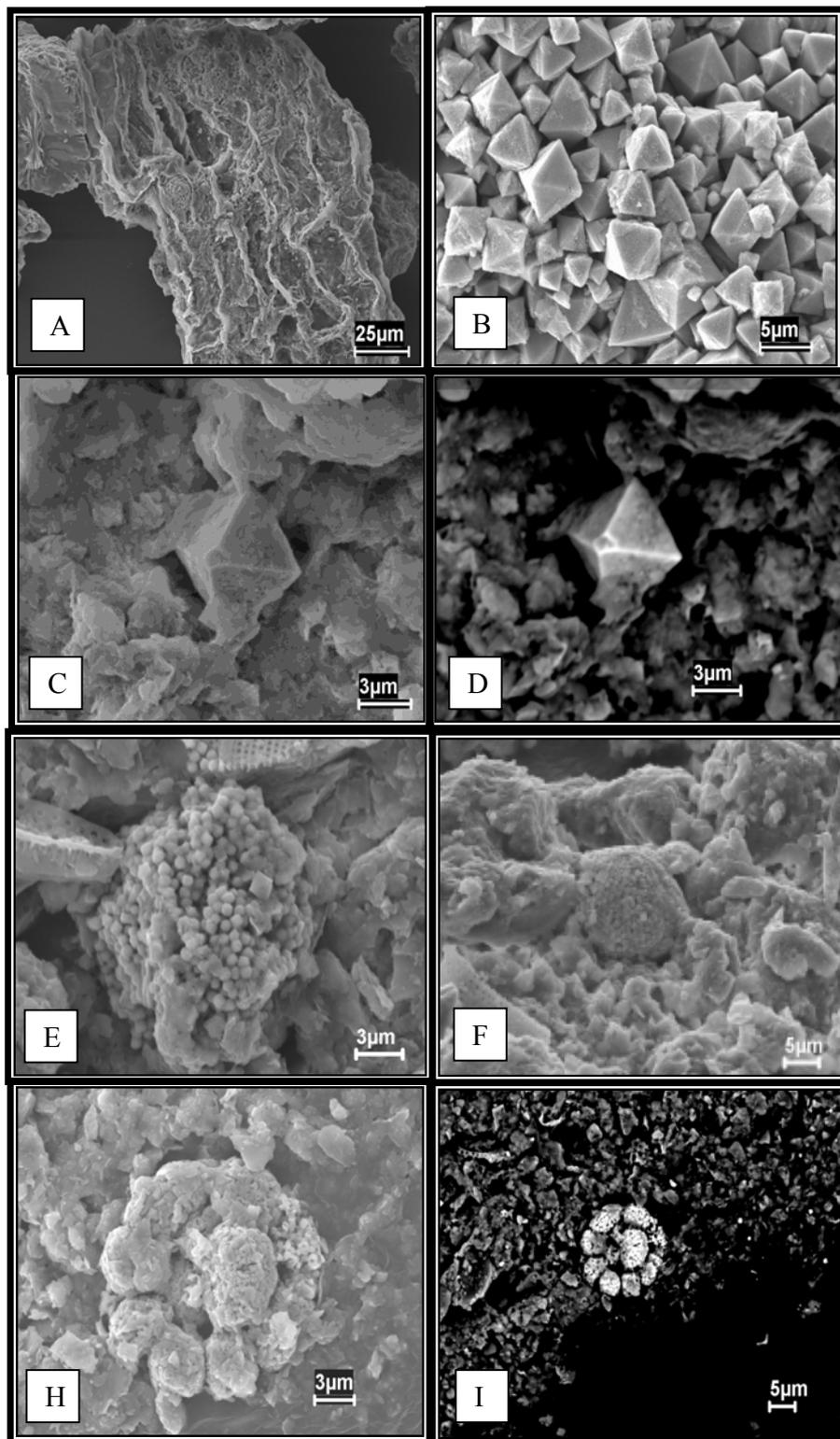


Figura 67: Série de cristais de pirita ocorrendo como frambóides incrustados em restos vegetais (A); cristais octaédricos isolados (B,C e D); frambóides (E, F, H e I).

pirita nessa profundidade, confirma a oxidação dos sulfetos no níveis superiores dos sedimentos lamosos. Nas ampliações da Figura 68, pode-se observar os efeitos da oxidação sobre os cristais de pirita, com visíveis sinais de corrosão.

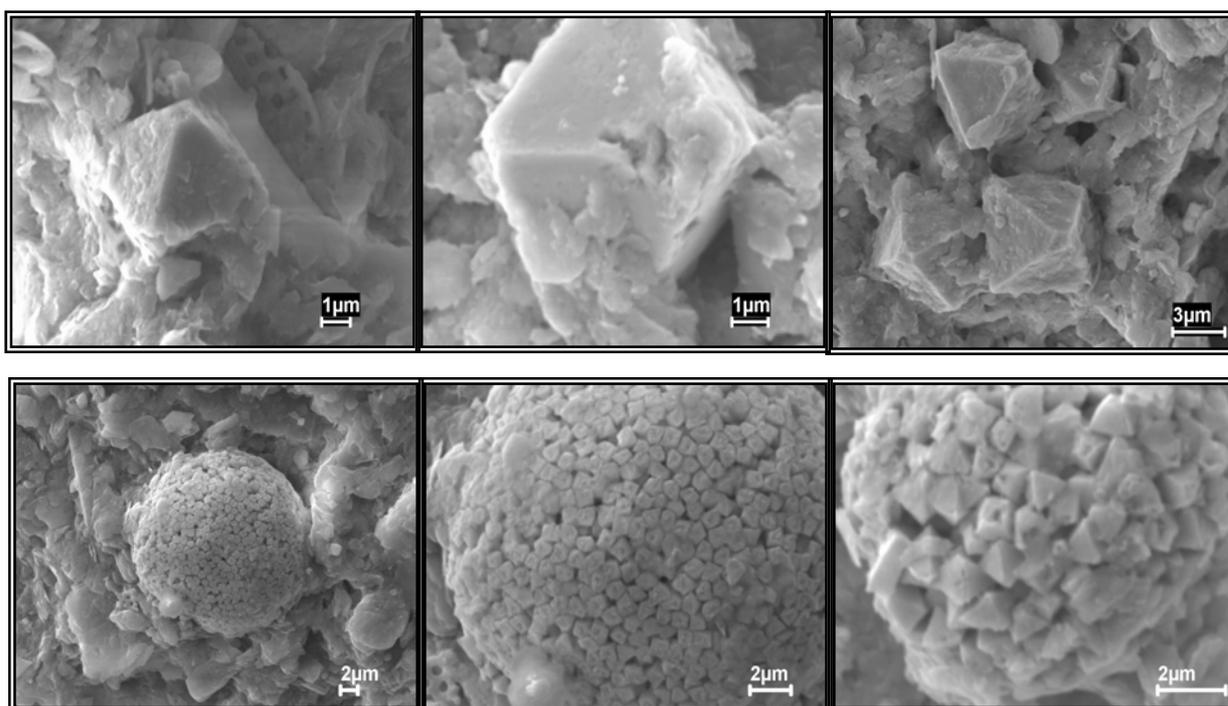


Figura 68: Dissolução de cristais isolados de pirita ou em arranjo framboidal.

12.2 - FORMAÇÃO DE ALUMINOSSILICATOS

São representados no estuário do rio Marapanim por fases mineralógicas pobremente cristalinas, encontradas nos sedimentos de manguezais associados a fases argilosas e detríticas de baixa cristalinidade (principalmente caulinita) e material biogênico, principalmente diatomáceas, e matéria orgânica. Nesses sedimentos, foram identificados como de origem *in situ* o feldspato-K, de baixíssima frequência na área e a esmectita, como o segundo argilomineral mais importante.

A principal evidência da neoformação mineral nos sedimentos analisados origina-se da comparação direta com a mineralogia da área fonte (Formação Barreiras). Ela contrasta com a composição mineralógica dos sedimentos dos manguezais os quais possuem, dentre outros, a esmectita e os feldspatos-K, ausentes da área fonte, formada preponderantemente pelos sedimentos da Formação Barreiras e seus produtos de laterização e espessa cobertura de Latossolos amarelos.

12.2.1 - Gradientes da sílica dissolvida na água intersticial

Para a interpretação das reações envolvendo a sílica biogênica e a neoformação de aluminossilicatos em sedimentos de manguezais, utilizou-se a análise das concentrações de sílica dissolvida e seus gradientes nas águas intersticiais, método aplicado para estudos sobre taxas de dissolução de sílica biogênica em modelos diagenéticos em sedimentos de mar profundo (Schink et al. 1975; Wong & Grosh 1978; McManus et al. 1995; Wiley & Spivack 1997).

Na superfície dos sedimentos de manguezais (0 a 20 cm de profundidade), as concentrações de sílica situam-se entre 300 e aproximadamente 600 $\mu\text{mol/L}$, podendo-se observar um aumento até 80 cm e a tendência à estabilização abaixo dessa profundidade, com a sílica atingindo o equilíbrio próximo a 900 $\mu\text{mol/L}$ (Figura 69). Nos sedimentos do delta do rio Amazonas Michalopoulos & Aller (1995), encontraram valores de sílica entre 100 a 200 $\mu\text{mol/L}$ na parte superior dos sedimentos (1 a 2 m) tendendo a aproximadamente 300 $\mu\text{mol/L}$ em profundidades maiores (8 m).

Os perfis da sílica dissolvida, determinada em uma variedade de sedimentos marinhos, apresentam feições similares, com baixas concentrações na superfície dos sedimentos, aumentando até atingir a valores constantes em profundidade, definindo uma “concentração

assintótica” entre 5 a 30 cm da superfície dos sedimentos, que corresponde aproximadamente à solubilidade de equilíbrio da sílica biogênica (Hurd 1973; Van Cappellen & Qiu 1997; Aplin 2000; Dixit et al. 2001; Michalopoulos & Aller 2004). Por analogia, nos manguezais o gradiente (em profundidade) de distribuição da sílica dissolvida apresenta razoável semelhança com as curvas típicas obtidas em sedimentos marinhos, permitindo correlações com os processos que acontecem em mar profundo.

Os valores de sílica na água intersticial são geralmente mais elevados que a variação média (15 a 150 $\mu\text{mol/L}$) encontrada nas águas naturais (Carmouze 1994) e cerca de 10 vezes mais elevados que o valor médio mais alto apresentado nas águas superficiais do rio Marapanim (89 $\mu\text{mol/L}$). No entanto, essas concentrações de sílica na água intersticial são 50 a 89 % menores que as consideradas para a solubilidade da sílica amorfa nos sedimentos do delta do rio Amazonas (1200 $\mu\text{mol/L}$), segundo Michalopoulos & Aller (2004).

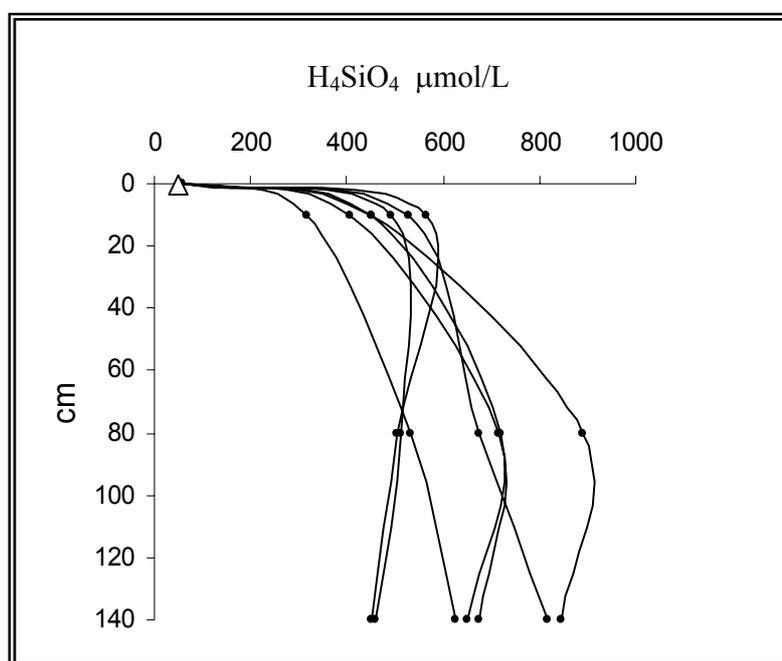


Figura 69: Concentração de sílica na água intersticial de vários pontos de amostragem do Perfil II. O triângulo representa o teor médio (máximo) de sílica na água superficial.

O fato das águas intersticiais serem subsaturadas com relação à sílica biogênica, implica na hipótese de que outros minerais silicatos possam estar concorrendo para regular as concentrações da sílica dissolvida, concordando com observações de Hurd (1973); Michalopoulos & Aller (1995); Dixit et al. (2001) dentre outros, para os ambientes marinhos profundos. Por esse motivo, além da sílica dissolvida foram realizadas análises químicas para a determinação de Al^{3+} , Mg^{2+} e K^+ na água intersticial dos manguezais representadas na Figura 70.

Pelo exame dessas figuras, pode-se esperar que minerais aluminossilicatados, caulinita principalmente, estejam sendo degradados próximo à superfície dos sedimentos, cujos produtos da reação são representados pelo aumento dos teores de Al^{3+} na parte superior do perfil, diminuindo suas concentrações em profundidade, em um comportamento semelhante ao da sílica dissolvida, que provém da mesma dissolução. O Mg^{2+} e K^+ , de proveniência marinha, pois não são conhecidos na área fonte, sofrem inflexões mais fortes abaixo de 80 cm, incorporados à nova fase mineral em equilíbrio.

Aluminossilicatos de ferro, magnésio e potássio podem estar se formando na superfície da sílica biogênica, diminuindo sua solubilidade (abaixo de 80 cm). A forte carga negativa que se estabelece na superfície da sílica biogênica devido à substituição de OH^- por O^{2-} (Berner 1971) favorece a adsorção de cátions, principalmente Al^{3+} e, a neoformação de aluminossilicatos os quais reduzem a taxa de liberação da sílica dissolvida (Hurd 1973).

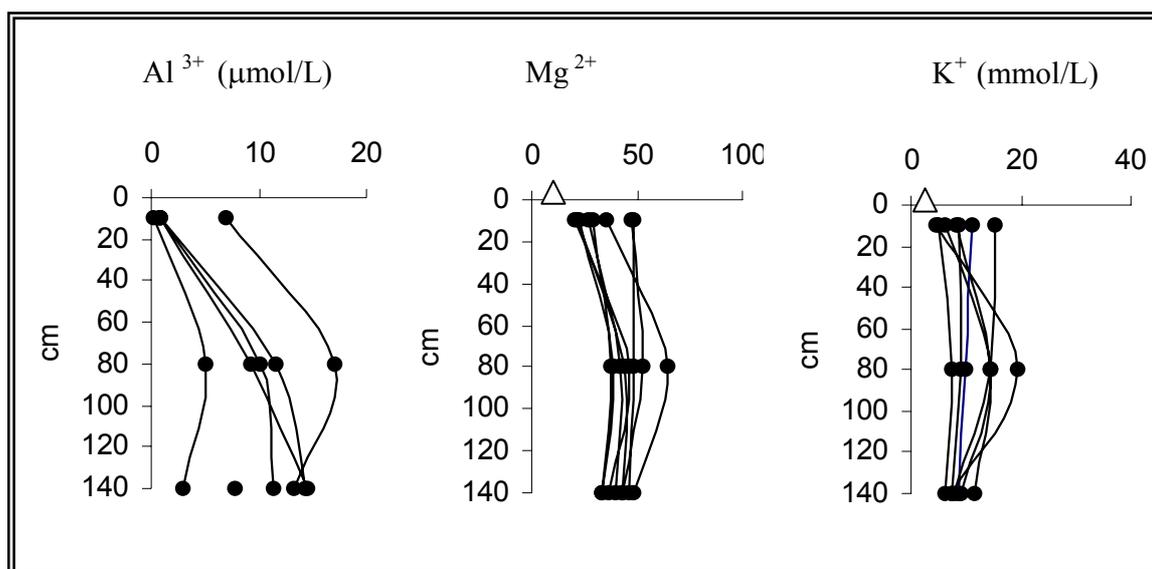


Figura 70: Distribuição vertical de Al, Mg e K dissolvidos na água intersticial. O triângulo na parte superior dos gráficos representa a média dos teores máximos na água superficial (exceção do Al).

- As concentrações do Al^{3+} situam-se entre 0,29 a 17 $\mu\text{mol/L}$ na água intersticial dos manguezais. Esses valores são considerados elevados se comparados à variação de 0,018 a 0,197 $\mu\text{mol/L}$ dissolvidos nos sedimentos do delta do rio Amazonas por Mackin & Aller (1986). No entanto, na maior parte dos oceanos as concentrações de íons Al^{3+} raramente excedem 0,01 $\mu\text{mol/L}$, exceto em locais impactados por poeiras atmosféricas ou em áreas costeiras que recebem altas cargas de rio (Dixit et al. 2001).

Vale ressaltar que não houve um controle analítico rigoroso das amostras quanto à contaminação pela passagem de micropartículas durante a filtração (Mackin & Aller 1984); também não existem dados locais para prever uma provável influência de aerossóis provenientes do continente (dada a proximidade dos manguezais da terra firme), sobre as amostras coletadas no final do período das chuvas, conforme sugerido por esses autores referindo-se à contaminação de áreas oceânicas por partículas de poeira contendo alumínio. Acredita-se, contudo, que os vários perfis verticais apresentados para a distribuição do Al^{3+} na água intersticial sejam consistentes com os gradientes reais de dissolução do elemento nos sedimentos do estuário do rio Marapanim, não prejudicando a análise qualitativa dos processos de formação de aluminossilicatos.

Para reproduzir a solubilidade da sílica biogênica nos sedimentos de manguezal, foi realizada uma série de extrações da sílica biogênica ao longo de 700 m do Perfil II (Figura 71). O percentual de sílica biogênica extraída (% SiBi) é nitidamente mais elevado no início do perfil (entre A e C) e parte superior (até 60 cm de profundidade), existindo uma região entre 300 e 700 m onde os valores de sílica biogênica são mais baixos (8 a 10 %). Os dados concordam com os experimentos de Lewin (1961), segundo os quais frústulas jovens de diatomáceas dissolvem-se mais rapidamente que as mais velhas, localizadas em maiores profundidades.

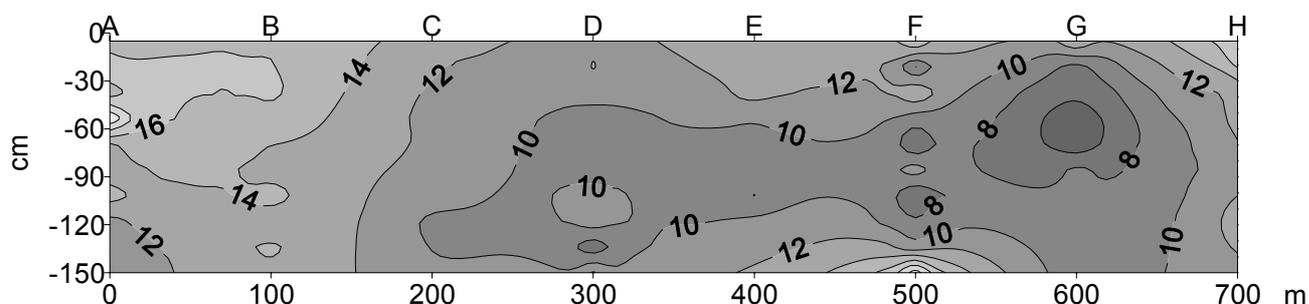


Figura 71: Distribuição do percentual de sílica biogênica extraída nos sedimentos de manguezais de parte do perfil II.

A redução dos valores de sílica extraída é interpretada como uma diminuição da reatividade da sílica biogênica pela incorporação de íons Al^{3+} na superfície da sílica amorfa, refletindo na diminuição dos teores de Al^{3+} na água intersticial. O Al^{3+} dissolvido pode ser incorporado progressivamente aos materiais silicosos durante a deposição e o soterramento, provavelmente afetando a solubilidade da sílica biogênica (Van Bennekom et al. 1989; Van Cappellen & Qiu 1997; Dixit et al. 2001; Dixit & Van Cappellen 2002).

Em adição aos dados apresentados, é fato bem documentado nos trabalhos de Michalopoulos & Aller (1995) e Dixit et al. (2001), a formação de aluminossilicatos a partir da degradação de fases detriticas (contendo Al), de baixa cristalinidade, em contato com a sílica biogênica. A progressiva dissolução do conteúdo de minerais detriticos é acompanhada da liberação de íons Al^{3+} para a água intersticial os quais afetam o aumento da concentração de sílica pela redução da cinética de dissolução da sílica biogênica (Figura 72), induzindo à precipitação de aluminossilicatos, de acordo com o modelo proposto por Dixit et al. (2001), (Figura 73). A solubilidade da sílica biogênica é, portanto, altamente variável (Dixit et al. op cit.), explicando as diferentes percentagens de sílica extraída dos sedimentos analisados.

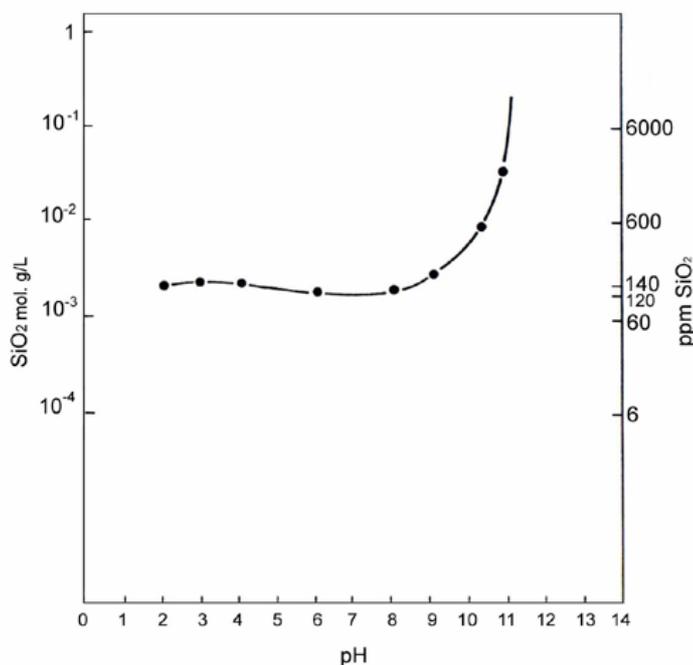


Figura 72: Solubilidade da sílica amorfa em função do pH (Krauskopf 1956)

12.2.2 - As esmectitas formadas nos manguezais de Marapanim

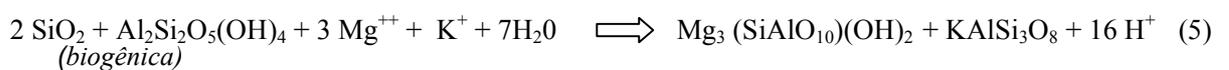
Processos de dissolução das carapaças de diatomáceas comprovadamente tomam lugar nos sedimentos de manguezais, a julgar pelas visíveis transformações das frústulas e os gradientes da sílica nas águas intersticiais. No detalhe, auréolas das carapaças, originalmente hexagonais, mostram-se preenchidas ou parcialmente preenchidas por supostas fases alumiossilicatadas (Figura 74).

Com o prosseguimento do processo de biomineralização, cristais bem definidos, em forma de “couve-flor”, puderam ser individualizados por observações ao MEV (Figura 75). A análise semiquantitativa (por SED) dos cristais formados sugere uma composição entre a saponita e a montmorilonita, concordando com as análises realizadas em estuário análogo (região de Bragança, nordeste paraense), que atribuem composição do tipo saponita para as esmectitas formadas nos manguezais (Costa et al. 2004), (Figura 76 a).

A esmectita formada no estuário do rio Marapanim compara-se aos aluminossilicatos descritos na foz do rio Amazonas por Michalopoulos & Aller (2004), formados por processos semelhantes, com a diferença de que estes últimos são mais ricos em potássio e ferro supridos por diferentes áreas fontes (Figura 76 b).

Característica comum da distribuição da esmectita é o leve aumento da cristalinidade do mineral em profundidade, verificado nos difratogramas de amostras orientadas (Figuras 77, 78 e 79). Nos mesmos difratogramas, tomados em áreas de sedimentos jovens a maduros do Setor A, passando para sedimentos mais antigos do Setor B, constata-se os variados graus de cristalinidade desse mineral ao longo do rio, provavelmente associados às épocas de sua formação.

A esmectita e a caulinita apresentam relações inversas de distribuição em profundidade nos sedimentos, sem um padrão definido, conforme exemplificado nos diagramas (Figura 80). Essa constitui mais uma evidência da formação da esmectita às expensas da dissolução da caulinita, (mineral de baixa cristalinidade), que utiliza a sílica biogênica como substrato reativo, Mg^{2+} e K^+ de proveniência marinha e o ferro da redução e decomposição dos oxi-hidróxidos de ferro da área-fonte, processo descrito pela equação (5).



$$(\Delta F^{\circ}_f = - 43,83 \text{ Kcal})$$

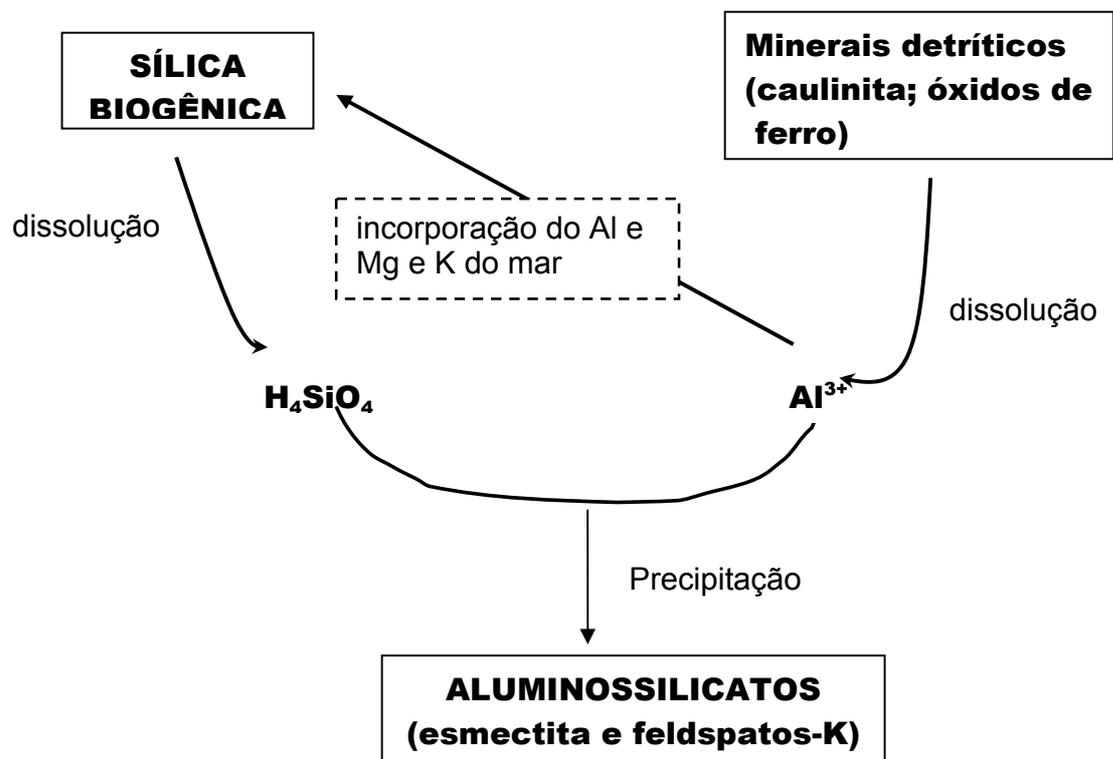


Figura 73: Esquema de incorporação do Al, Mg e K para a formação de aluminossilicatos

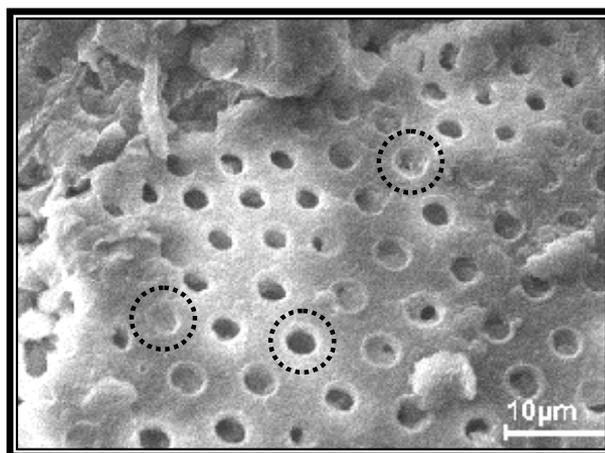


Figura 74: Detalhe do preenchimento de auréolas de carapaças por supostas fases aluminossilicadas.

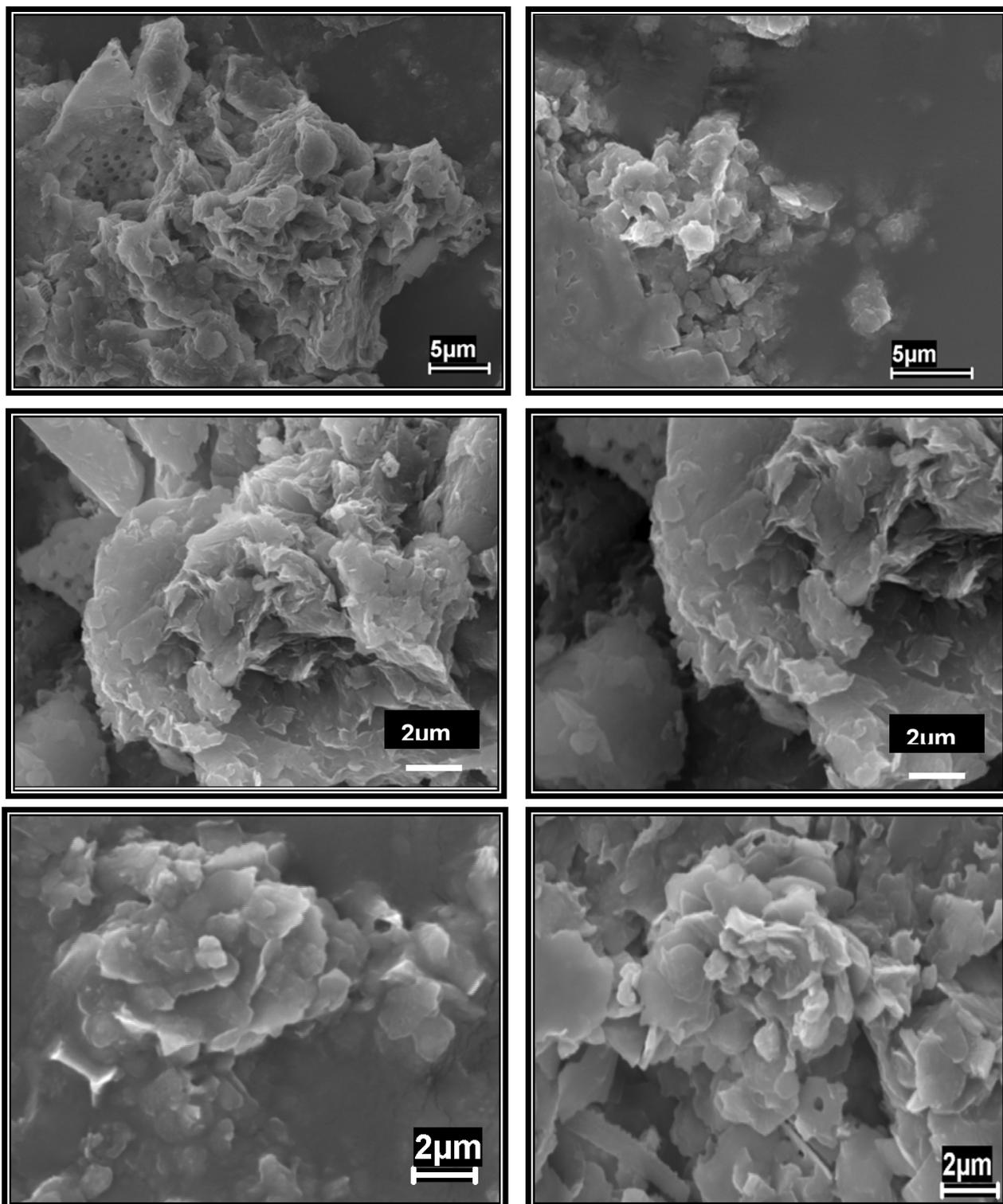


Figura 75: Aspecto das esmectitas em formato de “couve-flor”, observadas ao MEV nos sedimentos do rio Marapanim.

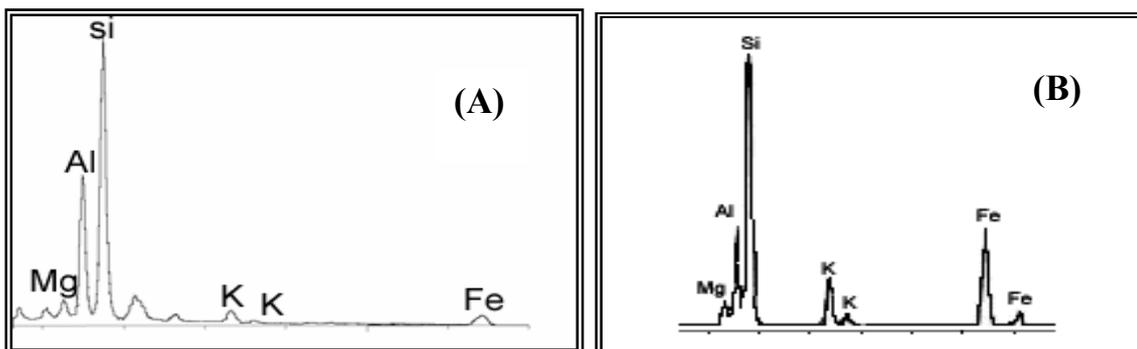


Figura 76 a b: Variações da composição química semiquantitativa obtida por análise MEV/SED de aluminossilicatos formados no estuário do rio Marapanim (A) e formados na foz do rio Amazonas (B).

- A variabilidade da reatividade da sílica biogênica pela adsorção do Al^{3+} e outros cátions também explica os diferentes graus de cristalinidade da esmectita bem como as relações inversas observadas com a caulinita.

As Figuras 81 e 82 mostram dois diagramas de estabilidade (25 °C e 1 atm.) para as fases gibbissita-caulinita-illita-feldspato-K e gibbissita-caulinita-esmectita-albita, utilizados para a representação do equilíbrio químico das águas intersticiais com as fases mineralógicas presentes nos sedimentos dos manguezais. O primeiro diagrama (Figura 81) mostra as análises das águas intersticiais no campo dos feldspatos potássicos e o segundo diagrama (Figura 82), apresenta as composições químicas próximas ao campo das esmectitas, resultados que realçam a neoformação desses aluminossilicatos. Dois detalhes importantes nos diagramas são a quase ausência das águas no campo da caulinita, degradada para a formação da esmectita e, a presença das amostras entre a saturação do quartzo e da sílica biogênica.

A análise apresentada, se não conclusiva, reúne evidências consistentes sobre a formação *in situ* de aluminossilicatos em sedimentos de manguezais, em especial a esmectita. Isto justifica o aprofundamento de pesquisas em torno do assunto, que devem considerar também a rapidez com que essas fases minerais se formam e sua importância para o ciclo do silício e para a produtividade primária em estuários de clima tropical úmido.

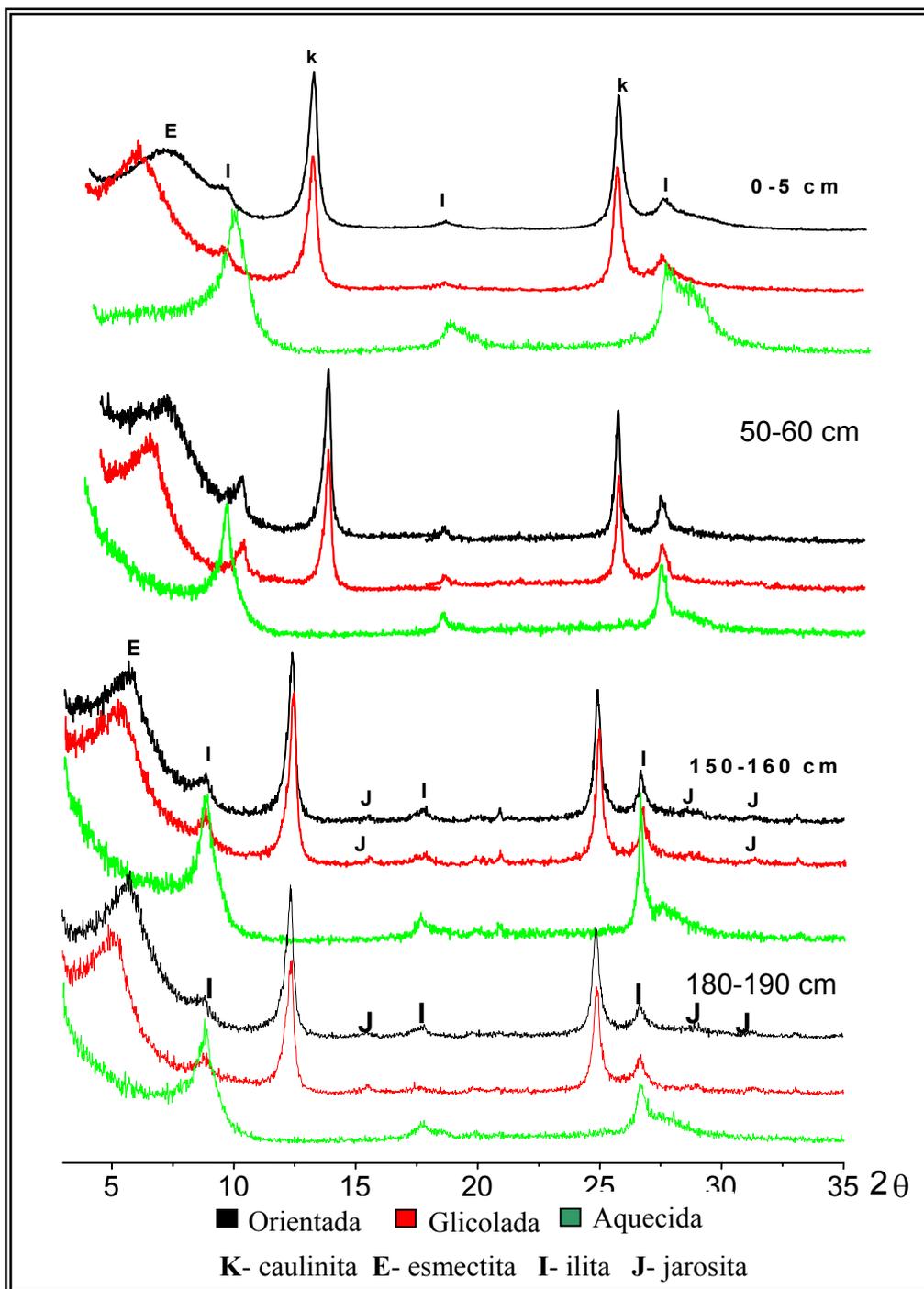


Figura 77: Difratoigramas de raios-X de argilominerais de sedimentos situados no Setor A.

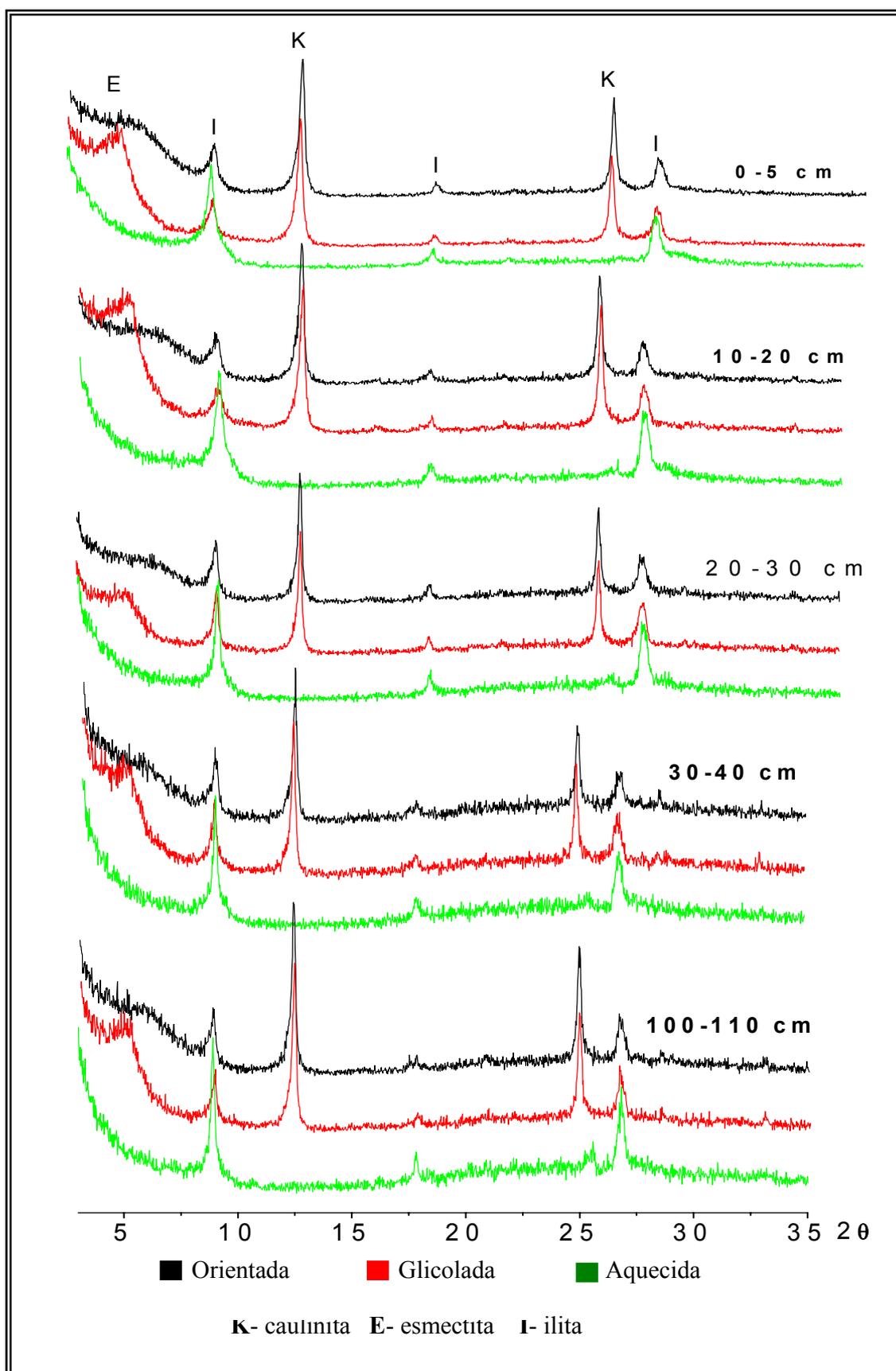


Figura 78: Difratoigramas de raios-X de argilominerais de sedimentos jovens situados no Setor A (Perfil I). Destaca-se a má formação da esmeclita.

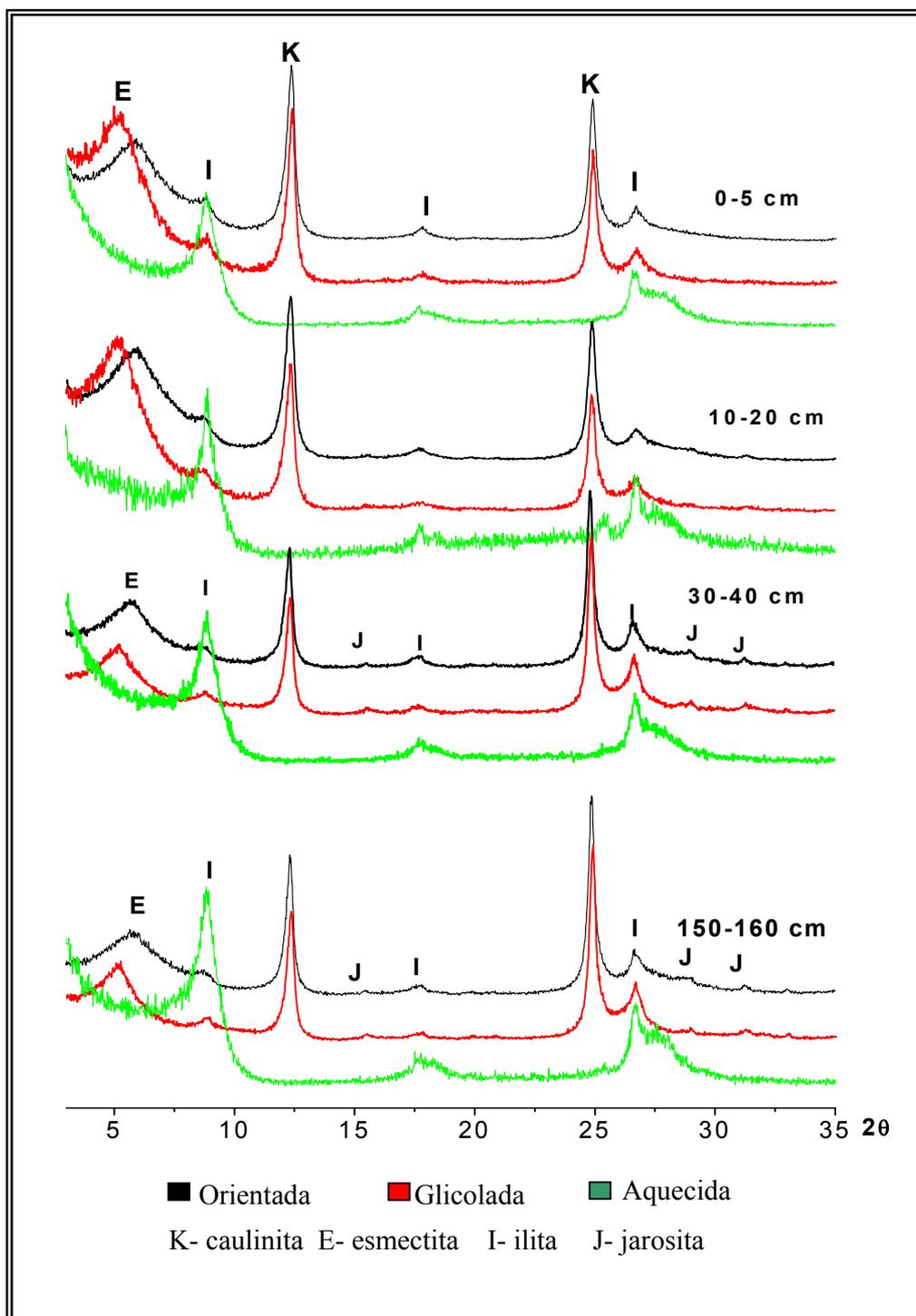


Figura 79: Difratogramas de raios-X de argilominerais de sedimentos situados no Setor B.

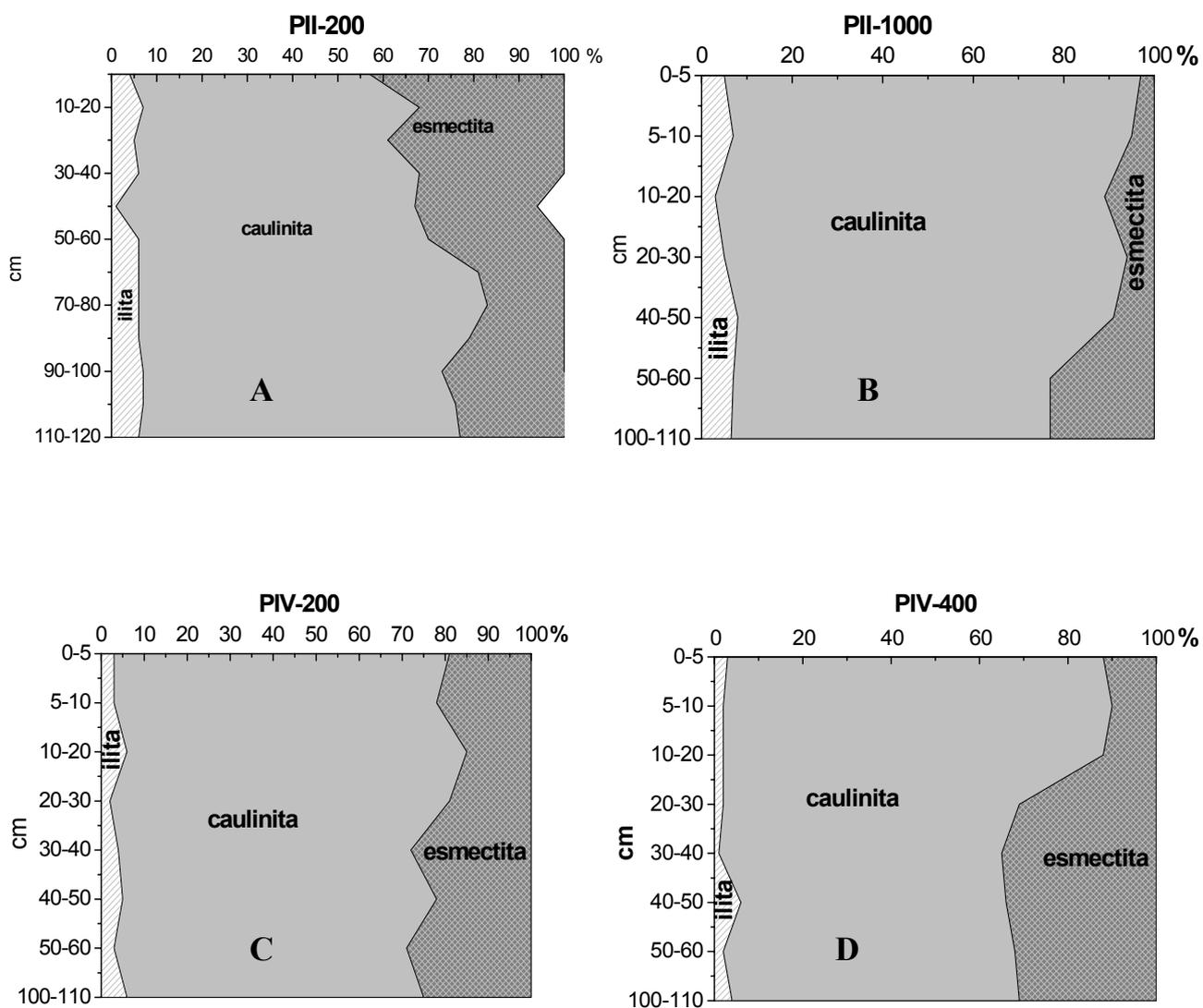


Figura 80: Distribuição de caulinita, esmectita e illita nos sedimentos de manguezais do Setor A (A, B) e Setor B (B, C). Observar os percentuais inversos de ocorrência da caulinita e da esmectita.

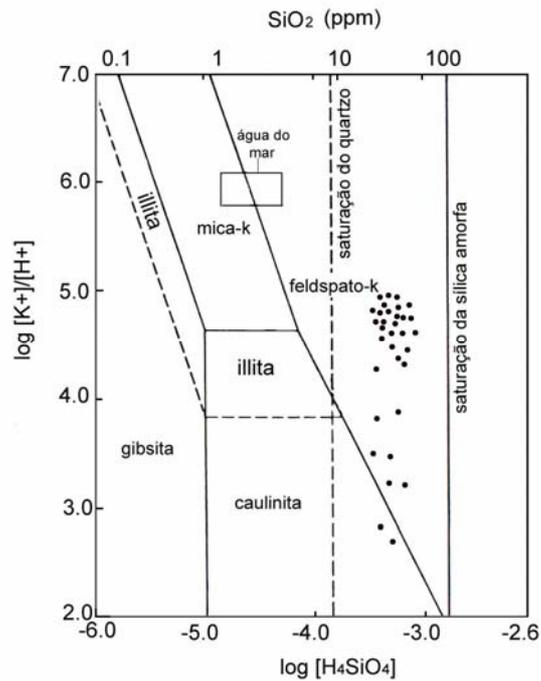


Figura 81: Representação da composição química das águas intersticiais no diagrama de estabilidade no sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, em 25 °C e 1 atm. (adaptado de Yariv & Cross 1979).

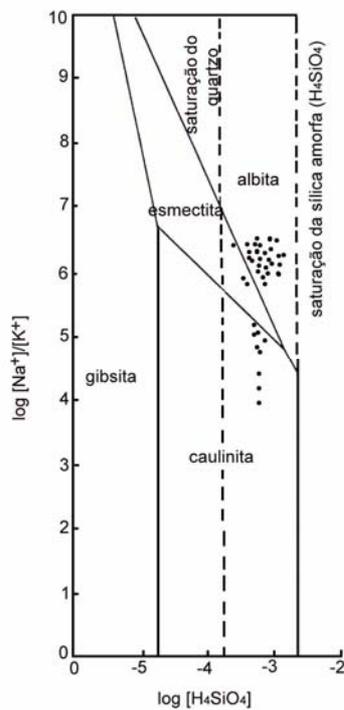


Figura 82: Representação da composição química das águas intersticiais no diagrama de estabilidade no sistema $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, em 25 °C e 1 atm. (adaptado de Yariv & Cross 1979).

12.3 – MINERAIS DE FORMAÇÃO EVAPORATIVA DA CUNHA SALINA.

Gipso e halita - a influência da sazonalidade climática é ressaltada quando se constata a existência de grande quantidade de minerais evaporíticos (halita e gipso) nos níveis superiores dos sedimentos, resultado da supersaturação das águas intersticiais ou da oxidação de sulfetos, respectivamente (Figura 83). Nos períodos úmidos, esses minerais foram identificados em níveis situados abaixo de 40-50 cm, aparentemente como fases reliquiares.

O nível freático oscila verticalmente próximo à superfície, em função da intensidade da evapotranspiração. Este processo deixa impresso nos sedimentos uma mineralogia que, embora transitória, é testemunho dos rigores climáticos e que evidencia o movimento das águas intersticiais. O gipso também pode ser formado como um dos produtos da oxidação da pirita, bastante característico de meios áridos (Berner 1971; Briskin & Schareiber 1978; Márius 1985; Bain 1990).

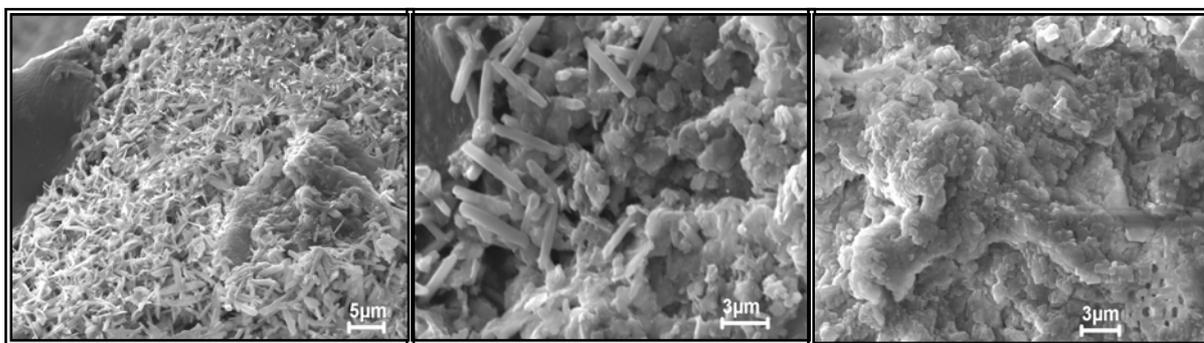


Figura 83: Cristais de gipso (A) e halita (B) nos sedimentos de manguezal

Jarosita – é o principal produto de oxidação da pirita. A jarosita foi identificada apenas a partir de 10-20 cm nos sedimentos, através de raios-X, provavelmente destruída na zona superior devido às oscilações sazonais de pH e Eh (mV). Os efeitos da oscilação climática mais forte nos sedimentos do Setor B são realçados pela ausência da jarosita na maioria das amostras entre 0-20 cm.

A identificação da jarosita nos sedimentos do estuário do rio Marapanim, apesar de discreta, possui importante significado, pois sua formação está ligada normalmente a eventos de forte estiagem, registrado nos trabalhos de Márius (1985) em sedimentos sulfatados-ácidos do Senegal e Gambia (Djuwansah 1990), em manguezais de Caiena, despertando a atenção para a intensidade do clima na costa norte.

O diagrama de estabilidade Eh-pH para óxidos-hidróxidos férricos, jarosita e pirita apresentado por Van Breemen 1976 apud Márius (1985), estabelece que em solos submersos a jarosita está limitada a condições fortemente ácidas ($1,7 < \text{pH} < 4$) e oxidantes ($\text{Eh} > +400$ mV); a pirita é estável em grande faixa de pH, sob condições redutoras, e os óxidos férricos estáveis em pH superior a 4, sob grande variação de Eh (mV), (Figura 84). Nos sedimentos de manguezais, as condições de formação da jarosita são aproximadamente alcançadas no período de estiagem, com o pH entre 3,5 e 4 e o Eh situado próximo a + 400 mV, em restritas zonas mais elevadas e intensamente dissecadas.

Os parâmetros pH/Eh variaram bastante entre o período de estiagem e o chuvoso, podendo-se sugerir que a jarosita encontrada nos manguezais represente fases metaestáveis nos sedimentos. A acidez necessária à sua formação na estiagem é neutralizada pela hipersalinidade das águas ou pela redução dos sulfatos no período das chuvas, aumentando a reserva alcalina.

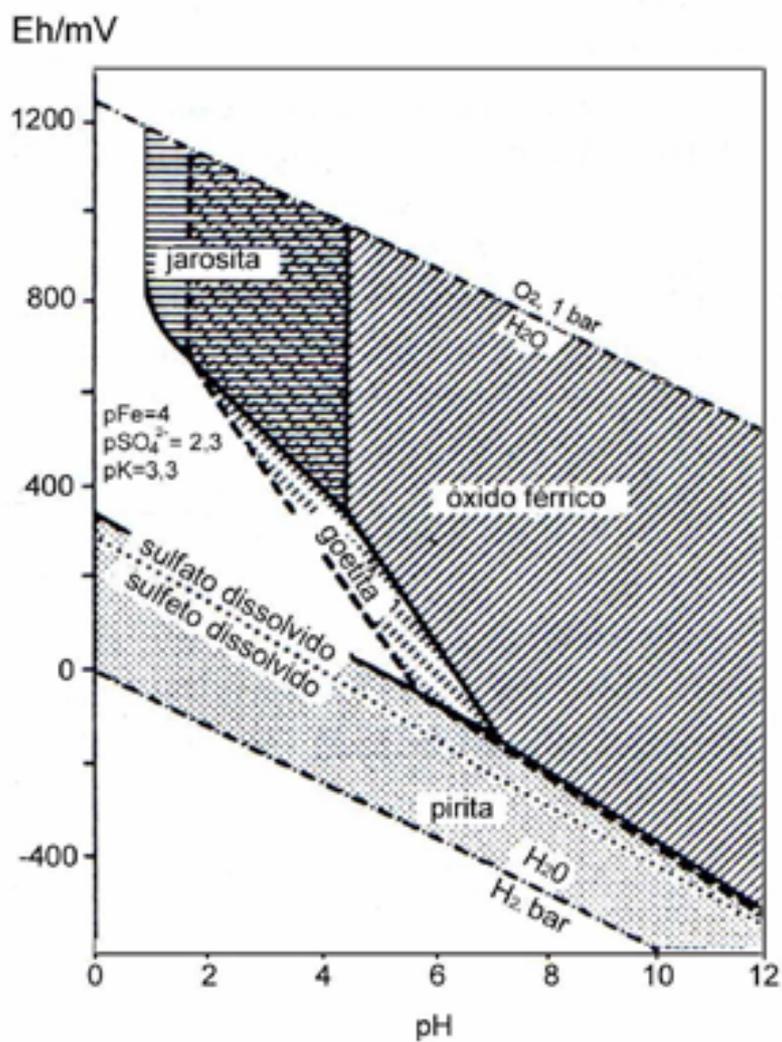


Figura 84: Diagrama de estabilidade Eh x pH para sulfetos, jarosita e óxidos de ferro. (Van Breemen 1976¹ apud Márius 1985).

¹ BREEMER, N. Van. 1976. Genesis and solution chemistry of acid sulfate soils in Thailand. Wageningen. Pudoc. Centre for Agricultural Publishing and Documentation. 263p.

12.4 - OXI-HIDRÓXIDOS DE FERRO

Nos sedimentos de manguezais do rio Marapanim, a variação da água intersticial com as marés e as mudanças sazonais nas precipitações das chuvas propiciam a oscilação do nível de água próximo da superfície dos sedimentos, oxidando os sulfetos e liberando o ferro das piritas. As sucessivas exposições e submersões do sedimento promovem a remobilização e a reprecipitação do ferro como películas na forma de óxidos ou hidróxidos que envolvem os grãos de quartzo ou preenchem cavidades de restos de raízes (Figura 85). O ferro também pode originar-se de partículas oxidadas que chegam em suspensão nos manguezais, ou remobilizado de outros minerais (jarosita, argilominerais, etc.).

Vale ressaltar, que a remobilização do ferro foi descrita apenas nas zonas deprimidas e redutoras, certamente acontecendo com maior intensidade nos sedimentos topograficamente mais elevados. Esse processo, incluindo os de ação biológica, é responsável pela coloração marrom escura, por vezes avermelhada, que os sedimentos de zona oxidada assumem (textura mosqueada). Os óxidos (ou hidróxidos de ferro), não identificados pela difração de raios-X, aparecem em diminutos cristais quando analisados com o detector de elétrons retroespalhados.

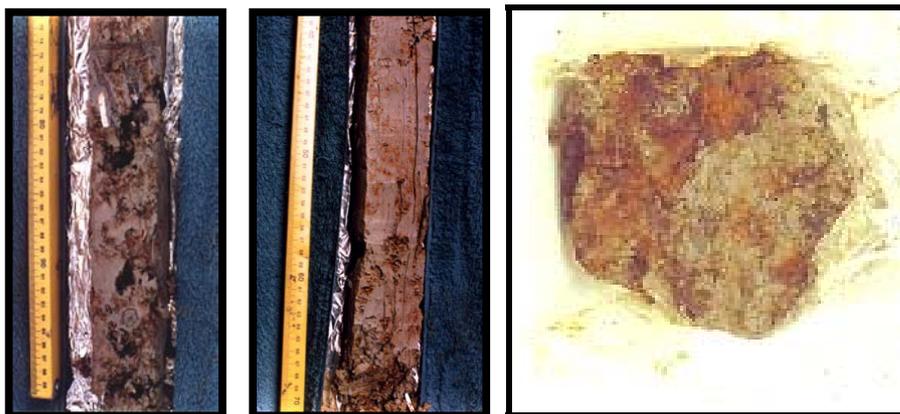


Figura 85: Detalhes da precipitação de ferro (óxidos-hidróxidos férricos) nas porções superiores dos sedimentos de mangue topograficamente elevados e a substituição do ferro nas raízes.

12.5 - FORMAÇÃO DE QUARTZO

As águas intersticiais são subsaturadas com relação à sílica biogênica, atribuindo-se parte dos teores de sílica dissolvida à degradação de minerais silicatados de fonte detrítica. No entanto, encontraram-se indícios da remobilização da sílica nos sedimentos a partir da dissolução química observada na superfície de grãos de quartzo situados em maiores profundidades, além de feições de sobrecrecimento de cristais euédricos e cristais de quartzo isolados e bem formados, com características autóctones (figuras 86 e 87).

A grande quantidade de ácidos húmicos formados pela degradação da matéria orgânica pode ser responsável pelos processos de dissolução na superfície dos grãos de quartzo. Por outro lado, a presença de altos teores de eletrólitos (Cl^-) também pode aumentar a flocculação (precipitação) da sílica dissolvida (Berner 1971). Como a dissolução e a precipitação dependem do pH, atingindo seu máximo entre pH 4-7, pode-se explicar a remobilização e a neoformação de cristais de quartzo nos sedimentos de manguezal a partir do pH fracamente ácido a alcalino, em presença de altos teores de eletrólitos, principalmente durante a estiagem.

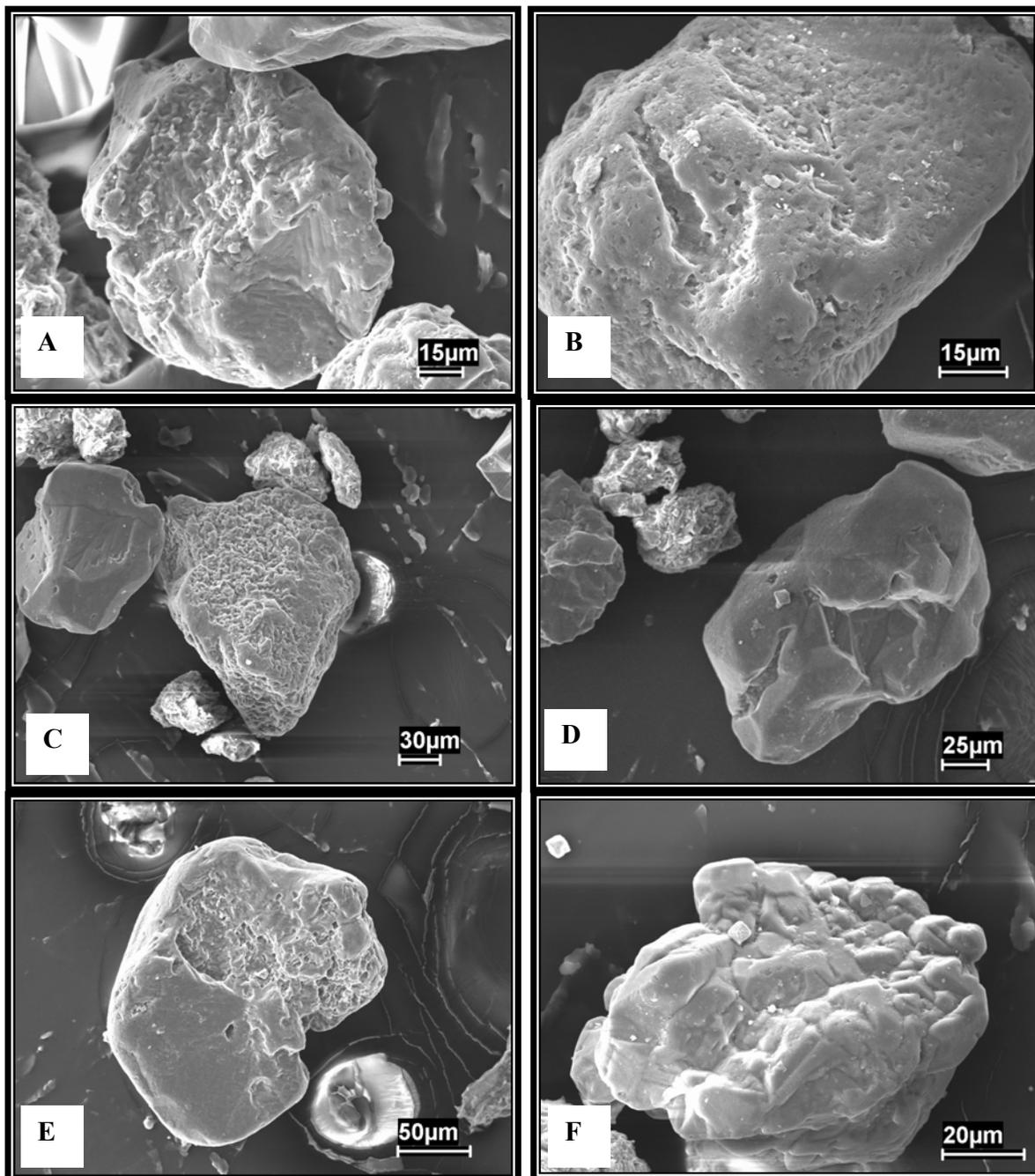


Figura 86: Corrosão química na superfície de cristais de quartzo dos sedimentos de manguezal. Alguns cristais apresentam também sinais de neofabricação (A,C, D, E, F).

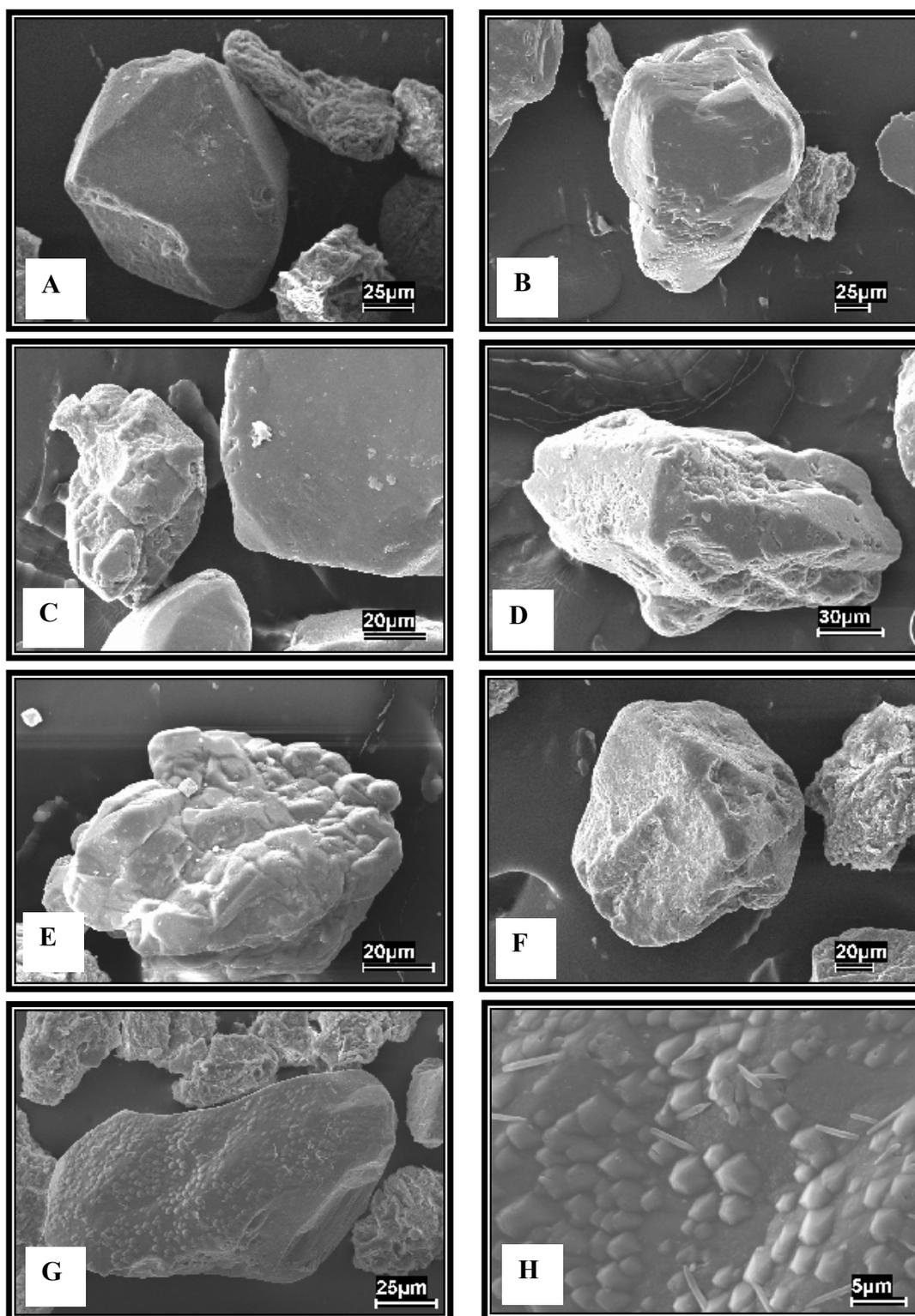


Figura 87: Cristais de quartzo neoforado nos sedimentos de manguezal. Em G e H, sobrecrescimento de cristais eúdricos de quartzo.

13 - CONCLUSÕES

Os manguezais do estuário do rio Marapanim se desenvolveram principalmente no Funil Estuarino, da Planície Estuarina, onde estão localizadas as duas áreas escolhidas para o estudo: o Setor A, situado ao norte do Funil Estuarino, sob domínio marinho, cujas águas superficiais atingem salinidade máxima de 35 na estiagem e o Setor B, ao sul, com características salobras e salinidade das águas próximo de 10 na estiagem.

Os manguezais são tipicamente de intermarés, submersos regularmente sob as marés de sizígia. Nas marés de quadratura, contudo, extensas áreas ficam expostas por vários dias, efeito intensificado principalmente na estiagem, devido à redução da descarga hídrica do rio Marapanim.

As principais espécies de manguezal identificadas na área foram: *Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans* e *Laguncularia racemosa*; as duas primeiras formam bosques mistos, estrutura típica da região, com predominância da *Rhizophora mangle*. A *Spartina brasiliensis* ocorre em zonas de acresção, ao norte do Funil Estuarino.

Os sedimentos que constituem os manguezais são predominantemente síltico-argilosos (> 90 %) e ricos em matéria orgânica (% C entre 1 a 4 %). O Setor A representa zona de deposição mais calma com os valores médios: silte (54 %), argila (40 %) e areia (7 %). No Setor B (rio acima), a predominância de silte de tamanho médio e o menor teor de argila, indicam maiores energias de transporte, com as médias: silte (59 %), argila (33 %) e areia (7 %).

As zonas de deposição mais calma, enriquecidas na fração argila e silte fino, são propícias para a colonização mono-específica de *Rhizophora mangle*, enquanto que a *Avicennia germinans*, apesar de não constituir bosques isolados, é comum colonizar sedimentos constituídos por frações mais grosseiras, juntamente com a *Rhizophora mangle*.

Parte da sedimentação lamosa que constituí os manguezais foi depositada sobre barras arenosas dispostas ao longo do rio Marapanim. Os sedimentos lamosos adquiriram suave morfologia, herdada dos depósitos pretéritos, identificada através dos padrões de drenagem e delineada pelos levantamentos topográficos. Esses sedimentos, assim sobrepostos, foram colonizados posteriormente pela vegetação característica dos manguezais.

O desenvolvimento dos manguezais se reflete na evolução da rede de drenagem, associado a padrões específicos da vegetação e ao ritmo das marés. As zonas de acresção lamosa recente,

mais baixas e periodicamente inundadas pelas marés, são constituídas por sedimentos predominantemente úmidos e redutores, sobre os quais se desenvolvem incipientes canais de marés, colonizados por manguezais jovens, principalmente *Rhizophora mangle*.

Nas zonas de terrenos mais antigos, topograficamente mais altos, os sedimentos são mais consistentes, bastante oxidados, colonizado por bosques mistos e envelhecidos, constituídos exclusivamente por *Rhizophora mangle* e *Avicennia germinans*. A forte dessecação do terreno durante a estiagem acompanha-se de drenagens profundas e hierarquizadas, mais evoluídas nas proximidades do contato manguezal-Formação Barreiras e no Setor B, cujos sedimentos são mais permeáveis e as drenagens bastante profundas.

O aumento da salinidade intersticial responde positivamente aos incrementos da topografia e ao clímax da estiagem; ela se desenvolve segundo gradientes que acompanham a transição dos terrenos mais jovens para os mais antigos e a implantação da vegetação. Os padrões de salinidade, observados até 1 m de profundidade, são transitórios e resultam de fluxos superficiais e dos movimentos da água intersticial em direção à superfície, concentrada por processos de evapotranspiração e diluída pelas marés e pelas fortes e prolongadas chuvas da região. As oscilações sazonais dos teores do íon Cl^- assinalam os efeitos do clima sobre as águas intersticiais, explicando as diferenciações da salinidade na superfície dos sedimentos e, ao mesmo tempo, o caráter conservativo desse parâmetro em profundidade.

As medições de Eh (mV) e pH confirmam a movimentação das águas intersticiais e as relações com o desenvolvimento do sedimento. Condições redutoras ($-200 < Eh < -400$ mV), se associam a terrenos mais baixos, argilosos, ricos em matéria orgânica, cuja circulação lenta das águas leva à formação de elevados teores de sulfetos dissolvidos ou sulfetos de ferro (pirita) e o pH oscila entre 6,5 e 8. Em contraposição, os períodos de estiagem promovem a oxidação dos sulfetos ($0 < Eh < + 400$ mV), formados no período úmido e a diminuição do pH (3,5 a 4,5), em locais topograficamente mais elevados e dessecados, de circulação mais rápida das águas, gerando relações inversas entre o Eh e o pH.

A principal expressão do desenvolvimento geoquímico dos sedimentos é o aumento do potencial de oxi-redução estabelecido entre os sedimentos do Setor A e do Setor B, cujo perfil de oxidação aprofunda-se mais no período da estiagem, nas áreas topograficamente elevadas e permeáveis, acompanhando os gradientes da salinidade intersticial. A lenta circulação da água intersticial por sedimentos com diferentes frações granulométricas (silticos ou argilosos), de

composição química e teores variados de matéria orgânica e as variações do clima (chuvas e estiagem), propiciam o surgimento dos gradientes diferenciados de Eh (mV) e pH entre o período das chuvas e da estiagem, associados a processos de mineralização da matéria orgânica, degradação e precipitação mineral, que se refletem na composição química da água.

Os sedimentos dos manguezais são constituídos mineralogicamente por quartzo, caulinita e illita, óxidos de ferro e minerais acessórios provenientes da Formação Barreiras. Além desses, matéria orgânica e material bioclástico (diatomáceas e carapaças de animais) e minerais autigênicos constituídos pela pirita, halita, gipso, jarosita e esmectita, secundariamente feldspatos potássicos, além de quartzo.

A composição química dos sedimentos de manguezais é bastante homogênea e apresenta enriquecimento em SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e metais traço, um reflexo da contribuição química e mineralógica dos sedimentos e solos lateríticos da Formação Barreiras, rica em quartzo e caulinita, pobre em metais alcalinos e alcalino terrosos. A concentração de SiO_2 aumenta em profundidade (associada ao quartzo) e os metais traço concentram-se fracamente na superfície dos sedimentos à exceção do Zr (ligado aos zircões), mais concentrado na base do perfil, indicando o aumento de clásticos. Os elevados teores de Na_2O , K_2O , MgO e CaO são de fonte marinha, geralmente mais concentrados na superfície dos sedimentos por evapotranspiração.

Os novos minerais formam-se em equilíbrio total ou parcial com os sedimentos de manguezal e refletem a composição química do meio e a presença da matéria orgânica, incluindo as diatomáceas. A principal reação que ocorre nos sedimentos origina-se da mineralização da matéria orgânica por processos de sulfato-redução. Durante esse processo, as águas intersticiais são enriquecidas em H_2S dissolvido, cujos teores aumentam em profundidade (6 a 40 mmol/L).

Parte do H_2S dissolvido combina-se com o ferro (reduzido), proveniente da degradação de minerais férricos detríticos, incluindo sulfetos pré-formados e argilominerais, cujo produto final da reação é a formação da pirita (FeS_2). A diminuição dos teores de SO_4^{2-} dissolvidos até próximo de zero em profundidade e a diminuição da razão $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ (0,02), abaixo do valor das águas de enchente (0,04), comprovam o consumo da matéria orgânica.

A decomposição da matéria orgânica produz o aumento da reserva alcalina, em profundidade, até o valor máximo de 25 meq/L de alcalinidade total. O pH torna-se alcalino e extremamente tamponado entre 7 e 8, o meio fortemente redutor, com Eh próximo de -400 mV;

os teores de amônio e ortofosfato aumentam em profundidade, produzidos pela mineralização da matéria orgânica.

Importantes interações do meio externo com os sedimentos ocorrem entre 0 a 10 cm de profundidade, proporcionando a diminuição das concentrações dos compostos formados pela degradação da matéria orgânica, tornando as águas intersticiais fracamente ácidas e moderadamente oxidantes pela facilidade de penetração do oxigênio. Nessa profundidade, os processos de oxidação causam a redução dos teores de H_2S dissolvidos, o aumento dos teores de sulfato e a liberação de ferro proveniente da oxidação da pirita pré-existente, ou apenas a oxidação de sulfetos dissolvidos.

Com o prosseguimento da estiagem e a exposição prolongada dos sedimentos, principalmente nas marés de quadratura, ocorre a gradual concentração dos fluxos intersticiais e a precipitação da halita, a formação de cristais de gipso e jarosita e a precipitação de oxi-hidróxidos de ferro na porção superior dos sedimentos. A formação desses minerais testemunha a ação rigorosa do clima durante a estiagem.

As águas intersticiais são subsaturadas em H_4SiO_4 . No entanto, constatou-se a remobilização de sílica a partir da dissolução de minerais aluminossilicatos ou de quartzo, por ácidos húmicos e a precipitação de cristais de quartzo bem formados em profundidade.

A presença freqüente da esmectita e do feldspato potássico nos sedimentos e sua ausência na área-fonte, constitui forte evidência da formação autigênica desses minerais nos manguezais de clima tropical úmido, com importantes contribuições de K^+ e Mg^{2+} de fonte marinha e a abundância em diatomáceas.

A formação da esmectita acontece a partir da degradação da caulinita de baixa cristalinidade, em contato com a sílica biogênica como substrato, processo já descrito em regiões de climas variados, sob diferentes condições geoquímicas. As esmectitas possuem composição entre a montmorilonita e a saponita, formada a partir do Mg^{2+} da água do mar, o Al^{3+} e o ferro da degradação da caulinita e óxidos de ferro, em combinação com a sílica biogênica e a sílica liberada pela degradação de aluminossilicatos.

Os resultados mostraram que os manguezais recentes do estuário do rio Marapanim ocorrem sobrepostos a barras de areia distribuídas ao longo do Funil Estuarino. As barras de areia, recobertas ou não por sedimentos lamosos, estão submetidas à intensa hidrodinâmica do

estuário, movimentando-se pela ação das correntes de marés e anexadas à terra firme; localmente sofrem erosão e acresção pelo deslocamento de canais de marés.

No Setor A, exemplo típico de manguezal desenvolvido em forma lobular na foz do estuário, a redução da energia hidrodinâmica possibilita a deposição de sedimentos finos, principalmente a fração silte-argila nas zonas topograficamente mais altas, antigas cristas de duna, colonizadas por bosques mistos de *Rhizophora mangle* e *Avicennia germinans*, com predomínio da primeira. A fração argila é depositada nas zonas mais deprimidas, localizadas no interior dos manguezais, nos canais de maré e zonas de acresção lamosa, caracterizadas pelo domínio de exuberantes bosques de *Rhizophora mangle*. O mesmo padrão de sedimentação repete-se rio acima (Setor B), com a deposição de sedimentos mais grosseiros (siltes médios), colonizados por antigos e bem desenvolvidos bosques de *Rhizophora mangle* e *Avicennia germinans*.

Ao tempo da deposição lamosa, deu-se início à colonização da vegetação dos manguezais, cujo desenvolvimento aparenta estreita relação com a topografia e as características granulométricas dos sedimentos. A frequência de submersão e o tempo de exposição dos sedimentos alimentam e direcionam o fluxo da água intersticial, condicionado pela morfologia e bem definidos períodos de chuvas e estiagem.

O material da área-fonte, caracterizado química e mineralogicamente como proveniente da Formação Barreiras e de fonte marinha, é retrabalhado pela lenta movimentação da água intersticial, sob intensa atividade biológica e processos geoquímicos de degradação e formação mineralógica. Esses processos se desenvolvem na presença de diferentes teores de matéria orgânica e da superfície reativa da sílica biogênica (diatomáceas), originando fases mineralógicas sulfetadas ou aluminossilicatadas, em equilíbrio total ou parcial com as novas condições.

Nas zonas topograficamente mais elevadas, a circulação das águas intersticiais e superficiais é mais rápida, favorecendo a dessecação e o entalhamento da rede de drenagem nos sedimentos; o processo modifica fisicamente os sedimentos, deixando-os mais consistentes, com elevados gradientes de salinidade. Ao mesmo tempo, as águas ricas em oxigênio tornam esses sedimentos fortemente oxidados e ácidos próximo da superfície.

A ação do clima, da topografia e o ritmo das marés, favorecem os movimentos capilares da água intersticial, saturada próximo da superfície dos sedimentos, com o desenvolvimento de

fortes gradientes de salinidade, Eh e pH, associados a fases evaporíticas (gipso e halita), ou à oxidação de sulfetos (presença da jarosita) e à precipitação de oxi-hidróxidos de ferro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DA AMAZÔNIA (ADA). 2003. *Dados de precipitação pluviométrica da região de Marapanim* (não publicado).

ALLER, R.C. 1994. Bioturbation and remineralization of sedimentary organic matter effects of redox oscillation. *Chemical Geology*, **114**:331-345.

ALMARAZ, C.U. 1977. *Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas-Estado do Pará*. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. 198p. Tese (Doutorado).

ALONGI, D.M.; TIRENDI, F.; CLOUGH, B.F. 2000. Below-ground decomposition of organic matter in forests of the mangrove *Rhizophora stylosa* and *Avicennia marina* along the arid coast of Wertern Australia. *Aquat. Bot.* **68**:97-122.

APLIN, A.C. 2000. Mineralogy of modern marine sediments: A geochemical framework. In: VAUGHAN, D.J. & WOGELIUS, R.A. (ed.). *Environmental Mineralogy*. Budapest, Eötvös University Pres. p.25-172.

ARAI, M.; ROSSETI, D.F.; GÓES, A. M.. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG. v.2, p.738-752.

ARAI, M.; ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. *Anais*. Belém, SBG. p.185-187.

ARAGON, G.T. 1997. *Biogeoquímica sedimentar do ferro e do enxofre em um manguezal da baía de Sepetiba, RJ: neoformação de sulfetos ferrosos*. Niterói, Universidade Federal Fluminense. Centro de Estudos Gerais, Instituto de Química. 119p. Tese (Doutorado).

ARAGON, G.T; OVALLE, A.R.C.; CARMOUZE, J.-P. 1999. Porewater dynamics and the formation of iron sulfides in a mangrove ecosystem, Sepetiba Bay, Brazil. *Mangroves and Salt Marshes*, **3**:85-93.

ARANHA, L.G.F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P.; MAKINO, R.K.; FIGUEIRA, A.J.M. 1988. Evolução tectônica e sedimentar das bacias de Bragança-Vizeu, São Luís e Ilha Nova. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG. v.6, p. 208.

BADAUT, D.; RISACHER, F. 1983. Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**:363-375.

BAIN, R.J. 1990. Diagenetic, nonevaporative origin for gypsum. *Geology*, **18**:447-450.

- BALECH, E. 1988. *Los Dinoflagelados del Atlántico Sudoccidental*. Publicação Especial Instituto Especial Oceanográfico. 310p.
- BALTZER, F. 1969. Les Formations végétales associées au Delta de la Dumbea Nouvelle Calédonie). *Cah. ORSTOM, Sér. Géol. I*, **1**: 59-84.
- BALTZER, F. 1975. Solution of silica and formation of quartz and smectite in mangrove Swamps and adjacent hypersaline marsh environments, Flórida. In: PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON BIOLOGY AND MANAGEMENT OF MANGROVES. Gainesville, 1975. Gainesville, Institute of Food and Agricultural Sciences. p.482-497.
- BALTZER, F. 1982 a. La transition eau douce-eau salée dans les mangrove. Conséquences Sédimentologiques et géochimiques, Paris. In: Symposium "Transition eaux douces-eaux salées Ass. Sédium. Français, Paris, 1982. *Anais...* Paris, 1981., v.144, p.27-42 (Mém. Soc. Géol. Fr.).
- BALTZER, F. 1982 b. La sedimentation et la diagenèse précoce sur les côtes à mangroves. *Cah. ORSTOM, Géol.* **12**:175-189.
- BALTZER, F.; KENIG, F.; BOICHARD, R.; PLAZIAT, J.-C.; PURSER, B.H. 1994. Organic matter distribution, water circulation and dolomitization beneath the Abu Dhabi Sabkha (United Arab Emirates). *Int. Ass. Sediment.* **21**:409-427 (Spec. Publs).
- BALTZER, F.; PLAZIAT, J.C.; PROST, M.T.; RUDANT, J.P. 1995. Long-term effects of seasonal changes on geochemical properties of sediments in mangrove swamps in French Guiana. Pa. In: WORKSHOP ECOLAB, 3., Belém, 1995. *Anais...* Belém, ECOLAB. p. 51-54.
- BANCO DE IMAGENS DO PROGRAMA DE ESTUDOS COSTEIROS (BIPEC)/MPEG. Disponível em: <www.museu-goeldi.br/BIPEC>. Banco em fase de testes (acesso a partir de 2006).
- BARBOSA, G.V.; PINTO, M.N. 1973. Geomorfologia da Folha SA-23 (São Luiz) e parte da Folha SA-24 (Fortaleza). In: BRASIL. Projeto RADAM BRASIL. *Folha SA-23 São Luis e parte da Folha SA-24 Fortaleza*; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da Terra. Rio de Janeiro. Cap.1, p.3-37 (Levantamento de Recursos Naturais, 3).
- BASTOS, M.N. DO C. 1996. *Caracterização das formações vegetais da Restinga da Princesa, Ilha de Algodal – Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Ciências Biológicas. 261p. Tese (Doutorado)
- BEHLING, H.; COSTA, M.L. DA. 2004. Mineralogy, geochemistry, and palynology of modern and late Tertiary mangrove deposits in the Barreiras formation of Mosqueiro Island, northeastern Para state, eastern Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **17**:285-295.
- BERNER, R.A. 1971. *Principles of Chemical Sedimentology*. New York, McGraw-Hill Book Company. 240p.

- BERNER, R.A. 1980. *Early Diagenesis*. A theoretical approach. New Jersey, Princeton University Press
- BERNER, R A. 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**:605-615.
- BERRÊDO, J.F; COSTA, M.L. DA 2002. Modificações sazonais nas propriedades físico-químicas de manguezais do estuário do rio Marapanim, nordeste do Pará, Pa. In: WORKSHOP ECOLAB, 6., Belém, 2002. *Anais*. Belém, ECOLAB 1 Cd ROM.
- BERRÊDO, J.F; MENDES, A.C; PROST, M.T.; SALES, M.E; FAURE, J.F.; LINS, A. 2000. Efeitos das hidrocirculações superficiais e de subsuperfície sobre ecossistemas de manguezais da costa nordeste do estado do Pará. Amapá. In: WORKSHOP ECOLAB, 5., Macapá, 2000. *Anais...Macapá*, ECOLAB. p.135-139.
- BERRÊDO, J.F; SALES, M.E.; PROST, M.T.; MENDES, A.C.; SENNA, C. 1997. Hidroquímica do estuário do Rio Marapanim, Nordeste do Estado do Pará - Brasil. In: WORKSHOP DO PROGRAMA INSTITUCIONAL DE ESTUDOS COSTEIROS. 1., Salinópolis, 1997. *Anais.... Salinópolis*, MCT/CNPq/MPEG. v.1, p. 26-27.
- BERTOLIN, A.; FRIZZO, P.; RAMPAZZO, G. 1995. Sulphide especiation in surface sediments of the Lagoon of Venice: A geochemical and mineralogical study. *Marine Geology*, **123**:73-86.
- BEZERRA, H.C. 1987. *Estudo granulométrico, mineralógico e geoquímico dos sedimentos superficiais do manguezal de Coroa Grande, Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro*. Niterói, Universidade Federal Fluminense. 99p. Dissertação (Mestrado).
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA, M.L.; HASUI, Y. 1995 a. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. *Resumos*. Gramado-RS. p.421-422.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; PARANHOS JR.; C.A., HASUI, Y. 1995 b. Esculturação da paisagem do litoral norte do Brasil e sua relação com os movimentos neotectônicos do Quaternário. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 5., Gramado, 1995. *Resumos* . Gramado-RS. p.423- 424.
- BRANDINI, F. P.; LOPES, P.M.; GTSEIT, K. S.; SPACH, H. L.; SASSI, R. 1998. *Planctonologia na plataforma continental do Brasil: Diagnose, e revisão bibliográfica*. Programa REVIZEE/MMA/CIRM/FEMAR. 196p.
- BRISKIN, M.; SCHREIBER, B.C. 1978. Authigenic gypsum in marine sediments. *Marine Geology*, **28**: 37-49.
- CARMOUZE, J.-P. 1994. *O metabolismo dos ecossistemas aquáticos (Fundamentos teóricos, métodos de estudo e análises químicas)*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda . 253p.

- CARNEIRO, B.S. 2003. *O caulim duro da região do Rio Capim, Pará – Mineralogia, geoquímica e avaliação das propriedades cerâmicas*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 85p. Dissertação (Mestrado).
- CARVALHO, J.A.F. 1997. *Análise dos ventos e radiação solar para subsidiar projeto de sistema híbrido no Pará*. Disponível em: <<http://www.propesq.ufpe.br/conic97/ctg/80059.html>>. Acesso em 20 abril de 2003.
- CINTRÓN, G.; SCHAEFFER-NOVELLI. 1995. Ecology and Management of New World Mangroves. In: SEELIGER, U. (Ed.) *Coastal Plant Communities of Latin América*. San Diego, Academic Press. p.234-258.
- CLINE, C.D. 1969. Spectrophotometric determination of hydrogen sulfide in natural waters *Limnol. Oceanog.*, **14**:454-458p.
- COOK, P.J.; MAYO, W. 1980. Geochemistry of a tropical estuary and its catchment – Broad Sound, Queensland. *BMR bull.*, 211p.
- COSTA, A.M. 2003. *Quantificação e caracterização das substâncias húmicas (ácido húmicos e ácidos fúlvicos) de sedimentos de manguezais do estuário do rio Marapanim, Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Curso de Graduação em Química Industrial. 43p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; IGREJA, H.L.S.; PINHEIRO, R.V.L. 1991. Aspectos da tectônica cenozóica na Região do Salgado, litoral nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. 3, p.156-165.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; FARIA, C.A.S. DE.; NETO, C.S.S.; BOAS, J.M.V.; WANDERLEY, V.J.R. 1977. *Projeto Gurupi*: relatório final. Belém, Universidade Federal do Pará, v.1, 258p.
- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **21** (2):146-160.
- COSTA, M.L. DA.; BEHLING, H.; BERRÊDO, J.F.; SIQUEIRA, N.V.M. 2004. Mineralogical, Geochemical and Palynological Studies of Late Holocene Mangrove Sediments from Northeastern Para State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(4):479-488.
- COSTA NETO, S.V.; SENNA, C.; LOBATO, L.C. 2000. Estrutura e diversidade de bosques do manguezal da baía de Marapanim, Pará, Brasil. In: CONFERÊNCIA INTERNACIONAL SOBRE ESTUÁRIOS E MANGUEZAIS, 1., Recife, 2000. Recife, ISME.
- CULLERS, R.L. 1994. The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the wet montais region, Colorado, USA. *Chemical Geology*. **111**: 327-343.

- CULLERS, R.L. 1995. The controls on the major and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in wet mountains region, Colorado, USA. *Chemical Geology*. **123**: 107-131.
- CULLERS, R.L.; GRAF, J. 1983. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis.. In: HENERSON, P. (Ed.) Rare-Earth Geochemistry. Amsterdam, Elsevier. p.275-297.
- CUNHA, F.M.B. 1991. Morfologia e tectonismo do Rio Amazonas, Pa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. *Anais...*Belém, SBG. v.3, p.193-211.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS. M.R.1976. *Hidrologia Subterrânea*. Barcelona, Omega, 1157p.
- DACEY, J.W.H.; HOWES, B.L. 1984. Water uptake by roots controls water table movement and sediment oxidation in short *Spartina* marsh. *Science*, **224**:487-489.
- DAVIES, J.L. 1977. *Geophysical variation in coastal development*. New York, Hafner Publishing Company. 204p.
- DE MASTER, D.J. 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 1715-1732.
- DEMÉTRIO, R. 1988. *Efeito da aplicação de matéria orgânica sobre a biomassa-C microbiana do solo e o crescimento e absorção de nitrogênio em milho (Zea mays L.)*. Niterói, Universidade Federal Fluminense. 98p. Dissertação (Mestrado).
- BRASIL. Min. da Marinha. DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN).1986. *Roteiro da Costa Norte*. Niterói-RJ. Marinha do Brasil. 152p.
- BRASIL. Min. da Marinha. DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1994. *Tábuas de Marés para 1994. Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros*. 32. ed. Rio de Janeiro, DHN. 196p.
- DIXIT, S.; VAN CAPPELLEN, P. 2002. Surface chemistry and reactivity of biogenic silica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**:2559-2568.
- DIXIT, S.; VAN CAPPELLEN, P.; VAN BENNEKOM, J. 2001. Processes controlling solubility of biogenic silica and pore water build-up of silicic acid in marine sediments. *Marine Chemistry*, **73**:333-352.
- DJUWANSAH, M. 1990. *Mangroves de la zone equatorial. Etude sedimentologique, mineralogique et geochemique*. Strasbourg. Universite Louis Pasteur. U.F.R des Sciences de la Vie et de la Terre- Institut de Geologie. 124p. (Docteur de Specialite).
- DREVER, J.I. 1982. *The geochemistry of natural waters*. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall. 388p.

- DUANE, D.B. 1967. Significance of skewness in recent sediments Western Pamlico sound North Carolina. *Journal Sedimentary Petrology*, **34**:864-74.
- DUCHAUFOR, P. 1988. *Pédologie*. Paris, Masson. 224p.
- DUKE, N.C.; BALL, M.C.; ELLISON, J.C. 1998. Factors influencing biodiversity and distributional gradients in mangroves. *Global Ecology and Biogeography Letters*, **7**:27-47.
- EL-ROBRINI, M.; TUMA, L.S.R.; SILVA, C.A. 1992. Estudo sedimentológico das areias litorâneas do NE do Pará e NW do Maranhão. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DO QUATERNÁRIO, 4., São Paulo, 1992. *Resumos*. São Paulo, SBG. V.1, p.79-80.
- FAURE, J.F.F. 1999. *Manguezais do litoral paraense: Recursos naturais, uso social e indicadores de sustentabilidade – Relatório Parcial*. Belém, Departamento de Ecologia. Museu Paraense Emílio Goeldi. 31p. (Relatório Interno).
- FERREIRA, C.S. 1980. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), NE do Brasil, com as formações Chipola e Tampa da Península da Flórida, USA. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 1., Buenos Aires, 1978. *Atas*. Buenos Aires. v.3, p.49-55.
- FERREIRA, C.S.; GONZÁLES, B.B.; FRANCISCO, B.H.R. 1973. Ocorrência da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) na Bacia de Barreirinhas-Maranhão. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**: 60-67.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**:3-27.
- FRANZINELLI, E. 1982. Contribuição à geologia da costa do Estado do Pará (entre as baías de Curuçá e Maiaú), Am. In: SIMPÓSIO MAT. BRAS., 4., Manaus. 1982. *Anais...* Manaus. p.305-322.
- FRANZINELLI, E. 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. In: PROST, MT (Ed.). *Évolution des littoraux de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale Pendant le Quaternaire*. Paris, ORSTOM. p.203-230.
- FURUKAWA, K., WOLANSKI, E. 1996. Sedimentation in mangrove forests. *Mangroves and Salt Marshes*, **1**(1):3-10.
- GARRELS, R.M.; CHRIST, C.L. 1965. *Solutions, Minerals and Equilibria*. New York, Harper et Row Ed., 450 p.
- GAUDETTE, H.E.; FLIGHT, W.R.; TONER, L.; FOLGER, D.W. 1974. An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. *Journal Sedimentary Petrology*, **44**:249-253.

- GIBBS, R.J. 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**:237-243.
- GIBLIN, A.; E. HOWARTH, R. W. 1984. Porewater evidence for a dynamic sedimentary iron cycle in salt marshes. *Limnology & Oceanography*, **29**(1): 47-63p.
- GÓES, A.M.1981. *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão*. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 55p.(Dissertação de Mestrado).
- GÓES FILHO, L.; VELOSO, H.P.; JAPIASSU, A.M.S.; LEITE, P.F. 1973. Vegetação. In: BRASIL. Projeto RADAM. *Folha SA-23 (Folha São Luis) e parte da Folha SA-24 (Folha Fortaleza)*. MME/DNPM, v.3, p.71-72.
- GOMES, C.F. 1988. *Argilas. O que são e para que servem*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 457p.
- GRASSHOFF K.; EHRHARDT,M.; KREMLING, K. 1983. *Methods of seawater analysis*. Weinheim, Verlag Chemie. 419p.
- GROMET, L.P.; DYMEK, R.F.; HASKIN, L.A.; RANDY, L.K.1984. The "North american shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 2469-2482.
- HARVEY, J.W.; ODUM, W.E. 1990. The influence of tidal marshes on upland groundwater discharge to estuaries. *Biogeochemistry*, **10**:217-236.
- HEM, J.D. 1989. *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*. Washington, D.C., United States Government Printing Office. 263p.
- HINCKLEY, D.N. 1963.Variability in "crystalinity" values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays and Clay Minerals*, **11**: 229-235.
- HINES, M.E.; KOLLMEYER, S.L.; TUGEL, J.B. 1989. Sulfate Reduction and other Sedimentary Biogeochemistry in a Northern England and Salt Marshes. *Limnology & Oceanography*, **34**(3):578-590.
- HOWARTH, R.W., GIBLIN, A. 1983. Sulfate Reduction in the Salt Marshes at Sapelo Island, Georgia. *Limnology & Oceanography*, **28**(1):70-82.
- HOWARTH, R.W.; TEAL, J.M. 1979. Sulfate Reduction in a New England Salt Marsh. *Limnology & Oceanography*, **24**(6):999-1013.
- HURD, D.C. 1973. Interactions of biogenic opal, sediment and seawater in the Central Equatorial Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**:2257-2282.

- KALCK, Y. 1978. *Evolution des zones a mangroves du Senegal au quaternaire recent, etudes geologiques et geochimiques*. Strasbourg. Universite Louis Pasteur. U.F.R des sciences de la vie et de la terre- Institut de Geologie. 122p. (Docteur de Specialite).
- KENITIRO, S. 1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo, Edgard Blücher Ltda.. 317p.
- KJERFVE, B.; LACERDA, L.D. 1993. Mangroves of Brazil. In: LACERDA, L.D. (Ed.). *Conservation and sustainable utilization of mangrove forests in Latin America and Africa Regions*. International society for mangrove ecosystems.: p245-272 (Tecnical reports., 2).
- KRAUSKOPF, K.B. 1956. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **10**:1-26.
- KRONBERG, B.I.; FYFE, W.S.; LEONARDOS, O.H. Jr.; SANTOS, A.M. 1979. The chemistry of some brazilian soils: element mobility during intense weathering. *Chemical Geology*, **24**:211-229.
- KU, T.C.W.; WALTER, L.M. 2001. Rapid authigenic ferric clay formation in shallow marine tropical sediments: environmental controls and implications for major elemental cycles. Virginia. In: ANNUAL V. M GOLDSCHMIDT CONFERENCE, 11., Hot Springs, 2001. *Abstract...* Hot Springs, Geochemical Society. 3733p.
- LARA, R.J.; COHEN, M.C.L. 2003. Sensoriamento remoto. In: FERNANDES, M.E.B. (Ed.). *Os manguezais da costa norte brasileira*. São Luis, Fundação rio Bacanga. p.11-28.
- LEBIGRE, J.-M; MARIUS, C.; LARQUE, P. 1990. Les sols des marais maritimes du littoral occidental malgache. *Cah. OSRSTOM, SÉR. Pédol.*, **25**(3):277-286.
- LEEUW, J. DE; DOOL, A. VAN DEN; MUNCK, W. DE; NIEUWENHUIZE, J.; BEEFTINK, W.G. 1991. Factors influencing the soil salinity regime along na intertidal gradient. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **32**:87-97.
- LEITE, F.P.R.; OLIVEIRA, M.E.B.; ARAI, M.; TRUKENBRODT, W. 1997. Palinoestratigrafia da Formação Pirabas e Grupo Barreiras. Mioceno do nordeste do estado do Pará. Brasil. *Revista Universidade Guarulhos*, **2**:141-147.
- LEWIN, J.C. 1961. The dissolution of silica from diatom walls. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **21**:182-198.
- LISS, P.S. 1976. Conservative and non-conservative behaviour of dissolved constituents during estuarine mixing. In: BURTON, J.D.; LISS, P.S. (Eds.). *Estuarine Chemistry*. London, Academic Press. p. 93-100.
- LORD, C.J. III; CHURCH, T.M. 1983. The geochemistry of salt marshes: sedimentary ion diffusion, sulfate reduction, and pyritization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **47**:1381-1391.

- LORING, D.H.; RANTALA, R.T.T. 1992. Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. *Earth-Science e Reviews*, **32**:235-283.
- LOUBRY, D.; PROST, M.T. 2001. Structures architecturales des palétuviers *Avicennia germinans* et *Rhizophora mangle*: éléments diagnostics de la dynamique des mangroves sur les rives du rio Marapanim (Etat du Pará, Brésil). In: PROST, M.T., MENDES, A.C.M. (Eds.). *Ecossistemas Costeiros: Impactos e Gestão Ambiental*. Belém, MCT/Museu Paraense Emílio Goeldi. p.51-63.
- MACHADO, R.J.A. 2003. *Composição florística e a abundância relativa da diatomoflórula da camada superficial do sedimento do manguezal do rio Marapanim (PA)*. Belém, Universidade Federal do Pará. Curso de Bacharelado em Ciências Biológicas. 30p (Trabalho de Conclusão de Curso).
- MACKIN, J.E., ALLER, R.C.1984. Diagenesis of dissolved aluminium in organic-rich estuarine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**:299-313.
- MACKIN, J.E.; ALLER, R.C.1986. The effects of clay mineral reactions on the dissolved Al distributions in sediments and waters of the Amazon continental shelf. *Cont. Shelf Res.* **6**:245-262
- MALCOLM, S. J.; BATTERSBY, N.S.; STANLEY, S. O.; BROWN, C.M. 1986. Organic degradation, sulphate reduction and ammonia production in the sediments of Loch Eil, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **23**:689-706.
- MANN, S. 2001. Biomineralization. *Principles and Concepts in Bionorganic Materials Chemistry*. New York, Oxford University Press, 198p.
- MARCHAND, C.; BALTZER, F.; LALLIER-VERGÈS, E.; ALBÉRIC, P. 2004. Pore-water chemistry in mangrove sediments: relationship with species composition and developmental stages (French Guiana). *Marine Geology*, **208**(2-4):361-381.
- MARCHAND, C.; LALLIER-VERGÈS, E.; BALTZER, F. 2003. The composition of sedimentary organic matter in relation to the dynamic features of a mangrove-fringed coast in French Guiana. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **56**:119-130.
- MARIUS, C. 1985. Mangroves du Sénégal et de Gambie. *Travaux et Document ORSTOM* **(193)**:357.
- MARTORANO, L.G.; PEREIRA, L.C.; CÉZAR, E.G.M.; PEREIRA, I.C.B. 1993. Estudos climáticos do Estado do Pará, classificação climática (Köppen) e deficiência hídrica (Thornthwhite, Mather). Belém, SUDAM/EMBRAPA, SNLCS, 53p.
- McLENNAN, S.M.; TAYLOR, S.R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal Geology*, **99**:1-21.

- McMANUS, J.; HAMMOND, D.E.; BERELSON, W.M.; KILGORE, T.E.; De MASTER, D.J.; RAGUENEAU, O.G.; COLLIER, R.W. 1995. Early diagenesis of biogenic opal: dissolution rates, kinetics, and paleoceanographic implication. *Deep-Sea Res., Part II*. **38**:1481-1516.
- MENDES, A.C. 2005. Geomorfologia e Sedimentologia.. In: FERNANDES, M.E.B. (Ed.). *Os manguezais da costa norte brasileira*. São Luís v. 2, (no prelo).
- MICHALOPOULOS, P.; ALLER, R.C. 1995. Rapid clay mineral formation in Amazon Delta sediments: Reverse Weathering and oceanic elemental cycles. *Science*, **270**:614-617.
- MICHALOPOULOS, P.; ALLER, R.C. 2004. Early diagenesis of biogenic silica in the Amazon delta: Alteration, authigenic clay formation, and storage. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**:1061-1085.
- MICHALOPOULOS, P.; ALLER, R.C.; REEDER, R.J. 2000. Conversion of diatoms to clays during early diagenesis in tropical, continental shelf muds. *Geology*. **28**(12):1095- 1098.
- NEUMANN-LEITÃO, S.; GUSMÃO, L.M.O.; VIEIRA, D.A.N.; PARANHOS, J.D.N. 1995. Zooplâncton da área estuarina do rio Formoso-PE (Brasil). *Trab. Oceanog. Univ. Fed. PE*, **23**:55-64.
- NUNES, A. de B.; LIMA, R.F. DA F.; FILHO, C.N.B. 1973. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SA.23 São Luís e parte da folha SA. 24 Fortaleza*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro p. I/1-33. (Levantamento de Recursos Naturais, 3).
- NUTTLE, W.K. 1988. The extent of lateral water movement in the sediments of a New England salt marsh. *Water Resources Research*, **24**:2077-2085.
- NUTTLE, W.K.; HEMOND, H.F. 1988. Salt marsh hidrology; implications for biogeochemical fluxes to the atmosphere and estuaries. *Global Biogeochemical Cycles*, **2**:91-114.
- OLIVEIRA, R.D. 1999. *Estudo morfométrico da bacia de drenagem do rio Marapanim*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Filosofia e Ciências Humanas. 36p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- OLIVEIRA JÚNIOR., R.C. DE; SILVA, J.M.L. DA; CAPECHE, C.L.; RODRIGUES, T.E. 1997. *Levantamento de Reconhecimento de Alta Intensidade dos Solos da Folha Marapanim, Estado do Pará*. Embrapa. 53p. (Boletim de pesquisa, 180).
- OTTMANN, F. 1968. L'Étude des problèmes estuariens. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, **2**(4):329-353.
- OVALLE, A.R.C; CARMOUZE, J.P; REZENDE, C.E; LACERDA, L.D.; BARROS, K.M; SILVA, C.A.R; SILVA, L.F.F. 1987. Hidroquímica de um canal de maré em ecossistema de manguezal, Baía de Sepetiba, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1., Rio de Janeiro, 1987. *Anais...* Rio de Janeiro SBGQ. v.2, p.225-232.

PROST, M.T. 1997. *Projeto Evolução atual e Holocênica do litoral do nordeste do estado do Pará*: relatório final. Pará, MPEG/CNPq. 80p.

PROST, M.T. 1998. *Projeto Geoquímica e Sedimentologia dos manguezais dos estuários dos rios Marapanim e Mojuim*. Pará. MPEG /CNPq. 27 p.(Relatório Técnico).

PROST M.T.; BASTOS M.N.; FURTADO L.G.; GORAYEB, I.; MENDES A .C.; BERRÊDO, J.; F., FAURE J.F.; SALES M.E.; SILVA C.A.; LUZ L.M. 2001. Manguezais paraenses: subsídios para o desenvolvimento sustentável.In: REUNIÃOESPECIAL DA SBPC, 7. Manaus. CD- ROM .

PURSER, H.B.; AZZAWI, ALM; HASSANI, AL N.H.; BALTZER, F.; HASSANO, K.M.; ORSZAG-SPERBER, F.; PLAZIAT, J.-C.; YACOUB, S.Y.; YOUNIS, W.R. 1982. Caracteres et évolution du Complexe deltaïque Tigre-Euphrates. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **144**:207-216.

RICHARDS, F.A. 1965. Anoxic basins and fjords. In: RILEY, J.P., SKIRROW, G. (Ed.).*Chemical Oceanography*. San Diego, Academic Press. p.611-645.

RICKARD, D.T. 1975. Kinetics and mechanism of pyrite formation at low temperatures. *American Journal Sciences*, **275**:636-652.

ROSSETTI, D.F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedimentary geology*, **133**: 295-324.

ROSSETTI, D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brasil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**: 77-89.

ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; SOUZA; LENA, S.B.S. 2001. Estratigrafia da sucessão sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. *Revista Brasileira de Geofísica*, **19**(2):113-130.

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*, **2**:17-29.

SAM, R.; RIDD, P. 1998. Spatial variations of groundwater salinity in a mangrove-salt flat system, Cocoa Creek, Australia. *Mangroves and salt Marshes*, **2**:121-132.

SANTANA, D. S. DOS. 2004. *Composição florística e variação espaço-temporal dos parâmetros ambientais e da biomassa fitoplanctônica do estuário do rio Marapanim (Pará, Brasil)*. Belém, Universidade Federal do Pará. Bragança, Curso de Mestrado em Ecologia do Programa de Pós-Graduação em Biologia Ambiental. 113p. Dissertação (Mestrado).

- SANTOS, M.C.F.V.; ZIEMAN, J.C.; COHEN, R.R.H. 1997. Interpreting the upper mid-littoral zonation patterns of mangroves in Maranhão (Brazil) in response to microtopography and hydrology. In: KJERFVE, B.; LACERDA, L.D. DE; DIOP, EL H.S. (Ed.) *Mangrove ecosystem studies in Latin America and Africa*. p.127-144.
- SANTOS, V.F. DOS. 1996. *Estratigrafia holocênica e morfodinâmica atual da planície costeira da ilha de Algodão e Marudá*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 139p. Dissertação (Mestrado).
- SCHAEFFER-NOVELLI, Y. 1986. *Manguezais Brasileiros: uma bibliografia (1614-1986)*. São Paulo, Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 59p.
- SCHINK, D.R.; GUINASSO, N.L.; FANNING, K.A. 1975. Processes affecting the concentration of silica at the sediment-water interface of the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **80**:3013-3031.
- SCHUBEL, J.R. 1971. Classification of estuaries. In: SCHUBEL, J.R. (Ed.) *Estuarine environment estuaries and estuarine sedimentation*. Washington D.C., American Geological Institute. p.2-8.
- SENNA, C.S.F. 1992. Geomorfologia. In: PROGRAMA NACIONAL DE GERENCIAMENTO COSTEIRO. *Macrozoneamento Costeiro do Estado do Pará*. Belém, IDESP/IBAMA/SECTAM, p.60-67. (Relatório Técnico).
- SENNA, C.S.F. 1993. Caracterização geomorfológica da APA de Algodão-Maiandeuá, AM. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, Manaus, 1993. *Anais...* Manaus, PICG, p.91-94.
- SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt clay ratio. *J. Sediment Petrology*, **(24)**: 151-158.
- SHERMAN, R.E.; FAHEY, T.J.; HOWARTH, R.W. 1998. Soil-plant interactions in a neotropical mangroves forest: iron, phosphorus and sulfur dynamics. *Oecologia*, **115**:553.
- SILVA, C.A. DA. 1998. *Análise morfoestratigráfica do estuário do rio Marapanim-NE do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 133p. Dissertação (Mestrado).
- SILVA, C. A.; MENDES, A. C. 2001. Aspectos morfológicos da planície estuarina do rio Marapanim – Pará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8., Imbé, 2001. *Anais...* Imbé. ABEQUA. p. 148-150.
- SILVA, C.A. DA; MENDES, A C; BERRÊDO, J.F. 2002. Argilominerais da Planície Estuarina de Marapanim - NE do Pará/Brasil. In: WORKSHOP ECOLAB, 6., Belém, 2002. *Anais...*, Belém, ECOLAB. 1 Cd ROM.
- SUDAM. 1984. *Atlas Climatológico da Amazônia Brasileira*. Belém, SUDAM/PHCA. 125p.

- SUGUIO, K. ; NOGUEIRA, A. C. R. 1999. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências*, **18**:461-479.
- TAYLOR, S.R.; McLENNAN, S.H. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford, Blackwell. 312p.
- THIBODEAU, P.M.; NICKERSON, N.H. 1986. Differential oxidation of mangrove substrate by *Avicennia germinans* and *Rhizophora mangle*. *Am. J. Bot.* **73**:512-516.
- THIBODEAU, P.M.; GARDNER, L.R.; REEVES, H.W. 1998. The role of groundwater flow in controlling the spatial distribution of soil salinity and rooted macrophytes in a southeastern salt marsh, USA. *Mangroves and Salt marshes*, **2**:1-13.
- THOREZ, J. 1976. *Practical identification of clay minerals*. Belgique, G. Lelotte. 90p.
- TOMLINSON, P.B.1986. *The botany of mangroves*. Nova York, Cambridge University Press. 419p.
- TURENNE, J.F. 1997. *L' Écosystème mangrove - Continuité et discontinuité*. Reunião Ecolab, Cayenne, p. 1-7. (não pub.).
- VAN BENNEKOM, A.J.; JANSEN, J.H.F.; VAN DER GAST, S.J.; VAN IPEREN, J.M.; PIETERS, J. 1989. Aluminium-rich opal: An intermediate in the preservation of biogenic silica in the Zaire (cong) deep-sea fan. *Deep-sea Res.* **36**:173-190.
- VAN CAPPELLEN, P.; QIU, L., 1997. Biogenic silica dissolution in sediments of the Southern Ocean: I. Solubility. *Deep-sea Res. II.*, **44**:1109-1128.
- VIEILLEFON, J. 1969. La pédogénèse dans les mangroves tropicales. Un exemple de chronoséquence. *Science du sol*, **2**:115-148
- WALKEY-BLACK, A. 1947. A critical examination of a rapid method for determining organic carbon in soil. *Soil Science*, **63**:251-263.
- WESTRICH, J.T. 1983. *The consequences and controls of bacterial sulfate reduction in marine sediments*. New Haven, Yale University. 530p. Dissertation (Ph.D).
- WILLEY, J.D.; SPIVACK, A.J. 1997. Dissolved silica concentrations and reactions in pore waters from continental slope sediments offshore from Cape Hatteras, North Carolina, USA. *Mar. Chem.*, **56**:227-238.
- WOLANSKI, E.; KING, W.; GALLOWAY, D. 1997. Salinity intrusion in the fly river estuary, Papua New Guinea. *Journal of Coastal Research*, **13**(4):993-994.
- WONG, G.T.F.; GROSH, C.E.1978. A mathematical model for the distribution of dissolved silicon interstitial waters: an analytical approach. *Journal Marine Research.*, **36**:735-750.

YARIV, S.; CROSS, H. 1979. *Geochemistry of colloid systems*. New York, Springer-Verlag. 450p.

ANEXOS

Tabela I: Análises de água intersticial – maio/2003

Parâmetros	pH	Eh (mV)	S	A _t (µeq/L)	ΣH ₂ S (µmol/L)	NH ₄ ⁺ (µmol/L)	PO ₄ ³⁻ (µmol/L)	SO ₄ ²⁻ (mmol/L)	Cl ⁻ (mmol/L)	Fe (µmol/L)
P-II-A										
(cm)										
0	7,6	52	8	1460	0	7,21	0	9,78	87	43
0-10	8,12	107	10	8514	122,4	115,81	0	7,7	130	0
30-40	8,09	-315	24	21900	6367	862,5	118	10,2	339	0,9
55-65	8,18	-345	24	25417	9224	1173,53	145,5	7,92	330	0
P-I-A										
0	7,24	87	6	700	0	7,72	0	9,68	79	0
0-10	7,5	118	10	12250	160	48,9	0	9,36	144	72
30-40	7,6	-352	26	23800	1040	66,4	171,6	9,5	380	3,58
55-65	7,51	-377	26	22200	2980	70	176	14,58	390	5,37

Tabela II: Análises de água intersticial – junho/2003

Parâmetros	pH	Eh (mV)	S	A _t (µeq/L)	ΣH ₂ S (µmol/L)	NH ₄ ⁺ (µmol/L)	PO ₄ ³⁻ (µmol/L)	SO ₄ ²⁻ (mmol/L)	Cl ⁻ (mmol/L)	Fe (µmol/L)
P-II-A										
(cm)										
0	7,51	-31	14	5480	0	5,83	10	8,14	200	1,79
0-10	7,23	27	15	4300	0	55,3	4	9,27	208	20,59
30-40	7,68	-350	16	21500	2383	245	99	4,72	224	7,2
55-65	7,87	-377	22	29350	11064	642	130	3,8	309	1,79
P-I-A										
0	6,98	1	16	5400	0	6,55	0	7,09	199	35
0-10	7,06	-45	12	8900	0	121	24	4,24	180	127
30-40	7,73	-310	17	26750	3000	17	142	3,2	240	2,67
55-65	7,8	-361	21	25250	4411	99	136	6,25	315	0,54

S: salinidade A_t: Alcalinidade Total

Tabela III: Análises de água intersticial – novembro/2003

Parâmetros	pH	Eh (mV)	S	A _t (µeq/L)	ΣH ₂ S (µmol/L)	NH ₄ ⁺ (µmol/L)	PO ₄ ³⁻ (µmol/L)	SO ₄ ²⁻ (mmol/L)	Cl ⁻ (mmol/L)	Fe (µmol/L)
P-II-A										
(cm)										
0	7,18	7	36	11040	0	12,04	45,71	24,17	534	8,59
0-10	7,06	13	34	7100	33	187,63	53,39	24,91	489	3,94
30-40	7,5	-382	24	21500	16200	549,51	137,96	5,53	332	2,51
55-65	7,59	-384	22	23750	12300	584,77	139,81	6,13	319	0
P-I-A										
0	7,04	116	34	7120	70	86,29	4,87	22,31	502	58,91
0-10	6,94	35	36	6000	175	2,01	10,75	24,72	585	56,4
30-40	7,17	-378	29	16050	17600	75,25	92,59	12,95	417	23,82
55-65	7,26	-396	27	23750	40700	100,33	112,04	9,76	376	63,92

Tabela IV: Análises de água intersticial – dezembro/2003

Parâmetros	pH	Eh (mV)	S	A _t (µeq/L)	ΣH ₂ S (µmol/L)	NH ₄ ⁺ (µmol/L)	PO ₄ ³⁻ (µmol/L)	SO ₄ ²⁻ (mmol/L)	Cl ⁻ (mmol/L)	Fe (µmol/L)
P-II-A										
(cm)										
0	7,38	174	34	4880	0	0	0	21,65	512	4,62
0-10	6,87	39	45	10200	171	16,58	16,92	34,77	649	17,78
30-40	7,33	-369	30	21500	4766	20,52	96,15	7,5	412	10,02
55-65	7,69	-377	30	22875	7702	68,22	116,92	6,97	431	7,01
P-I-A										
0	7,04	70	33	2520	12	62,51	0	22,69	487	4,63
0-10	6,35	63	36	600	159	0	7,69	29,98	662	21,66
30-40	7,18	68	32	7000	122	1,77	43,08	18,74	549	4,62
55-65	7,34	10	27	11700	207	0	88,46	13,64	431	4,62

S: salinidade A_t: Alcalinidade Total

Tabela V: Parâmetros químicos e físico-químicos nas águas do estuário do rio Marapanim - março/2003

	T	pH	Sal.	CE	Cl ⁻	AT	SO ₄ ²⁻	H ₄ SiO ₄	PO ₄ ³⁻	Na ⁺	Mg ⁺²	Ca ⁺²	K ⁺
Enchente	°C			mS/cm	mmol/L	mmol/L	mmol/L	μmol/L	μmol/L	mmol/L	mmol/L	mmol/L	mmol/L
GR	26,9	4,4	1	0,46	11,28	0,22	0,24	76,92	0,83	27	0,37	0,15	0,05
MF	27,4	5,78	2	2,47	24,26	0,35	0,4	111,76	0,77	41	2,18	0,45	0,54
MPB	27,2	6,18	3	3,98	38,08	0,59	2,66	91,18	0,22	-	2,88	0,73	0,31
MM	27,2	6,62	3	4,34	42,6	0,64	1,29	105,88	0,22	57,6	3,17	0,75	0,74
CUI	27,6	6,29	4	5,76	52,75	0,59	4,11	108,82	0,33	-	4,45		0,49
ARA	27,1	5,18	2	3,22	36,39	0,52	0,48	38,46	0,55	49	2,18	0,6	0,64
Vazante													
GR													
MF	27,7	6,34	1,9	3,68	34,7	0,21	0,48	100	0,67	50	2,47	0,6	0,59
MPB	27,8	6,55	1,2	2,52	27,65	0,52	1,13	111,76	0,17	-	1,9	1	1
MM	27,6	6,67	3,6	6,48	55,57	0,64	1,86	82,35	0,61	41,8	4,45	0,48	0,43
CUI	27,5	6,63	3,2	5,92	57,27	0,82	1,45	67,65	-	-	4,45	1,1	1,02
ARA	27,5	6,59	4,4	7,81	72,78	0,82	4,03	80,77	0,11	83,6	6,05	1,27	1,3

Sal.: salinidade CE: condutividade elétrica AT: alcalinidade total

Tabela VI: Parâmetros químicos e físico-químicos nas águas do estuário do rio Marapanim - julho/2003.

	T	pH	Sal.	CE	Cl ⁻	AT	SO ₄ ²⁻	H ₄ SiO ₄	PO ₄ ³⁻	Na ⁺	Mg ⁺²	Ca ⁺²	K ⁺
Enchente	°C			mS/cm	mmol/L	mmol/L	mmol/L	μmol/L	μmol/L	mmol/L	mmol/L	mmol/L	mmol/L
GR	29,7	6,26	4	7,3	30,75	1,53	2,27	9,41	0	12	3,41	4,9	0,31
MF	30,3	6,33	7,3	23,71	41,19	1,55	4,06	5,88	0	12,9	2,86	3,88	0,31
MPB	29,9	6,54	10,6	17,38	102,12	1,76	7,52	8,14	0,01	13,8	52,46	4,94	0,31
MM	29,7	7,2	12,5	22,7	196,34	1,87	9,9	26,41	0,04	27,5	14,27	65,33	0,79
CUI	29,8	7,12	14,1	25,6	156	1,88	7,61	10,32	0,03	32	14,69	59,78	0,79
ARA	29,7	6,63	11,8	21,4	149,23	1,98	7,14	45,03	0,15	57,4	12,8	59,94	0,79
Vazante													
GR	30	6,41	12	21,6	166,16	1,21	9,12	16,55	0,1	67,4	20,15	82,95	0,79
MF	29,1	6,88	14,3	23,1	199,73	1,44	8,74	11,25	0,15	45,6	22,67	88,56	1,92
MPB	29,2	7,52	15,4	27,4	239,79	1,38	12,3	13,77	0,14	52,9	35,79	81,43	1,92
MM	29,1	7,51	17,4	30,7	273,35	1,49	12,77	10,77	0,07	62,8	18,47	76,69	3
CUI	29	7,26	16,3	28,8	226,53	1,44	12,3	11,25	0,17	43,8	26,34	75,51	1,36
ARA	27,9	6,8	16	27,7	253,33	1,52	12,68	17,73	0,34	83,7	33,37	82,7	2,5

Sal.: salinidade CE: condutividade elétrica AT: alcalinidade total

Tabela VII: Parâmetros, químicos e físico-químicos nas águas do estuário do rio Marapanim - setembro/2003.

	T	pH	Sal.	CE	Cl ⁻	AT	SO ₄ ²⁻	H ₄ SiO ₄	PO ₄ ³⁻	Na ⁺	Mg ⁺²	Ca ⁺²	K ⁺
Enchente	°C			mS/cm	mmol/L	mmol/L	mmol/L	µmol/L	µmol/L	mmol/L	mmol/L	mmol/L	mmol/L
GR	30	7,75	25	127,9	358,83	1,65	18,12	7,35	0,01	73,7	34,42	109,59	4,17
MF	29	7,83	26	106,8	365,88	1,69	15,41	4,58	0,13	62,8	41,98	111,78	3,61
MPB	27,5	7,98	27	122,4	402,27	1,74	18,87	2,46	0,03	69,2	39,24	116	3,61
MM	30	8,19	30	45,4	461,23	1,96	23,84	0,41	0,08	65,6	48,48	138,2	3,61
CUI	29,9	7,64	24	40,5	332,88	1,77	19,06	13,24	0,24	75,5	36,42	106,33	4,17
ARA	29,8	7,87	25	36,8	378,86	1,73	19,62	10,32	0,07	76,4	32,43	116,72	4,73
Vazante													
GR	29	7,62	22	42,7	323	1,62	16,15	20,87	0,14	68,3	32,32	117,12	3,61
MF	29	7,57	24	37,2	356,01	1,65	18,02	11,25	0,19	72,8	38,31	117,48	4,73
MPB	29	7,48	25	36	312,85	1,45	15,77	16,55	0,2	61	36,52	114,53	3
MM	27	7,64	26	42,1	362,5	1,74	17,55	7,35	0,21	68,3	37,68	97,72	3,61
CUI	29	7,61	24	35,4	372,65	1,76	18,32	12,23	0,19	71,9	52,04	122,72	4,17
ARA	28	7,67	27	39,5	356,01	1,85	19,24	8,56	0,15	71	53,93	91,92	3,61

Sal.: salinidade CE: condutividade elétrica AT: alcalinidade total

Tabela VIII: Parâmetros químicos e físico-químicos nas águas do estuário do rio Marapanim - novembro/2003

	T	pH	Sal.	CE	Cl ⁻	AT	SO ₄ ²⁻	H ₄ SiO ₄	PO ₄ ³⁻	Na ⁺	Mg ⁺²	Ca ⁺²	K ⁺
Enchente	°C			mS/cm	mmol/L	mmol/L	mmol/L	µmol/L	µmol/L	mmol/L	mmol/L	mmol/L	mmol/L
GR	28,9	7,93	27	42,1	348	1,29	19	45,65	3,3	320	67	122	5,4
MF	28,2	7,94	27,6	42,9	307	1,4	18	45,65	2,82	617	68	37	5,78
MPB	28,8	7,98	30,2	46,7	429	1,56	22	36,96	1,34	738	90	46	7,39
MM	28,2	7,99	30,6	47,2	500	2,27	25	82,22	1,5	854	130	136	8,52
CUI	28,3	7,91	28,6	44,4	465	1,57	22	118,05	1,94	839	99	42	8
ARA	28,5	7,52	29,3	45,4	444	2,21	23	159,72	4,95	380	80	127	8,42
Vazante													
GR	28,4	7,73	25,4	39,8	466	1,38	20	77,7	2,47	669	91,7	64	7,52
MF	28,3	7,87	28,1	43,6	345	1,44	19	52,17	2,05	323	48	60	6,06
MPB	27,8	7,94	29,7	45,9	451	1,57	23	60	3,85	775	92	49	8,03
MM	27,8	7,95	30,4	45,8	365	1,84	25	54,35	3,65	372	47	47	6,6
CUI	29	7,68	28,8	44,7	465	1,4	21	68,88	2,9	406	53	47	-
ARA	27,5	7,31	29,8	46	469	2,28	24	164,35	4,45	1584	200,5	105	8,19

Sal.: salinidade CE: condutividade elétrica AT: alcalinidade total

Tabela IX: Análises químicas totais nos sedimentos – Setor A

Labor.	Prof. (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	PF	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Σ
20B	5 -10cm	56,19	17,3	5,89	0,62	15,66	1,32	1,5	0,34	0,82	99,64
21B	10-20cm	56,16	18,32	6,53	0,66	13,71	1,33	1,53	0,43	0,85	99,52
25B	50-60cm	56,61	19,32	5,34	0,71	13,24	1,43	1,54	0,23	0,58	99
30B	100-110cm	54,48	17,3	6,27	0,47	16,91	1,48	1,28	0,26	0,55	99
35B	160-170cm	62,97	15,18	5,18	0,94	12,52	1,35	1,21	0,23	0,42	100
36B	170-180cm	58,77	16,24	5,42	0,78	14,63	1,66	1,46	0,24	0,8	100
67-B	5 -10cm	54,89	19,47	6,93	0,09	13,15	1,52	1,46	0,5	1,08	99,09
68-B	10-20cm	53,23	18,27	7,05	0,32	11,98	2,96	3,08	0,5	2,32	99,71
72-B	50-60cm	52,06	18,29	7,4	0,18	16,24	1,96	1,33	0,38	1,16	99
77-B	100-110cm	48,93	17,3	7,4	0,41	20,44	1,9	1,27	0,46	1,35	99,46
82-B	150-160cm	49,79	18,45	7,36	0,44	18,37	1,83	1,16	0,48	1,12	99
85-B	180-190cm	76,37	9,13	3,29	0,18	7,14	0,99	1,09	0,44	0,61	99,24
552-B	5 -10cm	52,25	18,2	5,9	0,55	16,99	1,91	1,58	0,45	1,17	99
553-B	10-20cm	53,24	17,59	5,89	0,65	17,89	1,49	1,37	0,36	0,52	99
557-B	50-60cm	50,9	17,69	6,48	0,78	18,49	1,95	1,46	0,39	0,86	99
562-B	100-110cm	54,21	17,12	6,07	0,95	16,19	1,79	1,48	0,28	0,91	99
569-B	170-180cm	66,7	12,6	3,9	0,5	11,33	1,67	1,31	0,27	0,72	99
654-B	5 -10cm	58,71	19,26	6,19	0,45	11,47	0,88	1,42	0,17	0,45	99
655-B	10-20cm	59,54	17,3	6,01	0,6	12,58	0,79	1,46	0,21	0,51	99
659-B	50-60cm	60,3	17,18	6,89	0,64	10,41	1,12	1,54	0,35	0,57	99
664-B	100-110cm	55,71	17,32	6,39	0,3	15,13	1,4	1,52	0,73	0,5	99
668-B	140-150cm	51,41	17,18	6,88	0,35	18,95	1,55	1,32	0,62	0,74	99

Tabela X: Análises químicas totais nos sedimentos – Setor B

amostras	Prof. (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	PF	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Σ
309-B	5 -10cm	53,96	21,52	7,28	0,9	11,29	0,96	1,51	0,41	1,17	99
310-B	10-20cm	56,09	19,45	6,79	1,18	11,76	1,1	1,49	0,2	0,94	99
314-B	50-60cm	54,31	20,52	6,02	0,81	13,55	1,37	1,73	0,51	1,18	100
319-B	100-110cm	46,76	20,44	10,38	1,23	17,27	1,45	1,47	0,22	0,78	100
324-B	150-160cm	51,73	19,54	7,35	0,81	14,68	1,46	1,47	0,66	1,3	99
326-B	170-180cm	53,9	19,52	6,76	1,19	13,84	1,36	1,58	0,71	1,14	100
346-B	5 -10cm	54,33	19,52	8,3	0,95	12,62	0,95	1,22	0,43	0,68	99
347-B	10-20cm	52,63	19,52	6,39	0,91	15,6	1,2	1,45	0,31	0,99	99
351-B	50-60cm	49,58	18,51	7,62	0,91	19,01	1,1	1,14	0,51	0,62	99
356-B	100-110cm	51,67	19,5	6,9	1,09	15,4	1,06	1,21	1,15	1,02	99
361-B	150-160cm	52,58	21,52	6,54	1,15	14,17	1,08	1,3	0,13	0,53	99
364-B	180-190cm	52,07	20,38	6,98	0,81	14,35	1,37	1,42	0,4	1,22	99

Tabela XI: Análises químicas de elementos-traço nos sedimentos de manguezal

amostras	prof.(cm)	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y
36B	20-30 cm	102	88	7	-20	-10	67	22	1,0	33	83	96	28,3
44B	100-110 cm	83	74	8	-20	-10	63	18	0,7	19	67	82	25,6
52B	180-190 cm	56	53	5	-20	-10	43	12	0,8	7	50	63	30,3
348B	20-30 cm	108	99	11	24	11	71	23	1,0	27	85	94	27,0
356B	100-110 cm	92	85	9	-20	11	75	20	0,7	8	74	88	29,8
364B	180-190 cm	99	95	9	21	10	77	23	0,7	7	80	94	29,0
amostras		Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr
36B	20-30 cm	211	15,8	4	-0,5	-0,1	2	0,2	5,4	250	54,6	94,3	10,4
44B	100-110 cm	236	13,5	5	-0,5	-0,1	1	0,2	4,2	214	46,6	80,4	8,79
52B	180-190 cm	738	14,6	2	0,5	-0,1	1	-0,2	2,8	238	36,3	63,3	6,88
348B	20-30 cm	195	15,4	3	-0,5	-0,1	2	0,2	5,4	239	53,2	92,3	10,1
356B	100-110 cm	326	16,8	3	-0,5	-0,1	2	0,2	4,8	249	51,7	89,1	9,66
364B	180-190 cm	231	17,2	3	-0,5	-0,1	2	1,0	5,2	243	58,2	98,2	10,7
amostras		Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
36B	20-30 cm	38,8	7,85	1,77	6,06	0,97	5,61	1,07	3,11	0,436	2,89	0,422	5,4
44B	100-110 cm	33,2	6,76	1,51	5,30	0,87	5,01	0,99	2,80	0,398	2,67	0,394	5,9
52B	180-190 cm	26,4	5,39	1,15	4,68	0,83	5,29	1,12	3,54	0,530	3,62	0,582	17,7
348B	20-30 cm	39,5	7,43	1,77	6,19	1,02	4,91	0,95	2,86	0,416	2,76	0,410	5,0
356B	100-110 cm	38,3	7,39	1,65	5,68	1,03	5,79	1,02	3,02	0,450	3,15	0,470	8,0
364B	180-190 cm	40,3	8,08	1,81	6,23	1,02	5,92	1,13	3,27	0,454	3,01	0,446	6,0
amostras		Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U					
36B	20-30 cm	1,28	1,8	0,37	22	0,2	14,7	3,72					
44B	100-110 cm	1,10	1,4	0,29	11	0,3	12,6	3,67					
52B	180-190 cm	1,16	1,1	0,24	12	0,7	11,6	3,18					
348B	20-30 cm	1,29	1,2	0,44	11	-0,1	14,6	3,50					
356B	100-110 cm	1,30	1,5	0,37	13	0,7	14,2	3,41					
364B	180-190 cm	1,39	1,3	0,47	17	0,3	15,5	3,31					

Tabela XII: Medidas de salinidade intersticial, pH e Eh (mV) nos sedimentos de manguezal – Perfil I (junho) (continua)

cm	P-I-0			P-I-100			P-I-200			P-I-300			P-I-400		
	Salinidade	pH	Eh (mV)												
5	18	6,49	-94	15	6,63	-254	12	6,67	-359	24	6,88	-305	20	6,98	-257
10	16	6,75	-348	14	6,83	-326	12	6,75	-391	26	6,93	-368	22	6,9	-329
20	13	6,85	-395	16	6,83	-321	14	6,81	-384	24	6,93	-400	23	6,86	-393
40	15	6,87	-408	20	6,9	-394	21	6,86	-419	20	6,92	-402	25	6,9	-408
60	16	6,83	-400	22	6,69	-392	23	6,89	-420	26	6,96	-406	25	6,95	-425
80	17	6,8	-402	21	6,86	-393	23	6,83	-412	28	6,9	-409	23	6,9	-421
100	18	6,94	-404	21	6,96	-399	22	6,91	-414	27	6,88	-398	25	6,85	-354
120	18	6,77	-400	20	6,88	-391	24	6,89	-420	27	6,92	-399	22	6,81	-411
140							22	6,92	-418	27	6,87	-400			
160										28	6,87	-409			
180										27	6,94	-374			

cm	P-I-500			P-I-600			P-I-700			P-I-800			P-I-900		
	Salinidade	pH	Eh (mV)												
5	13	6,41	-210	20	5,7	203	16	5,9	189	20	6,59	-225	19	5,88	64
10	16	6,61	-162	24	5,67	219	16	5,65	244	22	6,71	-230	23	6,15	22
20	18	6,57	-225	26	6,48	-437	17	6,26	-188	21	6,61	-369	23	6,31	-64
40	22	6,61	-243	29	6,76	-383	19	6,54	-155	27	6,77	-395	21	6,36	-309
60	26	6,57	-284	31	6,77	-381	26	6,48	-429	25	6,81	-410	27	6,74	-344
80	30	6,67	-271	30	6,75	-389	30	6,48	-341	26	6,86	-419	27	6,76	-403
100	31	6,69	-378	30	6,86	-404	30	6,55	-297	26	6,87	-408	27	6,72	-392
120	31	6,89	-291	30	6,82	-401	31	6,5	-374	28	6,87	-410	26	7,03	-387
140	35	6,92	-315	30	7,05	-392	26	6,52	-383	26	6,88	-417	27	6,85	-378
160	30	6,63	-358	29	6,69	-402	26	6,59	-352	25	6,89	-411	27	6,94	-381
180				29	6,82	-412							27	7,42	-291

Tabela XII: Medidas de salinidade intersticial, pH e Eh (mV) nos sedimentos de manguezal – Perfil I (junho) (conclusão)

cm	P-I-1000			P-I-1100			P-I-1200			P-I-1300		
	Salinidade	pH	Eh (mV)									
5	11	5,95	151	15	4,44	303	21	6,49	-360	25	6,23	-295
10	9	5,71	191	15	5,63	230	19	6,59	-394	23	6,46	-373
20	10	5,88	50	16	5,8	106	21	6,72	-543	19	6,68	-392
40	14	5,8	-111	18	6,06	-54	24	6,7	-390	23	6,84	-369
60	21	6,59	-132	19	6,45	-70	24	6,8	-419	25	6,79	-401
80	27	6,52	-154	26	6,45	-337	25	6,82	-405	24	6,52	-382
100	30	6,49	-159	26	6,43	-347	26	6,88	-402	24	6,54	-385
120	33	6,36	-101	29	6,53	-363	26	6,82	-411	28	6,69	-368
140	32	6,39	-68	29	6,69	-382				24	6,62	-387
160	35	6,4		28	7,24	-330						
180	34	6,44										

Tabela XIII: Medidas de salinidade intersticial, pH e Eh (mV) nos sedimentos de manguezal – Perfil I (novembro)

	PI-0			PI-200			PI-300			PI-500			PI-600		
cm	Salinidade	Ph	eh (mV)												
5	27	6,4	-251	32	6,4	-270	40	6,32	-311	39	4,2	184	46	5,14	180
10	35	6,21	-366	33	6,5	-367	41	6,62	-465	42	5,12	249	46	5,61	152
20	36	6,08	-387	28	6,69	-418	38	6,74	-454	43	5,32	50	49	6,06	20
40	33	6,22	-389	23	6,76	-404	26	6,83	-394	46	6,13	-6	41	6,41	-413
60	29	6,3	-382	24	6,76	-410	26	7,04	-403	36	6,4	-440	34	6,67	-362
80	24	6,49	-389	21	6,75	-401	29	6,77	-405	34	6,51	-410	32	6,73	-387
100				21	6,75	-402				36	6,51	-399			
120				24	6,79	-422				36	6,48	-366			
140				21	6,77	-422									
	PI-700			PI-800			PI-900			PI-1000			PI-1100		
cm	Salinidade	Ph	eh (mV)												
5	43	4,38	53	49	4,35	187	40	5,23	232	38	5,37	179	33	5,16	206
10	46	4,81	161	48	5,26	-287	39	5,32	260	38	5,51	259	35	5,29	241
20	46	5,07	236	48	5,82	-363	38	5,35	286	39	5,6	258	36	5,29	247
40	44	5,61	-410	36	6,39	-158	43	5,23	315	38	5,71	132	39	5,43	289
60	41	6,01	-419	31	6,55	-390	44	5,5	-355	39	6,18	-141	39	5,96	14
80	31	6,32	-363				33	6,03	-326	38	6,38	-191	38	6,27	-334
100							31	6,16	-204	29	6,54	-426	31	6,38	-322
120										29	6,51	-300	30	6,23	-80
140										27		-327	27	6,35	-230
	PI-1200			PI-1300											
cm	Salinidade	Ph	eh (mV)	Salinidade	Ph	eh (mV)									
5	45	3,92	258	40	4,94	121									
10	51	4,09	218	41	5,77	-228									
20	49	6,38	-335	39	6,07	-361									
40	47	6,38	-303	30	6,33	-401									
60	31	6,46	-365	31	6,61	-301									
80	29	6,5	-412												

Tabela XIV: Medidas de salinidade intersticial, pH e Eh (mV) nos sedimentos de manguezal – Perfil II (junho) (continua)

cm	P-II-0			P-II-100			P-II-200			P-II-300			P-II-400		
	Salinidade	pH	Eh (mV)												
5	8	6,01	-303	16	5,85	126	12	5,78	262	14	6,29	-221	20	6,49	-314
10	10	6,16	-277	15	5,92	281	12	5,79	322	14	5,99	-115	22	6,68	-265
20	11	6,4	-272	14	5,9	203	12	5,8	141	15	6,06	-40	23	6,75	-182
40	13	6,65	-269	16	6,46	-137	17	5,61	153	21	6,37	-359	28	6,72	-368
60	16	6,7	-392	20	6,57	-440	18	6,03	-376	25	6,48	-403	29	6,79	-150
80	22	6,7	-288	25	6,5	-410	19	6,32	-349	29	6,59	-379	30	6,83	-371
100	18	6,56	-350	31	6,41	-355	24	6,4	-309	32	6,66	-236	28	6,81	-267
120	20	6,53	-389	31	6,41	-367	25	6,63	-270	26	6,58	-342	30	6,76	-299
140	25	6,64	-285	30	6,51	-354	25	6,56	-347	27	6,59	-343	31	6,92	-230
160	27	6,56	-280	30	6,46	-374	25	6,58	-373	25	6,59	-216	31	6,75	-405
										24	6,61	-392			
cm	P-II-500			P-II-600			P-II-700			P-II-800			P-II-900		
	Salinidade	pH	Eh (mV)												
5	20	5,78	-254	26	4,8	238	21	5,29	253	17	5,45	191	21	5,03	248
10	20	6,34	-197	27	5,1	49	22	5,01	212	17	5,57	223	26	5,58	56
20	19	6,7	-292	26	5,29	222	22	5,96	-434	19	5,55	126	26	6,33	-88
40	20	6,81	-326	22	6,15	-290	20	6,65	-278	24	6,16	-78	22	6,89	-390
60	25	6,88	-402	22	6,43	-317	20	6,69	-384	22	6,6	-244	26	6,91	-399
80	25	6,86	-396	29	6,5	-314	29	6,68	-391	26	6,77	-412	26	6,97	-399
100	24	6,9	-403	29	6,52	-314	25	6,79	-370	26	6,73	-364	24	6,85	-379
120	23	6,89	-394				25	6,87	-379				27	6,77	-403
140	24	6,86	-406				25	7,08	-202				27	6,78	-387
160	22	6,85	-364				25	7,08	-286				29	6,79	-391
180	21	6,88	-401				25	7,03	-352						

Tabela XIV: Medidas de salinidade intersticial, pH e Eh (mV) nos sedimentos de manguezal – Perfil II (junho) (conclusão)

cm	P-II-1100			P-II-1200			P-II-1300			P-II-1400			P-II-1500		
	Salinidade	pH	Eh (mV)												
5	16	5,66	199	17	5,61	-143	17	6,36	-251	20	5,42	104	22	5,21	190
10	16	5,72	255	16	5,43	-137	19	6,28	-371	18	5,48	201	19	5,51	179
20	17	5,55	-77	16	5,96	-351	20	6,6	-385	19	6,24	-30	17	6,33	-406
40	20	6,52	-378	19	6,48	-337	22	6,76	-459	20	6,69	-268	18	6,5	-376
60	27	6,56	-360	24	6,63	-390	24	6,81	-428	29	6,76	-121	21	6,63	-391
80	29	6,64	-386	26	6,68	-368	24	6,91	-430	29	6,73	-408	20	6,66	-413
100	24	6,69	-367	26	6,69	-399				29	6,73	-390	20	6,68	-345
120	24	6,68	-393	25	6,7	-349				28	6,84	-371	22	6,77	-351
140	25	6,72	-386	33	6,72	-388				28	6,8	-377	26	6,64	-392
160	25	6,71	-384							28	6,68	-388			
180	25	6,7	-410							28	6,71	-385			
200	24	6,71	-379							35	6,66	-356			

Tabela XV: Medidas de salinidade intersticial, pH e Eh (mV) nos sedimentos de manguezal – Perfil II (novembro) (conclusão)

cm	P-II-1200			P-II-1300			P-II-1400			P-II-1500		
	Salinidade	pH	Eh (mV)									
5	39	5,24	151	41	5,87	-4	44	4,99	255	39	4,13	285
10	39	5,2	140	43	5,97	-308	47	4,71	256	43	4,29	146
20	39	5,61	-287	32	6,43	-423	46	6	-178	41	5,84	-365
40	26	6,37	-406	24	6,67	-418	40	6,29	-303	27	6,45	-340
60	25	6,43	-385	25	6,74	-438	32	6,53	-395	26	6,7	-311
80	25	6,24	-400	25	6,74	-437	34	6,51	-374	25	6,58	-356
100	26	6,55	-355	24	6,74		31	6,59	-335	24	6,57	-353
120	21	6,63	-402				32	6,49	-350			
140	27	6,61	-390									

Tabela XVI: Medidas de salinidade intersticial, pH e Eh (mV) nos sedimentos de manguezal – Perfil IV (junho)

cm	P-IV-0			P-IV-100			P-IV-200			P-IV-300		
	Salinidade	pH	mV (eH)									
5	7	5,26	186	7	5,12	236	7	5,3	208	4	6,2	-300
10	6	5,05	219	8	5,85	83	9	5,24	241	5	6,19	-175
20	6	5,72	-55	9	6,66	-164	14	4,85	222	10	6,45	-82
40	8	6,49	-172	15	6,68	-268	16	5,21	5	18	6,49	-325
60	8	6,52	-230	19	6,86	-305	15	5,75	-335	16	6,56	-300
80	8	6,66	-205	19	6,76	-312	17	5,85	-331	14	6,83	-400
100	14	6,72	-140	19	6,76	-344	12	6,05	-76	14	6,83	-386
120	16	6,85	-297	20	6,79	-303	15	6,1	-224	14	7,16	-10
140	17	7,47	-150				16	6,16	-156	14	7,23	-196
160	15	6,92	-375				20	6,27	-191	13	7,03	-162
180	14	6,93	-370				17	6,63	-255	13	6,86	-340
200												

cm	P-IV-400			P-IV-500			P-IV-600		
	Salinidade	pH	mV (eH)	Salinidade	pH	mV (eH)	Salinidade	pH	mV (eH)
5	6	5,54	-139	7	5,63	236	5	5,46	225
10	8	6,73	-156	7	5,59	312	8	5,8	240
20	9	6,69	-259	10	5,57	120	11	6,73	-168
40	12	6,76	-315	15	5,36	291	15	6,73	-167
60	14	6,71	-321	15	5,38	273	18	6,71	-178
80	14	6,74	-328	15	6,47	-97	21	6,76	-184
100	15	6,71	-351	14	6,4	-123	24	6,92	-326
120	20	6,86	-355	15	6,7	-124	24	7,71	-128
140	15	6,8	-354	15	6,74	-176	26	7,07	-74
160	15	6,31	-304	15	7,4	-280	24	6,78	-333
180				15	6,9	-100			

Tabela XVII: Medidas de salinidade intersticial, pH e Eh (mV) nos sedimentos de manguezal – Perfil IV (novembro)

cm	P-IV-0			P-IV-200			P-IV-400			P-IV-500			P-IV-600		
	Salinidade	pH	mV (eH)												
5	32	3,89	325	21	3,68	409	21	4,59	278	21	4,04	296	32	4,71	314
10	31	4,57	301	21	4,45	341	24	4,59	259	26	4,93	351	33	5,07	329
20	30	4,82	320	19	5,51	328	21	4,74	254	21	5,24	353	29	4,12	215
40	33	4,78	293	19	5,6	136	13	5,96	-165	26	5,17	294	30	5,64	294
60	33	6,11	-369	19	5,97	-170	12	6,4	-445	29	5,52	186	34	6,53	128
80	26	6,53	-349	18	6,19	-210	11	6,5	-449	28	6,14	-332	34	6,51	-199
100	28	5,99	-282				11	6,56	-442	28	6,21	-343	30	6,67	-356
120	23	6,93	-100				11	6,6	-371	25	6,3	-403	26	6,78	-502
140	23	7,17	-55				11	7,07	-311	21	6,38	-453	26	6,84	-369
160	20	6,94	-300				12	7,05	-311	21	6,47	-404	27	6,72	-252
180	22	6,72	-377							22	6,62	-341	28	6,76	-330
200															

Tabela XVIII: Análises granulométricas nos sedimentos do Setor A – Perfil II (continua)

Am.	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	% Areia	% Silte	% Argila
Ao	3,604	Areia muito fina	3,798	2,27	Muito pobremente selecionado	-0,02424	Aproximadamente simétrica	0,8988	Platicúrtica	52,66	34,85	12,5
Ao	3,831	Areia muito fina	4,126	2,33	Muito pobremente selecionado	-0,07922	Aproximadamente simétrica	0,9185	Mesocúrtica	47,72	36,15	16,13
Ao	4,195	Silte grosso	4,329	2,54	Muito pobremente selecionado	-0,0305	Aproximadamente simétrica	0,9027	Mesocúrtica	44,48	33,53	21,99
Ao	4,324	Silte grosso	4,506	2,52	Muito pobremente selecionado	-0,0627	Aproximadamente simétrica	0,9386	Mesocúrtica	40,8	36,39	22,82
Ao	3,996	Areia muito fina	4,015	2,54	Muito pobremente selecionado	0,03623	Aproximadamente simétrica	0,8715	Platicúrtica	49,79	29,44	20,77
Ao	4,387	Silte grosso	4,526	2,58	Muito pobremente selecionado	-0,04819	Aproximadamente simétrica	0,9102	Mesocúrtica	41,07	33,97	24,96
A100	5,756	Silte médio	5,432	1,72	Pobremente selecionado	0,1704	Positiva	1,133	Leptocúrtica	7,753	59	33,25
A100	5,934	Silte médio	5,626	1,61	Pobremente selecionado	0,2336	Positiva	0,8549	Platicúrtica	5,537	54,7	39,76
A100	6,1	Silte fino	5,837	1,56	Pobremente selecionado	0,2327	Positiva	0,7523	Platicúrtica	2,88	51,31	45,81
A100	6,17	Silte fino	5,924	1,54	Pobremente selecionado	0,2177	Positiva	0,7436	Platicúrtica	1,115	50,82	48,07
A100	6,174	Silte fino	5,976	1,58	Pobremente selecionado	0,1688	Positiva	0,7389	Platicúrtica	4	46,55	49,45
A100	6,026	Silte fino	5,734	1,55	Pobremente selecionado	0,2627	Positiva	0,7688	Platicúrtica	3,584	53,55	42,87
A200	5,933	Silte médio	5,654	1,82	Pobremente selecionado	0,1013	Positiva	1,007	Mesocúrtica	8,153	50,61	41,24
A200	5,818	Silte médio	5,493	1,68	Pobremente selecionado	0,197	Positiva	1,022	Mesocúrtica	6,724	57,96	35,31
A200	5,937	Silte médio	5,614	1,53	Pobremente selecionado	0,3018	Muito positiva	0,8034	Platicúrtica	3,673	57,39	38,93
A200	6,106	Silte fino	5,852	1,56	Pobremente selecionado	0,2231	Positiva	0,75	Platicúrtica	3,282	50,45	46,27
A200	5,86	Silte médio	5,534	1,59	Pobremente selecionado	0,2586	Positiva	0,9002	Mesocúrtica	5,565	57,94	36,5
A200	5,78	Silte médio	5,473	1,88	Pobremente selecionado	0,09846	Aproximadamente simétrica	1,155	Leptocúrtica	10,51	53,6	35,89
A300	5,85	Silte médio	5,532	1,72	Pobremente selecionado	0,1706	Positiva	1,017	Mesocúrtica	7,103	55,98	36,91
A300	6,005	Silte fino	5,705	1,55	Pobremente selecionado	0,2717	Positiva	0,7752	Platicúrtica	3,688	54,33	41,98
A300	6,162	Silte fino	5,952	1,58	Pobremente selecionado	0,1804	Positiva	0,7405	Platicúrtica	3,791	47,35	48,86
A300	5,993	Silte médio	5,687	1,54	Pobremente selecionado	0,2787	Positiva	0,78	Platicúrtica	3,582	55,03	41,39
A300	6,045	Silte fino	5,753	1,54	Pobremente selecionado	0,2628	Positiva	0,7662	Platicúrtica	2,866	53,78	43,35
A300	5,952	Silte médio	5,678	1,81	Pobremente selecionado	0,1024	Positiva	0,9889	Mesocúrtica	7,869	50,22	41,92
A400	5,979	Silte médio	5,673	1,55	Pobremente selecionado	0,2786	Positiva	0,7824	Platicúrtica	4,095	54,87	41,04
A400	5,804	Silte médio	5,484	1,75	Pobremente selecionado	0,1579	Positiva	1,084	Mesocúrtica	7,793	56,89	35,32
A400	5,983	Silte médio	5,742	1,87	Pobremente selecionado	0,05599	Aproximadamente simétrica	1,006	Mesocúrtica	8,872	47,23	43,9
A400	6,04	Silte fino	5,826	1,86	Pobremente selecionado	0,04226	Aproximadamente simétrica	0,974	Mesocúrtica	8,337	45,62	46,04
A500	5,912	Silte médio	5,574	1,49	Pobremente selecionado	0,3286	Muito positiva	0,8308	Platicúrtica	1,95	61,07	36,98
A500	6,017	Silte fino	5,693	1,51	Pobremente selecionado	0,3031	Muito positiva	0,7865	Platicúrtica	0,6122	58,34	41,05

Tabela XVIII: Análises granulométricas nos sedimentos do Setor A – Perfil II (continua)

Am.	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	% Areia	% Silte	% Argila
A500	6,143	Silte fino	5,876	1,53	Pobrememente selecionado	0,2374	Positiva	0,7488	Platicúrtica	0,8745	52,36	46,76
A500	6,416	Silte fino	6,375	1,55	Pobrememente selecionado	0,03646	Aproximadamente simétrica	0,7335	Platicúrtica	1,16	41,69	57,15
A500	6,275	Silte fino	6,106	1,54	Pobrememente selecionado	0,1492	Positiva	0,734	Platicúrtica	0,674	47,5	51,83
A500	6,014	Silte fino	5,7	1,52	Pobrememente selecionado	0,2892	Positiva	0,7808	Platicúrtica	1,957	56,53	41,52
A600	5,955	Silte médio	5,627	1,51	Pobrememente selecionado	0,3088	Muito positiva	0,8036	Platicúrtica	2,399	58,5	39,1
A600	6,099	Silte fino	5,834	1,55	Pobrememente selecionado	0,2344	Positiva	0,7527	Platicúrtica	2,819	51,46	45,72
A600	6,02	Silte fino	5,711	1,53	Pobrememente selecionado	0,2838	Positiva	0,7774	Platicúrtica	2,141	55,94	41,92
A600	5,304	Silte médio	5,204	1,12	Pobrememente selecionado	0,3006	Muito positiva	1,342	Leptocúrtica	1,87	79,98	18,15
A600	6,231	Silte fino	6,033	1,55	Pobrememente selecionado	0,1724	Positiva	0,7364	Platicúrtica	1,392	48,05	50,56
A600	6,208	Silte fino	5,981	1,54	Pobrememente selecionado	0,199	Positiva	0,7389	Platicúrtica	0,831	49,63	49,54
A700	6,006	Silte fino	5,687	1,52	Pobrememente selecionado	0,2965	Positiva	0,7856	Platicúrtica	1,613	57,37	41,02
A700	6,335	Silte fino	6,238	1,56	Pobrememente selecionado	0,08511	Aproximadamente simétrica	0,7323	Platicúrtica	1,722	43,97	54,31
A700	6,28	Silte fino	6,129	1,55	Pobrememente selecionado	0,1318	Positiva	0,7336	Platicúrtica	1,463	46,28	52,25
A700	6,261	Silte fino	6,076	1,54	Pobrememente selecionado	0,1636	Positiva	0,7348	Platicúrtica	0,4773	48,23	51,3
A700	6,144	Silte fino	5,913	1,57	Pobrememente selecionado	0,2001	Positiva	0,7436	Platicúrtica	3,306	48,82	47,88
A700	6,219	Silte fino	6,004	1,55	Pobrememente selecionado	0,1881	Positiva	0,7375	Platicúrtica	1,057	48,88	50,06
A800	5,877	Silte médio	5,534	1,47	Pobrememente selecionado	0,3425	Muito positiva	0,8583	Platicúrtica	1,574	63,14	35,29
A800	6,065	Silte fino	5,768	1,53	Pobrememente selecionado	0,2695	Positiva	0,7654	Platicúrtica	1,583	54,78	43,64
A800	6,101	Silte fino	5,848	1,57	Pobrememente selecionado	0,221	Positiva	0,7501	Platicúrtica	3,633	50,18	46,19
A800	6,214	Silte fino	5,993	1,54	Pobrememente selecionado	0,1942	Positiva	0,7382	Platicúrtica	0,8834	49,3	49,82
A800	6,026	Silte fino	5,711	1,52	Pobrememente selecionado	0,291	Positiva	0,7793	Platicúrtica	1,316	56,89	41,79
A800	5,915	Silte médio	5,587	1,52	Pobrememente selecionado	0,3111	Muito positiva	0,8154	Platicúrtica	3,574	58,5	37,92
A900	6,018	Silte fino	5,721	1,55	Pobrememente selecionado	0,2678	Positiva	0,7718	Platicúrtica	3,507	54,02	42,47
A900	6,329	Silte fino	6,225	1,56	Pobrememente selecionado	0,09242	Aproximadamente simétrica	0,7323	Platicúrtica	1,53	44,42	54,05
A900	6,102	Silte fino	5,834	1,55	Pobrememente selecionado	0,2378	Positiva	0,753	Platicúrtica	2,45	51,85	45,7
A900	6,375	Silte fino	6,32	1,57	Pobrememente selecionado	0,04796	Aproximadamente simétrica	0,7333	Platicúrtica	2,174	41,85	55,98
A900	6,356	Silte fino	6,286	1,57	Pobrememente selecionado	0,06169	Aproximadamente simétrica	0,7328	Platicúrtica	2,15	42,58	55,27
A900	6,054	Silte fino	5,746	1,52	Pobrememente selecionado	0,2831	Positiva	0,7714	Platicúrtica	0,8929	56,25	42,86
A1000	5,487	Silte médio	5,254	1,29	Pobrememente selecionado	0,3521	Muito positiva	1,296	Leptocúrtica	4,015	73,35	22,63
A1000	4,479	Silte grosso	4,693	2,48	Muito pobrememente selecionado	-0,09179	Aproximadamente simétrica	1,015	Mesocúrtica	36	40,41	23,59
A1000	5,558	Silte médio	5,266	1,77	Pobrememente selecionado	0,1257	Positiva	1,509	Muito leptocúrtica	10,75	61,98	27,26

Tabela XVIII: Análises granulométricas nos sedimentos do Setor A – Perfil II (conclusão)

Am.	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	% Areia	% Silte	% Argila
A1000	5,385	Silte médio	5,145	1,79	Pobrememente selecionado	0,08293	Aproximadamente simétrica	1,77	Muito leptocúrtica	14,71	61,65	23,63
A1000	5,625	Silte médio	5,317	1,73	Pobrememente selecionado	0,1506	Positiva	1,366	Leptocúrtica	9,138	62,03	28,83
A1000	6,067	Silte fino	5,804	1,57	Pobrememente selecionado	0,2305	Positiva	0,7552	Platicúrtica	4,294	50,66	45,04
A1100	5,825	Silte médio	5,539	1,93	Pobrememente selecionado	0,07013	Aproximadamente simétrica	1,12	Leptocúrtica	11,27	50,35	38,38
A1100	6,225	Silte fino	6,065	1,58	Pobrememente selecionado	0,137	Positiva	0,7357	Platicúrtica	3,582	45,31	51,11
A1100	6,185	Silte fino	5,995	1,58	Pobrememente selecionado	0,1622	Positiva	0,738	Platicúrtica	3,954	46,17	49,88
A1100	5,856	Silte médio	5,511	1,46	Pobrememente selecionado	0,3518	Muito positiva	0,8804	Platicúrtica	1,08	64,74	34,18
A1100	5,925	Silte médio	5,584	1,48	Pobrememente selecionado	0,3326	Muito positiva	0,83	Platicúrtica	1,08	61,76	37,16
A1100	5,929	Silte médio	5,591	1,49	Pobrememente selecionado	0,3278	Muito positiva	0,8244	Platicúrtica	1,441	61,05	37,51
A1200	5,726	Silte médio	5,401	1,41	Pobrememente selecionado	0,3678	Muito positiva	1,016	Mesocúrtica	1,837	68,77	29,39
A1200	5,845	Silte médio	5,501	1,45	Pobrememente selecionado	0,355	Muito positiva	0,8908	Platicúrtica	0,9788	65,32	33,7
A1200	5,908	Silte médio	5,573	1,5	Pobrememente selecionado	0,3217	Muito positiva	0,8262	Platicúrtica	2,808	59,99	37,2
A1200	5,833	Silte médio	5,493	1,47	Pobrememente selecionado	0,3438	Muito positiva	0,8802	Platicúrtica	2,759	63,26	33,98
A1200	5,931	Silte médio	5,614	1,54	Pobrememente selecionado	0,2936	Positiva	0,7997	Platicúrtica	4,58	56,27	39,15
A1200	5,935	Silte médio	5,605	1,51	Pobrememente selecionado	0,3138	Muito positiva	0,812	Platicúrtica	2,636	59,04	38,33
A1300	5,738	Silte médio	5,409	1,43	Pobrememente selecionado	0,3587	Muito positiva	0,9747	Mesocúrtica	3,145	66,51	30,34
A1300	6,1	Silte fino	5,826	1,54	Pobrememente selecionado	0,2438	Positiva	0,7545	Platicúrtica	2,116	52,44	45,45
A1300	5,982	Silte médio	5,668	1,53	Pobrememente selecionado	0,2887	Positiva	0,7866	Platicúrtica	3,189	56,13	40,68
A1300	5,828	Silte médio	5,492	1,49	Pobrememente selecionado	0,3359	Muito positiva	0,8716	Platicúrtica	3,846	61,88	34,27
A1300	5,76	Silte médio	5,427	1,44	Pobrememente selecionado	0,3585	Muito positiva	0,9548	Mesocúrtica	2,69	66,29	31,02
A1400	5,687	Silte médio	5,368	1,58	Pobrememente selecionado	0,2436	Positiva	1,148	Leptocúrtica	6,289	63,9	29,81
A1400	5,93	Silte médio	5,603	1,52	Pobrememente selecionado	0,3084	Muito positiva	0,8097	Platicúrtica	3,323	58,24	38,43
A1400	5,708	Silte médio	5,387	1,69	Pobrememente selecionado	0,1817	Positiva	1,191	Leptocúrtica	7,653	61,08	31,27
A1400	5,735	Silte médio	5,408	1,5	Pobrememente selecionado	0,3121	Muito positiva	0,9855	Mesocúrtica	5,308	63,49	31,2
A1400	5,75	Silte médio	5,431	1,8	Pobrememente selecionado	0,1328	Positiva	1,175	Leptocúrtica	9,193	57,03	33,77
A1400	5,682	Silte médio	5,364	1,57	Pobrememente selecionado	0,2496	Positiva	1,149	Leptocúrtica	6,196	64,23	29,57
A1500	5,534	Silte médio	5,25	1,75	Pobrememente selecionado	0,1259	Positiva	1,575	Muito leptocúrtica	10,72	62,85	26,43
A1500	5,665	Silte médio	5,353	1,85	Pobrememente selecionado	0,1112	Positiva	1,293	Leptocúrtica	11,25	57,27	31,48
A1500	5,931	Silte médio	5,621	1,59	Pobrememente selecionado	0,2535	Positiva	0,8346	Platicúrtica	5,328	55,12	39,55
A1500	5,061	Silte médio	5,061	1,42	Pobrememente selecionado	-0,02485	Aproximadamente simétrica	1,878	Muito leptocúrtica	11,38	72,79	15,83
A1500	5,847	Silte médio	5,519	1,57	Pobrememente selecionado	0,2691	Positiva	0,9019	Mesocúrtica	5,49	58,62	35,89
A1500	5,791	Silte médio	5,48	1,84	Pobrememente selecionado	0,1147	Positiva	1,137	Leptocúrtica	9,549	54,67	35,78

Tabela XIX: Análises granulométricas nos sedimentos do Setor B – Perfil IV (continua)

Am.	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	% Areia	% Silte	% Argila
Ao	4,302	Silte grosso	4,738	1,967	Pobremente selecionado	-0,252	Negativa	1,451	Leptocúrtica	27,94	59,76	12,3
Ao	5,317	Silte médio	5,117	1,858	Pobremente selecionado	0,0504	Aproximadamente simétrica	1,756	Muito leptocúrtica	16,54	59,89	23,57
Ao	5,915	Silte médio	5,597	1,542	Pobremente selecionado	0,2942	Positiva	0,8058	Platicúrtica	5,01	56,34	38,65
Ao	5,812	Silte médio	5,477	1,483	Pobremente selecionado	0,3384	Muito positiva	0,8825	Platicúrtica	4,02	62,28	33,7
Ao	5,856	Silte médio	5,523	1,508	Pobremente selecionado	0,3233	Muito positiva	0,8449	Platicúrtica	4,35	59,93	35,72
Ao	6,172	Silte fino	5,95	1,564	Pobremente selecionado	0,1919	Positiva	0,7408	Platicúrtica	2,72	48,48	48,8
A100	5,468	Silte médio	5,221	1,607	Pobremente selecionado	0,1535	Positiva	1,682	Muito leptocúrtica	8,69	67,69	23,62
A100	5,367	Silte médio	5,133	1,794	Pobremente selecionado	0,07894	Aproximadamente simétrica	1,775	Muito leptocúrtica	15,13	61,57	23,3
A100	5,633	Silte médio	5,326	1,876	Pobremente selecionado	0,1004	Positiva	1,329	Leptocúrtica	12,43	56,67	30,9
A100	5,442	Silte médio	5,198	1,677	Pobremente selecionado	0,1211	Positiva	1,746	Muito leptocúrtica	10,5	65,96	23,54
A100	5,511	Silte médio	5,228	1,822	Pobremente selecionado	0,1019	Positiva	1,572	Muito leptocúrtica	13	60,24	26,76
A100	4,707	Silte grosso	4,907	2,26	Muito pobremente selecionado	-0,1169	Negativa	1,434	Leptocúrtica	26,87	51	22,13
A200	5,899	Silte médio	5,558	1,482	Pobremente selecionado	0,3357	Muito positiva	0,842	Platicúrtica	1,62	62,11	36,27
A200	5,911	Silte médio	5,591	1,535	Pobremente selecionado	0,2997	Positiva	0,8082	Platicúrtica	4,75	56,9	38,35
A200	5,791	Silte médio	5,466	1,702	Pobremente selecionado	0,1833	Positiva	1,072	Mesocúrtica	7,19	58,4	34,41
A200	5,978	Silte médio	5,658	1,524	Pobremente selecionado	0,2966	Positiva	0,7914	Platicúrtica	2,65	57,1	40,25
A200	5,638	Silte médio	5,336	1,383	Pobremente selecionado	0,3634	Muito positiva	1,126	Leptocúrtica	3,64	69,39	26,97
A200	6,003	Silte fino	5,744	1,764	Pobremente selecionado	0,1114	Positiva	0,9319	Mesocúrtica	7,02	49,28	43,7
A300	5,593	Silte médio	5,311	1,344	Pobremente selecionado	0,3655	Muito positiva	1,253	Leptocúrtica	2,98	71,71	25,31
A300	5,969	Silte médio	5,645	1,518	Pobremente selecionado	0,3029	Muito positiva	0,7967	Platicúrtica	2,42	57,84	39,74
A300	5,756	Silte médio	5,424	1,439	Pobremente selecionado	0,357	Muito positiva	0,9543	Mesocúrtica	3,01	66	30,99
A300	5,787	Silte médio	5,461	1,686	Pobremente selecionado	0,1921	Positiva	1,067	Mesocúrtica	7	58,86	34,14
A300	5,627	Silte médio	5,321	1,621	Pobremente selecionado	0,2016	Positiva	1,318	Leptocúrtica	7,28	64,67	28,05
A300	5,891	Silte médio	5,55	1,481	Pobremente selecionado	0,3369	Muito positiva	0,8462	Platicúrtica	1,74	62,27	35,99
A400	5,74	Silte médio	5,411	1,442	Pobremente selecionado	0,3548	Muito positiva	0,962	Mesocúrtica	3,69	65,65	30,66
A400	5,909	Silte médio	5,578	1,51	Pobremente selecionado	0,3168	Muito positiva	0,8216	Platicúrtica	3,25	59,27	37,48
A400	4,923	Silte grosso	4,976	1,57	Pobremente selecionado	-0,09164	Aproximadamente simétrica	1,903	Muito leptocúrtica	16,75	68,16	15,09
A400	5,638	Silte médio	5,328	1,816	Pobremente selecionado	0,1211	Positiva	1,341	Leptocúrtica	10,79	59,04	30,17
A400	5,994	Silte médio	5,699	1,557	Pobremente selecionado	0,266	Positiva	0,7747	Platicúrtica	4,52	53,55	41,93

Tabela XX: Análises granulométricas nos sedimentos do Setor B (conclusão)

Am.	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	% Areia	% Silte	% Argila
A400	5,719	Silte médio	5,399	1,778	Pobrememente selecionado	0,1424	Positiva	1,211	Leptocúrtica	9,03	58,56	32,41
A500	5,655	Silte médio	5,348	1,388	Pobrememente selecionado	0,3645	Muito positiva	1,1	Mesocúrtica	3,31	69,25	27,44
A500	5,961	Silte médio	5,633	1,511	Pobrememente selecionado	0,3088	Muito positiva	0,8021	Platicúrtica	2,18	58,56	39,26
A500	6,062	Silte fino	5,786	1,556	Pobrememente selecionado	0,2459	Positiva	0,7593	Platicúrtica	3,42	52,17	44,41
A500	6,046	Silte fino	5,744	1,53	Pobrememente selecionado	0,2748	Positiva	0,7699	Platicúrtica	1,88	55,17	42,95
A500	5,727	Silte médio	5,429	1,946	Pobrememente selecionado	0,07406	Aproximadamente simétrica	1,198	Leptocúrtica	13	51,78	35,22
A600	5,746	Silte médio	5,416	1,455	Pobrememente selecionado	0,3498	Muito positiva	0,9444	Mesocúrtica	4,28	64,56	31,16
A600	5,951	Silte médio	5,622	1,511	Pobrememente selecionado	0,3105	Muito positiva	0,8058	Platicúrtica	2,39	58,71	38,9
A600	5,947	Silte médio	5,609	1,491	Pobrememente selecionado	0,3256	Muito positiva	0,8174	Platicúrtica	1,06	60,84	38,1
A600	6,014	Silte fino	5,713	1,543	Pobrememente selecionado	0,2724	Positiva	0,774	Platicúrtica	3,29	54,52	42,19
A600	6,094	Silte fino	5,808	1,531	Pobrememente selecionado	0,2586	Positiva	0,7585	Platicúrtica	1,25	53,94	44,81