

**CENTRO DE ESTUDOS GERAIS
INSTITUTO DE QUÍMICA
DOUTORADO EM GEOCIÊNCIAS – GEOQUÍMICA AMBIENTAL**

GEÓRGENES HILÁRIO CAVALCANTE SEGUNDO

**PROCESSOS OCEANOGRÁFICOS NA REGIÃO COSTEIRA E
ESTUARINA DO RIO CAETÉ, PARÁ, BRASIL**

**NITERÓI – RJ
2007**

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

C376 Cavalcante Segundo, Geórgenes Hilário
Processos oceanográficos na região costeira e
estuarina do rio Caeté, Pará, Brasil./Geórgenes Hilário
Cavalcante Segundo. – Niterói: [s.n], 2007.
138f.: il., 30 cm.

Tese (doutorado em Geoquímica Ambiental).-
Universidade Federal Fluminense, 2007.Orientador:
Dr. Björn Kjerfve; co-orientador: Dr. Bastiaan
Adriaan Knoppers.

1. Pará 2. Rio Caeté 3. Estuário 4. Marés 5.
Ventos 6. Descarga Fluvial 7. Transporte de sal 8.
Circulação 9.Tese 10. Prod.Intelectual I.Título

CDD 551.4609

GEÓRGENES HILÁRIO CAVALCANTE SEGUNDO

**PROCESSOS OCEANOGRÁFICOS NA REGIÃO COSTEIRA E ESTUARINA DO
RIO CAETÉ, PARÁ, BRASIL**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutor. Área de Concentração: Geoquímica Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. BJÖRN KJERFVE

Co-orientador: Prof. Dr. BASTIAAN ADRIAAN KNOPPERS

Niterói, RJ
2007

GEÓRGENES HILÁRIO CAVALCANTE SEGUNDO

**PROCESSOS OCEANOGRÁFICOS NA REGIÃO COSTEIRA E
ESTUARINA DO RIO CAETÉ, PARÁ, BRASIL.**

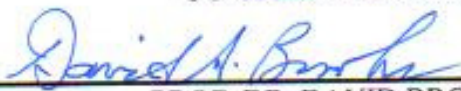
Tese apresentada ao Curso de Pós - Graduação
em Geociências da Universidade Federal Fluminense,
como requisito parcial para a obtenção do **Grau
de Doutor**. Área de Concentração: **Geoquímica
Ambiental**.

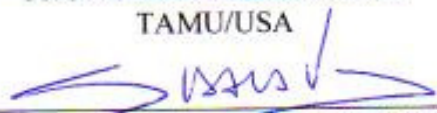
Aprovada em abril de 2007.



BANCA EXAMINADORA

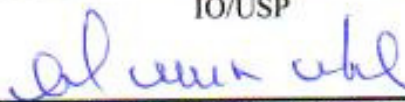
PROF. DR. BJÖRN ÅKE KJERFVE
ORIENTADOR/TAMU-USA/UFF


PROF. DR. BASTIAAN ADRIAAN KNOPPERS
CO-ORIENTADOR/UFF


PROF. DR. DAVID BROOKS
TAMU/USA


PROF. DR. SUSANA BEATRIZ VINZON
UFRJ


PROF. DR. LUIZ BRUNER DE MIRANDA
IO/USP


PROF. DR. EMMNAOEL VIEIRA DA SILVA FILHO
UFF

NITERÓI
2007

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, pois sem ele nada seria possível.

Ao meu orientador Dr. Björn Kjerfve em especial, pela sua orientação, incentivo, confiança e sugestões para a conclusão deste trabalho.

Ao meu co-orientador Dr. Bastiaan Adriaan Knoppers, pelas orientações e sugestões para o desenvolvimento do trabalho.

Ao Dr. Luiz Bruner de Miranda, o qual tive o privilégio de ser aluno no curso de Cinemática e Dinâmica de Estuários. Além da sua ajuda na revisão dos trabalhos e sugestões sempre oportunas para melhoria dos artigos.

Aos integrantes da banca, Dr. David Brooks, Dr. Luiz Bruner de Miranda, Dra. Susana Beatriz Vinzon e Dr. Emannel Vieira da Silva Filho, pelas contribuições feitas a este trabalho.

À Dra. Karen Diele, pela suporte logístico na realização das campanhas de amostragem através do projeto MADAM.

Agradeço ao Dr. David Brooks em nome da Texas A&M University, pelo suporte e infraestrutura oferecidos durante o período de intercâmbio nos EUA.

À CAPES e FAPERJ, pela concessão das bolsas de estudo, para o desenvolvimento do meu doutoramento.

Aos docentes deste programa de pós-graduação, por todo conhecimento e experiência transmitida durante o transcorrer deste doutorado.

Aos meus colegas de turma pela amizade e companheirismo.

Ao pessoal da biblioteca da Geoquímica, em especial à Denise, pela grande presteza no esclarecimento de dúvidas.

À Meiber, Técnica em Assuntos Educacionais, pelo apoio e incentivo que sempre depositou durante todo o andamento do curso.

Ao Nivaldo, secretário deste Programa de Pós-Graduação, pelo apoio, compreensão e paciência.

À todos que de alguma forma contribuíram para o término deste trabalho.

RESUMO

O objetivo geral deste trabalho é estudar os principais processos físicos atuantes na região costeira do Pará e sistema estuarino costeiro do Rio Caeté. A metodologia consiste basicamente, em confrontar observações diretas de velocidade, dados hidrográficos, estações maregráficas e estações meteorológicas, além de dados coletados a partir de sensores de satélites e estudos pretéritos sobre a evolução geomorfológica da região, avaliando a correlação e o comportamento destes parâmetros durante anos distintos. Através da avaliação da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), foi identificado que os ventos fluem principalmente na direção norte-nordeste durante o verão austral, e leste-nordeste durante o inverno austral associado ao deslocamento da ZCIT para o Hemisfério Norte. Dessa forma, é evidenciado que a influência perpendicular dos ventos sobre a dinâmica da costa do Pará é mais intensa do que a componente paralela à costa, sendo tal mudança associada ao deslocamento da ZCIT. A energia do vento apresentou uma frequência de 58,5% na direção nordeste, seguida por 20,7% e 11,5% nas direções leste e norte, respectivamente. Outro aspecto além da variabilidade dos ventos influenciando as correntes costeiras, foi a presença de uma massa d'água superficial continental chamada de "água preta" com salinidade 12, fluindo na direção sudeste com velocidade aproximada de $0,78 \text{ m s}^{-1}$. Estes resultados revelaram uma possível influência desta massa d'água sobre a circulação costeira, gerando principalmente, estratificação de corrente. Considerando as medidas realizadas em escala regional, em frente à foz do rio Caeté, a estrutura de corrente e salinidade foram dominadas pela presença da descarga fluvial, maré, persistência do vento e a possível presença de vórtice costeiro de pequena escala. A recirculação encontrada na região costeira adjacente a Baía do Caeté, parece ter sido provocada por um sistema de recirculação costeiro de pequena escala ou vórtice local. O limite de influência das águas do rio Caeté sobre a região externa indicou a isóbata de 30 m, como sendo o contorno externo de influência dessas águas. O limite entre 30 e 40 km na direção normal à costa foi definido, mas pode haver alteração durante as marés de sizígia e redução da descarga. Como objetivo final da pesquisa, o estuário do rio Caeté, medidas realizadas dentro do canal estuarino identificaram um ambiente altamente dinâmico variando entre parcialmente misturado, com alta estratificação e sem estratificação vertical. A descarga fluvial dominou o transporte advectivo de sal, seguida pela propagação progressiva da onda de maré (transporte de Stokes) e difusão (bombeamento) da maré. Através da avaliação das mudanças costeiras na área Bragantina, indicou-se severa erosão litorânea, com redução de 32 km^2 e acresção de 20 km^2 , resultando em uma perda de quase 12 km^2 durante as últimas três décadas. Isto significa que a região costeira do Pará e Maranhão está sob contínuo processo erosivo. Como avaliação final da pesquisa, identificou-se que há uma quantidade razoável de conhecimento acumulado sobre a dinâmica da plataforma Amazônica e costa do Pará. Movimentos na plataforma Amazônica são forçados principalmente por marés, tensão de cisalhamento do vento e Corrente Norte do Brasil. Estudos orientados são necessários para aumentar a compreensão dos mecanismos físicos como a dinâmica da plataforma interna próxima a região costeira do Pará, o ciclo sazonal de estratificação, e o papel das descargas fluviais dos rios Amazonas e Pará na região costeira adjacente ao Pará. Do ponto de vista prático, essa pesquisa pode servir como base para um possível programa de desenvolvimento e gerenciamento sustentável da região, em função do crescente aumento da influência antrópica nos últimos anos.

Palavras chave: Circulação, Marés, Ventos, Descarga Fluvial, Transporte de Sal.

ABSTRACT

The aim of the present study is to understand the main physical processes in the coastal area of Pará and estuarine coastal system of the Caeté River. The methodology bases on a data set of current velocity, hydrographic data, tidal stations, meteorological stations, data from satellite sensors, and previous studies of the regional geomorphology, assessing the correlation and variability of these parameters for several years. By evaluating the variability of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), it was verified that the winds blow mostly from the north-northeast during the austral summer, whereas during the austral winter, a band of easterly-northeasterly winds prevail, associated with displacement of the ITCZ towards the North Hemisphere. Perpendicular winds forcing upon the Pará coast are more significant than the parallel winds. The wind energy showed a frequency of 58.5 % (northeast) following for east/north directions 20.7 % / 11.5 %, respectively. At the northern premises of the Pará coast, a surface water mass with a salinity of 12, denominated locally as “black water”, flowed towards the SE at a speed of 0.78 m s^{-1} , which likely originated from the Amazonian Pará River. These new results reveal a possible influence of these waters upon coastal circulation, generating a stratification current. The current structure and salinity patterns off the Caeté estuary mouth, were controlled by river discharge, tidal forcing, wind persistence and possible also small-scale coastal eddies. The re-circulation system found about 32 km further offshore, seemed to have been driven by a local eddy. The seaward limit of the Caeté river frontal zone lies at around the 30 m isobath, being variable in accordance to the tidal period and/or river discharge. The measurements undertaken in the Caeté River estuary, revealed a dynamic environment and partially mixed conditions, alternating from highly stratified to weakly stratified. The net salt transport was driven by river discharge followed by the Stokes’ drift and tidal diffusion. The Bragança coastal region has been subject to severe erosion, with a retreat of 32 km^2 and accretion of 20 km^2 , resulting in a mangrove land loss of almost 12 km^2 over the last three decades. In all, a reasonable amount of knowledge on the coastal-shelf dynamics of the Amazon and Pará coast is now available. Motions on the Amazon Shelf are forced mainly by tides, wind stress and the North Brazil Current. Nevertheless, more studies are needed on the physical mechanisms which control transport at the inner coastal-shelf area of Pará, the seasonal cycle of stratification, and the impact by river discharges. From a practical point of view, the present results may be applied to the development of management programs, which are necessary due to the increase of anthropogenic impacts during the last years.

Key words: Circulation, Tides, Winds, River Discharge, Salt Transport.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1	(A) Costa de mangues entre Belém e São Luis, Norte do Brasil. (B) Localização da área de estudo na península de Bragança e estuário do Caeté	21
FIGURA 2	Média mensal da estrutura de deslocamento da ZCIT durante 2001. Estes mapas de médias mensais foram computando a partir de valores diários de ROL obtidos junto ao (NCEP)	24
FIGURA 3	Série de tempo de precipitação e temperatura entre 1973 e 2003 na estação meteorológica de Tracuateua, Pará	27
FIGURA 4	Evolução temporal das anomalias normalizadas do nível médio do mar em Belém, Pará	28
FIGURA 5	Frequência e intensidade dos ventos para média mensal na estação de Capanema, Pará	30
FIGURA 6	Estações Meteorológicas próximas a cidade de Bragança	31
FIGURA 7	Localização das estações de maré ao longo da costa entre o Pará e Maranhão	33
FIGURA 8	Diagrama esquemático das principais correntes superficiais e subsuperficiais no Oceano Atlântico tropical. As abreviações são: CNE, Corrente Norte Equatorial; CC, Corrente do Caribe; SCCO, Subcorrente de Contorno Oeste; CCNE, Contracorrente Norte Equatorial; CNB, Corrente Norte do Brasil; SCNE, Subcorrente Norte Equatorial; SCE, Subcorrente Equatorial; CG, Corrente da Guiné; SCES, Subcorrente Sul Equatorial; SCNB, Subcorrente Norte do Brasil; CSE, Corrente Sul Equatorial; e CB, Corrente do Brasil	35
FIGURA 9	Detalhes geomorfológicos da planície costeira de Bragança a partir do RADARSAT-1	40
FIGURA 10	Evolução da vegetação costeira de acordo com análises de RADAR e imagens de satélite cobrindo um período de 25 anos (1972–1997). As Figuras 3a, 3b, 3c, 3d e 3e: Fotografias aéreas do mangue interno e exterior	41

FIGURA 11	Exemplo de praias ao longo da costa norte da península de mangues de Bragança. A fotografias aéreas mostram (A) a praia intacta de Boiuçucanga (BU) e Chavascal (CH), (B) a localização de três praias, Casa Praia (CP), Pousada Ajuruteua (PA) e Pousada Fazendinha (PF) e a praia de turismo em Ajuruteua e (C) a aldeia tradicional de pescadores, Porto dos Pescadores (PP) e Vila dos Pescadores (VP). As áreas cinzentas próximas as casas (C) exibem os antigos mangues	43
FIGURA 12	Mudanças na linha de costa na planície costeira Bragantina entre 1985 e 2000	44
FIGURA 13	Relação entre altura do nível da maré e área de inundação durante 1 ano	45
FIGURA 14	Visão esquemática da mudança relativa do nível do mar no Holoceno típico ao longo da maior parte da costa do Brasil, incluindo os mangues costeiros da região norte	47
FIGURA 15	Imagem Modis da irregular costa de mangues entre a costa do Pará e Maranhão (12/02/2006)	49
FIGURA 16	Localização das estações de amostragem para medidas de corrente, sedimento em suspensão, salinidade e temperatura, ao longo de um transecto normal a costa, durante março e abril de 2004	53
FIGURA 17	Perfil vertical de corrente em frente ao Rio Pará durante os meses de março e abril de 2004	56
FIGURA 18	Seção vertical de CTD. Salinidade (a), temperatura (b) e densidade (c) observadas em março de 2004 ao longo de uma seção paralela na região costeira do Pará	57
FIGURA 19	Diagrama T-S das estações 1 até 8 em frente a foz do rio Pará (A) e estações no transecto em frente ao rio Caeté (B).....	58
FIGURA 20	Perfil vertical da direção e intensidade da corrente realizado entre março e abril de 2004, a partir da costa em frente ao rio Caeté (Mapa de localização – Figura 16 – Painel direito).....	60
FIGURA 21	Perfil vertical da temperatura, salinidade e densidade realizado entre março e abril de 2004, a partir da costa em frente ao rio Caeté (Mapa de localização – Figura 16 – Painel direito).....	61

FIGURA 22	Seção transversal da concentração de sedimento em suspensão (mg l^{-1}) a partir do estuário do Caeté até a quebra do talude continental em abril de 2004	63
FIGURA 23	Localização das estações de medida na região costeira próxima ao estuário do Caeté. As Estações 1 e 2 representam as duas estações de medidas e TS – Estação de Maré; MS - Estação Meteorológica	68
FIGURA 24	Série de dados dos parâmetros meteorológicos durante o mês de abril de 2003. As linhas tracejadas representam o período de coleta d dados entre os dias 15 à 18. Os vetores do vento apontam na direção onde o vento sopra, convenção oceanográfica	71
FIGURA 25	Variação da velocidade nas estações costeiras (Estação 1 – 15 e 16 de março) e (Estação 2 – 17 e 18 de março) durante 2003	74
FIGURA 26	Série de tempo dos vetores de corrente nas Estações 1 e 2	76
FIGURA 27	Diagrama dos vetores progressivos de corrente medidos nas estações 1 e 2, durante 15 a 18 de março de 2003. Diagrama dos vetores progressivos do vento na estação meteorológica de Ajuruteua	77
FIGURA 28	Variação vertical da salinidade nas estações 1 e 2, durante o período de 15 a 18 de março de 2003	79
FIGURA 29	Gradiente de Richardson nas estações 1 e 2, ancoradas durante o período de 15 à 18 de abril de 2003	81
FIGURA 30	Variação da concentração dos sedimentos em suspensão nas estações 1 e 2	82
FIGURA 31	Diagrama TS para temperatura e salinidade nas estações 1 e 2, durante 15 a 18 de março de 2003	82
FIGURA 32	Mapa base da superfície topográfica mostrando uma linda de costa irregular e denteado na costa de mangues do Pará, além de características costeiras ao longo da planície Bragantina	86
FIGURA 33	Área de drenagem do rio Caeté. Escala (1:10000)	87
FIGURA 34	Descarga de água doce ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) e precipitação na estação de Tracuateua dentro da Baía de Caeté	88
FIGURA 35	Localização das estações de medida dentro do estuário do rio Caeté. EM – Estação Meteorológica	89
FIGURA 36	Variabilidade dos ventos para o período de amostragem em 2001 e 2004	93

	na Estação Automática de Ajuruteua	
FIGURA 37	Isopletas de salinidade (painel esquerdo) e componente longitudinal da velocidade ($m s^{-1}$) (painel direito) em função da profundidade e do tempo (horas), para as estações (a) Bacuriteua – Estação 2, (b) Urumajo - Estação 3, (c) Ajuruteua (25/05/01) - Estação 4	98
FIGURA 38	Perfil da média temporal da velocidade longitudinal, $\langle u \rangle$ (linha tracejada) e velocidade residual, $\langle u_a \rangle$ (linha pontilhada) para as estações (a) Bacuriteua – Estação 2, (b) Urumajo - Estação 3 e (c) Ajuruteua (25/05/01) - Estação 4	100
FIGURA 39	Componentes do transporte advectivo de sal calculados para as estações 2, 3 e 4. Os números indicam a parcelas do transporte total devido à: (1) descarga de água doce, (2) deriva de Stokes, (3) correlação da maré, (4) circulação gravitacional, (5) flutuações turbulenta, (6) correlação triplíce, (7) circulação residual. A soma dessas parcelas está indicada em (9) e o transporte total de sal integrado diretamente ao longo do ciclo da maré em (10)	103
FIGURA 40	Número de Richardson por camadas (Ri_L) calculado durante dois ciclos da maré (a) e componentes do transporte advectivo de sal calculados para Estação 4 durante dois ciclos da maré iniciando no dia 19 de abril de 2004 (b)	105

LISTA DE TABELA

TABELA 1	Lista dos 22 episódios de El Niño/La Niña inseridos nesta análise	26
TABELA 2	Energia e frequência do vento para as médias mensais na estação de Capanema, Pará	31
TABELA 3	Resumo das componentes harmônicas de maré, amplitude H (cm), fase em Greenwich G ($^{\circ}$), na costa do Pará (veja mapa, Figura 18). Os dados foram obtidos na DHN e Marinha do Brasil	34
TABELA 4	Amplitude H (cm), e fase em Greenwich Gw ($^{\circ}$), das constituintes semidiurna, semidiurna e sobre maré em Boiuçucanga – PA	72
TABELA 5	Período das coletas realizadas nas quatro estações fixas ao longo da área de estudo	90
TABELA 6	Análise harmonica da maré, amplitude H (cm), fase em Greenwich Gw ($^{\circ}$), constituintes diurna, semidiurna e sobre-marés em Bacuriteua – PA ..	95

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	15
2.	ASPECTOS METEOROLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO COSTEIRA DO PARÁ-MARANHÃO, NORTE DO BRASIL ..	20
2.1	INTRODUÇÃO	20
2.2	CLIMA	21
2.2.1	ZCIT e sua variabilidade	22
2.2.2	ZCIT e sua relação com o regime pluviométrico, ventos, El Niño/La Niña e Oscilação do Atlântico Norte (OAN)	24
2.2.3	Característica regional dos ventos	28
2.3	MARÉS	32
2.4	A CORRENTE NORTE DO BRASIL.....	34
2.5	CENÁRIO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO	38
2.5.1	Praias e inundação – Acúmulo vs. Erosão de sedimentos	42
2.5.2	Variação do nível do mar	45
2.5.3	Mangues	47
2.6	INFLUÊNCIA ANTROPOGÊNICA	49
3	CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS E HIDROLÓGICAS DA ZONA LITORÂNEA DO PARÁ E ESTUÁRIO DO CAETÉ, BRASIL	51
3.1	INTRODUÇÃO	51
3.2	RESPOSTA ESTUARINE E COSTEIRA	52
3.2.1	Intrusão da água preta – Influência dos rios Amazonas e Pará (ou não!)	52
3.3	ESCOAMENTO SUPERFICIAL E TRANSPORTE DE SEDIMENTO.....	61
4	CIRCULAÇÃO COSTEIRA ADJACENTE AO ESTUÁRIO DO RIO CAETÉ, PARÁ, NORTE DO BRASIL	64
4.1	INTRODUÇÃO	64
4.2	MATERIAL E MÉTODOS	66
4.2.1	Cenário físico da área de estudo	66
4.2.2	Fonte dos dados	66
4.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	68
4.3.1	Fatores meteorológicos e maré	68
4.3.2	Variabilidade das correntes	72
4.3.3	Hidrografia e sedimento em suspensão	78

5	ESTRUTURA DE CORRENTE E SALINIDADE NO ESTUÁRIO DO RIO CAETÉ, PARÁ, BRASIL	83
5.1	INTRODUÇÃO	83
5.2	ÁREA DE ESTUDO	84
5.2.1	Localização	84
5.2.2	Geologia e geomorfologia	85
5.2.3	Descarga fluvial da Bacia Bragantina	86
5.2.4	Impactos Humanos sobre a vegetação	88
5.2.5	Locais de Estudo	89
5.3	METODOLOGIA	90
5.4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	92
5.4.1	Variabilidade dos fatores meteorológicos e maré	92
5.4.2	Correntes e hidrografia	95
6	CONCLUSÃO	106
7	REFERÊNCIAS	111
8	APÊNDICE	123
	APÊNDICE A – Variabilidade da ZCIT para os anos de 2001, 2002 e 2003	124
	APÊNDICE B – Seção completa dos gráficos gerados nas Estações 1 e 2, em frente a foz do rio Caeté em 2003	125
	APÊNDICE C – Seção completa dos gráficos gerados nas Estações 1, 2 e 3, dentro do rio Caeté em 2001	131

1 INTRODUÇÃO

As regiões tropicais estendem-se do Equador até cerca de 15° N e S, representam menos de um quarto de toda a superfície terrestre, mas são responsáveis por mais da metade da água doce, partículas e solutos descarregados nos oceanos. Os trópicos são caracterizados por precipitação alta e constante (> 1.500 mm/ano), e altas temperaturas (> 20°) com baixa variação térmica. Além disso, o oceano costeiro tropical apresenta outros fatores em comum, tais como radiação solar alta, grande “escoamento superficial” de água doce, ventos alísios de leste e fraca força de Coriolis (NITTROUER et al., 1995).

Este estudo pretende contribuir para o conhecimento dos processos físicos oceanográficos da região costeira e da plataforma continental norte do Pará e dos processos estuarinos de um sistema representativo da região, o Rio Caeté. As principais condições de contorno que controlam o cenário físico da região costeira do Rio Caeté são: correntes de maré, descarga fluvial, ventos, e total de sedimento em suspensão.

Os principais mecanismos que forçam a circulação das águas na plataforma continental brasileira são: as correntes de contorno oeste que proporcionam movimentos de larga escala nas porções sul e equatorial do Atlântico; os ventos sinópticos e locais, influenciados pela variação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), alterando a direção e intensidade do vento, além dos sistemas meteorológicos frontais e, as marés, onde na costa Amazônica e Paraense deslocam-se com características de uma onda estacionária na Plataforma interna (BEARDSLEY et al., 1995; CASTRO et al., 2003). Entretanto, o conhecimento sobre o seu funcionamento ainda é escasso, sendo a base de dados oceanográfico ainda limitado, e muito do conhecimento gerado do ponto de vista da estrutura hidrográfica na costa do Pará é proveniente de discretas amostragens com baixa resolução vertical, ou a partir de projetos locais. Dessa forma, muito do que é conhecido da estrutura dinâmica das correntes costeiras entre a costa do Pará e Maranhão é ainda inadequado.

A área em estudo encontra-se situada no maior e mais bem preservado ambiente tropical do planeta, a Região Amazônica. Os processos oceânicos costeiros nos trópicos têm grande relevância social, como demonstraram Glaser e Grasso (1998). A crescente necessidade de área para construção devido ao aumento na população humana, tem levado à destruição muitas florestas tropicais de manguezal nos últimos anos (Nittrouer et al., 1995). A costa nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão estende-se por cerca de 480 km e ao longo desse trecho do litoral brasileiro ocorre um dos maiores sistemas de manguezal do mundo, com cerca de 6.000 km² (Herz, 1991). Esta costa de manguezal é extremamente

irregular e recortada, com inúmeras baías e estuários. Este setor do litoral brasileiro é caracterizado por um sistema de macromaré semidiurna, com variações médias de 4 m e máxima superior a 8 m, e correntes de marés máximas superiores a 4 m s^{-1} no Golfão Maranhense (REBELO-MOCHEL, 1997). Os manguezais são desenvolvidos em clima equatorial quente e úmido, com estação chuvosa e seca muito bem definidas e precipitação média anual em torno de 2.500 mm. A temperatura do ar varia de 25 a 27 °C e a umidade relativa varia de 80% a 91% (MARTORANO et al., 1993).

O estudo apresentado aqui é parte do projeto multidisciplinar MADAM (Mangrove Dynamic and Management), o qual objetivou fornecer detalhado conhecimento dos diversos processos naturais, como também relevância institucional, cultural e econômica para o desenvolvimento de um plano de gerenciamento sustentável para exploração dos recursos existentes no estuário do rio Caeté. O projeto de pesquisa MADAM foi conduzido dentro do programa de cooperação técnica e científica entre o Brasil e a Alemanha, através do ZMT (Centro de Ecologia Marinha Tropical – Bremen) e a UFPA (Universidade Federal do Pará).

Portanto, o entendimento dos processos costeiros na região litorânea do Pará, além da área estuarina do Caeté preenche uma lacuna de conhecimento científico, assim como importância social e econômica.

Hipóteses

As hipóteses elaboradas para o desenvolvimento do trabalho são as seguintes:

- ✓ O comportamento dos ventos sobre a região costeira do estuário do rio Caeté sofre influência dos ventos alísios de NE e SE, através do deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), na sua trajetória entre os hemisférios norte e sul. A deriva costeira sofre influência direta dos ventos nas camadas superficiais, podendo alterar sua direção e intensidade junto à costa em função do deslocamento da ZCIT;
- ✓ Durante o período de intensificação da descarga fluvial dos rios Amazonas e Pará, um grande volume de água é despejado no oceano atlântico fluindo na sua maior parte na direção noroeste. Porém, apesar de não terem sido encontrados na literatura científica, trabalhos que discutam a presença do deslocamento de água na direção sudeste, foi considerado a hipótese de que uma parte dessa massa d'água despejada no período chuvoso, também esteja deslocando-se na direção sudeste próximo à costa do Pará. O padrão de circulação das correntes costeiras pode ser alterado pela influência ou intrusão

- das águas oriundas do rio Pará durante o período de alta vazão, ventos NE e enfraquecimento da CNB. Tal fenômeno é chamado por pescadores locais de “água preta”;
- ✓ Na região costeira adjacente ao rio Caeté, as principais forças atuantes sobre a corrente de deriva litorânea são as correntes de maré, os ventos persistentes e descarga fluvial. Os limites externos de influência das águas do rio Caeté alcançam uma vasta região sobre a costa local em função da topografia plana, macromaré e descarga fluvial. Este avanço influencia a estratificação da salinidade e a distribuição dos sedimentos ao longo da coluna d’água;
 - ✓ Em função da grande amplitude de maré e da baixa profundidade do estuário do rio Caeté, a intensa corrente de maré gera grande mistura vertical dentro da coluna d’água tornando o estuário com características de ambientes bem misturado.

Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é o estudo dos principais processos físicos atuantes na região costeira do Pará e sistema estuarino costeiro do rio Caeté.

Visando responder as hipóteses elaboradas para o desenvolvimento desse trabalho, uma gama de dados foi adquirida através da combinação e utilização de observações diretas de velocidade, dados hidrográficos, estações maregráficas e estações meteorológicas, além de dados coletados a partir de sensores por satélites. Com base no objetivo geral, pretendem-se como objetivos específicos:

- Estudar a variabilidade da ZCIT e sua influência sobre os ventos locais incidentes sobre a costa do Pará, e a influência dos fenômenos El Niño/La Niña sobre a região Bragantina;
- Descrever o atual estado do conhecimento considerando os vários processos atuantes nas águas e mangues da costa do Pará e Maranhão através de dados pretéritos; além dos aspectos geomorfológicos da região do Caeté;
- Avaliar a possível influência das águas dos rios Pará e Amazonas na circulação costeira do Pará;
- Avaliar a variabilidade oceanográfica dentro da região costeira e distante da camada costeira, comparando as similaridades ou diferenças nos resultados, a partir da determinação da velocidade e direção das correntes em diferentes profundidades;
- Estudar a variabilidade das propriedades hidrográficas e da circulação durante ciclos completos de maré dentro do estuário do Caeté; Classificar o sistema estuarino com o

diagrama estratificação-circulação de Hansen & Rattray; Calcular o transporte resultante de sal e a contribuição relativa dos termos advectivos de difusão turbulenta e a parcela dispersiva.

Panorama da Tese

Nesta tese, as características oceanográficas da região costeira do Pará, região estuarina e adjacente ao estuário do rio Caeté são investigados através de análise de dados pretéritos, e levantamento com medidas *in situ* realizadas na região em estudo. Aqui, os resultados estão apresentados em quatro módulos independentes, os quais são interligados pelo objetivo de compreender melhor os fatores físicos dominantes na região costeira do Pará, através da aplicação de diferentes metodologias e de um conjunto de dados observacionais elaborado para abordar as questões ainda em aberto.

A seção 1, apresenta uma revisão sobre os processos de evolução da costa entre o Pará e Maranhão, além de uma descrição das características geológicas e geomorfológicas. Destacamos as características climáticas, ventos e um estudo sobre a variabilidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e sua influência sobre o comportamento dos ventos. A variação do nível do mar baseado-se nos dados da estação maregráfica de Belém. Os processos de erosão e sedimentação ocorrentes na região Bragantina são investigados através de trabalhos pretéritos. Através do conjunto de dados de elevação do nível do mar foi executado a análise das constituintes harmônicas em várias estações ao longo da costa do Pará, e os resultados são resumidos em forma de tabela, destacando a amplitude e fase dos principais constituintes. Aspectos da Corrente Norte do Brasil (CNB) como origem e variabilidade, além das principais influências antrópicas sobre os mangues e seu desenvolvimento.

Na seção 2, visto que a base de dados oceanográfica existente para esta região é ainda limitada, aqui nós iniciamos uma discussão sobre a possível influência das águas dos rios Amazonas e Pará sobre as correntes da costa Paraense. Mapas de temperatura, salinidade e densidade são apresentados, além de gráficos com perfis verticais de corrente. Em linhas gerais, queremos destacar nesta seção, novos resultados ainda não descritos na literatura científica.

Seguindo pela seção 3, uma análise das correntes costeiras adjacente ao Estuário do Caeté é conduzida através da comparação entre dados observados em duas estações fixas pelo perfilador de corrente, dados hidrográficos obtidos a partir de CTD, além das condições

atmosféricas, total de sedimento em suspensão e variabilidade da maré. Tais medidas visaram demonstrar a dinâmica do sistema costeiro ao largo dessa área de manguezais, e responder qual o impacto do padrão da circulação e estrutura vertical da coluna d'água sobre os mecanismos de transporte costeiro. É discutido qual a influência dos ventos e maré em cada região de forma independente, além da importância da descarga fluvial na determinação do limite externo de influência das águas do rio Caeté sobre região costeira.

Terminando o trabalho com a seção 4, onde a avaliação da estrutura temporal e espacial da corrente e salinidade é conduzida ao longo do rio Caeté, através de medidas realizadas em três estações fixas. Foi estimada através de equação empírica a descarga fluvial para o estuário do rio Caeté, na tentativa de avaliar o volume de água aproximado que entra neste sistema estuarino. Sobre uma abordagem dos processos físicos existentes nesse ambiente estuarino, este capítulo é uma continuação do capítulo anterior, e aqui se pretende entender a circulação gerada pela descarga do rio Caeté, correntes de maré e efeitos da topografia de fundo. Uma abordagem do transporte advectivo de sal é investigado, a fim de identificar quais as principais parcelas dominantes para o transporte total de sal.

Por fim, uma seção conclusiva é apresentada para ressaltar as principais contribuições de cada módulo.

2 ASPECTOS METEOROLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO COSTEIRA DO PARÁ-MARANHÃO, NORTE DO BRASIL

2.1 INTRODUÇÃO

Esta seção descreve o atual estado do conhecimento referente aos vários processos que ocorrem nas águas ao longo da região costeira do Pará e Maranhão, estendendo-se desde São Caetano de Odivelas à foz do rio Amazonas até a Baía de São Marcos (Figura 1).

A variabilidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua influência sobre a sazonalidade dos ventos e sobre a climatologia da chuva são discutidas para mostrar a modulação dos ventos incidentes na costa, além dos padrões dominantes de precipitação sobre o continente. Na escala de tempo interanual, os fenômenos oceano-atmosfera de baixa frequência são acoplados com a hidroclimatologia da região, e em particular, El Niño-Oscilação Sul (ENSO) e La Niña são os mecanismos dominantes responsáveis pelo clima e pelas anomalias hidrológicas na América do Sul tropical. Assim, um foco é dirigido sobre as conseqüências climáticas devido à fenômenos na escala de tempo interanual. É apresentado uma possível influência da Oscilação do Atlântico Norte (OAN), como parte dos fenômenos oceano-atmosfera de baixa frequência. A corrente de contorno oeste, i.e. Corrente Norte do Brasil (CNB), é descrita em termos de suas características, variabilidade de fluxo e influencia sobre a costa do Pará, mostrando que devido a seu deslocamento, massas de água oceânica em determinados períodos alcançam a região costeira.

Diversos processos costeiros são explicados pela influência das correntes oceânicas sobre as áreas litorâneas. Neste caso, a diferença na distribuição de florestas de mangues também pode ser atribuída a distribuição das correntes oceânicas. Desta forma, devido à região em estudo está inserida num ambiente de manguezal, é feita uma revisão sobre alguns aspectos gerais do desenvolvimento, estrutura e manutenção dos mangues na região entre o Pará e o Maranhão.

O sistema Pará-Maranhão é caracterizado por uma ambiente costeiro plano influenciado por fortes correntes de maré, gerando intensa corrente costeira e contribuindo na caracterização morfodinâmica. A região em estudo está inserida num sistema morfodinâmico do tipo barrento, sendo discutido os processos geológicos e geomorfológicos atuantes na área. No Brasil durante o final dos anos 80, foi identificado através de uma vasta pesquisa por imagens de satélite e fotografias aérea em todos os estados litorâneos que, os manguezais cobriam uma área de aproximadamente 1,01 milhões de ha (HERZ, 1991). Segundo Kjerfve e

Lacerda (1993), esta estimativa foi subestimada em uma ordem de 20% a 30%, sendo este valor menos que a metade dos 2,5 milhões proposto por Saenger et al. (1983).

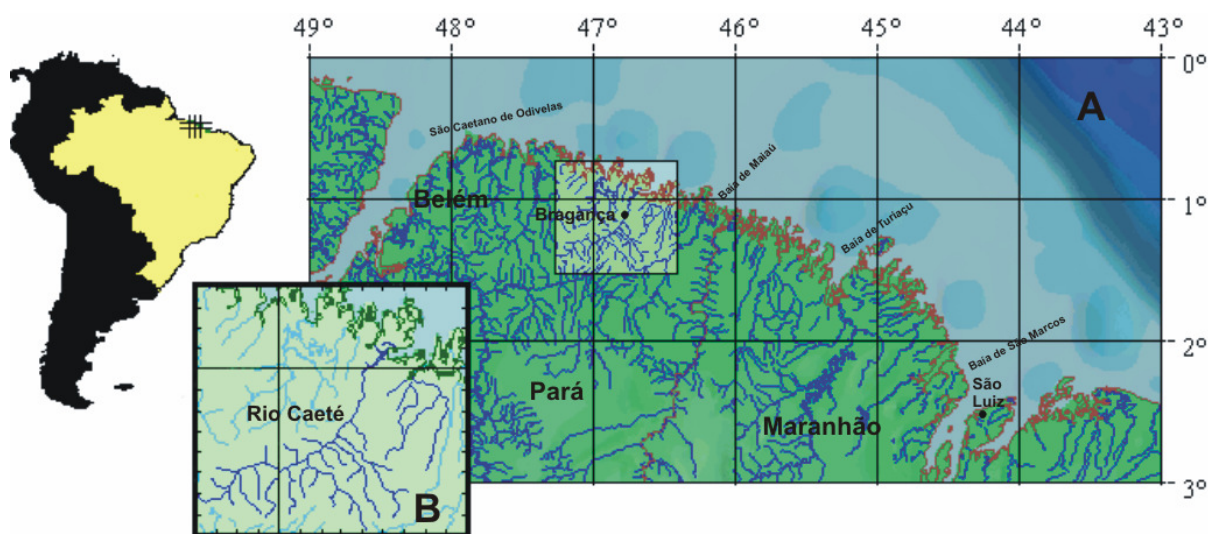


Figura 1. (A) Costa de mangues entre Belém e São Luis, Norte do Brasil. (B) Localização da área de estudo na península de Bragança e estuário do Caeté.

2.2 CLIMA

Muitas características do clima tropical são manifestações do acoplamento dinâmico e termodinâmico dos hemisférios norte e sul. Isto incluem resurgência do oceano equatorial, forte convecção troposférica de larga escala, uma complexa estrutura da corrente oceânica, permanência dos sistemas de vento na atmosfera, e velocidade de deslocamento das ondas equatoriais que resultam em ajustes relativamente rápidos ao equilíbrio dinâmico. De todos os vários fenômenos que caracterizam a região tropical, o que apresenta maior relevância para os dois hemisférios é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

A maior parte da faixa equatorial dentro da zona climática tropical experimenta tempo quente e úmido. Há chuvas abundantes devido aos ativos movimentos verticais subsidentes ou convecção do ar, que ocorre nesta região, e durante certos períodos, podem acontecer temporais diários. Não obstante, esta faixa ainda recebe considerável quantidade de radiação solar, além de chuva excessiva, fornecendo condições ideais para o crescimento da vegetação. As principais regiões com um clima tropical são a Bacia Amazônica no Brasil, a Bacia do Congo na África Ocidental e Indonésia. Devido uma quantidade significativa do calor gerado pela radiação solar ser usado para evaporação e formação de chuva, temperaturas nos trópicos raramente excedem 35 °C; com um máximo diário de 32 °C. À noite, a cobertura de nuvem abundante restringe a perda de calor, e as temperaturas mínimas caem não mais que

aproximadamente 22 °C. Este alto nível de temperatura é mantido com pequena variação ao longo do ano. As estações do ano, como não são bem definidas, não são distinguidas pelos períodos quentes e frios, mas por variação de chuva e nebulosidade. As maiores chuvas acontecem ao Sol do meio-dia. No equador isto acontece duas vezes por ano em março e setembro. Distante do equador, as duas estações chuvosas tornam-se uma só, e o clima se torna mais monônico, com uma estação chuvosa e uma estação seca. No Hemisfério Sul, a estação chuvosa acontece de novembro a fevereiro.

A região costeira nordeste do Pará está localizada na zona equatorial, e é caracterizada por um clima tropical quente e úmido. O período seco acontece entre junho e novembro. As estações meteorológicas de Belém e Turiaçu (WALTER e LIETH, 1967), 200 km a oeste e 170 km a leste da área de estudo do estuário do Caeté (Figura1), registra uma temperatura média anual de 25,9 e 26,3 °C, respectivamente. Máxima e mínima temperatura alcança entre 31,7 e 18,0 °C (Belém) e entre 33,2 e 15,1 °C (Turiaçu). A precipitação média anual é 2277 mm (Belém) e 2134 mm (Turiaçu).

Embora a costa do Pará-Maranhão esteja situada ao sul do equador, ventos alísios fluem de nordeste durante todo o ano, sendo mais intensos durante a estação seca. A precipitação média anual é 2200 mm para a costa do Pará-Maranhão, mas registra 4500 mm na ilha de Tiracambu e em Desordem.

2.2.1 ZCIT e sua variabilidade

A distribuição anual das chuvas na América do Sul tropical é influenciada principalmente pela posição da Zona de Convergência de Intertropical (ZCIT). A distribuição espacial das chuvas é controlada principalmente pela presença das Montanhas dos Andes, o Pacífico leste e o Atlântico oeste, além da circulação atmosférica sobre a Bacia Amazônica, a vegetação e o contraste da umidade do solo. Grandes quantidades de precipitação, evapotranspiração, umidade do solo, e escoamento superficial estão presentes na América do Sul tropical, quando comparada com médias mundiais. A região é o principal centro de atividade convectiva desenvolvida dentro de grandes nuvens cumulonimbus, das quais o calor latente é liberado continuamente e lançado na atmosfera influenciando a célula de Hadley, e a circulação geral global, (RIEHL e MALKUS, 1958). O excesso de precipitação sobre a evapotranspiração da região é tal que o escoamento superficial combinado dos rios Amazonas, Orinoco e Magdalena respondem por 18,3% do total descarregado em todo mundo (BAUMGARTNER e REICHEL, 1975).

Um conjunto de 1 ano de dados de Radiação de Onda Longa (ROL) adquiridos através do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) foi usado para avaliar a variabilidade da ZCIT (Figura 2). Dados de ROL têm sido usados em muitos estudos de atividades convectivas e deslocamento de onda nos Trópicos (ex., NITTA et al. 1985; HENDON e LIEBMANN, 1991; WHEELER e KILADIS, 1999). O uso da ROL nas medidas de perturbações nos trópicos em escala sinótica tem mostrado ser uma ferramenta muito confiável, com uma boa representação da profunda nebulosidade existente nas grandes áreas convectivas dos trópicos, tendo essa intensa atividade convectiva grande influência sobre as perturbações nos campos dinâmicos. Embora possa não ser sempre o caso, os sinais através ROL da propagação de leste em escala sinótica são frequentemente vistos ao longo das latitudes da ZCIT no Atlântico e Pacífico oriental, como mostrado na Figura 2.

Os alísios de nordeste e sudeste, prevalecte sobre a região equatorial no Oceano Atlântico, e convergem na ZCIT. A ZCIT tem uma grande variabilidade sazonal regulada pelos centros de pressão atmosférica sobre os continentes africano e Sul-americano, e está situada mais ao sul ($\sim 2^{\circ}\text{S}$) em março-abril e ao norte ($\sim 10^{\circ}\text{N}$) em setembro (Figura 2). Quando a ZCIT está mais ao sul, o vento torna-se fraco sobre o equador. As correntes de superfície ficam relativamente fracas, e a Corrente Norte do Brasil (CNB) situa-se distante da região costeira. Quando a ZCIT desloca-se mais ao norte, os ventos alísios de SE intensificam as correntes de superfície, fazendo com que a CNB se aproxime da área costeira. Em julho os ventos alísios de sudeste são mais intensos, atingindo a plataforma Amazônica com forte componente de leste. Em janeiro os ventos migram na direção sul fazendo com que a águas superficiais sejam forçadas pelos ventos alísios de nordeste, os quais atingem a costa de forma mais perpendicular.

Os mapas (Figura 2) mostram que longitudinalmente a zona de convergência tende a permanecer em grande parte no Hemisfério Norte. A razão associada a esta preferência de hemisfério pouco tem sido tratada diretamente. A predominância de águas quentes com temperatura da superfície do mar (TSM) da ordem de ($> \sim 27^{\circ}\text{C}$) nos trópicos, são fatores favoráveis ao Hemisfério Norte (LEVITUS, 1982), além da tendência da convecção de larga escala ocorrer em regiões de alta TSM. Flohn (1971) sugere que a assimetria norte-sul na ZCIT resulta da maior baroclinia. Esta assimetria na baroclinia pode ser resultado da maior quantidade de continente no Hemisfério Norte e/ou da maior quantidade de oceano e camada de gelo no Hemisfério Sul.

As diferenças nas amplitudes e fases das excursões da ZCIT nas diferentes longitudes enfatizam as diferenças atmosféricas e os regimes superfície dominantes. Sobre os continentes

(África e América do Sul), a ZCIT segue a marcha anual do sol. A migração da ZCIT sobre regiões oceânicas apresenta um leve atraso em relação ao seu deslocamento sobre o continente. Este atraso é muito aparente no Pacífico oriental e Oceano Atlântico, onde a ZCIT está mais ao sul na primavera e mais ao norte no outono do Hemisfério Norte. A origem deste atraso está presumivelmente ligado à inércia térmica de grande escala sobre o oceano, comparado com o continente e, devido à inércia na dinâmica das correntes superficiais forçados pelos ventos nos oceanos equatoriais. Estas correntes, particularmente a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE), desempenha papel significativo na determinação da estrutura espacial e localização dos campos convectivos.

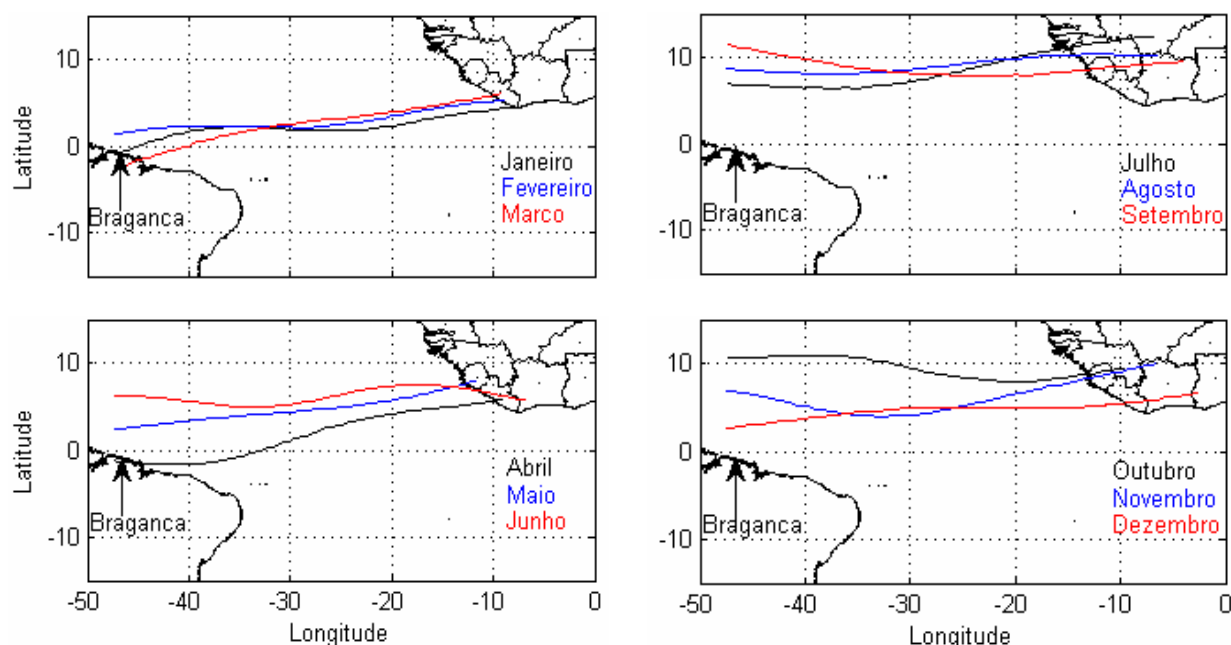


Figura 2. Média mensal da estrutura de deslocamento da ZCIT durante 2001. Estes mapas de médias mensais foram computados a partir de valores diários de ROL obtidos junto ao (NCEP).

2.2.2 ZCIT e sua relação com o regime pluviométrico, ventos, El Niño/La Niña e Oscilação do Atlântico Norte (OAN)

Na escala de tempo interanual, os fenômenos de baixa frequência do acoplamento oceano-atmosfera em larga escala são altamente acoplados com a hidroclimatologia da América do Sul tropical. Em particular, El Niño-Oscilação Sul (ENSO) é o principal mecanismo responsável pelas anomalias climáticas e hidrológicas. Os processos físicos do ENSO e suas conseqüências climáticas podem ser encontradas em Horel e Wallace (1981),

Ropelewski e Halpert (1987), Rasmusson (1991), Trenberth (1991), e Diaz e Markgraff (1992).

Há um padrão coerente de anomalias hidrológicas na América do Sul tropical durante fases extremas de ENSO. Isto está claro através das distribuições de chuva e descarga dos rios em regiões como Equador e Bacia Amazônica (KOUSKY e KAYANO 1994; MARENGO e HASTENRATH 1993; MARENGO 1992; OBREGÓN e NOBRE 1990). Geralmente, anomalia negativa na precipitação e nos ventos são associados com a fase quente do ENSO (El Niño), e anomalias positivas com a fase fria (La Niña), embora existam algumas diferenças regionais em relação à duração e amplitude. Durante El Niño, condições de baixa precipitação e descarga são registrados enquanto que durante La Niña forte índice de precipitação e vento são observados.

A relação entre o índice de ENSO e as variáveis hidrológicas é consistente e fisicamente razoável, embora isto sugere apenas uma associação e não à prova de uma possível dependência. O contexto desta pesquisa na procura das relações entre causa e efeito é mais complexo que um simples sistema mecânico, devido às interações não lineares entre os diferentes subsistemas (atmosfera, oceano, terra, biosfera, criosfera), os quais divergem largamente na escala de tempo. Existem períodos em que as anomalias de precipitação não são associadas com os extremos nas fases de ENSO, e vice-versa. Na Tabela 1, o evento de EL Niño de 1982–83 foi o mais forte já registrado, porém isto não refletiu em produzir uma intensa anomalia de seca. Durante 1972–73, por exemplo, Tracuateua experimentou as mais baixas temperaturas já registradas, mas entre 1972-73 durante La Niña, este evento não foi particularmente marcado nem em duração nem em intensidade.

Um dos anos mais chuvosos foi em 1985 (Figura 3), que foi acompanhado por um evento de fraca La Niña (Tabela 1). Claramente, há uma boa correlação entre os eventos de El Niño/La Niña e as mudanças climáticas que acontecem no Pará e regiões Amazônicas, como discutido em Ropelewski e Halpert (1987). Eles acharam que, a correspondência entre a série de tempo da precipitação e os eventos de ENSO têm um das mais consistentes relações entre ENSO e a precipitação. Porém, outros fatores afetam a hidrologia de Tracuateua além do ENSO, e sua dependência provavelmente é não linear. Um possível candidato é a Oscilação do Atlântico Norte (OAN), o qual, por exemplo, exhibe significativa correlação com a hidroclimatologia da Colômbia (POVEDA e MESA, 1996). Por outro lado, Paegle e Mo (2002) discutiram a influência do OAN nas chuvas sobre a América do Sul e mostraram que esta influência é fraca no período interanual e, nenhuma influência direta da OAN sobre as

chuvas da América do Sul entre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e março-abril-maio (MAM) foi encontrada.

A OAN pode apenas modular indiretamente a chuva na região do Atlântico Norte tropical (ANT) em MAM. Desde que as anomalias de temperatura da superfície do mar (ATSM), sobre ANT sejam influenciadas pelo ENSO. O impacto da OAN sobre as chuvas só pode ser reconhecido, se o sinal de ENSO não interferir. Não há correlação entre a OAN e o Atlântico Sul tropical (AST). Portanto, a OAN pode somente influenciar as chuvas no nordeste do Brasil através da ATSM sobre ANT. A ATSM sobre o ANT também é modulada pelo ENSO.

Paegle e Mo (2002), concluíram que na faixa interanual, o impacto da OAN nas chuvas sobre a costa nordeste do Brasil e nas planícies subtropicais está limitado pela influência da ATSM sobre ANT em MAM. Conseqüentemente, a influência da OAN sobre as chuvas é indireta e depende da fase do ENSO. Em contraste, o ENSO pode influenciar diretamente as chuvas sobre o nordeste do Brasil como indicado pela circulação de Walker, apontado por diversos estudos (ROPELEWSKI e HALPERT 1987, 1989; UVO et al. 1998).

Além disso, outros fenômenos climáticos de larga escala podem alterar o grau, e até mesmo o sinal desta relação. A resposta das chuvas tropicais é bastante diferente sobre o Pacífico, onde a convecção e a precipitação são intensificadas durante os eventos de El Niño, enquanto anomalias negativas prevalecem sobre o continente Sul-Americano.

Tabela 1. Lista dos 22 episódios de El Niño/La Niña inseridos nesta análise.

El Niño	Intensidade	La Niña	Intensidade
1965 - 1966	Moderado	1964 - 1965	Moderado
1968 - 1970	Moderado	1970 - 1971	Moderado
1972 - 1973	Forte	1973 - 1976	Forte
1976 - 1977	Fraco	1983 - 1984	Fraco
1977 - 1978	Fraco	1984 - 1985	Fraco
1979 - 1980	Fraco	1988 - 1989	Forte
1982 - 1983	Forte	1995 - 1996	Fraco
1986 - 1988	Moderado	1998 - 1999	Fraco
1990 - 1993	Forte	1999 - 2000	Fraco
1994 - 1995	Moderado	2000 - 2001	Moderado
1997 - 1998	Forte		
2002 - 2003	Fraco		

O impacto da variabilidade interanual do sistema continente-atmosfera na América do Sul tropical é tão grande que toda circulação atmosférica superior, e os fluxos divergentes são perturbados além de suas fronteiras. De fato, as chuvas na Bacia Amazônica têm sido indicada como um modulador convectivo da ZCIT do Atlântico e sobre o Pacífico oriental (SILVA DIAS et al. 1987).

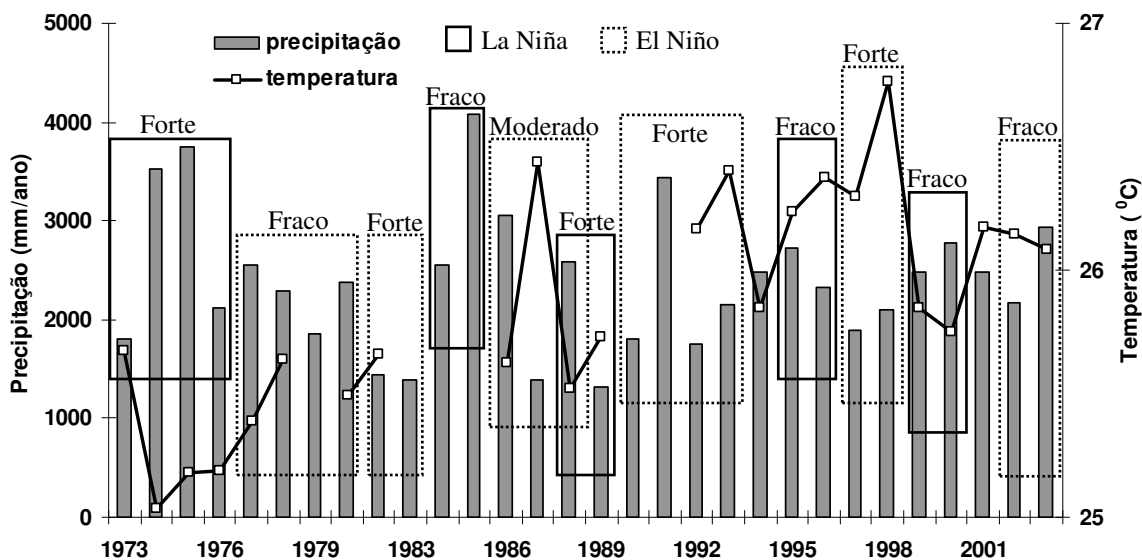


Figura 3. Série de tempo de precipitação e temperatura entre 1973 e 2003 na estação meteorológica de Tracuateua, Pará. (ver mapa, Figura 6).

O aumento anômalo da pressão ao nível do mar, sobre a América do Sul tropical, durante El Niño contribui para o deslocamento e manutenção do centro de convecção da ZCIT à oeste e sul da sua posição normal (PULWARTY e DIAZ, 1993). Durante El Niño, o gradiente meridional da TSS entre as águas costeiras colombianas e as águas frias diminuem. Isto produz uma diminuição nos ventos oeste equatoriais de baixos níveis e a advecção de umidade do Pacífico, contribuindo assim, para seca na região. Dessa forma, ocorre uma redução da influência do sistema ativo do Atlântico sobre o norte da América do Sul (FRANK e HEBERT, 1974; GRAY e SHEAFFER, 1991), reduzindo a advecção de umidade e os eventos de precipitação sobre o norte da América do Sul. Portanto, o El Niño poderia contribuir para o esfriamento da troposfera sobre esta região, devido a uma diminuição na liberação do calor latente de condensação associado com a anomalia negativa de precipitação, apesar do aquecimento superficial devido a diminuição da evaporação e da nebulosidade.

Durante a fase quente do ENSO, o efeito cooperativo da baixa pressão ao nível do mar no Atlântico Norte (NOBRE e SHUKLA, 1996), e o aumento da pressão atmosférica superficial na América do Sul tropical contribui para reduzir o gradiente de pressão superficial

entre as duas regiões. Figure 4 apresenta a série de tempo normalizada das anomalias do nível do mar para região norte na América do Sul (Belém, Pará). Pode ser visto que, as anomalias negativas do nível do mar sobre a região são bem associadas com as anomalias negativas geradas pelos eventos de El Niño (redução no Atlântico Norte superior e aumento na América do Sul tropical). Porém, a relação entre El Niño/La Niña e o nível do mar não representa uma influência direta. É possível observar durante os anos entre 1978-1981, onde há uma diminuição no nível do mar, mas não é indicado através da anomalia intensa. Notoriamente, outros fatores afetam o padrão do nível do mar sobre a costa do Pará além da influência do ENSO. Estes mecanismos contribuem para o enfraquecimento dos alísios de nordestes, e em troca, provoca o aquecimento do oceano no Caribe e no ANT.

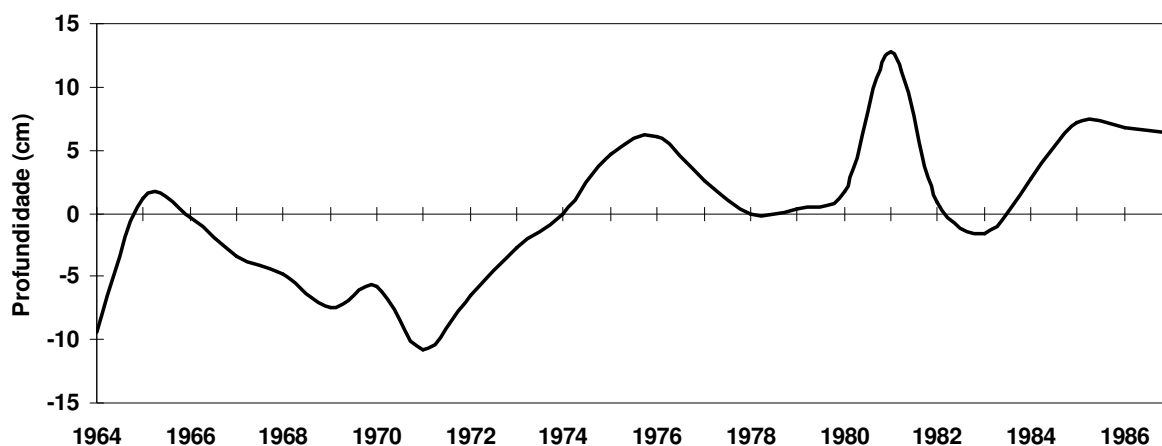


Figura 4. Evolução temporal das anomalias normalizadas do nível médio do mar na estação maregráfica de Belém, Pará.

Anomalias Hidrológicas não são passivos espectadoras do clima a qual estão inseridos, mas podem contribuir para sua composição. Em particular, a pressão superficial, precipitação, temperatura, evapotranspiração, umidade do solo, e escoamentos superficiais dos rios são altamente interconectados dentro de um sistema coerente.

2.2.3 Característica regional dos ventos

Uma característica conspícua da dinâmica da plataforma continental do Pará é a resposta das águas da plataforma devido ao efeito dos ventos. Porém, a circulação da corrente costeira não responde rapidamente às mudanças dos ventos. As características das correntes dependem da combinação da largura da plataforma e da topografia, magnitude da tensão do vento, direção e persistência.

A direção média mensal do vento e sua intensidade sobre a região costeira do Pará são mostrados na Figura 5. Os ventos alísios na zona equatorial são a principal característica na região de estudo. A posição e intensidade dos ventos alísios mostram oscilações sazonais, afetando diretamente a magnitude e direção do vento na região costeira e sobre a plataforma. Durante o verão austral, os ventos predominantes na região costeira do Pará fluem na maior parte de norte-nordeste. Durante o inverno austral, por outro lado, a faixa de ventos prevalece na direção leste-nordeste, associado com o deslocamento da ZCIT para o Hemisfério Norte. Em junho, os ventos alísios de leste são mais intensos com forte componente de leste (Figura 5). Em janeiro a faixa de ventos migra para o sul, e a camada superficial é então forçada pelos alísios de nordestes que fluem mais perpendicular à costa. Na Tabela 2, a maior frequência de energia do vento é de nordeste com 58,5%, enquanto que as direções leste e norte representam 20,7% e 1,5% respectivamente. Conseqüentemente, a influência perpendicular dos ventos sobre a costa do Pará contribui mais significativamente para a deriva litorânea que, os ventos paralelos à costa, representando apenas 5% e 2,1%, ventos de sudeste e sul, respectivamente.

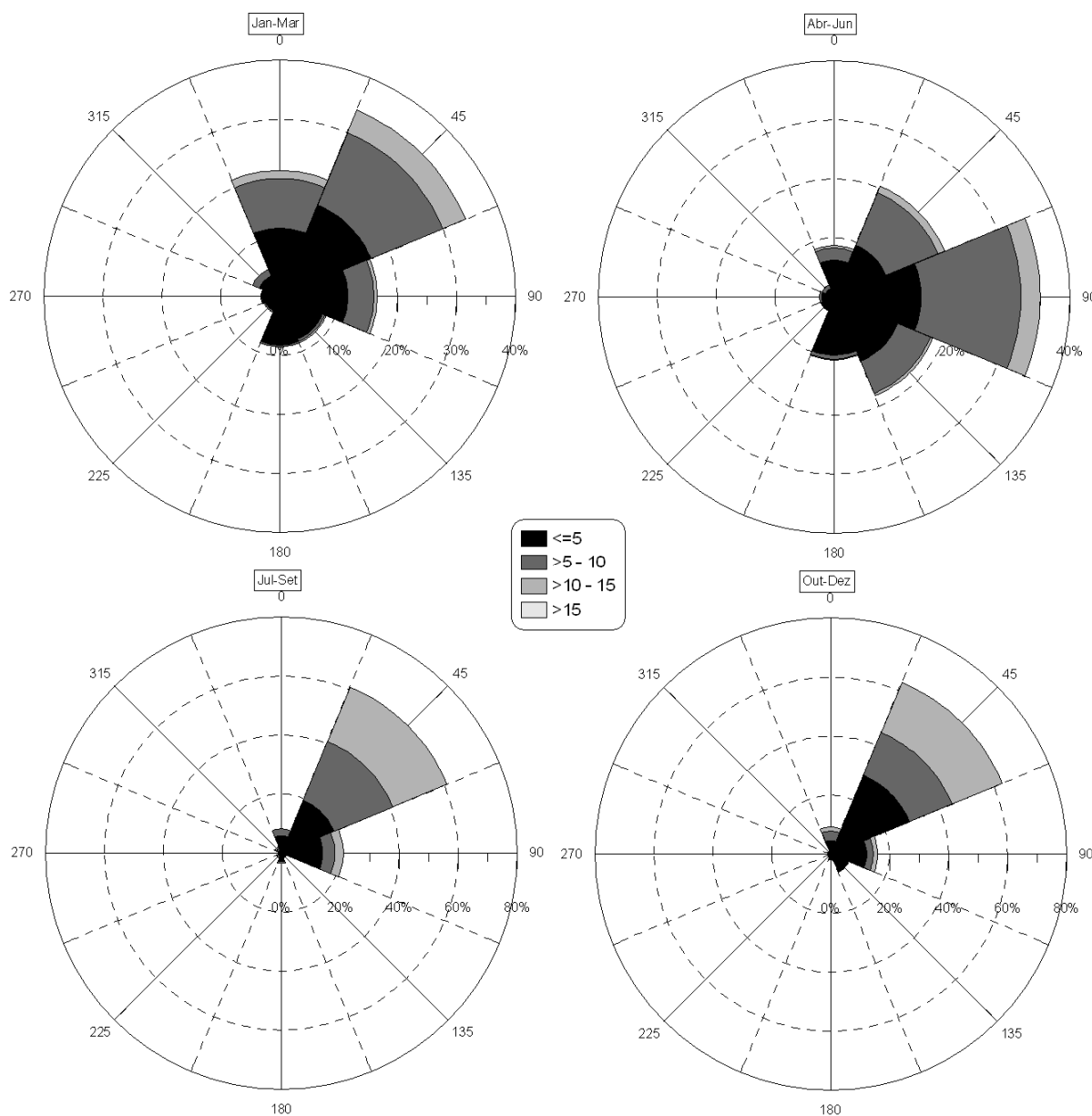


Figure 5. Frequência e intensidade dos ventos para média mensal na estação meteorológica de Capanema, Pará. (ver mapa na Figura 6).

Frade e Pinho (2002), estudaram o potencial da energia do vento na área costeira do Estado do Pará, durante o período de 1994 até início de 2000 em estações anemométricas, instaladas em 10 locais ao longo da costa. Eles encontraram que, as direções predominantes fluem de nordeste, e o regime normal do vento nos locais muito próximos da área litorânea, a velocidade média nas estações aumentou no sentido da direita para esquerda, seguindo a linha costeira. Porém, como nem todas as estações foram posicionadas junto à costa, os valores não seguiram a tendência esperada. Nas 10 estações de estudo foram observadas as maiores velocidades em setembro e outubro (principalmente), enquanto que os mais baixos valores

aconteceram entre março e maio. A velocidade média mais alta foi registrada na estação de Ajuruteua somente 1 km à leste de Boiucucanga, 10,01 m/s, em outubro de 1998, e a mais baixa na estação de Tamaruteua 2,87 m/s, em maio de 1999.

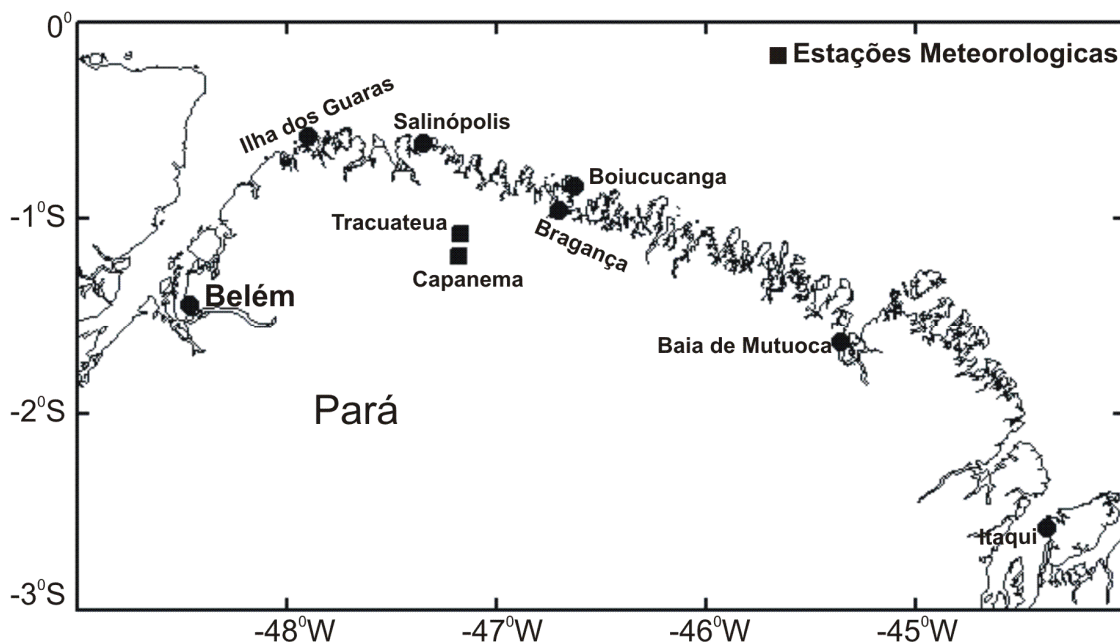


Figura 6. Estações Meteorológicas próximas à cidade de Bragança.

Em geral, foi observado que as estações de estudo exibiram velocidades médias anuais de aproximadamente 4 m s^{-1} . Na maioria das estações a direção do vento permaneceu no quadrante nordeste, mostrando uma tendência nas direções do vento de nordeste e leste, para os meses de maior velocidades, e entre norte e nordeste nos meses de menor intensidade.

Tabela 2. Energia e frequência do vento para as medias mensais na estação de Capanema, Pará.

Direção	Vel.(m/s)	Freq.(%)	Energia	Energia (%)
N	5,0	12,5	315,0	11,5
NE	6,2	41,2	1604,2	58,5
E	5,1	22,0	567,7	20,7
SE	3,6	10,5	136,1	5,0
S	2,8	7,0	56,5	2,1
SW	2,7	2,1	15,8	0,6
W	2,7	2,1	15,3	0,6
NW	3,6	2,6	33,7	1,2

2.3 MARÉS

Em áreas costeiras com grande altura de maré, se espera uma extensa área de lavado nos mangues, devido ao grande potencial de inundação da maré. Tais condições são encontradas ao longo da costa do Pará e Maranhão, onde as marés semidiurnas durante a sizígia excedem 6 m de altura.

Como resultado da topografia costeira plana, marés desempenham um papel importante mantendo o sistema de mangues. A altura média da maré atinge valores de até 6 m, e em muitos locais é observado valores em torno de 8 m. Assim, durante as marés de sizígia, grandes áreas costeiras são inundadas como resultado do grande aporte fluvial e pela maré de enchente. Correntes de maré são responsáveis pela erosão dos mangues ao longo das franjas dos estuários e baías, onde árvores do gênero *Rhizophora* são derrubadas. Como resultado a região costeira entre o Pará e Maranhão está sendo rapidamente progredida na direção do oceano, e colonizada por mangues.

A foz do Amazonas e plataforma continental incluindo a costa do Pará representam sistemas ambientais muito dinâmicos, nos quais intensas correntes de maré interagem com o grande volume de água doce, e fluxos de sedimento dos rios Amazonas e Pará. Há uma diferença marcante entre o comportamento da componente M_2 em frente à foz do rio Amazonas, e as regiões noroeste e sudeste da plataforma. O sinal da elevação leva 2 horas para propagar-se desde a quebra do talude, até a área costeira noroeste da região. A diferença de fase entre a elevação e o transporte está próximo de 60° sobre grande parte da plataforma noroeste, enquanto aumenta para aproximadamente 90° próximo da costa, como esperado por uma onda estacionária sujeita a fricção. Em frente à foz do rio Amazonas, a elevação de maré leva aproximadamente 5 horas para propagar desde a quebra do talude até a entrada do rio. Ao sul da foz, a componente M_2 tende a se comportar semelhantemente à plataforma noroeste, i.e., com uma onda de característica estacionária, mas com fraca amplificação quando cruza a plataforma.

As correntes de maré na região são controladas por dois componentes; um fluxo semidiurno barotrópico de maré cruzando as isóbatas, e um fluxo de submaré paralelo à costa. As correntes de maré semidiurnas têm grande alcance entre a sizígia e quadratura com velocidade máximo na plataforma continental interna de 2 m s^{-1} , durante a maré de sizígia e $0,7 \text{ m s}^{-1}$ na quadratura. O fluxo de submaré gera uma intensa tensão, com as fortes correntes de superfície na direção noroeste, alcançando velocidades superiores à $1,5 \text{ m s}^{-1}$. Em

contraste, o fluxo de submaré de fundo é fraco, com velocidades variando entre 0 e $0,2 \text{ m s}^{-1}$ (GEYER *et al.*, 1991).

A costa do Pará e Maranhão, além de ser influenciada pelos ventos e descarrega dos rios, ainda exibe forte variabilidade de maré em função das mudanças do nível de água do rio e das correntes, a qual respondem principalmente as forças semidiurnas (Tabela 3). A amplitude harmônica e a fase (FRANCO, 1998), foram calculadas utilizando as variações horárias dos níveis d'água, em várias estações ao longo da costa do Pará e Maranhão (Figura 7), com objetivo de observar a variabilidade das principais componentes, e adicionalmente comparar com os resultados de Beardsley *et al.* (1995). As características das componentes principais com amplitude e fase são mostradas na Tabela 4, de acordo com Franco (1998).

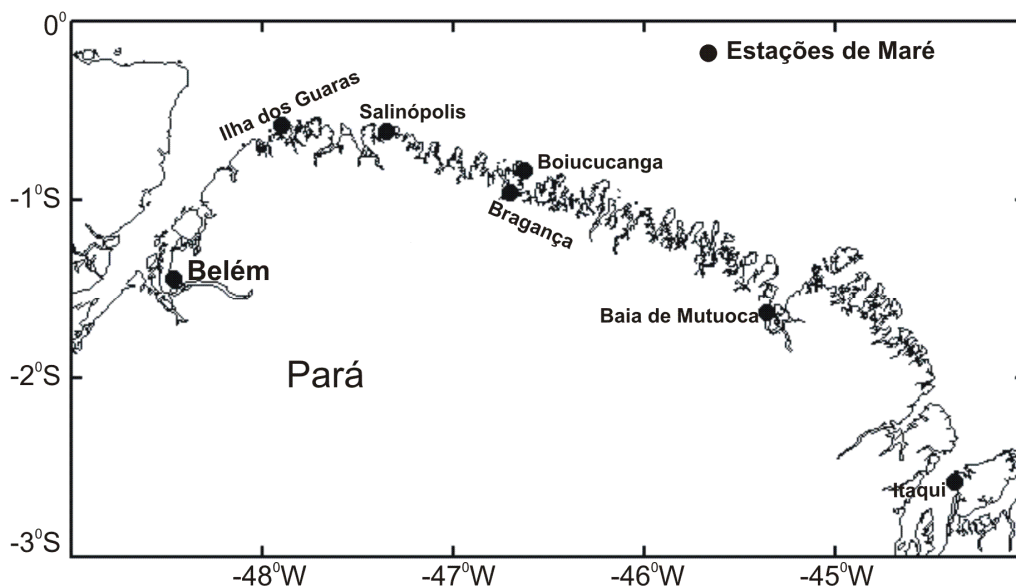


Figura 7. Localização das estações de maré ao longo da costa entre o Pará e Maranhão.

A M_2 (período de 12,42 horas), mais as outras componentes semidiurnas principais, S_2 (período de 12,00 horas) e N_2 (período de 12,66 horas), respondem por aproximadamente 85% ou mais da variância total da elevação da maré, sendo as componentes mais enérgicas nesta região. Estes resultados mostram uma boa concordância com as observações de Beardsley *et al.* (1995), como pode ser observado na Tabela 3. Apenas a componente S_2 na Ilha dos Guarás mostrou um atraso de ~ 1 h em relação ao calculado por Beardsley *et al.* (1995), e na Baía Mutuoca, o componente da S_2 avançou em 30 min. As amplitudes estimadas revelam uma excelente concordância com os resultados de Beardsley *et al.*, (1995).

Tabela 3. Resumo das componentes harmônicas de maré, amplitude H (cm), fase em Greenwich G ($^{\circ}$), na costa do Pará (veja mapa, Figura 7). Os dados foram obtidos na DHN e Marinha do Brasil.

ESTAÇÃO	M ₂		S ₂		N ₂	
	Amp, cm	Fase $^{\circ}$ G	Amp, Cm	Fase $^{\circ}$ G	Amp, cm	Fase $^{\circ}$ G
Ilha dos Guaras	146,3	331	47,7	354	23,4	299
Beardsley et al.(1995)	158,5	344	47,3	18	35,6	296
Salinópolis	176,9	299	52,4	343	34,8	287
Beardsley et al.(1995)	176,4	302	57,7	343	33,2	291
Belém	122,8	54	34,5	96	23,0	41
Beardsley et al.(1995)	117,0	62	32,7	107	21,5	48
Boiuçucanga	188,5	292	53,2	300	35,3	293
Beardsley et al.(1995)	190,0	293	49,2	305	35,4	306
Baia de Mutuoca	173,0	289	53,1	328	28,6	268
Beardsley et al.(1995)	184,0	276	54,7	311	34,3	262
Itaqui	219,4	287	59,7	328	45,7	277

2.4 A CORRENTE NORTE DO BRASIL

A Corrente Norte do Brasil (CNB), é uma corrente de contorno oeste bem estabelecido conduzindo água quente do Atlântico Sul, fluindo na direção noroeste ao longo da costa do Brasil, atravessando o equador em direção ao Hemisfério Norte. A CNB desempenha um papel fundamental, primeiro fecha a circulação do giro equatorial dirigida pelos ventos e, alimenta o sistema de contracorrente zonal, segundo, provê um canal para o transporte das águas superficiais cruzando a região equatorial, como parte da célula de recirculação meridional do Atlântico (JOHNS et al, 1990; JOHNS et al, 1998). A CNB é alimentada pela Corrente Sul Equatorial (CSE), mais especificamente, pela Corrente Sul Equatorial Central. A CNB começa como um ramo norte das águas originadas na CSE, a partir da sua bifurcação na plataforma continental brasileira entre 2°S e 12°S, embora seja aceito que a CNB inicia-se à aproximadamente em 10°S, quando CSE se separa, fluindo para o norte, e se junta com a Subcorrente Norte do Brasil (SNB) (SILVEIRA et al, 1994; JOHNS et al, 1998; STRAMMA e SCHOTT, 1999). A bifurcação para sul torna-se a Corrente do Brasil, que flui na direção sudoeste, unindo-se ao giro do Atlântico Sul (SCHOTT et al., 1998; STRAMMA et. al., 1995;

STRAMMA et al., 1990). Dependendo da estação do ano, grande parte das águas da CNB alimenta o sistema da Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE), ocorrendo no verão e outono do Hemisfério Norte. Na primavera, a CNE alimenta a Corrente da Guiana, penetrando nas águas ao sul do Oceano Caribenho. (JOHNS et al, 1998; 1999; SCHOTT et al, 1998; METCALF e STALCUM, 1967).

Como mostrado no trabalho pioneiro de Metcalf e Stalcup (1967) e Metcalf (1968), a estrutura vertical da circulação da CNB é muito complexa. A CNB e sua componente subsuperficial, a Subcorrente Norte do Brasil (SNB), (SILVEIRA et al., 1994), advecta águas do Hemisfério Sul cruzando o equador, e alimenta a corrente subsuperficial de leste em diferentes latitudes e profundidades. Estas correntes zonais incluem a Contracorrente Norte Equatorial, situada na camada próxima à superfície, a Subcorrente Equatorial localizada na termoclina, e a Subcorrente Equatorial Norte situada abaixo da termoclina (Figura 8). A subcorrente na direção sudeste, a Subcorrente de Contorno Oeste (SCO), (FLAGG et al., 1986; JOHNS et al., 1990), tem sido observada fluindo ao longo do contorno leste do Caribe para também se juntar a UCEN (Figura 8).

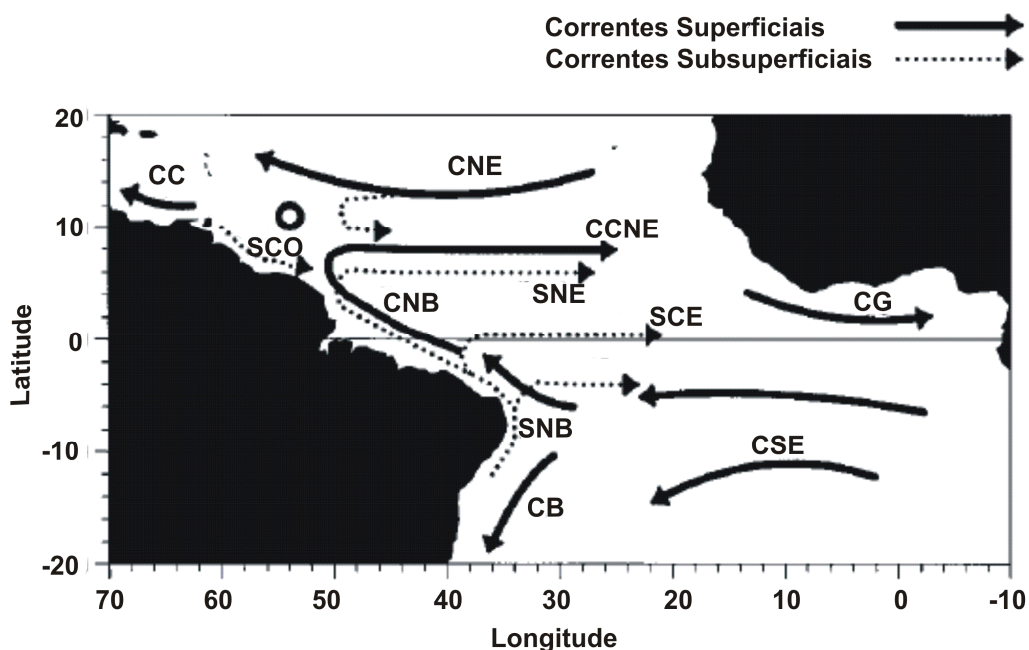


Figura 8. Diagrama esquemático das principais correntes superficiais e subsuperficiais no Oceano Atlântico tropical (adaptado de RICHARDSON et al. (1994)). As abreviações são: CNE, Corrente Norte Equatorial; CC, Corrente do Caribe; SCO, Subcorrente de Contorno Oeste; CCNE, Contracorrente Norte Equatorial; CNB, Corrente Norte do Brasil; SNE, Subcorrente Norte Equatorial; SCE, Subcorrente Equatorial; CG, Corrente da Guiné; SSE, Subcorrente Sul Equatorial; SNB,

Subcorrente Norte do Brasil; CSE, Corrente Sul Equatorial; e CB, Corrente do Brasil.

Iniciando à aproximadamente 10°S , a massa de água quente flui em direção ao norte para tornar-se a CNB seguindo a costa, enquanto que SCNB transporta em torno de 23 Sv acima de 1000 m de profundidade. A velocidade da SNB é aproximadamente 80 cm s⁻¹ a 200 m, mas velocidade reduzida, e apresentando em alguns instantes movimentos na direção sul, próximo da superfície. Fraca quantidade de fluxo é ganho entre 10°S e 5°S , onde um fluxo constante de cerca de 21 Sv foi descoberto por Silveira et al. (1994), fora do talude continental do Brasil. O transporte sobre a plataforma varia de 3-5 Sv (JOHNS et al, 1998). Porém, medidas realizadas a aproximadamente 4°S , acima de 300 m, mostraram que a CNB tem um ciclo anual significativo nesta área, variando com um transporte máximo de cerca de 36 Sv em julho-agosto, para um mínimo de 13 Sv em abril-maio, com um transporte anual médio de cerca de 26 Sv (JOHNS et al, 1998). Em 5°S , o influxo zonal de leste penetra no sistema da CNB, somando-se ao transporte de noroeste no Cabo São Roque, próximo de 35°W . Este fluxo transforma a SNB, na medida em que se move para o equador, dentro de uma corrente superficial intensa, a Corrente Norte do Brasil (CHEPURIN e CARTON, 1997; SCHOTT et. al., 1998). Neste momento, à aproximadamente 44°W , a CNB é um grande corredor com 300 km, transportando aproximadamente 35-36 Sv, na direção equatorial (inclusive transporta a SNB), com uma amplitude sazonal de cerca de 3 Sv. (BOURLES et. al., 1999a; JOHNS et. al., 1998; SILVEIRA et al, 1994; SCHOTT et. al., 1998).

Uma significativa variabilidade sazonal no limite da CNB ocorre na área norte do equador. Na primavera boreal, a CCNE é ausente ou o fluxo está direcionado para oeste. Schott et al. (1998), notaram um fluxo no sentido noroeste ao longo da costa, de cerca de 10 Sv, e propriedades consistentes com as águas de origem do Hemisfério Sul, ao longo da margem da Guiana. Ainda não está claro para onde o fluxo restante da CNB que cruza o equador flui durante este período, porém se supõe que uma parcela desse fluxo dirige-se para noroeste, dentro da camada da subtermoclina durante períodos curtos (BOURLES et. al., 1999b; SCHOTT et. al., 1998). Porém, de junho a janeiro, a camada superior da CNB conecta-se com CCNE através da zona de retroflexão, freqüentemente chamado de Zona de retroflexão da CNB, onde vórtices chamados de anéis da CNB são formados (CONDIE, 1991; MEMERY et. al., 2000; SCHOTT et. al., 1998). Antes das observações de satélite serem disponibilizadas, e baseando-se em limitadas observações *in situ*, imaginava-se que havia um vórtice quase permanente, o Anticiclone de Demarara, que sazonalmente migrava sobre a

costa na direção acima e abaixo (FLAGG et al., 1986). A análise de dados de corrente térmica baseado em medidas de satélite, altimetria, e dados da cor do oceano mostraram que um número significativo de anéis da CNB são formados e transportados por esta área.

Os anéis da CNB são um significativo contribuinte para transportar água através das correntes circulares e entre os hemisférios no Atlântico tropical. Em média, os anéis da CNB se formam de 5 a 6 vezes por ano, propagando-se 14 km/dia atingindo entre 8 a 30 km/dia, e têm um raio da ordem de 100-200 km (JOHNS et al., 1990; GONI e JOHNS, 2001). Cada anel transporta aproximadamente 1 Sv, uma fração significativa (1/3) da célula meridional de recirculação inter-hemisférico ao longo da sua trajetória paralelo a isóbata de 500 m (GONI e JOHNS, 2001). Recentemente foi determinado por Wilson et al. (2002), que as estruturas verticais dos anéis da CNB são altamente variáveis, gerando implicações do seu papel nas trocas durante sua trajetória. Investigações em alta resolução feitas por navios de pesquisa e utilizados por Wilson et al. (2002), documentou três tipos de vórtices neste sistema de corrente: O primeiro é uma estrutura rasa com velocidades confinadas a um topo de 200 m; o segundo é uma estrutura profunda com velocidades de giro significantes (aproximadamente $0,2 \text{ m s}^{-1}$), e profundidades de até 2000 m; e finalmente, uma estrutura de termoclina intensificada com apenas uma ligeira assinatura na superfície levemente detectada. Anualmente, um a três anéis migra para as Antilhas Lesser região de formação, a aproximadamente 50°W , e se dissolve no sistema de corrente caribenho (ARNAULT et al., 1999; FRATANTONI et al., 1995; JOHNS et al., 2002). Estes anéis normalmente desintegram depois de aproximadamente 100 dias. Os anéis da CNB podem ser responsáveis por um transporte de massa de 3 a 4 Sv, no seu trajeto dentro do giro equatorial tropical (FRATANTONI et al., 1995).

A estrutura vertical de circulação da CNB é bem estudada e o fenômeno bem-compreendido e claramente resumido por Bourles et al. (1999b). A CNB e seu componente subsuperficial, a SNB que advecta água do hemisfério sul através do equador, e alimenta a corrente subsuperficial na direção leste em diferentes latitudes e profundidades. Estas correntes zonais incluem CCNE, situado na camada próxima da superfície, a Subcorrente Equatorial, centrada na termoclina, e a Subcorrente Norte Equatorial (SNE), situada abaixo da termoclina. Uma subcorrente na direção sudeste, a Subcorrente de Contorno Oeste, tem sido observada fluindo ao longo da costa da América do Sul desde o Caribe oriental, unindo-se eventualmente a SCNE. (BOURLES et al., 1999b; METCALF e STALCUP, 1967).

A diferença em distribuição de mangues ao longo da costa leste e oeste da América do Sul é explicada facilmente pela distribuição das correntes oceânicas. Temperatura é o controle

primário na distribuição de mangues (KJERFVE, 1990), e até mesmo em áreas relativamente próximas de águas litorâneas ao longo da costa oeste da América do Sul, a temperatura superficial pode ser tão baixa quanto 12 °C. A razão para isto, é o fluxo na direção norte da fria corrente de Humboldt (ou Peru), e a presença do intenso sistema de ressurgência de água frias ao longo da costa do Peru e Equador. Ao longo da costa leste da América do Sul, a situação é completamente diferente, e a temperatura das águas é normalmente bem superior a 20 °C.

2.5 CENÁRIO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

O sistema Pará-Maranhão é caracterizado por um ambiente costeiro plano, onde condições de macromaré com correntes intensas de maré e ondas energéticas formada pelos ventos, geram uma série de barras arenosas submersas na forma de ferradura em direção ao mar, junto à costa progradante. Assim, embora a costa do Pará-Maranhão seja predominantemente barrenta, ainda existem na margem oceânica do sistema, isolados baixios de areia submersos no sistema. Estes baixios consistem em grande parte de areia fina de quartzo.

A transgressão do Holoceno inundou a antiga costa e formou uma planície de areia transgressiva. Sedimentos de lama progradaram em direção ao mar sob esta planície de areia, como resultado do grande transporte fluvial auxiliado pela diminuição do nível do mar (SOUZA FILHO, 1995). A forma litorânea resultante é a expansiva planície barrenta coberta por mangues que predomina atualmente. A porção da intermaré desta planície consiste em lamas orgânicas de 3 a 5 m de espessura, onde a camada superior consiste de 35 cm de lama cinzenta, oxidada, sem estrutura aparente e misturada com raízes e outros fragmentos orgânicos. Esta planície de intermaré é inundada regularmente pela maré semidiurna, e é colonizada por árvores de mangues muito altas, principalmente *Avicennia germinans* alcançando em alguns locais, alturas superiores a 40 m. Acima da linha média da altura da maré, as árvores dos mangues atingem apenas 5-6 m de altura por causa da irregular inundação, a qual é limitada pelas altas marés de sizígia. A camada de lama tem pelo menos 5 m de espessura nesta zona. Uma camada superficial oxidada é acinzentada e possui 40 cm de espessura, alternando com finas laminações de material orgânico particulado, fixado pelos mangues.

De acordo com Souza Filho e El-Robrini (1996), a área costeira de Bragança é subdividida em três diferentes unidades geomorfológicas como Planície Aluvial, Planície

Estuarina e Planície Costeira. O embasamento destas planícies, que forma o platô costeiro, é constituído pela formação Pirabas do Mioceno por sedimentos do Grupo Barreiras e pós-Barreiras (ROSSETTI et al., 1989). O grupo Barreiras é representado por conglomerados intercalados de sedimentos arenosos e lamosos. Arai et al. (1994), datou o Grupo Barreiras para o Baixo Mioceno. A superfície de formação Barreiras é suavemente ondulada e diminui progressivamente em direção a planície costeira (COSTA et al., 1993).

A planície aluvial estende ao sul do limite da maré no estuário. Esta unidade geomorfológica é subdividida em canais fluviais, planícies de inundação e diques marginais. A planície estuarina é limitada ao sul pela planície aluvial no limite superior de influência da maré, e ao norte pela zona onde os processos marinhos dominam. Esta planície é formada por canais estuarinos, canais de maré e planícies estuarina de inundação. A planície costeira é margeada ao sul pelas falésias mortas de 1 m de altura, erodida no platô costeiro. Na parte norte, a zona é dominada por processos marinhos sendo representada pela planície estuarina. Mangues, pântanos salgados, *cheniers*, planície de maré, dunas costeiras e praias compõem esta planície (Figura 9).

A extensa planície costeira tem em média 70 km de largura, e em alguns locais desenvolveu uma cobertura com concreção laterítica e sedimento areno-argiloso avermelhado. Onde este tipo de solo é particularmente predominante, as árvores dos mangues são raquíticas e crescem a alturas de menos de 10 m.

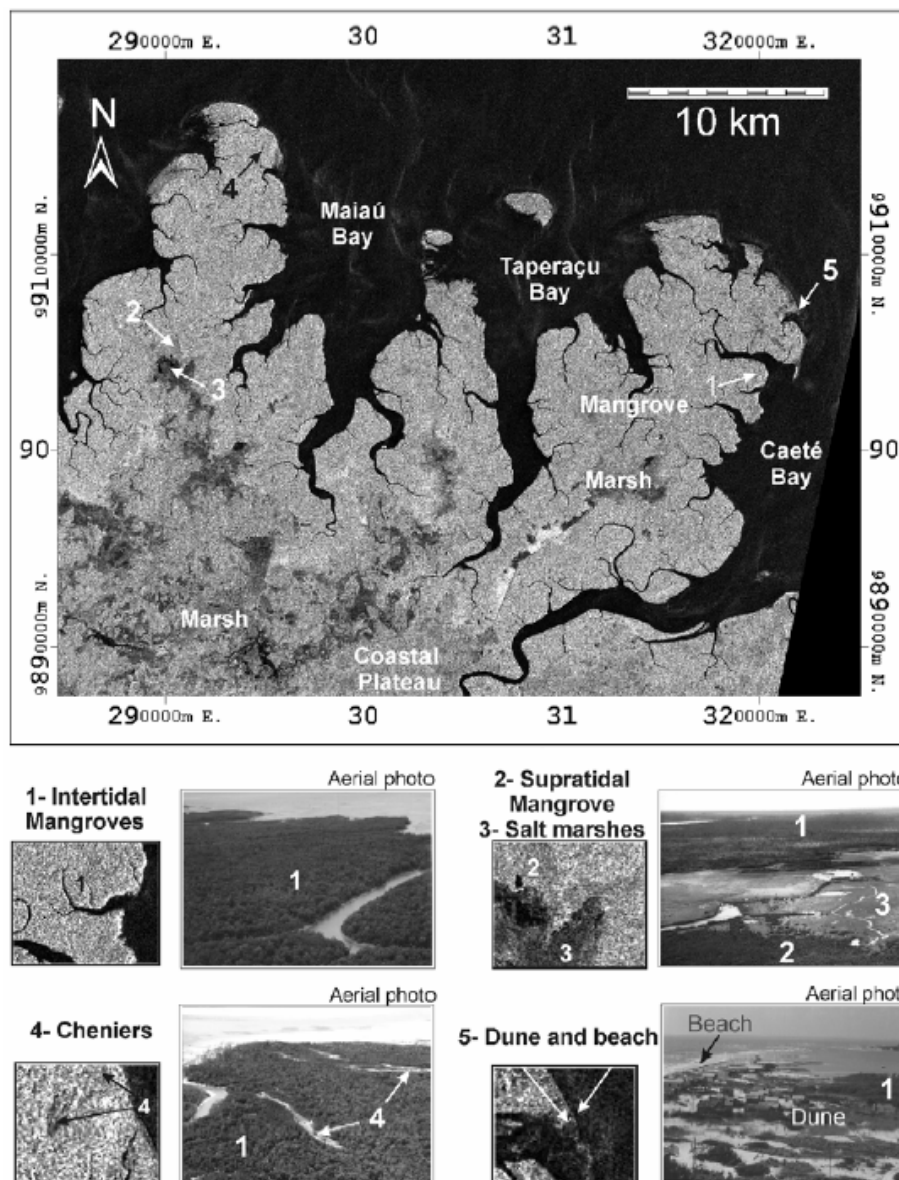


Figura 9. Detalhes geomorfológicos da planície costeira de Bragança a partir do RADARSAT-1.

Cohen e Lara (2003) analisaram uma série temporal de 25 anos de imagens de radar e satélites, para identificar áreas com perdas e ganhos de cobertura vegetal ao longo dos ~166 km do litoral Paraense, e nas regiões internas da península Bragantina. A geomorfologia desta região tem significativamente mudado nos últimos anos. Como resultado desta mudança foi a retirada da vegetação de mangues ao longo da costa, devido principalmente, à migração dos sedimentos em direção a margem, cobrindo a planície lamosa e asfixiando a vegetação. A análise das imagens sugere que a perda de cobertura vegetal tem sido um processo dominante nos últimos 25 anos, acontecendo em ~42% da costa Bragantina e áreas adjacentes (Figura 10).

Segundo Cohen et al. (2003), a vegetação permaneceu estável ao longo de ~39% do litoral, enquanto que a sedimentação de lama tem permitido o desenvolvimento de mangues em torno de ~19%. Por outro lado, durante este, os mangues invadiram 3,4 km² (~38%) da planície de herbáceas nos setores mais altos da península Bragantina. Apesar de outras possíveis causas para a morte de mangues ao longo da costa, como correntes de deriva litorânea ou mudanças cíclicas na dinâmica dos sedimentos costeiros, a invasão de mangues nas planícies elevadas de herbáceas na península central, não pode ser atribuída a estes fatores. A atual dinâmica na mudança de cobertura de vegetação parece ser compatível com a tendência de longo período relacionada às taxas previstas de elevação do nível do mar.

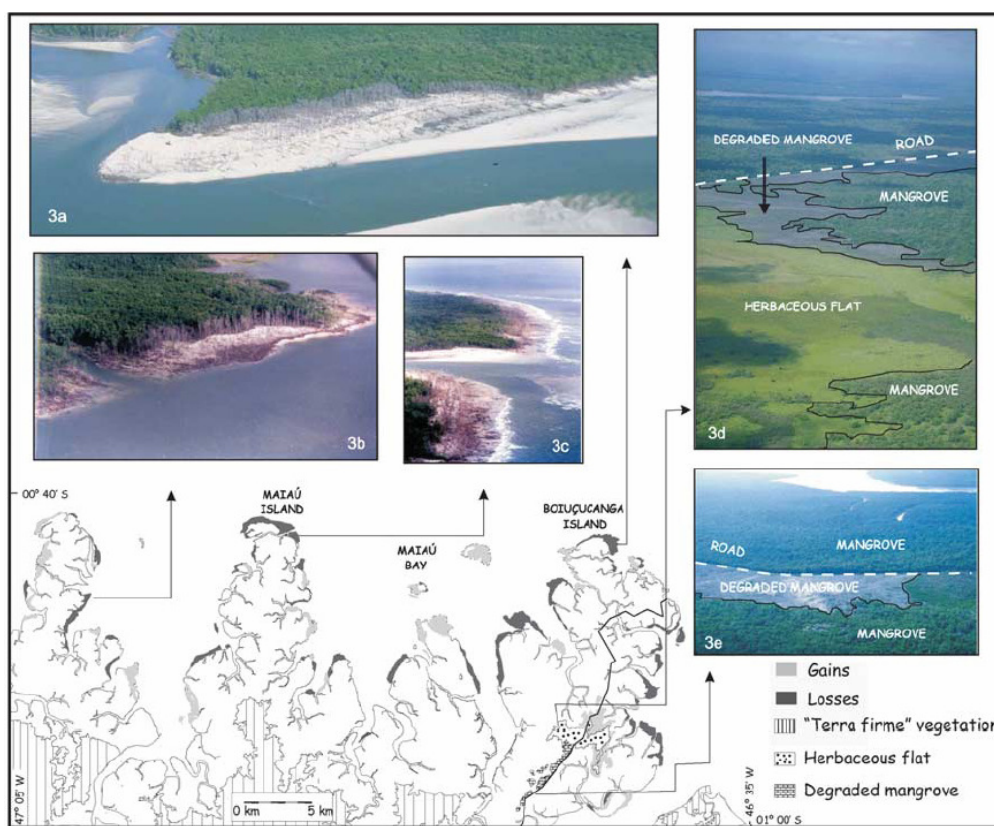


Figure 10. Evolução da vegetação costeira de acordo com análises de RADAR e imagens de satélite cobrindo um período de 25 anos (1972–1997). As Figuras 3a, 3b, 3c, 3d e 3e: Fotografias aéreas do mangue interno e exterior. (Adaptado de Cohen e Lara, 2003).

Depois de uma pós-glacial elevação do nível relativo do mar (NRM), os habitats de mangues na península Bragantina começaram a se desenvolver próximo ao atual NRM, há aproximadamente 5.100 anos AP, crescendo no meio da península (Cohen et al., 2005). Entre os anos 1.800 e 1.400 AP, esta área litorânea sofreu uma diminuição máxima do NRM em 1 m abaixo do atual, seguida por uma elevação gradual até os anos 1000 AP, quando o atual

NRM foi alcançado. Entre os anos 5.100 e 1.000 AP, o NRM na linha costeira de Bragança nunca alcançou provavelmente valores mais elevados que 0,6 m em relação ao nível atual. A primeira floresta de mangue do Holoceno (5.100 anos AP), nesta região desapareceu das planícies devido a queda NRM e foi substituída por vegetação de herbácea (*Cyperaceae* e *Poaceae*).

2.5.1 Praias e inundação – Acúmulo vs. Erosão de sedimentos

Os pontos extremos das penínsulas ao longo da costa entre o Pará e Maranhão consistem em uma faixa de praias arenosas dissipativas, as quais lateralmente terminam em cristas recurvadas. A praia e os bancos rasos exibem crista e um sistema afunilado (Figura 11), e consistem de areia fina transparente de quartzo misturada com material de conchas. As cristas dobram nos estuários de maré nas margens da península, demonstrando a influência da refração das ondas e das fortes correntes de maré. As dunas de areia consistem em areia fina de quartzo amarelada. Estes sistemas de praias arenosas e dunas são verdadeiros *cheniers* com espessura máxima de 5,5 m, tendo sido formado sobre as planícies lamosas das penínsulas de intermarés. Extensivos baixios de areia têm invadido os canais estuarinos de maré em ambos os lados das penínsulas lamosas. Estes baixios consistem em grande parte de areia muito fina de quartzo (SOUZA FILHO, 1995).

A partir da história geológica da costa e a ocorrência de fósseis de tronco de mangues na face praiial, é aparente que atualmente a erosão esteja dominando sobre a sedimentação (BEHLING et al., 2001). As poucas observações nos locais ainda despovoados sugerem que, este é um processo gradual. Apenas pequenos sinais da atual erosão nas dunas vegetadas e nos mangues de franja foram observados (KRAUSE e SOARES, 2004).

Análise de dados derivados de imagens remotas de satélites (SOUZA FILHO et al., 2006), com o objetivo de detectar as mudanças da linha de costa entre 1985 a 2000, determinou que a linha de costa adjacente à Baía do Caeté vem sofrendo enorme erosão (Figura 12). Durante este período, a erosão somou 24,3 km², comparados com 20,1 km² de desenvolvimento de mangues, representando 55% de áreas erodidas e 45% de áreas acrescidas, respectivamente. A erosão foi localizada em lugares específicos, como a Ponta do Maiau e Praia de Buçucanga, localizadas no extremo norte da linha costeira. Enquanto que os processos de acúmulo foram observados na Ponta do Picanço, em resposta as configurações geomorfológicas específicas. A alta taxa de erosão costeira observada em locais restritos, vem

sendo monitoradas, e o pico da recessão costeira está relacionado as marés de sizígia em março e setembro (KRAUSE e GLASER, 2003; SOUZA FILHO et al., 2003).

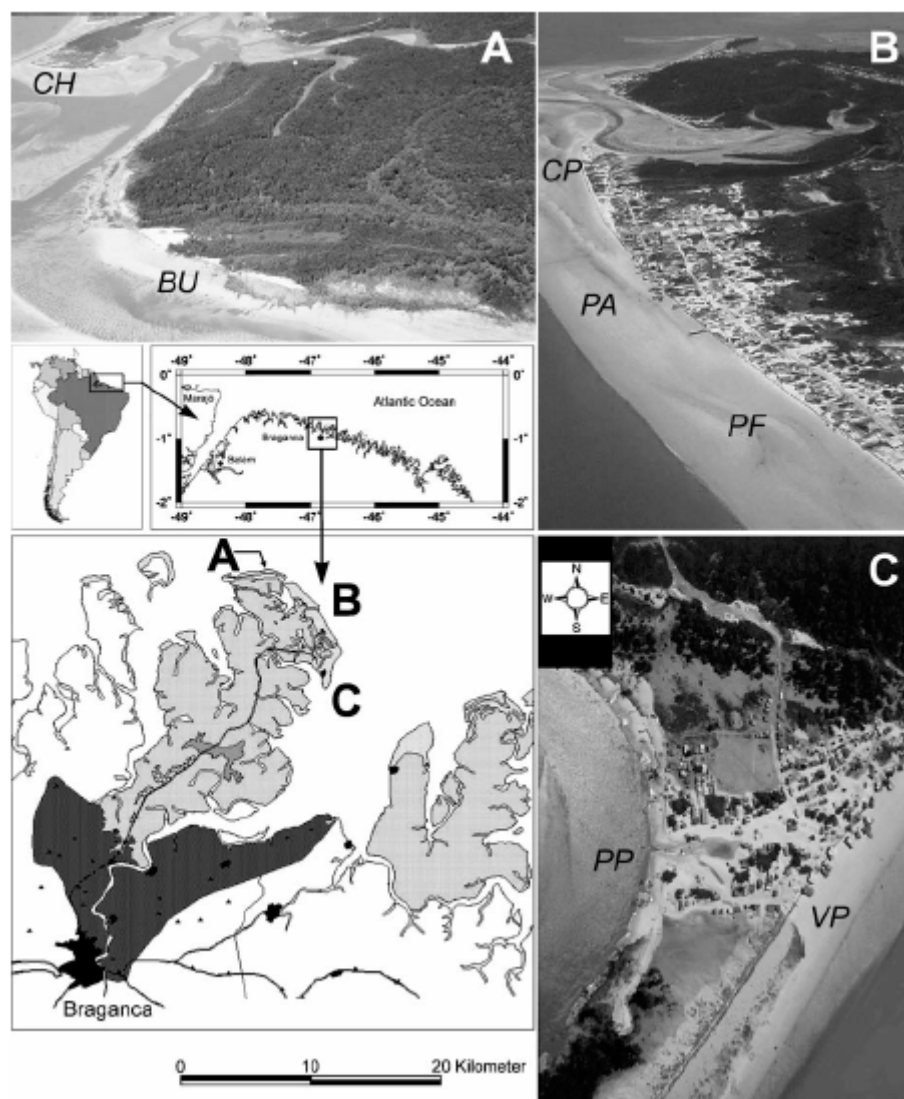


Figure 11. Exemplo de praias ao longo da costa norte da península de mangues de Bragança. A fotografias aéreas mostram (A) a praia intacta de Boiuçucanga (BU) e Chavascal (CH), (B) a localização de três praias, Casa Praia (CP), Pousada Ajuruteua (PA) e Pousada Fazendinha (PF) e a praia de turismo em Ajuruteua e (C) a aldeia tradicional de pescadores, Porto dos Pescadores (PP) e Vila dos Pescadores (VP). As áreas cinzentas próximas as casas (C) exibem os antigos mangues (adaptado de KRAUSE e SOARES, 2004).

Este cenário erosivo representa na sua maioria o limite oceânico da planície costeira (por exemplo, Ponta do Maiau e Praia de Boiuçucanga), recebendo pouco ou nenhum sedimento lamoso, e estando sujeito a ondas energéticas e fortes correntes de maré. O principal processo sedimentar responsável pela retração da linha de costa está relacionado a

migração das planícies de areia, juntamente com a migração dos deltas de maré enchente sobre os mangues. Vegetação de mangues tem sido destruída pela rápida deposição de areia e pela erosão dos mangues terraços. Conseqüentemente, um setor significativo do contorno da linha de costa, cercado principalmente por praias, é caracterizado como depósito transgressivo, onde as dunas costeiras migram sobre os depósitos de mangues (COHEN et al., 2005).

Por outro lado, em áreas protegidas por cristas de praias de barreira, é possível observar extensos e rasos baixios de maré, onde os mangues se expandem sobre as planícies de maré. Estes processos de progradação são responsáveis pela formação de franjas de mangues e ilhas sobre os baixios de maré. Um bom exemplo disso, é a ilha formada no Riacho da Rombada (Ponta do Picanço) entre 1985 e 2000 em resposta ao crescimento de baixio arenoso de maré. Posteriormente, bancos de areia são colonizados por vegetação pioneira (*spartina. sp*), que aumenta a taxa de sedimentação da lama, permitindo a formação da vegetação na foz estuarina. Em resumo, as mudanças de posição da linha de costa, podem ser amplamente observadas na área de estudo. Cristas de praias barreira e planícies arenosas estão revestindo os depósitos de mangues. Ilhas têm modificado suas posições devido a dinâmica sedimentar, em resposta aos processos oceanográficos relacionados à maré, ondas e processos atuais.

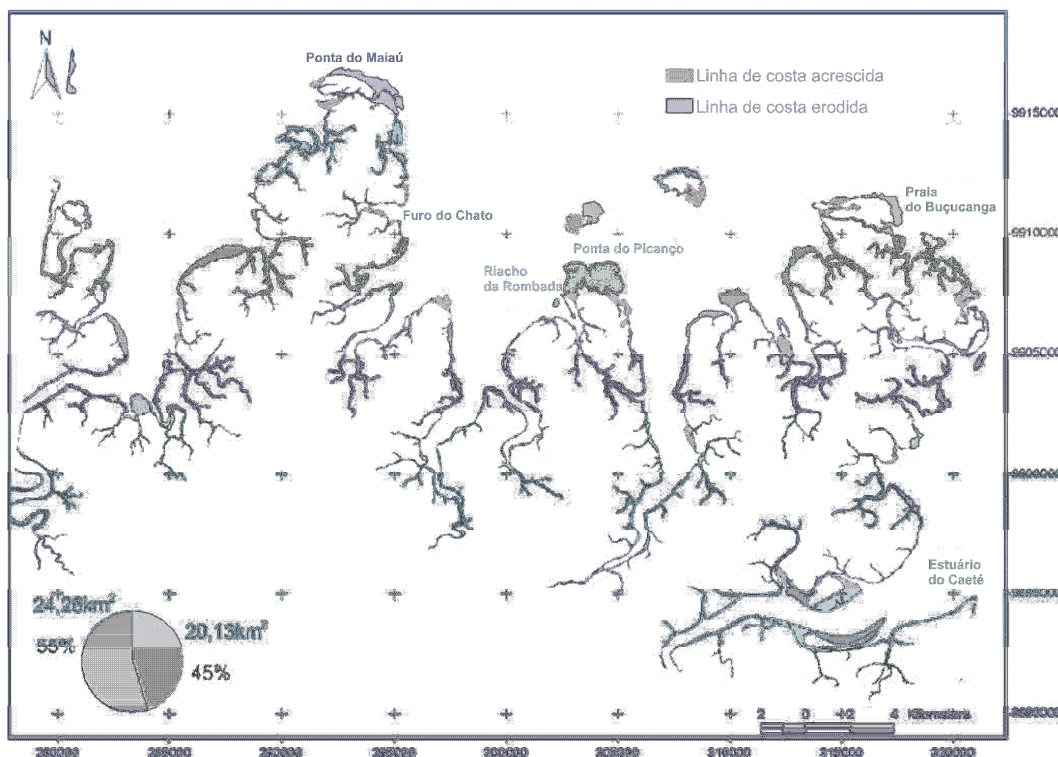


Figura 12. Mudanças na linha de costa na planície costeira Bragantina entre 1985 e 2000 (adaptado de SOUZA FILHO et al., 2006).

Um modelo de elevação digital descrevendo a topografia, elevação de maré, grau e frequência de inundação de uma floresta de mangue no Norte do Brasil (“Furo do Chato” - veja mapa, Figura 12), foi discutido em Coehn et al. (2004). Devido a suave topografia, um aumento de 20 cm na altura da maré, acima das marés médias de quadratura, provoca um aumento da área inundada de aproximadamente 50 a 80%. Análise da relação entre microtopografia, altura da maré e taxa de inundação, mostrou que no setor superior a 60 cm dentro da floresta de mangue, aumentos de 20 cm na altura topográfica resultaram numa duplicação da frequência de inundação.

De acordo com o modelo de elevação digital, uma média de 70% da área de estudo é inundada durante a maré alta de quadratura (~ 4,9 m), enquanto que nas marés de sizígia (~ 5,7 m), representando mais de 92% de área inundada (COEHN et al., 2004). A topografia dos mangues próxima aos riachos tem declive íngreme, tornando-se relativamente plano com pequenas ondulações a distâncias próximas dos canais. Acima de uma certa altura de maré, pequenas variações do nível d'água podem produzir mudanças significativas na área inundada (Figura 13).

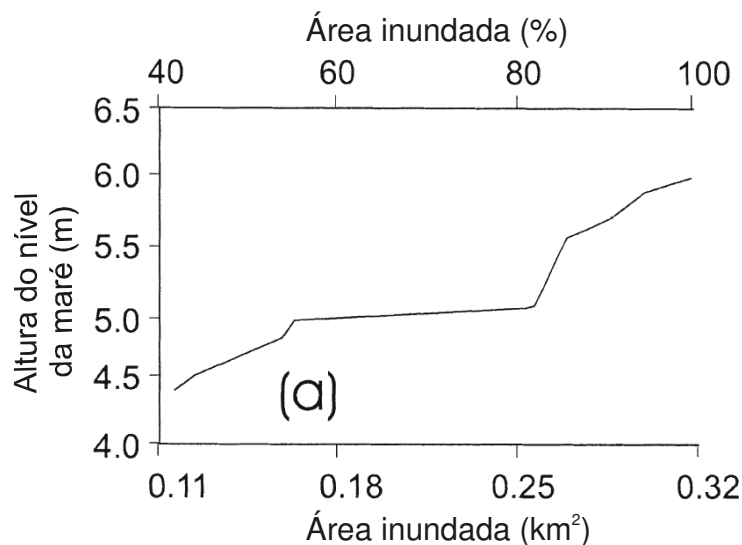


Figura 13. Relação entre altura do nível da maré e área de inundação durante 1 ano (adaptado de Cohen et al., 2004).

2.5.2 Variação do nível do mar

Informações sobre a variação no nível do mar obtidas na costa norte oriental do Brasil (SUGUIO et al., 1985), tem revelado que o nível relativo do mar entre 7.000 e 5.500 anos AP, era aproximadamente 1 ± 2 m mais elevado que o atual. A máxima transgressão do Holoceno ocorreu entre 5.500 e 5.000 anos AP quando o nível do mar era 4 ± 5 m mais elevado que o

atual. O início do Holoceno e a forte transgressão no meio-Holoceno não são documentados nos registros do rio Curuá na região do Caxiuanã (BEHLING e Da COSTA, 2000). O paleoambiente reconstruído indica um contínuo aumento do nível do mar na região de estudo entre 6.000 e 2.500 ¹⁴C anos AP. Aproximadamente 2.500 ¹⁴C anos AP, as águas alcançaram o nível atual. Há um conflito com dados da costa norte oriental Brasileira, onde o nível relativo do mar permaneceu 2 m acima do presente (incluindo duas regressões ocorridas entre 3900 e 2800 anos AP), e em seguida reduziu depois de 2.500 anos AP, prosseguindo até o nível atual (SUGUIO et al., 1985). Entretanto, interpretações de dados do nível do mar, ainda estão em discussão (ANGULO e LESSA, 1998). Como as atividades tectônicas do recente Quaternário possam ter influenciado nesta região ou se há influência, é ainda motivo de discussão.

As mudanças do nível do mar desempenham um papel importante no desenvolvimento e na dinâmica dos ecossistemas de mangues. Áreas enormes de antigos mangues, vegetação costeira e firme florestas de terra na plataforma continental norte Brasileira foram inundadas durante a elevação do nível do mar no Atlântico, durante o recente Quaternária. Seguindo as mudanças da linha de costa, novas regiões de mangues foram desenvolvidas nas áreas elevada de intermarés (BEHLING et al., 2001).

Tem sido sugerido que a elevação eustática do nível do mar é resultado do aquecimento global, e poderia ser o perigo mais importante aos mangues num futuro próximo (FIELD, 1995). O efeito dependerá da taxa de elevação local do nível do mar, e da disponibilidade de sedimento para suportar o restabelecimento dos mangues. Bacon (1994), enfatiza a importância da variabilidade dos tipos de áreas úmidas e do cenário geomorfológico numa escala regional.

Claramente, do ponto de vista local, não é a mudança eustática do nível do mar o mais importante, mas a mudança relativa do nível do mar em si, além da variação da elevação da superfície terrestre (STEWART et al., 1990). A costa do Atlântico na região norte do Brasil, por exemplo, tem extensas expansões de sistemas de mangues por causa da queda relativa do nível do mar durante o recente Holoceno (Figura 14).

Em áreas de ativa sedimentação ou formação do tipo turfa, a progradação da costa pode reduzir os efeitos do aumento do nível do mar, como mostrado por registros arqueológicos e palinológicos. Estes registros mostram que em algumas áreas, os mangues foram capazes de se manter apesar da subida do nível do mar (FAIRBRIDGE, 1976).

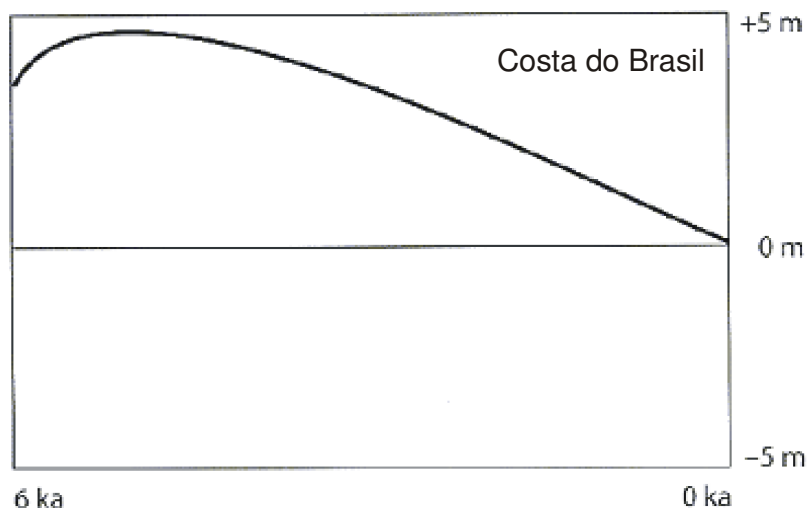


Figure 14. Visão esquemática da mudança relativa do nível do mar no Holoceno típico ao longo da maior parte da costa do Brasil, incluindo os mangues costeiros da região norte (adaptado de KJERFVE et al., 2002).

Quando se analisa a morfodinâmica costeira de determinada região, é pertinente avaliar se tal região costeira está progradando ou retraindo em função das mudanças relativas do nível do mar. Na ausência de descarga de sedimentos do rio, a subida relativa do nível do mar e a retração da costa devem ocorrer de forma simultânea, ao passo que a redução do nível do mar provoca a progradação da costa. Na presença de uma alta taxa de descarga de sedimentos do rio para região costeira, tal região pode tornar-se localmente progradante, até mesmo onde o nível relativo do mar local esteja subindo rapidamente. A inteira costa do Maranhão e Pará (Brasil) está rapidamente progradando (SOUZA FILHO, 1995), como resultado da diminuição do nível do mar, pelo menos em parte, devido ao grande aporte de sedimento fino dos numerosos rios de pequeno porte. Na ocorrência da queda do nível do mar, tem sido formada uma costa bastante irregular, com baixo gradiente, na qual freqüentemente é inundada pelas macromarés causando distribuição de sedimentos nos extensivos mangues da região.

2.5.3 Mangues

Os mais luxuriantes habitats de mangues no Brasil são encontrados na costa norte, fazendo parte de um “Extenso Ecossistema Marinho” (EEM) estendendo-se a partir do Mar Caribenho, logo depois da Venezuela, até o estuário do Rio Paraíba. Este EEM deve sua existência em grande parte a Corrente Norte do Brasil, que flui paralelo à costa norte semi-

árida do Brasil, como parte da CSE. É caracterizada por uma plataforma larga com regime de macromarés (4 a 10 m de altura) e a existência de ressurgência na borda costeira. Possui mangues nos estuários e o litoral é dominado principalmente pelo grande volume de água doce, e o aporte de sedimento do Amazonas e do rio Tocantins, como também dos pequenos rios do Amapá e oeste do Pará (LME, 2002). Esta planície costeira é cortada profundamente por muitos estuários que penetram nas terras interiores por vários quilômetros (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 1990)

Aproximadamente 85% dos mangues brasileiros acontecem ao longo dos 1.800 km da Costa Norte entre os Estados do Amapá, Pará e Maranhão, que juntos contêm 10.713 km² deste ecossistema (SCHAEFFER-NOVELLI, 1990; VANNUCCI, 1999). O setor entre Belém (Pará) e São Luis (Maranhão) representa 83% do total de mangues da área. Essa percentagem representa aproximadamente 8.900 km², significando o mais extenso sistema de mangues contíguo do mundo (KJERFVE e LACERDA, 1993). A costa de mangues entre o Pará e o Maranhão estende de São Caetano de Odivelas na foz do rio Amazonas até a Baía de São Marcos (S 0,5⁰-2,5⁰ e W 44,5⁰-48,5⁰), e inclui porções dos estados do Pará e Maranhão (Figura 16). A costa é principalmente lamosa, embora bancos de areia e depósitos arenosos existam ao longo do sistema. Estes mangues ainda estão bem conservados mas sob um crescente aumento da pressão antropogênica (LARA, 2003).

O litoral norte do Brasil foi classificado por Muehe e Neves (1995). Eles dividiram o litoral ao redor da foz do rio Amazonas em dois segmentos, Norte e Sul, no qual o setor Sul é influenciado pela circulação oceânica local, ventos moderados e ondas predominantemente de leste. É caracterizado por um conjunto de mangues com aproximadamente 500 km de extensão, separado por planícies de maré.

A costa do Pará e Maranhão é extremamente irregular e denteada com numerosas baías, e estuários (Figura 15). À primeira vista, se assemelha a uma costa de rias (AB'SABER, 1960). A natureza denteada desta costa de baixo-gradiente, é o resultado da diminuição do nível relativo do mar, acoplado com a progradação rápida da costa resultado do aporte de sedimento fluvial.

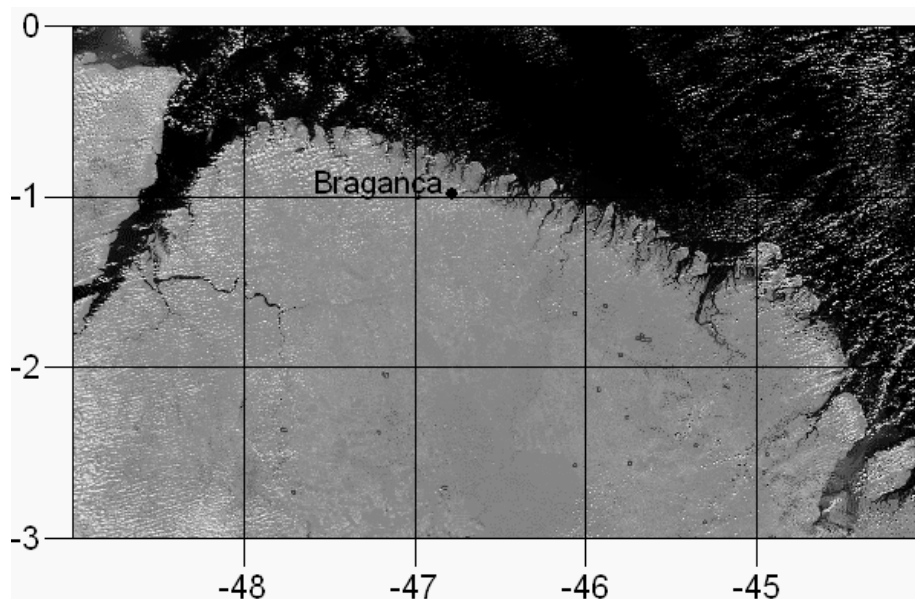


Figura 15. Imagem Modis da irregular costa de mangues entre a costa do Pará e Maranhão (12/02/2006).

Ao longo da costa norte do Brasil, os extensos sistemas de mangues refletem as características hidrológicas e topográficas da costa. Como a costa geralmente consiste em extensas planícies planas do quaternário, grandes áreas costeiras são inundadas durante a maré alta, e durante a estação chuvosa. Ao longo da costa norte do Maranhão, a precipitação excede 2.000 mm a⁻¹, sendo um fator principal no crescimento dos mangues. Como resultado da elevada altura da maré, e da alta taxa de precipitação, os sistemas de mangues estendem-se mais de 40 km adentro do continente, seguindo o curso dos estuários e dos rios na costa do Pará e Maranhão.

2.6 INFLUÊNCIA ANTROPOGÊNICA

A importância relativa dos mangues para cada país na América tropical é ilustrada através da comparação entre a área total de mangue, e a área total superficial de cada país, e sua relação entre a superfície de mangues e o comprimento da costa.

Um problema ambiental crônico nos países em desenvolvimento é a própria disposição entre a quantidade de solo desperdiçado, gerado pelo crescimento da população. Ao redor da área metropolitana de grandes cidades costeiras nos trópicos e substituto-trópicos, mangues são usados como locais ideais para disposição de lixo, sendo certamente um dos principais impactos antropogênicos nos mangues da região da América Latina, causando degradação e destruição do habitat (LACERDA et al., 2002).

A maioria dos sistemas de mangues brasileiros está intacto, especialmente os mangues nos estados do norte, onde a densidade populacional é pequena. Nestas regiões, os mangues sofrem mínima atividade antropogênica, e os ecossistemas demandam a grande população de peixes e moluscos. A expansão de áreas urbanas como resultado da construção de casas, indústrias, portos, e o desenvolvimento do turismo, representa a principal atividade antropogênica causadora da destruição das áreas de mangues. Kjerfve e Lacerda (1993), calcularam que pelo menos 20% da cobertura de mangue original desapareceu por causa do forte impacto antropogênico nos sistemas de mangues ao longo da costa do Brasil.

Mangues desempenham um importante papel para economia das regiões costeiras tropicais, fornecendo bens e serviços para população humana. Isto incluem: proteção da linha de costa e estabilização, berçário para uma variedade de moluscos e peixes de extrema importância socioeconômica, fonte de importantes produtos para as populações costeiras na forma de madeira, lenha e carvão, substâncias químicas, medicina e vias de transporte fluviais, enriquecimento das águas costeiras marinhas através dos nutrientes, e um ambiente para aquicultura. Alguns destes benefícios são pouco entendidos e reconhecidos dentro dos países da América Latina. Exemplos da importância direta e indireta dos benefícios fornecidos pelos mangues são significantes para o gerenciamento racional da área costeira da América Latina. No Brasil, os mangues foram incluídos recentemente nos planos de administração de marinas e condomínios costeiros (LACERDA et al., 2002). Ao longo da costa do Maranhão, a produção de camarão gigante inclui duas espécies que se desenvolvem dentro dos mangues locais. Aparte destes benefícios indiretos, produtos dos mangues são particularmente importantes para muitas populações costeiras.

No Brasil, áreas de mangues são uma fonte regular de lenha para padarias e cerâmica, até mesmo ao longo das áreas mais desenvolvidas na costa sudeste (ARAÚJO e MACIEL, 1979). No estuário do Rio Parnaíba, Piauí, os mangues favorecem mais de 10.000 pessoas que dependem da pesca do caranguejo.

Apesar da importância desse ambiente para a maioria das regiões costeiras nos países tropicais da América Latina, ecossistemas de mangues vêm sofrendo uma acelerada exploração dos recursos existentes, e na maior parte do tempo, sem o necessário cuidado em manter a sua integridade, levando a uma exploração não sustentável. Além do seu desmatamento, a degradação de grandes áreas de mangues em muitos países latinos, ocorre devido ao abuso dos recursos costeiros. Desvio da água doce para irrigação, e o uso da terra têm sido uma das principais ações que conduzem a degradação dos mangues (CONDE e ALARCÓN, 1993).

3 CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS E HIDROLÓGICAS DA ZONA LITORÂNEA DO PARÁ E ESTUÁRIO DO CAETÉ, PARÁ, BRASIL

3.1 INTRODUÇÃO

Esforços vêm sendo feitos na tentativa de compilar e sintetizar informação sobre a hidrografia, hidrologia e regimes dinâmicos, além dos mecanismos que dão origem as características oceanográficas observadas na região costeira do Pará. Nosso banco de dados oceanográfico para esta região é limitado, e muito do que é sabido em relação à estrutura hidrográfica da região foi obtido de amostragens discretas, com relativa baixa resolução vertical, ou então são resultados de outros projetos locais. Como resultado, nosso conhecimento da estrutura dinâmica das correntes costeiras entre o Pará e Maranhão é ainda inadequado.

Em função dos diferentes ambientes físicos e mecanismos forçantes, a plataforma continental responde de forma diferenciada a todos esses processos. Tais processos físicos que ocorrem na plataforma continental do Pará interagem entre si, influenciando a distribuição e o padrão das correntes costeiras.

Um grande número de estudos foi executado sobre a P.C. Amazônica, principalmente durante o projeto AmasSeds (A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study), o qual foi conduzido entre 1989 e 1993, para investigar as interações entre os processos físicos oceanográficos, transporte de sedimento, transformações biogeoquímicas e sedimentação, neste complexo e enérgico ambiente. Porém, as limitações do estudo são tão proeminentes quanto suas realizações, particularmente na dificuldade de se estudar os efeitos da variabilidade da estrutura espaço-temporal das correntes e das propriedades hidrográficas, num vasto e complexo ambiente como é o caso da Plataforma Amazônica.

A componente de maré semidiurnal (M_2), é um das forças mais importantes na circulação hidrodinâmica nesta região, respondendo por aproximadamente 70% da elevação total da maré (BEARDSLEY et al., 1995). A M_2 alcança a plataforma continental cruzando as isóbatas locais, com amplitudes em torno de 0,8 m, e propaga-se na região litorânea como uma onda progressiva amortecida, na medida em que se aproxima da foz rio Amazonas, onde as amplitudes da maré alcançam em torno de 1,5 m. Objetivando identificar as semelhanças e discrepâncias entre as análises executadas por Beardsley et al. (1995), foi conduzida uma análise harmônica dos principais componentes de maré ao longo da costa do Pará.

Baseado no exposto anteriormente, ainda há muito a ser explorado do ponto de vista da interação continente-oceano. A possível influência das águas dos rios Amazonas e Pará,

sobre a estrutura local das correntes é investigada, baseando-se em análises de dados coletados na foz do rio Pará durante os meses de março e abril de 2004. A hipótese apresentada aqui para tal estudo, está no fato de que durante os meses de maior descarga fluvial (abril e maio), existe um deslocamento na direção sudeste das águas dos rios Amazonas e Pará, provocando alteração da estrutura superficial e vertical das correntes, gerando um fluxo costeiro na direção da costa do Pará, se estendendo por algumas dezenas de quilômetros.

3.2 RESPOSTA ESTUARINA E COSTEIRA

3.2.1 Intrusão da água preta – Influência dos rios Amazonas e Pará (ou não!)

O Rio Amazonas descarrega uma média de $1,8 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ de água doce dentro da Plataforma Amazônica (FIGUEIREDO et al., 1991), representando cerca de 18% de todo o total de água despejado pelos rios de todo o mundo (MILLIMAN e MEADE, 1983). A descarga de água doce varia sazonalmente, tendo um máximo de $2,5 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em maio, e mínimo de $1,2 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em novembro. Enquanto se espera que, a variação sazonal na descarga do rio Amazonas influenciaria o tamanho e estrutura da pluma Amazônica nos campos próximo à sua área, mapas de salinidade superficial de estudos prévios (DIEGUES, 1972; LENZ e LIMEBURNER, 1995), não revelam uma relação tão óbvia. Por exemplo, a pesquisa do AMASSEDS mostra uma extensa pluma durante o aumento da descarga (março) e uma reduzida extensão durante as descargas mínimas (novembro), com plumas semelhantes no pico máximo (maio) e na descarga reduzida em agosto (LENTZ e LIMEBURNER, 1995).

As observações do AMASSEDS sugerem que a falta de uma simples variação sazonal no tamanho e estrutura do fluxo próximo a pluma, é devido a variabilidade dominada pelo vento na escala de tempo de dias a semanas (GEYES et al., 1991; LENZ e LIMEBURNER, 1995). Cálculos do balanço de momento longitudinal da pluma feito por Lentz (1995), mostrou a importância da tensão da componente local longitudinal do vento, na direção da variabilidade das correntes em escala de tempo de dias a semanas.

Apesar destes esforços, para cobrir os processos físicos sobre a plataforma Amazônica, e o número de novos estudos relativo à maré, e dinâmica da pluma, ainda resta muito mais a ser estudado sobre esta região, tal como, a manutenção da frente salina, os efeitos do vento na pluma, e o acoplamento da plataforma Amazônica com o fluxo da Corrente Norte do Brasil.

Um elemento não destacado nos estudos do AMASSEDS, é sobre a importância do Rio Pará sobre a dinâmica costeira sudeste da plataforma Amazônica. Sendo assim, são mostrados os resultados a partir de dados de campo, executado entre março e abril de 2004 (Figura 16), apontando a variabilidade e predominância das correntes longitudinais e transversais sobre a área costeira Paraense, durante a estação chuvosa.

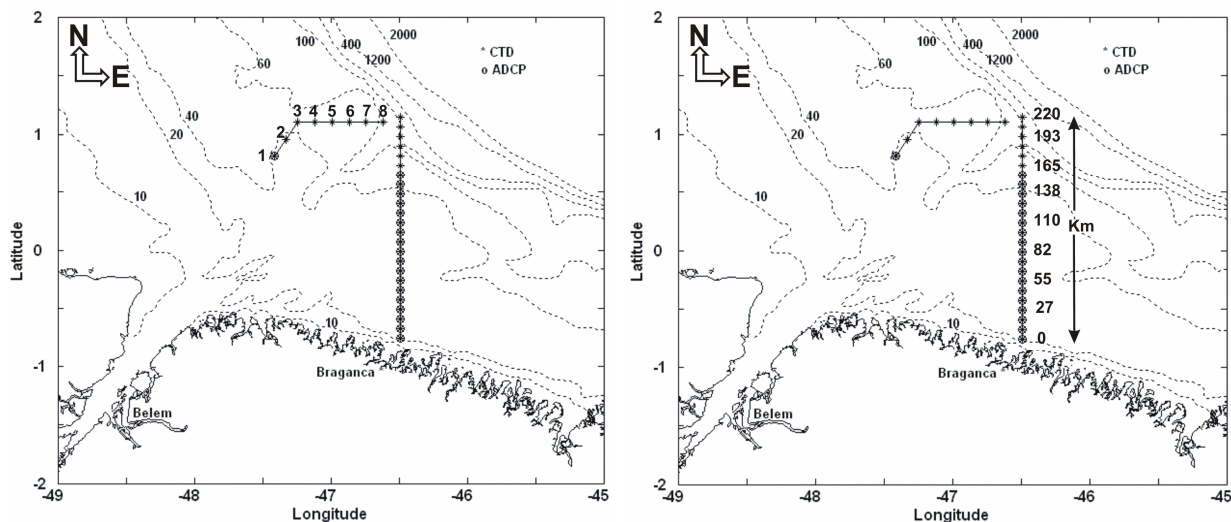


Figure 16. Localização das estações de amostragem para medidas de corrente, sedimento em suspensão, salinidade e temperatura, ao longo de um transecto normal a costa, durante março e abril de 2004. Mapa esquerdo representa as estações de medida em frente à foz do rio Pará, e mapa direito, o transecto em frente à foz do rio Caeté com a distância em quilômetros a partir da costa.

As medidas de corrente e propriedades hidrográficas (Figuras 17 e 18), em frente a foz do rio Pará, revelam um comportamento distinto na direção da corrente ao longo da coluna de água na estação 1. A estrutura de corrente sugere a influência de diferentes fatores provocando grande variabilidade. A partir desses resultados, sugerimos que as descargas dos rios Pará e Amazonas, são componentes importantes devido à extensão da pluma ser mais intensa durante o aumento da descarga (março). O deslocamento da pluma pode afetar a estrutura da água através da estratificação de densidade, provocada pela variação vertical da salinidade dentro da coluna de água. Da mesma forma, a tensão do vento parece estar contribuindo para essa grande variabilidade. Por exemplo, durante março-abril a ZCIT alcança seu desenvolvimento máximo sobre o Hemisfério Sul, aproximadamente 2°S , desempenhando um papel significativo na determinação da intensidade da tensão do vento. Além disso, a região costeira do Pará, também sofre influência do limite interno da Corrente

Norte do Brasil (CNB), a qual depende, acima de tudo, dos padrões de vento e da localização destes padrões na trajetória das correntes (JOHN et al., 1998).

De acordo com Arnault et al. (1999) e Bourles et al. (1999a), o limite interno da CNB, está situado entre 20-40 km da costa, e a velocidade média é de aproximadamente $1,1 \text{ m s}^{-1}$ em março e abril, enquanto os máximos de velocidade desenvolvem-se entre 150-200 km da costa. Assim, observando a localização das estações de medida e o limite interno da CNB, é possível sugerir que esta região estivesse sofrendo influência da CNB, durante o período de amostragem.

Um dos notáveis aspectos é a influência dos sedimentos em suspensão na física da plataforma Amazônica, incluindo a costa do Pará. Este sedimento é concentrado em uma camada de lama fluida na parte inferior da frente salina, normalmente encontrada até 100 km da costa na plataforma interna (GEYER e KINEKE, 1995). A concentração de sedimento dentro desta lama fluida, é freqüentemente alta o bastante para dominar a estratificação próxima ao fundo, suprimindo a turbulência e reduzindo a fricção, modificando assim, a estrutura da camada influenciada pela maré (TROWBRIDGE e KINEKE, 1994).

O fluxo médio no meio da plataforma do Pará é altamente variável em qualquer profundidade, e extremamente cortante na vertical. Com a forte corrente superficial na direção sudoeste de cerca de $0,78 \text{ m s}^{-1}$, mostra que os ventos de nordeste podem bloquear a advecção de água doce na direção noroeste sobre a plataforma Amazônica, e área costeira do Pará (Figura 17), como foi discutido na seção (2.2.3). Isto acontece durante março e abril, quando os ventos atingem a costa mais perpendiculares, causando variações de salinidade na ordem de 10 na escala de dias (Figura 18), e o fluxo médio superficial é direcionado para 120° .

Em frente à foz do rio Pará, a água doce estende-se 70 km fora da costa (Figura 18), nos primeiros 6 m de profundidade. Porém, abaixo de 6 m, o fluxo médio é de $0,37 \text{ m s}^{-1}$, e o forte gradiente de salinidade gera correntes em direções distintas, resultando em uma camada sem predominância de fluxo entre 6 e 10 m. Por outro lado, à 11 m abaixo da superfície, o fluxo aponta na direção 350° , com uma velocidade de $0,46 \text{ m s}^{-1}$, e a 21 m de profundidade, o fluxo aponta para 205° com uma velocidade de $0,27 \text{ m s}^{-1}$. A salinidade apresenta valores da ordem de 35 abaixo de 10 m, porém o deslocamento da pluma salina alcança aproximadamente 90 km na direção sudeste, e os valores da salinidade vertical permanece o mesmo até ~ 100 km distante da foz, com quase nenhuma variação no tempo.

Pesquisas com garrafas de deriva realizadas por (LUEDMANN, 1966), resultou em recuperações de garrafas no hemisfério norte (Miami, EUA), enquanto outras fluíram para o sul, sugerindo a presença de uma corrente costeira na direção sul. Esta migração de água

salgada na direção sul foi verificada também por (DIÉGUES, 1973), e confirmou a sugestão de Luedmann (1966). Este tipo de estrutura fluindo para sudeste é chamado localmente pelos pescadores de “água preta”, porém nenhum estudo foi conduzido na tentativa de avaliar tal deslocamento da água.

A Figura 18, mostra a distribuição de salinidade, temperatura e densidade ao longo de uma seção paralela à costa, distante da foz do rio Pará. É observado valor baixo de salinidade na superfície, dentro de uma camada de 5 m de profundidade. Esta água superficial menos salina é associada à alta temperatura, o que sugere uma água de origem continental, provavelmente dos rios Amazona e Pará. A estrutura de densidade é dominada basicamente pela variabilidade da salinidade, pois, a temperatura varia na ordem de 28 – 28,8 °C, dentro de uma camada de 35 m de profundidade. A salinidade máxima está presente com valores de até 35,5 próximo a 20 m.

Os dados de CTD obtidos durante o mês de março de 2004, não nos permitem construir um quadro temporal de temperatura e salinidade objetivando mostrar o eventual impacto da baixa salinidade e densidade sobre a predominância da estrutura local das correntes. Porém, claramente é verificada a presença de massa d’água de origem continental nas camadas superficiais, podendo afirmar que, esta forte massa de água afeta a dinâmica local das correntes. Nenhuma evidência aponta para o papel das águas superficiais na corrente litorânea sobre a costa do Pará, mas pode induzir a uma marcada haloclina (forte gradiente vertical de salinidade), induzindo a uma pycnoclina que previne a estratificação de corrente e altera a circulação interna e superficial.

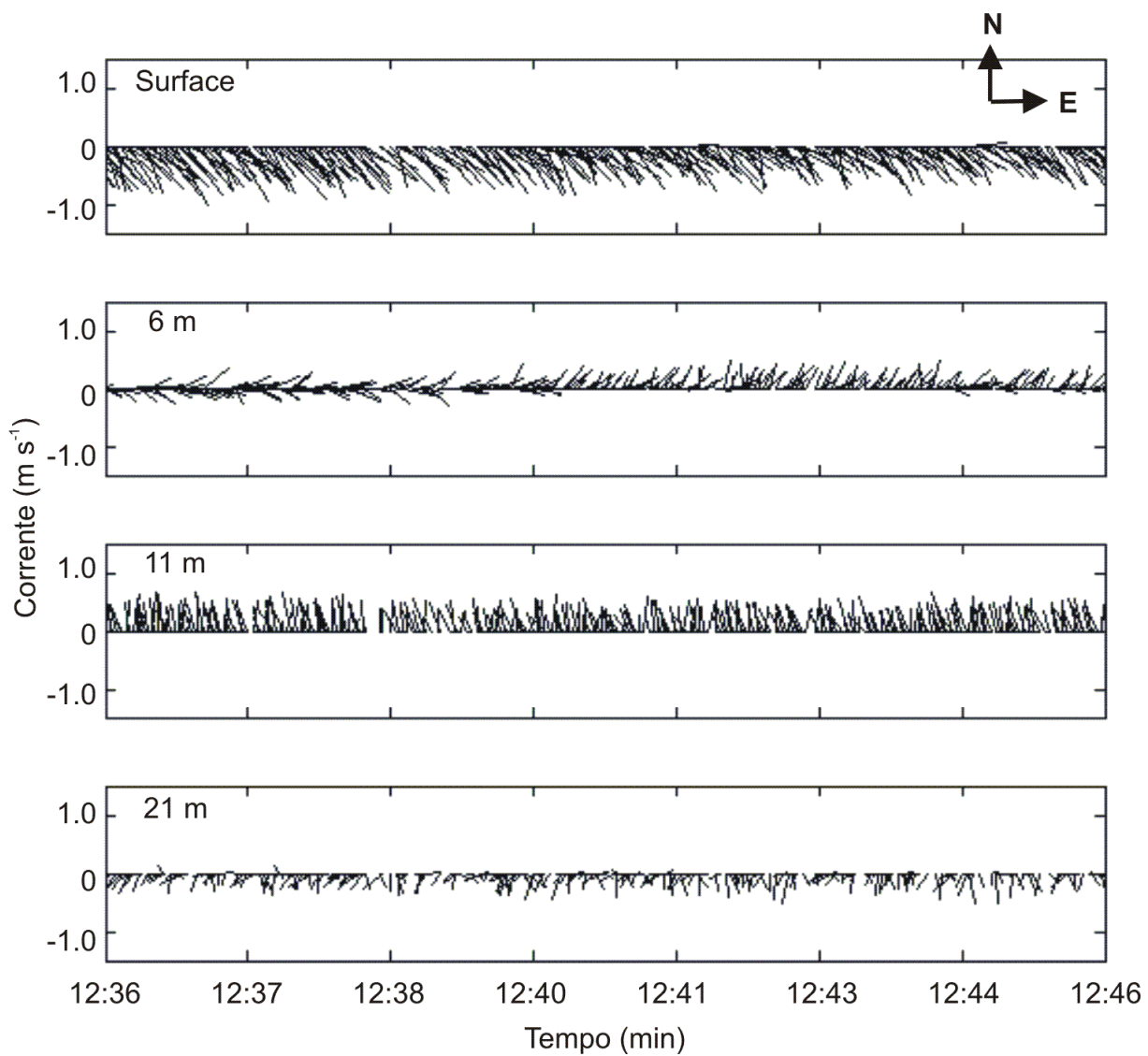


Figura 17. Perfil vertical de corrente em frente ao Rio Pará no dia 27 de março de 2004 na Estação 1 durante 10 min. (Ver mapa, Figura 16).

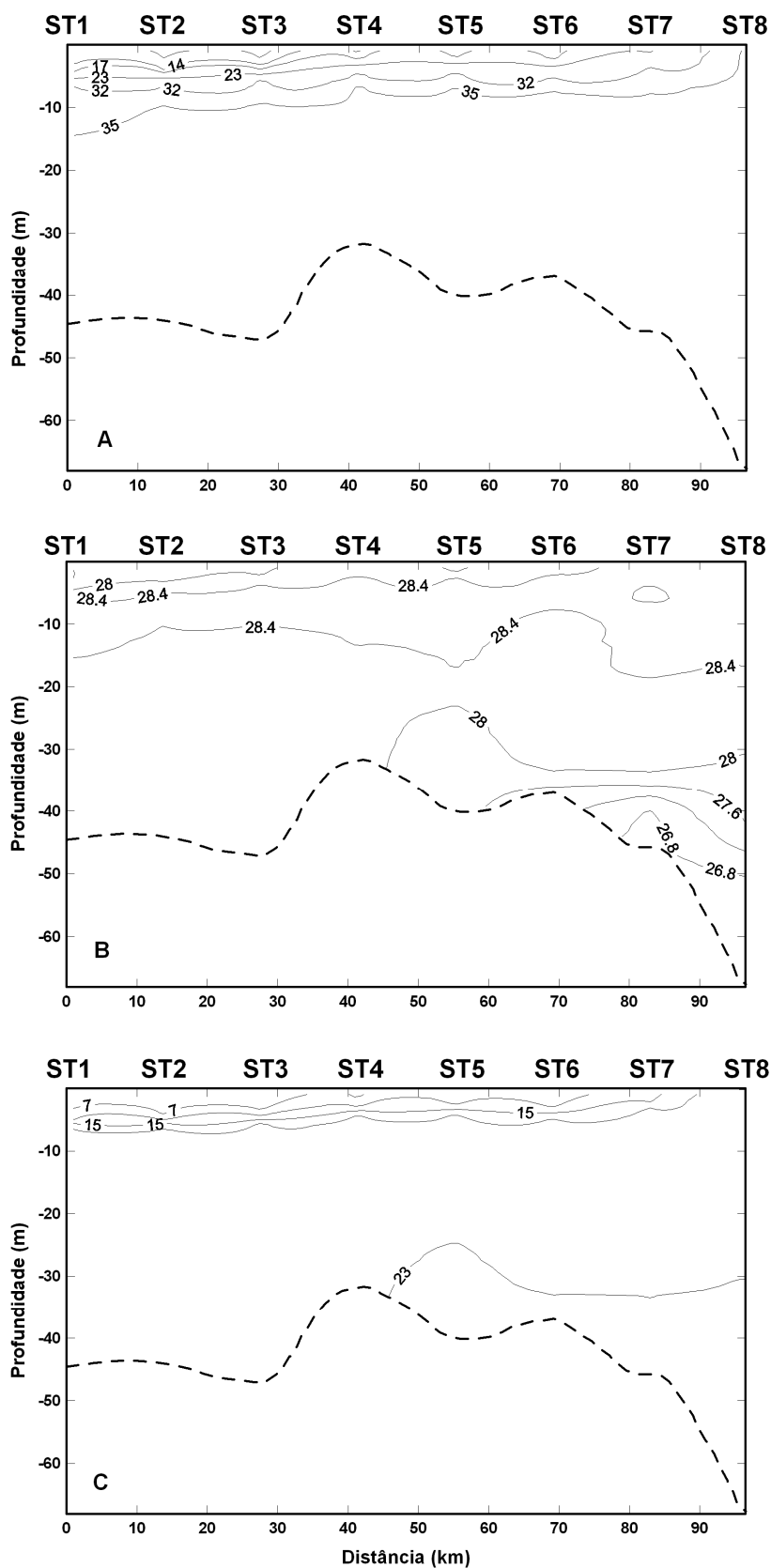


Figure 18. Seção vertical de CTD. Salinidade (A), temperatura (B) e densidade (C) observadas em março de 2004 ao longo de uma seção paralela na região costeira do Pará.

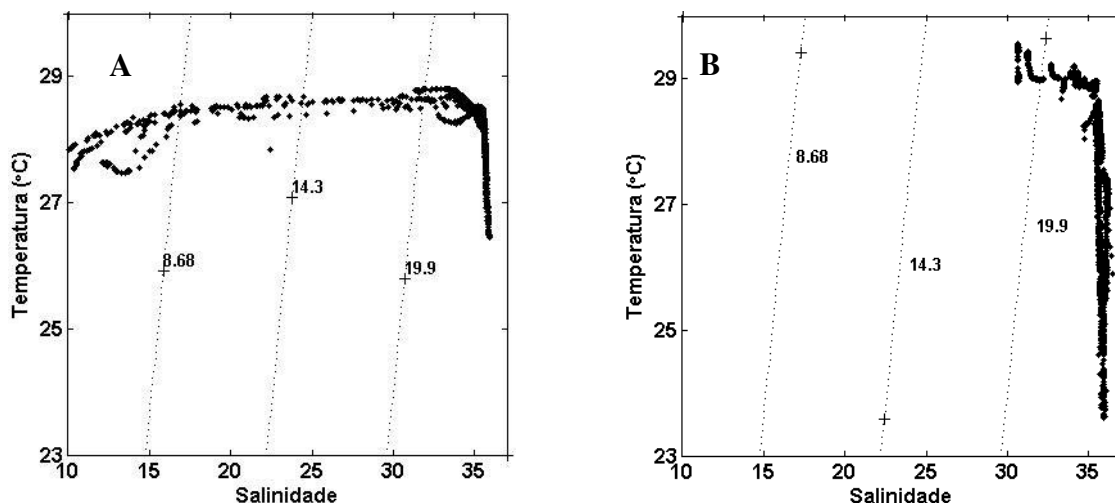


Figura 19. Diagrama T-S das estações 1 até 8 em frente a foz do rio Pará (A) e estações no transecto em frente ao rio Caeté (B).

Os Diagramas T-S identificam massas d'água distintas entre os dois transectos (Figura 19). Enquanto o transecto em frente a foz do rio Pará registra alta variabilidade na salinidade com valores entre 10 – 35, e pequena variação na temperatura 26,5 – 28,9 °C, os dados do transecto em frente ao rio Caeté indicam menor variação da salinidade entre 30 – 36, e maior de temperatura 23,7 – 29,6.

Nas estações amostradas, verifica-se para o período de coleta, uma maior influência das águas continentais em frente ao rio Pará. O período de coleta está inserido na época de maior descarga fluvial dos rios Amazonas e Pará, sendo assim, é esperado um maior avanço das águas riverinas em direção a plataforma continental, o que torna a salinidade superficial menos intensa, como pode ser confirmado na Figura 19 (Painel esquerdo). Apesar da maior proximidade da costa nas estações iniciais em frente ao rio Caeté, as medidas iniciais foram realizadas durante a maré enchente, sendo assim, a corrente de maré em direção à costa gerou uma estrutura de salinidade com valores em torno de 30.

A extensão de salinidade apresenta características de água oceânica quando a distância da costa atinge os 210 km, ou seja, a partir da estação 8, observando a Figura 16, verifica-se a influência das águas oceânicas. Dessa forma, a pluma de salinidade com características de águas costeiras torna-se puramente oceânica, seguindo os padrões da CNB.

Na Figura 20, os sinais positivos na parte superior representam os instantes de maré enchente (+) e vazante (-). Os resultados demonstram uma boa concordância entre a direção obtida e o período de maré, apresentando apenas nas direções obtidas depois de 150 km uma diferença entre a maré registrada, que para este instante era de vazante e a direção demonstra

um fluxo de enchente. Em função da distância em relação à costa, observa-se que já não há um padrão exato acompanhando o período da maré.

Observa-se dois núcleos de máximas e mínimas intensidades ao longo do transecto. O primeiro máximo é obtido à ~50 km da costa com intensidades superiores a $0,6 \text{ m s}^{-1}$ e o segundo distante ~110 km, com valores acima de $0,9 \text{ m s}^{-1}$, ambos foram registrados durante a maré enchente. Os núcleos de mínimos atingiram intensidades inferiores a $0,3 \text{ m s}^{-1}$, distantes 80 e 120 km da costa, durante a enchente e vazante, respectivamente.

Os resultados demonstram a grande variabilidade a qual está região costeira está submetida. De acordo com o gráfico de direção, o deslocamento acontece de forma integral da coluna d'água, gerando um deslocamento na mesma direção desde a superfície até o fundo. Apesar de distante da costa ~100 km o sinal de vazante ainda é claramente identificado, isso pode ser atribuído à topografia plana existente na plataforma continental, permitindo um grande desenvolvimento das correntes de maré.

Como as medidas foram realizadas ao longo de um transecto normal à costa, e em média, cada estação de amostragem foi registrada durante 20 min, não podemos definir um fluxo predominante, porém identificamos a grande variabilidade a qual está sujeita esta região.

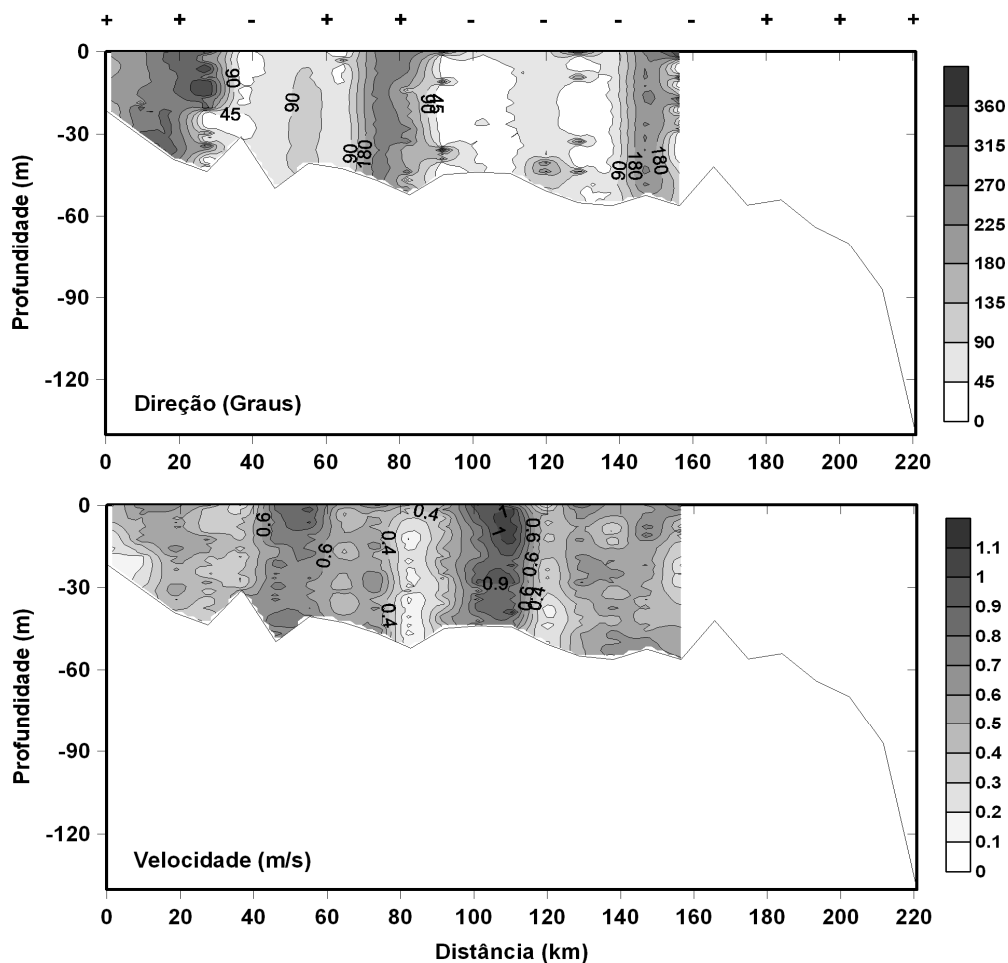


Figura 20. Perfil vertical da direção e intensidade da corrente realizado entre março e abril de 2004, a partir da costa em frente ao rio Caeté (Mapa de localização – Figura 16 – Painel direito).

Os perfis verticais dos parâmetros hidrográficos mostrados na Figura 21, identificam os padrões de temperatura, salinidade e densidade. Apesar da grande variabilidade encontrada na direção e intensidade da corrente, não se verifica alteração nos perfis hidrográficos. A temperatura varia entre 23,6-29,5 °C. A salinidade identifica valores mínimos e máximos entre 30,8 e 36,2 , respectivamente. A densidade varia entre 18,7 e 20,7 kg m³, e demonstra sua dependência direta pela salinidade.

A pequena variação da salinidade identifica a presença de águas costeiras, não identificando um forte sinal das águas riverinas. A estrutura de salinidade demonstra uma camada homogênea em toda extensão do transecto. Não há região com estratificação de salinidade, sendo assim, a mudança de direção acontece de forma uniforme desde a superfície até fundo, além de não se identificar os limites de influência das águas riverinas.

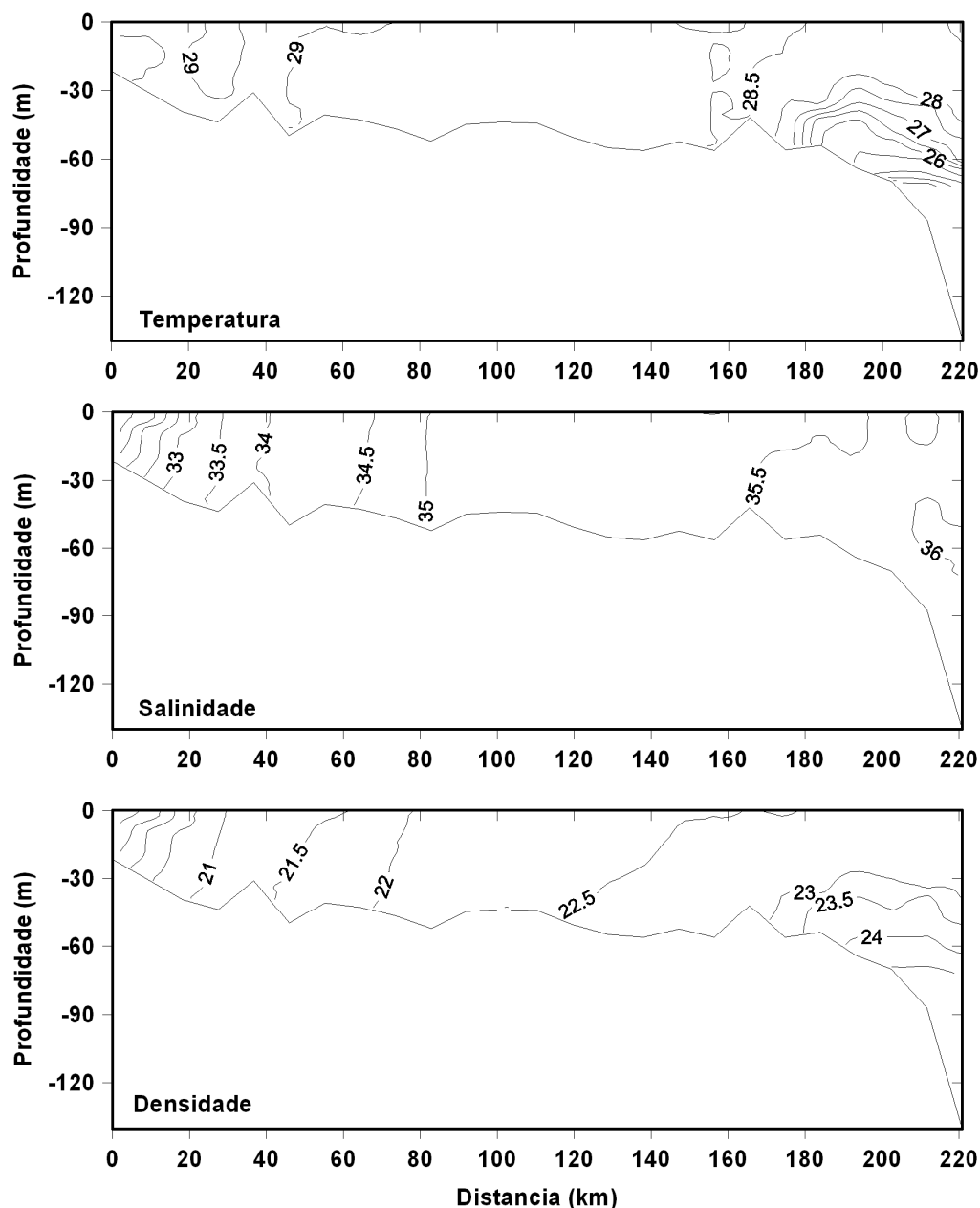


Figura 21. Perfil vertical da temperatura, salinidade e densidade realizado entre março e abril de 2004, a partir da costa em frente ao rio Caeté (Mapa de localização – Figura 16 – Painel direito).

3.3 ESCOAMENTO SUPERFICIAL E TRANSPORTE DE SEDIMENTO

O período de inundação da área dos mangues ocorre normalmente em poucas horas, mas acontece diariamente durante a maré alta. Por outro lado, mangues riverinos normalmente exibem períodos hídricos mais longos, e podem durar horas e até dias, não dependendo somente do período de enchente da maré, mas também da fase do rio, como por

exemplo, período de maior e menor vazão. Flutuações do nível da água dentro dos mangues riverinos variam grandemente com as mudanças na descarga e no fluxo (ZACK e ROMAN-MASS, 1998).

Um fator crítico para a boa manutenção dos ecossistemas de mangues é a disponibilidade de água doce, normalmente indicada pela razão entre a chuva e a evapotranspiração, R/E. Embora mangues sejam encontrados tanto em regiões úmidas (R/E >1) e áridas (R/E <1) na América Latina e no Caribe, o desenvolvimento estrutural dos mangues e as taxas de crescimento são sem dúvida maiores em áreas equatoriais úmidas com chuva abundante, e preferivelmente distribuída uniformemente durante todo o ano (Blasco, 1984; Kjerfve, 1990). A maioria dos mangues da América Latina, como também os mangues nas maiores ilhas do Caribe são distribuídos ao longo das áreas costeiras onde R/E >1. Notável exceção está na costa Cearense do Brasil onde R/E <1. Os mais extensos e bem desenvolvidos sistemas de mangues na América Latina e Caribe existem em regiões com amplo fornecimento de água doce e R/E >> 1, inclusive a região costeira do Pacífico na Colômbia, a costa caribenha do Panamá e Nicarágua, e a costa norte do Brasil (LACERDA et al., 2002).

Os principais rios no Pará e Maranhão são o Rio Gurupi com extensão de 800 km, margeando uma bacia de área de drenagem de 12.130 km² e descarga média de 300 m³ s⁻¹. O Rio Turiaçu possui 720 km de extensão (Maranhão), com uma área de drenagem da bacia de 17.500 km² e uma descarga de água doce estimada em 400 m³ s⁻¹. Outros rios menores incluem o Rio Maracaçume na região Amazônica do Maranhão com 70 m³ s⁻¹ e Rio Pericumã com descarga de 100 m³ s⁻¹. A alta taxa de descarga de água doce e variabilidade sazonal acoplada com a elevada altura da maré, torna impossível definir os limites entre as florestas de mangues e as áreas de lavado da água doce.

Camadas densas de sedimentos finos em suspensão (concentrações da ordem de 10¹-10² g l⁻¹), foram observadas dentro das camadas inferiores entre ~2-4 m nas regiões internas, e no meio da plataforma durante o AmasSeds (A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study) project (Grupo de Pesquisa AmasSeds 1990; KINEKE e STERNBERG, 1992, 1995). Prévios estudos de campo (FAAS, 1985, 1986). Kineke e Sternberg (1995) estimaram a área de cobertura desta densa camada em suspensão próxima ao fundo, variando de ~5.700 até 10.000 km², durante todo o ano. Sedimentos finos na plataforma Amazônica são originados a partir do Rio Amazonas, que transporta um grande volume de sedimento em suspensão 0,6-1,3 × 10⁹ toneladas por ano, de acordo com diferentes autores (MEADE et al., 1985; FILIZOLA, 1997). Estes sedimentos finos tendem a ser capturados na região de máxima

turbidez, criando camadas de lama fluida observada na plataforma continental, devido aos diferentes mecanismos de acumulação (KINEKE et al., 1996; VINZON e PAIVA, 2002).

Um estudo conduzido pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 1986), realizado no Maranhão, concluiu que os solos lamosos dos mangues, possuem uma área de 6.300 km² ou 71% do sistema costeiro total. Erosão de sedimento, transporte, e deposição mantêm o sistema de mangues em um estado dinâmico.

Durante abril de 2004, foi realizada uma campanha de amostragem objetivando estimar a concentração de sedimento em suspensão, desde a área costeira do Caeté até a plataforma externa. O transporte costeiro foi influenciado pela descarga do rio, marés e ventos, provocando deslocamento de lama fluida ao longo da região costeira, e gerando grande mistura dentro da coluna de água. A partir da região costeira do Caeté até ~17 km (Figura 22), a concentração de sedimento teve variabilidade entre 80-90 mg l⁻¹ nos primeiros 10 km sobre a camada de fundo. Após 15 km, com o aumento da profundidade, o sedimento em suspensão não foi influenciado pela tensão de cisalhamento do fundo, reduzindo assim a turbulência dentro da coluna d'água.

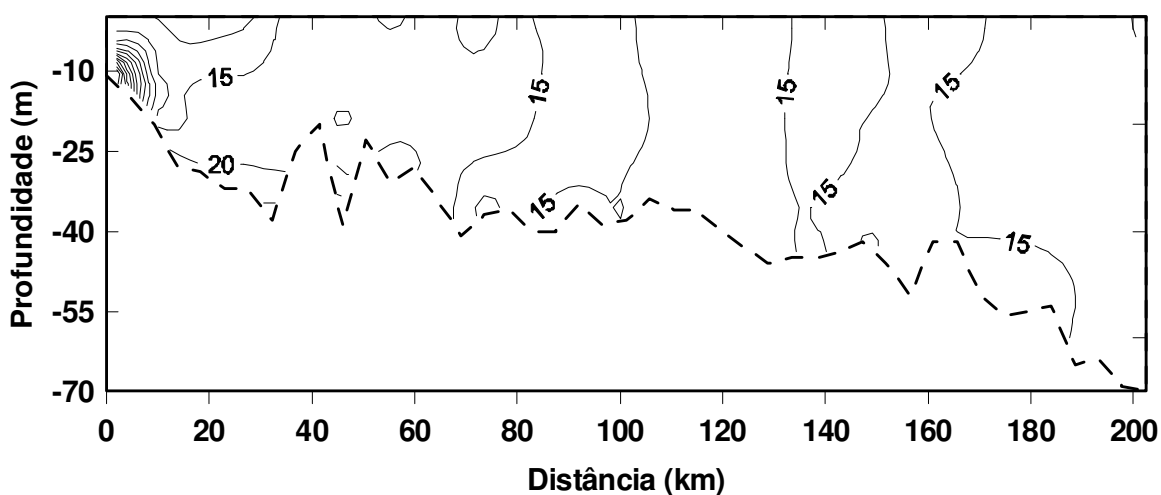


Figura 22. Seção transversal da concentração de sedimento em suspensão (mg l⁻¹) a partir do estuário do Caeté até a quebra do talude continental em abril de 2004.

4 CIRCULAÇÃO COSTEIRA ADJACENTE AO ESTUÁRIO DO RIO CAETÉ, PARÁ, NORTE DO BRASIL

4.1 INTRODUÇÃO

A costa Amazônica brasileira ao longo dos estados do Pará e Maranhão estende-se por quase 480 km, e representa um dos maiores mangues contíguo do mundo com 750.000 ha (KJERFVE e LACERDA, 1993). Está separada do Oceano Atlântico por um sistema de crista de praias com dunas arenosas planas, sendo conhecido por responder rapidamente às mudanças das condições ambientais. Como uma "barreira" móvel, desempenha um papel fundamental na evolução e proteção dos mangues. O cenário geomorfológico ambiental controla o padrão da estrutura e crescimento das florestas de mangues (THOM, 1984; WOODROFFE, 1992; TWILLEY, 1995; HOGARTH, 1999). A costa é extremamente irregular e denteada com numerosas baías e estuários.

Um relevo costeiro plano caracteriza a zona costeira do Pará, onde fortes correntes de maré têm grande influência sobre a dinâmica costeira. Correntes de maré interagem com descarga dos rios e provocam um mecanismo de transporte que, dependendo do volume da descarga fluvial, pode desenvolver uma zona de mistura nas áreas próximas da costa. Os ventos alísios predominantes, cruzam a área impondo uma tensão de cisalhamento superficial, resultando em um persistente fluxo longitudinal de corrente na direção noroeste nas regiões distantes ~30 km da costa.

O avanço no conhecimento das forças dominantes atuantes sobre tais variações, pode ajudar a entender a atual dinâmica do transporte de massas d'água ao longo da costa. Dentro do ambiente costeiro, estes processos dinâmicos podem ser influenciados por vários mecanismos, inclusive os movimento de massas d' água, escoamento superficial dos rios, e sedimentos em suspensão.

Processos relacionados às marés e os ventos, entre outros, podem constituir os fatores primários dominantes sobre as correntes costeiras. As correntes de maré na região são controladas por dois componentes: um fluxo de maré semidiurno barotrópico cruzando as isóbatas (BEARDSLEY et al., 1995), e um fluxo de submaré paralelo à costa. As correntes semidiurnas sofrem um incremento durante a sizígia em comparação com a quadratura. As velocidades máximas na plataforma interna atingem 2 m s^{-1} na sizígia e $0,7 \text{ m s}^{-1}$ na quadratura (GEYER et al., 1991).

A região costeira do Pará é influenciada pela Corrente Norte do Brasil (CNB), apresentando velocidade entre $0,25$ e $2,0 \text{ m s}^{-1}$. Porém, maiores velocidades instantâneas

dependem, acima de tudo, dos padrões de vento e também da localização destes padrões sobre a trajetória das correntes (JOHN et al., 1998). De acordo com Luedmann (1966), o limite interno da CNB está situado entre 20-40 km da costa, tendo a velocidade combinada da CNB de aproximadamente $1,1 \text{ m s}^{-1}$ em março e abril, com máxima intensidade desenvolvida entre 150-200 km da costa (ARNAULT et al., 1999; BOURLES et al., 1999).

Apesar da importância dos processos hidrodinâmicos no entendimento da dinâmica da região costeira do estuário rio Caeté, apenas alguns estudos foram executados dentro desta região. Entre eles, medidas de intensidade de corrente em uma estação fixa no estuário (SCHWENDENMANN, 1998; DITTMAR, 1999), um estudo considerando a reprodução, o crescimento, e a estrutura da população do caranguejo *U. cordatus*, que é a principal fonte de renda para a população da região (DIELE, 2000); além disso, pesquisas sobre a comunidade de peixes (COSTA et al., 1999) e estudo socioeconômico (GLASER e DIELE, 2004).

A fim de avaliar quais os processos oceanográficos atuantes na região costeira margeada por ecossistema de mangues, e identificar quais os mecanismos que controlam as correntes costeiras, o foco deste estudo está direcionado na variabilidade oceanográfica dentro e fora dos limites litorâneos. Dessa forma, foram conduzidas observações de corrente e propriedades hidrográficas em duas estações fixas. Tais séries de observações foram escolhidas por representarem o padrão da circulação, e estrutura vertical da coluna d'água (por exemplo, CURTIN, 1986; GEYER, 1995; GEYER e KINEKE, 1995; GEYER et al., 1996; KJERFVE et al., 1996; BROOKS et al., 1999; NARVÁEZ et al., 2004; LASS e MOHRHOLZ, 2005; LUCAS et al., 2005). Tais medidas têm sido empregadas numa gama de investigações ao longo dos diversos ambientes costeiros do mundo (LENTZ, 1995; LENTZ e LIMBURNER, 1995; DAVID e KJERFVE, 1998; CAVALCANTE et al., 2004; CASTELLE et al., 2006; WOO et al., 2006).

Este artigo demonstra como medidas e análises de observações de uma série de dados de corrente e propriedades de água, podem avaliar a dinâmica do sistema costeiro em uma área de mangue na região norte do Brasil, e como a circulação e estrutura vertical da coluna d'água influenciam nos mecanismos de transporte das correntes costeiras.

4.2 MATERIAL E MÉTODOS

4.2.1 Cenário físico da área de estudo

A área de estudo fica situada dentro dos trópicos úmidos região de Bragança, Norte do Brasil. A classificação local geral é "Região Bragantina" a qual faz parte da "Amazônia Oriental" (KRAUSE et al., 2001). A linha de costa do litoral norte brasileiro foi classificada por (MUEHE e NEVES, 1995). Eles dividiram o litoral em torno da foz do rio Amazonas em dois segmentos, Norte e Sul. Esta região é influenciada distintamente pela circulação oceânica local, ventos moderados e ondas predominantemente de leste. Um complexo de mangues de aproximadamente 500 km de extensão, separados por planícies de maré, caracteriza este litoral.

A região costeira de Bragança está associada ao segmento sul. A flora dos mangues é dominada por três espécies: *Rhizophora mutilam*, *germinans* de *Avicennia*, e *racemosa* de *Laguncularia*, todas pertencentes à província de mangues do Atlântico (PERNETTA, 1993). Esse sistema com grandes praias de dunas na margem frontal do ecossistema de mangues foi criado durante o período do Holoceno, através das várias transgressões do nível do mar (SUGUIO et al., 1985; SOUZA FILHO e EL-ROBRINI, 1997; BEHLING et al., 2001).

O clima na região de Bragança é caracterizado por uma marcada sazonalidade com a maior parte das chuvas acontecendo entre janeiro e junho. Média anual da precipitação e temperatura de ar, medido entre 1973-1997 em Tracuateua 50 km sudoeste de Bragança, é 2.500 mm e 25,9°C, respectivamente (INMET, 1992).

O estuário do Caeté é influenciado por um regime semidiurno de macromaré com uma altura acima de 5 m. Porém, a maior parte das elevadas florestas de mangues, é inundada apenas durante as marés de sizígia. Nos cursos d'água do estuário, a velocidade da corrente atinge 2 m s⁻¹, durante a lua nova e cheia (SCHWENDENMANN, 1998), conduzindo a uma alta taxa de erosão e transporte de sedimento.

4.2.2 Fontes dos dados

Este artigo apresenta resultados do estudo realizado entre 15 e 18 de abril de 2003, na região costeira do estuário do Caeté. Foi usada uma série de dados de perfisamentos hidrográficos e oceanográficos em duas estações fixas. Estas medidas representam a primeira pesquisa científica das correntes costeiras nesta área, a qual vem sofrendo influência

antrópica, através da construção de estradas entre a cidade de Bragança e a praia de Ajuruteua, iniciada nos anos 70.

Duas estações fixas foram selecionadas dentro da região costeira, como mostra o mapa (Figura 23). Estação 1 ($0^{\circ}45'38''\text{S}$ e $46^{\circ}31'30''\text{W}$), está localizada dentro da isóbata de 20 m. Na Estação 1, as medidas foram conduzidas entre 15 e 16 de abril, começando às 17:30 horas do dia 15 e terminando às 19:30 horas do dia 16. Para Estação 2 ($0^{\circ}35'10''\text{S}$ $46^{\circ}27'22''\text{W}$), situada na isóbata de aproximadamente 30 m, as medidas começaram às 13:30 horas, do dia 17 até às 14:30 horas do dia 18. Aparte dos parâmetros físicos, os dados de hidrografia foram medidos em intervalos de 1,5 horas.

Dados de elevação do nível do mar foram obtidos a partir do Diretório de Hidrografia e Navegação, junto à Marinha do Brasil, para a Estação de Boiuçucanga situada nas coordenadas ($0^{\circ}53'$ e $46^{\circ}37'\text{W}$). O período analisado foi entre 6 de julho a 7 de agosto de 1966.

Os dados de correntes foram submetidos a correção de declinação magnética ($\beta = 19,82^{\circ}\text{W}$), e alinhamento da costa ($\alpha = 12^{\circ}\text{E}$). Valores positivos da componente longitudinal (u), representam a direção leste, e valores negativos na direção oeste; a componente transversal (v), os valores positivos indicam corrente na direção norte, e correntes negativas na direção da costa, ou seja, em direção à Baía do Caeté.

Os dados coletados foram medidos por ADCP do tipo BROADBAND, mais conhecido como “canhão laranja” ou “Rio Grande”, com frequência de amostragem de 1200 kHz. Os perfis de velocidade foram realizados da superfície até o fundo durante 25 horas; os perfis verticais de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade foram medidos da superfície ao fundo a cada 1,5 horas, através de CTD do tipo IFM-GEOMAR, com resolução de $0,015^{\circ}\text{C}$ para temperatura, $0,003\text{ mS cm}^{-1}$ para a condutividade e $0,004\%$ FS para a pressão. Um GPS foi usado para determinar a posição das estações. O total de sedimento suspensão foi medido a cada 3 horas em três profundidades, próximo da superfície, no meio e próximo ao fundo.

Simultâneo as medidas de campo, dados da estação meteorológicas automáticas na praia de Ajuruteua foram usados para verificar condições atmosféricas durante a pesquisa.

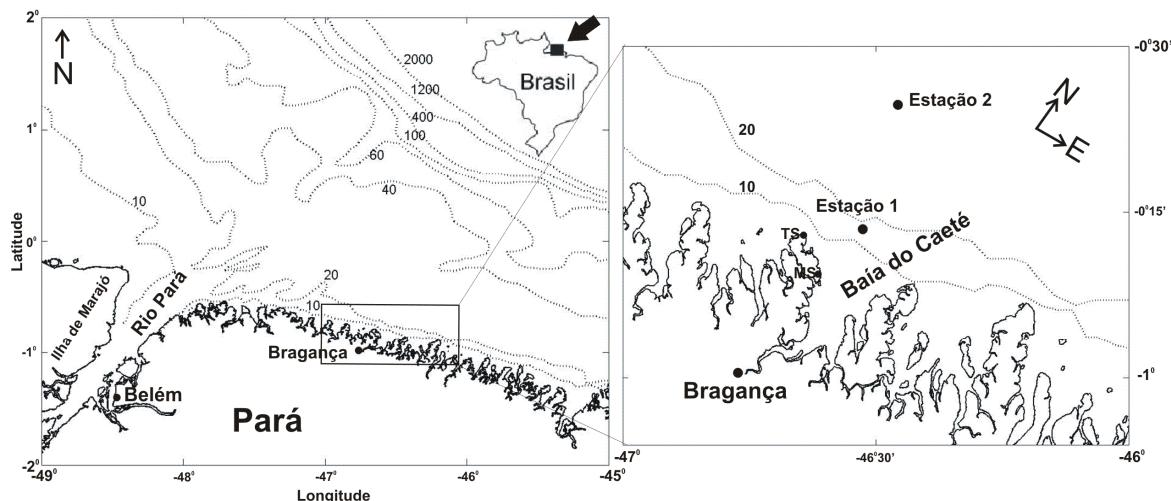


Figura 23 – Localização das estações de medida na região costeira próxima ao estuário do Caeté. As Estações 1 e 2 indicam as localizações dos perfilamentos hidrográficos e de corrente e TS - Estação de Maré; MS - Estação Meteorológica.

4.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir é apresentada uma análise dos perfis oceanográficos. Em cada estação, as características oceanográficas e hidrográficas são caracterizadas em função da influência dos da energia do vento, descarga do rio Caeté e correntes de maré. Estes resultados são uma assinatura hidrodinâmica específica para cada estação. São caracterizadas as diferenças na variabilidade das correntes e sua influência na estabilidade da coluna d'água.

4.3.1 Fatores meteorológicos e maré

A costa leste tropical da América do Sul tende a receber ondas de sudeste de magnitude fraca a moderada durante todo o ano, com períodos entre 6 e 9 s. Os ventos alísios variam entre 5 e 10 m/s e produzem ondas com altura média entre 1 e 1,5 m; A brisa marítima é predominante em baixas latitudes, e aumenta sua intensidade a partir do final da manhã até o entardecer (CURTO, 1999). Tal fenômeno é considerado como um mecanismo dominante ajudando no transporte costeiro (MASSELINK e PATTIARATCHI, 1998). No trabalho realizado por (KRAUSE e SOARES, 2004), durante um período de 4 anos, eles descobriram que fortes ventos atingem a região do Caeté apenas em raras ocasiões, sendo a mudança sazonal dos ventos pequena.

A série temporal dos dados meteorológicos (Figura 24), indica as condições meteorológicas durante abril de 2003. A temperatura do ar e a umidade relativa estão fora de fase devido à radiação solar. Os valores médios da velocidade do vento, temperatura do ar, pressão atmosférica e umidade relativa são $2,2 \text{ m s}^{-1}$, $26,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $1011,7 \text{ mb}$ e $82,62 \%$, respectivamente. O comportamento do vento medido na praia de Ajuruteua exibiu uma variabilidade diurna bem definida, refletindo o regime da brisa marítima da região, o mesmo aconteceu para outros fatores meteorológicos (Figura 24 - painel inferior).

Uma característica particular da dinâmica da plataforma continental é a resposta das águas da plataforma aos ventos. A direção do vento medido na estação meteorológica representa a direção para onde o vento sopra (Figura 24 - painel inferior). No início do mês de abril de 2003, os ventos apresentam fluxos na direção noroeste com fraca magnitude, alterando sua direção para sudoeste, e atingindo velocidade máxima de $5,7 \text{ m s}^{-1}$ no dia 13 de abril. Devido a estação meteorológica, está localizada em área costeira, os ventos mostram grande variabilidade ao longo do mês, alterando sua direção repentinamente. Durante os dias 15 à 18 de abril, o vento sopra predominantemente na direção sudoeste, e dependendo da intensidade e persistência, pode provocar um fluxo local ao longo da região costeira. Na estação meteorológica, o diagrama de vetor progressivo do vento (Figura 27), indica uma direção geral fluindo na direção oeste.

O padrão atmosférico sobre a plataforma continental Amazônica e Paraense é dominado em grande parte pelos ventos alísios. A variação anual da tensão de cisalhamento do vento atinge um valor máximo nos meses de dezembro-abril com direção NE. Tal estudo foi realizado usando os dados dos ventos do European Centre for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF), de acordo com Geyer et al. (1996). Apesar dos ventos serem orientados aproximadamente perpendicular à costa, (LENTZ, 1995a) mostrou que existem flutuações nas componentes longitudinais e transversais da tensão de cisalhamento do vento, com forte influencia sobre o fluxo das águas do rio Amazonas, e por conseguinte sobre a dinâmica costeira do Pará. Em abril, ocorre a transição dos ventos devido à migração da ZCIT, estando mais próxima do equador durante os meses de março e abril.

A maré na plataforma Amazônica e Paraense é principalmente forçada pelas marés do oceano profundo (GEYER et al., 1996). A diferença de fase entre o talude continental e a região norte e sul da plataforma Amazônica é no máximo 2 horas, indicando o comportamento de uma onda quase estacionária para a componente M_2 . As componentes M_2 , S_2 e N_2 são, nessa ordem, as componentes semidiurnas dominantes. A componente M_2 propaga-se cruzando a plataforma Amazônica com significativo amortecimento, sendo sua

energia dissipada em grande parte, próximo à costa, dentro da isóbata de 20 m (BEARDSLEY et al., 1995).

O rio Caeté experimenta grande variabilidade de maré, com respeito às mudanças do nível d'água e intensidade das correntes, as quais respondem principalmente as forças da maré semidiurna (Tabela 5). A amplitude harmônica e fase obtidos por análise harmônica (FRANCO, 1998), foram calculadas a partir dos dados horários coletados na estação de Boiuçucanga. Na Tabela 5, é mostrado as características das nove componentes harmônicas principais com amplitude e fase, de acordo com Franco (1998). A altura média da maré em Boiuçucanga é aproximadamente 5,5 m. A altura máxima da maré durante a sizígia atinge 5,9 m e durante a quadratura 5,1 m, como pode ser esperado dentro de uma região com predominância semidiurna.

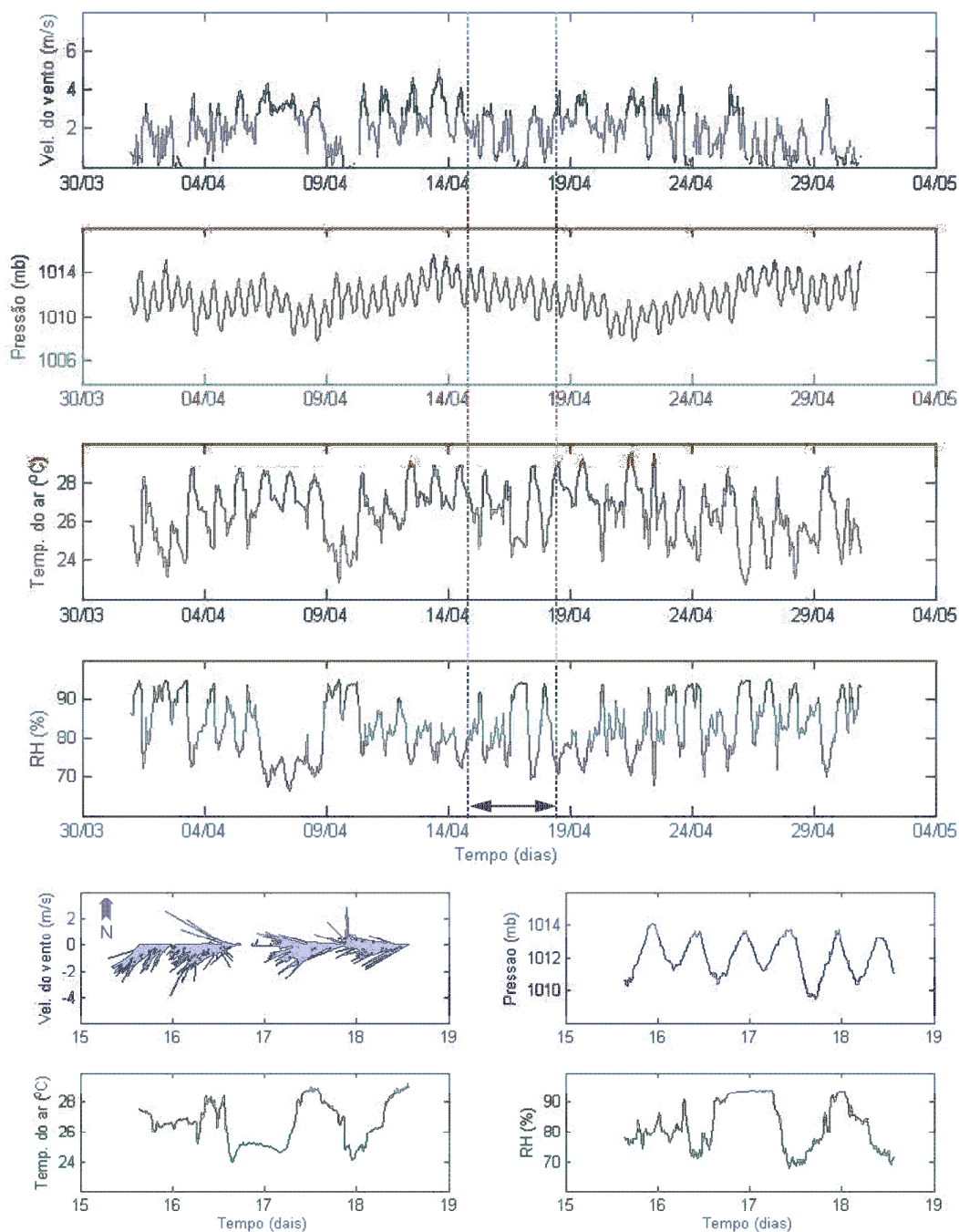


Figura 24 – Série de dados dos parâmetros meteorológicos durante o mês de abril de 2003. As linhas tracejadas representam o período de coleta dos dados entre os dias 15 à 18. Os vetores do vento apontam na direção onde o vento sopra, convenção oceanográfica.

O número de forma é a razão entre as duas componentes diurnas principais e as duas componentes semidiurnas principais

$$N_f = (K_1 + O_1) / (M_2 + S_2)$$

e indica o tipo de maré (DEFANT, 1960; BOWDEN, 1967). O número de forma é 0,08, indicando que a maré é predominantemente semidiurna em Boiuçucanga.

A amplitude relativa das duas componentes menores S_2 e N_2 , em relação à M_2 , é aproximadamente $S_2/M_2=0,28$ e $N_2/M_2=0,19$, respectivamente, indicando uma grande variação entre as marés de sizígia e quadratura $[(M_2+S_2)/(M_2-S_2)=1,8]$ e variação mensal $[(M_2+S_2+N_2)/(M_2-S_2-N_2)=2,7]$ com as forças semidiurnas. A maré diurna no rio Caeté possui valor muito baixo, com as componentes principais K_1 e O_1 , medindo 9 e 11 cm. Dessa forma, a forçante primária da maré no estuário do Caeté é semidiurna, com M_2 sendo a componente dominante.

Estes resultados são similares aos obtidos por Beardsley et al., (1995). Os autores mostraram que, a amplitude relativa das duas componentes semidiurnas inferiores S_2 e N_2 , com a componente M_2 , são aproximadamente $S_2/M_2=0,28$ e $N_2/M_2=0,19$, revelando um valor de $[(M_2+S_2)/(M_2-S_2)=1,8]$ para as marés de sizígia e quadratura, e $[(M_2+S_2+N_2)/(M_2-S_2-N_2)=2,7]$ para o mensal, concordando com os valores em Boiuçucanga. As constituintes semidiurnas dominantes M_2 , S_2 e N_2 , representam aproximadamente 85%, ou mais do total da variância da maré, sendo as componentes mais energéticas da região.

Tabela 4. Amplitude H (cm), e fase em Greenwich Gw ($^\circ$), das constituintes diurna, semidiurna e sobre maré em Boiuçucanga – PA.

Símbolo	Constituinte	Amplitude (cm)	Fase ($^\circ$)
O_1	Lunar Principal	9,0	306
K_1	Declinacional luni-solar	10,6	292
M_2	Lunar Principal	188,3	294
S_2	Lunar Principal	52,9	309
N_2	Grande lunar elíptica	35,7	302
K_2	Declinacional luni-solar	14,4	302
M_4	Primeira sobre maré M_2	10,3	143
MSf	Quinzenal Luni-solar Senoidal	9,3	162

4.3.2 Variabilidade das correntes

Marés e vento foram os agentes forçantes que influenciaram a região costeira do estuário do Caeté. As isotácas de velocidade representam a magnitude das componentes u e v,

ao longo da coluna d'água (Figura 25). A maré dominou as correntes na sua componente normal à costa durante o período de medida na Estação 1, como indicado pela inversão das correntes na coluna d'água. Porém, a diferença entre o fluxo superficial e de fundo, indica a presença da circulação gravitacional nesta estação, revelando a influência da descarga do rio Caeté. Os perfis de corrente indicaram uma assimetria entre enchente ($v < 0$) e vazante ($v > 0$). As correntes de enchente são mais intensas que as de vazante, atingindo valores máximos em torno de -80 cm s^{-1} e 60 cm s^{-1} , respectivamente (Figura 25 - painel superior direito). Além da variabilidade da maré e ventos, as correntes costeiras também atuaram como agente forçante na Estação 2, Figura 25 (painel inferior).

A componente normal à costa (Figura 25 - painel inferior direito), é dominada ligeiramente pelo fluxo semidiurno de maré, tornando a corrente costeira predominante e a persistência do vento (Figura 24 - painel esquerdo inferior), efetivamente mais importante. A amplitude da componente normal varia entre -60 e 80 cm s^{-1} . Os valores negativos só foram observados durante as 3 horas iniciais de medida. Isto tem implicações para o transporte resultante na direção do oceano, que será discutido em seguida. O componente longitudinal (Figura 25 - painel esquerdo inferior), também exhibe variação semidiurna com maior amplitude -80 a 70 cm s^{-1} . Esta estação, fica situada distante da costa, próximo a zona limite de influencia das águas do rio Caeté e as águas costeiras, entre as isóbatas de 20 e 30 m. A velocidade vertical é mais intensa na vazante, conduzindo por quase 2 horas, máximos de velocidade superficial. Há também um atraso de 2 horas entre a estufa de maré e a estufa das correntes.

Geyer et al. (1996), mostraram que ao sul do rio Pará, a componente M_2 se comporta como uma onda estacionária, com pequeno atraso de fase e máxima elevação junto à costa 1,9 m, próximo de $46^\circ 30' \text{W}$, região do estuário do Caeté. Os outros componentes semidiurnos S_2 e N_2 , exibem comportamento semilar sobre a plataforma Amazônica e sua região próxima da foz. Assim, o componente normal da corrente responde mais rápido a influência da maré, em comparação ao componente longitudinal. De fato, as correntes mais intensas sobre a plataforma são devido às marés semidiurnas. Geralmente, as correntes de maré são orientadas cruzando a plataforma, com velocidades que alcançam 200 cm s^{-1} na zona frontal (GIBBS, 1982; NITTROUER et al., 1986).

Os componentes longitudinais e transversais indicam um fluxo predominante para norte seguindo a direção noroeste, diferente da Estação 1, onde o fluxo resultante aponta para sul, próximo da região costeira.

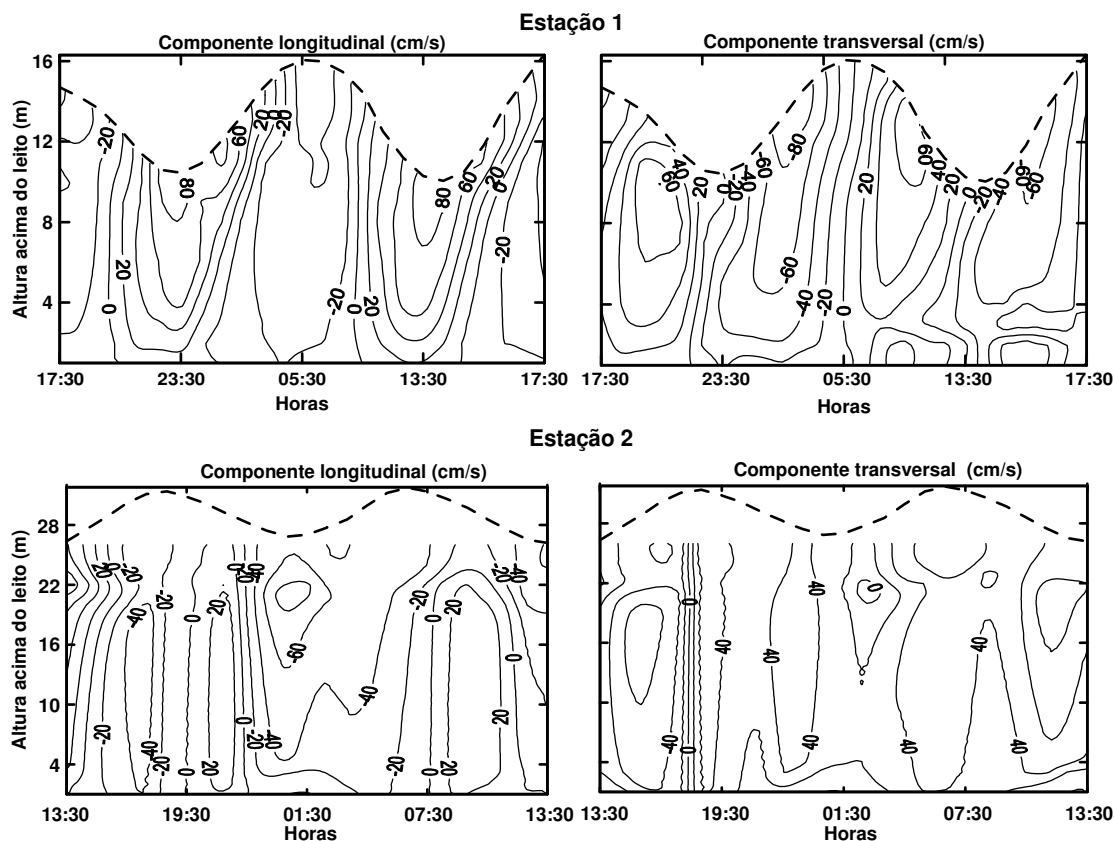


Figura 25. Variação das componentes de velocidade nas estações costeiras (Estação 1 – 15 e 16 de março) e (Estação 2 – 17 e 18 de março) durante 2003.

Na componente (u), uma pequena assimetria foi observada entre as correntes de enchente e vazante (Figura 25 - painel esquerdo superior); as correntes máximas e mínimas foram 93 e -63 cm s^{-1} , respectivamente. Semelhante ao componente (v), as correntes mais intensas foram entre as profundidades 3 e 5 m. Maior variabilidade na circulação costeira resultante da componente longitudinal em comparação com a transversal. Na camada superior, a corrente atingiu 25 cm s^{-1} , diminuindo para o fundo com -16 cm s^{-1} , próximo dos 14 m. O componente (u), exibiu fluxo para leste e oeste com inversão próximo dos 19 m; a velocidade residual foi relativamente baixa $2,6 \text{ cm s}^{-1}$, e o transporte preferencial para leste, próximo da costa.

Os valores extremos de velocidade variam entre 4 e 5 m (Figura 25 - painel direito superior), e um forte gradiente vertical de salinidade está entre 3-5 m. O perfil resultante indica maior intensidade com -17 cm s^{-1} , na camada superficial, e fluxo na direção sul, predominante até 11 m, seguido na direção norte, devido a alta fricção de fundo. O fluxo residual foi $-5,8 \text{ cm s}^{-1}$, e conseqüentemente, o transporte residual através da componente normal à costa, teve deslocamento final junto à área costeira.

O fluxo da maré possui uma região interior de máxima instabilidade vertical, localizada entre 5 e 7 m de profundidade (Figura 25 - painel inferior). No período de observação, os perfis de velocidade verticais mostraram pouca variação vertical em ambos os componentes, exceto nas camadas entre 5 e 7 m de profundidade, como resultado do forte gradiente de salina entre 21,3 e 31,2 nas profundidades entre 4 e 6 m. Os máximos de velocidade foram observados na superfície, com -26 cm s^{-1} para componente (u) e 34 cm s^{-1} para componente (v), à 3 m de profundidade.

Como previamente discutido, o comportamento assimétrico entre enchente e vazante durante a sizígia (Figura 25), da superfície ao fundo, foi causado pela descarga do rio, variação da maré, e persistência do vento, na Estação 1. Na Estação 2, as correntes costeiras, fraca influência da descarga do rio e variabilidade da maré, foram os fatores dominantes.

O diagrama “stick” (Figura 26), indica a variabilidade em três camadas distintas, na superfície, meio e fundo. Na Estação 1, as correntes de maré oscilam com a presença da sobreposição da circulação gravitacional. O componente semidiurno é mais intenso no período de enchente, desde a superfície até o fundo. Na camada intermediária foi observado equilíbrio entre os fluxos de enchente e vazante.

Na Estação 2, nota-se a direção da corrente fluindo para sudeste nas 3 horas iniciais. Tal fluxo, indica uma direção contrária ao padrão esperado que seria na direção noroeste. A contradição entre as primeiras 3 horas, e o período restante de medida, indica uma mudança na direção do fluxo devido possivelmente à mudança na direção do vento (Figura 26), ou através do processo de re-circulação local. Este comportamento pode ser atribuído ao processo de transição das águas do Caeté e a região litorânea. Outro possível fator pode ser atribuído a formação de vórtices de mesoescala, gerando re-circulação nas áreas distantes do Caeté. Porém, esta última sugestão é difícil de explicar devido à limitação de observações nesta região. O fluxo oposto registrado nas primeiras 3 horas da superfície até 18 m, flui para noroeste, a partir dos 18 m até as camadas próximas ao fundo. O mecanismo físico responsável por esta mudança, ainda não é bem entendido. Na superfície e próximo ao fundo, como seria esperado, a intensidade da corrente é mais forte que nas camadas do fundo.

A mudança abrupta na direção das correntes de sudeste para noroeste a partir dos 19 m, é a característica mais distintiva nestes dados. Várias hipóteses tentam explicar tal evento: ventos persistentes, direção, re-circulação local ou variabilidade de mesoescala. Estas características podem ser relacionadas à intrusão da “água preta” dos rios Amazonas e Pará. Porém, não há nenhuma evidência direta, para mostrar que a “água preta”, pode interferir

sobre a região costeira do Caeté. O mecanismo que causa a mudança da corrente durante as primeiras 3 horas, na Estação 2, permanece sem uma explicação concreta.

Outra característica distinta entre os dois locais de medida, é a significativa diferença na estrutura das correntes residuais. O primeiro ciclo na Estação 1, foi caracterizado pela presença de água doce mais intensa do que na Estação 2, resultando em predominante direção local, e evidenciando a presença da circulação gravitacional, como indicado pelo fluxo residual. Por outro lado, na Estação 2, foi caracterizada por pequena influência das águas do rio Caeté. Como resultado, a circulação gravitacional, somente pareceu está presente na Estação 2, apenas durante as 3 horas iniciais. O fluxo residual mostrou uma tendência na direção para fora da costa.

Em regiões costeiras protegidas do impacto direto das atividades das ondas e tempestades, localmente os ventos geram ondas, particularmente em associação com as atividade da forte brisa marítima, como é o caso da região do Caeté, tendo tais processos, importante papel no controle dos processos locais e distante da costa (PATTIARATCHI et al., 1997).

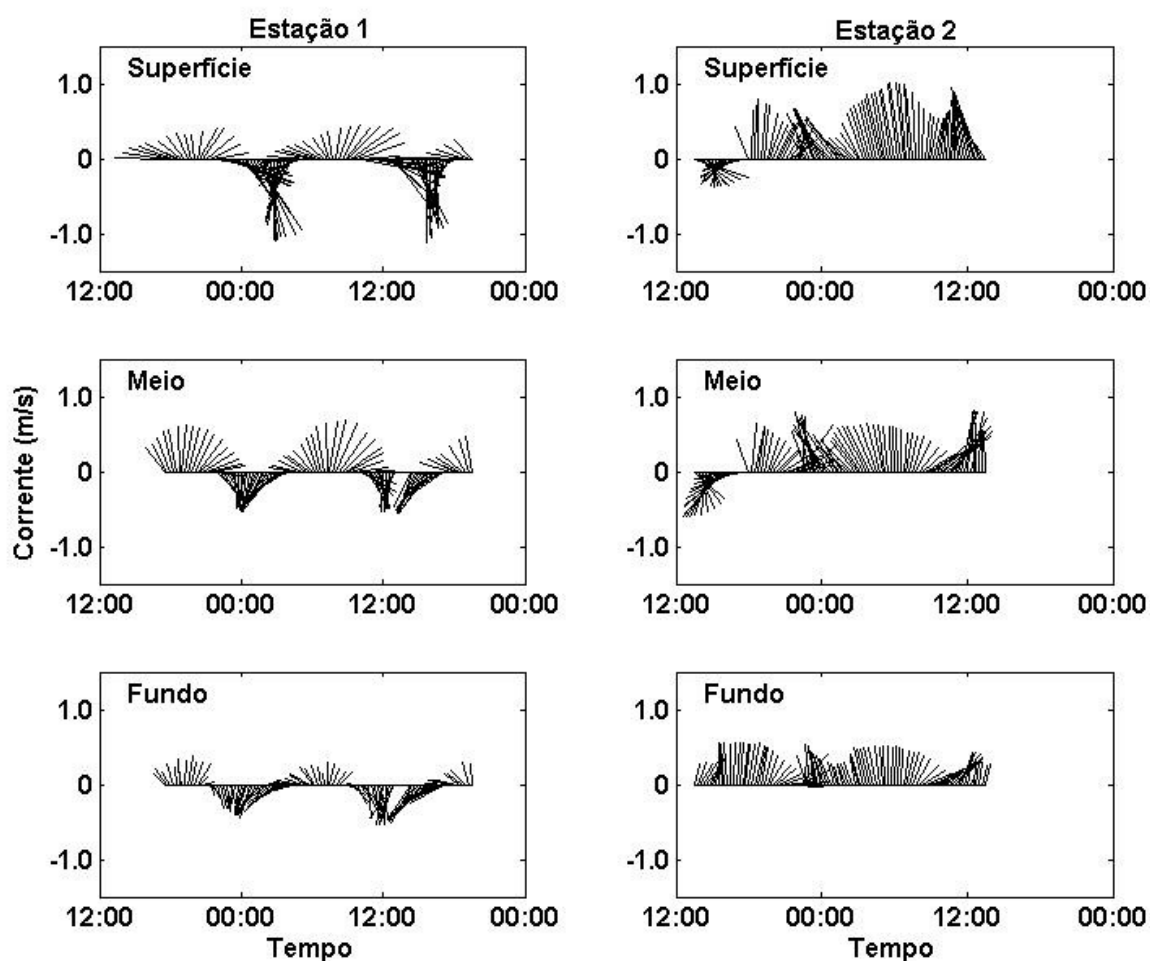


Figura 26. Série de tempo dos vetores de corrente nas Estações 1 e 2.

O diagrama de vetores progressivo (DVP), para o vento (Figura 27 - painel direito), durante abril de 2003, indica o deslocamento predominante do vento ao longo do eixo leste-oeste. Esta direção é predominante durante o mês de abril, quando os ventos alísios aumentam sua intensidade, alcançando a costa do Pará com forte componente de leste em julho.

O DVP (Figura 27 - painel esquerdo), indica a variabilidade das correntes superficiais, nas Estações 1 e 2. Durante os dias 15 e 16, a corrente deslocou-se para SE, exibindo um ciclo semidiurno depois de 12 horas (05:30 horas - no dia 16). Porém, a trajetória permanece próxima da região costeira. Por outro lado, entre os dias 17 e 18 (Estação 2), o fluxo foi direcionando para noroeste, com 3 horas iniciais fluindo para sudeste. Este mesmo padrão, é visto em toda coluna d'água até 18 m, onde uma circulação inversa vira anti-ciclonicamente.

Este padrão distinto das correntes predominantes entre as Estações 1 e 2, sugere a presença de uma possível zona fronteira, como uma região de transição entre as águas bem misturadas próximas da costa, com as águas fortemente estratificadas, que deslocam-se sobre a plataforma interna e externa. O limite em direção ao mar da zona frontal é claramente constante para as águas do rio Pará, acontecendo perto dos 20 m. Neste caso, o rio Caeté possui uma descarga muito inferior, fazendo com que esse limite não avance para regiões muito distante da costa (GEYER, 1995).

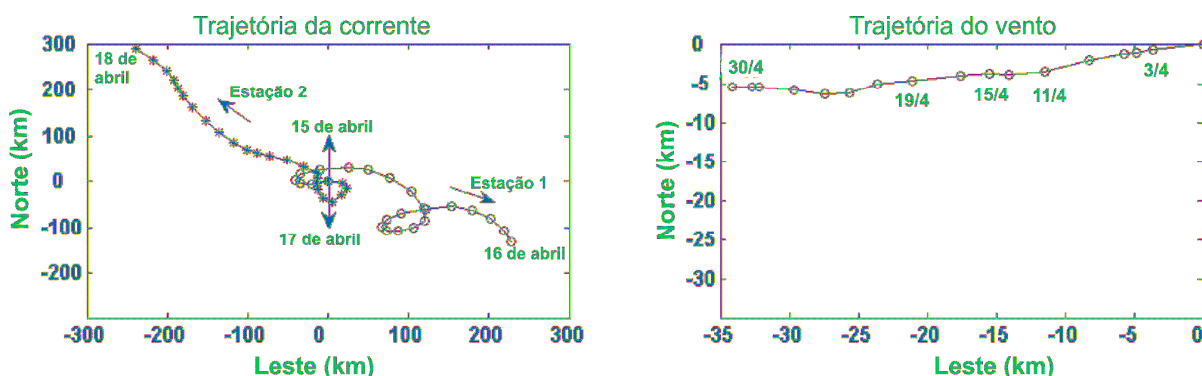


Figura 27. Diagrama dos vetores progressivos de corrente para as estações 1 e 2, durante 15 a 18 de março de 2003. Diagrama dos vetores progressivos do vento na estação meteorológica de Ajuruteua.

A importância da tensão de cisalhamento do vento sobre a variabilidade das correntes na escala de dias à semanas, pode ser observado no estudo de Lentz (1995). Através do cálculo do balanço de momentum da componente longitudinal da pluma, Lentz (1995), mostrou que mesmo na ausência da ação dos ventos sobre a pluma, há um fluxo superficial de noroeste com $0,8 \text{ m s}^{-1}$ na plataforma média, apoiando a hipótese de que a advecção

predominante de noroeste da pluma, não é totalmente dirigida pelos ventos locais. Devido a persistência dos ventos alísios, o fluxo médio ao longo da porção sul da plataforma Amazônica é predominantemente de noroeste, e conseqüentemente a região costeira do Caeté também apresenta influência deste fluxo predominante.

4.3.3 Hidrografia e sedimento em suspensão

Durante o experimento de sizígia, a variação de salinidade gerada pela influência advectiva das correntes de maré, e a descarga do rio excluindo o transporte costeiro e o vento local, é mostrada como função do tempo por um período de 25 horas (Figura 28). A partir da variação da isohalina, a intensificação e erosão da haloclina é aparente, ocorrendo eventos de estratificação/destratificação. De fato, pode ser observado na Figura 28 (Estação 1), aumento da estratificação durante o período de enchente alcançando seu máximo 1 hora antes da elevação máxima da água. Este comportamento, é devido à intrusão salina conectada com a advecção transversal das correntes de maré. O gradiente de salinidade é mínimo próximo da maré baixa. A variação de salinidade entre a superfície e o fundo varia nos intervalos 17,5 - 29,1 e 17,1 - 26,8 no período de maré alta e baixa, respectivamente. Próximo da superfície, a temperatura da água diminui durante o dia, devido à transferência de calor da superfície água para atmosfera. A temperatura da água permaneceu quase constante variando de 27, a 28,5°C.

Na Estação 2 (Figura 28 - painel direito), a intensificação da corrente provoca o aumento da difusão vertical. A salinidade é fracamente estratificada, alcançando condições de bem misturadas na maré alta, quando a coluna salina de água está próxima das camadas superficiais, e é ocupada quase completamente pela massa d'água costeira. Devido à moderada estratificação, a salinidade superficial e de fundo variaram no intervalo de 20,6 - 30,7 a 31,2, e foram associadas a condições de quase isotérmica (27,8 a 29,6). Porém, nas camadas inferiores, as isotermas mostram o mesmo padrão como na Estação 1.

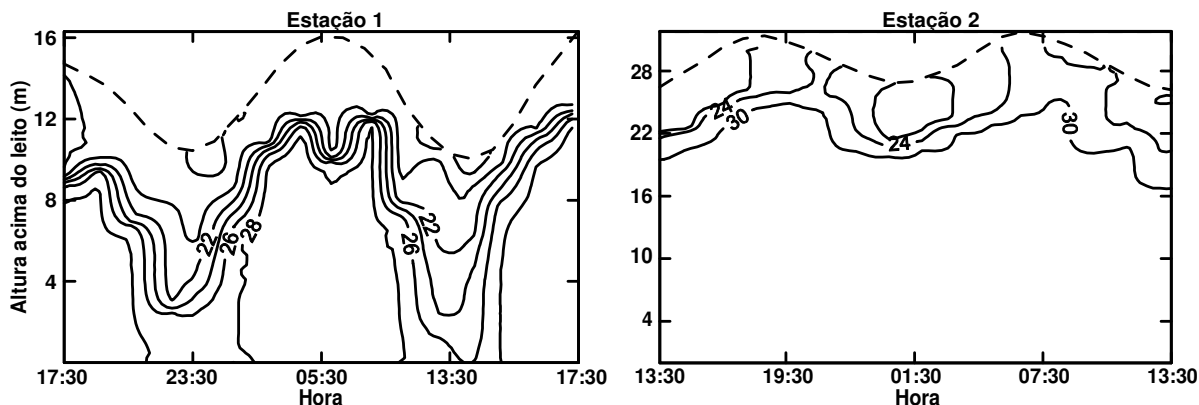


Figura 28. Variação vertical da salinidade nas estações 1 e 2, durante o período de 15 a 18 de março de 2003.

A baixa salinidade está isolada na camada superior, embora exista variabilidade temporal. Nessa região não há uma pronunciada variação de maré como observado na Estação 1. Em frente à foz do rio Caeté, a oscilação frontal da salinidade nunca foi observada, porém, é possível notar que, na Estação 2, distante 32 km da costa, a frente parece estender-se um pouco além dessa posição. Contudo, estes primeiros resultados sugerem uma oscilação entre 30 e 40 km na direção normal à costa, durante as marés de sizígia. As oscilações frontais são acompanhadas por mudanças drásticas na estratificação vertical ao longo dessa frente.

Na foz do rio Caeté, estes resultados preliminares indicam que a estratificação vertical é maximizada durante a maré baixa, quando a frente se assemelha a um ambiente de cunha salina na Estação 1, e é minimizada durante a maré alta, quando a frente de salinidade tem características de parcialmente misturado. Na Estação 2, a estratificação vertical é observada nos primeiros 6 m, a partir dessa profundidade, a coluna de água se mostra bem misturada. A migração normal da frente, e o ciclo estratificação e destratificação são conectados à modulação quinzenal da forte corrente de maré. Estas correntes não só provocam advecção da frente de salinidade, mas também fornecem a maior parte da energia para a mistura na plataforma continental Amazônica (GEYER, 1995).

A estratificação de densidade foi tão intensa quanto a de salinidade, aumentando a estabilidade do fluxo através da coluna d'água. As flutuações de salinidade são também influenciadas pela advecção longitudinal e transversal, além de uma contribuição da mistura induzida pela maré. A influência da mistura induzida pela maré na Estação 1, é consequência de sua baixa profundidade com apenas 16 m, além da proximidade da costa sofrendo influência da descarga do rio Caeté.

A intensidade da mistura vertical dentro da coluna de água é o resultado do contorno, tensão interna e grau de estratificação de densidade. A estratificação reduz a mistura vertical, reduzindo o fluxo vertical de variáveis ecologicamente importantes como o fitoplâncton, e influencia o transporte de larvas dentro da coluna de água. A tensão vertical induzida pela corrente de maré foi grande o bastante para superar a estabilização da estratificação por salinidade e sedimento suspenso. Tal afirmação foi baseada nas estimativas do gradiente do número de Richardson, que significa a razão da magnitude de estratificação pelo quadrado da tensão de cisalhamento: $Ri = (-g/\rho_0)(\partial \rho / \partial z) / (\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2$, (onde g é a aceleração da gravidade, ρ_0 é a densidade média, ρ é a variação vertical a densidade, u e v são o cisalhamento, e z é a coordenada vertical). Baseado em experimentos teóricos (MILES, 1961), e experimentais (THORPE, 1971), Ri fornece a medida de estabilidade da tensão de cisalhamento num fluido estratificado. Quando $Ri < 0,25$, o cisalhamento torna-se forte o bastante para superar a estabilidade do gradiente de densidade e a mistura ocorre.

Durante maré de sizígia nas Estações 1 e 2 (Figura 29), Ri esteve abaixo do limiar teórico de estabilidade que é 0,25, durante quase todo período. Baseado nas observações realizadas nas duas estações, a forte velocidade que normalmente acontece durante as marés de sizígia, produz grande cisalhamento vertical, fazendo com que a estratificação seja eliminada. Na Estação 1, próximo das camadas junto ao fundo foram observadas condições estáveis, tal fato pode ser explicado devido nas regiões inferiores as velocidades tendem a se aproximar de zero, fazendo com que o fluido não apresente grande instabilidade. Na Estação 2, apesar do forte cisalhamento com uma alta velocidade entre 4 e 6 m, condições estáveis ($Ri > 0,25$), foram observadas dentro da haloclina. A pequena concentração de sedimento, não influencia a estrutura vertical da coluna de água. Este transporte vertical de água oceânica, também provê nutrientes à coluna de água superior, contribuindo para aumentar a taxa de produção de fitoplâncton (DEMASTER et al., 1996).

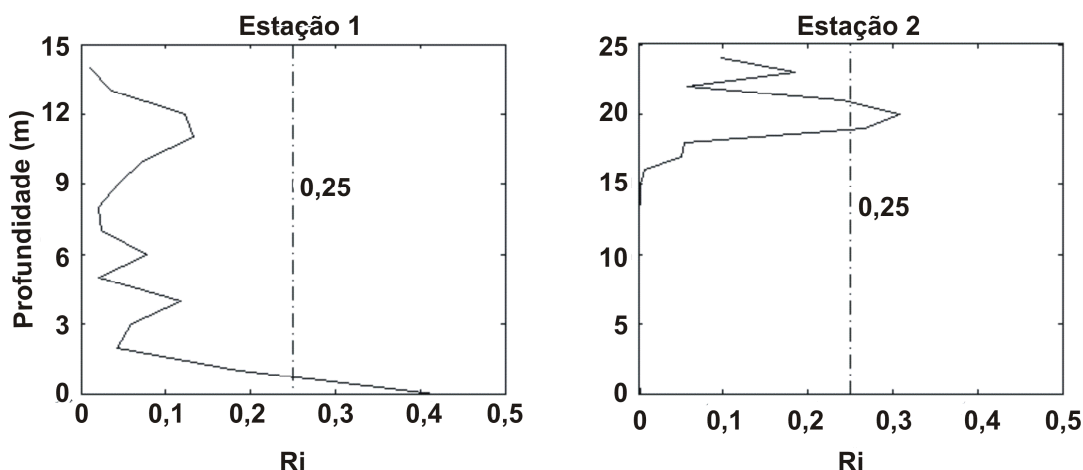


Figura 29. Gradiente de Richardson nas estações 1 e 2, ancoradas durante o período de 15 à 18 de abril de 2003.

A concentração de sedimento em suspensão aumenta fortemente para valores em torno de 80 g l^{-1} nas camadas acima do leito, entre 1 e 3 m, na Estação 1 (Figura 30 - painel esquerdo). Trowbridge e Kinekc (1994), mostraram que esta lama fluida tende a estratificar o fluxo próximo ao fundo, e conduzir a uma forte redução do cisalhamento do fluxo próximo ao fundo. Como resultado, a camada limite interna sobre a camada de lama fluida é bastante fina, e a fricção efetiva exercida pelo fundo torna-se reduzida.

As concentrações mais altas de sedimento em suspensão estão situadas nas proximidades da frente salina junto ao fundo. Os sedimentos de superfície na Estação 1, são relativamente consolidados sem lama fluida. Os perfis de velocidade próximo ao fundo são característicos de camada homogênea com fluxo intenso, e forte cisalhamento de fundo. A corrente próxima ao fundo gerou um pequeno atraso nas camadas superficiais, o qual é consistente com a oscilação das camadas de contorno de fundo (SOULSBY, 1990).

A concentração de sedimento em suspensão na Estação 2 (Figura 30 - painel direito), não revela o mesmo padrão encontrado na Estação 1. Localizada a aproximadamente 32 km da costa, a variabilidade dos sedimentos em suspensão é pequena, e apenas durante o período inicial observou-se concentrações na ordem de $6,5 \text{ g l}^{-1}$, junto ao fundo, entre 1 e 4 m. Devido a esta fraca fricção efetiva exercida pelo fundo, a corrente próxima ao fundo e a estrutura de salinidade, não alterou sua característica.

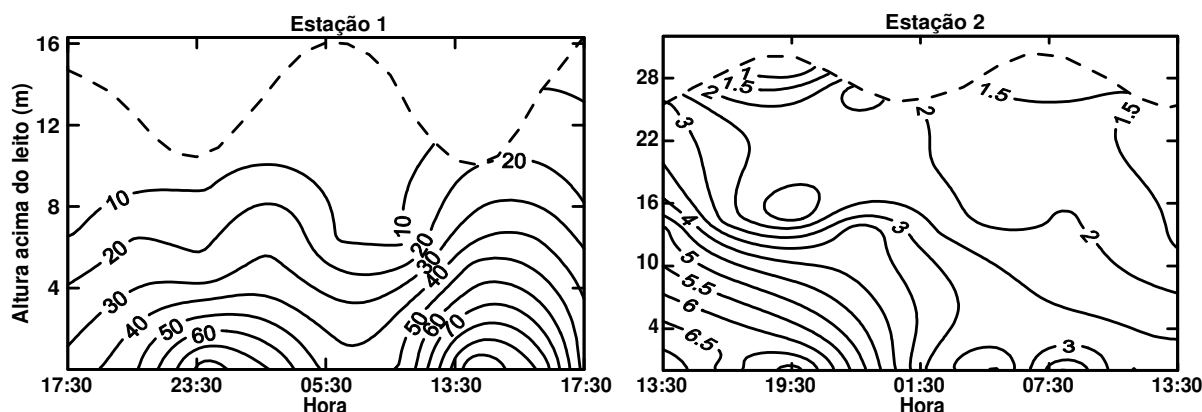


Figura 30. Variação da concentração dos sedimentos em suspensão nas estações 1 e 2.

As águas do rio Caeté passam por várias zonas na plataforma continental, cada uma com distintas características hidrográficas e dinâmicas. A partir dos resultados preliminares gerados nessa pesquisa, a zona frontal à foz do rio Caeté é uma região rasa, bem misturada, onde suas águas são inicialmente despejadas. A zona frontal é uma região de intenso gradiente salino próximo ao fundo, com águas de características continentais alcançando valores de água quase oceânica (Estação 1 - ver Figura 31, painel esquerdo). A plataforma exterior está definida aqui como a região frontal na direção do oceano, a partir da isóbata de 30 m até a quebra do talude.

O limite da zona frontal depois dos 30 m, varia devido principalmente à influência dos ventos e amplitude da maré. É sugerido que a região de transição das águas fluviais e costeiras, localiza-se em torno da Estação 2, por causa das características da salinidade e perfis de corrente. A salinidade aumenta em 4 unidades, entre a superfície e fundo, mostrado no diagrama TS, Estação 2 (Figura 31 - painel direito), indicando a alta contribuição da massa de água de origem oceânica.

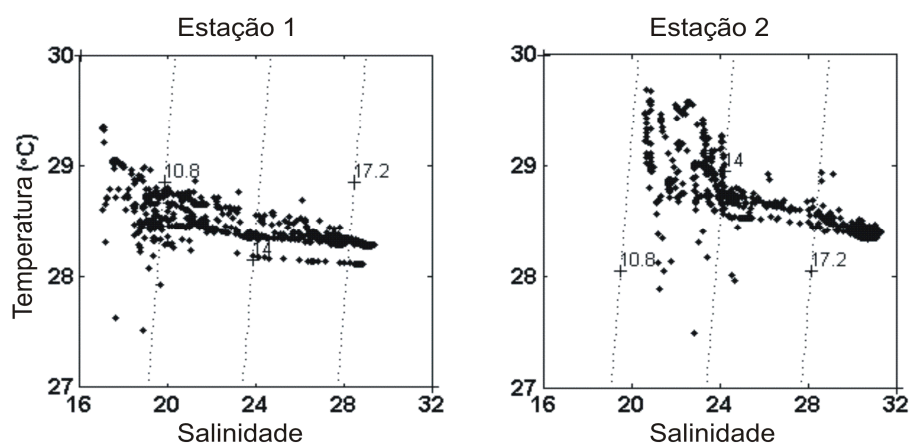


Figura 31. Diagrama TS para temperatura e salinidade nas estações 1 e 2, durante 15 a 18 de março de 2003.

5 ESTRUTURA DE CORRENTE E SALINIDADE NO ESTUÁRIO DO RIO CAETÉ, PARÁ, BRASIL

5.1 INTRODUÇÃO

Nos sistemas estuarinos, os processos de mistura, circulação e estratificação são governados basicamente por três forçantes: a descarga de água doce, as correntes de maré e pela transferência de *momentum* através do cisalhamento do vento em sua superfície livre; aos quais somam-se as influências exercidas pela geometria do corpo estuarino e pela salinidade e padrões de circulação da região costeira adjacente (KJERFVE, 1990; MIRANDA, 1996). Esses forçantes condicionam a circulação gravitacional, a circulação residual e as correntes geradas pelo vento. Em estuários, medidas de correntes e concentração de propriedades, durante um ou mais ciclos de maré, permitem avaliar os valores de exportação e/ou importação de água e materiais do sistema (KJERFVE et al., 1982).

O estuário do Rio Caeté está inserido no mais extenso complexo de manguezais do mundo com 8.900 km², sendo localizado entre São Caetano de Odivelas, foz ao sul do rio Amazonas e Baía de São Marcos (00,5^o-02,5^oS e 044,5^o-048,5^oW), medindo 480 km e abrangendo parte no estado do Pará e parte no estado do Maranhão (KJERFVE e LACERDA, 1993).

A entrada de água doce no estuário do Caeté ocorre através de vários tributários, muitos dos quais fluem através das florestas de manguezais, e com isso, estações limimétricas para aquisição dos dados de vazão torna-se de difícil acesso. De qualquer forma, mesmo se o principal rio tiver uma estação de medida, esta descarga não representa o total de água doce que está entrando no sistema. Chuvas torrenciais são muito comuns em regiões tropicais, podendo provocar um significativo acréscimo no volume total de água para o estuário.

O estuário do Caeté é influenciado por um regime de maré semidiurnal com altura superior à 5 m. Porém, a maior parte das elevadas floresta de mangues são inundadas somente durante as marés de sizígia. Nos cursos d'água estuarina, velocidades de corrente podem alcançar 2 m s⁻¹, próximo a lua cheia e nova. De acordo com Schwendenmann (1998), tais correntes produzem uma alta taxa de erosão e transporte de sedimento.

Apesar da importância dos processos hidrodinâmicos para o entendimento do funcionamento dessa região estuarina, poucos estudos foram realizados neste sentido e nenhum resultado científico em oceanografia física foi reportado na literatura previamente. Este sistema tem grande importância sócio-econômica, e atualmente devido a grande

expansão demográfica a pressão da pesca tem aumentado, sendo atualmente discutida uma adequada estratégia de gerenciamento ambiental para região.

Levando-se em conta a importância dessa região e considerando a escassez de informação disponível do ponto de vista de estudos da área de oceanografia física, este artigo tem como foco principal investigar: i) a variação horária do conjunto de dados de salinidade e corrente, através da análise da variação espaço-temporal dessas propriedades físicas ao longo do estuário; ii) avaliar quais os mecanismos mais importantes para as mudanças nos componentes de transporte advectivo de sal em quatro estações distintas no estuário do rio Caeté e iii) estimar valores para os coeficientes de difusão turbulenta.

5.2 ÁREA DE ESTUDO

5.2.1 Localização

A área de estudo está localizada na Baía de Caeté região norte da costa brasileira a 200 km ENE de Belém, capital do estado do Pará. A cidade mais próxima da Baía de Caeté é Bragança, 30 km ao norte da baía. Possui aproximadamente 78.000 habitantes, tendo o mais baixo grau de desenvolvimento industrial da região (LARA e DITTMAR, 1999). Entre Bragança e a vila Bacuriteua a agricultura e as fazendas de gado são abundantes, mas para maioria dos trabalhadores rurais das vilas vizinhas os recursos extraídos dos estuários adjacentes são a maior fonte de renda (GLASER, 1999).

Na região de estudo (Figura 33) localizada entre as coordenadas ($00^{\circ} 35' 10''$ - $00^{\circ} 45' 38''$ S e $046^{\circ} 27' 22''$ - $046^{\circ} 31' 30''$ W) o regime de precipitação possui características próprias. De acordo com (INMET, 1992), o clima da região é caracterizado por um regime sazonal de precipitação com maior intensidade entre janeiro e junho, atingido 2.500 mm de média anual na cidade de Tracuateua a 50 km sudoeste de Bragança-Pará, para o período registrado entre 1973-1997.

O sistema Maranhão-Pará no qual o estuário do rio Caeté está inserido é caracterizado por um cenário costeiro plano, onde intensas correntes de maré associadas à ondas de vento de alta energia formam na extremidade da costa uma série de barreiras submersas de sedimento em forma de ferradura em direção ao oceano (KJERFVE et al., 2002).

Em função da topografia plana, a maré desempenha um importante papel no regime de manutenção dos sistemas de manguezais da região. Grandes correntes de maré são responsáveis pela erosão dos mangues ao longo das franjas dos estuários e baías, devido à elevada taxa de transporte de sedimento (KJERFVE et al., 2002).

O Rio Caeté possui largura e profundidade variável dependendo da região de observação. Entre Bragança e Bacuriteua a largura do rio varia entre 10-30 m e a estrutura longitudinal de salinidade na ultrapassa valores acima de 5 em Bacuriteua. No estuário mediano entre Bacuriteua e Urumajo a largura varia entre 50-200 m, sendo caracterizado por canais de maré em ambos os lados e salinidade alcançando valores de até 20. A partir de Urumajo dentro do baixo estuário que se estende por aproximadamente 12 km e possui uma largura que varia entre 1-7 km, sendo essa região influenciada por águas costeiras com salinidades maiores do que 20.

5.2.2 Geologia e geomorfologia

O embasamento da planície costeira é formado por sedimentos terciários do Grupo Barreiras que constitui o Tabuleiro Costeiro. Os tabuleiros apresentam uma superfície plana arrasada, suavemente ondulada e fortemente dissecada, com cotas entre 50 e 60 m, que diminuem progressivamente em direção à planície costeira, ao norte. Este contato é marcado por uma mudança litológica (sedimentos areno-argilosos avermelhados do Grupo Barreiras e lamosos da planície costeira), vegetação (floresta secundária e mangue) e morfológica brusca (falésias mortas de até 1m de altura) (SOUZA FILHO e EL-ROBRINI 1996; 1997).

A Planície Costeira Bragantina, no nordeste do Estado do Pará, apresenta cerca de 40 km de linha de costa, estendendo-se desde a Ponta do Maiaú até a foz do Rio Caeté (Figura 32). Está inserida em uma costa embaiada transgressiva dominada por macromaré, cuja compartimentação geomorfológica apresenta três domínios (SOUZA FILHO, 1995): (1) Planície Aluvial, com canal fluvial, diques marginais e planície de inundação; (2) Planície Estuarina, com um canal estuarino subdividido em funil estuarino, segmento reto, segmento meandrante e canal de curso superior, canal de maré, e planície de inundação; e (3) Planície Costeira, com os ambientes de pântanos salinos (interno e externo), planície de maré (manguezais de supramaré e intermaré e planície arenosa com baixios de maré), *cheniers*, dunas costeiras e praias.

A planície costeira de Bragança tem uma extensão de mais de 20 km de largura, e zona intermaré de baixo-gradiente disponíveis para colonização de mangues, formando uma franja com zona de vegetação entre o platô costeiro e o mar, cobrindo uma península de 166 km² de área, cortada por vários canais de maré (Figura 32). A vegetação dos mangues é composta de florestas com árvores que alcançam até 20 m de altura e águas marinhas, como resultado da ação da maré, inundando regularmente essas áreas. Fortes correntes bidirecionais

de maré caracterizam o Estuário do Caeté, possuindo uma foz na forma afunilada, reta e segmentos móveis, além de canais de maré à montante (SOUZA FILHO e EL-ROBRINI, 2000).

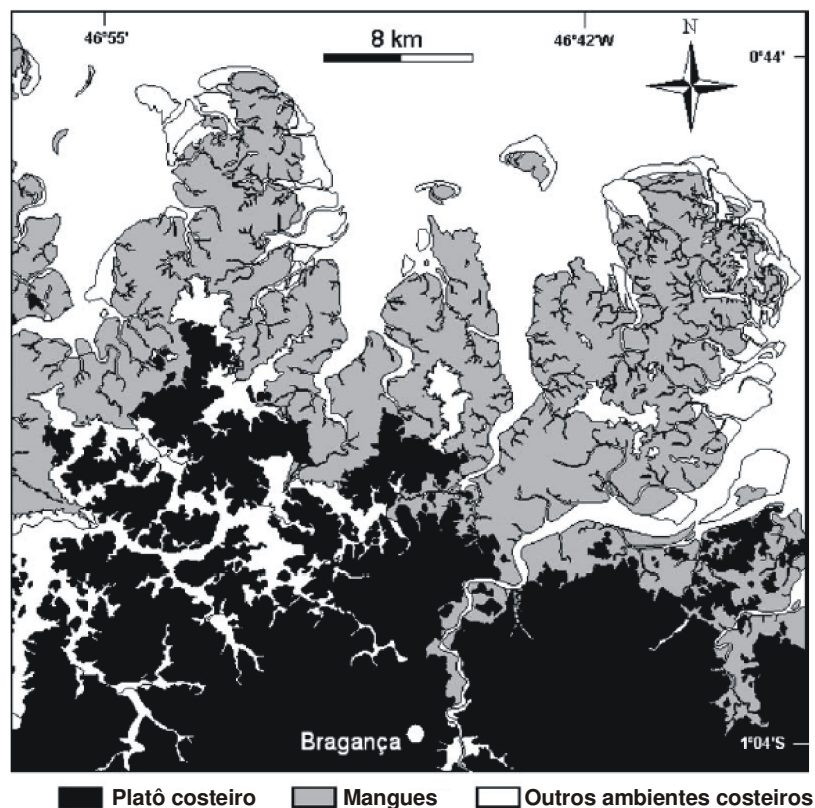


Figura 32. Mapa base da superfície topográfica mostrando uma linda de costa irregular e dentada na costa de mangues do Pará, além de características costeiras ao longo da planície Bragantina (adaptado de SOUZA FILHO et al., 2006).

5.2.3 Descarga fluvial da Bacia Bragantina

Segundo Schwendenmann (1998), o rio Caeté tem aproximadamente 100 km de comprimento, drenando uma área de 3.000 km², e sua descarga varia entre 0,3 a 180 m³ s⁻¹ no período seco e chuvoso, respectivamente. Porém, acreditamos que a descarga e área de drenagem do rio Caeté calculado por (SCHWENDENMANN, 1998), foram superestimadas pela área de drenagem e subestimada no cálculo da descarga fluvial durante os meses secos. Utilizando um mapa internacional mundial de São Luiz (SA), a área de drenagem foi estimada resultando em uma área de cobertura total de 2030 km² (Figura 33).

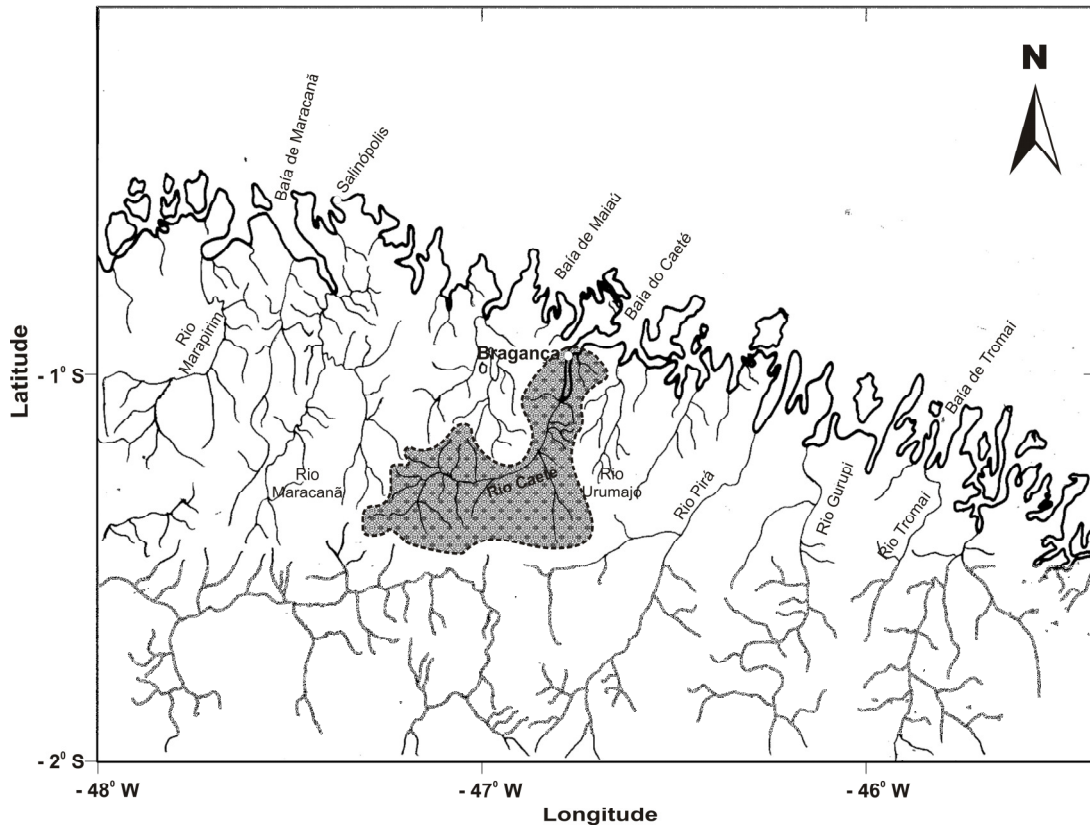


Figura 33. Área de drenagem do rio Caeté. Escala (1:10000).

Para determinar a descarga de água doce na Baía do Caeté, foi calculado a contribuição da sub-bacia de drenagem do rio Caeté, baseando-se em um simples modelo empírico (KJERFVE et al., 1996), onde o escoamento superficial total da bacia de drenagem ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) é computado como

$$Q_R = \iint_A r \left(\frac{\Delta f}{r} \right) dA \quad (3.1)$$

onde r é a taxa de precipitação ($\text{mm} \text{mês}^{-1}$; mas convertida em $\text{m} \text{s}^{-1}$ para o uso na equação (3.1)), $\Delta f/r$ é a razão de escoamento superficial não dimensional, e a integração é realizada para bacia de drenagem correspondente (m^2) (HOLLAND, 1978; KJERFVE, 1990). A razão de escoamento superficial é dado por

$$\frac{\Delta f}{r} = e^{\frac{-E_0}{r}} \quad (3.2)$$

e E_0 ($\text{mm} \text{mês}^{-1}$) é a evapotranspiração potencial

$$E_0 = 1.0 \times 10^9 e^{\frac{-4620}{T}} \quad (3.3)$$

onde T é temperatura média mensal do ar em graus absolutos (k).

Para estimar a taxa mensal total média de descarga de água doce na Baía do Caeté, nós primeiro usamos a área total de drenagem e a taxa de precipitação. A temperatura e a precipitação são baseadas em uma série de dados de vários anos, indicando uma boa representatividade para área a ser estudada.

Assumindo a área integral, a taxa de descarga mensal de água doce foi calculada (Figura 34). Nossa estimativa de descarga de água doce mensal é em média alta/baixa durante o período chuvoso/seco ($161 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}/2,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), quando comparada com as estimativas de (SCHWENDENMANN, 1998). Em nossa opinião, o estudo de Schwendenmann (1998) está pelo menos incompleto, a área de drenagem está superestimada, e não se parece correto na estimativa da descarga. Embora nossa análise não considera fluxos individuais e rios, e apesar do fato de que, o modelo de escoamento superficial é muito simples, a descarga média mensal de água doce é realista, e provavelmente consistente com os valores de descargas atuais. Porém, este simples modelo, não deve ser aplicado a eventos de descarga individuais, pois, é só um modo para calcular as descargas médias mensais de água doce de longo período, em bacias não monitoradas.

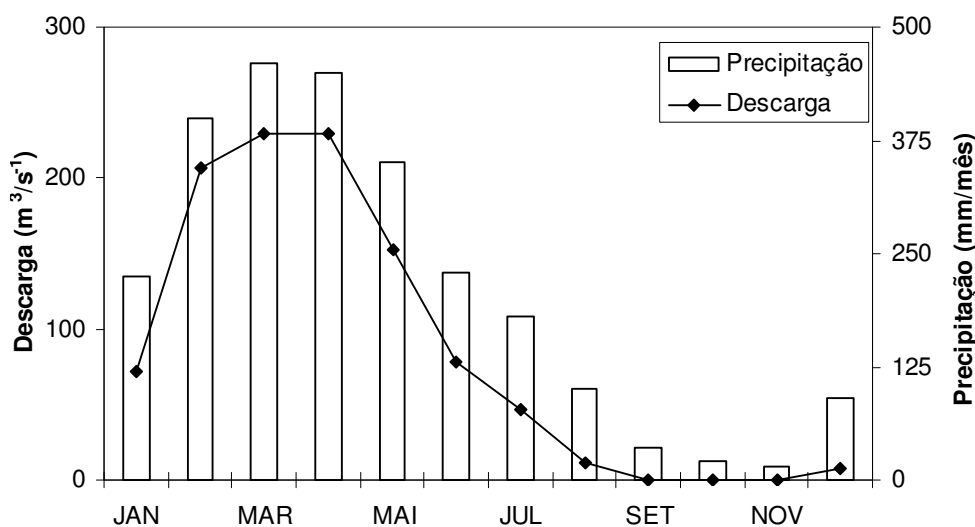


Figura 34. Descarga de água doce ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) e precipitação na estação de Tracuateua dentro da Baía de Caeté.

5.2.4 Impactos Humanos sobre a vegetação

O principal impacto no ecossistema de mangues ocorreu em 1986, relacionado à construção de uma rodovia de 35 km conectando Bragança com a pequena vila de pescadores em Ajuruteua região mais ao norte da península. Não é evidente se o pântano salino central pode ser considerado uma vegetação natural, porque pelo menos desde 1986 a área foi usada

para pasto de gado. Forte evidência do impacto humano é encontrada próximo à parte central da península (oeste da rodovia), onde muitas árvores de *Avicennia* foram cortadas nos últimos anos, resultando em uma área de mangue fortemente degradada.

5.2.5 Locais de Estudo

O estudo apresentado neste trabalho está baseado em medidas realizadas em quatro estações fixas no interior do Sistema Estuarino da Baía do Caeté, como mostra a Figura (35).

As estações de amostragem foram selecionadas em diferentes regiões dentro do estuário com a finalidade de se observar os diferentes padrões de circulação existentes e suas variabilidades.

As estações fixas estão localizadas em:

a) Estação 1: lat -01.02°S ; long -046.73°W

b) Estação 2: lat -00.97°S ; long -046.62°W

c) Estação 3: lat -00.85°S ; long -046.61°W

EM – Estação Meteorológica: lat -00.82°S ; long -046.62°W

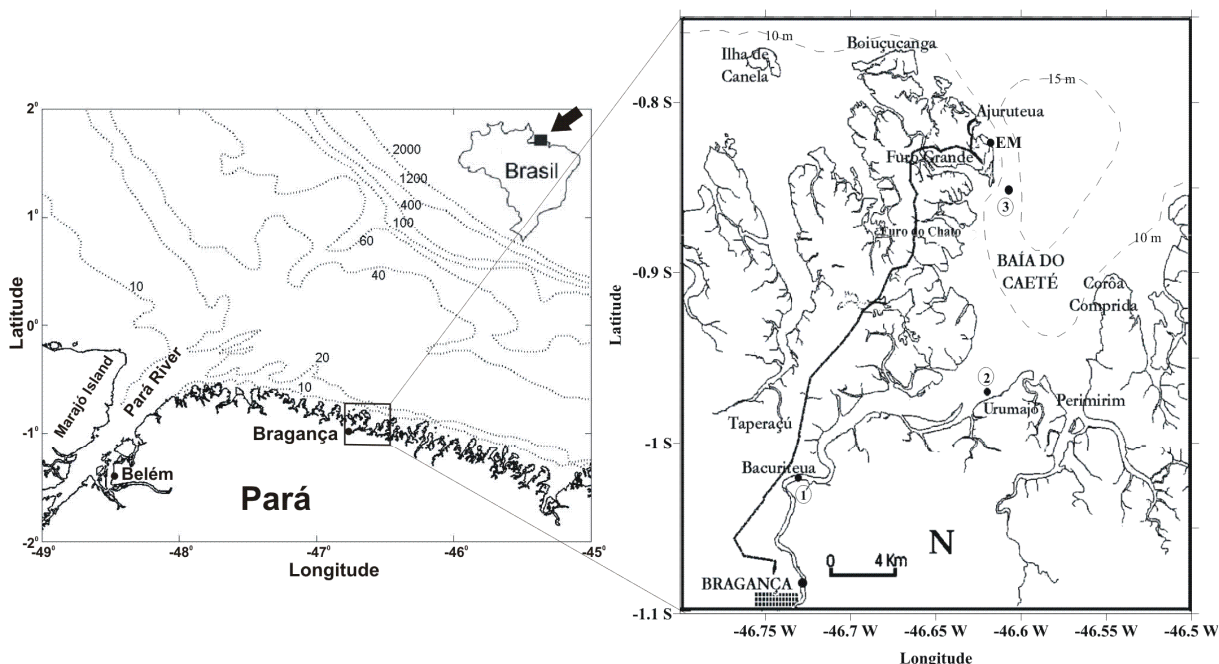


Figura 35. Localização das estações de medida dentro do estuário do rio Caeté. EM – Estação Meteorológica.

5.3 METODOLOGIA

Nos anos de 2001 e 2004 foram realizadas campanhas de amostragem de dados de corrente e parâmetros hidrográficos no estuário do Caeté, além da coleta de dados meteorológicos e maré. As datas selecionadas para as campanhas de amostragens com os respectivos locais estão resumidos na Tabela 5. Nesse período foram realizados ao todo quatro experimentos. Em cada experimento foram realizadas medidas em cada estação fixa, durante a maré de sizígia.

Tabela 5. Período das coletas realizadas nas quatro estações fixas ao longo da área de estudo.

Estação do ano	Fase da maré	Estação 1	Estação 2	Estação 3
Outono	Sizígia	20/06/01	23/05/01	21/06/01
Outono	Sizígia			19/04/04

Medidas de corrente, salinidade e temperatura foram realizadas nas três (3) estações e cada estação cobriu 13 horas de amostragem, abrangendo um ciclo completo de maré, em intervalos de 1 hora. Um ciclo de 25hs de medida foi realizado na Estação 3 em 19 de abril de 2004. As medidas das propriedades citadas foram feitas ao longo da coluna d'água desde a superfície até cerca de 1 m do fundo, e posteriormente extrapoladas até o fundo. Para a extrapolação da velocidade foi levado em conta o “princípio da aderência”, sendo assim assumido o valor zero para a velocidade de fundo.

Os perfis verticais de corrente foram medidos com ADCP (Tipo: ADCP – BB 1200 kHz – RD Instruments) de forma contínua ao longo da coluna d'água. As posições das estações de coleta foram registradas com GPS (Tipo: GPS 12 Garmin). Os dados de temperatura e salinidade foram obtidos com o auxílio do CTD tipo IFM-GEOMAR com resolução de 0,015 °C para temperatura, 0,003 mS cm⁻¹ para a condutividade e 0,004% FS para a pressão.

Na decomposição do vetor velocidade de corrente em seus componentes longitudinal (eq. 3.1) e transversal (eq. 3.2), foram usadas as seguintes relações trigonométricas:

$$u = |\vec{V}| \operatorname{sen}(\phi - \delta) \quad 3.1$$

$$v = |\vec{V}| \operatorname{cos}(\phi - \delta) \quad 3.2$$

onde o ângulo ϕ é o ângulo formado entre o vetor velocidade e o eixo das abscissas, medido no sentido anti-horário, e δ é o ângulo entre o eixo norte magnético e o vetor velocidade V .

A profundidade local (z) foi normalizada de acordo com Kjerfve (1975), tendo sua profundidade adimensional representada por $Z=z/h(t)$, onde $h(t)$ é a profundidade da coluna de água no instante t .

A classificação do sistema foi efetuada, para cada experimento, com base no Diagrama Estratificação-circulação proposto por Hansen e Rattray (1966), assumindo-se que o estuário é lateralmente homogêneo e que as condições estacionárias foram simuladas por médias temporais durante o intervalo de tempo de 13 horas de medidas, para maioria das estações, e 25 horas para o experimento do mês de abril em 2004, durante a maré de sizígia. Condição de lateralmente homogêneo também foi assumida na computação dos componentes de transporte advectivo e difusivo de sal. Como a estação 3, está localizada na saída da Baía do Caeté, a condição de lateralmente homogênea não é possível, pois, nesta localização, já existe uma forte influencia das correntes costeiras. Apesar dessa condição não ter sido atingida, foi elaborado os cálculos do transporte de sal, a título de informação geral. Os cálculos principais decompõem as condições de transporte de sal em 7 (sete) parcelas. A equação abaixo representa o transporte médio de sal (T_s) longitudinal durante um ou mais ciclos completos de maré, por unidade de largura da seção transversal, é dado por:

$$T_s = \frac{1}{T} \int_0^T \left[\int_0^h \rho u S dz \right] dt = \langle \overline{\rho u S h} \rangle \quad 3.3$$

Para separar as parcelas do transporte de sal, geradas pelos componentes barotrópico (maré) e baroclínico (gradiente de salinidade), os valores instantâneos da salinidade e do componente longitudinal da velocidade são decompostos em quatro componentes e a profundidade local em duas (BOWDEN, 1963; FISCHER, 1976; HUNKINS, 1981; KJERFVE, 1986; DYER, 1997).

$$u(x,Z,t) = u_a(x) + u_t(x,t) + u_s(x,z) + u'(x,z,t), \quad 3.4$$

$$s(x,Z,t) = S_a(x) + S_t(x,t) + S_s(x,z) + S'(x,z,t), \quad 3.5$$

$$H(x,t) = \langle h \rangle + h_t(x,t) \quad 3.6$$

$$T_s = \overline{\rho} [u_a S_a h_a + \langle u_t h_t \rangle S_a + \langle u_t S_t \rangle h_a + \overline{u_s S_s} h_a + \langle \overline{u' S'} \rangle h_a + \langle u_t S_t \rangle + u_a \langle S_t h_t \rangle] \quad 3.7$$

ou

$$T_s = 1 + 2 + 3 + 4 + 5 + 6 + 7 \quad 3.8$$

Os termos do segundo membro da equação (3.8) foram relacionados, respectivamente, aos seguintes processos e mecanismos físicos (BOWDEN, 1963; DYER, 1978; FISCHER et al. 1979; HUNKINS, 1981): descarga de água doce, aprisionamento topográfico ou transporte de Stokes, bombeamento da maré, circulação gravitacional, efeitos estacionário e não estacionário do vento, e dispersão da maré via correlação tríplice. O último termo, de acordo com Kjerfve (1986), corresponde à advecção resultante da correlação da maré e da salinidade. Detalhes sobre esse procedimento, para estuários lateralmente homogêneos, são descritos por Miranda et al. (2002).

O balanço entre a estratificação vertical e a mistura desempenha um papel crucial na dinâmica estuarina: se o gradiente de densidade (salinidade) opõe-se às trocas de quantidade de movimento por turbulência, um cisalhamento de velocidade extra é necessário para causar mistura (DYER, 1997). Para medir a estabilidade da coluna de água ao longo do ciclo da maré foi utilizado o número de Richardson por camada Ri_L . Essa formulação requer a suposição de que a energia para a mistura vem predominantemente do fluxo sobre o fundo e que o cisalhamento interno é desprezível. Os limites $Ri_L=20$ e 2 , e $Ri_L < 2$ foram usados como um critério simplificado para investigar a mistura durante a variação temporal entre as fases de enchente e vazante.

Dados de uma estação meteorológica automática foram usados para verificar as condições atmosféricas durante o período de coleta de dados dentro do estuário do Caeté. A análise harmônica neste trabalho, foi realizada utilizando as rotinas do programa T_TIDE (PAWLOWICZ et al., 2002), em MATLAB 7.0 da MathWorks Inc. (www.mathworks.com). A escolha foi baseada na operacionalidade desta ferramenta. Com a finalidade de testar sua confiabilidade, a análise foi comparada com as obtidas com o programa PACMARE (FRANCO, 1988). A análise harmônica foi utilizada para avaliar as informações dos registros de nível d'água provenientes da estação de Bacuriteua (Figura 35).

5.4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.4.1 Variabilidade dos fatores meteorológicos e maré

As séries de dados dos parâmetros meteorológicas são mostradas abaixo (Figura 36). As distribuições de frequência dos ventos medidos na estação automática de Ajuruteua Grande mostraram um comportamento dos ventos típicos para este período do ano, no quadrante E, com presença em alguns momentos na direção N-NE. A intensidade média do conjunto de dados variou em torno de $2-2,8 \text{ m s}^{-1}$ em junho/2006 e maio/2001,

respectivamente. A pressão atmosférica apresenta valores máximos no entorno de 1012 mb e a umidade relativa registrou valores acima de 80%.

O padrão de ventos na direção E, revela sua influência no componente longitudinal da corrente dentro do estuário do Caeté. O componente meridional do vento apresenta grande variabilidade diurna existente nesta região. A partir de valores médios horários, verifica-se às 9 hs da manhã intensidade média do vento para a componente meridional de $-0,5 \text{ m s}^{-1}$, enquanto às 18 hs temos $-2,2 \text{ m s}^{-1}$ resultando maior intensidade sobre o componente longitudinal da corrente. Para o mesmo período o componente zonal do vento registrou $-1,0 \text{ m s}^{-1}$ pela manhã e $-1,7 \text{ m s}^{-1}$ à tarde, tendo menor variabilidade e portanto menor influência.

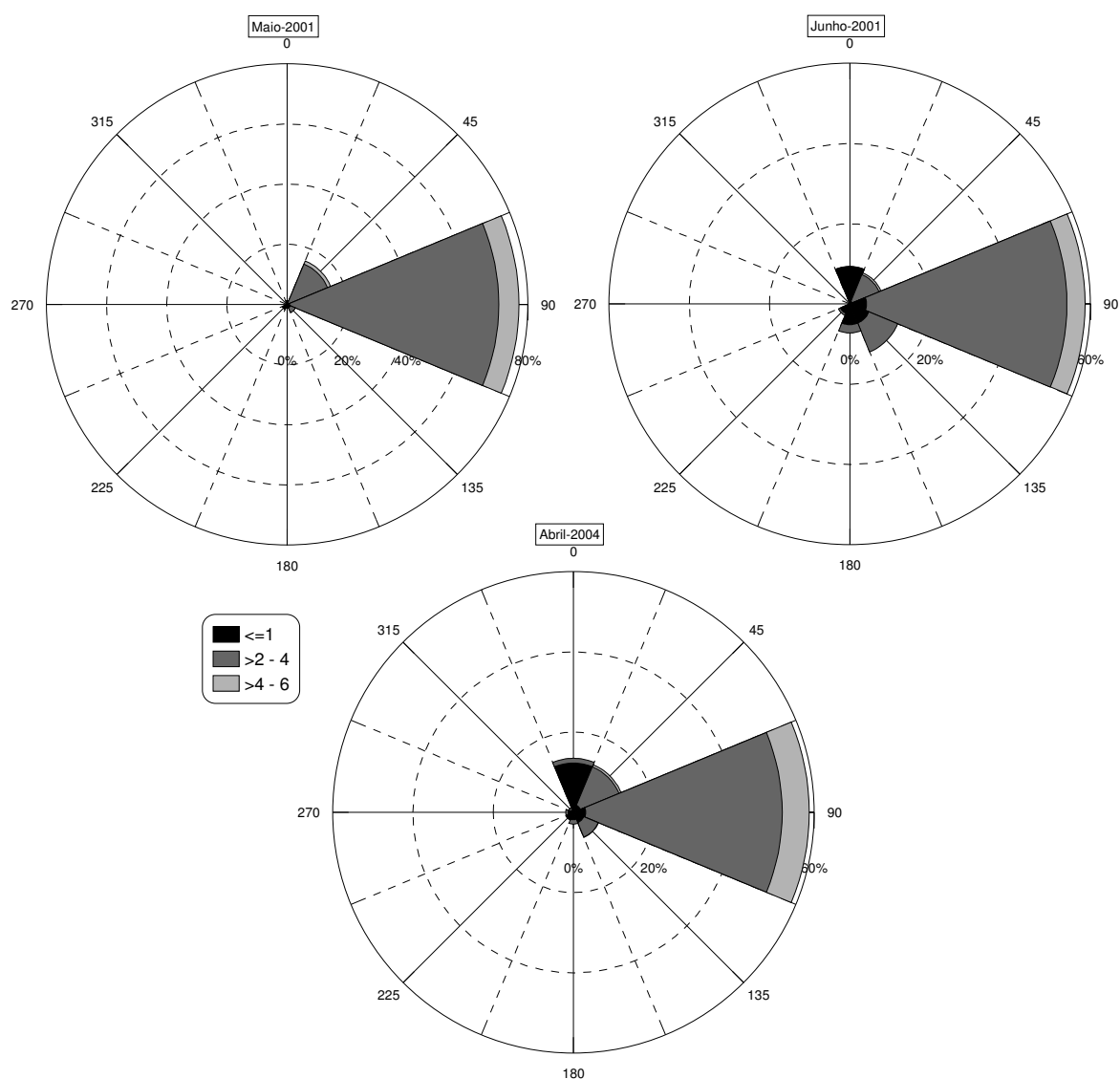


Figura 36. Variabilidade dos ventos para o período de amostragem em 2001 e 2004 na Estação Automática de Ajuruteua.

A região costeira do Pará apresenta regime de macromarés de período semidiurno como resultado da amplificação ao longo da larga plataforma continental. Na entrada da onda de maré no interior da baía sua altura é amplificada devido ao efeito de afunilamento, alterando as circulações no seu interior através dos processos dinâmicos da maré.

São mostradas as características de nove principais componentes com amplitude harmônica e fase na tabela 1, de acordo com a análise realizada usando o programa T_TIDE (PAWLOWICZ et al., 2002). A altura média da maré em Bacuriteua é aproximadamente 4,3 m. A maré de sizígia possui média de 4,8 m e 3,7 m durante a quadratura com o ciclo de repetição a cada meio mês lunar, como pode ser esperado em regimes com predominância semidiurna.

O número de forma, N_f , é a razão entre a amplitude das principais componentes diurnas pelas principais componentes semidiurnas e indica o tipo de maré existente dentro da região em estudo (DEFANT, 1960; BOWDEN, 1967).

$$N_f = (K_1 + O_1)/(M_2 + S_2)$$

O número de forma calculado foi igual a 0,08 sendo a maré classificada como semidiurna. A amplitude relativa dos dois constituintes menores S_2 e N_2 relacionados com M_2 é $S_2/M_2=0,3$ e $N_2/M_2=0,19$ respectivamente, indicando uma grande variação da maré entre sizígia-quadratura $[(M_2+S_2)/(M_2-S_2)=1,9]$ em relação à variação mensal $[(M_2+S_2+N_2)/(M_2-S_2-N_2)=2,8]$. A maré diurna em Bacuriteua é bastante pequena com as componentes principais apresentando amplitudes de 9,8 e 8,9 cm dentro do estuário do rio Caeté. Dessa forma as forçantes primárias são semidiurnas com M_2 sendo a constituinte dominante.

Estes resultados são similares à análise realizada em Boiuçanga, cuja estação maregráfica está localizada na região costeira da Praia de Ajuruteua. Para essa localidade, a análise mostrou que a amplitude relativa dos dois constituintes menores S_2 e N_2 relacionados com M_2 é $S_2/M_2=0,28$ e $N_2/M_2=0,19$. A variação quinzenal $[(M_2+S_2)/(M_2-S_2)=1,8]$ e variação mensal $[(M_2+S_2+N_2)/(M_2-S_2-N_2)=2,7]$ com forçante de natureza semidiurna.

Segundo Beardsley et al. (1995) a componente semidiurna M_2 tem comportamento de uma onda estacionária nas regiões ao norte e ao sul da foz do Rio Amazonas com amplificação da altura da onda devido ao fenômeno de ressonância costeira. Dentro do estuário a penetração da maré é o resultado da interação do escoamento fluvial e do movimento oscilatório gerado pela maré na sua embocadura, onde essas ondas longas são geralmente amortecidas e progressivamente distorcidas pelas forças do atrito no fundo e a

vazão fluvial (GODIN, 1999) e influenciadas também pela geometria do canal (IPPEN e HARLEMAN, 1966). As principais forças intervenientes no processo são as de gravidade (principal agente no escoamento fluvial), as de pressão (provenientes de desníveis na linha d'água gerada pela maré), as de atrito (geradas pela resistência no fundo), as inerciais e finalmente, as provenientes da estratificação da água (pelo encontro de água doce e salgada).

A onda de maré dentro do estuário do Caeté indica uma diminuição da fase na medida em que se propaga para o interior do canal. Uma comparação entre os valores das constantes harmônicas entre Bacuriteua e Boiuçucanga indica uma diferença de fase em média de 80° para as componentes diurnas e acima de 120° nas componentes semidiurnas. Em relação às amplitudes das componentes, não se observou grande variabilidade indicando que o efeito da topografia do fundo e o atrito com as bordas do canal não alterou significativamente a amplitude da onda de maré.

Tabela 6. Análise harmônica da maré, amplitude H (cm), fase em Greenwich Gw (°), constituintes diurna, semidiurna e sobre-marés em Bacuriteua – PA.

Símbolo	Constituinte	Amplitude (cm)	Fase (°)
O ₁	Principal lunar	8,9	224
K ₁	Declinational luni-solar	9,8	193
M ₂	Principal lunar	180	129
S ₂	Principal lunar	54	166
N ₂	Larger lunar elliptical	33	175
K ₂	Declinational luni-solar	20	293
M ₄	First M ₂ over-tide	24	177
MSf	Lunisolar synodic fortnightly	16	91

5.4.2 Correntes e hidrografia

Os dados experimentais foram obtidos em quatro estações localizadas ao longo do canal estuarino do rio Caeté iniciando em Bragança e tendo a estação de Ajuruteua na foz como a última estação de medida. É uma região com grande amplitude de maré, com movimentos de enchente gerados pelos componentes barotrópico e baroclínico da força de gradiente de pressão e os movimentos opostos de vazante, dominados pelas forças barotrópica e descarga fluvial, convergem dos canais marginais para o canal de saída da Baía do Caeté, criando um ciclo constante de inundações e padrões particulares de circulação

nesses canais. A dissipação de energia ocorre por atrito interno e de fundo em torno dos inúmeros canais marginais adentro dos mangues.

Os experimentos foram realizados em dias consecutivos e os resultados, muitas vezes analisados comparativamente, devem levar em conta a não simultaneidade, o fato de terem sido coletados apenas durante um ciclo completo de maré com exceção do experimento do mês de abril de 2004, que foi realizado durante dois ciclos de maré, e na posição média do canal que foi considerada representativa para a seção transversal.

A fase de Lua cheia (condições de maré de sizígia) teve início no dia 22 de maio e 21 de junho para o ano de 2001. Esta forçante apresentou um comportamento semidiurno, oscilando nas 3 estações aproximadamente 5,5 m entre as estofas de enchente e vazante. Verificou-se uma sincronia em relação aos instantes das estofas de maré e os instantes de movimento nulo para as Estações 2 e 3, ocorrendo um atraso de 1 h na estação 1.

As séries temporais de salinidade na forma de isopletas em função da profundidade e do tempo durante o ciclo completo de maré, para as estações 1, 2 e 3 são apresentados na série de Figuras (37A, 37B e 37C). Para evitar excesso de gráficos no corpo do texto, em anexo serão apresentados uma série completa dos dados amostrados em todas as estações de medida.

As variações de salinidade acompanharam a oscilação da maré na maioria das estações com os maiores valores ocorrendo nas preamares e menores nas baixa-mares. Para a estação 1 (Figura 37A), essa propriedade se apresentou homogênea verticalmente em todo o período com menores valores de salinidade indicando um máximo de 4,5 e mínimo 0 (zero). A temperatura variou entre 25,9-28,8 °C. Apesar da grande amplitude da maré nessa estação, já é possível identificar uma região de pouca influência das águas costeiras, provavelmente em função da geometria do canal e da descarga fluvial. Nas estações 2 e 3 (Figuras 37B e 37C) não se verifica estratificação da salinidade entre baixa-mar e preamar e a estrutura salina ao longo da coluna d'água identifica sistemas homogêneos nas duas estações. As variações temporais da salinidade para as Estações 2 e 3 foram de 6-20 e 15-25, respectivamente. A temperatura variou entre 27,5 – 29,3°C (Estação 2) e 27,7 – 29,3°C (Estação 3).

A variabilidade dos perfis de salinidade exibidos nas estações 1, 2 e 3 identificam diferentes padrões com alterações ao longo do ciclo de maré. A comparação da variação da salinidade com o componente longitudinal da velocidade (Figura 37 – painéis direito), indica que os máximos de salinidade estão associados à maré enchente ($u < 0$), estando adiantados em relação à preamar ou estofa de enchente de aproximadamente 3h na estação 2 (Figura 37B), nesta estação a salinidade variou entre 4-22 entre a superfície e fundo, mínimos e máximos durante todo período. Os máximos de salinidade para Estação 2, indicam intrusões

advectiva de massa de água costeira alcançando Urumajo, distante aproximadamente 17 km da foz. As correntes de enchente e vazante variaram entre $-1,0 \text{ m s}^{-1}$ e $1,0 \text{ m s}^{-1}$. Em relação à estação 1 (Figura 37A) os valores de salinidade variaram no intervalo de 0-5 mostrando ser esta região, um ponto de pouca influência do transporte advectivo de sal. Os máximos de salinidade apresentam valores atrasados em pelo menos 2 horas, não seguindo as flutuações da componente longitudinal de velocidade a qual mostra velocidade máxima de enchente em torno de $-1,3 \text{ m s}^{-1}$ e vazante $1,2 \text{ m s}^{-1}$. Os contornos do canal riverino, distância da foz, além da topografia de fundo contribuem para amortecer o deslocamento da onda de maré estuário acima, gerando processos de mistura com padrões diferenciados. Na estação 3 (Figura 37C), a comparação da variação de salinidade 15,2 – 24,3 e o ciclo de maré enchente estão em sincronia com os máximos de salinidade ocorrendo junto com os máximos de corrente enchente. A velocidade variou de $-1,4 \text{ m s}^{-1}$ para $0,9 \text{ m s}^{-1}$ na enchente e vazante, respectivamente.

Dentro do sistema estuarino da Baía do Caeté observa-se uma estrutura salina homogênea em todas estações de medida, apesar das diferentes localizações. A intensa influência advectiva gerada pela massa d'água costeira desloca-se de forma uniforme estuário acima. Tendo-se em vista a geometria do canal mais acentuada onde está localizada a estação de Bacuriteua, há uma intensificação da velocidade devido ao efeito de afunilamento, e os componentes transversais de velocidade têm valores máximos aproximados de $-0,8 \text{ m s}^{-1}$ e $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Esse fenômeno pode ser atribuído à influência da geometria no condicionamento de movimentos estuário abaixo pois, esta estação 1, apresenta curvaturas acentuadas e ao sul o canal é mais retilíneo.

Embora em época de sizígia, a co-oscilação da maré foi assimétrica e a enchente demorou cerca de 7 horas na estação 2. O correspondente efeito barotrópico gerou corrente de enchente com variação irregular e a intensidade máxima foi observada no instante muito próximo da estufa de enchente. Por sua vez, a variação temporal da salinidade média na coluna de água esteve praticamente em fase com a maré (Figura 37B). Essa assimetria da oscilação da superfície livre foi propagada desde a foz do estuário, como é visto na estação 4 (Ajuruteua) propagando-se estuário acima gerando também variações irregulares nas intensidades das velocidades de enchente na Estação 1. Em Bacuriteua, a variação temporal da salinidade média na coluna de água não esteve em fase com a maré estando atrasada pelo menos em 1 hora. Nas outras duas estações (1 e 2), tal como nos experimentos já discutidos, a oscilação da superfície livre ao longo do ciclo da maré liderou as variações da salinidade.

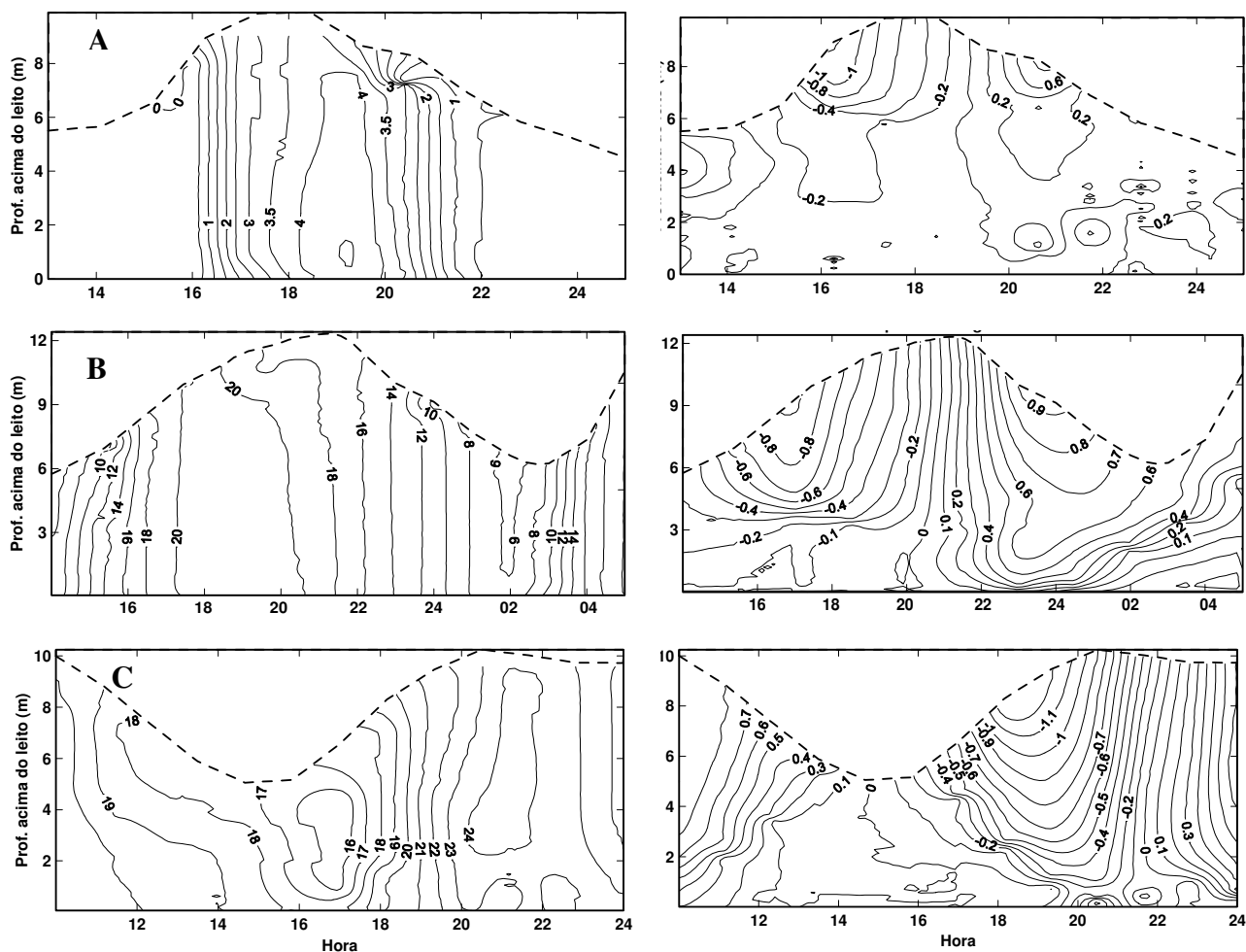


Figura 37. Isopletas de salinidade (painel esquerdo) e componente longitudinal da velocidade (m s^{-1}) (painel direito) em função da profundidade e do tempo (horas), para as estações (A) Bacuriteua – Estação 2, (B) Urumajo - Estação 3, (C) Ajuruteua (25/05/01) - Estação 4.

Para as três estações nota-se que as correntes médias de vazante predominam sobre as de enchente, sendo seus valores máximos de $0,25 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 38A) $0,13 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 38B) e $0,07 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 38C) para as estações 1, 2 e 3, respectivamente. A estação 2 se diferenciou das demais por apresentar um perfil no sentido de vazante em profundidade acima do leito, enquanto as outras duas apresentaram corrente de vazante próximo ao fundo. As estações mostraram circulação estuário abaixo na camada superficial e estuário acima na camada de fundo, características da circulação gravitacional. A velocidade residual, representativa para o componente do movimento gerado pela descarga fluvial, foi calculada para as três estações obtendo-se os valores de $0,09 \text{ m s}^{-1}$ na estação 1 (Figura 38A), $0,04 \text{ m s}^{-1}$ para estação 2 (Figura 38B) e $0,05 \text{ m s}^{-1}$ para estação 3 (Figura 38C).

O perfil médio de velocidade mostrou movimentos unidirecionais (estuário abaixo) em praticamente toda coluna d'água tendo um fluxo estuário acima apenas próximo ao fundo, sendo assim essa padrão é típico de estuário bem misturado, indicando que a circulação foi totalmente forçada pela maré.

Segundo Jay e Smith (1990) a intensidade das velocidades próximas do fundo ocorre durante a enchente, em virtude dos gradientes de pressão barotrópico e baroclínico atuarem no mesmo sentido. Estas correntes produzem grandes tensões de atrito no fundo, opostas ao escoamento da maré, gerando turbulência e como consequência intensificam a mistura vertical. Em contrapartida durante a vazante os gradientes de pressão barotrópico e baroclínico possuem direções opostas, diminuindo a forçante da maré no fundo e consequentemente a tensão de atrito.

Este mecanismo explica como o maior grau de estratificação está associado à variação do padrão salino ao longo de um ciclo de maré, já que isto ocorre em função da diferença de densidade em períodos de enchente e vazante, haja visto que durante a enchente os valores médios de salinidade são maiores, ao passo que na vazante são menores.

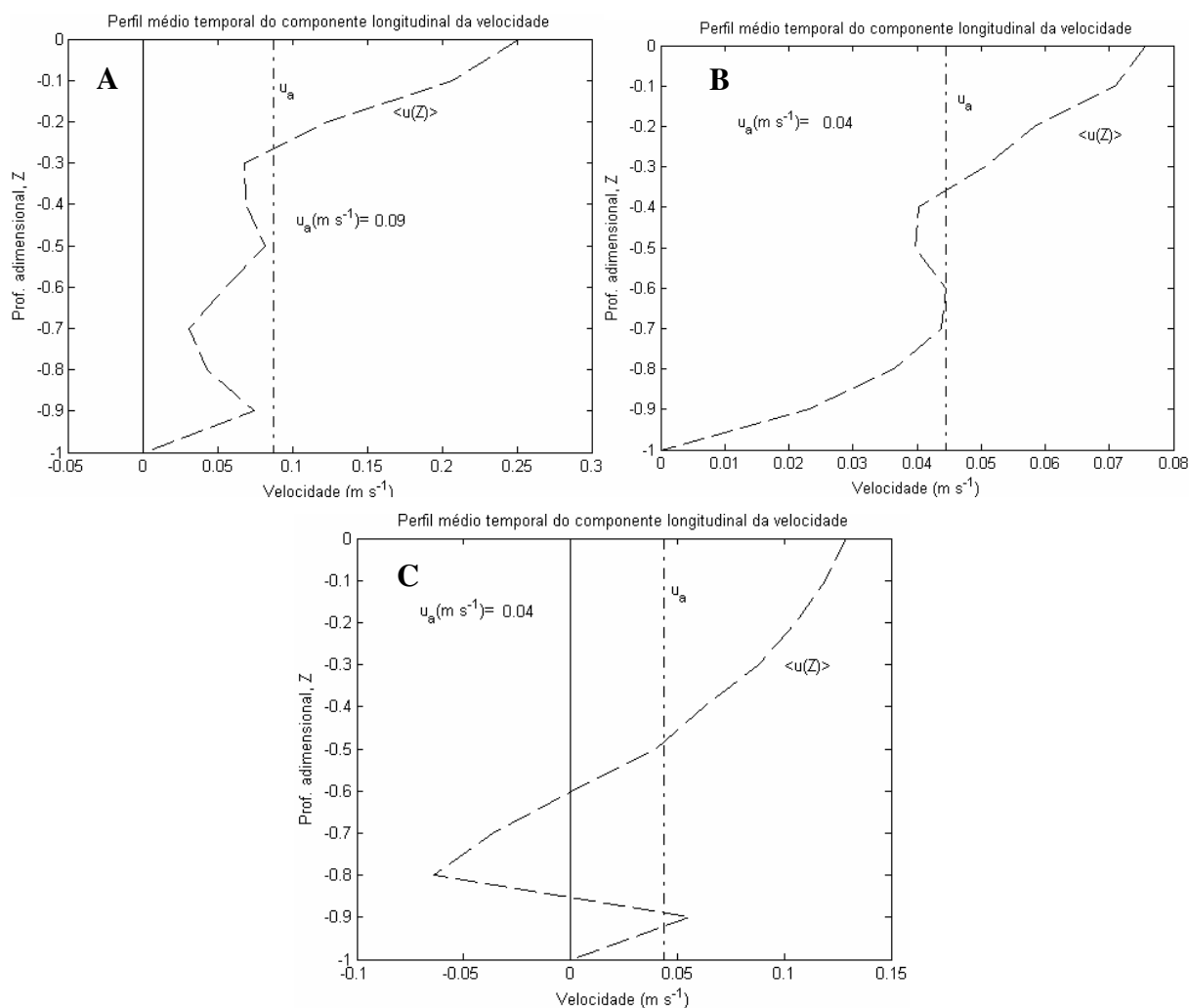


Figura 38. Perfil da média temporal da velocidade longitudinal, $\langle u \rangle$ (linha tracejada) e velocidade residual, $\langle u_a \rangle$ (linha pontilhada) para as estações (a) Bacuriteua – Estação 1, (b) Urumajo - Estação 2 e (c) Ajuruteua (25/05/01) - Estação 3.

As Figuras (39A, 39B e 39C) mostram, respectivamente nas estações 1, 2 e 3, as intensidades das parcelas do transporte advectivo de sal (descarga de água doce, aprisionamento topográfico ou transporte de Stokes, circulação gravitacional, bombeamento da maré, efeitos estacionários e não estacionários do vento, dispersão da maré via correlação tríplice e circulação residual), o transporte advectivo de sal total obtido pela somatória dos termos advectivos e dispersivos e o transporte total de sal, por unidade de largura de seção transversal, integrado diretamente ao longo do ciclo de maré.

Para a Estação 1, em 20 de junho de 2001, para uma profundidade média de 6,4 m, os valores médios do componente longitudinal da velocidade e da salinidade foram iguais a 0,10 $m s^{-1}$ e 1,3, respectivamente. O valor do transporte de sal integrado durante ciclo de maré é 0,09 $kg m^{-1} s^{-1}$ e o calculado através da somatória das parcelas advectivas e dispersivas,

0,10 kg m⁻¹s⁻¹. As parcelas predominantes no transporte de sal foram, o transporte advectivo gerado pela descarga de água doce com uma intensidade de 0,79 kg m⁻¹s⁻¹, transporte advectivo decorrente do bombeamento da maré -0,46 kg m⁻¹s⁻¹ seguindo-se o transporte dispersivo decorrente da propagação da onda de maré (transporte de Stokes), com -0,40 kg m⁻¹s⁻¹ (Figura 39A).

Para a Estação 2, em 23 de maio de 2001, para uma profundidade média de 9,1 m, os valores médios da componente longitudinal da velocidade e da salinidade foram iguais a 0,04 m s⁻¹ e 13,9 respectivamente. O valor do transporte de sal integrado durante o ciclo de maré é 1,3 kg m⁻¹s⁻¹ e o calculado através da somatória das parcelas advectivas e dispersivas, 1,3 kg m⁻¹s⁻¹. As parcelas predominantes no transporte de sal foram, o transporte advectivo decorrente do bombeamento da maré -9,7 kg m⁻¹s⁻¹, transporte advectivo gerado pela descarga de água doce com uma intensidade de 6,0 kg m⁻¹s⁻¹, seguindo-se o transporte dispersivo decorrente da propagação da onda de maré (transporte de Stokes), com 4,30 kg m⁻¹s⁻¹ (Figura 39B).

Para a Estação 3, em 25 de maio de 2001, para uma profundidade média de 20,2 m, os valores médios da componente longitudinal da velocidade e da salinidade foram iguais a 0,12 m s⁻¹ e 25,6 respectivamente. O valor do transporte de sal integrado durante o ciclo de maré é 20,5 kg m⁻¹s⁻¹ sendo a somatória das parcelas advectivas e dispersivas 20,6 kg m⁻¹s⁻¹. As parcelas predominantes no transporte de sal foram, o transporte advectivo gerado pela descarga de água doce com uma intensidade de 22,7 kg m⁻¹s⁻¹, transporte dispersivo decorrente da propagação da onda de maré (transporte de Stokes), com -3,5 kg m⁻¹s⁻¹ seguindo-se o transporte advectivo decorrente do bombeamento da maré 1,7 kg m⁻¹s⁻¹ (Figura 39C).

Teoricamente, o primeiro termo das parcelas dominantes do transporte de sal, está relacionado com o transporte gerado pela descarga fluvial ou velocidade residual e resulta em um transporte dirigido estuário abaixo, sendo este de natureza advectiva (FISHER et al., 1979). O segundo termo está relacionado ao transporte de massa gerado pela propagação de maré no estuário, devido à inclinação da topografia de fundo. De acordo com o trabalho pioneiro de G. G. Stokes, publicado em 1847, o sentido desse transporte, em geral, é oposto ao da propagação da onda de maré de natureza progressiva e é gerado pela velocidade ou deriva de Stokes (LONGUEST-HIGGINS, 1969). Sendo assim, sua contribuição para o transporte de sal é geralmente estuário abaixo.

O terceiro termo é a correlação de maré dos valores médios de velocidade e de salinidade na coluna de água. De acordo com os valores mencionados anteriormente, os resultados do transporte de sal relacionado a esta componente estão em acordo com o

sugerido teoricamente, ou seja, sentido estuário acima, porém na Estação Ajuruteua (Figura 39C) essa componente apontou para fora do canal fluvial. Fisher et al. (1979) sugeriram que esse termo está relacionado com a retenção de água por irregularidades topográficas, ao longo dos relevos do estuário (fundo e margens laterais), e posterior liberação desta água retida no estágio seguinte, um pouco atrasada. Isto cria alterações na dinâmica deste termo em relação ao sincronismo de propagação da maré conduzido a uma diferença de fase menor que 90° , e deverá ser um termo dispersivo transportando sal para o interior do estuário. Segundo Miranda et al. (2002), este termo também deveria ser dirigido estuário acima (dispersivo), pois se as variações da velocidade (u_f) e da salinidade (S_f) forem periódicas e com defasagem de 180° , verifica-se que o valor médio dessa correlação durante um ou mais ciclos completos de maré é zero. Entretanto, nos estuários reais, geralmente o máximo de salinidade ocorre antes da estufa de enchente e salinidade é, em média, maior durante a maré enchente, produzindo um transporte resultante deste termo para dentro do estuário.

Nos cálculos dos componentes do transporte de sal na Estação Bacuriteua, as parcelas predominantes foram do transporte advectivo associado à descarga fluvial e o transporte dispersivo gerado pelo bombeamento da maré (Figura 39A). Nessa estação fixa, a parcela do transporte gerado pelo bombeamento da maré apresentou uma orientação normal (estuário acima), já que o atraso de $S(t)$ em relação a $u(t)$ foi aproximadamente de 2 horas (diferença de fase menor que 90°). Na Estação 1, as parcelas predominantes foram do transporte dispersivo gerado pelo bombeamento da maré estuário acima e o transporte advectivo associado à descarga fluvial (Figura 39B). O sentido de transporte das parcelas se apresentou coerente com o sugerido na teoria. Durante o experimento na Estação 3, as parcelas predominantes foram do transporte advectivo associado à descarga fluvial e o transporte dispersivo decorrente da propagação da onda de maré (transporte de Stokes) (Figura 39C), neste caso, o transporte de Stokes esteve direcionado estuário acima.

O transporte relacionado ao quarto termo e que expressa a circulação estacionária (corrente de gravidade menos o componente gerado pela descarga fluvial), manteve-se de forma coerente em todos os experimentos, com sentido estuário acima. Como seu sentido é teoricamente definido estuário acima, trata-se de uma parcela dispersiva; em geral, essa parcela é pequena em estuários bem misturados, mas pode ser significativa em estuários altamente estratificados (HUNKINS, 1981; MIRANDA et al., 2002). A quinta parcela expressa o resultado do cisalhamento oscilatório e movimentos aleatórios gerados pelo vento e flutuações turbulentas de velocidade com escala de tempo inferior ao período da maré. Essa

parcela segundo Miranda et al. (2002) tem apenas uma pequena contribuição para o balanço de sal.

As três últimas parcelas analisadas foram de pequena influência como era de se esperar, pois segundo pesquisas realizadas por Hunkins (1981) e Kjerfve (1986), estas parcelas foram introduzidas na decomposição do transporte advectivo de sal por serem significativas em estuários bem misturados de regiões forçadas pela maré moderada.

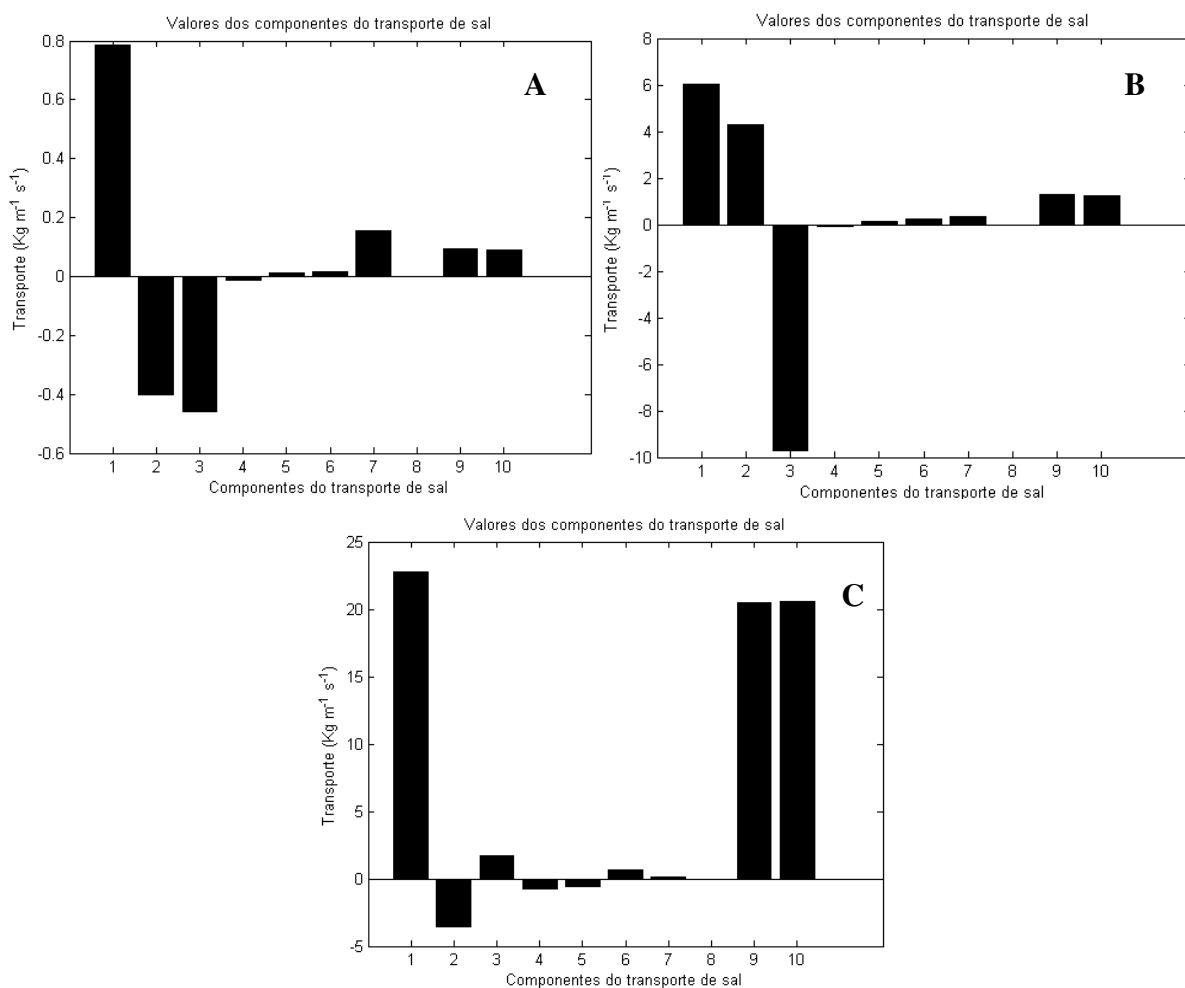


Figura 39. Componentes do transporte advectivo de sal calculados para as estações 1, 2 e 3.

Os números indicam a parcelas do transporte total devido à: (1) descarga de água doce, (2) deriva de Stokes, (3) correlação da maré, (4) circulação gravitacional, (5) flutuações turbulentas, (6) correlação tríplice, (7) circulação residual. A soma dessas parcelas está indicada em (9) e o transporte total de sal integrado diretamente ao longo do ciclo da maré em (10).

O tipo estuarino determinado para Estação 1, de acordo com a classificação do Diagrama Estratificação-circulação, foi Tipo 2a (parcialmente misturado e fracamente estratificado), com o percentual relativo dos processos difusivo e advectivo para o transporte de sal estuário acima cerca de 99% ($v=0,99$), predominando para o transporte de sal estuário acima o processo gerado por difusão turbulenta. Na Estação 2 de acordo com o Diagrama Estratificação-circulação foi Tipo 2b (parcialmente misturado e altamente estratificado), com um percentual relativo dos processos difusivo e advectivo de transporte de sal estuário acima cerca 98% ($v=0,98$). A Estação 3 foi classificada, através do diagrama, como parcialmente misturado e altamente estratificado (Tipo 2b), indicando que o processo de difusão turbulenta foi predominante para o transporte de sal ($v=0,95$). Como v sempre aparece com valores superiores a 0,95 os processos de difusão turbulenta predominaram sobre os processos advectivos para o transporte de sal estuário acima em as estações do rio Caeté.

Para o experimento realizado na Estação 3, em 19 de abril de 2004, as velocidades residuais foram estuário acima e com sentido oposto ao da velocidade gerada pela descarga fluvial, esses valores não puderam ser utilizados para calcular o parâmetro circulação e , em consequência, não foi possível classificar o canal estuarino com o Diagrama Estratificação-circulação. Mas, de acordo com a estratificação de salinidade, a Estação 3, durante a etapa do experimento de 2004, foi classificada como fracamente estratificado, esses resultados podem ser confirmados ao compará-los com a variação do número adimensional Ri_L ao longo do ciclo de maré, os quais indicaram um grau de fraca estabilidade vertical ($Ri_L > 20$) da coluna de água nessa estação (Figura 40A). A proporção dos processos advectivo e difusivo para o transporte de sal estuário acima (v) indica que o processo de difusão turbulenta foi predominante para o transporte de sal ($v=0,93$).

Para a estação 3, em 19 de abril de 2004, com uma profundidade média de 16,8 m, os valores médios da componente longitudinal da velocidade e da salinidade foram iguais a $0,04 \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ e 23,5 respectivamente. O valor do transporte de sal integrado durante o ciclo de maré e o calculado através da somatória das parcelas advectivas e dispersivas possuem o mesmo valor $-23,1 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$. As parcelas predominantes no transporte de sal foram, o transporte advectivo gerado pela descarga de água doce com uma intensidade de $-9,2 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$, o transporte dispersivo decorrente da propagação da onda de maré (transporte de Stokes), com $-8,7 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$, seguindo-se o transporte advectivo decorrente do bombeamento da maré $-4,1 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ (Figura 37B).

Nessa estação a média no tempo e no espaço do componente longitudinal da velocidade resultou em movimentos estuário acima, os transportes associados à esse componente foram de natureza dispersivas. Tal fenômeno provavelmente pode ter sido causado pela ação do vento no sistema estuarino.

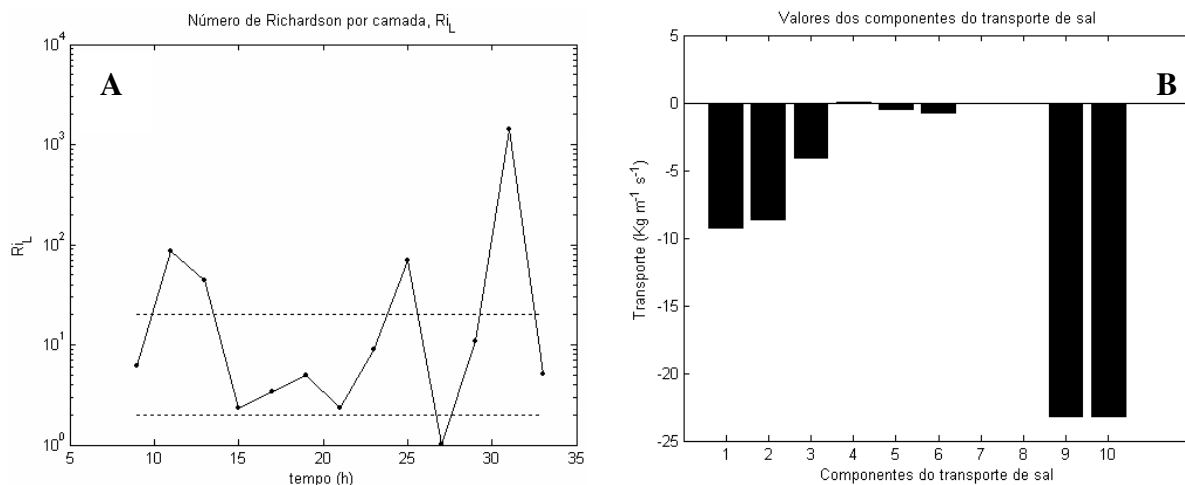


Figura 40. Número de Richardson por camadas (Ri_L) calculado durante dois ciclos da maré (a) e componentes do transporte advectivo de sal calculados para Estação 3 durante dois ciclos da maré iniciando no dia 19 de abril de 2004 (b).

6 CONCLUSÃO

Os principais processos físicos atuantes na região costeira do Pará e sistema estuarino costeiro do rio Caeté foram investigados através da aplicação de um conjunto de dados observacionais e estudos pretéritos.

Considerando a escala espaço-temporal dos fenômenos estudados, procurou-se desenvolver o estudo considerando inicialmente os fenômenos de larga escala temporal e espacial, prosseguindo até os processos que interferem em escala regional e local, ou seja pequena escala

Pelo apresentado e discutido neste trabalho, identificou-se que há uma quantidade razoável de conhecimento acumulado sobre a dinâmica da plataforma Amazônica e costa do Pará, tendo diversos fatores atuantes, modificando os padrões das circulações locais, regionais e grande área.

De acordo com a seção 2, onde são abordados os aspectos meteorológicos e geomorfológicos da região costeira entre o Pará e Maranhão, as principais conclusões encontradas foram:

A costa do Pará e Maranhão estão progradando rapidamente como resultado do rebaixamento do nível do mar, pelo menos em parte devido ao grande aporte de sedimentos finos dos inúmeros rios de pequeno porte.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é uma das proeminentes e importantes características da atmosfera tropical. A maior variabilidade da ZCIT acontece sobre o Norte e Sul da América do Sul, do que sobre o continente africano. Tal fato se justificou em grande parte, ao efeito da continentalidade, causando o surgimento de fortes células convectivas sobre esta região, como pode ser evidenciado pela influência da circulação de larga escala na posição da ZCIT.

O deslocamento da ZCIT demonstra sua influência sobre a predominância dos ventos na costa do Pará. Os ventos fluem principalmente na direção norte-nordeste durante o verão austral, e leste-nordeste no inverno austral associado ao deslocamento da ZCIT para o Hemisfério Norte. O forte componente leste do vento atinge a costa do Pará durante o mês de junho, e em janeiro, a superfície da água é forçada pelos ventos nordeste, deslocando-se mais perpendicular à costa. A energia do vento apresentou uma frequência de 58,5% na direção nordeste, seguida por 20,7% e 11,5% nas direções leste e norte, respectivamente. A influência dos ventos incidentes perpendiculares à costa se mostrou mais intenso sobre a dinâmica das águas costeiras do Pará, em comparação a componente paralela à costa.

Amplamente, o El Niño estimula períodos secos e La Niña está associado com excesso de umidade, precipitação, e descargas dos rios. O impacto da La Niña é mais forte que o impacto do El Niño. Por causa das múltiplas interações não lineares entre os diversos fenômenos geofísicos, a relação não é um problema simples, exibindo diferenças em amplitude, fase e duração, como foi observada na estação de Tracuateua. O comportamento sobre o Atlântico é também importante na modulação da influência do ENSO sobre a região.

A evolução da linha de costa pode ser dirigida por impactos naturais e/ou antropogênico, influenciando as atividades socioeconômicas, e a forma direta na utilização espacial. As áreas de baixa densidade populacional, como a zona costeira norte do Brasil, estão sujeitas a um processo de ocupação crescente. Estas regiões necessitam ações preventivas de gerenciamento, através das tendências associadas a atual dinâmica econômica (por exemplo: turismo e construção de residências), e do reflexo desse processo no uso dos espaços e recursos. Portanto, estas áreas devem ser estudadas sob a perspectiva de um gerenciamento integrado da zona costeira.

As formas costeiras ao longo das áreas de mangue de macromaré da costa do Estado do Pará são complexas e dinâmicas por natureza. Os processos costeiros de erosão, transporte e deposição, e sua conexão com as inundações e as mudanças do nível do mar têm modificado continuamente este ambiente. Avaliação das mudanças costeiras por mapeamento geomorfológico e através de cobertura vegetal na área de Bragança, indicou que o contorno da costa esteve sujeito a severa erosão litorânea, responsável por uma redução de 32 km² e acreção de 20 km², resultando em uma perda de solo de quase 12 km² durante as últimas três décadas. Isto significa que a região costeira do Pará e Maranhão está sob continuo processo erosivo.

O grau e frequência de inundação das florestas de mangues no Norte do Brasil, mostraram que devido a topografia plana, um aumento de 20 cm na altura da maré sobre as médias de quadratura eleva de 50 a 80% as áreas inundadas. Em área de mangues, elevadas em 60 cm, aumentos de 20 cm na altura topográfica, resulta na duplicação da frequência de inundação.

Os componentes M_2 , S_2 e N_2 são, nesta ordem, os componentes de maré dominantes na plataforma Amazônica. Nossa análise de dados concordou muito bem com a pesquisa prévia de Beardsley et al. (1995). O componente semidiurno M_2 , mais o S_2 e N_2 respondem por aproximadamente 85% da variância total da elevação da maré.

As principais conclusões encontradas na seção 3, identificando as características oceanográficas e hidrológicas da zona litorânea do Pará e estuário do Caeté, foram:

Um dos aspectos notáveis desta pesquisa é a presença da água continental dos rios Amazonas e Pará sobre a costa do Pará, durante os meses de março e abril de 2004. Estes resultados revelam uma possível influência desta água sobre a circulação costeira, gerada principalmente por estratificação de corrente. Claramente, a massa d'água superficial continental chamada de "água preta" com salinidade 12, flui na direção sudeste com velocidade aproximada de $0,78 \text{ m s}^{-1}$, provocando um sistema de recirculação superficial em oposição a típica deriva costeira. A componente longitudinal da velocidade superficial varia em função da intensidade dos ventos paralelos e perpendiculares à costa. Esta variabilidade resulta em grande variação temporal e espacial no conteúdo de água doce na plataforma continental.

A água superficial proveniente dos rios Amazonas e Pará pode induzir a uma forte haloclina nas camadas entre as profundidades de 2 a 10 m. Esta haloclina cria uma pycnoclina que age como uma barreira, impedindo a mistura entre as águas superficiais e subsuperficiais.

A circulação costeira adjacente ao estuário do rio Caeté foi estudada na seção 4, tendo como principais conclusões:

O limite físico de influência das águas do rio Caeté de acordo com os dados de salinidade e corrente indicou a região a partir da isóbata de 30 m, como sendo o contorno externo de influência dessas águas. A frente estende-se até aproximadamente 30 a 40 km da costa, mas pode haver alteração durante as marés de sizígia e redução da descarga. A maré influencia fortemente a estrutura e posição da zona frontal, causando a mistura e estratificação, além de gerar um gradiente normal à costa de salinidade.

O evento com massa de água sendo deslocada para SE na Estação 2, parece ter sido dirigido por um sistema de re-circulação costeiro de pequena escala, provocado pelo limite frontal das águas fluviais e costeiras, ou então, por um vórtice local de pequena escala. A velocidade gerada por este mecanismo, não reduziu a circulação residual, e a corrente predominante na direção noroeste se manteve, seguindo o mesmo padrão da CNB. Esta contra-corrente não alterou a estrutura de salinidade vertical, nem modificou a modulação da estratificação.

A estação próxima à foz do rio Caeté (Estação 1), mostrou transporte normal à costa associado ao fluxo de água doce, sendo o transporte predominantemente ao longo da costa na direção SE. O fluxo normal à costa se assemelhou a circulação estuarina, sendo dirigido em

parte pelo gradiente de pressão transversal cruzando a plataforma, associado ao gradiente de salinidade.

A variabilidade espacial e a falta de correlação entre as medidas nas Estações 1 e 2, sugerem regiões com diferentes fatores de influência. Na região próxima da costa, a descarga do rio Caeté e a variabilidade da maré, foram os principais agentes forçantes. A estação mais afastada da costa, indicou a circulação local, variabilidade da maré, vórtices locais e persistência do vento, como fatores principais.

As estações 1 e 2, exibiram estratificação da haloclina relativamente forte, tendo a Estação 1, perfis verticais de salinidade semelhante a regiões com influência fluvial e maré, enquanto que na Estação 2, pouca influencia do rio, forte transporte costeiro e persistência dos ventos locais.

Por fim, na seção 5, o estudo da estrutura de corrente e salinidade no estuário do rio caeté foi conduzido, e como principais conclusões temos que:

O estuário do rio Caeté é forçado por maré que se classifica, de acordo com a periodicidade cíclica e a altura, como semidiurna (número de forma 0,08) e macromaré.

Os perfis verticais de salinidade e do componente longitudinal da velocidade da corrente apresentaram grande variabilidade no decorrer do ciclo de maré, com a intensificação e a erosão da haloclina geralmente ocorrendo nas condições de estofas e durante os episódios de maior intensidade da corrente, respectivamente. A estrutura salina se mostrou próximo à homogeneidade vertical durante o período de observação na maré de sizígia e núcleos de correntes mais intensas de vazante e enchente ocorreram após as preamares e baixa-mares, respectivamente.

Em virtude da semelhança da co-oscilação da maré nas estações estudadas, as diferenças hidrodinâmicas mais evidentes entre essas áreas parecem estar relacionadas às variações da descarga fluvial e às dimensões fisiográficas de cada um desses sistemas estuarinos. Confirmando essas diferenças, os gradientes longitudinais de salinidade apresentaram valores em alguns momentos cerca de uma ordem de grandeza menor aos demais perfis. O comportamento da velocidade longitudinal nas estações amostradas apresentou perfis com movimentos bidirecionais, com fluxos estuário abaixo na camada superior e acima na camada inferior, respectivamente, indicaram a ocorrência de circulação gravitacional típica de estuários parcialmente misturados.

O transporte advectivo de sal mostrou-se dominado principalmente pela parcela gerada pela descarga fluvial, seguido pelas parcelas geradas devido a propagação progressiva da onda de maré (transporte de Stokes) e difusão (bombeamento) da maré. As demais parcelas

apresentaram valores máximos inferiores a cerca de duas ordens de grandeza em relação à parcela predominante (descarga fluvial).

Dentre as três estações fixas, Ajuruteua apresentou os valores mais intensos do transporte advectivo de sal, com máximo de $23,7 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ durante o experimento de junho em 2001. Por sua vez, a Estação de Bacuriteua apresentou os valores menos intensos com máximo de $0,74 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ durante o experimento de junho de 2001, indicando que o transporte advectivo de sal se faz mais efetivo através da foz do rio Caeté em direção à Bacuriteua.

As regiões estuarinas no entorno das estações fixas de Ajuruteua e Urumajo foram classificadas como Tipo 2b (parcialmente misturado com alta estratificação vertical), sendo o processo de difusão turbulenta predominante para o transporte de sal estuário acima, confirmado pelos valores do parâmetro v iguais a 0,96 e 0,98, respectivamente. Bacuriteua também apresentou características de um estuário parcialmente misturado, porém do Tipo 2a, com $v=0,99$, indicando a predominância do processo difusivo para o transporte de sal estuário acima.

Apesar das isopletras de salinidade demonstrarem uma estrutura de ambiente bem misturado sem estratificação vertical (Tipo 1, de acordo com a classificação de HANSEN & RATTRAY, 1966), a classificação através do Diagrama Estratificação-Circulação resultou em ambientes do tipo parcialmente misturados (Tipo 2). Entretanto, como o diagrama leva em conta os parâmetros relacionados à estratificação vertical de salinidade e à circulação gravitacional, tal comportamento somente pode ser atribuído à influência da estrutura da velocidade gerada pela descarga fluvial e ao gradiente longitudinal de salinidade forçado pelo bombeamento da maré.

7 REFERÊNCIAS

- Ab'Saber, A. Contribuição à geomorfologia do Estado do Maranhão. *Notícias Geomorfológicas* v.3, n.5, p:35-45, 1960.
- Abreville, C. d'R. P. Histoire de la mission des pères Capucins en l'Île de Moragnan et terres circonvoisines ouest de indies habitants de ce pays. Paris, p: 179-180, 1614.
- Almeida Pinto, J. de. Dicionário de botânica ou compêndio dos vegetais do Brasil, tanto indígenas quanto aclimatadas. Rio de Janeiro. 1648.
- AmasSeds Research Group. A multidisciplinary Amazon shelf sediment study. *Eos Transaction American Geophysical Union* v.71, n. 45, p:1771, 1176–1777, 1990.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* v. 140, p:141-166, 1998.
- Arai, M., Truckenbrodt, W., Nogueira, A.C.R., Góes, A.M., Rosseti, D.F. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos barreiras, NE do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, 1994. Belém, *Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia*. SBG-Núcleo Norte, pp:185-187, 1994.
- Araujo, D.S.D., Maceil, N.C. Os manguezais do recôncavo da baía de Guanabara. Rio de Janeiro: Fundação Estadual de Engenharia do Meio Ambiente, 1979.
- Arnault, S., Bourles, Y. Gouriou and R. Chuchla. Intercomparison of upper layer circulation of the western equatorial Atlantic Ocean: In situ and satellite data. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n.C9, p: 21,171-21,194, 1999.
- Bacon, R. Template for evaluation of impact of sea level rise on Caribbean coastal wetlands. *Ecology Engineering* v.3, p:171-186, 1994.
- Baumgartner, A., and E. Reichel. The World Water Balance. Elsevier 1975, 179 p.
- Beardsley, R. C., Candela, J., Limeburner, R., Geyer, W. R., Lentz, S. J., Castro, B. M., Cacchione, D. and Carneiro, N. "The M2 tide in the Amazon Shelf." *Journal of Geophysical Research* v.100, n.C2, p:2283-2319, 1995.
- Behling, H., Cohen, M. C. L. and Lara, R. J. "Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança peninsula in Northeastern Pará, Brazil." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* v.167, p:225–242, 2001.
- Behling, H., da Costa, M.L. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research* v.53, p:369-377, 2000.
- Blasco, F. Climatic factors and the biology of mangrove plants. In: The mangrove ecosystem: research methods. Paris: UNESCO, 1984, p:18-35.
- Bourles, B., R. L. Molinari, E. Johns, and W. D. Wilson. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989-1991). *Journal of Geophysical Research*, v.104, n.C1, p:1361-1375. 1999b.

Bourles, B., Y Gouriou and R. Chuchla. On the circulation and upper layer of the western equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, v.104, n.C9, p: 21151-21170. 1999a.

Bowden, K. F. Ed. Circulation and diffusion. ESTUARIES. Local: American Association for the Advancement of Science, 1967.

Brooks, D. A., Baca, M. W. and Lo, Y. T. "Tidal circulation and residence time in a macrotidal estuary: Cobscook Bay, Maine." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* v.49, p: 647-665, 1999.

Castelle, B., Bonneton, P., Sénéchal, N., Dupuis, H., Butel, R. and Michel, D. "Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France." *Continental Shelf Research* v.26, n.1, 2006.

Castro, B.M., Bradine, F., Pires-Vanin, A.M.S. O Mar Costeiro do Brasil. *Scientific American*. v. 12. pp:30-41, 2003.

Cavalcante, G. H., Kjerfve, B. and Knoppers, B. A. Oceanographic variability in the adjacent coastal region of the Caeté Bay - Pará-Brazil (Preliminary Results). IV International Symposium Environmental Geochemistry In Tropical Countries, 4, 2004, Búzios, RJ, Books of abstracts of the International Symposium Environmental Geochemistry In Tropical Countries, Niterói:UFF, Programa de Geoquímica, 2004.

Chepurin, G and J. A. Carton. The hydrography and circulation of the upper 1200 meters in the tropical North Atlantic during 1982-1991. *Journal of Marine Research*, v.55, n.4, p:633-670, 1997.

Cohen M. C. L, Souza Filho P. W. M, Lara R. J, Behling H, Angulo R. J. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Braganca Peninsula (Northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*. v.13:433-43, 2005.

Cohen MCL, Lara, R.J. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*. v.11, p:223-231, 2003.

Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Szlafsztein, C. and Dittmar, T. Mangrove inundation and nutrient dynamics from a GIS perspective. *Wetlands Ecology and Management*. v.12, p:81-86, 2004.

Conde, J.E., Alarcón, C. A review of current knowledge and status of Venezuelan mangroves. In: Lacerda LD (ed) Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forest in Latin America and Africa region. Part I. Latin American, Okinawa: ISME, 1993, p:211-244.

Condie, S. A. Separation and recirculation of the North Brazil Current. *Journal of Marine Research*, v.49, n.1, p:1-19, 1991.

Costa, J.B.S., Borges, M.S., Bemerguy, R.L., Fernandes, J.M.G., Costa Jr., P.S., Costa, M.L. Evolução cenozóica da região de Salinópolis, Nordeste do Estado do Pará. *Geociências* v.12, p:353-372, 1993.

Costa, N. D. S., Isaac, V., Schaub, C. and Saint-Paul, U., Estrutura da comunidade de peixe capturada nos currais do rio Caeté: resultados preliminares. 5th International conference of the MADAM Project, Belém/Pa, Brazil, Conference Abstracts, 1999.

Curtin, T. B. Physical observations in the plume region of the Amazon River during peak discharge III. Currents. *Continental Shelf Research* v.6, n. 1/2, p: 73/86, 1986.

David, L. T. and Kjerfve, B. Tides and Currents in a two-inlet coastal lagoon: Laguna de Términos, México. *Continental Shelf Research* v.18, p:1057-1079, 1998.

Defant, A. Physical Oceanography. New York: Pergamon Press, 1960.

DeMaster, D. J., Smith, W., Neolson, D. M. and Aller, J. Y. Biogeochemical processes in Amazon shelf waters: chemical distributions and uptake rates of silicon, carbon and nitrogen. *Continental Shelf Research* v.16, p:617-643, 1996.

Diaz, H. F., and V. Markgraf, Eds. El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation. Cambridge: Cambridge University Press, 1992, 476 p.

Diégues, F. M. F., Introdução à oceanografia do estuário amazônico. Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará, *Anais Congresso Brasileiro de Geologia*, 1973.

Diele, K., Life history and population structure of the exploited mangrove crab *Ucides cordatus cordatus* (L.) (Decapoda:Brachyura) in the Caeté estuary, North Brazil. *Bremem: ZMT*, 2000, 103p.

Dittmar, T. Outwelling of organic matter and nutrients from a mangrove forest in North Brazil: Evidence from organic tracers and flux measurements. Bremen: University Bremen, 1999, 229p.

Dyer, K.R. The balance of the suspended sediment in the Gironde and Thames Estuaries. In: Kjerfve, B. ed. *Estuarine Transport Processes*. Columbia: University of South Carolina Press, 1978, p:135-145.

Dyer, K.R. *Estuaries: A Physical Introduction*. 2nd edition. John Wiley & Sons, 1997, 140p.

Elthair, E. A. B., and R. Bras. Precipitation recycling in the Amazon basin. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v.120, p: 861–880, 1994.

Faas, R.W. Time and density-dependent properties of fluid mud suspensions, NE Brazilian continental shelf. *Geo-Marine Letters* v.4, p:147–152, 1985.

Fairbridge, R.W. Shellfish-eating preceramic Indians in coastal Brazil. *Science* v.191, p:353-359, 1976.

Ficher, H. B., List, E. J., Kohn, R. C. Y., Imberger, J and Brooks, N. H. *Mixing in inland and coastal waters*, New York: Academic Press. 1979, 483p.

Field, C. D. Impact of expected climate change on mangroves. *Hydrobiology* v.295, p:75-81, 1995.

Figueiredo, A. G., Allison, M. and Nittrouer, C. A. Amazon discharge: internal report for AMASSEDS researches. Relatório Técnico. Niterói: UFF-Universidade Federal Fluminense, Brazil, 1991.

Filizola, N.P. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da bacia Amazônica Brasileira. Tese (Mestrado). UNB. Brasília, Brasil, 1997.

Flagg, C.N., R.L. Gordon, and S. McDowell Hydrographic and Current Observations on the Continental Slope and Shelf of the Western Equatorial Atlantic. *J. of Physical Oceanography*, v.16, p:1412-1429, 1986:

Flohn, H. Tropical circulation pattern. *Bonner Meteor. Abhand.*, v.15, p 55, 1971.

Frade, L. C. S. and Pinho, J. T. Wind Potential on the Coast of the State of Pará/Brazil. Pará, 10p, 2002.

Franco, A. S., Tides fundamentals, analysis and prediction. FCTH. São Paulo, Brasil, 1998, 249p.

Frank, N. L., and P. J. Hebert, Atlantic tropical systems of 1973. *Mon. Wea. Rev.*, v.102, p. 290–295, 1974.

Fratantoni, David M., William E. Johns and Tamara L. Townsend. Rings of the North Brazil Current: Their structure and behavior inferred from observations and a numerical simulation. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. C6, p.10633-10654, 1995.

Geyer, W. R. and Kineke, G. C. Observation of currents and water properties in the Amazon frontal zone. *Journal Geophysical Research*. v.100, p.2321-2339, 1995.

Geyer, W. R., Beardsley, R. C., Candela, J., Castro, B. M., Legeckis, R. V., Lentz, S. J., Limeburner, W. R., Miranda, L. B. and Trowbridge, J. H. Physical oceanography of the Amazon outflow. *Oceanography*. v.4, p.8-14, 1991.

Geyer, W. R., Beardsley, R. C., Lentz, S. J., Candela, J., Limeburner, W. R., Jonhs, W. E., Castro, B. M. and Soares, I. D. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research* v. 16, n.5/6, p.575-616, 1996.

Gibbs, R. J. Currents on the shelf of northeastern South America. *Estuarine Coastal and Shelf Sciences* v.14, p. 283-299, 1982.

Glaser, M. & Grasso, M. Fisheries of a mangrove estuary: dynamics and interrelationships between economy and ecosystem in Caeté Bay, northeastern Pará, Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Zoologia*, v.14, p. 95-125, 1998.

Glaser, M. Social Sustainability in the Management of Mangrove Crabs (*Ucides cordatus*) in Coastal Pará, North Brazil. Proceedings of the Annual Development Studies Conference, Institute for International Policy Analysis, University of Bath, U.K. p.13, 1999.

Glaser, M. and Diele, K. Asymmetric outcomes: assessing central aspects of the biological, economic and social sustainability of a mangrove crab fishery, *Ucides cordatus* (Ocypodiadae), in North Brazil. *Ecological Economics* v. 49, n. 3, p.361-373, 2004.

Goni, G.J., and W.E. Johns. A Census of North Brazil Current Rings Observed from TOPEX/POSEIDON Altimetry: 1992-1998. *Geophys. Res. Letters*, v.28, n.1, p.1-4, 2001.

Gray, W. M., and J. D. Sheaffer. El Niño and QBO influences on tropical cyclone activity. *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, R. M. Glantz, R. Katz, and N. Nicholls, Eds., Cambridge University Press, p.257–284, 1991.

Hansen, D. V. & M. Rattray. New dimensions in estuarine classification. *Limnol. Oceanogr.* v. 11, p.319-326, 1966.

Hendon, H. H., and B. Liebmann. The structure and annual variation of antisymmetric fluctuations of tropical convection and their association with Rossby–gravity waves. *Journal of Atmospheric Science* v.48, p.2127–2140, 1991.

Herz, R. *Manguezais do Brasil*, São Paulo, IOUSP/CIRM, 1991, p.302.

Hogarth, P. J. *The Biology of Mangroves*, Press, Oxford, 1999.

Horel, J. D., and J. M. Wallace. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v.109, p.813–829, 1981.

Horel, J. D., Kousky, V. E. and Kayano, M. T. Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983 and 1984. *Nature*, v.322, p.248–251, 1986.

Hunkins, K. Salt dispersion in the Hudson Estuary. *J. Phys. Oceanogr.*, v.11, p.729-738, 1981.

IBGE. Resultados preliminares do censo de população 2000. Brasília, DF. 2000.

INMET. Normas climatológicas (1961-1990). Brasília, DF, Instituto Nacional de Meteorologia: 1992, p.123.

Jay, D. A., Smith, J. D. Residual Circulation in Shallow Estuaries -1. Highly Stratified, Narrow Estuaries. *Journal of Geophysical Research*, v.95, n.C1, pp.711-731, 1990.

Johns, E., W. D. Wilson, R. L. Molinari. Direct observations of velocity and transport in the passages between Intra-Americas sea and the Atlantic Ocean, 1984-1996. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, v.104, n.C11, p. 25,805-25,820, 1999.

Johns, W. E., T. N. Lee, R. C. Beardsley, J. Candela, R. Limeburner, B. Castro. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, v.28, n.1, pp. 103-128, 1998.

Johns, W.E., T.N. Lee, F.A. Schott, R.J. Zantopp and R.H. Evans. The North Brazil Current Retroflexion: Seasonal Structure and Eddy Variability. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, n.C12, p. 22103-22120, 1990.

Johns, William E., Tamara L. Townsend, David M. Fratantoni, W. Douglas Wilson. On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Research I*, v.49, p. 211-243, 2002.

Kineke, G.C., Sternberg, R.W. Measurements of high concentration suspended sediments using the optical backscatterance sensor. *Marine Geology*. v.108, p. 253–258, 1992.

Kineke, G.C., Sternberg, R.W. Distribution of fluid mud on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*. v.125, n.3/4, p.193–233, 1995.

Kineke, G.C., Sternberg, R.W., Trowbridge, J.H., Geyer, W.R. Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*. v.16, n.5/6, p.667–696, 1996.

Kjerfve, B. ; Lacerda, L. D. ; Rezende, C. E. ; Ovalle, A. R. C. Hydrological and Hydrogeochemical Variations in Mangrove Ecosystems. In: A Yanez-Arancibia; A L Lara-Dominguez. (Org.). *Mangroves Ecosystems in Tropical America*. Beaufort: NOAA, p.71-81. 2000.

Kjerfve, B. ; Schettini, C A F. ; Knoppers, B. ; Lessa, G. ; Ferreira, H. O. . Hydrology and salt balance in a large hypersaline coastal lagoon: Lagoa de Araruama, Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Reino Unido, v. 42, n. 6, p. 701-725, 1996.

Kjerfve, B. Velocity averaging in estuaries characterized by a large tidal range to depth ratio. *Estuarine and Coastal Marine Science*, v.3, p.311-323. 1975.

Kjerfve, B. Circulation and salt flux in a well mixed estuary. In: *Physics of Shallow Estuaries and Bays*, ed. J.van de Kreeke. Springer Verlag, 1986, p. 22-29.

Kjerfve, B. *Manual for Investigation of Hydrological Processes in Mangrove Ecosystems*. Nova Delhi: UNESCO, 1990, p.79.

Kjerfve, B. and Lacerda, L. D. *Mangroves of Brazil. Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa Regions. Part 1: Latin America*. Okinawa, ITTO/ISME, 1993.

Kjerfve, B. G. M. E. Perillo, L. R. Gardner, J. M. Rine, G. T. M. Dias and F. R. Mochel. Morphodynamics of muddy environments along the Atlantic coasts of North and South America, 479-532. In *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Functions*. T. Healy, Y. Wang and J.-A. Healy (eds.). Elsevier Science B. V. Amsterdam. 2002, p.542.

Kjerfve, B. *Manual for investigation of hydrological processes in mangrove ecosystems*. UNESCO/UNDF Regional Project "Mangrove Ecosystems in Asia and the Pacific" (RAS/79/002 e RAS/86/120), 1990, p.79.

Kjerfve, B.; Proehl, J.A.; Schwing, F.B.; Seim, H.E. & Marozas, M. Temporal and spatial considerations in measuring estuarine water fluxes. In: *Estuarine comparisons*. V.S. Kennedy (Ed.), Academic Press, New York, p. 37-51, 1982.

Kousky, V. E., and M. T. Kayano. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. *J. Climate*, v.7, p.1131–1143, 1994.

Krause G, Glaser M. Co-evolving geomorphological and socio-economic dynamics in a coastal fishing village of the Braganca region (Pará, North Brazil). *Ocean e Coastal Management*. p.46:859–74, 2003.

Krause, G. and Soares, C. Analysis of beach morphodynamics on the Bragantian mangrove peninsula (Pará North Brazil) as prerequisite for coastal zone management recommendations. *Geomorphology*. p. 60: 225-239, 2004.

Lacerda, L. D. ; Conde, J. E. ; Alvarezleon, R. ; Alarcón, C. ; Polania, J. ; Kjerfve, B. American Mangroves. In: L D Lacerda. (Org.). Mangrove ecosystems: function and management. Hedelberg: Springer Verlag, p. 1-62, 2002.

Lacerda, L. D. e Shaeffer-Novelli, Y. Latin American mangroves: the need for sustainable utilization. ISME Mangroves Newsletter, Okinawa, p. 4 – 6, 1992.

Lara, R. Amazonian mangroves – A multidisciplinary case study in Pará State, North Brazil: Introduction. *Wetlands Ecology and Management*. p.11: 217–221, 2003.

Lara, R. J., Dittmar, T. Nutrient dynamics in a mangrove creek (North Brazil) during the dry season. *Mangrove and Salt Marshes* 3: 185-195. 1999.

Lass, H. U. and Mohrholz, V. On the fluctuations and vertical structure of the shelf circulation off Walvis Bay, Namibia. *Continental Shelf Research* v.25, p. 1473–1497, 2005.

Lentz, S. J. and Limeburner, R. The Amazon River plume during AmasSeds: spatial characteristics and salinity variables. *Journal of Geophysical Research* v.100, p.2355-2375, 1995.

Lentz, S. J.. The Amazon River plume during AmasSeds: subtidal current variability and the importance of wind forcing. *Journal Geophys Research* v.100, p. 2377-2390, 1995a.

Levitus, S. Climatological atlas of the world ocean, Rep. NOAA Prof. Paper 13, 173pp., NOAA, Rockville, Md. 1982.

Longuet-Higgins, M. S. On the Transport of Mass by time-vrying ocean currents. *Deep-Sea Research*, 126:431-447, 1969.

Lucas, A. J., Guerrero, R. A., Mianzán, H. W., Acha, M. and Lasta, C. A. Coastal oceanographic regimes of the Northern Argentine Continental Shelf (34-43S). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* v.65, p. 405-420, 2005.

Luedmann, E. F. Preliminary result of drift-bottle releases and recoveries in the Western Tropical Atlantic. *Boletim Instituto Oceanográfico* v.16, n.1, p.13-22, 1966.

Lugo A.E., Snedaker S.C. The ecology of mangroves. *Ann. Rev. Ecology System.* v.5, p.39-63, 1974.

Maciel, N.C. Mangrove preservation: past and present efforts Proceedings of the International Symposium on Utilization of Coastal Ecosystems: Planning, Pollution, and Productivity. Vol. 2. Editora de FURG. SIUEC. Rio Grande, RS. 1989. p. 77-98.

Marengo, J. and S. Hastenrath. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. *Journal of Climate*, v.6, p.617–627, 1993.

Marengo, J. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *Journal of Climatology*, v.12, p.853–863, 1992.

Martorano, L.G.; Perreira, L.C.; César, E.G.M.; Pereira, I.C.B. Estudos Climáticos do Estado do Pará, Classificação Climática (Kóppen) e Deficiência Hídrica (Thornthwhite, Mather). Belém, SUDAM/ EMBRAPA, 1993, p.53.

Masselink, G. and Pattiaratchi, C. The effect of sea breeze on beach morphology, surf zone hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Geology* v.146, p.115–135, 1998.

Meade, R.H., Dunne, T., Richey, J.E., Dos Santos, U., Salati, E. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science* v.228, p.488–490, 1985.

Memery, L, M. Arhan, X. A. Alvarez-Salgado, M. J. Messias, H. Mercier, C. G. Castro, A. F. Rios. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Progress in Oceanography*, v.47, p.69-98, 2000.

Metcalf, W and Stalcup, M. C. Origin of the Atlantic Equatorial Undercurrent. *Journal of Geophysical Research*, v.72, p.4959-4975, 1967.

Milliman, J. D. and Meade, R. H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, v.91, p.1-21, 1983.

Miranda, L. B., Castro, B. M. and Kjerfve, B. Princípios de Oceanografia Física de Estuário, Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002, p.414.

Miranda, L.B. Cinemática e dinâmica de estuários. Apostila do curso de Pós Graduação em Oceanografia Física do Instituto Oceanográfico de São Paulo. 1996, p.300.

Mitchell, S.M. The World on Mercator's Projection. Butler, E.H. e Co. Publishers, Philadelphia, 1860.

Muehe D., Neves C.F. The implications of sea-level rise on the Brazilian coast: a preliminary assessment. *J. Coastal Res.* v.14, p.54–78, 1995.

Narváez, D. A., Leiva, E. P. G., Hernandez, E., Castilla, J. C. and Navarrete, S. A. Seasonal and spatial variation of nearshore hydrographic conditions in central Chile. *Continental Shelf Research* v.24, p.279–292. 2004.

Nitta, T., and Y. Takayabu. Global analysis of the lower tropospheric disturbances in the tropics during the northern summer of the FGGE year. Part II: Regional characteristics of the disturbances. *Pure Appl. Geophysic*, v.123, p.272–292, 1985.

Nittrouer, C. A., Curtin, T. B. and DeMaster, D. J. Concentration and flux of suspended sediment on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research* v.6, p.161-174, 1986.

Nittrouer, C.A.; Brunskill, G.J.; Figueiredo, A.G. Importance of tropical coastal environments. *Geo-Marine Letters*, v.15, p.121-126, 1995.

Nobre, P., and J. Shukla. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, 9, 2464–2479, 1996.

Numaguti, A. Dynamics and energy balance of the Hadley circulation and the tropical precipitation zones: Significance of the distribution of evaporation. *J. Atmos. Sci.*, v.50, p.1874–1887, 1993.

Obregón, G. O., and C. A. Nobre. Principal component analysis of precipitation fields over the Amazon river basin. *Climanálise*, v.5, p.35–46, 1990.

Paegle, J. N. Mo, K. C. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*. v.12, p.1389-1407, 2002.

Pantoja, C. N. Mangrove of Pará State, North Brazil. In: Lacerda L.D., Field C.D. (eds) Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa. ISME, Okinawa, 1993, p.13-14.

Pattiaratchi, C., Hegge, B., Gould, J. and Eliot, I. Impact of sea-breeze activity on nearshore and foreshore processes in southwestern Australia. *Continental Shelf Research* v.17, p.1539–1560, 1997.

Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S. Classical Tidal Harmonic Analysis including Error Estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers & Geosciences*, v.28, pp.929-937. 2002

Pernetta, J. Mangrove Forests, Climate Change and Sea Level Rise—Hydrological Influences on Community Structure and Survival, with Examples from the Indo-West Pacific. IUCN, Gland. Switzerland. 1993.

Poveda, G. and Mesa, O. J. The North Atlantic Oscillation and its influence on the hydro-climatology of Colombia (in Spanish). Proc. XVII Latin-American Congress on Hydraulics and Hydrology, v. II, Guayaquil, Ecuador, IAHR, 1996, p.343–354.

Prance, G.T., Silva, M. F., Albuquerque, B.W., Araujo, I.J.S, Correia, L. M. M., Braga, M. M. V., Macedo M., Conceição, P. N., Lisboa, P. L. B., Braga, P. I., Lisboa, L. C. L., Vilhena, R. C. Q. Revisão taxonômica das espécies amazônicas de Rhizophoraceae. *Acta Amazônica* v.5, p.5-22. 1975.

Pulwarty, R. S. Annual and interannual variability of convection over tropical South America. Ph.D. dissertation, University of Colorado, 220 pp, 1994. [Available from Dept. of Geography, University of Colorado, Boulder, CO 80305.]

Pulwarty, R. S., Diaz, H. F. A study of the seasonal cycle and its perturbation by ENSO in the tropical Americas. Preprints, Fourth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Hobart, Australia, Amer. Meteor. Soc., p.262–263. 1993.

Rasmusson, E. M. Observational aspects of ENSO cycle teleconnections. Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies, Scientific Basis and Societal Impacts, M. Glantz, R. W. Katz, and N. Nicholls, Eds. Cambridge University Press, 1991, p.309–343.

Rebello-Mochel, F. Mangrove of Maranhão State, North Brazil. In: Lacerda L.D. and Field C.D. (eds), Mangrove Ecosystems. Proceeding of a Workshop on Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa Regions. Okinawa, p.13-14. 1993.

Rebello-Mochel, F. Mangroves on São Luís Island, Maranhão Brazil. In: Kjerfve, B.; Lacerda, L. D.; Diop, E. H. S. (eds.). *Mangrove ecosystem studies in Latin America and Africa*. Paris, UNESCO, 1997, p.145-154.

Riehl, H., and J. S. Malkus. On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysics* v.6, p.505–538, 1958.

Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert. Global and regional scales precipitation associated with El Niño–Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 1606–1626. 1987.

Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W., Goães, A.M. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi v.1, p.25-74. 1989.

Saenger P, Hegerl E.J., Davie, J.D.S. Global status of mangroves ecosystems. *Environmentalist* v.3, p.1-88. 1983.

Santos, M. C. F. V. Structural patterns of hypersalinity stressed mangrove forests in the State of Maranhão, Northern Brazil. M.S. Thesis in Ecological Engineering, Colorado School of Mines, p.164, 1989.

Schaeffer-Novelli, Y., Cintrón-Molero, G. Status of mangroves research in Latin American and the Caribbean. *Bol. Inst. Oceanographic*, v.38, p.93-97. 1990.

Schaeffer-Novelli, Y., Cintrón-Molero, G., Adaime, R. R. Variability of Mangrove Ecosystems Along the Brazilian Coast. *Estuaries*, vol. 13, n. 2, p.204-218, 1990.

Schott, Friedrich A., Juergen Fischer, and Lothar Stramma. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v.28, n.10, p. 1904-1928. 1998.

Schwendenmann, L. Tidal and seasonal variations of soil and water properties in a Brazilian mangrove ecosystem, University of Karlsruhe: v.101, 1998.

Short, A. D. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics., Wiley, Chichester. 1999.

Shuttleworth, W. J. Evaporation from Amazonian rainforest. *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B*, v.233, p.321–346. 1988.

Silva Dias, P. L., J. P. Bonatti, and V. E. Kousky. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. *Mon. Wea Rev.*, v.115, p.1465–1478, 1987.

Silveira, Ilson C. A., Luiz B. Miranda, and Wendell S. Brown. On the origins of the North Brazil Current. *Journal of Geophysical Research*, v.99, n.C11, p. 22,501-22,512, 1994.

Soulsby, R. I. Tidal-current boundary layers. In: *The Sea, Ocean Engineering Science*. B. L. M. A. D. M. Hanes, Wiley and Sons. v.9, n. Part A, p. 523-566, 1990.

Souza Filho P.W.M, Tozzi H.A.M, El-Robrini M. Geomorphology, land use and environmental hazard in Ajuruteua macrotidal sandy beach, northeastern, Pará, Brazil. *Journal of Coastal Research*. v.35, p.580–9, 2003.

Souza Filho P.W.M. A planície costeira Bragantina (NE do Pará): influência das variações do nível do mar na morfoestratigrafia costeira durante o Holoceno. M.S. Thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1995, p.123.

Souza Filho, P. W. M.; Martins, E.S.F. ; Costa, F.R. Using mangroves as geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: an approach

from remote sensing data and GIS. *Ocean e coastal management*, Netherlands, v. 49, n. 7-8, p. 462-475, 2006.

Souza Filho, P. W. M. and El-Robrini, M. A influência da variação do nível do mar na sedimentação da Planície Costeira Bragantina durante o Holoceno. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. M. In: Costa, Angélica. Belém, FINEP. 1997, p.307–358.

Souza Filho, P.W.M. Influência das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia da Planície Costeira Bragantina (NE do Pará) durante o Holoceno. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 1995, p.123. (Dissertação de Mestrado).

Souza Filho, P.W.M. and El-Robrini, M. Coastal Zone Geomorphology of the Bragança Area, Northeast of Amazon Region, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* v.30, p.518–522, 2000.

Souza Filho, P.W.M., El-Robrini, M. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da planície costeira bragantina, nordeste do Pará, Brasil. *Geonomos* v.4, n.2, p.1-16, 1996.

Stewart, R. W., Kjerfve, B., Milliman, J., Dwivedi, S.N. Relative sea level change: a critical evaluation. *UNESCO Rep Mar Sci*. v.54, p.1-22, 1990.

Stramma, L., Juergen F. and Reppin, J. The North Brazil Undercurrent. *Deep-Sea Research I*, v.42, n.5, p. 773-395, 1995.

Stramma, L., Yoshimine, I. and Peterson, R. G. Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20 degrees S. *Deep-Sea Research*, v.37, n.12, p. 1875-1886. 1990.

Stramma, L.; Schott, F. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research*. Florida, v. 46, n. 1-2, p. 279-304. 1999.

Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A.C., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J-M., De Azevedo, A.E.G. Fluctuações do nível do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral Brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências* v.15, p.273-286, 1985.

Thorpe, S. A. Experiments on the instability of stratified shear flows: miscible fluids. *Journal of Fluid Mechanics* v.46, p.299-319, 1971.

Trenberth, K. General characteristics of El Niño–Southern Oscillation. *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, R. M. Glantz, R. Katz, and N. Nicholls, Eds., Cambridge University Press, p.13–42, 1991.

Trowbridge, J. H. and Kinoshita, G. C. Structure and dynamics of fluid muds over the Amazon continental shelf. *Journal Geophysical Research* v.99, p. 865-974. 1994.

Twilley, R. R. Properties of mangrove ecosystems related to the energy signature of coastal environments. Colorado, CO, USA, University Press of Colorado. 1995.

Uvo, C., A. A. Repelli, S. E. Zebiak, and Y. Kushnir. The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. *Journal of Climate*, v.11, p.551–562. 1998.

Vannuci, M. Os manguezais e nós. EDUSP, São Paulo. 1999.

Vinzon, S.B., Paiva, A.M. Modeling the sediment concentration profiles at the Amazon Shelf. In: Winterwerp, J.C., Kranenburg, C. (Eds.), Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes, Proceeding in Marine Science, 5. Elsevier, Amsterdam, 2002, p. 687–702.

Walter, H, Lieth, H. Klimadiagramm-Weltatlas. Gustav Fischer, Jena. 1967.

Wash G.E. Mangroves: a review. In: Reimbold R, Queen W (eds) Ecology of halophytes. Academic Press, New York, p. 51-174, 1974.

Wheeler, M., and G. N. Kiladis. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber- frequency domain. *Journal of Atmospheric Science*, v.56, p.374–399. 1999.

Wilson, W. D., W. E. Johns and S. L. Garzoli. Velocity structure of North Brazil Current rings. *Geophysical Research Letters*, v.29, n.8, 2002.

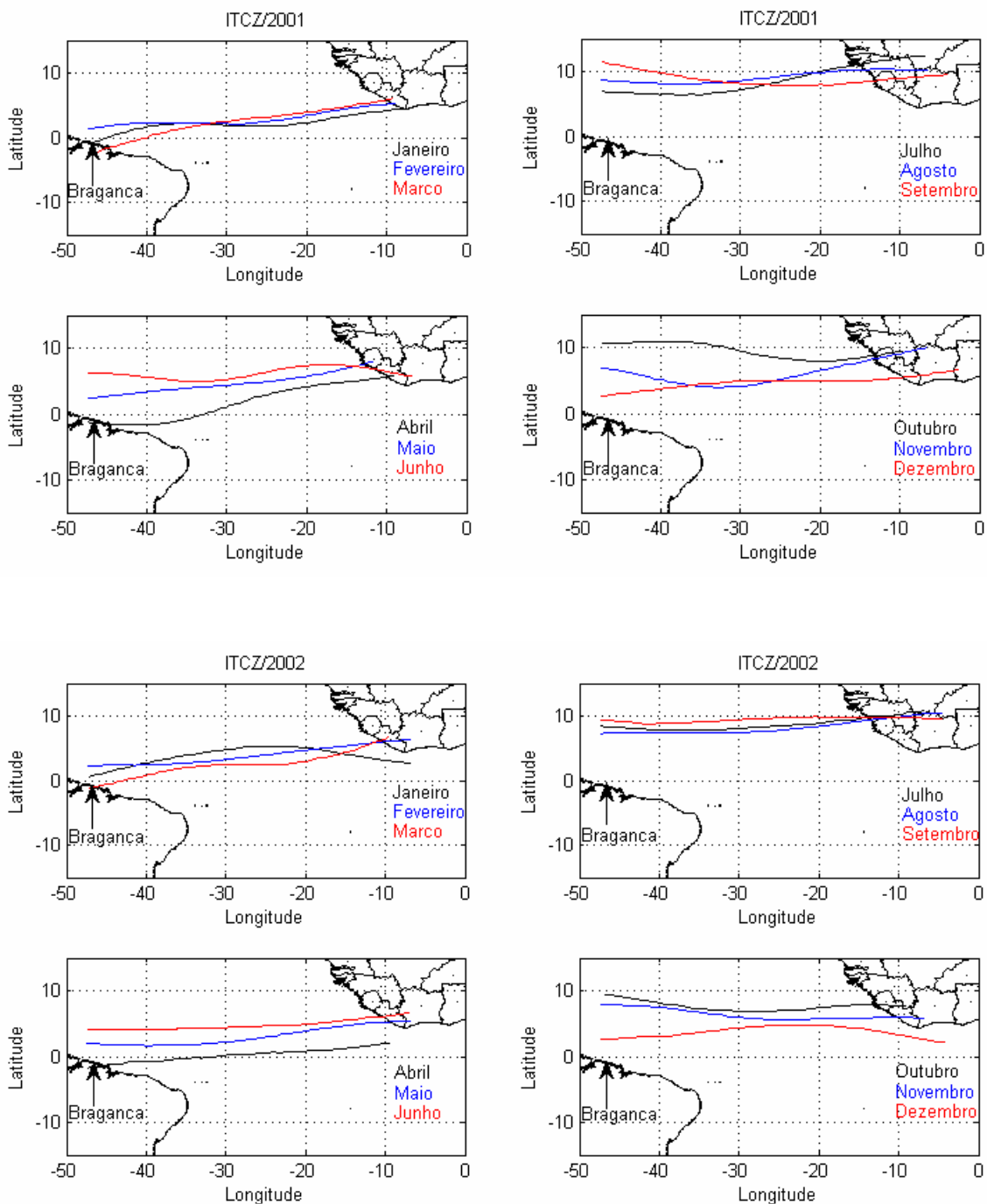
Woo, M., Pattiaratchi, C. and Schroeder, W., Summer surface circulation along the Gascoyne continental shelf, Western Australia. *Continental Shelf Research* v.26, n.1, 2006.

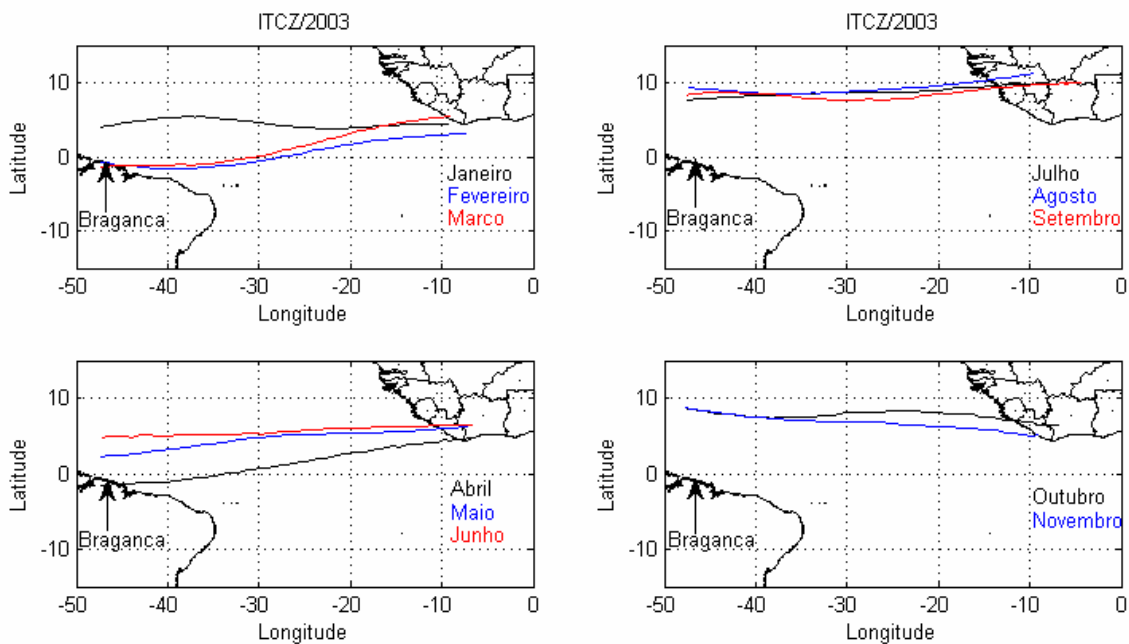
Woodroffe, C. Mangrove sediments and geomorphology. Tropical Mangrove Ecosystems. Coastal and Estuarine Studies. A. I. In: Robertson, Alongi, D.H. Washington, DC, USA, American Geophysical Union. v.41, p. 7–43, 1992.

Zack A., Roman-Mass, A. Hydrology of Caribbean Island Wetlands. *Acta Scientific* v.2, p.65-73, 1988.

7 APÊNDICE

Apêndice A – Variabilidade da ZCIT para os anos de 2001, 2002 e 2003





Apêndice B – Seção completa dos gráficos gerados nas estações 1 e 2, em frente a foz do rio Caeté em 2003.

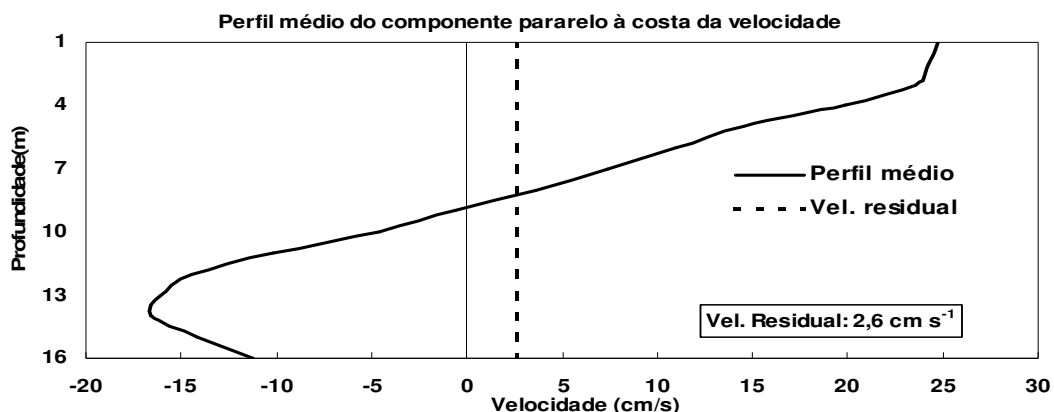


Figura 1 – Perfil médio resultante da componente *u* e velocidade residual na Estação 1.

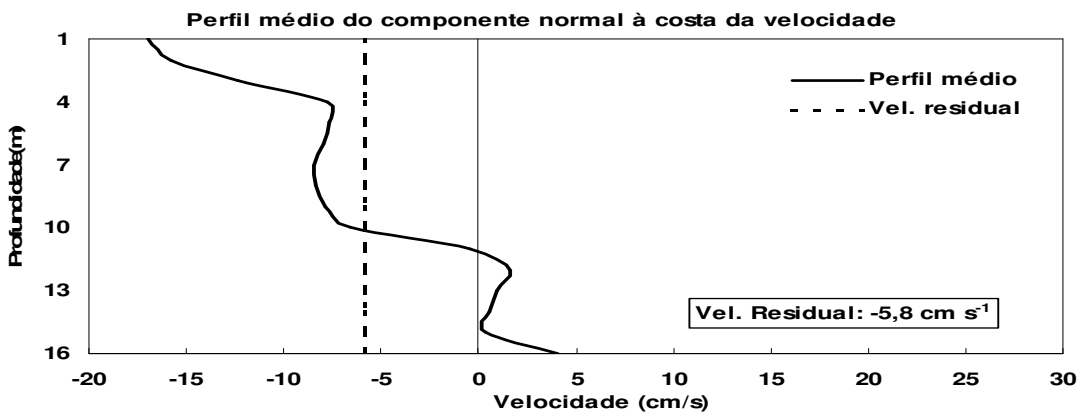


Figura 2 – Perfil médio resultante da componente *v* e velocidade residual na Estação 1.

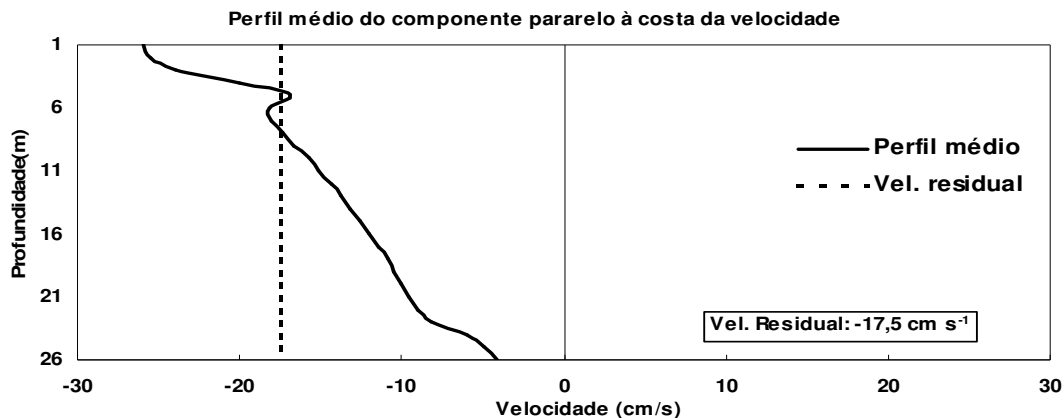


Figura 3 – Perfil médio resultante da componente u e velocidade resultante na Estação 2.

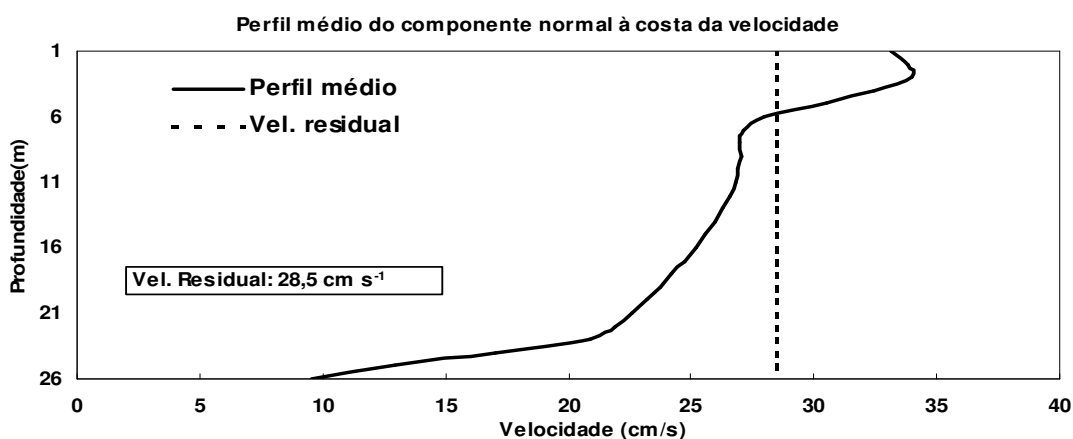


Figura 4 – Perfil médio resultante da componente v e velocidade residual na Estação 2.

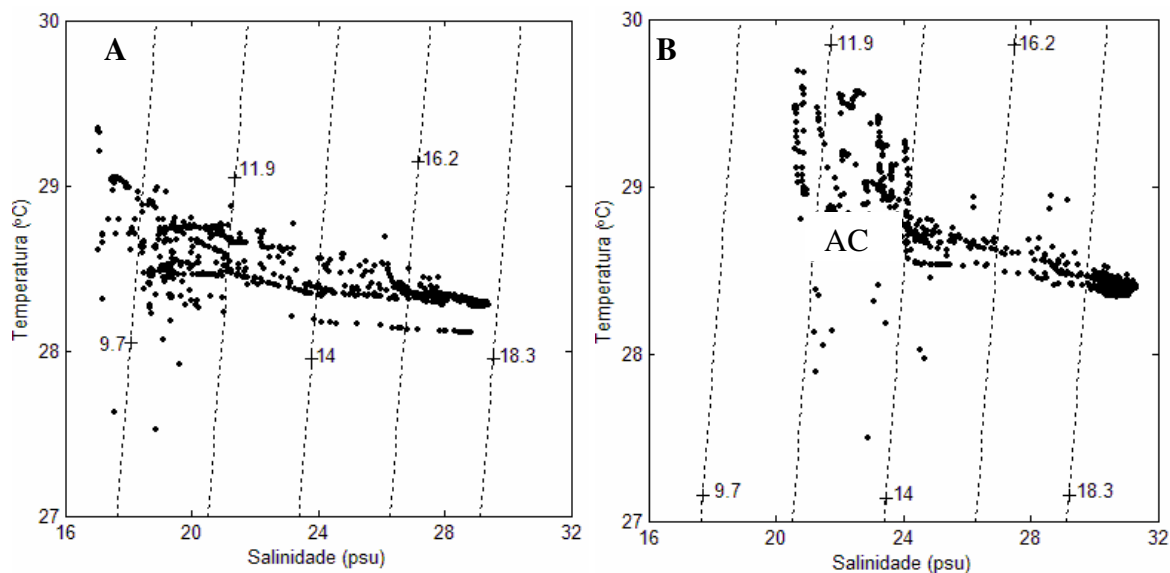


Figura 5. Diagrama T/S de todos os dados agrupados durante 25 horas de medidas nas Estações 1 (A) e 2 (B).

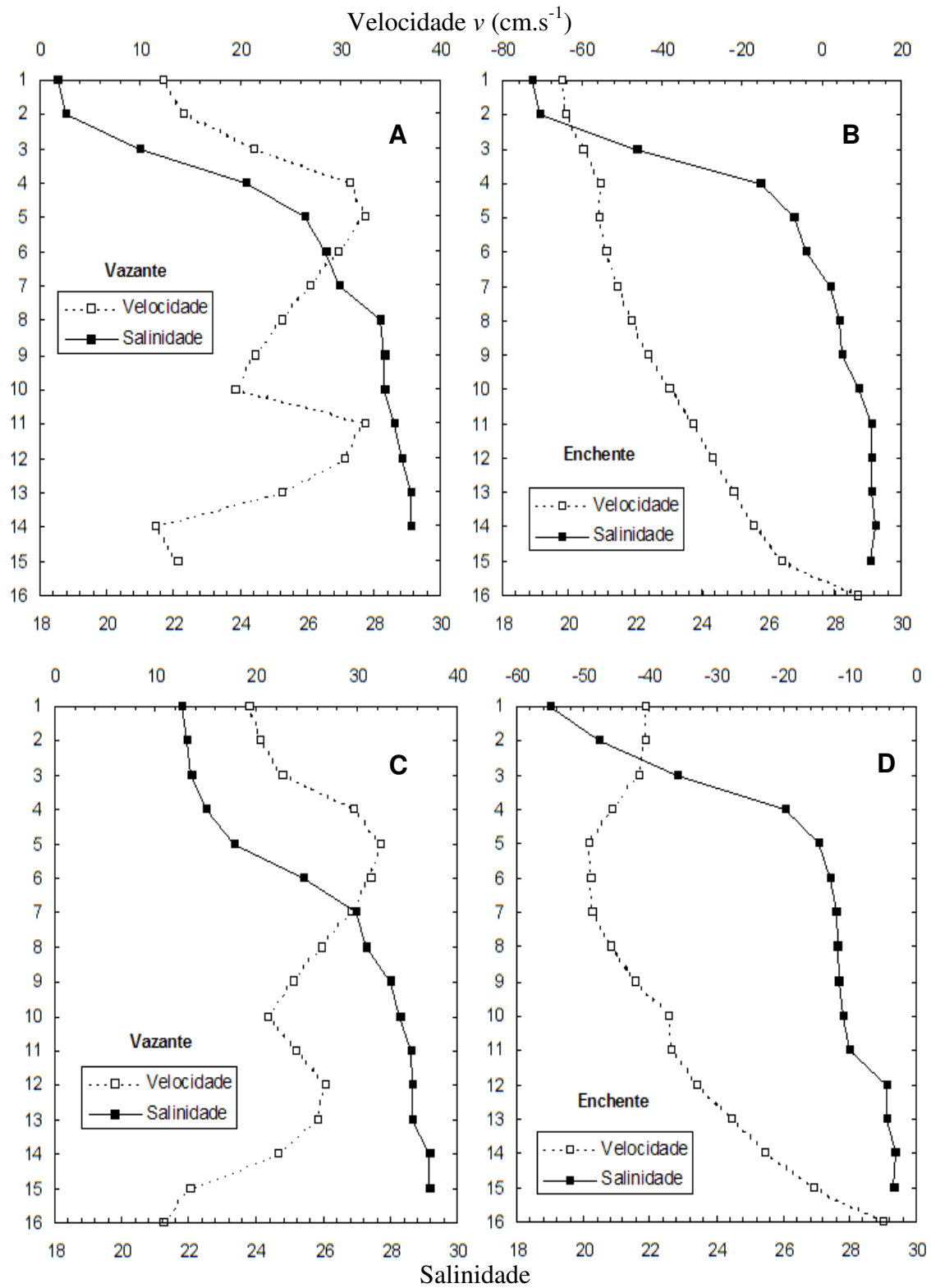


Figura 6 – Perfil médio da componente v e salinidade na Estação 1, durante o estágio de enchente e vazante.

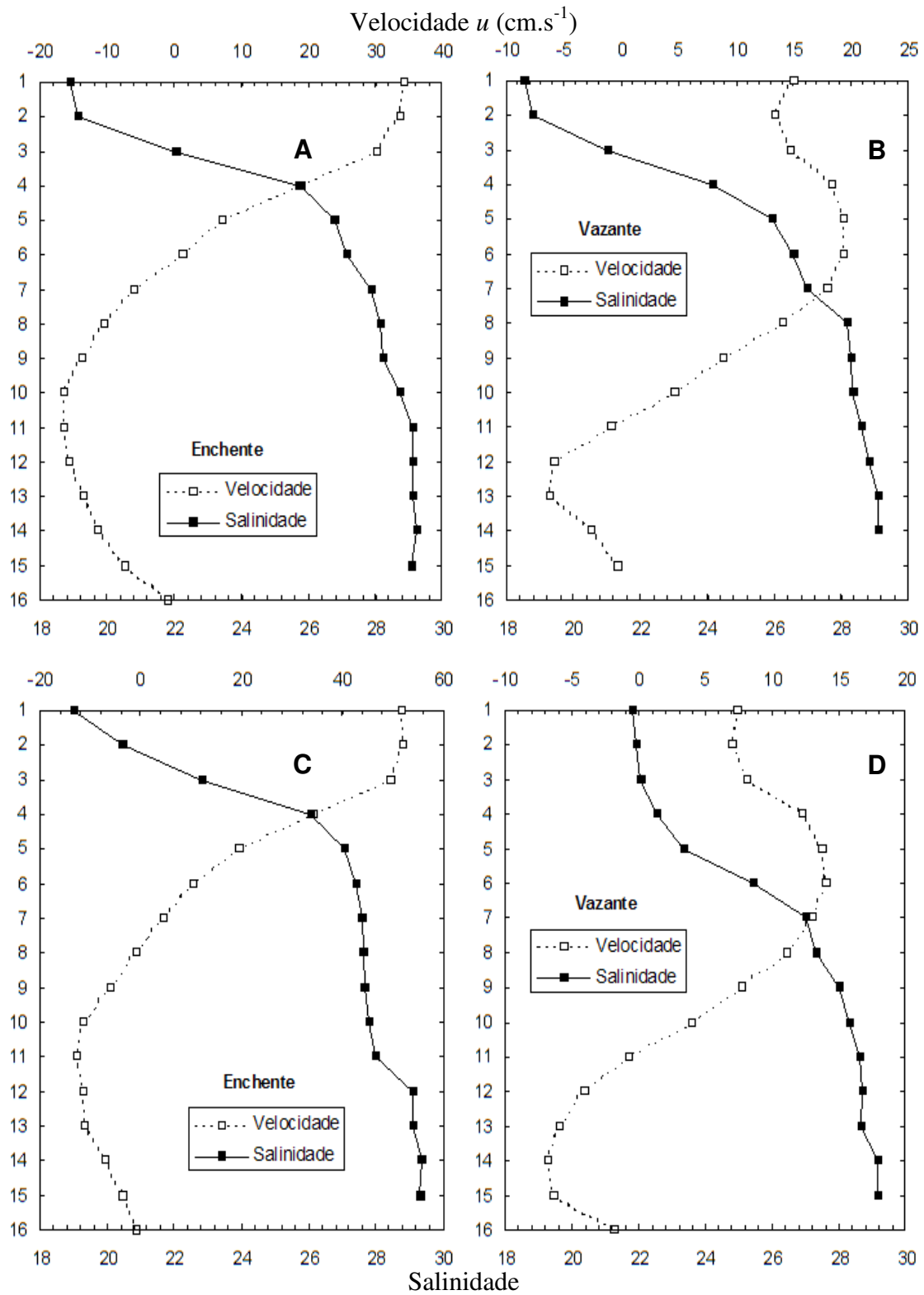


Figura 7 – Perfil médio da componente u e salinidade na Estação 1, durante o estágio de enchente e vazante.

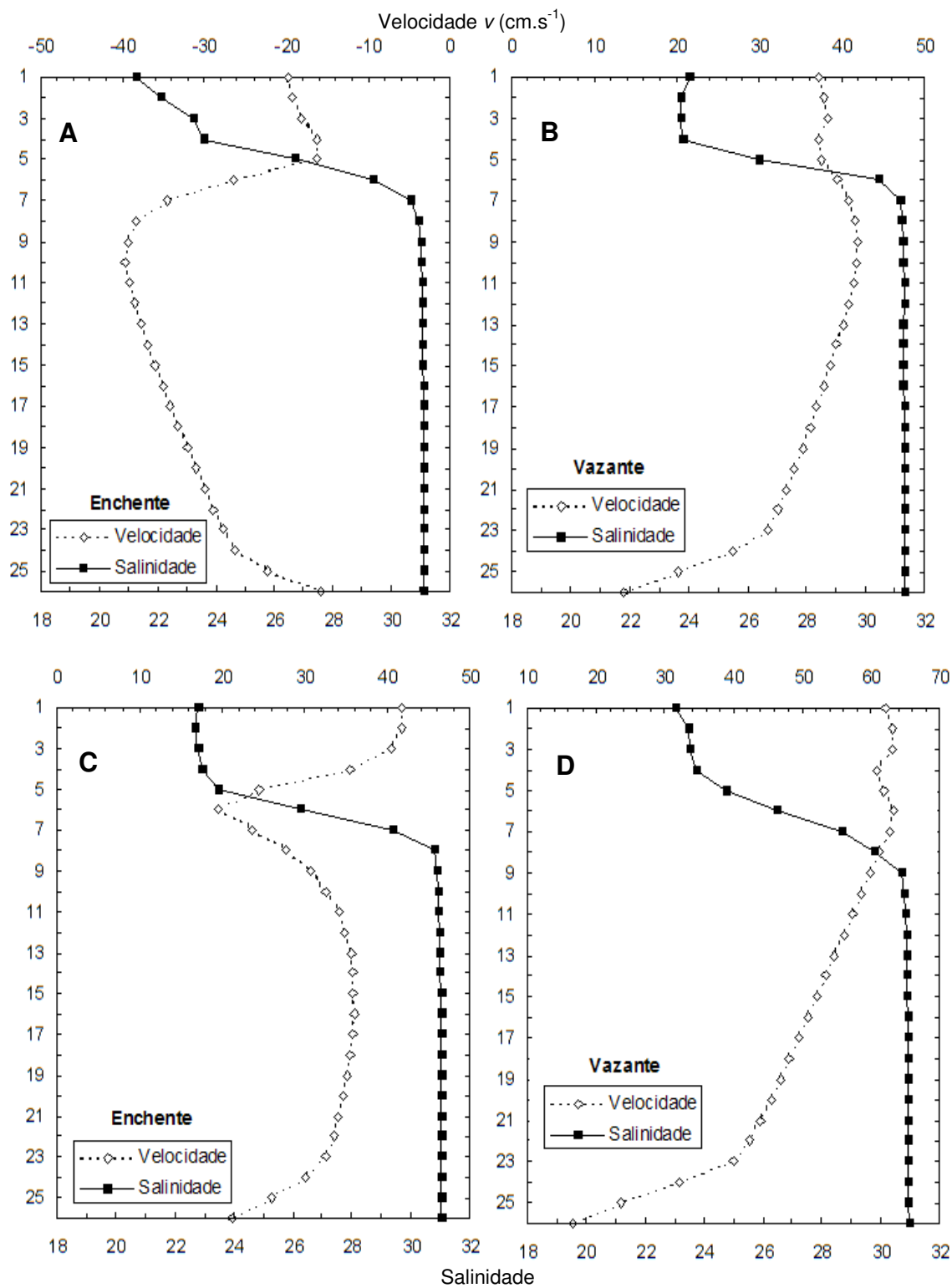


Figura 8 – Perfil médio da componente v e salinidade na Estação 2, durante o estágio de enchente e vazante.

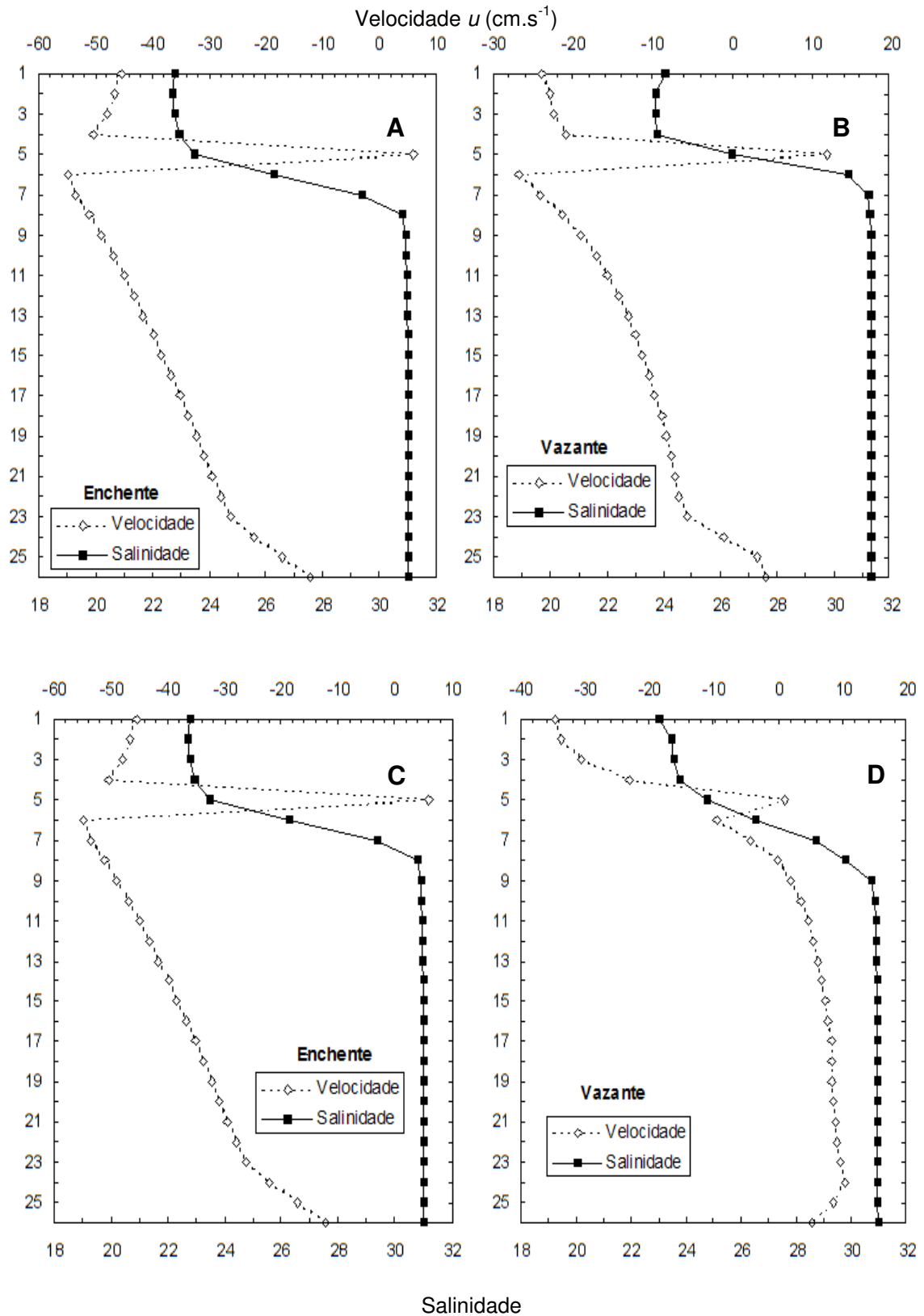
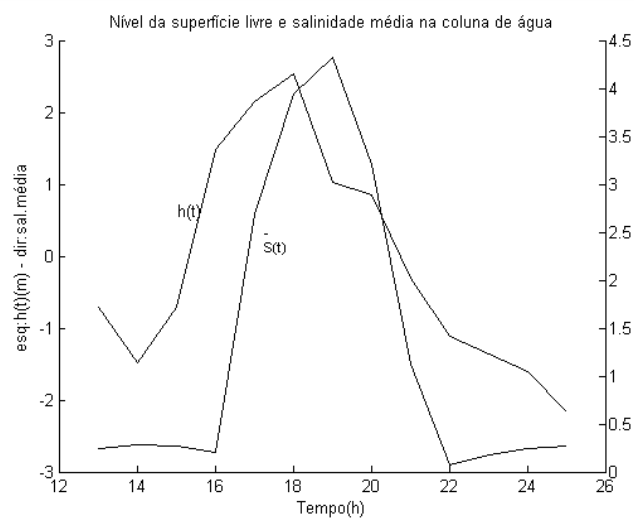
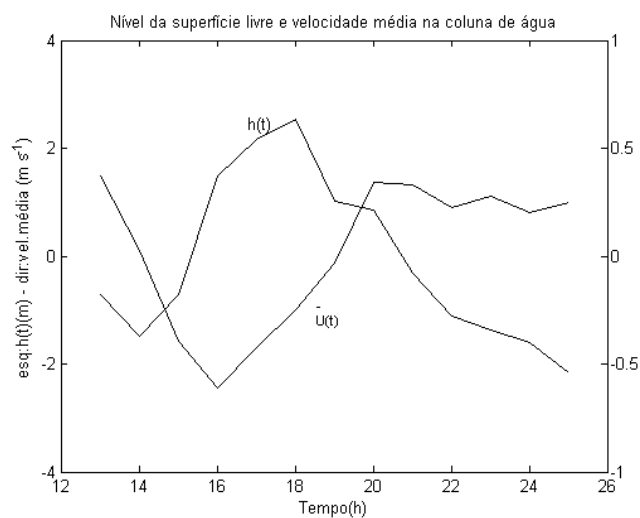
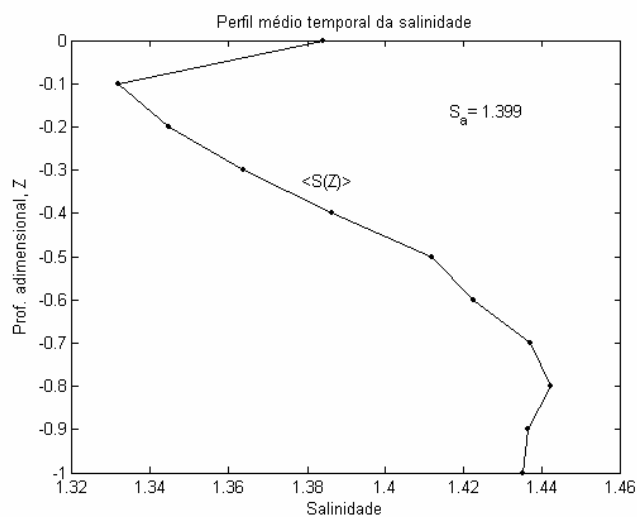
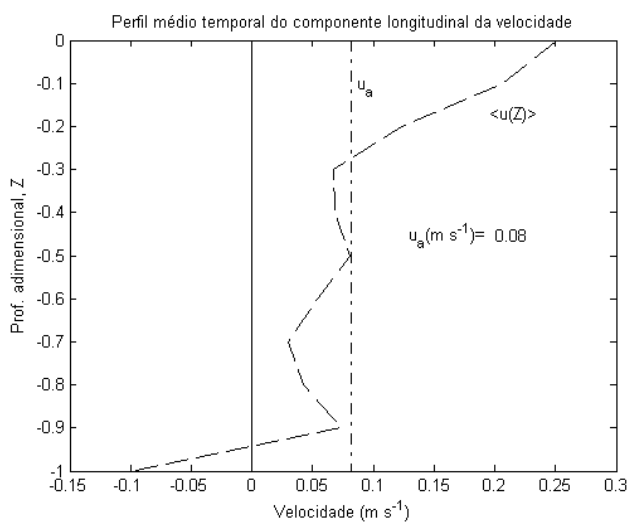
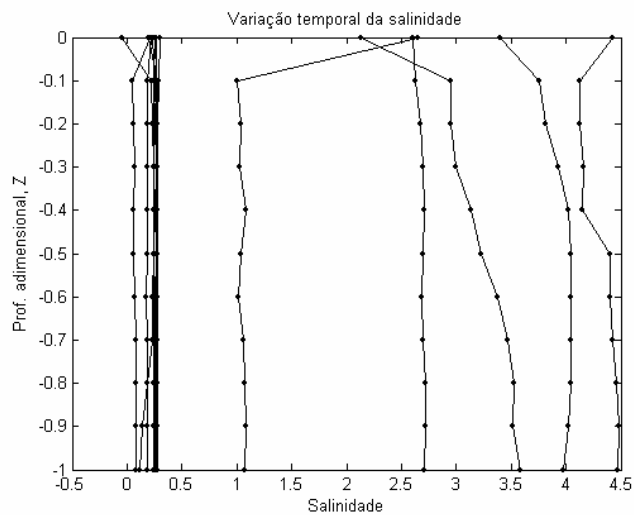
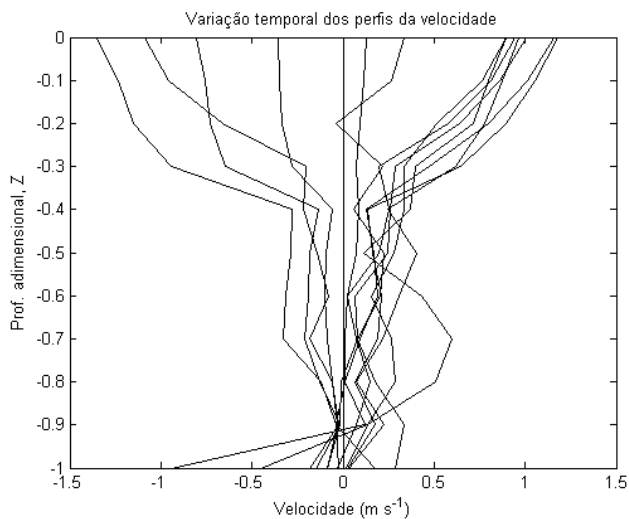
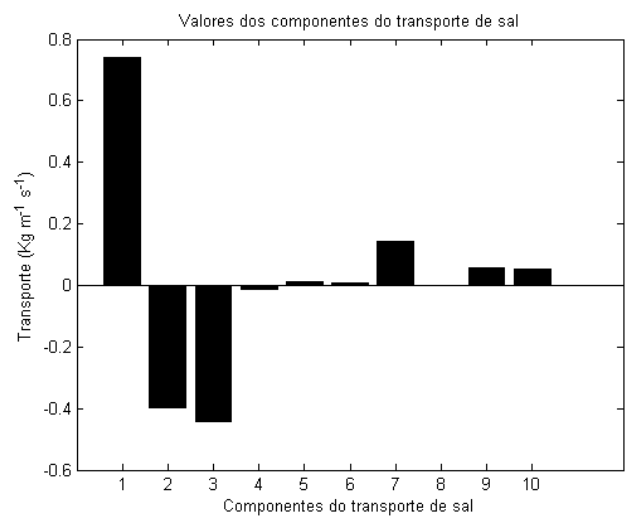
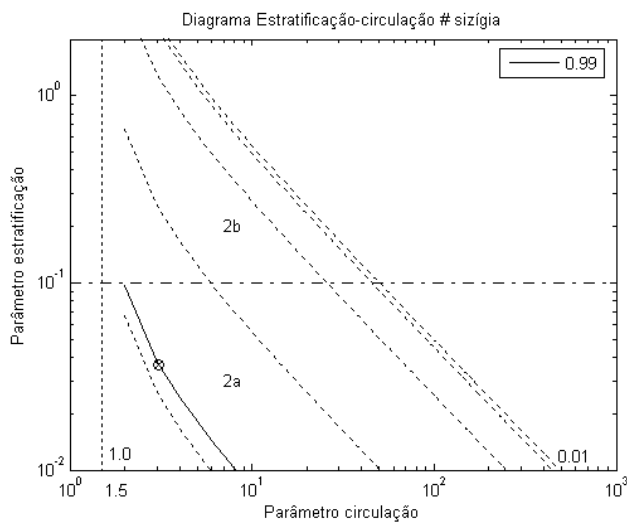
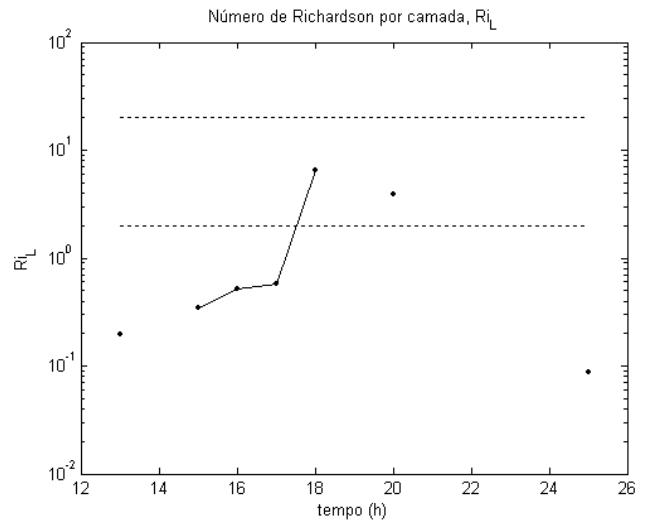
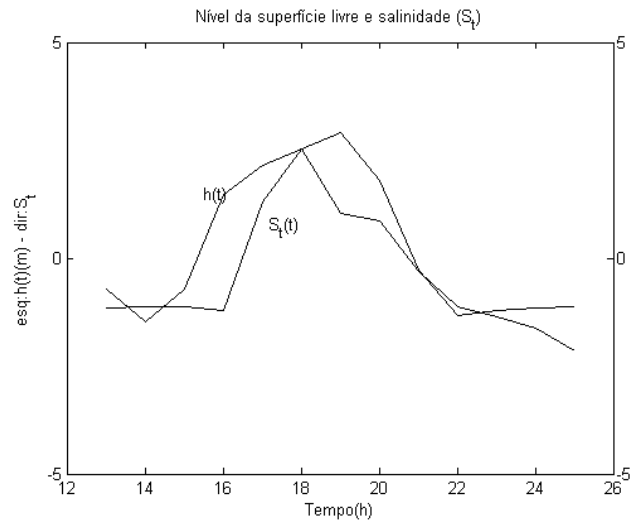


Figura 9 – Perfil médio da componente u e salinidade na Estação 2, durante o estágio de enchente e vazante.

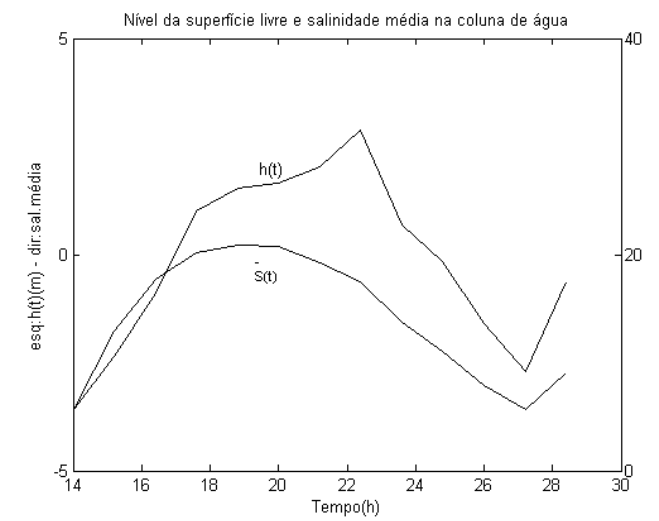
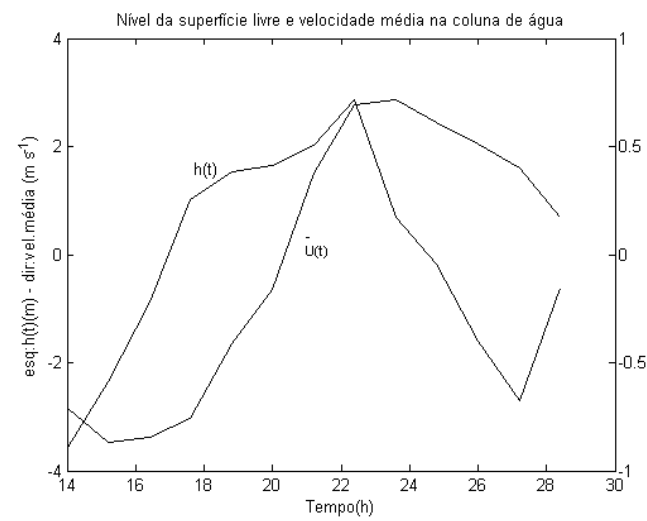
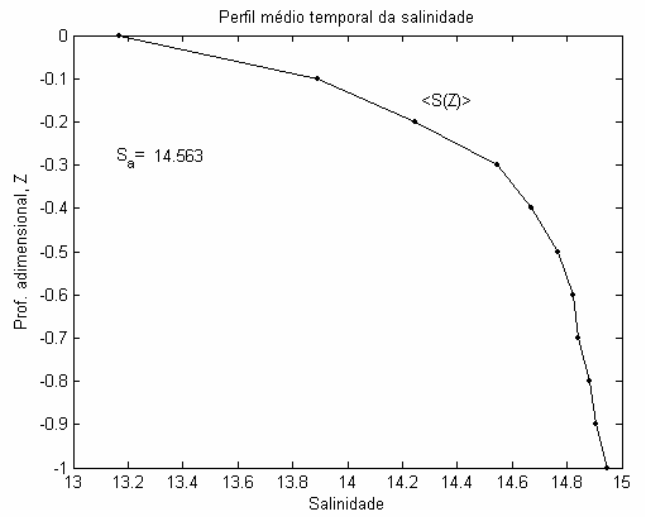
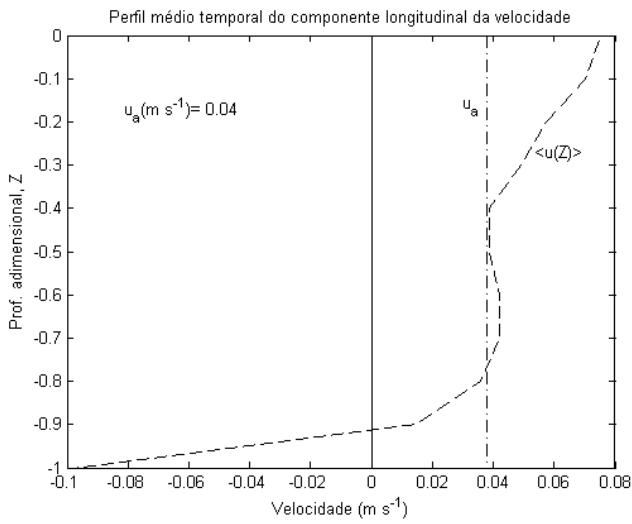
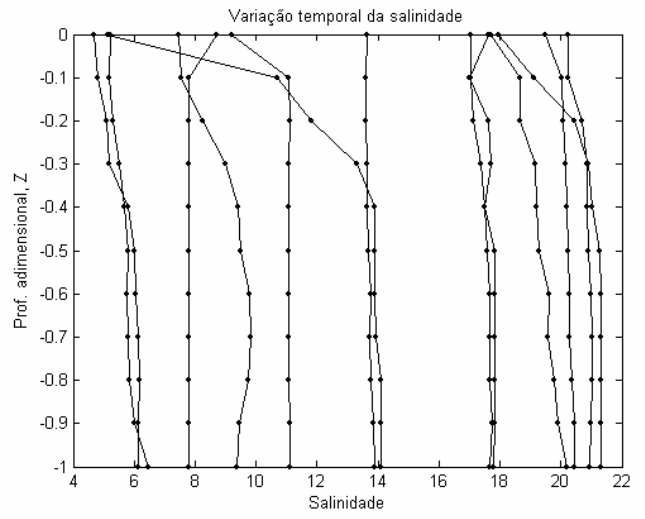
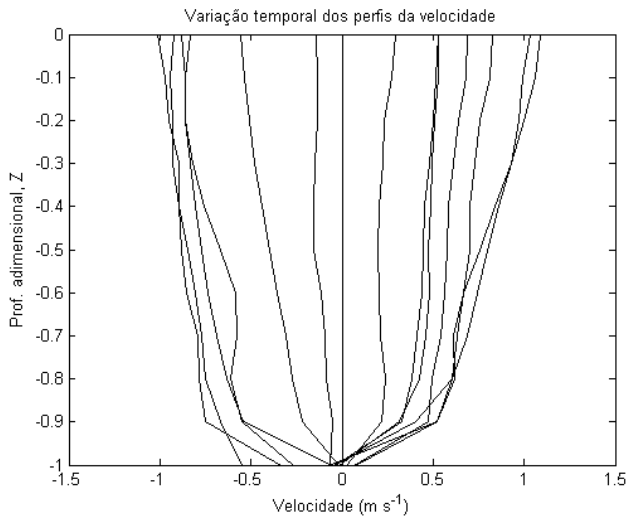
Apêndice C – Seção completa dos gráficos gerados nas estações 1, 2 e 3, dentro do rio Caeté em 2001.

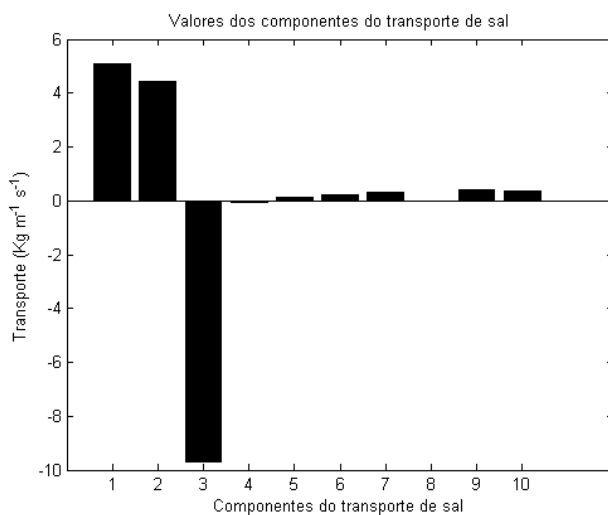
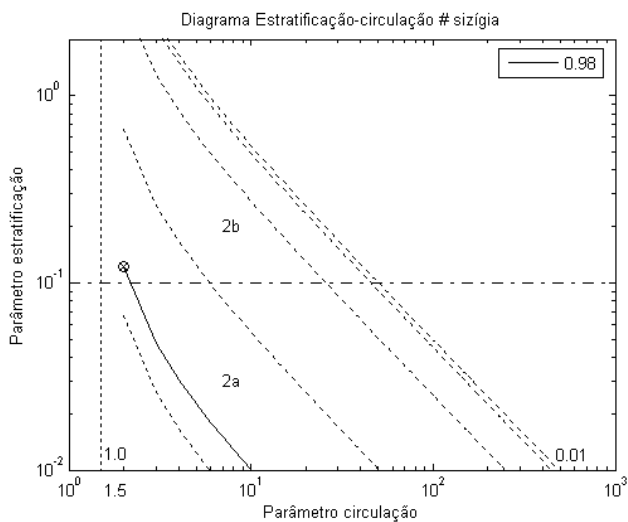
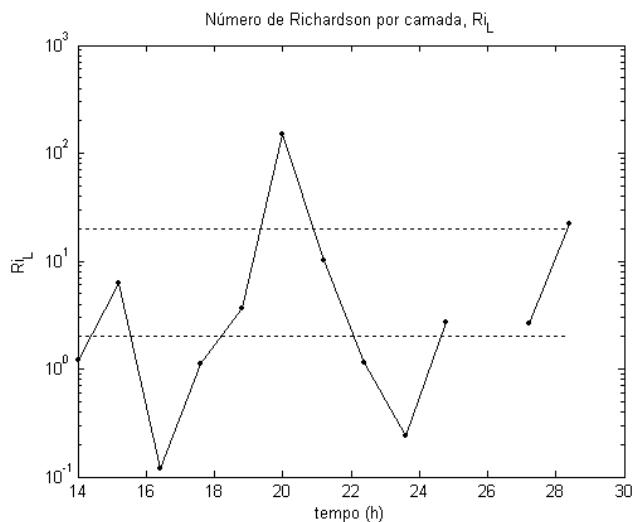
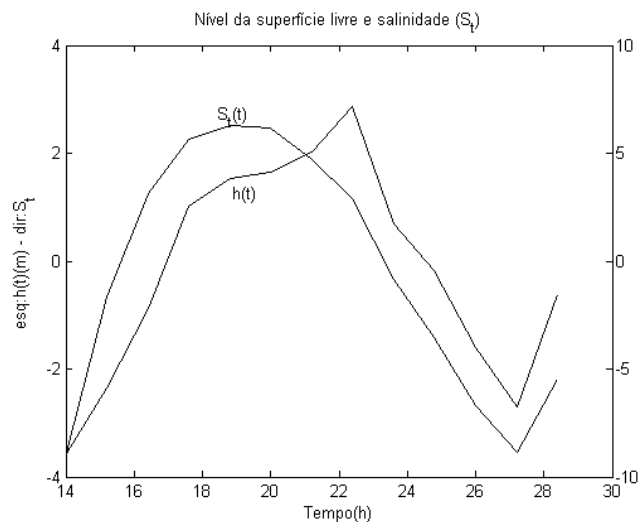
PERFIL 13HS – BACURITEUA – JUNHO 2001



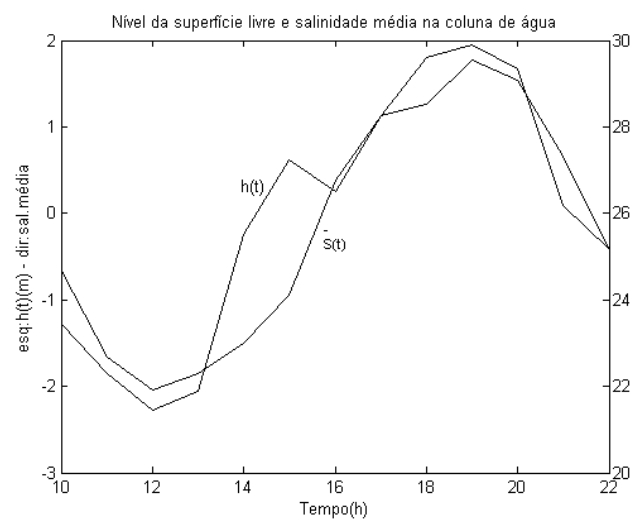
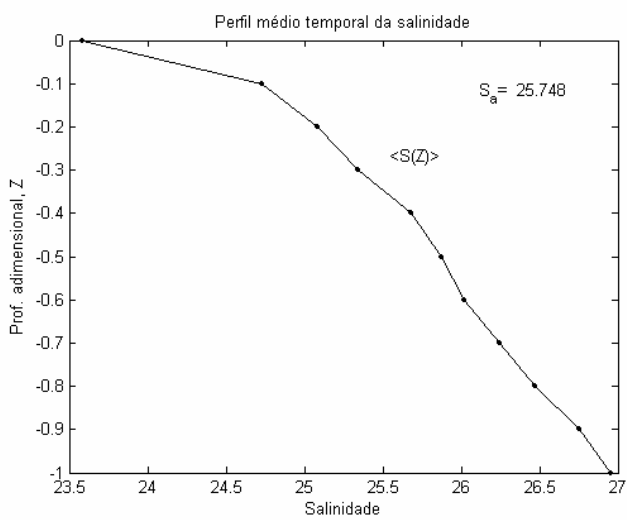
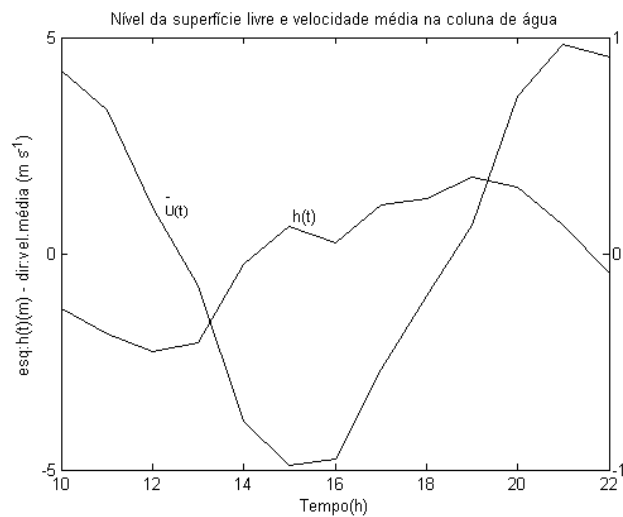
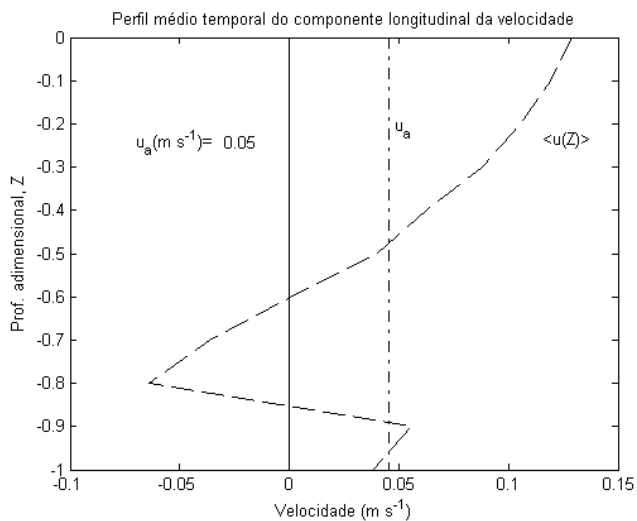
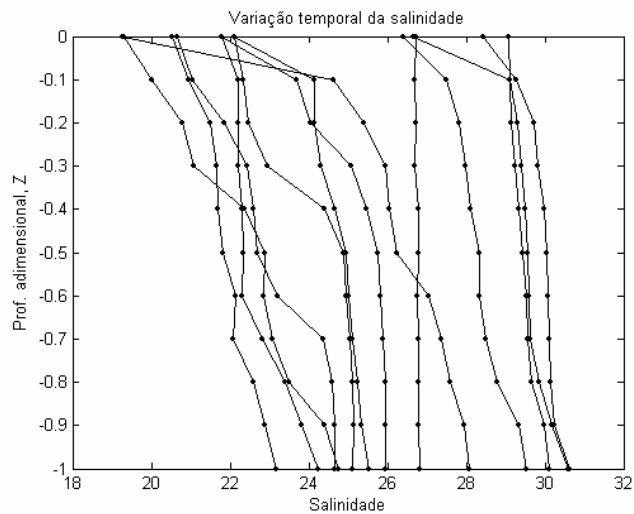
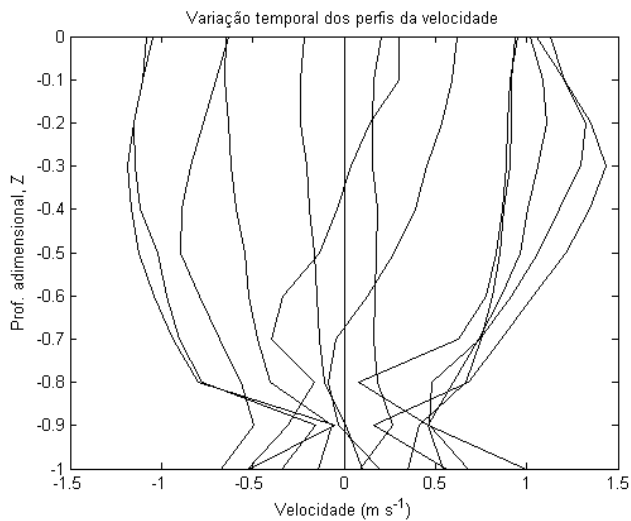


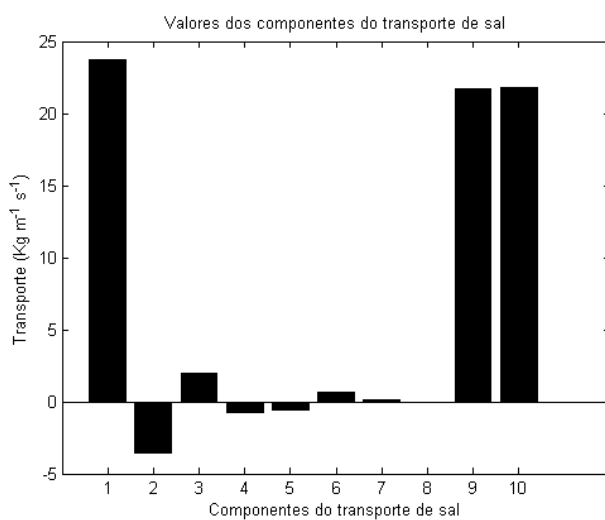
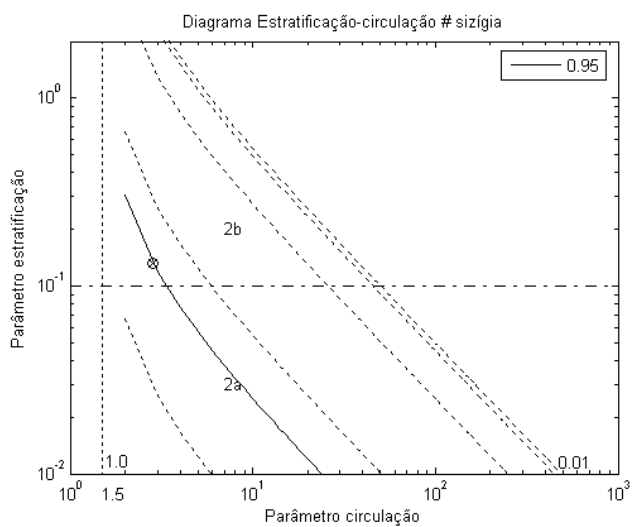
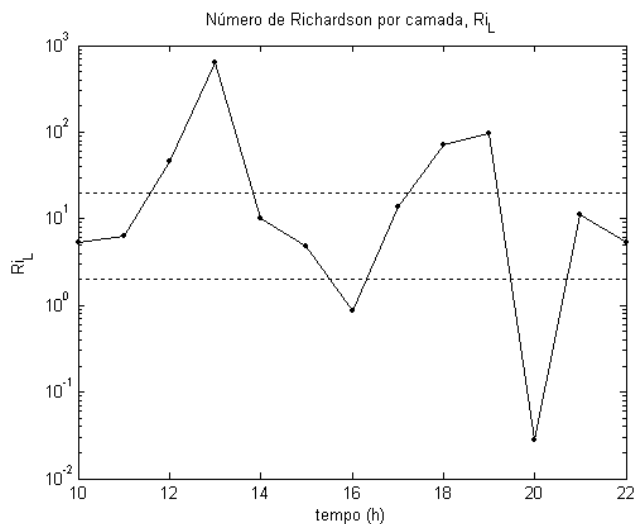
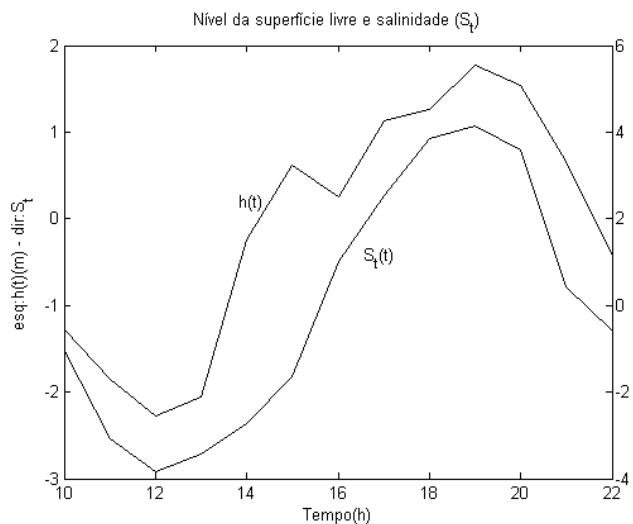
PERFIL 13 HS – URUMAJO – MAIO 2001



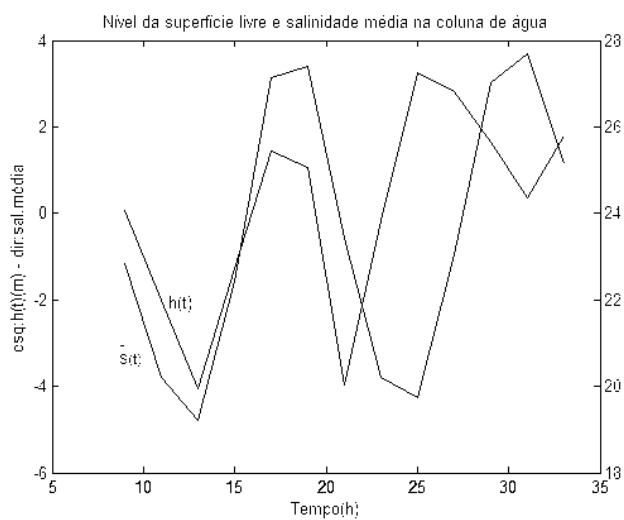
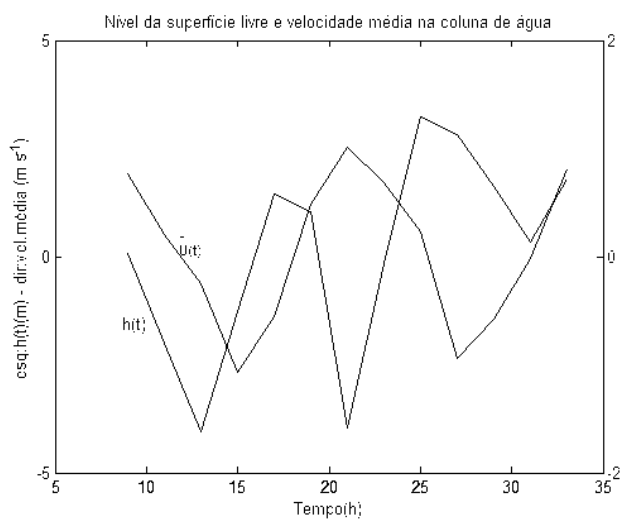
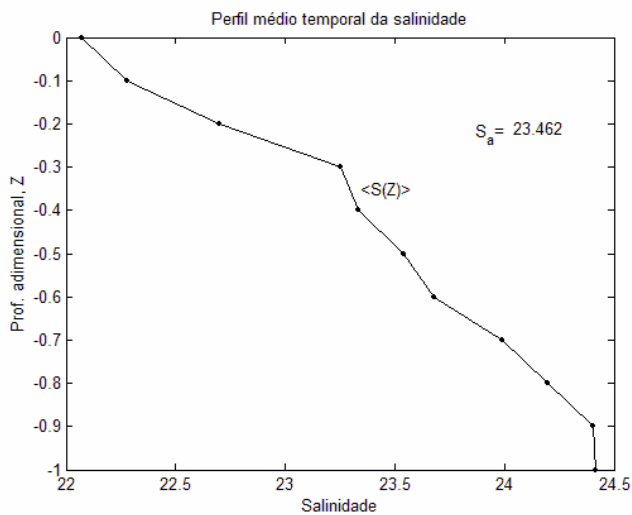
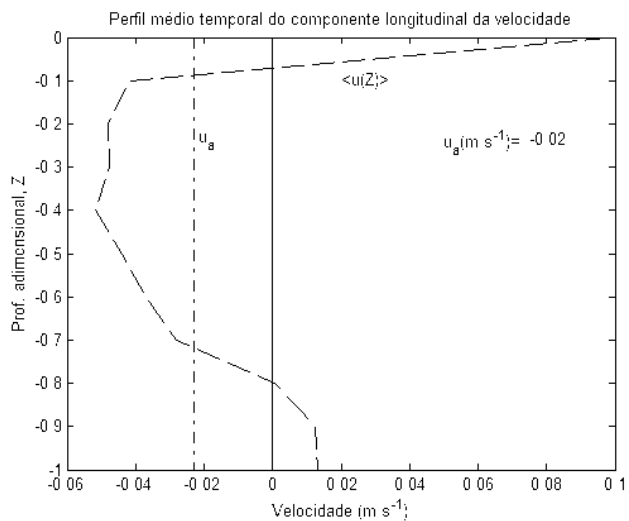
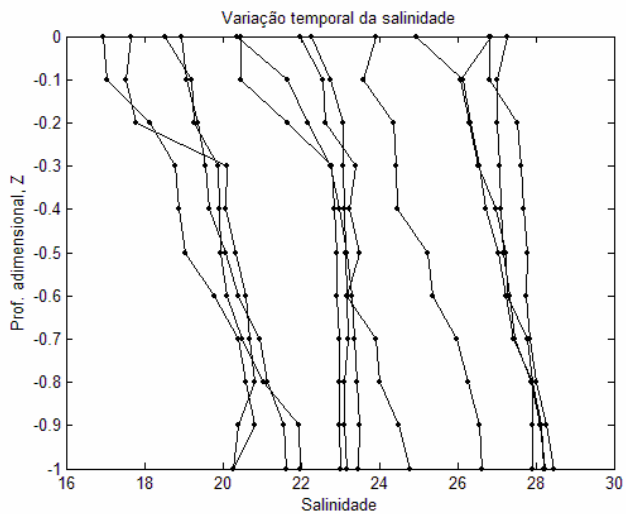
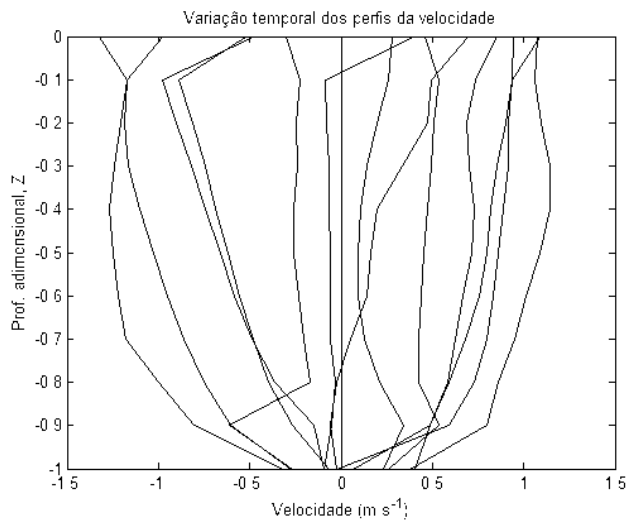


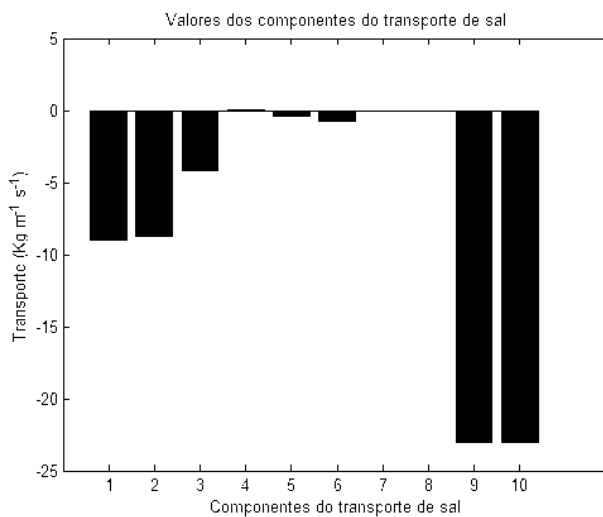
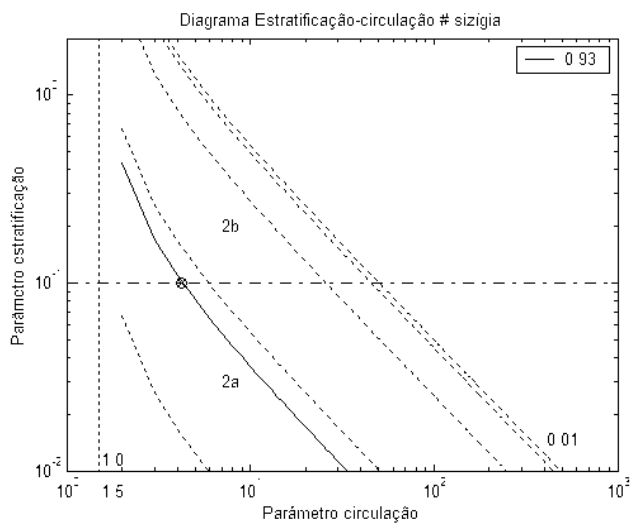
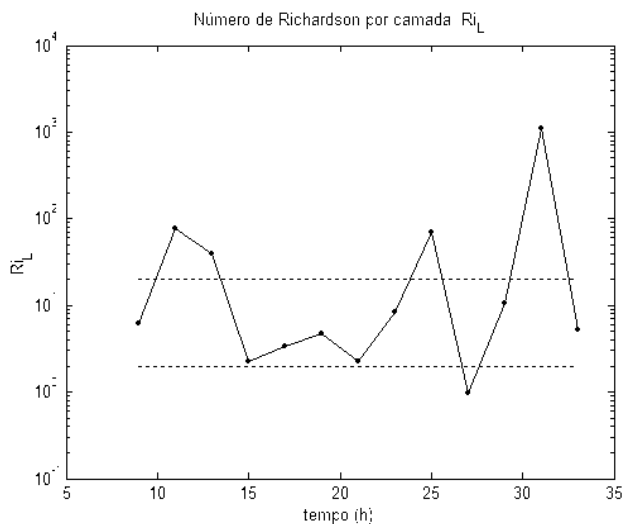
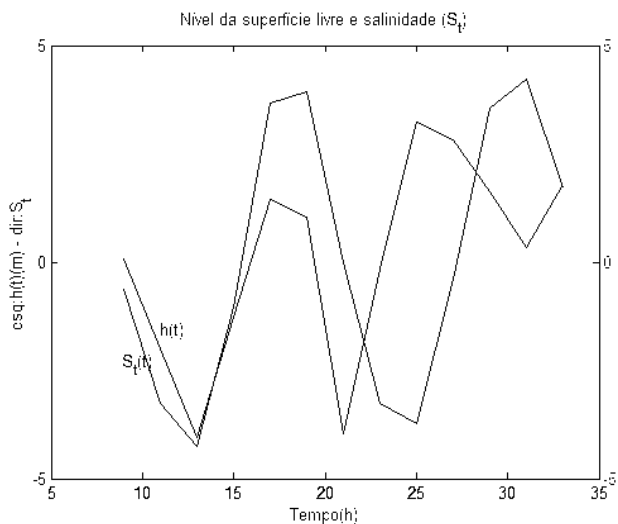
PERFIL 13HS – AJURUTEUA – JUNHO 2001





PERFIL 25HS – AJURUTEUA – ABRIL 2004





Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)