

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
MESTRADO EM ENGENHARIA AMBIENTAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

ANDRÉ LUÍS NUNES

**DETERMINAÇÃO DAS MARÉS METEOROLÓGICAS NA
REGIÃO DA BAÍA DO ESPÍRITO SANTO E SUA INFLUÊNCIA
NA DRENAGEM DE ÁGUAS CONTINENTAIS**

VITÓRIA
2007

ANDRÉ LUÍS NUNES

DETERMINAÇÃO DAS MARÉS METEOROLÓGICAS NA
REGIÃO DA BAÍA DO ESPÍRITO SANTO E SUA INFLUÊNCIA
NA DRENAGEM DE ÁGUAS CONTINENTAIS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental, na área de concentração em Gestão de Águas Interiores e Costeiras.

Orientador: Prof. Dr. Daniel Rigo.

VITÓRIA

2007

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

N972d Nunes, André Luís, 1964-
 Determinação das marés meteorológicas na região da Baía do
 Espírito Santo e sua influência na drenagem de águas continentais
 / André Luís Nunes. – 2007.
 131 f. : il.

 Orientador: Daniel Rigo.
 Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Espírito
 Santo, Centro Tecnológico.

 1. Costa. 2. Estuários. 3. Inundações. 4. Nível do mar. 5.
 Marés. 6. Drenagem. I. Rigo, Daniel. II. Universidade Federal do
 Espírito Santo. Centro Tecnológico. III. Título.

CDU: 628



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

**“Determinação das marés meteorológicas na região
da Baía do Espírito Santo, e sua influência na
drenagem de águas continentais”.**

ANDRÉ LUÍS NUNES

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Daniel Rigo
Orientador – DEA/CT/UFES

Prof. Dr. Arno Maschmann de Oliveira
Examinador Interno - DEA/CT/UFES

Profa. Dra. Enise Maria Salgado Valentini
Examinadora Externa – COPPE/UFRJ

Coordenador do PPGEA: Prof. Dr. Sérvio Túlio Alves Cassini

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
Vitória, ES, 23 de Agosto de 2007.

A minha família querida.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Espírito Santo, na pessoa de seu Magnífico Reitor, Rubens Sergio Rasseli, pelo apoio ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental (PPGEA-UFES).

À Força Aérea Brasileira, na pessoa de seu Excelentíssimo Comandante, Tenente-Brigadeiro-do-Ar Juniti Saito, pela divulgação, sem restrições ao uso, dos dados meteorológicos da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica.

Ao corpo docente e aos profissionais do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, na pessoa de seu Coordenador, Professor Dr. Sérgio Túlio Alves Cassini, pelo altruísmo e pela dedicação ao desenvolvimento do referido Programa.

Ao Dr. Daniel Rigo, Professor do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, por sua orientação nesta pesquisa e inestimável amizade.

Ao Professor Dr. Julio Tomas Aquile Chacaltana, pela sua amizade e apoio, na divulgação desta pesquisa, no âmbito do XII Congresso Latino Americano de Ciências do Mar.

Ao Professor Dr. Antônio Sérgio Ferreira de Mendonça, cujo brilhantismo e camaradagem incentivaram meu ingresso no presente programa de pós-graduação.

Ao Prof. Dr. Arno Maschmann de Oliveira, pelos seus relevantes ensinamentos sobre marés e por honrar-me participando da banca examinadora desta dissertação.

À Prof^a. Dr^a. Enise Maria Salgado Valentini, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, por suas brilhantes análise e participação na banca examinadora desta dissertação.

À equipe do Grupo de Estudos e Apoio em Recursos Hídricos da Universidade Federal do Espírito Santo, pelo apoio e pela cessão de dados, fundamentais ao desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Sr. Carlos Augusto Teixeira de Souza, Profissional de Meteorologia da Estação Meteorológica de Superfície do Aeroporto de Vitória - Eurico de Aguiar Salles, pelos esclarecimentos relacionados aos dados de vento e pressão atmosférica coletados naquela estação.

Ao Sr. Renato Pereira Brito, pelo companheirismo e profissionalismo demonstrados na gestão técnica dos dados maregráficos do GEARH/UFES.

Ao oceanógrafo Gabriel Leone, pela camaradagem e apoio demonstrados nas missões de coleta de dados do marégrafo instalado no Porto de Tubarão.

À Prof^a. Susan Harris de Melo, pela gentileza demonstrada na revisão gramatical na Língua Inglesa.

Aos meus pais, Mário e Cerenita, por cada gesto de apoio.

A minha esposa, Cristiane, e a minha filha, Jordana, pelo companheirismo e pela terna compreensão.

Não basta que seja pura e justa a nossa causa.

É necessário que a pureza e a justiça existam dentro de nós.

Agostinho Neto

RESUMO

São determinadas as componentes da maré incidente sobre a Baía do Espírito Santo, ES, Brasil, para os períodos de jul-2000 a fev-2005 e ago-2006 a jun-2007. A origem meteorológica destas componentes é explicada apenas pontualmente pelas variações diárias da pressão atmosférica local e de forma variável pelas alterações no regime de ventos, com períodos de grande correlação de dados que comprovam o efeito do Transporte de Ekman na variação do nível do mar, na região. As médias horárias das componentes não astronômicas da maré são tratadas estatisticamente, permitindo caracterizar o nível de influência dos fatores meteorológicos na variação do nível do mar, na região, como medianamente situado entre extremos registrados na literatura. São realizadas análises das variações sazonais das marés meteorológicas e dos parâmetros meteorológicos, observando-se ampla correspondência com as variações climáticas sazonais descritas na literatura e registradas em análises sinóticas e mensais. É determinado e analisado o histórico de saturação de parte do sistema de drenagem pluvial do município de Vitória, pelo efeito exclusivo da maré, concluindo-se pela sua crítica influência na drenagem de águas continentais. São relatadas e registradas situações de alagamento, pela maré, de áreas urbanas vulneráveis às variações positivas do nível do mar, localizadas às margens da Baía de Vitória e são traçados cenários hipotéticos de níveis máximos de maré total, a partir dos registros existentes de suas componentes astronômica e meteorológica de mesma distribuição sazonal.

ABSTRACT

The components of the predominant tide on the Espírito Santo Bay, ES, Brazil, for the periods from jul-2000 to fev-2005 and from ago-2006 to jun-2007, are determined. The meteorological cause of these components is only partially explained by the daily variations in local atmospheric pressure and inconsistently by the variations in the prevailing winds, with periods of a high correlation of data which corroborate the effects of Ekman Transport on variations in the sea level in the region. Statistics showing the averages of the non tidal components make it possible to distinguish how far meteorological factors influence variations in the sea level in the region, and show they are, on average, situated between registered extremes found in literature. Analyses are made of the seasonal variations in meteorological tides and meteorological parameters and evidence of ample correlation between seasonal climatic variations described in the literature and those registered in monthly, or even daily, analyses are observed. A historical analysis of the saturation of a part of the pluvial drainage system of the city of Vitoria is made, considering only the effect of the tide, concluding that it has a crucial influence on the continental water drainage. Overflow situations caused by the tide are reported and registered in urban areas located on the banks of the Vitória Bay and which are susceptible to positive variations in the sea level. Hypothetical situations are outlined of maximum levels at high tide using existing registers of astronomical and meteorological components with the same seasonal distribution.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Localização da Baía de Vitória (ES), Brasil, e Baía do Espírito Santo.....	22
Figura 2.	Representação da força de atração gravitacional entre dois corpos de massas M_1 e M_2	24
Figura 3.	Distribuição dos potenciais geradores de maré vertical e horizontal, ao longo da superfície da Terra.....	26
Figura 4.	Empilhamentos das massas de água na Terra, devido à variação das forças de atração gravitacional ao longo de sua superfície.....	27
Figura 5.	Influência dos alinhamentos dos corpos celestes na amplitude da maré astronômica.....	28
Figura 6.	Representação vetorial das variações de velocidade e direção do movimento da água com o aumento da profundidade.....	36
Figura 7.	Representação vetorial da direção do transporte de volume de Ekman para o Hemisfério Sul.....	37
Figura 8.	Trajetória do Ciclone Bhola, que atingiu a costa do atual Bangladesh, em 1970.....	43
Figura 9.	O Furacão Katrina e suas conseqüências: (a) Imagem satélite, de 29/08/2005, 09h 11min, mostrando o Furacão Katrina sobre o Golfo do México e (b) Vista Geral de Nova Orleans, com o Centro da cidade e o rio Mississippi ao fundo, durante a inundação causada pela passagem do Katrina.....	44
Figura 10.	Carta de pressão ao nível do mar com identificação dos centros de alta e de baixa pressão e sistemas frontais, para a zero hora do dia 21/01/2007.....	46
Figura 11.	Carta de pressão ao nível do mar com identificação dos centros de alta e de baixa pressão e sistemas frontais, para a zero hora do dia 28/07/2007.....	47
Figura 12.	Influência das massas de ar sobre o clima do Brasil.....	48

Figura 13.	Pressão média mensal ao nível do mar no Hemisfério Sul, para (a) fevereiro e (b) junho de 2007.....	50
Figura 14.	Trajetória de deslocamento das massas de ar sobre o território do Brasil.....	51
Figura 15.	Estágios de formação de um centro ciclônico de baixa pressão no Hemisfério Sul [ciclogênese].....	53
Figura 16.	Imagem satélite do Catarina, obtida no dia 26.03.2004, 12:28 UTC.....	54
Figura 17.	Batimetria ao largo das Baías de Vitória e do Espírito Santo e localização dos montes submarinos da cadeia de montanhas Vitória-Trindade.....	56
Figura 18.	Principais correntes do Atlântico Sul.....	57
Figura 19.	Amplitudes de maré na costa brasileira.....	58
Figura 20.	Propagação da componente M2 da maré astronômica na região Sudeste.....	60
Figura 21.	Aterros em manguezais e no espelho d'água na região das baías de Vitória e do Espírito Santo até o ano de 2002.....	62
Figura 22.	Relações dimensionais da instalação do marégrafo do Pier 3 do Porto de Tubarão.....	68
Figura 23.	Localização dos pontos de descarga das seis galerias de drenagem analisados quanto à saturação da capacidade de drenagem por ação da maré.....	72
Figura 24.	Localização e vista <i>in situ</i> do ponto de descarga da galeria de drenagem da Rua Aderbal Athaíde Guimarães, no Bairro Bela Vista, zona Oeste da Ilha de Vitória.....	73
Figura 25.	Localização da galeria, rede e bacia de drenagem do Bairro Bela Vista, zona Oeste da Ilha de Vitória.....	74
Figura 26.	Localização e vista <i>in situ</i> do ponto de descarga da galeria de drenagem da Rua Wilson Toledo, no Bairro Santo André, zona Oeste da Ilha de Vitória.....	75

Figura 27.	Localização da galeria, rede e bacia de drenagem do Bairro Santo André, zona Oeste da Ilha de Vitória.....	76
Figura 28.	Localização e vista <i>in situ</i> do ponto de descarga da galeria de drenagem da Rua da Galeria, no Bairro Inhanguetá, zona Oeste da Ilha de Vitória.....	77
Figura 29.	Localização da galeria, rede e bacia de drenagem do Bairro Inhanguetá, zona Oeste da Ilha de Vitória.....	78
Figura 30.	Localização e vista <i>in situ</i> do ponto de descarga da galeria de drenagem da Rua da Galeria, no Bairro Grande Vitória, zona Oeste da Ilha de Vitória.....	79
Figura 31.	Localização da galeria, rede e bacia de drenagem do Bairro Grande Vitória, zona Oeste da Ilha de Vitória.....	80
Figura 32.	Localização e vista <i>in situ</i> do ponto de descarga, no Canal da Passagem, da galeria de drenagem do Bairro Barro Vermelho, zona Norte da Ilha de Vitória.....	81
Figura 33.	Localização da galeria, rede e bacia de drenagem do Bairro Barro Vermelho, zona Norte da Ilha de Vitória.....	82
Figura 34.	Localização e vista <i>in situ</i> do ponto de descarga, no Canal Principal da Baía de Vitória, da galeria de drenagem do Bairro Bento Ferreira, zona Sul da Ilha de Vitória.....	83
Figura 35.	Localização da galeria, rede e bacia de drenagem do Bairro Bento Ferreira, na zona Sul de Vitória.....	84
Figura 36.	Maiores variações da maré total observada $[X(t)]$ na Baía do Espírito Santo, ES, Brasil, no período 2000 – 2005 e valores correspondentes das componentes astronômica e meteorológica.....	88
Figura 37.	Variações do nível médio do mar (NMM) mensal e da média mensal da maré astronômica prevista para a Baía do Espírito Santo, para os períodos de ago-2000 a jan-2005 e de set-2006 a maio-2007.....	89
Figura 38.	Direção predominante do vento, por quadrante: percentual acumulado para os anos de 2003 e 2004.....	91

Figura 39.	Velocidade média do vento por quadrante, segundo valores acumulados para os anos de 2003 e 2004.....	91
Figura 40.	Pressão atmosférica [média mensal], entre novembro de 2002 e novembro de 2004.....	92
Figura 41.	Histograma da maré meteorológica na Baía do Espírito Santo [média horária], em intervalos de 10 cm para os períodos de 2000-2005 e 2006-2007.....	96
Figura 42.	Variações mensais na frequência das ocorrências de maré meteorológica na Baía do Espírito Santo [média horária] entre janeiro de 2000 a dezembro de 2004.....	97
Figura 43.	Maiores valores positivo e negativo da componente não astronômica da maré, da maré incidente na Baía do Espírito Santo, entre julho de 2000 e fevereiro de 2005.....	98
Figura 44.	Registros horários da pressão atmosférica e variações da componente não astronômica da maré observada [médias horárias] na Baía do Espírito Santo, para uma semana de abril de 2004.....	99
Figura 45.	Variação do índice de correlação linear de Person, obtido para séries de 30 dias, entre as médias diárias da componente do vento [paralela à costa] e médias diárias da componente não astronômica da maré, incidentes na Baía do Espírito Santo, entre nov-2002 e fev-2005.....	100
Figura 46.	Componente do vento paralela à costa e alturas da componente não astronômica da maré, observados na Baía do Espírito Santo entre setembro e novembro de 2003, demonstrando o efeito do transporte de Ekman na variação do nível do mar na região.....	101
Figura 47.	Componente do vento paralela à costa e alturas da componente não astronômica da maré, observados na Baía do Espírito Santo, entre julho e agosto de 2003, demonstrando o efeito do transporte de Ekman na variação do nível do mar na região.....	102
Figura 48.	Tempo de afogamento, em diferentes percentuais, no ponto de descarga de galerias do sistema de drenagem urbana de seis bairros do município de Vitória, entre julho de 2000 e fevereiro de 2005.....	104

Figura 49.	Tempo de afogamento, em diferentes percentuais, no ponto de descarga de galerias do sistema de drenagem urbana de seis bairros do município de Vitória, entre agosto de 2006 e junho de 2007.....	105
Figura 50.	Alagamento observado no Bairro Inhanguetá, região Oeste da Ilha de Vitória, às 16h 34min do dia 20/02/2007, único alagamento observado neste dia, quando a maré total, na Baía do Espírito Santo, atingiu o valor máximo de 1,53 m, às 17h 20min local.....	106
Figura 51.	Saturação pela maré, observada na galeria de drenagem do Bairro Bela Vista, no dia 19/03/2007, único bairro da zona Oeste de Vitória, dentre os analisados, que não apresentou alagamento de vias públicas e moradias neste dia, em que a maré atingiu, na Baía do Espírito Santo, o valor máximo de 1,75 m, às 15h 30min local.....	107
Figura 52.	Alagamento observado no Bairro Santo André, limítrofe à área de manguezal, na zona Oeste de Vitória, no dia 19/03/2007. Perspectivas em direção a Noroeste, a partir da cobertura da galeria, junto ao seu ponto de descarga.....	107
Figura 53.	Alagamento observado no Bairro Grande Vitória, zona Oeste de Vitória, no dia 19/03/2007. Perspectivas em direção ao Sul e ao Norte, a partir da “boca” de acesso à porção final da galeria, que se encontrava completamente submersa pelas águas da baía....	108
Figura 54.	Alagamento observado no Bairro Inhanguetá, limítrofe à área de manguezal, na zona Oeste de Vitória, no dia 19/03/2007. Perspectivas em direção a Oeste, com ponto de descarga da galeria ao fundo.....	109
Figura 55.	Saturação pela maré, observada na galeria de drenagem do Bairro Santa Lúcia, no dia 19/03/2007, na zona Norte de Vitória. Registro de parte do trajeto da galeria, situada na Rua José Farias, naquele momento em obras.....	109
Figura 56.	Comportas para retenção do fluxo da maré [em situação fechada], localizada na galeria do Bairro Bento Ferreira, à Rua Jair Etienne Dessaune. Registro fotográfico obtido às 17h 45min, do dia 20/02/2007, 25 min após a preamar.....	111
Figura 57.	Composição da maré total em 1235 eventos, onde a altura da maré [médias horárias] foi igual ou superior a 1,5 m. Jul-2000 a fev-2005 e ago-2006 a jun-2007.....	112

Figura 58. Valores máximos de maré total, considerando as combinações das mais altas preamares e (a) das maiores médias diárias da componente não astronômica da maré e (b) dos maiores registros da componente não astronômica da maré, para cada mês típico, e um NMM de 0,8 m..... 114

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Massas da Terra, da Lua e do Sol e distâncias dos dois corpos celestes a Terra.....	26
Tabela 2.	Frequência, velocidade média e máxima do vento na região da Baía do Espírito Santo (ES), Brasil, entre 25/11/2002 à 25/03/2005.....	90
Tabela 3.	Constantes harmônicas selecionadas a partir da análise harmônica dos registros de maré incidente sobre a Baía do Espírito Santo, ES, Brasil.....	94
Tabela 4.	Número médio de horas de afogamento devido à maré, em dois níveis de saturação, de galerias de drenagem de seis bairros do município de Vitória, ES, para os períodos de 2000-05 e 2006-07.....	110

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	19
2.	OBJETIVOS	23
2.1.	OBJETIVO GERAL	23
2.2.	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	23
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	24
3.1.	MARÉS ASTRONÔMICAS	24
3.2.	MARÉS METEOROLÓGICAS	30
3.2.1.	Efeitos da pressão atmosférica na variação do nível do mar.	32
3.2.2.	Efeitos do vento na variação do nível do mar	34
3.2.2.1	Correntes geradas pelo vento e o transporte de Ekman	35
3.2.2.2	Efeitos combinados da costa e do transporte de Ekman	38
3.2.2.3	Ondas geradas pelo vento e a deriva de Stokes	39
3.2.3.	Condições climáticas e fenômenos meteorológicos associados às variações do nível do mar	41
3.2.3.1	Disposição dos centros de alta e baixa pressão	41
3.2.3.3	Tempestades	42
3.3.	CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO	48
3.3.1.	Condições climáticas e fenômenos meteorológicos predominantes	48
3.3.2.	Regime de ventos	55
3.3.3.	Características geomorfológicas do litoral e do leito oceânico	55
3.3.4.	Oceanografia física costeira	57

3.3.5.	Aspectos da Geografia Física e Humana da Zona Costeira no entorno das Baías de Vitória e do Espírito Santo.....	61
3.4.	ESTUDOS SOBRE AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA COSTA BRASILEIRA, A INFLUÊNCIA DOS FENÔMENOS METEOROLÓGICOS NESTA VARIAÇÃO E SUAS CONSEQUÊNCIAS.....	63
4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	67
4.1	METODOLOGIA.....	67
4.2	DADOS E EQUIPAMENTOS.....	85
4.2.1.	Dados.....	85
4.2.2.	Equipamentos e programas computacionais.....	85
5.	RESULTADOS.....	87
5.1.	BANCO DE DADOS SOBRE REGISTROS DO NÍVEL DO MAR, INTENSIDADE E DIREÇÃO DO VENTO, E PRESSÃO ATMOSFÉRICA.....	87
5.1.1.	Registros maregráficos e maré total observada.....	87
5.1.2.	Direção e intensidade do vento.....	90
5.1.3.	Pressão atmosférica.....	92
5.2.	MARÉ ASTRONÔMICA NA BAÍA DO ESPÍRITO SANTO.....	93
5.3.	MARÉ METEOROLÓGICA NA BAÍA DO ESPÍRITO SANTO.....	95
5.4.	MARÉS METEOROLÓGICAS E PRESSÃO ATMOSFÉRICA.....	99
5.5.	MARÉS METEOROLÓGICAS E VENTO.....	100
5.6.	DETERMINAÇÃO DO EFEITO FÍSICO DOS COMPONENTES ASTRONÔMICOS E METEOROLÓGICOS DA MARÉ SOBRE O SISTEMA DE DRENAGEM DE ÁGUAS CONTINENTAIS DA REGIÃO.....	103

5.7.	INVESTIGAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO DE OCORRÊNCIAS COMBINADAS DE MARÉS ASTRONÔMICAS E METEOROLÓGICAS SIGNIFICATIVAS.....	113
5.8.	DISCUSSÃO SOBRE OS RESULTADOS.....	115
6.	CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES.....	123
7.	REFERÊNCIAS.....	125

1. INTRODUÇÃO

O fenômeno das marés tem influenciado o cotidiano de parte da humanidade, através de uma relação empírica que remonta nossa mais longínqua ancestralidade. Consiste na variação vertical do nível das grandes massas líquidas que recobrem o Planeta, observadas pelas suas populações costeiras uma, ou duas vezes, a cada dia e cuja origem se encontra na atração gravitacional exercida sobre a Terra pela Lua e, em menor escala, pelo Sol.

Sobre o nível dos mares, podemos afirmar que é influenciado por diversos processos, sejam oceânicos, meteorológicos, planetários, ou astronômicos, através de fatores, como: correntes marinhas; densidade das massas de água envolvidas; fenômenos meteorológicos em curso; clima; fisiografia das margens e do fundo oceânicos; e o geo-potencial terrestre. Disto resulta um comportamento, onde são observadas estabilizações e variações em diversas escalas temporais. Sob este enfoque, as variações do nível do mar, relacionadas às marés de origem astronômica, apresentam ciclos perfeitamente observáveis dentro da perspectiva biológica de vida humana, mesmo quando consideradas as variações sazonais em suas amplitudes. Diferenciam-se, neste aspecto, das variações do nível médio dos mares e oceanos, que ocorrem ao longo de períodos muito mais amplos e tem sua origem em uma combinação de ciclos astronômicos, planetários e climáticos.

Outra característica das marés astronômicas é sua previsibilidade. Inicialmente empírica e imperfeita, associada a um longo histórico de observações, tornou-se aprimorada através da compreensão científica sobre sua origem, fundamentada na Teoria da Gravitação Universal de Isaac Newton (1642-1727), a partir da qual foram explicados inúmeros e fundamentais aspectos do seu comportamento; comportamento este, sempre singularizado, em cada local específico, pelas complexas respostas do oceano às forças gravitacionais.

As variações do nível do mar, entretanto, também ocorrem de forma não previsível e episódica, como no avanço de massas d'água sobre a região costeira, causado por *Tsunamis*, ou em suas superlativas sobre-elevações junto à costa, associadas aos grandes ciclones tropicais, ciclones extratropicais e tempestades severas [*storm*

surges]. Estes dois tipos de variação do nível do mar protagonizaram alguns dos maiores desastres naturais registrados na história, onde se perderam centenas de milhares de vidas humanas. No primeiro caso, estas variações se originam de eventos geológicos, ainda não previsíveis, ainda que sistemas de monitoramento possam antecipar suas conseqüências e pesquisas pretendam apontar suas probabilidades. Já as sobre-elevações do nível do mar causadas por furacões, *baguios*, tufões e outras manifestações atmosféricas intensas, encontram-se na esfera das variações originadas de fenômenos meteorológicos, as chamadas marés meteorológicas. São, também, não previsíveis, na melhor acepção da palavra, embora suas ocorrências sejam, cada vez mais, eficientemente antecipadas.

As marés meteorológicas, entretanto, ocorrem em graus diversos, praticamente sempre influenciando o nível do mar, seja elevando-o, seja reduzindo-o, a partir dos valores esperados de maré astronômica. Enquanto fenômeno da interação oceano-atmosfera, apresenta-se como resposta oceânica à pressão atmosférica e ao vento, estejam eles associados a condições atmosféricas mais estáveis, ou a fenômenos meteorológicos de características mais dinâmicas [de escala sinótica]. Em decorrência, sua manifestação, suas características e magnitude estarão relacionadas, tanto às variações climáticas sazonais, como à intensidade e duração dos fenômenos meteorológicos. Respondem, também, às características batimétricas locais, sendo intensificados os efeitos dos fenômenos meteorológicos na variação do nível do mar, quando estes atuam sobre águas pouco profundas.

Quanto à capacidade das marés meteorológicas de se encontrarem na origem de eventos catastróficos, podemos afirmar que está relacionada aos valores resultantes da maré total e às características das regiões atingidas. Combinações de elevadas marés astronômicas e meteorológicas, agindo sobre regiões costeiras baixas e densamente povoadas podem resultar, como já ocorrido, em grandes desastres às populações envolvidas (PUGH, 2004, p. 129).

No ano de 2004, Vila Velha, município situado na região metropolitana de Vitória, capital do Estado do Espírito Santo, Brasil, foi palco de inundações, que atingiram extensas áreas de seu território e provocaram transtornos por vários dias, alterando significativamente o cotidiano em toda a região, impedindo deslocamentos e provocando danos de ordem material. Interpretações iniciais, bastante procedentes,

associaram o evento à intensa precipitação pluviométrica que o precedeu. Na sequência, avaliações, aparentemente também pertinentes, atribuíram o acúmulo e a demora no abaixamento do nível das águas ao ineficiente escoamento decorrente do estado precário em que se encontravam os canais de escoamento da região, profundamente alterados pelo atual contexto urbano (BOZI, 2004). Sendo fato inusitado, explicações complementares foram também ensaiadas, na forma de debates circunscritos ao meio acadêmico. Por ocasião de tais discussões, lançou-se a indagação sobre o papel que o nível do mar teria desempenhado no eventual represamento das águas de drenagem continental da região e sobre qual a influência que os parâmetros e fenômenos meteorológicos, geradores de hipotética maré meteorológica, teriam tido na composição deste nível.

A hipótese de que as marés meteorológicas que atingem a costa e o sistema estuarino das baías de Vitória e do Espírito Santo (Figura 1), sejam de proporções tais que possam influenciar negativamente a drenagem das águas continentais da região, se comprovada, evidencia a fragilidade, ao fenômeno, de uma região no entorno da qual se assenta uma das grandes regiões metropolitanas da Zona Costeira do Brasil. A determinação da dimensão histórica destas marés encontra-se na base dos conhecimentos necessários ao desenvolvimento de instrumentos que possibilitem a proteção das comunidades frente a tais fenômenos de ordem natural.

A presente pesquisa determinou as dimensões da maré meteorológica que se fez presente na Baía do Espírito Santo, ao longo de dois períodos compreendidos entre os anos de 2000 e 2007, buscando explicá-las a partir de sua correlação com os parâmetros meteorológicos de ocorrência paralela. Caracterizou o nível de influência dos fatores meteorológicos na variação do nível do mar na região, determinando, ainda, a influência da maré total e de seus componentes astronômico e meteorológico sobre parte do sistema de drenagem de águas continentais da região.

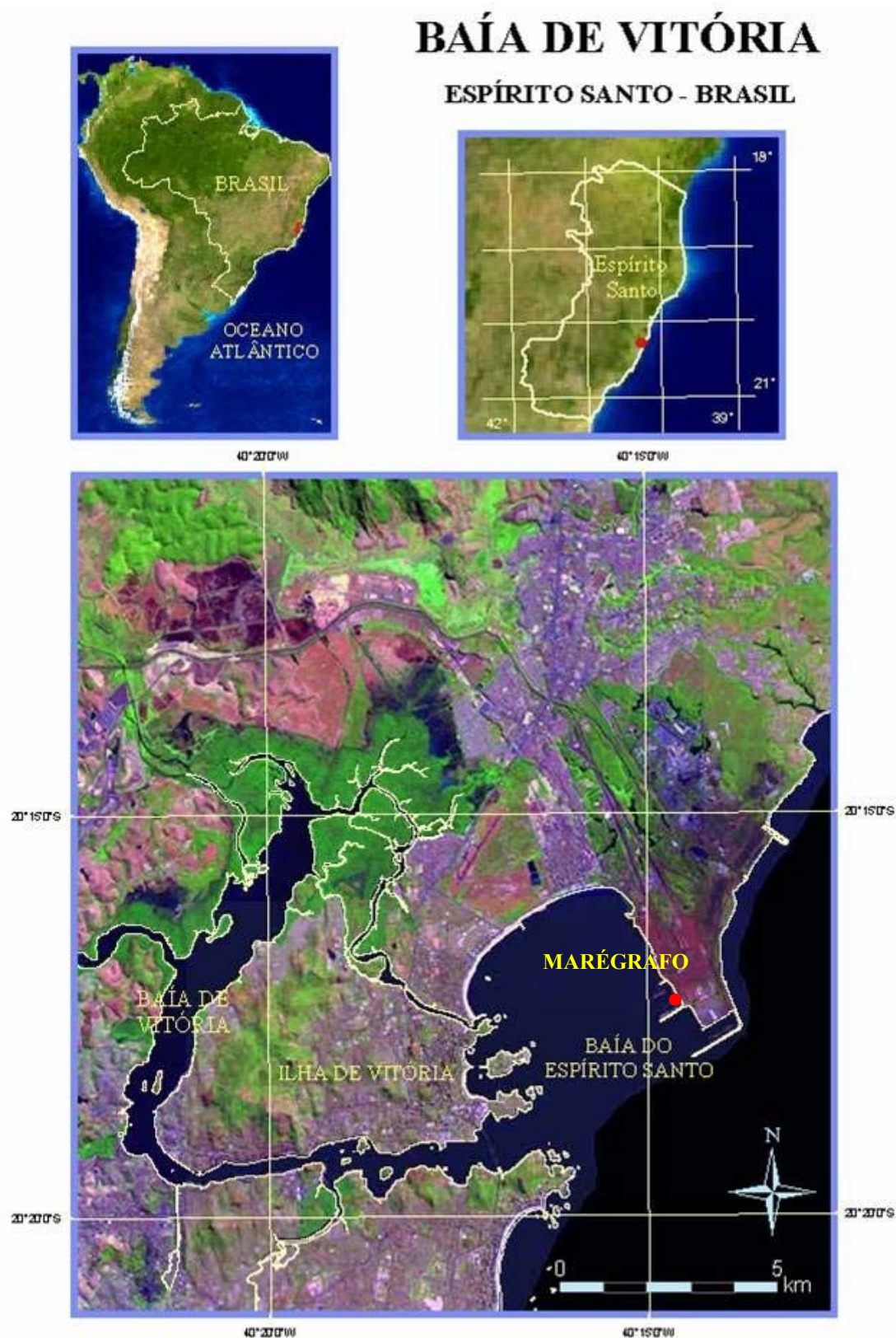


Figura 1. Localização da Baía de Vitória (ES), Brasil, e Baía do Espírito Santo, com destaque para o local de instalação do marégrafo de origem dos registros de maré utilizados na pesquisa. Modificado de NUNES e BARROSO, 2005.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

A presente pesquisa determinou os valores da maré meteorológica incidente sobre a Baía do Espírito Santo, ES, Brasil, determinando seus valores para os períodos 2000-2005 e 2006-2007, assim como sua influência em parte do sistema de drenagem de águas continentais da região metropolitana de Vitória, capital do Estado do Espírito Santo.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Esta pesquisa atingiu seus objetivos a partir das seguintes etapas:

- Determinação das marés astronômicas para a região.
- Obtenção dos valores da componente não astronômica da maré incidente sobre a região, através da diferença entre as marés observadas e previstas, segundo o princípio defendido por Pugh (1987, p. 186).
- Investigação da relação entre as ocorrências de marés meteorológicas e as variações locais de vento e pressão atmosférica.
- Investigação da influência dos fatores meteorológicos na variação do nível do mar na região.
- Determinação do efeito da maré total e de suas componentes astronômicas e meteorológicas sobre o sistema de drenagem de águas continentais da região.
- Investigação da distribuição de ocorrências combinadas de marés astronômicas e meteorológicas significativas [positivas].

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. MARÉS ASTRONÔMICAS

A compreensão científica sobre a origem das marés esta fundamentada na Teoria da Gravitação Universal, de Isaac Newton (1642-1727), que permitiu a explicação de inúmeros, e fundamentais, aspectos do comportamento das marés. Comportamento este cujas singularidades, em cada local específico, são governadas pelas complexas respostas do oceano às forças gravitacionais (PUGH, 1987).

Apenas de forma ilustrativa, a Lei da Gravitação Universal de Newton estabelece que dois corpos de massa M_1 e M_2 , separados por uma distância R , estarão sujeitos a uma força de atração mútua F_g , denominada força de atração gravitacional e determinada pela equação:

$$F_g = G \cdot \frac{M_1 M_2}{R^2}; \quad (1.1)$$

onde G é a constante de gravitação universal ($6,672 \times 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$).

A explicação sobre as marés, desta forma, inicia-se pela afirmação de que se trata de um fenômeno resultante das mútuas forças de atração que os corpos celestes exercem sobre si e que esta atração será proporcional, tanto às massas destes corpos, como à distância que os separa (Figura 2).

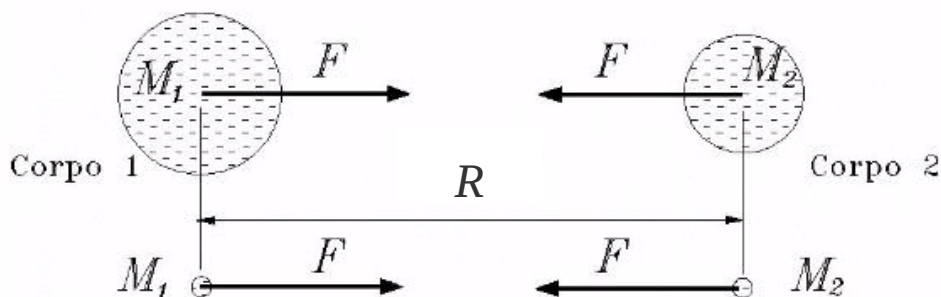


Figura 2. Representação da força de atração gravitacional entre dois corpos de massas M_1 e M_2 . Fonte: CDCC/USP.

Uma segunda consideração necessária, agora observando os efeitos desta atração sobre apenas um dos corpos celestes envolvidos, no caso a Terra, é que esta atração será exercida sobre cada partícula que a compõe, também de forma proporcional à distância que separa esta partícula do corpo celeste influente. Desta forma, tais partículas, também influenciadas pelo movimento rotacional do Sistema Terra-Lua, estarão sujeitas à força geradora de maré [*tide-producing force*], ou potencial gerador de maré, que age em qualquer ponto da Terra, como resultante das forças gravitacional [F_g] e centrífuga [F_c] ali atuantes. Seu valor é dado pela força exercida [em um determinado ponto] pela atração gravitacional da Lua, subtraída da força centrífuga e varia, como se verá a seguir, inversamente ao cubo da distância da Terra à Lua.

Considerando-se que a força centrífuga atuante no centro da Terra é, ali, igual à força gravitacional, e que a força centrífuga é igual para todos os pontos da Terra, podemos utilizar, como equivalente desta, o que é definido pela equação 1.1 ($G.M_1.M_2/R^2$). Assim, para o ponto mais próximo da Lua, situado à superfície terrestre [ponto “E”, na Figura 3], teremos a seguinte equação, a seguir simplificada:

$$TPFE = \frac{G M_1 M_2}{(R - a)^2} - \frac{G M_1 M_2}{R^2} = \frac{G M_1 M_2 a (2R - a)}{R^2 (R - a)^2}; \quad (1.2)$$

onde: $TPFE$ = Força geradora de maré; e a = raio da Terra.

Seqüencialmente, a partir da consideração de que o raio da Terra é muito menor do que a distância entre a Lua e a Terra e, em função disto, substituindo-se os termos $(2R - a)$ por $2R$ e $(R - a)^2$ por R^2 , é obtida a seguinte aproximação:

$$TPFE \approx \frac{G M_1 M_2 2a}{R^3}; \quad (1.3)$$

Desta forma, a grande proximidade com a Terra é o fator responsável por ser a Lua o corpo celeste que exerce maior influência na formação das marés em nosso Planeta, ocupando, o Sol, apenas a segunda posição nesta escala de influência, mesmo possuindo massa imensamente maior (Tabela 1).

A variação do potencial gerador de marés ao longo da superfície da Terra pode ser observada na Figura 3. Nela, observam-se as distribuições das componentes vertical

e horizontal deste potencial. Com relação a esta distribuição, observa-se que, nos pontos situados sobre a superfície da Terra e ao longo da linha que une o centro dos dois corpos celestes, todo o potencial gerador de maré resultante atua verticalmente e de forma oposta à força de gravidade da Terra. A atuação do potencial gerador de marés sobre as massas de água nestes pontos, entretanto, será desprezível, isto em razão de que a ordem de grandeza da força gravitacional da Terra é 9×10^6 vezes maior do que a daquele potencial. Nestes pontos, observa-se, ainda, que o potencial gerador de marés, embora de mesma magnitude, tem sentido contrário. Isto é devido ao fato que, no ponto mais próximo da Lua, a força gravitacional é maior do que a força centrífuga, enquanto, no ponto mais distante, em igual proporção, a força gravitacional é menor do que a força centrífuga.

Tabela 1. Massas da Terra, da Lua e do Sol e distâncias dos dois corpos celestes a Terra. Fonte: PUGH, 2004.

Lua			
Massa	M_2	$7,35 \times 10^{22}$	kg
Raio médio		1.738	km
Distância média da Terra	R	384.400	km
		60,3	vezes o raio da Terra
Terra			
Massa	M_1	$5,97 \times 10^{24}$	kg
		81,3	vezes a massa da Lua
Raio na Linha do Equador	a	6.378	km
Distância média do Sol	R_s	149.600.000	km
		23.460	vezes o raio da Terra
Distância média do centro da Terra ao centro do Sistema Terra-Lua		4.671	km
Sol			
Massa	M_s	$1,99 \times 10^{30}$	kg
Raio		696.000	km

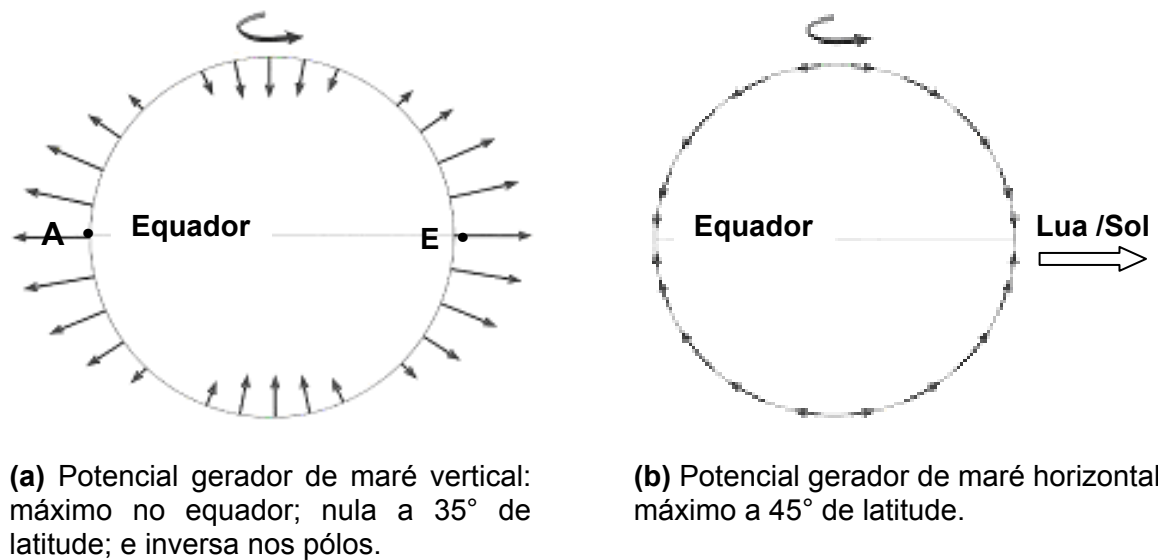


Figura 3. Distribuição dos potenciais geradores de maré (a) vertical e (b) horizontal, ao longo da superfície da Terra. Modificado de PUGH, 2004.

Nos demais pontos, como pode ser observado na Figura 3, se verifica a decomposição do potencial gerador de marés nas componentes vertical e horizontal. E será a componente horizontal do potencial gerador de marés, a responsável pelo movimento das massas de água na superfície da Terra, uma vez que, praticamente, inexistem oposições a este movimento (Figura 3.b). O resultado são empilhamentos das massas de água, situados no eixo de alinhamento entre a os dois corpos celestes (Figura 4).

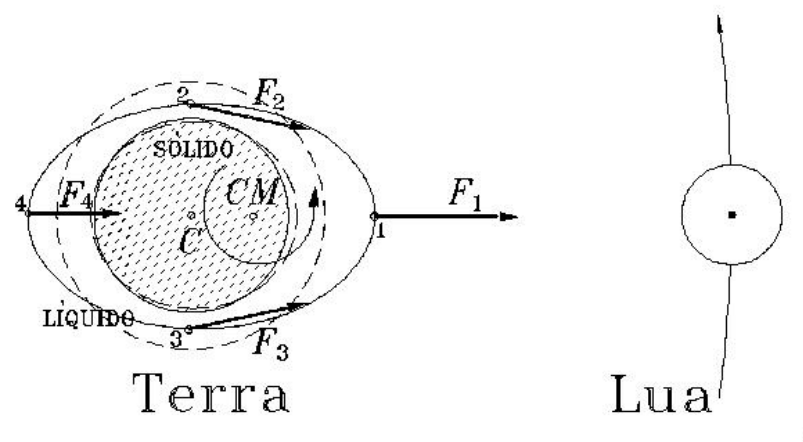
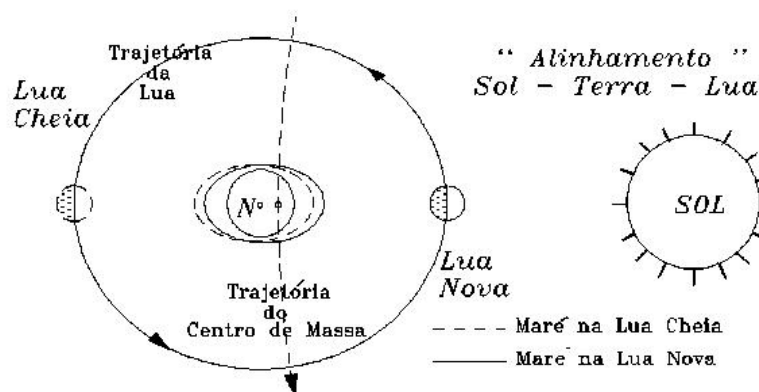
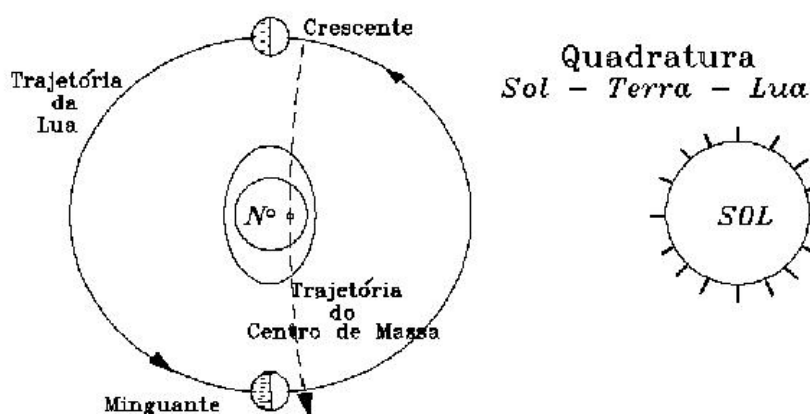


Figura 4. Empilhamentos das massas de água na Terra, devido à variação das forças de atração gravitacional ao longo de sua superfície. Fonte: CDCC/USP.

A escala com que se manifestam estas tendências de empilhamento das massas de água está relacionada às posições relativas em que se encontram os corpos celestes mutuamente influentes. Considerando-se os corpos celestes que exercem as maiores influências gravitacionais sobre a Terra: a Lua e o Sol, teremos: um maior empilhamento, resultando em marés mais altas [chamadas marés de Sizígia], quando ambos se colocam numa mesma linha em relação à Terra, como acontece na Lua Cheia e na Lua Nova (Figura 5.a); e um empilhamento menor, resultando em marés mais baixas que o normal [as chamadas marés de Quadratura], quando o Sol e a Lua formam com a Terra um ângulo de 90° , como acontece quando a Lua está em Quarto Crescente, ou Quarto Minguante (Figura 5.b).



(a) Maré de Sizígia.



(b) Maré de Quadratura.

Figura 5. Influência dos alinhamentos do Sol e da Lua na amplitude da maré astronômica.
Fonte: CDCC/USP.

Outra influência será sentida a partir da variação verificada na órbita do Sistema Terra – Lua em torno do Sol. Nos pontos desta rota elíptica em que o Sol e a Terra se encontrarem mais próximos, a influência de sua força gravitacional será maior e, nas situações de alinhamento dos três corpos, teremos as marés de maior amplitude [*Spring tides*].

As marés astronômicas observadas na Terra, entretanto, estão sujeitas às características da crosta terrestre, composta, também, por massas continentais sólidas, que limitam e influenciam os movimentos das massas de água existentes. A maior fluidez das massas líquidas da Terra permite que estas mesmas massas respondam à força de atração dos corpos celestes com movimentos mais sensíveis do que aqueles observados na parte sólida da crosta. Esse comportamento diferenciado faz com que as massas de água, ao movimentarem-se, regidas pelas forças de origem astronômica, tenham seus movimentos influenciados por suas bacias e pelas porções continentais que as limitam. De fato, e conforme exposto, são os contornos oceânicos e as forças de origem astronômica, os fatores que correspondem, basicamente, à resposta do Oceano ao Potencial Gerador de Marés, função matemática escrita a partir da Lei da Gravitação Universal de Newton, em termos de parâmetros da órbita da Terra e da Lua, que permite o cálculo das forças que produzem a maré oceânica, em todos os pontos, bem como a maré terrestre, em todos os pontos do planeta Terra (MESQUITA, 1997).

De uma maneira geral, previsões sobre o nível que o mar apresentará em determinada região são divulgadas nas chamadas Tábuas de Marés. Tais previsões, levando em consideração influências astronômicas e fisiográficas, são, hoje, bastante aprimoradas, devido ao elevado número de componentes harmônicos já determinados e à aplicação de modelos numéricos desenvolvidos para determinar os valores de suas alturas e fases (OLIVEIRA, 2004, p. 2). Entretanto, a forte influência que os fatores meteorológicos exercem sobre a variação do nível do mar é, via de regra, desconsiderada nos modelos numéricos de previsão da maré, os quais levam em conta, sobretudo, os aspectos astronômicos resultantes em cada região geográfica.

3.2. MARÉS METEOROLÓGICAS

Marés meteorológicas são fenômenos naturais originados da interação entre o oceano e a atmosfera da Terra, como uma das respostas oceânicas às condições atmosféricas e aos fenômenos meteorológicos em curso [sendo esta relação válida para as grandes massas líquidas do planeta]. Estão associadas, principalmente, à influência da pressão atmosférica sobre as massas de água [conhecido como efeito de barômetro invertido, segundo o Princípio de Torricelli] e ao efeito da tensão do vento sobre suas superfícies [associado ao Transporte de Ekman e à geração de ondas].

Dentre as designações utilizadas no contexto do fenômeno, consideramos que a expressão **maré meteorológica** comporta toda a generalidade que implique em variações do nível dos mares devidas às interações destes com a atmosfera, sendo nosso termo equivalente a *surge*, proposto por Pugh (2004, p. 130).

Também de alguma forma acompanhando este autor, reservamos o termo **ressaca**, como nosso equivalente ao seu *storm surge*, para as maiores elevações do nível do mar devidas a tempestades, ou tormentas severas, que ocorrem ao largo. Ressaltamos, entretanto, nossa mais estrita compreensão de que o termo [ressaca] é adequado para designar o conjunto de respostas oceânicas, representado por grandes ondas, que atingem a costa, e intensa maré meteorológica.

Em relação aos oceanos, as marés meteorológicas são detectadas como valores espúrios àquelas variações esperadas em torno do nível médio do mar, compondo, com este e com as componentes astronômicas da maré, a maré total. Como componente da maré total, parece adequado designá-la como **componente não-astronômica da maré** [*non-tidal component*]. Para Pugh (1987, p. 186), maré meteorológica pode ser definida como a diferença entre a maré observada e aquela prevista pela Tábua de Marés, de acordo com a equação (2):

$$S(t) = X(t) - Z_0(t) - T(t); \quad (2)$$

um rearranjo da equação básica de maré, onde a maré meteorológica [$S(t)$] é determinada através da diferença entre a variação do nível do mar [$X(t) - Z_0(t)$] e a

componente astronômica da maré $[T(t)]$, ou maré prevista. Tal definição, segundo aquele autor, seria adequada à maioria dos propósitos, apenas requerendo um termo adicional, para os casos em que a interação entre a maré astronômica e a maré meteorológica fosse importante.

O tratamento estatístico de séries temporais da componente não-astronômica da maré $[S(t)]$, obtidas a partir de registros maregráficos originais $[O(t)]$, permite a análise mais apurada de suas manifestações. O desvio padrão, em torno da própria média é normalmente utilizado como uma medida da relevância dos fatores meteorológicos na composição da maré em uma determinada região. A associação deste desvio padrão, com as características das regiões de origem das séries temporais, como localização latitudinal, batimetria e fisiografia, permite estabelecer uma expectativa quanto à manifestação de marés meteorológicas em locais típicos. A distribuição de frequência das ocorrências de marés meteorológicas, por faixas de tamanho, permite observar as características de suas manifestações, como se predominantemente positivas, ou negativas, assim como a frequência dos eventos mais significativos. Análises do número de ocorrências acumuladas, podem proporcionar uma visão sobre as distribuições sazonais das manifestações de maré meteorológica. E o estabelecimento de correlações entre estas manifestações de marés meteorológicas e as variáveis, vento e pressão atmosférica, permite estabelecer sua relação de origem com estes fenômenos.

Sobre as frequências dos componentes harmônicos das marés que seriam afetados pelas perturbações meteorológicas, Pugh (1987, p. 317) discorre sobre a influência da pressão atmosférica e dos ventos sazonais sobre os ciclos anuais $[Sa]$ e semi-anuais $[Ssa]$, afirmando, também, que efeitos meteorológicos estarão presentes em todas as outras frequências. Efeitos diretos nas variações do nível do mar, com períodos mensais ou mais longos, serão maiores nas altas latitudes [devido a maior frequência com que ocorrem tempestades], em mares de águas rasas e na vizinhança continental [por propiciar o empilhamento das águas – nossa observação].

Iniciamos a análise de como a interação oceano-atmosfera resulta na geração de marés meteorológicas, através da exposição acerca dos efeitos físicos da pressão

atmosférica e do vento sobre as massas de água. Prosseguirmos, então, com a descrição da dinâmica de suas ocorrências dentro dos contextos climático e sinótico.

3.2.1. Efeitos da pressão atmosférica na variação do nível do mar

Uma das características da atmosfera são os seus gradientes verticais e horizontais de temperatura e de pressão. O aumento da temperatura do ar e a diminuição da pressão atmosférica, devido ao ingresso de energia solar no sistema planetário, provocam a ascensão das camadas de ar e a formação de centros de baixa pressão atmosférica, em torno do qual se organizam as chamadas massas de ar quente. Este mecanismo ascensional, em mais larga escala, está na origem da circulação geral da atmosfera, a qual resulta nos padrões globais de localização permanente dos centros de alta pressão, que ocorrem sobre os pólos e em latitudes tropicais, e dos centros de baixa pressão, das regiões equatoriais e subpolares. Também fatores, de diversos padrões de ocorrência, como a irradiação planetária noturna de energia, o deslocamento de grandes massas de ar, correntes marinhas, características da crosta terrestre, processos convectivos localizados e outros, concorrem para a existência de áreas e regiões do Planeta com diferentes pressões atmosféricas. A razão de variação da pressão atmosférica, por unidade de distância horizontal é denominada Gradiente de Pressão.

A influência da pressão atmosférica sobre o nível do mar pode ser considerada sobre dois aspectos: o primeiro, indireto, através da ação do vento gerado a partir da existência dos gradientes atmosféricos de pressão; e o segundo, direto, pelo efeito físico do peso da coluna de ar atmosférico sobre a coluna d'água.

O efeito do vento na variação do nível do mar é abordado em 3.2.2.

O efeito direto da pressão atmosférica sobre o nível do mar é chamado de efeito do barômetro invertido, segundo o qual, a um determinado aumento da pressão atmosférica [aumento no nível de um barômetro de mercúrio], corresponderá uma diminuição no nível do mar. Assim como diminuições na pressão atmosférica ocasionarão aumentos no nível do mar. Esta relação inversa está fundamentada na relação (3):

$$PA + \rho \cdot g \cdot \zeta = \text{constante} ; \quad (3)$$

onde: PA é a pressão atmosférica; ρ é a massa específica da água; g é a aceleração da gravidade; e ζ é o nível do mar. As variações do nível do mar, desta forma, podem ser estabelecidas pela relação (4):

$$\Delta \zeta = - \frac{\Delta PA}{\rho g} ; \quad (4)$$

ou, aplicando-se os valores $\rho = 1026 \text{ kg m}^{-3}$ e $g = 9,8 \text{ m s}^{-2}$, pela relação (5):

$$\Delta \zeta = - 0,993 \Delta PA \quad (5)$$

Através desta relação, considera-se, genericamente, que a cada 1,0 hectopascal [hPa] de aumento da pressão atmosférica, resulte um decréscimo de 1,0 cm no nível do mar.

Em condições estáveis, a pressão atmosférica à superfície apresenta um comportamento oscilatório diário atribuído às marés atmosféricas (semelhantes às marés oceânicas), ao qual se somarão oscilações devidas a eventuais perturbações atmosféricas. Em regiões tropicais, esta oscilação da pressão atmosférica apresenta dois máximos, às 10h00min e às 22h00min, e dois mínimos, às 04h00min e às 16h00min, aproximadamente, com uma amplitude de variação diária relativamente pequena se comparada às regiões extratropicais (VAREJÃO-SILVA, 2005, p.135). Segundo Pugh (2004, p.136), nas regiões tropicais, estes ciclos de 12 horas, cujas amplitudes giram em torno de 1,0 hPa, produzem uma maré local de origem não-gravitacional de frequência semelhante à componente gravitacional solar semi-diurna de maré [S2], cujos mínimos situam-se, também, às 10h00min e 22h00min. Já nas regiões extratropicais, segundo o mesmo autor, a pressão atmosférica pode variar, ao longo de um ano típico, entre 980,0 hPa e 1030,0 hPa, ocasionando variações do nível do mar bem mais significativas, que podem se situar entre + 0,33 metros e – 0,17 metros.

De forma geral, as variações do nível do mar devidas ao efeito da pressão atmosférica são mais puramente observadas onde as superfícies aquáticas estão

protegidas do efeito do vento, como em superfícies marinhas cobertas de gelo. Na maioria das vezes, entretanto, as componentes da maré meteorológica, que se relacionam ao efeito da pressão atmosférica, serão observadas conjuntamente àquelas componentes originadas pelo efeito do vento (PUGH, 2004, p.136).

3.2.2. Efeitos do vento na variação do nível do mar

O papel do vento na variação do nível do mar está relacionado, fundamentalmente, à transferência de energia e momento das massas de ar em movimento para as massas líquidas sobre as quais sopra. Este processo se encontra na origem da formação de correntes e de ondas geradas pelo vento, fenômenos potencialmente geradores de marés meteorológicas.

A transferência de energia e momento do vento para as massas líquidas se origina do atrito, força tangencial que atua entre as superfícies em contato de duas massas fluidas que se movem a velocidades diferentes, a qual age retardando a velocidade do fluido mais rápido e aumentando a velocidade do fluido mais lento (POND & PICKARD, 1983, p.103). A tensão do vento [*wind stress*], também tratada como arrasto [*drag*], expressa a força, de mesma direção do vento, de uma das superfícies fluidas sobre a outra, por unidade de área, segundo a fórmula (6):

$$\tau = C_D \cdot \rho A \cdot W^2 \text{ (por unidade de área);} \quad (6)$$

onde: τ = tensão do vento [ou arrasto]; C_D = coeficiente de arrasto [*Drag*]; ρA = massa específica do ar; e W = velocidade do vento.

O aumento da tensão do vento, aqui visto como proporcional ao quadrado da velocidade do vento, mostra-se, em realidade, ainda maior, devido ao aumento que se verifica no coeficiente de arrasto, em consequência da maior rugosidade da superfície líquida associada ao aumento da altura das ondas. Segundo Pond & Pickard (1983, p.231), este coeficiente aumenta com a velocidade do vento em uma proporção constante até velocidades em torno de 10 m s^{-1} , pouco aumentando a partir de então. Pugh (2004, p.138), propõe a seguinte relação (7), entre o coeficiente de arrasto e a velocidade do vento:

$$10^3 CD = 0,8 + 0,065 W \quad (7)$$

3.2.2.1 Correntes geradas pelo vento e o transporte de Ekman

Um dos resultados físicos do arrasto do vento sobre as águas, como foi dito, é a geração de correntes por ele induzidas. Desconsiderando-se os efeitos de rotação da Terra, este deslocamento das águas provocaria o empilhamento destas na direção para onde sopra o vento e uma conseqüente inclinação da superfície líquida, a qual pode ser teoricamente determinado pela fórmula (8):

$$\text{Inclinação} = \frac{CD \rho_A W^2}{g \rho D} = \frac{\text{Aumento no nível da superfície}}{\text{Distância horizontal}} ; \quad (8)$$

onde: CD = coeficiente de arrasto [*Drag*]; ρ_A = massa específica do ar; W = velocidade do vento; e D = altura da coluna d'água.

Observa-se, pela equação acima, que, além das mesmas relações diretas e exponenciais que influenciam a tensão do vento, a inclinação da superfície do mar, resultante daquela atuação, responde de maneira inversamente proporcional à profundidade das massas de água envolvidas. Uma vez definida esta inclinação, observa-se que a variação do nível do mar devida ao vento [*wind set-up*] será diretamente proporcional à distância horizontal ao longo da qual sopra o vento [pista do vento, ou *fetch*], o que deve ocorrer pelo tempo necessário para que sejam atingidas condições estáveis de resposta do mar ao vento. Isto traduzido, indica que o empilhamento das águas é mais significativo quando ventos sopram sobre águas rasas e por longas distâncias, pelo tempo necessário para que tal processo atinja sua máxima manifestação.

O movimento das massas de água a partir do efeito do vento, entretanto, não se dá de forma linear, a não ser que a existência de limites laterais concorra para isto, como em canais estreitos e retilíneos.

Devido à rotação da Terra, corpos e fluidos em movimento sobre sua superfície têm suas trajetórias influenciadas por efeito da chamada Força de Coriolis, que atua perpendicularmente à direção do movimento, desviando-o para a esquerda, no

Hemisfério Sul (HS), e para a direita, no Hemisfério Norte (HN). Este efeito, máximo nos Pólos e nulo no Equador, será observado nos movimentos de parcelas das grandes massas de água que recobrem a superfície da Terra. Foi relatado pela primeira vez em 1898, por Nansen¹ (1902), a partir das observações por ele realizadas [entre 1893 e 1896, durante o encalhe de seu navio *Fram*, no Ártico] sobre a direção do movimento de icebergs, a qual se dava à direita da direção do vento (POND & PICKARD, 1983; PUGH, 2004).

Ekman² (1905) considerou, no desenvolvimento de suas equações hidrodinâmicas de movimento da água, tanto os efeitos da rotação da Terra, como do atrito intrínscio ao movimento do fluido, descrevendo este movimento na forma que ficou conhecida como Transporte de Ekman. Nesta descrição, a coluna d'água, considerada como um conjunto de camadas laminares, inicia seu movimento, impulsionada pelo vento, a partir da camada superior. Devido ao atrito entre as moléculas de água, as camadas inferiores são também arrastadas, desenvolvendo velocidades progressivamente menores, enquanto a direção de seus movimentos, devido à Força de Coriolis, também sofre progressivas alterações, apresentando uma estrutura vetorial variável em direção e intensidade, conhecida como espiral de Ekman (Figura 6).

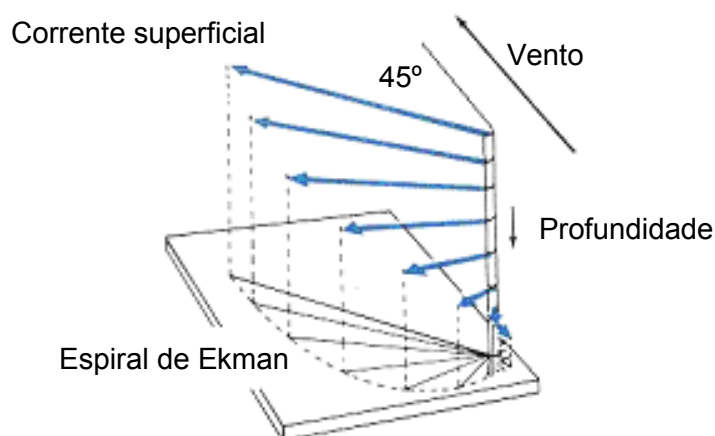


Figura 6. Representação vetorial das variações de velocidade e direção do movimento da água [no Hemisfério Sul] com o aumento da profundidade [correntes originadas pela tensão do vento].

¹ Fridtjof Nansen (1861 – 1930): biólogo, explorador e estadista Norueguês.

² Vagn Walfrid Ekman (1874 – 1954): oceanógrafo Sueco.

Esta estrutura persiste, até a profundidade na qual a tensão inicialmente transmitida pelo vento tenha sido completamente consumida e cessem as transmissões de energia e de momento, e o próprio movimento da massa de água. Uma descrição sistemática da solução de Ekman para a equação de movimento da água, assim como os argumentos básicos por ele assumidos, são abordados por Pond & Pickard (1983), em sua *Introductory Dynamical Oceanography* e, naturalmente, no artigo original de Ekman, *On the influence of the earth's rotation on ocean currents* (1905).

O chamado transporte de volume de Ekman, é considerado como resultante [*net transport*] à 90° da direção do vento, ou à direita (HN), ou à esquerda (HS) desta direção (Figura 7), podendo ser obtido através da fórmula (9):

$$\text{Transporte} = F / f \cdot \rho ; \quad (9)$$

uma função da tensão do vento e da Latitude, onde: F = tensão do vento; f = parâmetro de Coriolis [= $2\omega \sin \varnothing$; onde: ω = velocidade angular da Terra no seu eixo; e $\varnothing$ = Latitude]; e ρ = massa específica da água.

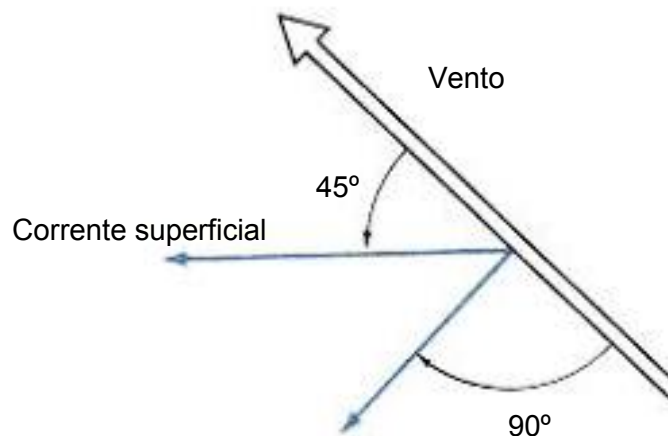


Figura 7. Representação vetorial da direção do transporte de volume de Ekman para o Hemisfério Sul.

3.2.2.2 Efeitos combinados da costa e do transporte de Ekman

O movimento das águas superficiais à direita ou à esquerda da direção do vento, como consequência do Transporte de Ekman, exige a reposição da massa de água deslocada [como assim requer a equação da continuidade]. Disto decorre que os efeitos deste transporte na variação do nível do mar são mais significativamente observados quando o vento sopra paralelamente à costa, situação na qual o limite imposto pela terra firme conflita maximamente, seja com o fluxo de água na sua direção, seja com a reposição da água deslocada ao largo.

Quando a direção do vento gera correntes de água em direção à costa, as águas deslocadas podem ser horizontalmente repostas, devido à praticamente ilimitada abundância de massas de água existente ao largo. Serão, contudo, forçadas em direção à costa, provocando o aumento do nível do mar e um aclave em sua superfície naquela direção. Se, ao contrário, a direção do vento induzir um deslocamento das águas em direção ao largo, dificuldades para a reposição das massas deslocadas tendem a ocasionar uma diminuição do nível do mar e um declive em direção à costa será observado. Esta dificuldade para reposição das águas, a partir do mesmo nível superficial daquelas inicialmente deslocadas, encontra-se na origem do fenômeno da ressurgência em regiões costeiras, quando águas mais profundas, geralmente ricas em nutrientes, ascendem aos níveis superficiais, causando grande impacto em toda a cadeia trófica.

Para Pond & Pickard (1983, p.113), as inclinações da superfície do mar resultam na formação de uma corrente geostrófica ao longo da costa, cujas velocidades, consideravelmente maiores do que aquelas das correntes induzidas pelo vento [em direção à costa ou ao largo], chegam mesmo a dificultar a mensuração destas últimas. Para Pugh (2004, p.139), apesar de eventualmente limitada pelo atrito com o fundo, esta corrente, paralela à costa e de mesma direção do vento, aumenta com o tempo e a uma razão inversamente proporcional à profundidade das águas a serem movidas, sendo sua velocidade teoricamente determinada pela fórmula (10):

$$u = \frac{F t}{\rho D} ; \quad (10)$$

onde: F = tensão do vento; t = tempo; ρ = massa específica da água; e D = profundidade.

As inclinações da superfície oceânica, por sua vez, aumentam com o tempo e com a diminuição da profundidade, conforme propõe, através da fórmula (11):

$$\text{Inclinação} = \frac{f u}{g}; \quad (11)$$

onde: f = parâmetro de Coriolis; u = velocidade da corrente; e g = aceleração da gravidade.

O mesmo Pugh (2004, p.141) observa que esta variação do nível do mar, gerada a partir do efeito do vento soprando paralelamente à costa, é chamada de maré meteorológica localmente gerada [*locally generated surge*], devendo ser distinguida daquelas marés meteorológicas que se propagam livremente como ondas, a partir das áreas externas onde são geradas.

3.2.2.3 Ondas geradas pelo vento e a deriva de Stokes

Outra consequência da atuação da tensão do vento sobre as superfícies líquidas, é a geração de ondas. E a relação destas com a variação do nível do mar esta relacionada à sua capacidade, enquanto fenômeno, em promover o empilhamento das águas junto à costa. Talvez pela relação direta entre esta capacidade e o tamanho das ondas que atingem a costa, as marés meteorológicas são mais comumente relacionadas aos fenômenos meteorológicos geradores de grandes ondas, do que aos mecanismos delas próprias, que lhe conferem esta capacidade. Tais mecanismos são observados em regimes menos extemporâneos de ondas, os quais, em alguma escala, também exercem influência sobre o nível das águas costeiras. Esta influência é atestada pela presença, bastante comum nas dinâmicas praias, das correntes de retorno [*rip currents*], fenômenos gerados como resposta ao fluxo de água dirigido à costa por influência das ondas, como também o podem ser, alguns casos de correntes ao longo da costa [*longshore currents*].

Ondas, em sua trajetória através das massas líquidas, transportam fundamentalmente energia. Os movimentos ondulatórios observados à superfície, relacionam-se aos movimentos principalmente orbitais realizados pelas partículas de água à sua passagem; partículas estas, cujo deslocamento no mesmo sentido das ondas é, comparativamente, muito pequeno. Este movimento orbital de sentido horário, circular, para ondas de águas profundas [*short waves*] e elípticos, para ondas de águas rasas [*long waves*], se repete em direção ao fundo, diminuindo de tamanho, à medida que aumenta a profundidade.

Segundo Pond & Pickard (1983, p.218), é devido ao fato deste movimento orbital das partículas não ser absolutamente fechado, que se verifica um deslocamento líquido no sentido da trajetória das ondas, denominado deriva de Stokes [*Stokes drift*]. Este movimento longitudinal das partículas, para ondas de águas profundas, se realiza a uma pequena fração, seja da velocidade da onda, seja das velocidades orbitais das partículas, podendo sua velocidade ser determinada através da fórmula (12):

$$U = (\pi^2 H^2 / \Lambda^2) C_s \exp (4\pi z / \Lambda); \quad (12)$$

onde: H = altura da onda; Λ = comprimento da onda; C_s = velocidade de onda [em águas profundas]; e z = profundidade. Em ondas de águas rasas o deslocamento longitudinal das partículas de água permanece relacionado à deriva de Stokes, mas passa a ser influenciado também pelo atrito com o fundo, resultando em uma velocidade ligeiramente superior na porção superior [para frente] de seu movimento elíptico, em relação à porção inferior [para traz]. Atingidas as condições de rebentação [$H/\Lambda \sim 1/12$], a deriva de Stokes passa a representar um grande percentual da velocidade de fase da onda e, após o colapso desta, na zona de *surf*, grande parte da energia transportada pela onda converte-se em uma avalanche de água, cujo movimento à frente pode ser visualmente constatado, similar ao avanço da água, que se segue à quebra de pequenas ondas junto à areia da praia.

Na zona de *surf*, o transporte de água em direção à costa é balanceado, como foi dito, pelas correntes de retorno, cuja função é restabelecer o equilíbrio gravitacional das massas de água, acumuladas junto à costa por influência das ondas que a ela se dirigem. Quando um intenso regime de ondas de grandes dimensões atinge a

costa, a dinâmica litorânea será modificada, em alguns casos apresentando o recuo ao largo da zona de rebentação, assim como um empilhamento superlativo de águas junto à costa, com uma conseqüente elevação do nível do mar.

3.2.3. Condições climáticas e fenômenos meteorológicos associados às variações do nível do mar

3.2.3.1 Disposição dos centros de alta e baixa pressão

A localização dos centros de alta e baixa pressão, em relação ao oceano e o continente, exerce influência decisiva na geração de marés meteorológicas, quando considerados os efeitos do transporte de Ekman. Devido à circulação característica dos ventos a eles associados, anticiclônica [ou divergente], para os centros de alta pressão, e ciclônica, [ou convergente], para os centros de baixa pressão, disposições antagônicas sobre o oceano e a terra e posições latitudinais adequadas podem intensificar o fluxo e aumentar a superfície de atuação do vento ao longo da costa, resultando em significativas marés meteorológicas, positivas ou negativas. No Hemisfério Sul, por efeito da Força de Coriolis, o sentido de circulação dos anticiclones é anti-horário, e o dos ciclones, horário. No Hemisfério Norte, o sentido da circulação se inverte para horário, nos anticiclones, e anti-horário, nos ciclones.

Na margem Oeste dos oceanos, no Hemisfério Sul, em regiões não próximas do Equador (onde o efeito de Coriolis seria nulo), quando centros de alta pressão se localizam sobre o oceano e centros de baixa pressão estão posicionados sobre a terra e em latitudes ligeiramente mais elevadas, a direção do vento será do quadrante Norte e paralelo à costa. A direção resultante das correntes geradas pelo vento, segundo o transporte de Ekman, será para Leste, afastando a água da costa e gerando maré meteorológica negativa. Para a mesma região, centros de baixa pressão posicionados sobre o oceano e centros de alta pressão posicionados sobre a terra, em latitudes um pouco superiores, favorecem a circulação de ventos do quadrante Sul e paralelos à costa. Neste caso, as correntes oceânicas geradas pelo vento se moverão para Oeste, em direção à costa, gerando marés meteorológicas positivas.

3.2.3.2 Tempestades

Uma das abordagens mais relevantes de Pugh (1987, p.187), refere-se aos efeitos exercidos por tempestades tropicais [intensos ciclones tropicais] e extratropicais [tempestades de latitudes médias]³ sobre as marés meteorológicas, conferindo-lhes diferentes características. Tempestades tropicais [furacões, ciclones, tufões, *willi-willies*, *baguios*], espacialmente menores e mais intensas, provocam níveis do mar excepcionalmente altos e em regiões restritas. Tempestades extratropicais se estendem por centenas de quilômetros, deslocam-se lentamente e afetam grandes áreas da costa, por períodos de até vários dias. Nestas, os efeitos da pressão atmosférica e do vento podem ser igualmente importantes, enquanto nas primeiras, o efeito da tensão do vento [*wind stress*] é dominante. Propõe, também, que o termo *storm surge* [nosso equivalente à ressaca] seja reservado para sobre-níveis do mar gerados por tempestades severas, afirmando que estas variações do nível do mar serão mais significativos nos períodos sazonais de maior ocorrência dos distúrbios meteorológicos que as originam e quando estes agirem sobre águas rasas. Por sua vez, os efeitos desastrosos destas marés meteorológicas superlativas podem ser potencializados pela associação com aspectos geográficos:

O nível total do mar pode protagonizar sérias inundações, quando tempestades severas, agindo sobre áreas de águas rasas, produzem níveis altos que coincidem com as altas de maré dos períodos sazonais onde as marés astronômicas são maiores. Onde as áreas circunvizinhas são baixas e densamente povoadas, estas inundações podem resultar em desastres humanos de grande magnitude. (PUGH, 2004, p.184).

Uma série de eventos catastróficos registrados na História, associados a sistemas de baixa pressão [como furacões], ou tempestades intensas, comprovam os efeitos devastadores causados por grandes marés meteorológicas. Entre outros, Pugh (2004) cita aquele ocorrido em Bangladesh, no ano de 1970, quando ventos de 60 m/s teriam elevado o nível do mar em estimados 9 m, submergindo inúmeras ilhas baixas e provocando a morte de cerca de 250.000 pessoas. Foi o ciclone Bhola (Figura 8), que se formou sobre a região central da Baía de Bengala, na manhã do

³ Um ciclone tropical é um sistema de baixa pressão que, basicamente, adquire energia da evaporação da água do mar na presença de ventos intensos e baixas pressões na superfície, tendo a condensação associada às células convectivas concentradas próxima ao seu centro. Já as tempestades de latitudes médias (centros de baixa pressão associados com frentes frias, frentes quentes, frentes oclusas) adquirem energia, principalmente, dos gradientes latitudinais de temperatura, que existem na atmosfera. (NOAA).

dia 08 de novembro daquele ano, deslocando-se para o Norte e intensificando-se, até atingir, na noite do dia 12, a costa de Bangla Desh, no então Paquistão Oriental (atual Bangladesh). Os dados referentes ao número de vítimas fatais do ciclone diferem, segundo a fonte, com estimativas que avançam para muito além daquela cifra. A afirmativa mais coerente, entretanto, parece ser aquela, segundo a qual, um número preciso de vítimas jamais será conhecido. O Sumário Anual do *Índia Meteorological Department* (1970), menciona uma maré meteorológica de 4,0 a 5,0 m, e uma pressão atmosférica mínima registrada de 964 mb [hPa], no centro do fenômeno. Frank e Husain (1971), utilizando-se de dados fornecidos pelas autoridades do Paquistão Oriental, mencionaram uma maré meteorológica máxima registrada de 12,5 pés acima da preamar astronômica esperada, na costa Norte da Ilha de Bohla. Estes mesmos autores encontram no fato do ciclone ter atingido a costa durante a preamar, a explicação para suas mais graves consequência, qual seria, a de ter protagonizado um dos maiores desastres naturais registrados, em número de vítimas fatais.



Figura 8: trajetória do Ciclone Bhola, que atingiu a costa da atual Bangladesh, em 1970. Fonte: WIKIPEDIA; imagem de fundo: NASA; dados da trajetória: Joint Typhoon Warning Center (JTWC).

A inundação que se abateu sobre New Orleans, em 2005, como consequência da passagem do furacão Katrina (Figuras 9.a e 9.b, na página seguinte), é um exemplo bastante próximo no tempo, sobre os efeitos devastadores que marés meteorológicas, originadas por intensos ciclones tropicais, podem ter sobre a Zona Costeira, suas instalações e populações.



(a) Imagem satélite, de 29/08/2005 09h11min, mostrando o furacão Katrina sobre o Golfo do México.



(b) Vista geral de Nova Orleans, com o Centro da cidade e o rio Mississippi ao fundo, durante a inundação causada pela passagem do Katrina.

Figura 9. O Furacão Katrina e suas consequências. Fonte: Mazetto/UFJF; crédito das imagens: (a) Reuters/Handout; (b) Militaryphotos.net Forum Index.

No Hemisfério Sul, considera-se praticamente inexistente a possibilidade da ocorrência de intensos ciclones tropicais devido, tanto à inexistência de condições sinóticas de vortacidade e convergência, proporcionadas pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT, ou *ITCZ*), como ao intenso cisalhamento troposférico do vento existente, que interfere na organização convectiva em torno do centro do ciclone. Entretanto, a atuação de ciclones extratropicais no Sudoeste do Atlântico e Sul da América do Sul é considerada de fundamental importância na dinâmica climática:

A atuação dos CEs na região Sul da Amazônia Azul deve ser enfatizada, pois esses sistemas meteorológicos, com frequência de até um por semana durante o inverno, propiciam a entrada de massas de ar frias que afetam intensamente o Sul e o Sudeste do País, atingindo até mesmo a Amazônia e o Nordeste. (AQUINO & SETZER, 2005, p. 229).

Associados ao avanço das massas de ar frio das regiões polares, o deslocamento de linhas de instabilidade de sistemas frontais, ou a atuação de ciclones extratropicais, sobre o Oceano Atlântico, podem gerar o fenômeno marítimo conhecido como ressaca [*storm surge*], caracterizado por grandes ondas de superfície e intensa maré meteorológica. Seu advento pode resultar, tanto em danos às construções e instalações litorâneas devido ao poder destrutivo das ondas, como em inundações ocasionadas, ou pelo avanço singular do mar sobre a terra, ou pelo represamento das águas de drenagem continental; o risco às vidas humanas, ou sua efetiva perda, são historicamente registrados. Um sistema de previsão e alerta [com antecedência de até 72h], sobre a ocorrência de ciclones extratropicais e suas consequências marítimo-costeiras, vem sendo desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, sob a coordenação do matemático Valdir Innocentini (FILGUEIRAS, 2001).

Segundo Oliveira (2004), a Região Sul do Brasil é uma área bastante influenciada por perturbações meteorológicas, associadas à passagem de frentes frias, com períodos que variam de 3 a 5 dias. Para Castro & Lee (1995; apud UAISSONE, 2004), as frentes frias ocorrem em média de 3 a 5 vezes por mês com intervalos de 6 a 10 dias entre as passagens. Cartas sinóticas regularmente editadas pelo Serviço Meteorológico Marinho, da Marinha do Brasil, são excelentes registros das trajetórias usualmente percorridas pelas frentes frias, ao longo do continente Sul Americano e Oeste do Oceano Atlântico Sul (Figuras 10 e 11).

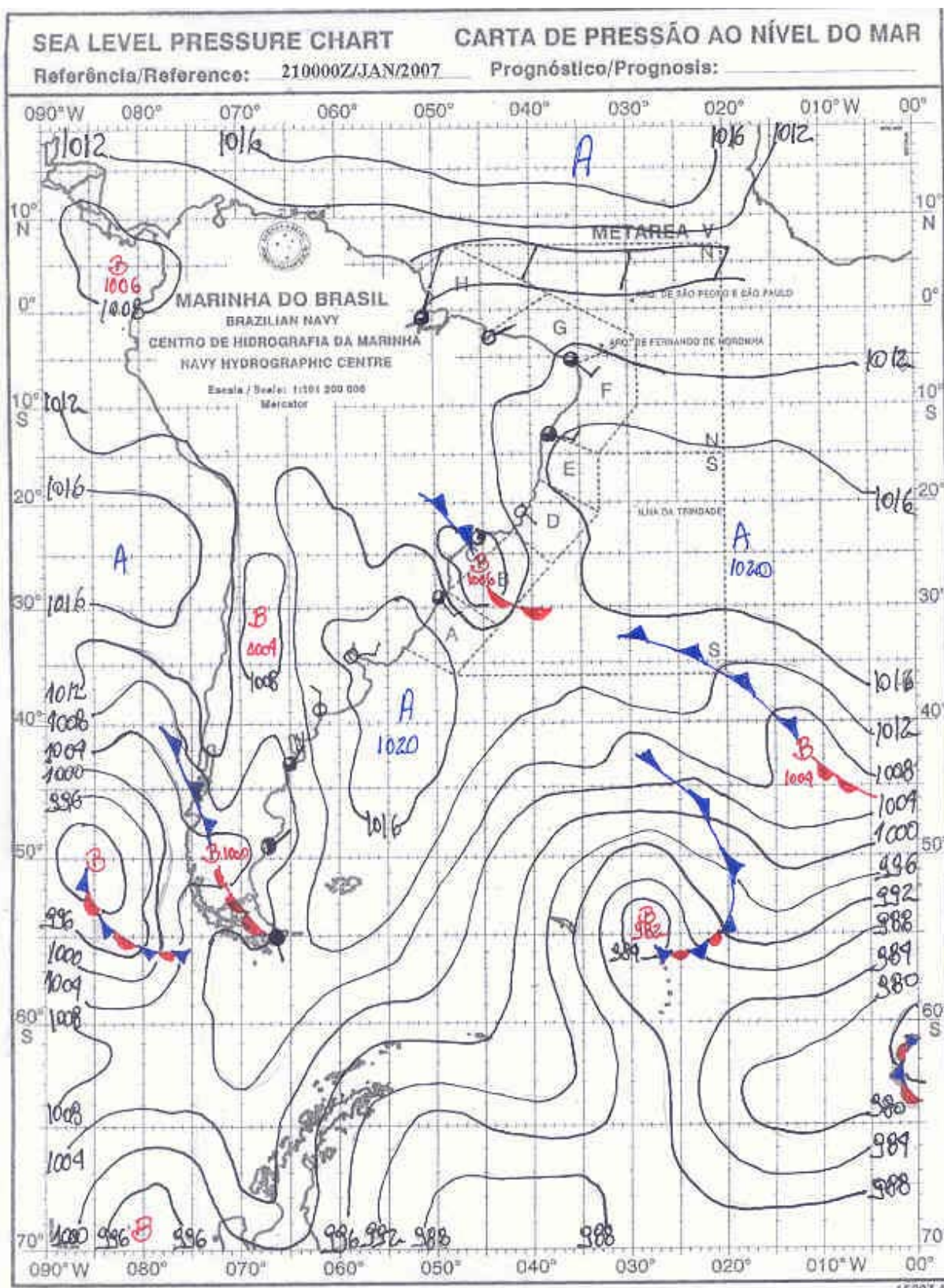
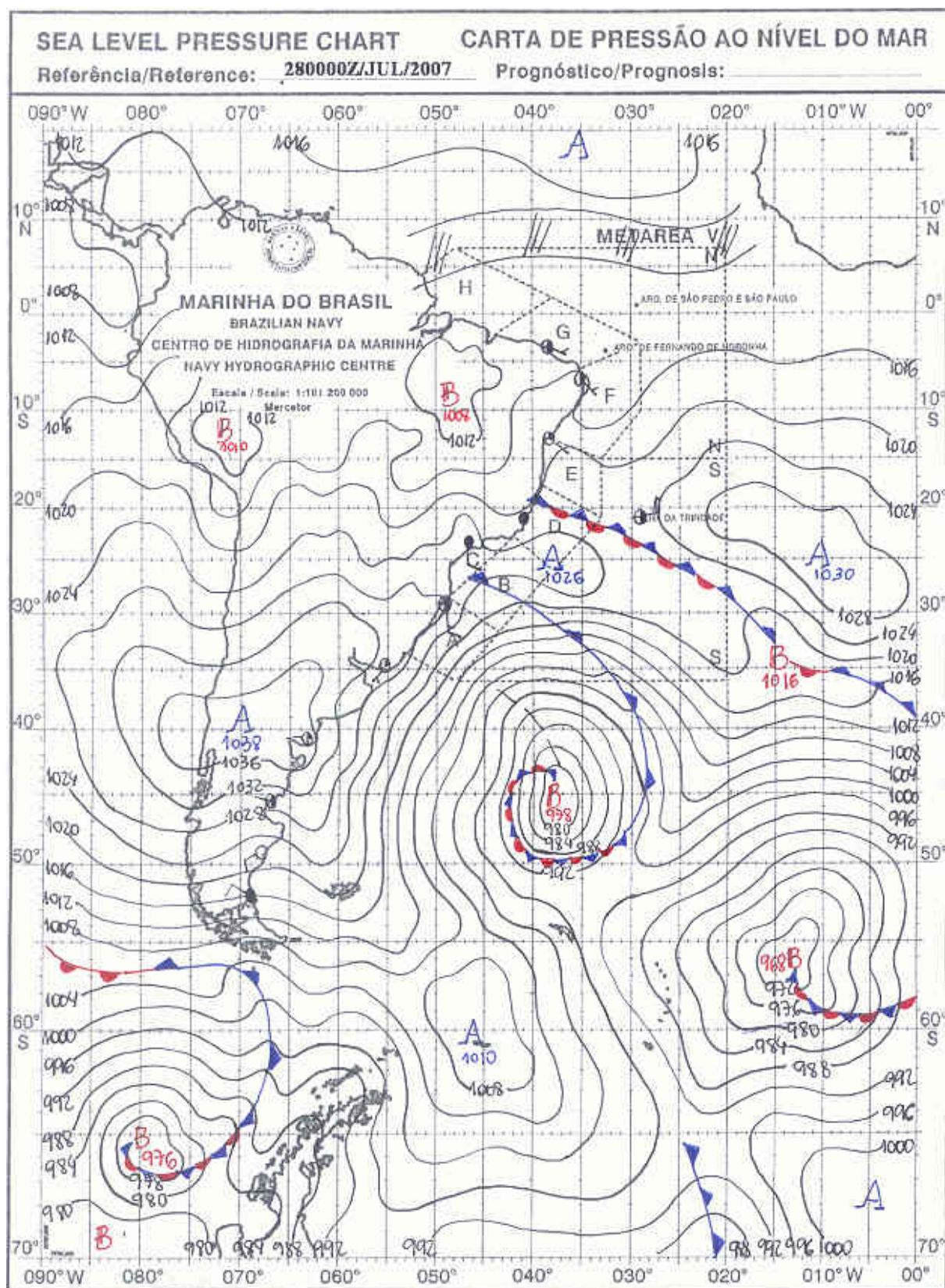


Figura 10. Carta de pressão ao nível do mar com identificação dos centros de alta e de baixa pressão e sistemas frontais, para a zero hora do dia 21/01/2007. Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.



3.3. CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

3.3.1. Condições climáticas e fenômenos meteorológicos predominantes

A Região Sudeste do Brasil, onde estão localizadas as baías de Vitória e do Espírito Santo, caracteriza-se por ser uma região de transição entre os climas quentes de latitudes baixas e os climas meso-térmicos de tipo temperado das latitudes médias (NIMER, 1989). Em sua área litorânea, o clima é controlado, predominantemente, pela massa de ar tropical marítima [mT] denominada Massa de Ar Tropical Atlântica (Figuras 12), constituída pelas massas de ar, originadas do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS).

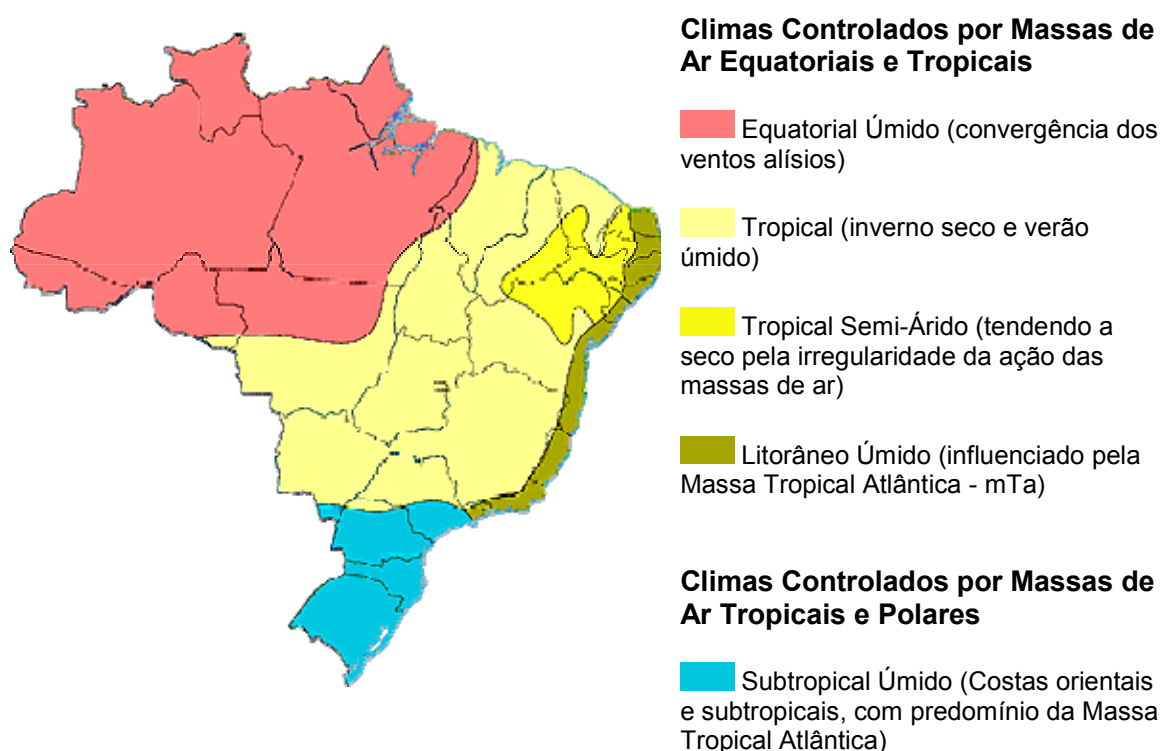


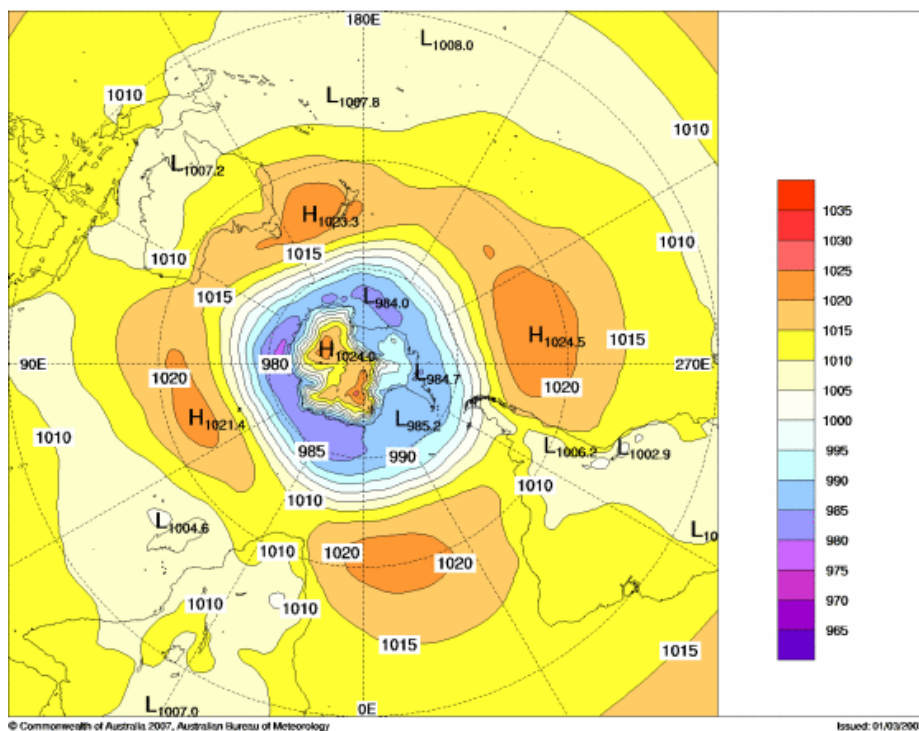
Figura 12. Influência das massas de ar sobre o Clima do Brasil. Fonte: SIMIELLI e BIASI, 1997.

Para Aquino e Setzer (2005), ao norte do Cabo de São Tomé [22°S], o clima da porção litorânea da região é influenciado, principalmente, pela atuação dos ventos alísios, que sopram de Leste e de Nordeste em direção à costa brasileira ao longo de todo o ano, trazendo umidade, contribuindo na formação de nuvens e, conseqüentemente, chuvas. Ocasionalmente, nos meses de maio a outubro, frentes frias, provenientes da região Sul do Continente, atingem a região, trazendo chuvas, quedas significativas de temperatura e mares agitados. Para estes autores, ao Sul do paralelo 22°S [e por todo o restante do litoral brasileiro], a região encontra-se sob marcada influência dos ciclones extratropicais (CE) e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

O ASAS faz parte dos sistemas de alta pressão, ou anticiclones, localizados ao longo de 30°S de latitude nos dois hemisférios e sobre os principais oceanos, estando associados às células de Hadley, da circulação geral da atmosfera. É o centro formador da massa de ar tropical marítima do Atlântico, de temperatura elevada e de elevado grau de umidade. Ele e seu congênere, o Anticiclone do Pacífico Sul, tangenciam o continente Sul Americano e, pela sua constância e fraco deslocamento, são denominadas anticiclones permanentes e semi-fixos oceânicos (NIMER, op. cit.). Estes dois centros de divergência atmosférica constituem as fontes das principais massas de ar tropicais marítimas. Possuem estrutura e propriedades semelhantes e intervêm de modo importante no quadro de circulação atmosférica do Sul do Brasil, ora se afastando para o oceano, ora invadindo parcialmente o continente, e também oscilando em sua posição latitudinal e em intensidade. Entretanto, enquanto o anticiclone do Pacífico é barrado pela cordilheira dos Andes, que impede seu avanço para o interior do continente, o anticiclone do Atlântico tem sua penetração sobre o continente facilitada, devido ao relevo menos acentuado do planalto Brasileiro. Sobre os movimentos destes sistemas de alta pressão, Vianello e Alves (1991) observaram que, no inverno, ocorre migração destes centros de alta pressão para o continente, enquanto, no verão, estes centros se localizam sobre os oceanos e são mais definidos (Figuras 13.a e 13.b). Para Fonzar, (1994), estes movimentos do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, são determinantes na circulação de ventos e massas de ar (Figura 14), influenciando o deslocamento de sistemas frontais, linhas de instabilidade e a convecção tropical da Zona de Convergência do Atlântico Sul [ZCAS].

(a)

MSLP 2.5X2.5 GASP OP. ANAL. (hPa) 20070201 0000 20070228 0000



(b)

MSLP 2.5X2.5 GASP OP. ANAL. (hPa) 20070601 0000 20070630 0000

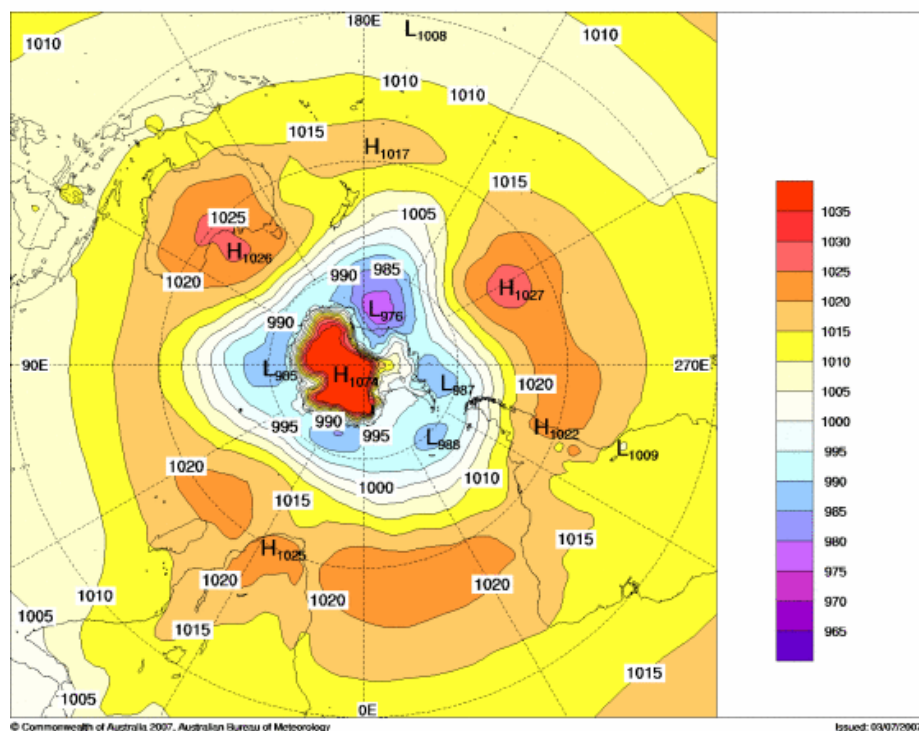


Figura 13. Pressão média mensal ao nível do mar no Hemisfério Sul para (a) fevereiro e (b) junho de 2007. Fonte: Bureau of Meteorology, Australian Government.

As frentes frias são fenômenos meteorológicos associados ao avanço do Anticiclone Polar, que periodicamente invade o continente Sul Americano entre os centros de alta subtropical do Pacífico e do Atlântico, trazendo massas de ar frio das regiões polares (IM/RECOS, 2007).

O deslocamento das massas de ar na América do Sul e em suas proximidades depende, fundamentalmente, da posição e da intensidade dos centros anticiclônicos do Sul do Atlântico, do Pacífico e da Antártica. A posição, a configuração e a intensidade desses núcleos de alta pressão estão constantemente oscilando, atendendo às imposições do balanço energético que, em última instância, condiciona toda a circulação da atmosfera, incluindo fenômenos relacionados à oscilação Sul. (VAREJÃO-SILVA, 2005, p. 428).

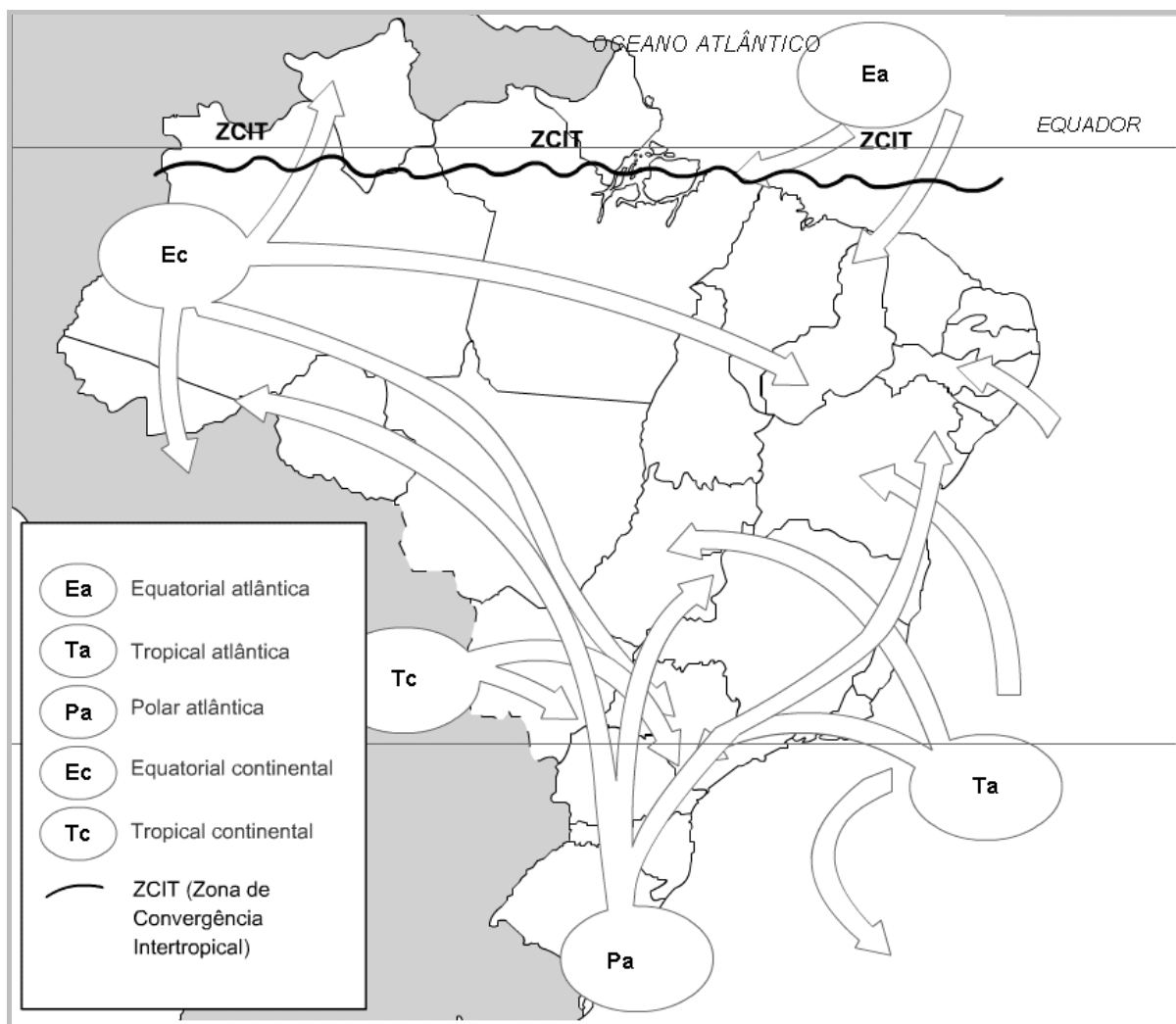


Figura 14. Trajetória de deslocamento das massas de ar sobre o território do Brasil. Fonte: Atlas Geográfico do Brasil Melhoramentos.

Uma frente fria constitui-se na zona de transição entre a massa de ar mais fria, que avança, e massa de ar mais quente, posicionada em sua trajetória. O encontro destas massas de ar com propriedades distintas [de temperatura e pressão] formam o sistema frontal, o qual é composto, classicamente, por uma frente fria, uma frente quente e um centro de baixa pressão em superfície, ou ciclone.

No Hemisfério Sul, sobre o território do Brasil e sobre o Atlântico, o deslocamento das frentes frias se dá dos pólos para o equador, de SW para NE, predominando, no tempo frontal, nuvens cumuliformes, com trovoadas e pancadas de chuva. Quando o avanço da frente fria se dá sobre uma massa de ar quente e úmido, a frente pode ser precedida, em cerca de 80 a 300 km, por uma linha de trovoadas, ou linha de instabilidade, chamada frente secundária, que avança com a mesma velocidade e é levemente paralela à frente (SONNEMAKER, 1989).

O mecanismo gerador do centro ciclônico associado às frentes frias é denominado ciclogênese (Figura 15): na superfície de separação das massas de ar de diferentes densidades, formam-se ondas, de forma semelhante ao que ocorre quando o ar [menos denso] flui sobre a superfície líquida [mais densa]. Esta onda será composta por duas superfícies frontais, ou frentes: uma fria, que tende a se deslocar para a zona tropical, e outra quente, tendendo ao pólo. O deslocamento horário destas frentes, em torno de um núcleo de baixa pressão caracteriza a formação de um núcleo ciclônico à superfície (VAREJÃO-SILVA, 2005), cuja intensificação pode levar à sua caracterização como ciclone extratropical.

Ciclones extratropicais são centros migratórios de baixa pressão, que se formam em decorrência do encontro das massas de ar quentes da zona tropical [impelidas pelos ventos predominantes de Oeste], com as massas de ar frio das áreas circumpolares [trazidas pelos ventos polares de Leste]. Este encontro ocorre ao longo da Zona de Convergência Extratropical, fronteira natural destas massas, cuja posição e orientação à superfície terrestre depende da localização e intensidade dos centros anticiclônicos intervenientes. Configurações típicas podem ser observadas sobre o oceano, enquanto sobre o continente, seu sistema nebuloso associado pode ser mascarado por influência da orografia e menor umidade (VAREJÃO-SILVA, 2005, p. 40).

Para Innocentini, os ciclones extratropicais que atravessam o Continente Sul Americano sofrem um processo de intensificação sobre o oceano:

Os ciclones extratropicais na América do Sul não se intensificam sobre o continente, como se pensava inicialmente, e sim no oceano, em torno da latitude de 35 a 45 graus, ao largo dos litorais do Uruguai e da Argentina. Normalmente surgem no Pacífico, atravessam os Andes junto com as frentes frias e quando chegam ao Atlântico se intensificam: formam ventos fortes, que geram pistas de até 5 mil quilômetros de extensão e, conseqüentemente, transferem energia, em forma de movimento, para o mar, criando ondas que se propagam até a costa brasileira, principalmente entre os meses de abril a outubro. (INNOCENTINI, apud FILGUEIRAS, 2001).

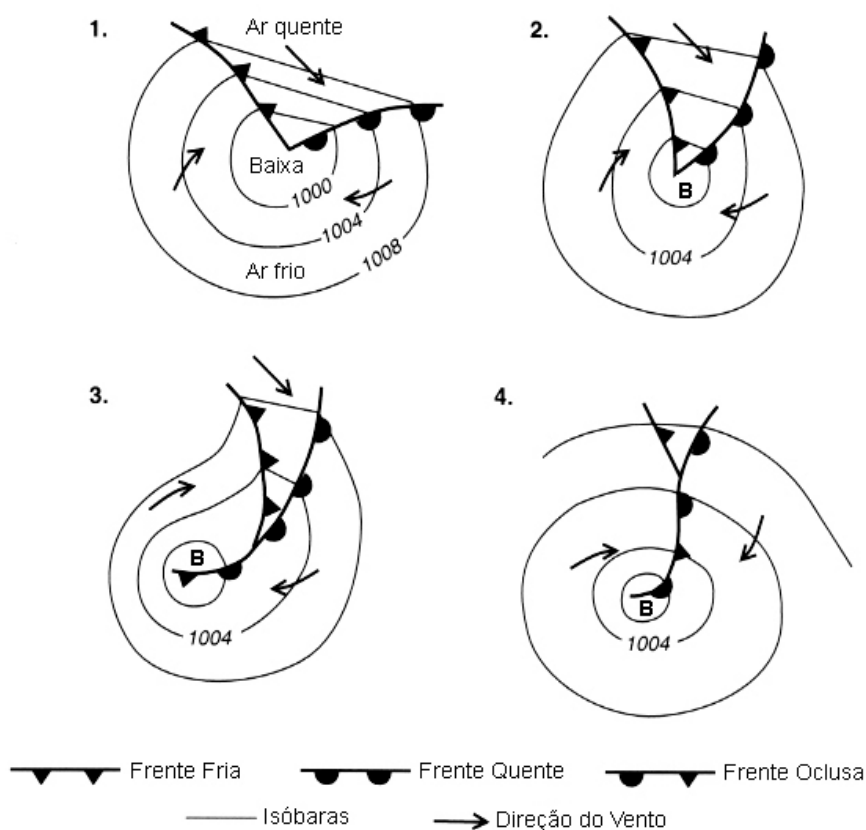


Figura 15. Estágios de formação de um centro ciclônico de baixa pressão no Hemisfério Sul [ciclogênese]: (1, 2) estágio de onda; (3) estágio de oclusão; (4) maturação. Fonte: MASSAMBANI e AMBRIZZI/USP, 2005.

Talvez o mais intenso destes fenômenos já registrado sobre o Atlântico, o Catarina (Figura 16), que atingiu os Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul entre os dias 27 e 28 de março de 2004, provocou ventos de até 180 km/h. Cerca de 1.500

casas foram destruídas e mais de 40 mil foram danificadas, com um prejuízo calculado em mais de R\$ 1 bilhão. Três pessoas morreram e outras sete teriam desaparecido. O Catarina se formou no Atlântico Sul dentro de um ciclone extratropical na fase oclusa, o qual estava associado a uma frente fria que passou pelo país. Ao deslocar-se em direção ao continente adquiriu, segundo conclusão emitida pela Sociedade Brasileira de Meteorologia (2005), as características de um furacão. Na ressaca que atingiu o litoral Sul brasileiro, segundo ocorrência registrada no dia 28/03/2004, pelo Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina, foram observadas ondas com picos de até 5 metros de altura (EPAGRI/CIRAM, 2004).

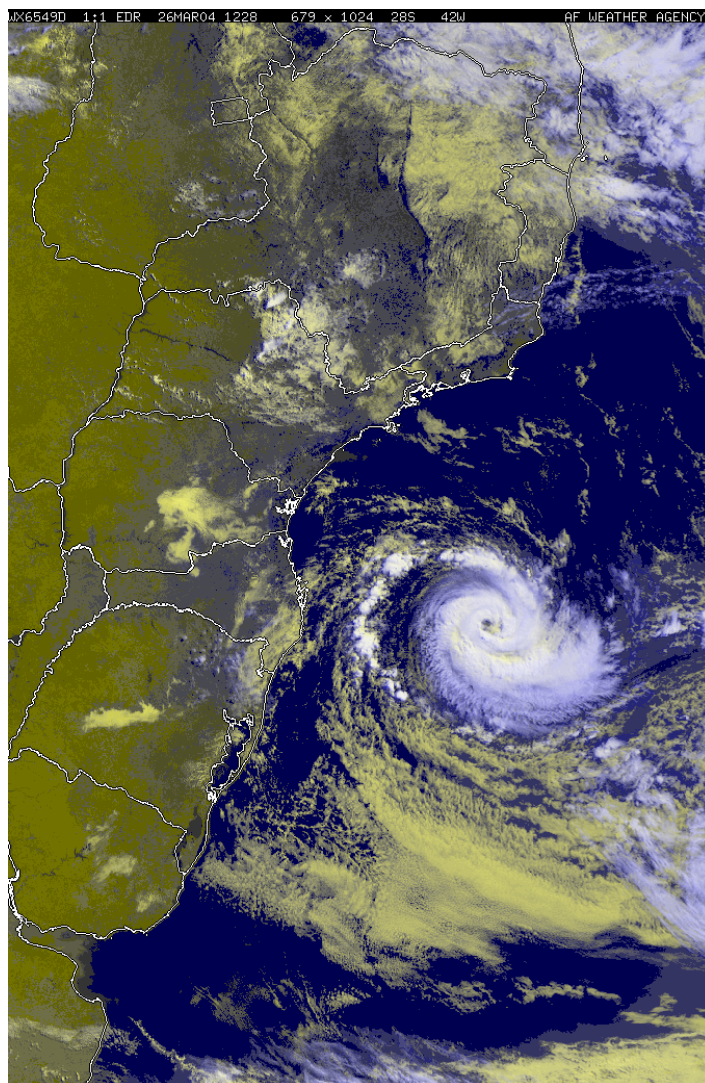


Figura 16. Imagem satélite do Catarina, obtida no dia 26.03.2004, 12:28 UTC. Fonte: NOAA/The Defense Meteorological Satellite Program.

3.3.2. Regime de ventos

O regime de ventos, na região das baías de Vitória e do Espírito Santo, é controlado pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, é predominantemente de direção do quadrante E, com maior frequência NE [ventos alísios]. No litoral Sudeste, durante a passagem de frentes frias, o padrão dos ventos é modificado quanto à sua direção e velocidade. Os ventos NE, predominantes na primavera-verão, tornam-se enfraquecidos e são substituídos pelos ventos SW (MOREIRA da SILVA, 1973).

Para Sonnemaker (1989), no Hemisfério Sul, durante o avanço de uma massa de ar frio e a passagem do seu sistema frontal [frente fria], a variação observada na direção do vento será a seguinte: ventos pré-frontais: N e NW; ventos frontais: W; ventos pós-frontais: SW e SE.

Já no caso de avanço de uma massa de ar quente sobre uma massa de ar frio [frente quente], a variação na direção do vento será a seguinte: ventos pré-frontais: SE e SW; ventos frontais: W; ventos pós-frontais: NW e NE.

3.3.3. Características geomorfológicas do litoral e do leito oceânico

O litoral do Estado do Espírito Santo é considerado como de transição entre o litoral brasileiro Norte e Sul. É composto por extensas praias retilíneas e pontos esparsos de barreiras [falésias litorâneas de terrenos sedimentares Terciários da formação Barreiras] e de recifes de coral do tipo franja. A partir de Vitória e em direção ao Sul, aparecem formações de origem cristalina do Planalto Atlântico que irão caracterizar o restante do litoral Sudeste. Em alguns pontos desse litoral, onde desembocam rios caudalosos, reaparecem os estuários obstruídos pelos cordões de restinga, típicos do litoral norte (SZPILMAN, 1999), sendo que na costa Norte do Espírito Santo, o aporte sedimentar do rio Doce é responsável pela construção de extensa planície litorânea deltaica de idade Quaternária (MARTIN et al., 1996).

A partir do litoral sul da Bahia, na altura de Ilhéus, até Vitória, a Plataforma Continental Brasileira apresenta um progressivo alargamento, retornando aos seus padrões médios no litoral do Estado do Rio de Janeiro. Na região entre Caravelas,

no Sul da Bahia, e São Mateus, no Norte do Espírito Santo, sua largura é superior a 200 quilômetros (Figura 17), formando extensos planaltos submersos com profundidades médias de 200 metros, embora algumas vezes variando abruptamente entre 50 metros, nas suas bordas, para profundidades de até 400 metros (SZPILMAN, op. cit.)

Ao largo da Ilha de Vitória, em direção ao Leste, estende-se a cadeia de montanhas submarinas Vitória-Trindade, de origem vulcânica, que se eleva a mais de 5.500 metros do assoalho oceânico e cujos únicos pontos visíveis acima da superfície oceânica são as Ilhas Martin Vaz e a Ilha de Trindade, a 1.200 km da costa (FASCA et al., 2007).

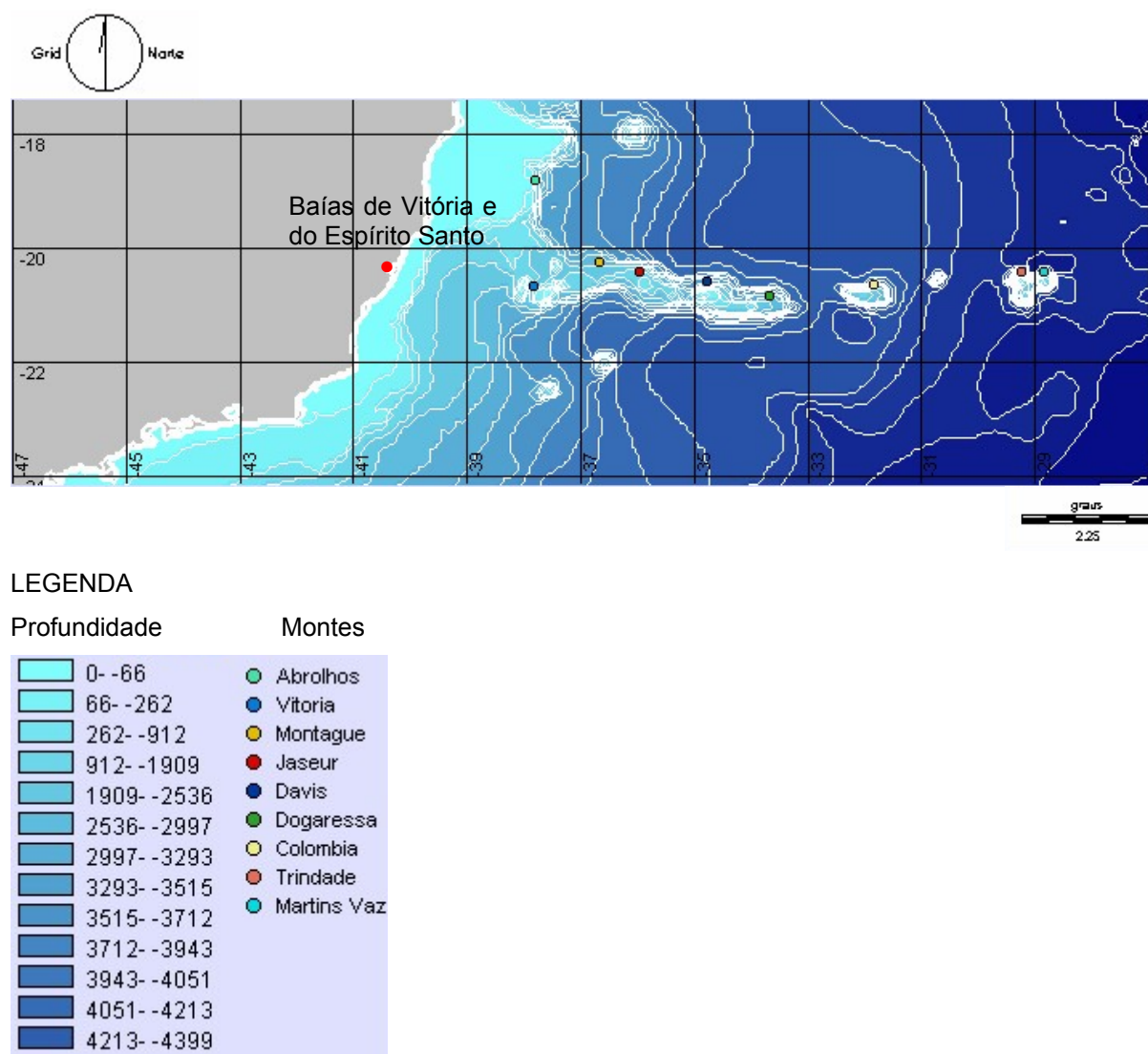


Figura 17. Batimetria ao largo das Baías de Vitória e do Espírito Santo e localização dos montes submarinos da cadeia de montanhas Vitória-Trindade. Fonte: Fasca et al., 2007.

3.3.4. Oceanografia física costeira

A circulação oceânica superficial predominante na costa brasileira é dominada pela Corrente do Brasil, formada pela derivação ao Sul da maior parte da Corrente Sul-Equatorial [parte do giro do Atlântico Sul originado principalmente pelos ventos alísios de SE]. A Corrente do Brasil caracteriza-se por ser uma corrente quente e hiper-salina [> 36], percorrendo a direção aproximada N-S ao longo de toda a costa da América do Sul, até a Latitude aproximada de 40°S , quando sofre inflexão para o Leste, como parte da Corrente Sul-Atlântica e da Deriva do Vento Oeste. A Corrente das Malvinas também tem grande importância no Sudoeste do Atlântico Sul: procedente da região Sub-antártica, percorre uma trajetória próxima ao continente, afastando a Corrente do Brasil para ao largo, até uma latitude de entre 25°S e 30°S (MIGUENS, 1993, p.265), na Zona de Convergência Subtropical, quando se encontra com a Corrente do Brasil e mergulha, formando a Água Central do Atlântico Sul [ACAS] (Figura 18).

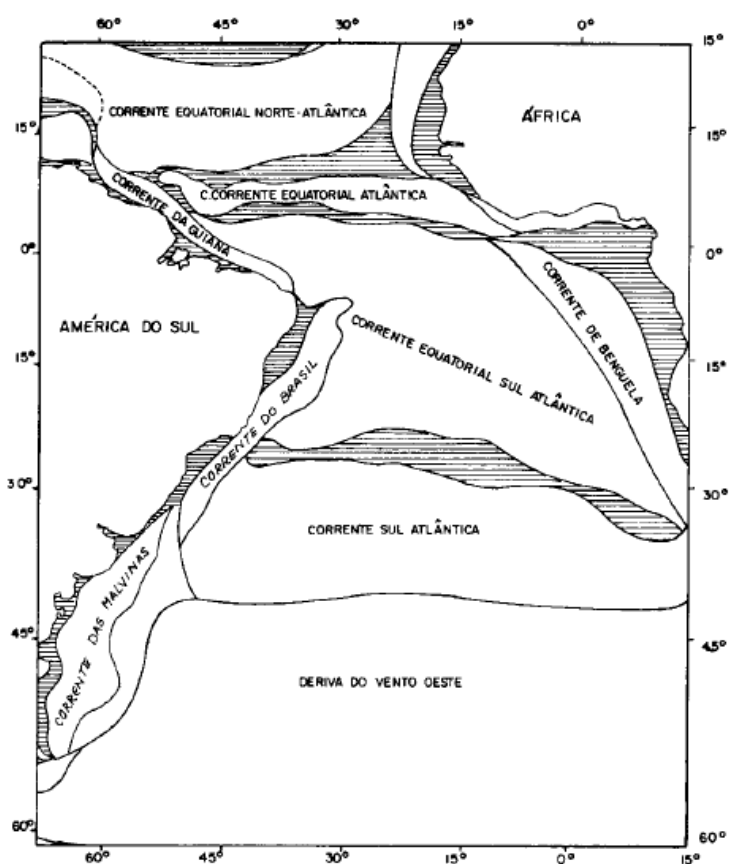
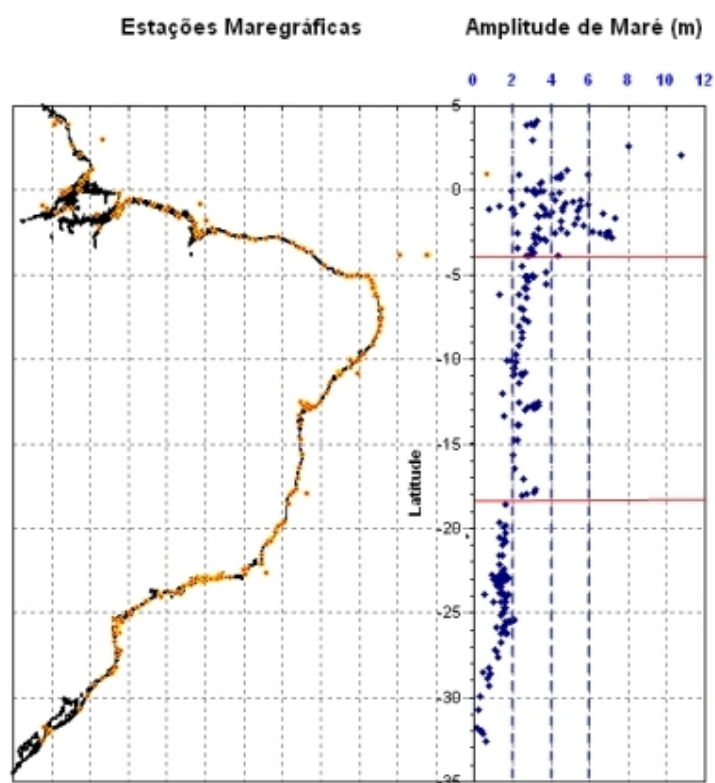


Figura 18. Principais correntes do Atlântico Sul: áreas tracejadas indicam áreas onde os fluxos são menos definidos, variáveis ou há insuficiência de dados. Fonte: MIGUENS, 1993.

No litoral Sudeste do Estado do Rio de Janeiro, nos meses de primavera e verão, ocorre a ressurgência costeira de Cabo Frio, um fenômeno local, intermitente e considerado de baixa amplitude (VALENTIN, 1984), onde as águas quentes e oligotróficas da Corrente do Brasil, que predominam à superfície, afastam-se para ao largo, dando lugar às águas frias e ricas em nutrientes da Água Central do Atlântico Sul (SVERDRUP *et al.* 1942).

Na costa Sudeste e Sul do Brasil, as pequenas amplitudes da maré incidente [< 2 m] levam a sua classificação como micromaré (Figura 19):

A costa brasileira caracteriza-se por um regime de maré predominantemente semi-diurna, com ocorrência de maré semi-diurna, com desigualdades diurnas a partir da região Sudeste em direção ao Sul, enquanto a maré mista aparece apenas no extremo Sul do país, com forte componente meteorológica. A amplitude da maré varia de 0,5m (micro maré) no Sul a 7m (macro maré) no Norte, com registro de ocorrência máxima e pontual de 11m na estação do Igarapé do Inferno (AP), predominando o regime de meso maré. (Centro de Hidrografia da Marinha, 2007).



- limites de micro [0 – 2,0 m], meso [2,0 – 4,0 m], macro [4,0 – 6,0 m] e hiper maré [> 6,0 m].
- faixas de latitude onde ocorrem as principais mudanças na amplitude característica da maré.

Figura 19. Amplitudes de maré na costa brasileira. Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha/UERJ, 2007.

Em Vitória, a maré incidente é semi-diurna com duas baixa-mares e duas preamares bem definidas. Nas sizíguas, a amplitude de marés chega a 1,70 m e nas quadraturas a 0,70 m (CODESA, 2007).

Segundo Mesquita (1997), a constante harmônica M2 [de maior amplitude e importância na composição da maré astronômica], tem grande complexidade e é de difícil descrição no Atlântico Sul. Sua propagação pode ser observada a partir das linhas cotidais [linhas de mesma fase de propagação da onda de maré], que se distribuem radialmente aos dois pontos anfidrômicos daquela componente [pontos oceânicos onde a oscilação da maré M2 tem amplitude aproximadamente nula] (Figura 20). A velocidade de propagação da onda [celeridade da onda de maré], como pode ser observado, é pequena, proximamente aos pontos anfidrômicos, e muito grande nos contornos continentais. Desta forma, são produzidos, aproximadamente, dois giros completos da onda de maré em torno dos dois pontos anfidrômicos do Atlântico Sul. Já as amplitudes da onda de maré se tornam cada vez menores, à medida que se aproximam dos pontos anfidrômicos, e poderiam ser indicadas por linhas de contorno a estes dois pontos.

A melhor interpretação, pois, da origem e velocidade de propagação da componente de maré M2 na costa Sudeste é a de que ela acompanha a distribuição da linha cotidal de 180 graus (Fig. 20), que varre toda a costa Este brasileira com grande celeridade, atingindo o porto de Cabo Frio e se propagando até o porto de Cananéia, a partir do que perde velocidade, ao interagir com a propagação da onda, que seguindo a orientação de giro do ponto anfidrômico do Rio Grande é feita em sentido contrário. (MESQUITA, 1997).

Conforme informações constantes na Tábua das Marés e cartas náuticas editadas pelo Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil, o nível médio do mar para o Porto de Tubarão, na Baía do Espírito Santo, é de 0,8 m, acima do nível de referência (NR), ou zero hidrográfico, adotado pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil.

Com relação às ondas incidentes, segundo Tessler e Goya (2005, p.14), em sua descrição para o setor litorâneo compreendido entre Cabo Frio (RJ) e o estado de Pernambuco, “as ondas mais efetivas (...) são predominantemente geradas pelos ventos alísios, dos quadrantes Nordeste e Leste, com período médio de 5 a 10 s e altura entre 1,0 e 2,0 m”. Para os mesmos autores, nos meses de junho a setembro,

ondas de Sul e Sudeste, com período médio entre 7 e 12 s e altura de 1,0 a 2,0 m, originadas por sistemas frontais, atingem esta parte do litoral brasileiro.

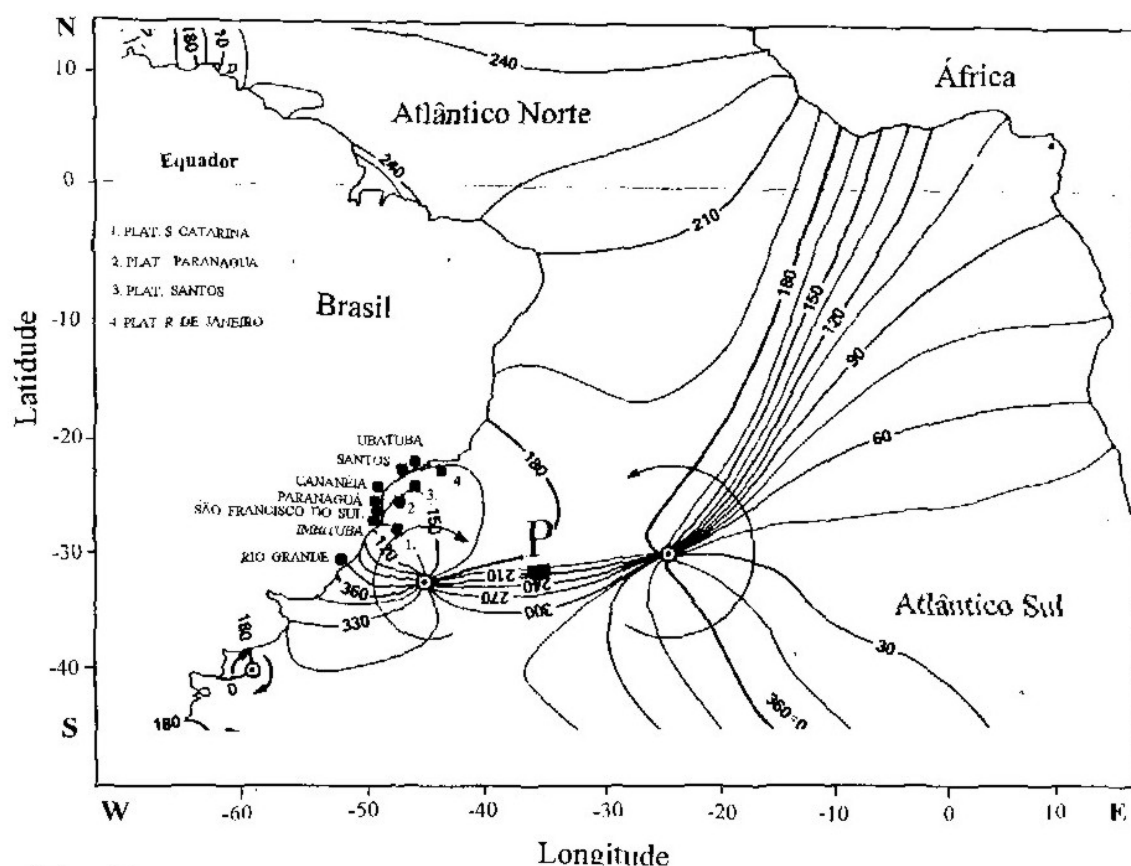


Figura 20. Propagação da componente M2 da maré astronômica na região Sudeste. Observa-se o encontro das linhas cotidais relativas ao ponto anfifrômico de Rio Grande [de giro horário] e ao ponto anfifrômico Centro Atlântico [de giro anti-horário], conforme indicado pelas setas curvilíneas na figura. Fonte: MESQUITA, 1997.

Em pesquisas ligadas à sua hidrodinâmica, as baías de Vitória e do Espírito Santo têm sido referidas como componentes de um sistema estuarino (RIGO, CHACALTANA, MARQUES e PACHECO, 2003). De fato nada menos que cinco rios [o Rio Santa Maria da Vitória, de médio porte; e os rios Bubu; Itanguá, Aribiri, e Marinho, de pequeno porte] deságuam na Baía de Vitória, cuja ligação com o Oceano Atlântico se dá através de dois canais que deságuam na Baía do Espírito Santo: o canal Principal; e o canal da Passagem. Segundo a CODESA (2007), a diferença de fase da onda de maré, ao longo do canal de aproximação para o Porto de Vitória [situado próximo ao início do canal principal da Baía de Vitória] não excede 20 min.

3.3.5. Aspectos da Geografia Física e Humana da Zona Costeira no entorno das Baías de Vitória e do Espírito Santo

A Baía do Espírito Santo é uma baía do tipo aberto, a Leste, para o Oceano Atlântico, sendo limitada: ao Norte, pela Ponta de Tubarão, bastante ampliada em direção ao largo, devido a ações antrópicas de ampliação do porto de mesmo nome; ao Sul, pela barra do canal Principal da Baía de Vitória e pela Ponta de Santa Luzia; e a Oeste, pela Ilha de Vitória, que a separa da porção interior da Baía de Vitória.

A Baía de Vitória (Figura 1) é uma baía do tipo fechada, constituindo-se em excepcional abrigo à navegação costeira, o que permitiu a instalação, em seu canal Principal, de um dos maiores complexos portuários do País, composto pelos Portos de Vitória, Capuaba e Vila Velha (ao qual se acresce o Porto de Tubarão, na Baía do Espírito Santo). No litoral do Estado do Espírito Santo, a Baía de Vitória pode ser considerada o principal acidente geográfico:

[...] sua origem é semelhante à de outras do litoral brasileiro, como ocorreu na Baía de Todos os Santos (Bahia) e na Guanabara (Rio de Janeiro), onde, tendo havido a imersão do litoral e, em consequência, a invasão do mar — cobrindo as terras que antes estavam em situação mais elevada —, as fozes dos rios tiveram também suas embocaduras afogadas, tendo em vista a ocorrência do fenômeno da transgressão marinha. (COSTA, 1999).

Sua porção interior, a Oeste, entre a Ilha de Vitória e o continente, representa o maior percentual de seu espelho d'água, sendo, contudo, carente de levantamentos batimétricos publicados, e livre de quaisquer instalações portuárias significativas. A Noroeste desta porção interior, a baía se caracteriza pela presença de extensos manguezais, na região conhecida como Lameirão. Tais áreas, conforme abordagem presente no Macrodiagnóstico da Zona Costeira (MMA et al., 1996), pertencem à unidade físico-natural denominada Planícies de Mangue, de sedimentos inconsolidados do Holoceno, coberto pela vegetação de manguezal e caracterizado como muito frágil e de preservação permanente. Grande parte dos terrenos do seu entorno, originalmente ocupados pelo Sistema Manguezal, assim como significativas parcelas de seu espelho d'água, entretanto, foram convertidos, através de aterros, em terrenos urbanos de pouca elevação em relação ao nível médio do mar (NUNES e BARROSO, 2005) (Figura 21).

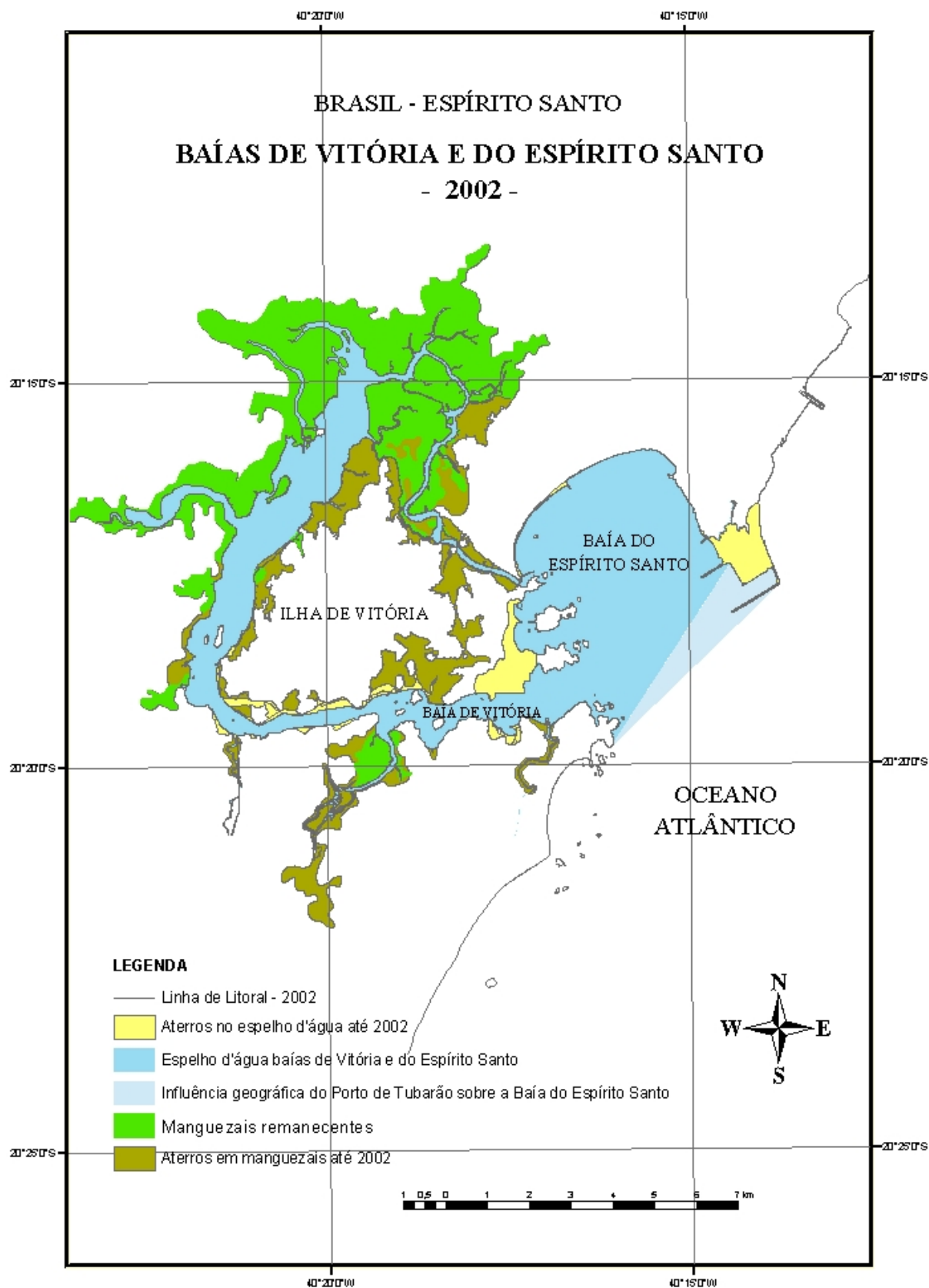


Figura 21. Aterros em manguezais e no espelho d'água na região das baías de Vitória e do Espírito Santo até o ano de 2002. Fonte: NUNES e BARROSO, 2005.

Sob o aspecto de sua ocupação, a região é caracterizada pela elevada pressão ambiental. O entorno das baías de Vitória e do Espírito Santo abriga as quatro principais e mais populosas cidades da região metropolitana de Vitória: Vila Velha, Cariacica, Serra e a própria Vitória, com população superior a 1,4 milhão de habitantes, segundo estimativas do IBGE para o ano de 2006. A densidade demográfica é variável entre estes municípios, sendo maior nos municípios de Vitória [3.410 hab/km²] e Vila Velha [1.940 hab/km²]. Estes dois municípios apresentaram, nas últimas décadas, elevados índices de conversão de terras baixas, originalmente pertencentes ao sistema manguezal, em áreas urbanas, atualmente ocupadas por contingentes populacionais.

3.4. ESTUDOS SOBRE AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA COSTA BRASILEIRA, A INFLUÊNCIA DOS FENÔMENOS METEOROLÓGICOS NESTA VARIAÇÃO E SUAS CONSEQÜÊNCIAS

Diversos estudos tem sido conduzidos, no Brasil, abordando a variação do nível do mar na costa brasileira, assim como sobre a influência de parâmetros atmosféricos e fenômenos meteorológicos nesta variação, em particular sobre as regiões Sul e Sudeste do País:

Silva (1992) fez menção às causas, às conseqüências e à metodologia de análise ao estudar a variação de longo período do nível médio do mar na Ilha Fiscal, Baía da Guanabara, RJ, entre os anos de 1965 a 1986.

Paiva (1993) estudou as variações do nível médio do mar em Arraial do Cabo, em 1991, e estabeleceu possíveis correlações com as variações observadas na Ilha Fiscal, bem como com os efeitos meteorológicos de vento, pressão atmosférica e com a temperatura da água.

Castro e Lee (1995) estudaram a variabilidade do nível do mar associada a ondas costeiras confinadas na plataforma continental da região Sudeste do Brasil, entre o Cabo de Santa Marta (SC) e Cabo Frio (RJ), de agosto a novembro de 1978, observando que perturbações no nível do mar e no regime de ventos propagaram-se em direção ao equador, em consonância com o movimento de frentes frias através

de sua área de estudo. Também verificaram que as flutuações do nível do mar nas porções central e norte da região, para as faixas de perturbação do nível do mar de 9 a 12 dias e de 6 a 7 dias, apresentaram melhor correlação com ventos localizados ao Sul e de ocorrência anterior aos ventos locais registrados no momento das medições do nível do mar.

Mesquita (1997), em *Marés, Circulação e Nível do Mar na Costa Sudeste do Brasil*, de ampla abordagem, observa que “a variação sazonal do nível do mar na região Sudeste é da ordem de 30 cm e apresenta pico nos meses de fevereiro, causado por intensa radiação solar e precipitação atmosférica, e máximo do mês de maio (...)”. Isto é interpretado, como causado pela variação estérica do nível do mar⁴, devido à ocorrência, em toda a região Sudeste, de maior volume das águas quentes da Corrente do Brasil [Água Tropical], fenômeno que se estende até os meses de agosto e setembro (MESQUITA, HARARI e FRANÇA, 1995; apud MESQUITA, 1997). Os menores valores do nível médio mensal ocorrem, segundo o autor, em agosto, setembro e outubro e, depois de um aumento em novembro, voltam a cair nos meses de dezembro e janeiro, agora em decorrência de um maior volume das frias águas Sub-Tropicais na região Sudeste.

Truccolo (1998) estudou a relação entre a maré meteorológica e as forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul, de agosto a dezembro de 1996, concluindo que a máxima resposta, em termos de variação do nível do mar devido a fatores meteorológicos, esteve associada a ventos locais, que sopraram a partir do quadrante Norte (12°), de orientação paralela à costa. Em suas análises, o tempo de resposta do nível do mar à tensão do vento situou-se em 10 h. A relação entre o efeito do barômetro invertido e as variações do nível do mar não foi observada na série de dados analisada, levando o autor a referir-se às afirmações de Thompson (1982) e Pugh (1987), de que esta relação se mantém oculta na série de dados (ou simplesmente não existe), quando a relação entre o vento e a pressão atmosférica é significativa na região de estudo (como naquele caso). Também é levantada a hipótese de que a ausência desta relação de causa e efeito seja decorrente de características sazonais, uma vez que os dados analisados eram representativos apenas para o inverno e primavera.

⁴ Variação do volume da água do mar por efeitos devidos à variação da temperatura da água do mar, resultando, em consequência, a variação do nível do mar.

Kalil (1999), deu suas contribuições ao estudo do nível médio do mar no Estado do Rio de Janeiro ao caracterizar o comportamento espaço-temporal do nível médio do mar, com uma base de dados composta de séries de nível médio do mar de seis estações para o ano de 1996.

Uaissone (2004) analisou a influência dos parâmetros atmosféricos regionais sobre a variação do nível médio do mar em Piraquera, Município de Angra dos Reis, Estado do Rio de Janeiro. Este autor utilizou a filtragem dos dados maregráficos com um filtro passa baixo [que elimina as freqüências de maré astronômica diurnas e semi-diurnas], a fim de detectar as perturbações meteorológicas de longa duração, agindo sobre os referidos dados, embora observando que a referida filtragem também elimina componentes meteorológicas de escala de tempo menores que um dia. Este autor concluiu que o nível médio do mar, em Piraquera, respondeu melhor às variações atmosféricas registradas em pontos remotos em relação a estação, do que aquelas variações registradas localmente. Suas análises revelaram, também, que pontos de pressão com influências continentais não foram significativos sobre as variações do nível médio do mar em Piraquera, por terem apresentado valores baixos de coerência em todo o espectro de freqüências. Os pontos mais oceânicos tiveram melhores resultados em todas as análises feitas, pelo que os considerou mais recomendáveis, como fonte de dados das variantes meteorológicas com efeito sobre as variações do nível do mar.

Camargo e Campos (2006) estabeleceram modelos conceituais de associação entre distúrbios oceânicos severos em Santos, no litoral Sudeste do Brasil, e as condições meteorológicas associadas a este tipo de fenômeno, concluindo que os processos ciclogênicos e o avanço de frentes frias estão relacionados às maiores ocorrências positivas de oscilações do nível do mar, assim como intensos anticiclones extratropicais podem ser associados às flutuações negativas. Em um primeiro modelo associativo, as variações (anômalas) positivas do nível do mar aparecem relacionadas a modelos espaciais de ciclones extratropicais sobre o oceano e anticiclones extratropicais sobre o continente. Em um modelo oposto, centros de baixa pressão persistentes sobre a terra e centros de alta pressão sobre o oceano aparecem associados com variações anômalas negativas do nível do mar em Santos. Os autores observam, ainda, que tais modelos são normalmente associados

com diferentes estágios de evolução de sistemas meteorológicos sobre o Atlântico Sudoeste.

Oliveira (2004), utilizou a modelagem de redes neurais artificiais na previsão de marés meteorológicas para o porto de Paranaguá, no Estado do Paraná, investigando, também, as relações existentes entre fenômenos meteorológicos locais e remotos nas variações do nível do mar para aquela região, entre os anos de 1997 e 1999. Concluiu que a maré meteorológica possui uma representatividade nas sobre-elevações e abaixamentos do nível do mar costeiro na região de Paranaguá, tendo verificado variações de até 70 cm entre a preamar observada e a prevista, coincidindo, estes eventos, com previsões de altura de ondas para o litoral sul do Brasil, contidas nos boletins meteorológicos emitidos pela DHN. Comparando dados atmosféricos de estação de superfície local com dados de re-análise selecionados para a área marítima da região de estudo, concluiu que as relações existentes entre os fenômenos atmosféricos e as respostas do mar a esses fenômenos são muito mais evidenciadas com as informações oriundas de diversos pontos. A utilização de dados de re-análise de variáveis meteorológicas, permitiu, também, verificar que eventos remotos têm efeito sobre as marés meteorológicas na região. Sobre a predição de marés meteorológicas naquela região, utilizando dados de superfície e de re-análise, concluiu pela viabilidade de se utilizarem modelos de previsão, para generalizar, de forma adequada, o padrão de resposta do nível do mar às variações do tempo local, tendo obtido os melhores resultados para previsões de até 6 horas.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. METODOLOGIA

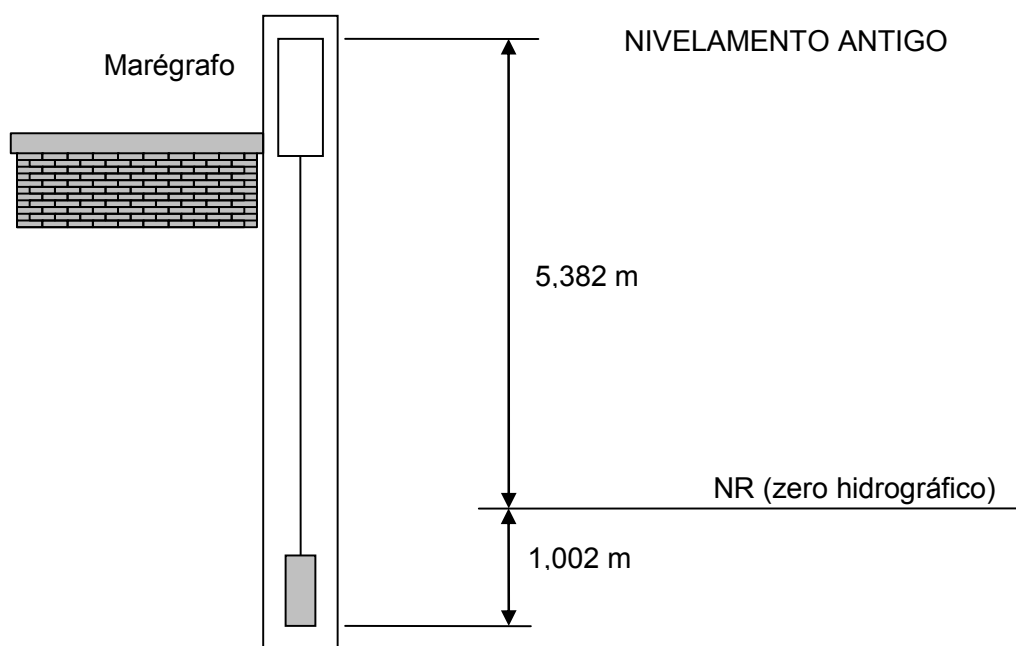
A formação do banco de dados foi baseada na obtenção dos dados básicos junto às instituições detentoras e na sua organização em tabelas. A extensão das séries temporais de dados foi limitada pela sua consistência e confiabilidade, sendo estes: variações da maré incidente na região; intensidade e direção do vento; e pressão atmosférica.

Os dados sobre a maré total incidente na região foram obtidos do GEARH/UFES e de coletas realizadas durante o período da pesquisa, a partir dos registros de marégrafo de pressão instalado na Baía do Espírito Santo, em local com profundidade superior a 10 m, situado no Pier 3 da Companhia Vale do Rio Doce – CVRD, no Porto de Tubarão, ES; local que pode ser considerado como costa de mar raso, em região da Plataforma Continental Brasileira. Tais dados consistiram em duas séries de registros originais do nível do mar [$O(t)$ (m)], obtidos a intervalos de 10 min: a primeira, com 239.580 registros, compreendendo o período de 14/07/2000 a 02/02/2005; e uma segunda série, com 41.431 registros, compreendendo o período de 17/08/2006 a 01/06/2007. A partir destes registros, foram obtidas as alturas observadas de maré correspondentes [$X(t)$ (m)], pela subtração, à cada registro, da distância do zero do marégrafo ao zero hidrográfico (RN) adotado para a região pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN), segundo a equação (13):

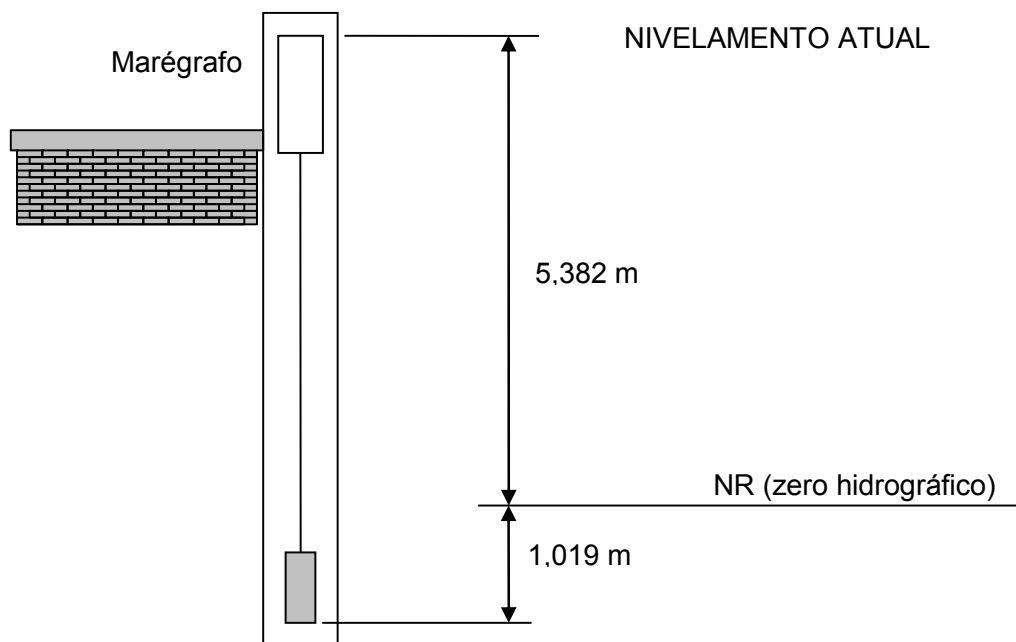
$$X(t) = O(t) - d \text{ (m)} \quad (13)$$

onde: $X(t)$ = altura observada da maré, ou maré total; $O(t)$ = registros originais do nível do mar; e d = distância do zero do marégrafo ao zero hidrográfico.

Obs.: o valor de d , devido à duas diferentes instalações de marégrafos, corresponde à 1,002 m, para o primeiro período e 1,019 m para o segundo período (Figuras 22.a e 22.b).



(a) Instalação do marégrafo correspondente ao período de 14/07/2000 à 02/02/2005.



(b) Instalação do marégrafo correspondente ao período de 17/08/2006 à 01/06/2007.

Figura 22. Relações dimensionais da instalação do marégrafo do Pier 3 do Porto de Tubarão. Fonte: GEARH/UFES.

Os dados sobre o vento incidente na região foram obtidos através do site público da Rede Meteorológica do Comando da Aeronáutica – REDEMET, a partir dos registros realizados pela Estação Meteorológica de Superfície do Aeroporto Eurico de Aguiar Salles, ES, no período entre 25/11/2002 e 25/03/2005. Estes dados totalizaram 20.432 registros horários da direção $[DW]$ e intensidade do vento $[W]$, originalmente expressos em graus [a partir do Norte verdadeiro] e em nós $[Kt]$. A partir destes registros, foram obtidas as respectivas componentes de vento paralelas à costa $[Wy \text{ (m s}^{-1}\text{)}]$, multiplicando-se o fator de intensidade do vento $[W \text{ (m s}^{-1}\text{)}]$ pelo cosseno do ângulo de sua direção original $[\theta]$ declinado à Leste em 30° $[\pi/6 \text{ rad}]$, segundo a equação (14):

$$Wy = \cos(\theta - \pi/6 \text{ rad}) * W \text{ (m s}^{-1}\text{)} \quad (14)$$

Os dados sobre pressão atmosférica na região também foram obtidos através da REDEMET, referindo-se aos registros realizados pela mesma estação meteorológica acima citada, entre 25/11/2002 e 19/11/2004. Estes dados totalizaram 17.420 registros horários da pressão atmosférica $[PA(t)]$ à superfície naquele sítio, expressos em hectopascas (hP), a partir dos quais foram obtidas as variações horárias da pressão atmosférica $[\Delta PA(t) \text{ (hP)}]$, pela subtração, à cada registro, da pressão atmosférica padrão ao nível médio do mar $[PA_NMM = 113,2 \text{ hP}]$, segundo a equação (15):

$$\Delta PA(t) = PA(t) - 113,2 \text{ (hP)} \quad (15)$$

As marés astronômicas foram obtidas através da aplicação do programa computacional PACMARE, de Franco (2000), à série de alturas da maré total observada $[X(t)]$, consistindo nas etapas de análise harmônica dos registros da maré incidente, determinação das harmônicas mais significativas $[Hn = 64]$ (Tabela 3) e previsão de maré (dados mantidos em meio digital).

Com o objetivo de se obter o máximo de confiabilidade na análise harmônica, foi selecionado, para aplicação no referido programa, o período de 10/04/2003 a 31/12/2003, como a fração do período total da série de alturas observadas com a melhor característica de continuidade dos registros (absoluta). Seqüencialmente, a maré astronômica foi determinada para os mesmos períodos de abrangência dos

registros originais da maré incidente [14/07/2000 a 02/02/2005 e 17/08/2006 a 01/06/2007], consistindo em valores representativos dos componentes harmônicos da maré [$T(t)$ (m)] devidos às forçantes astronômicas, determinados a intervalos de 10 min, a partir de cada hora cheia.

As componentes não astronômicas da maré [$S(t)$ (m)] para a região foram determinadas a partir do resultado obtido pela subtração, a cada registro de altura da maré total, do nível médio do mar e de sua respectiva componente astronômica [$S(t) = X(t) - Z_o(t) - T(t)$] (PUGH, op. cit.), tendo sido determinadas para os mesmos períodos de abrangência e intervalos dos registros originais da maré incidente (dados mantidos em meio digital).

A análise acerca da origem meteorológica destes resíduos esteve baseada na determinação e análise das correlações [Correlação Linear de Pearson] entre a maré meteorológica e os fatores pressão atmosférica e vento, incidentes sobre a região. Na primeira análise, as médias diárias da componente não astronômica da maré foram correlacionadas com as médias diárias da pressão atmosférica, a partir dos registros compreendidos entre 25/11/2002 e 19/11/2004. Na segunda análise, as médias diárias da componente não astronômica da maré foram correlacionadas com as médias diárias da componente do vento paralela à costa, a partir dos registros compreendidos entre 25/11/2002 e 23/03/2005. Em ambas as análises, foram estabelecidas as correlações, tanto entre a totalidade dos conjuntos de dados, como a cada período de 30 dias, neste caso, com o intuito de se determinarem períodos mais característicos, quanto ao fator de origem de eventuais marés meteorológicas. Alguns períodos de elevada correlação entre as ocorrências de maré meteorológica e os fatores vento e pressão atmosférica foram demonstrados graficamente (itens 5.4 e 5.5).

A determinação da influência dos fatores meteorológicos sobre as variações da maré na região esteve baseada na determinação e análise, para cada série de registros de maré [séries de médias horárias]:

- das frequências de ocorrência das diferentes faixas de altura dos componentes não astronômicos da maré total (médias horárias);
- do desvio padrão relacionado a estas médias horárias; e

- das frequências acumuladas, em cada mês típico de um período de quatro anos, das faixas de altura das componentes não astronômicas da maré (médias horárias).

Estes resultados foram demonstrados através de gráficos, apresentados no item 5.3 e discutidos no item 5.8.

A análise dos efeitos das marés meteorológicas sobre o sistema de drenagem de águas continentais na região baseou-se na determinação da influência da maré total e de suas componentes astronômica e meteorológica sobre seis galerias do sistema de drenagem pluvial do município de Vitória, todos situados em sua região insular (Figuras 23 a 35), a saber:

- uma galeria na região Norte, no Bairro Barro Vermelho;
- uma galeria na região Sul, no Bairro Bento Ferreira; e
- quatro galerias na região Oeste da Ilha de Vitória, nos bairros Bela Vista, Inhanguetá, Grande Vitória e Santo André.

Para tanto, foram utilizadas medições simultâneas: (1) do percentual de afogamento das porções finais das seis galerias da rede de drenagem; e (2) da maré total no respectivo ponto de descarga. Desta forma, foi estabelecida a relação entre as variações de maré e as condições de liberdade ou afogamento dos canais [em sua porção final], a partir da qual, foram determinados os históricos de saturação das referidas galerias, cujos resultados foram demonstrados em gráficos e tabelas. Seqüencialmente, foram determinados os percentuais devidos às componentes astronômicas e meteorológicas para todas as alturas de maré que tenham logrado atingir o mais baixo dos níveis de saturação dentre as galerias analisadas. Estes resultados estão demonstrados através de gráficos, no item 5.6 (Fig. 57).

A investigação sobre a distribuição de ocorrências combinadas de marés astronômicas e meteorológicas significativas [positivas] foi parcialmente contemplada pelo levantamento das ocorrências históricas que resultaram em saturação do sistema de drenagem. Além disto, foram utilizados os registros máximos de mesma distribuição sazonal de cada componente [astronômico e meteorológico] da maré, na elaboração de cenários hipotéticos, onde são

apresentados os níveis máximos de maré total, que podem ser experimentados na região. Estes cenários são demonstrados graficamente no item 5.7 (Fig. 58).

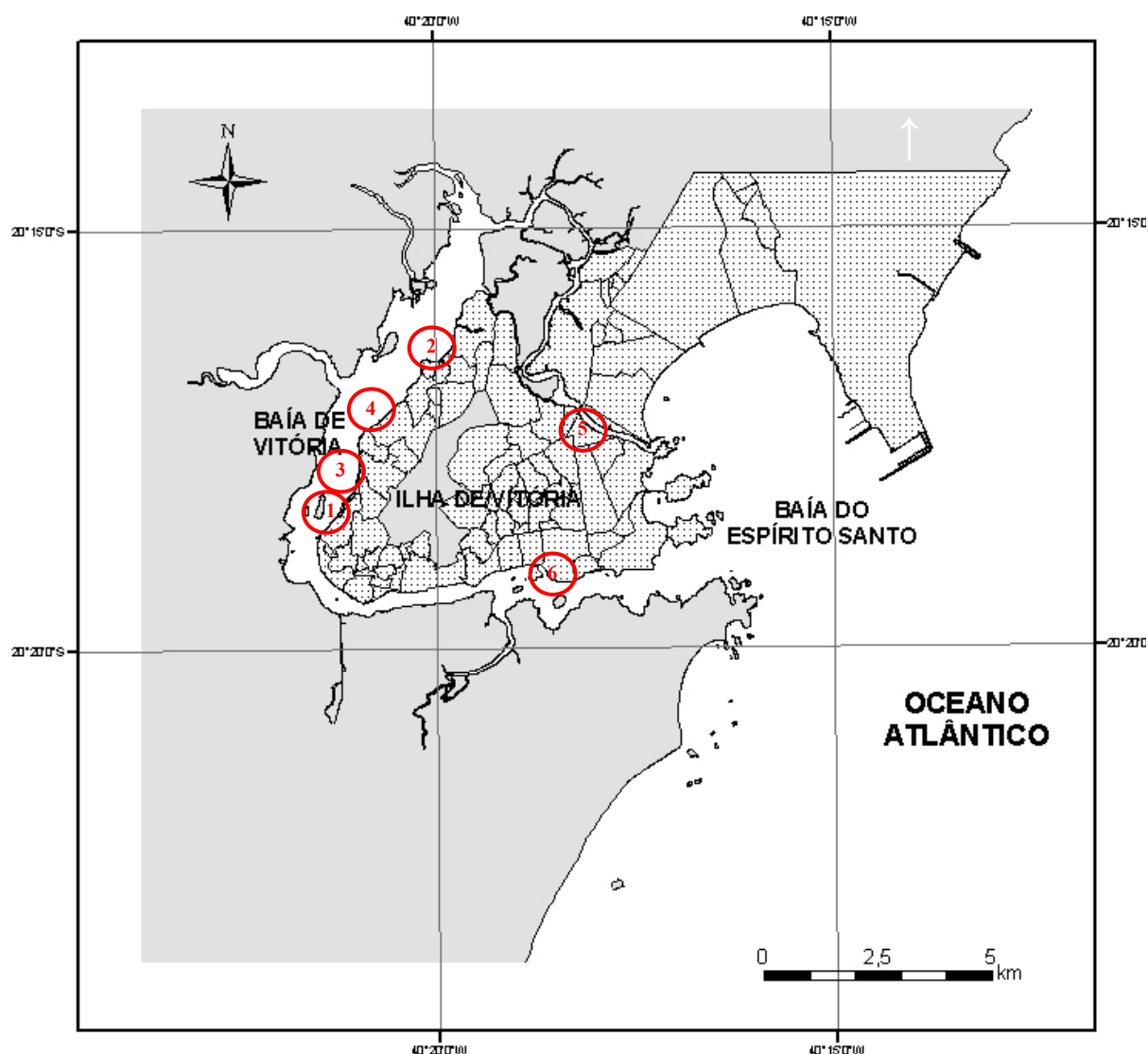


Figura 23. Localização dos pontos de descarga das seis galerias de drenagem analisados quanto à saturação da capacidade de drenagem por ação da maré: (1) Bairro Bela Vista; (2) Bairro Santo André; (3) Bairro Inhanguetá; (4) Bairro Grande Vitória; (5) Bairro Barro Vermelho; e (6) Bairro Bento Ferreira. As áreas em cinza claro correspondem aos bairros do Município de Vitória. Fonte: Prefeitura Municipal de Vitória.

(a)



(b)



Figura 24. (a) Localização e (b) vista *in situ* do ponto de descarga da galeria de drenagem da Rua Aderbal Athaíde Guimarães, no Bairro Bela Vista, zona Oeste da Ilha de Vitória.

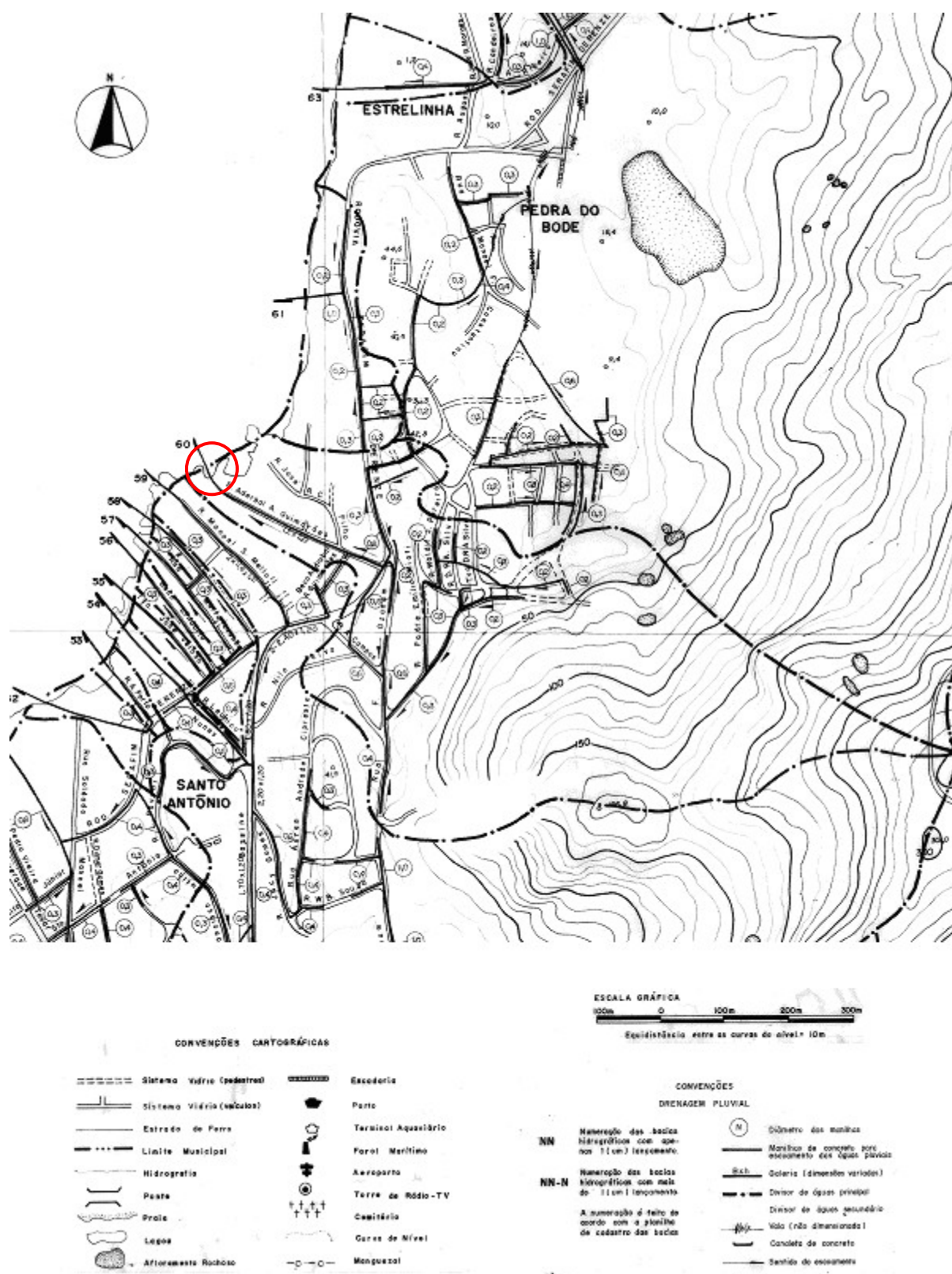
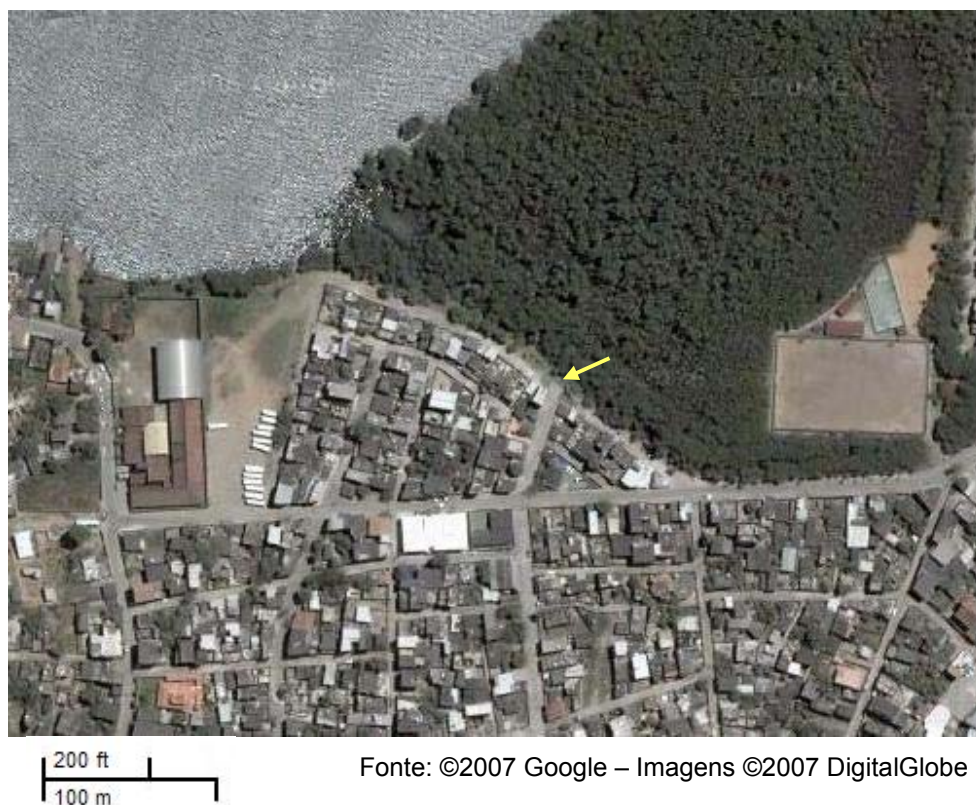


Figura 25. Localização da galeria, rede e bacia de drenagem do Bairro Bela Vista, na zona Oeste de Vitória. Fonte: Prefeitura Municipal de Vitória.

(a)



(b)



Figura 26. (a) Localização e (b) vista *in situ* do ponto de descarga da galeria de drenagem da Rua Wilson Toledo, no Bairro Santo André, zona Oeste da Ilha de Vitória.

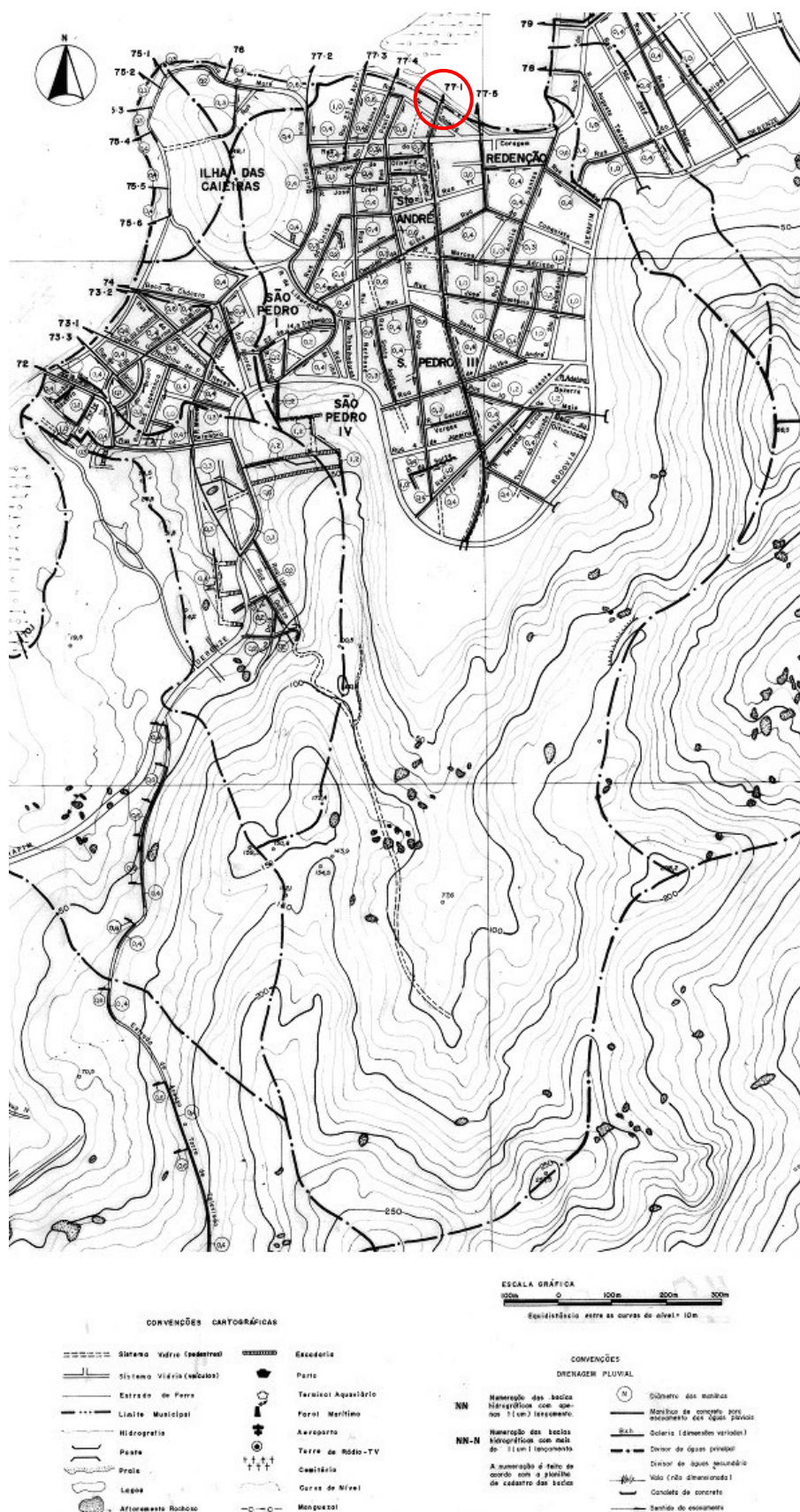


Figura 27. Localização da galeria, rede e bacia de drenagem do Bairro Santo André, na zona Oeste de Vitória. Fonte: Prefeitura Municipal de Vitória.

(a)



Fonte: ©2007 Google – Imagens ©2007 DigitalGlobe

(b)



Figura 28. (a) Localização e (b) vista *in situ* do ponto de descarga da galeria de drenagem da Rua da Galeria, no Bairro Inhanguetá, zona Oeste da Ilha de Vitória.

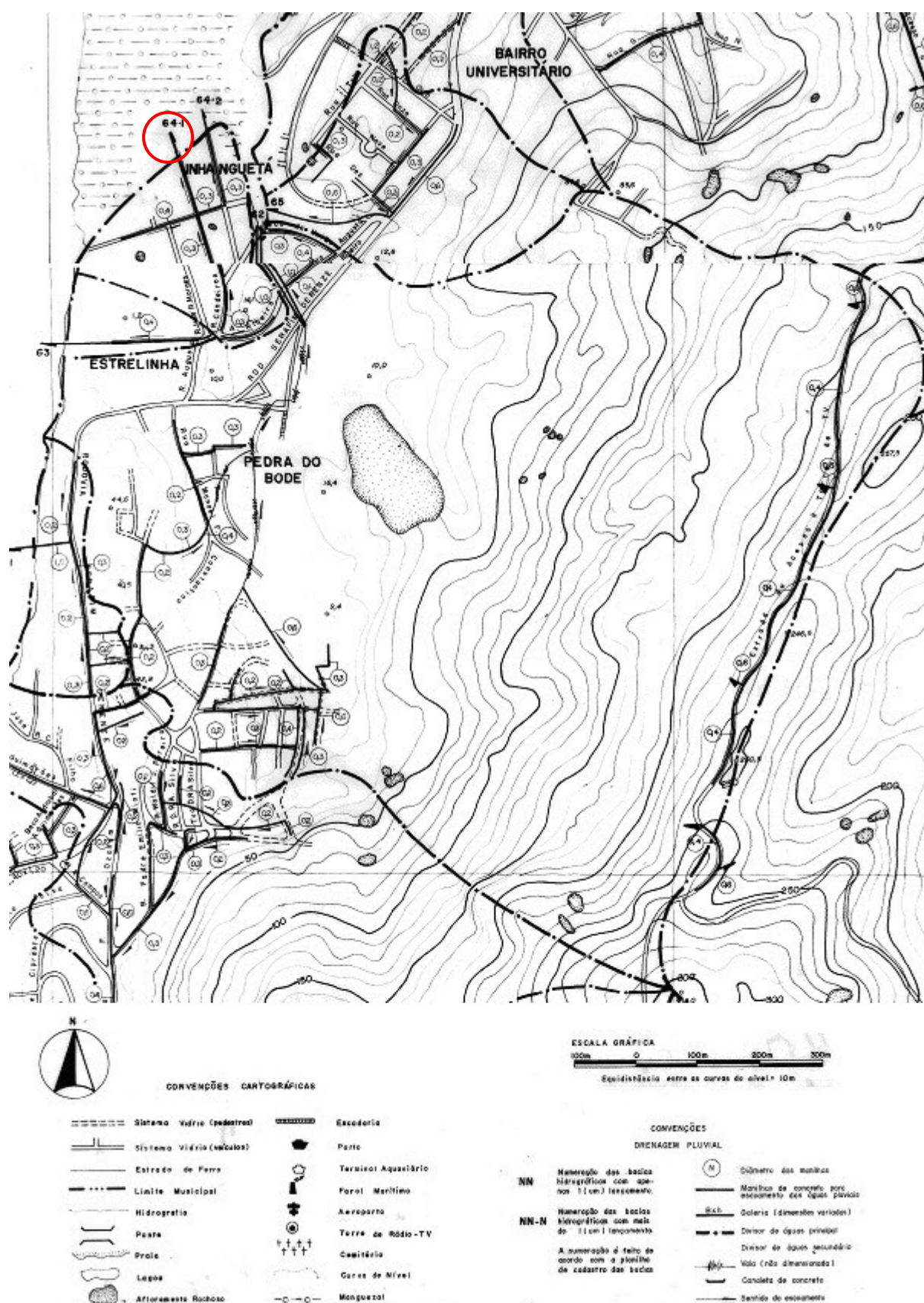


Figura 29. Localização da galeria, rede e bacia de drenagem do Bairro Inhanguetá, na zona Oeste de Vitória. Fonte: Prefeitura Municipal de Vitória.

(a)



200 ft
100 m

Fonte: ©2007 Google – Imagens ©2007 DigitalGlobe

(b)



Figura 30. (a) Localização e (b) vista *in situ* do ponto de descarga da galeria de drenagem da Rua da Galeria, no Bairro Grande Vitória, zona Oeste da Ilha de Vitória.

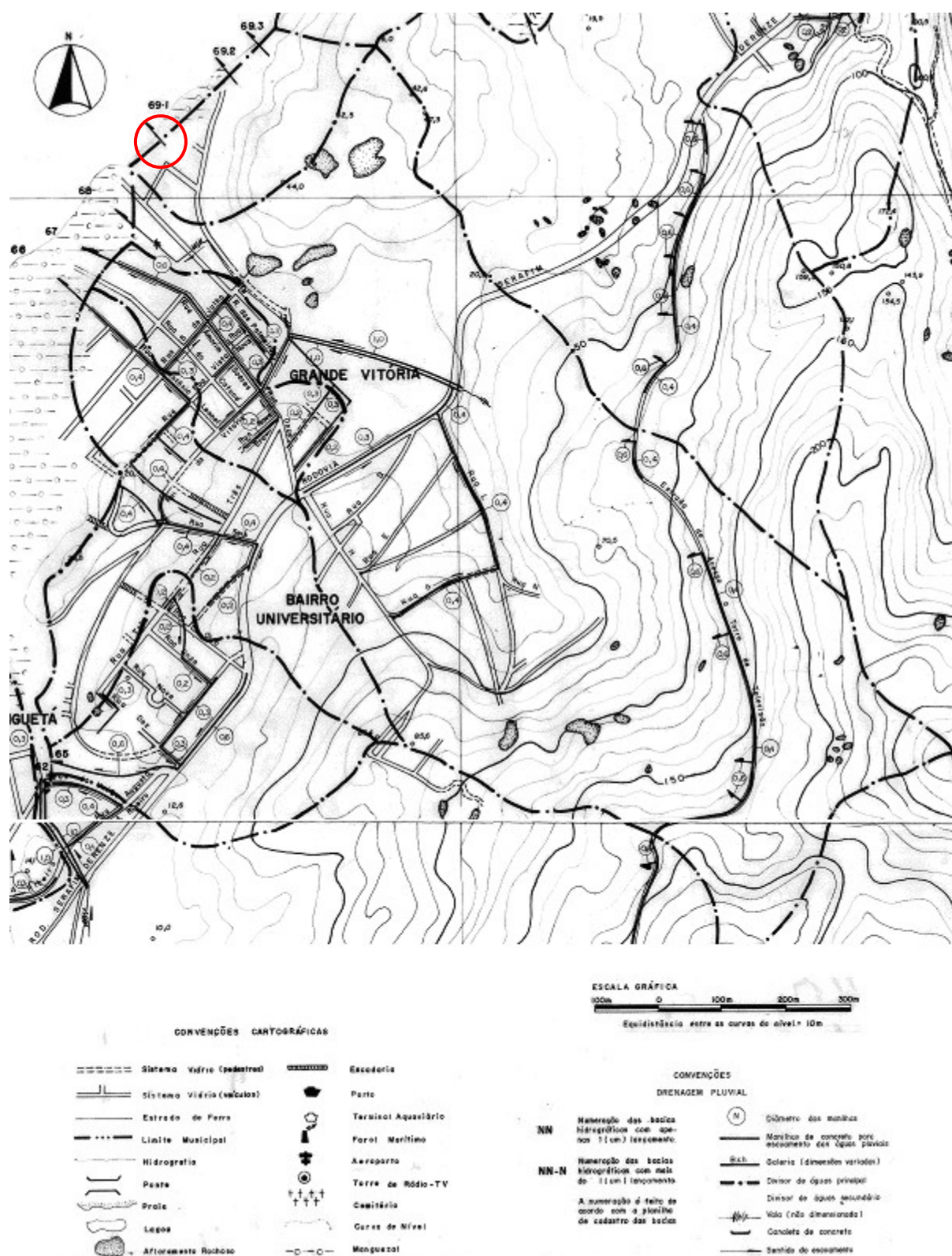


Figura 31. Localização da galeria, rede e bacia de drenagem do Bairro Grande Vitória, na zona Oeste de Vitória. Fonte: Prefeitura Municipal de Vitória.

(a)



Fonte: ©2007 Google – Imagens ©2007 DigitalGlobe

(b)



Figura 32. (a) Localização e (b) vista *in situ* do ponto de descarga, no Canal da Passagem, da galeria de drenagem do Bairro Barro Vermelho, zona Norte da Ilha de Vitória.

(a)



(b)



Figura 34. (a) Localização e (b) vista *in situ* do ponto de descarga, no Canal Principal da Baía de Vitória (junto à Ilha da Fumaça), da galeria de drenagem do Bairro Bento Ferreira, zona Sul da Ilha de Vitória.

4.2. DADOS E EQUIPAMENTOS

4.2.1. Dados

Foram utilizadas as seguintes séries de dados maregráficos, meteorológicos e dimensionais:

- registros originais da altura da maré [$O(t)$ (m)] incidente sobre a Baía do Espírito Santo (ES), Brasil, obtidos a intervalos de 10 min, para os períodos de 14/07/2000 à 02/02/2005 e 17/08/2006 à 01/06/2007;
- alturas da maré total [$X(t)$ (m)], componentes astronômicas da maré [$T(t)$ (m)] e componentes não astronômicas da maré [$S(t)$ (m)], incidentes sobre a Baía do Espírito Santo, calculadas para os mesmos períodos e intervalos acima citados⁵;
- pressão atmosférica [PA (hPa)] incidente sobre a região costeira da Baía do Espírito Santo, registrada a cada hora cheia, para o período de 25/11/2002 a 25/03/2005;
- direção e intensidade do vento [W (m.s⁻¹)] incidente sobre a região costeira da Baía do Espírito Santo, registrado a cada hora cheia, para o período de 25/11/2002 a 19/11/2004;
- alturas de seis galerias da rede de drenagem pluvial do município de Vitória;
- altura da coluna d'água, no ponto de descarga das seis galerias de drenagem acima citadas (quatro medições).

4.2.2. Equipamentos e programas computacionais

Foram utilizados os seguintes equipamentos e programas computacionais:

⁵ Dados parcialmente divulgados no XII Congresso Latino Americano de Ciências do Mar, realizado em Florianópolis, de 15 a 19 de abril de 2007 (NUNES e RIGO, 2007).

- Marégrafo de pressão, ou linígrafo, modelo W15 (*Water Level Logger*), fabricante *Global Water Instrumentation*, instalado na Baía do Espírito Santo, ES, Brasil [no Píer 3 da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), Porto de Tubarão], nas coordenadas 20°17.30'S / 040°14.40'W ;
- Programa computacional PACMARE, desenvolvido por Franco (2000), para análise dos componentes harmônicos e previsão de maré, a partir de registros de variações da maré;
- Programa computacional GRAPHER, para apresentação gráfica de dados.
- Programas computacionais R e Excel, para tratamento estatístico de dados.

5. RESULTADOS

5.1. BANCO DE DADOS SOBRE REGISTROS DO NÍVEL DO MAR, INTENSIDADE E DIREÇÃO DO VENTO E PRESSÃO ATMOSFÉRICA.

5.1.1. Registros maregráficos e maré total observada

A consolidação dos dados sobre a maré incidente na região, obtidos a partir dos registros de mareógrafo de pressão instalado no Porto de Tubarão, ES, resultou em um total de 281.011 registros originais de alturas observadas da variação do nível do mar [$O(t)$ (m)], a intervalos de 10 min, para os períodos de 14/07/2000 a 02/02/2005 [239.580 registros] e 17/08/2006 à 01/06/2007 [41.431 registros], e nas correspondentes alturas da maré [$X(t)$ (m)] relacionadas ao zero hidrográfico adotado para a região pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil - DHN (dados matidos em meio digital).

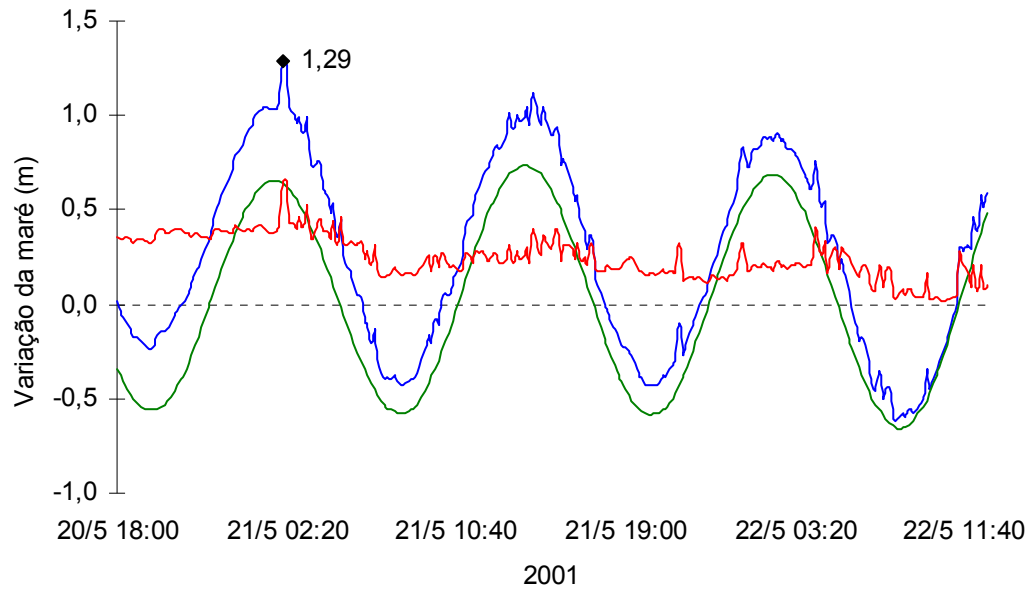
No primeiro período [2000-05], a maior variação positiva da maré [$\Delta X(t)$ (m)], em relação à média das alturas observadas [variação zero nas Figuras 36.a e 36.b], foi de 1,29 m, às 02h 10min do dia 21/05/2001 (Figura 36.a) e a maior variação negativa foi de -1,31 m, às 09h 30min do dia 19/08/2001 (Figura 36.b). Estes valores corresponderam, respectivamente, às alturas de maré $X(t) = 2,10$ m e $X(t) = -0,50$ m.

No segundo período [2006-07], a maior variação positiva da maré [$\Delta X(t)$ (m)], em relação à média das alturas observadas, foi de 1,06 m, às 02h 40min do dia 08/09/2006 e a maior variação negativa foi de -1,06 m, às 08h 30min do dia 06/10/2006. Estes valores corresponderam, respectivamente, às alturas de maré $X(t) = 1,92$ m e $X(t) = -0,20$ m.

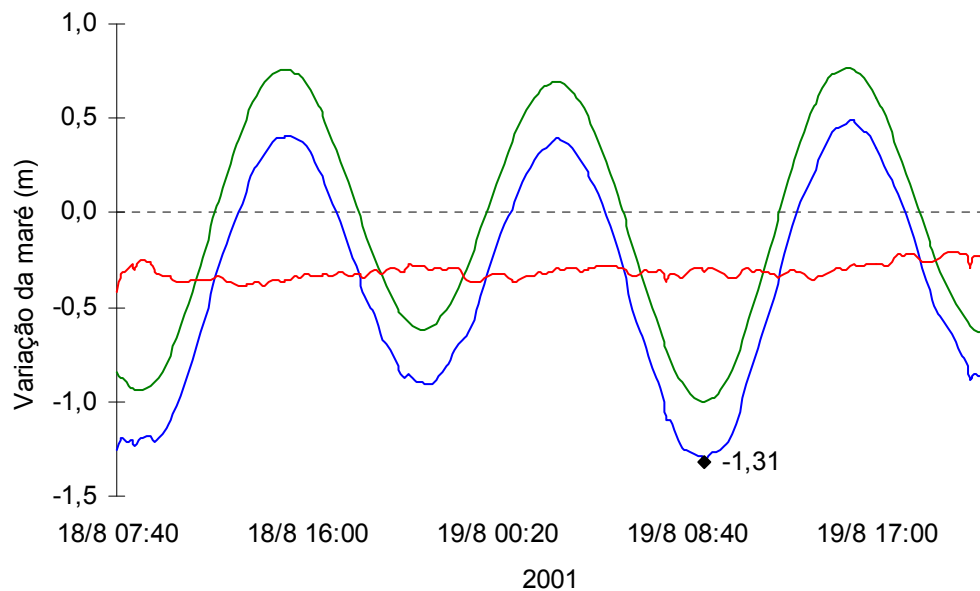
O nível médio do mar (NMM) obtido para a região, através do aplicativo NIMED, do programa PACMARE (FRANCO, op. cit) para o período de 14/07/2000 a 02/02/2005 foi 81,61 cm, ou seja, coerente com o NMM ($Z_0 = 82$ cm) determinado pela DHN para a Estação Maregráfica do Porto de Tubarão (FEMAR). Entre 17/08/2006 e 01/06/2007, este nível têm se mantido em 86 cm, ou seja 4 cm superior ao NMM

proposto para a região pela DHN. As variações das médias mensais do nível médio do mar e da maré astronômica prevista, para a área de estudo, podem ser observadas na Figura 37 (pg. 89). Nesta demonstração gráfica da média mensal da

(a)



(b)



— Maré total observada — Maré astronômica — Maré meteorológica

Figura 36. Maiores variações (a) positiva e (b) negativa da maré total observada $[X(t)]$ na Baía do Espírito Santo, ES, Brasil, no período 2000 – 2005 e valores correspondentes das componentes astronômica e meteorológica.

maré astronômica na Baía do Espírito Santo, ao longo dos períodos de 2000-2005 e de 2006-2007, é possível observar o padrão sazonal de suas variações, com os maiores valores médios ocorrendo durante os meses de março e os menores, entre setembro e outubro de cada ano. A observação paralela das médias, também mensais, da maré total observada na baía ao longo dos mesmos períodos permite visualizar, embora de forma não detalhada, o sentido e a escala de influência dos fatores não astronômicos na composição desta maré total.

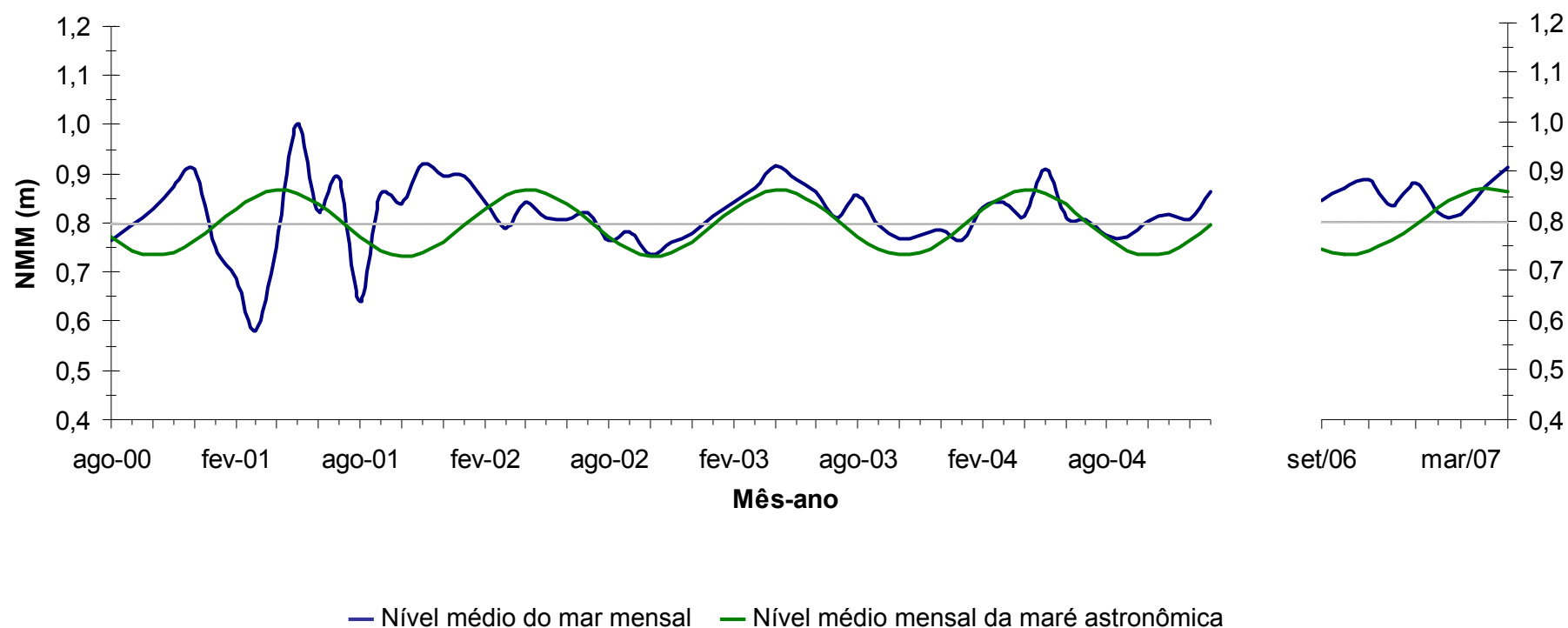


Figura 37. Variações do nível médio do mar (NMM) mensal e da média mensal da maré astronômica prevista para a Baía do Espírito Santo, para os períodos de ago-2000 a jan-2005 e de set-2006 a maio-2007.

5.1.2. Direção e intensidade do vento

A consolidação dos dados sobre o vento incidente na região, obtidos através da REDEMET, resultou em 20.432 registros horários da direção $[DW]$ e intensidade do vento $[W]$ no período de 25/11/2002 à 25/03/2005, originalmente expressos em graus [a partir do Norte verdadeiro] e em nós $[Kt]$. Respectivamente, foram obtidas as componentes de vento paralelas à costa $[Wy (m s^{-1})]$ (dados mantidos em meio digital).

Uma análise de frequência dos registros de direção e intensidade do vento indicou que os ventos de superfície, na região litorânea de Vitória, sopram predominantemente de NE (41,7%), com intensidade média de $4,55 m s^{-1}$ e intensidade máxima de $30,86 m s^{-1}$ registradas no período, seguido pelos ventos de NW (23%), SW (21%) e SE (14%) (Tabela 2).

Tabela 2: Frequência, velocidade média e máxima do vento na região da Baía do Espírito Santo (ES), Brasil, entre 25/11/2002 à 25/03/2005.

Quadrante	Frequência	Velocidade média do Vento	Velocidade máxima do Vento
	(%)	W médio ($m s^{-1}$)	W máx ($m s^{-1}$)
NE	41,73	4,29	15,43
SE	14,34	4,55	30,87
SW	20,64	3,61	12,86
NW	23,29	3,17	12,86

Uma análise sazonal do regime de ventos (Figuras 38 e 39), considerando os dados acumulados em cada mês de 2003 e 2004, indicou sua predominância do quadrante NE em todos os períodos, com exceção de maio, onde ventos do quadrante SW foram mais freqüentes. As maiores frequências dos ventos NE foram verificadas nos meses de primavera e verão, período em que os ventos deste quadrante também apresentaram as suas maiores intensidades. Os ventos do setor Sul [quadrantes SE

e SW] apresentaram um aumento em suas freqüências nos meses de outono e inverno, mas o aumento em sua intensidade média foi verificado apenas no inverno [julho e agosto]. Ventos de todos os quadrantes apresentaram as maiores velocidades médias na primavera, entre outubro e novembro.

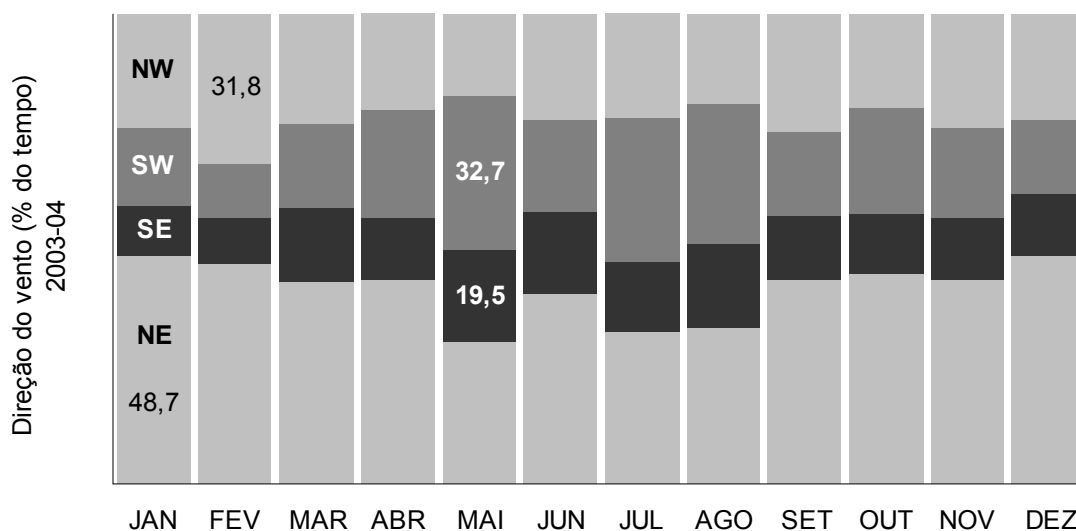


Figura 38. Direção predominante do vento, por quadrante: percentual acumulado para os anos de 2003 e 2004.

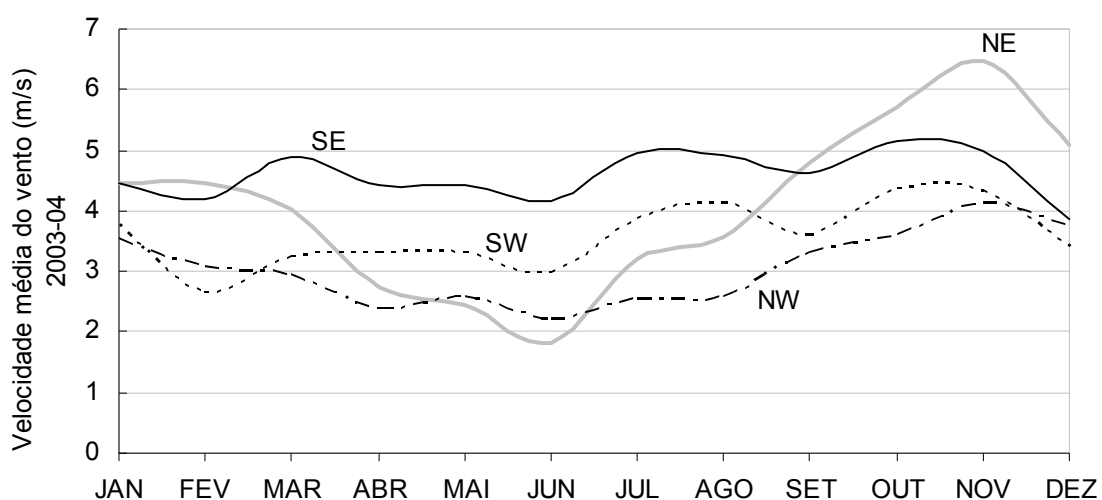


Figura 39. Velocidade média do vento, por quadrante, segundo valores acumulados para os anos de 2003 e 2004.

5.1.3. Pressão atmosférica

Os dados sobre pressão atmosférica na região de Vitória, também obtidos através da REDEMET, para o período de 25/11/2002 à 19/11/2004, totalizaram 17.420 registros horários da pressão atmosférica [PA] reduzida ao nível médio do mar, expressos em hectopascals (hPa), a partir dos quais foram obtidas as variações horárias da pressão atmosférica, em relação à pressão atmosférica padrão ao nível do mar, ou pressão normal, de 1013,2 hPa (dados mantidos em meio digital). A pressão média para o período foi 1016,1 hPa, superando em 2,9 hPa, portanto, a pressão normal. A menor pressão atmosférica registrada foi de 1011,8 hPa, e a maior foi de 1021,1 hPa, resultando em uma variação máxima para a região equivalente a 26 hPa.

Uma análise das médias mensais dos registros de pressão atmosférica indicou a existência de claros padrões sazonais de variação da pressão atmosférica na região litorânea de Vitória, com maiores valores médios [mensais] no inverno e início da primavera [junho a setembro] e menores valores no verão (Figura 40).

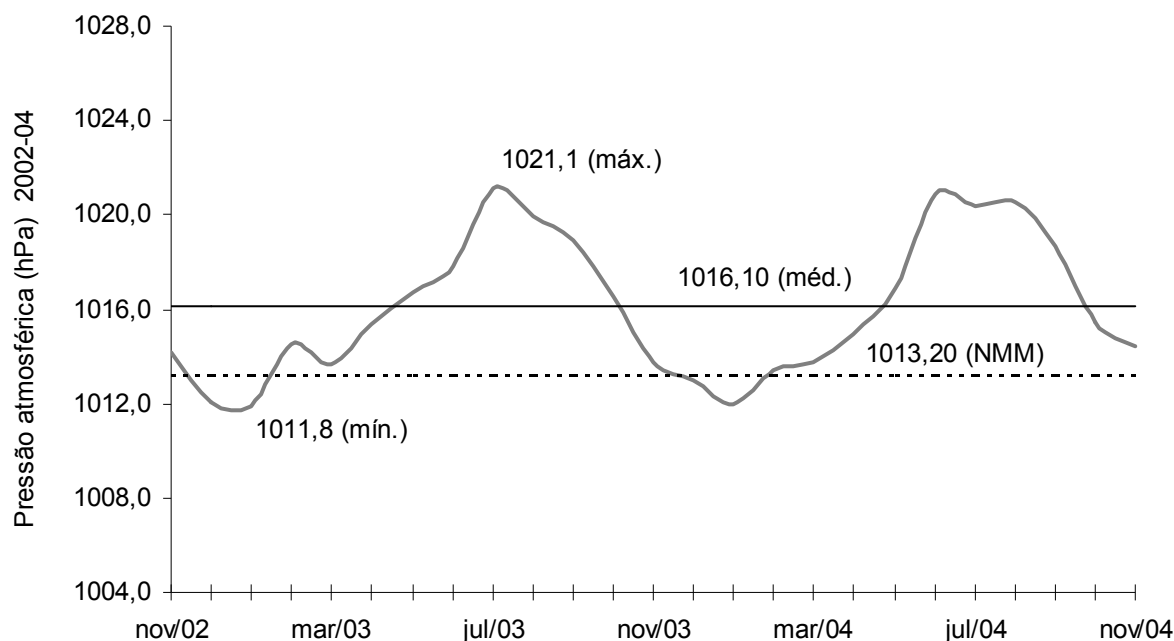


Figura 40. Pressão atmosférica [média mensal], entre novembro de 2002 e novembro de 2004.

5.2. MARÉ ASTRONÔMICA NA BAÍA DO ESPÍRITO SANTO

A determinação da maré astronômica para a região, obtida a partir dos 64 componentes harmônicos mais significativos (Tabela 3) determinados a partir da análise harmônica da maré, resultou em valores representativos dos componentes harmônicos da maré [$T(t)$ (m)] devidos às forças astronômicas, determinados a intervalos de 10 min, a partir de cada hora cheia, para os períodos de 14/07/2000 à 02/02/2005 [239.580 valores] e 17/08/2006 à 01/06/2007 [41.431 valores] (dados mantidos em meio digital).

No primeiro período [2000-05], a maior variação positiva da maré astronômica obtida para a região [em relação a um nível médio do mar igual a zero], foi de 0,930 m, às 14h 50min do dia 16/04/2003, enquanto a maior variação negativa foi de -1,04 m, às 09h 00min do dia 17/09/2001, valor que se repetiu às 09h 20min do dia 07/09/2002. Estas variações corresponderam, respectivamente, à marés astronômicas de 1,74 m e -0,23 m.

No segundo período [2006-07], a maior variação positiva da maré astronômica obtida para a região, foi de 0,95 m, na primeira preamar do período de Lua nova que se iniciou em 19/03/2007, enquanto a maior variação negativa foi de -1,05 m, na terceira baixa mar do período de Lua cheia que se iniciou em 07/09/2006. Estas variações corresponderam, respectivamente, a marés astronômicas de 1,76 m e -0,24 m.

Tabela 3: Constantes harmônicas selecionadas a partir da análise harmônica dos registros de maré incidente sobre a Baía do Espírito Santo, ES, Brasil.

Estação maregráfica: Baía do Espírito Santo					
Localização: Porto de Tubarão – Pier 3.					
Coordenadas geográficas: 20° 18,0' S / 040° 15,0' W					
Equipamento: Linígrafo W15 (<i>Global Water Instrumentation</i>)					
Análise Harmônica: Franco (2000)					
Período analisado: 10/04/2003 à 31/12/2003					
Classificação da maré: Semidiurna					
Nº. de componentes: 64					
Nível médio do mar (Z ₀): 81,61 cm (acima do NR)					
CONSTANTES HARMÔNICAS SELECIONADAS					
Componente	Semi-amplitude (cm)	Fase (°)	Componente	Semi-amplitude (cm)	Fase (°)
2Q1	0.34	21.67	MK3	0.10	97.59
SIGMA1	0.36	61.39	2MQ3	0.15	140.72
Q1	2.41	67.60	SP3	0.25	195.31
RO1	0.39	64.12	S3	0.12	144.14
O1	8.62	94.94	SK3	0.34	190.53
M1	0.75	158.74	N4	0.11	359.23
P1	1.46	153.02	3MS4	0.10	351.58
S1	0.64	148.22	MN4	0.40	32.43
K1	5.18	157.09	M(NU)4	0.11	74.69
PSI1	0.38	153.11	M4	0.81	67.68
J1	0.21	132.86	SN4	0.12	79.69
OO1	0.19	350.66	3MN4	0.10	324.61
OQ2	0.20	172.26	MS4	0.35	145.33
MNS2	0.46	71.77	MK4	0.10	144.42
MNK2S2	0.22	134.50	S4	0.12	306.57
2N2	1.52	111.78	MNO5	0.09	283.72
MU2	1.99	91.00	MNK5	0.08	22.74
N2	6.64	96.64	2MK5	0.07	80.40
NU2	1.10	89.07	2MN6	0.16	300.72
OP2	0.40	16.71	M6	0.09	342.48
MTS2	0.58	155.41	2MS6	0.08	39.27
M2	45.34	87.65	3MSN6	0.10	189.65
MKS2	0.69	129.96	M8	0.10	107.52
L2	1.11	117.63	2MSN8	0.08	142.30
T2	1.08	110.62	3MS8	0.16	230.72
S2	20.65	99.34	MSNK8	0.07	183.78
R2	0.33	86.68	2M2S8	0.12	320.96
K2	6.24	92.45	2MSK8	0.08	314.68
KJ2	0.66	281.93	S8	0.10	37.43
2SM2	0.31	292.27	3MSO9	0.10	189.89
MO3	0.18	348.10	4MSK11	0.09	320.10
M3	0.55	95.40	Sa	6.73	29.44

(*) Obtido para o período de 14/07/2000 a 02/02/2005.

5.3. MARÉ METEOROLÓGICA NA BAÍA DO ESPÍRITO SANTO

A determinação dos componentes não astronômicos da maré incidente na Baía do Espírito Santo, obtida como resultado da diferença entre a maré astronômica e a maré efetivamente registrada [$S(t) = X(t) - Z_0(t) - T(t)$] (equação 2, p. 30), resultou em duas séries de componentes [$S(t)$ (m)], determinados a intervalos de 10 min, a partir de cada hora cheia, para os períodos de 14/07/2000 à 02/02/2005 [239.580 registros] e 17/08/2006 à 01/06/2007 [41.431 registros] (dados mantidos em meio digital).

A análise da frequência dos valores médios horários destes componentes, (Figuras 41.a e 41.b), apontou, ao longo dos período 2000-05, a predominância de eventos positivos de marés meteorológicas, praticamente limitados à faixa de 40 cm de altura, com exceção de dois eventos, que atingiram a faixa de 50 cm. Neste período, verificou-se que, apesar de em menor número, os eventos de maré meteorológica negativa avançaram para faixas de valores mais significativos: até -60 cm. No período 2006-07, a distribuição entre marés meteorológicas positivas e negativas se mostrou mais equilibrada, nunca avançando além da faixa de 40 cm.

O desvio padrão, medida de referência geral do grau de influência dos efeitos meteorológicos na variação do nível do mar, foi de 11,21 cm, para o período 2000-05, e 9,68 cm no período 2006-07, segundo valores obtidos através do aplicativo NIMED, do programa computacional PACMARE (FRANCO, op. cit.). Esta medida é normalmente associada às características gerais do sítio de observação das variações do nível do mar, sendo o ambiente de localização do marégrafo caracterizável como limítrofe à área de plataforma continental de águas pouco profundas, no limite superior das baixas latitudes.

A análise das variações mensais dos eventos de maré meteorológica, considerado o período de quatro anos inteiros de 2000 à 2004 (Figura 42) indicou o predomínio de eventos positivos significativos [definido como médias horárias de alturas acima de 0,35 m = 3 desvios padrão] no final do outono e início do inverno [maio e junho] e na transição do inverno para o a primavera [setembro]. Os eventos de maré meteorológica negativa mais significativos [médias horárias menores que -0,35 m] ficaram circunscritos aos meses de verão e outono, de fevereiro a abril.

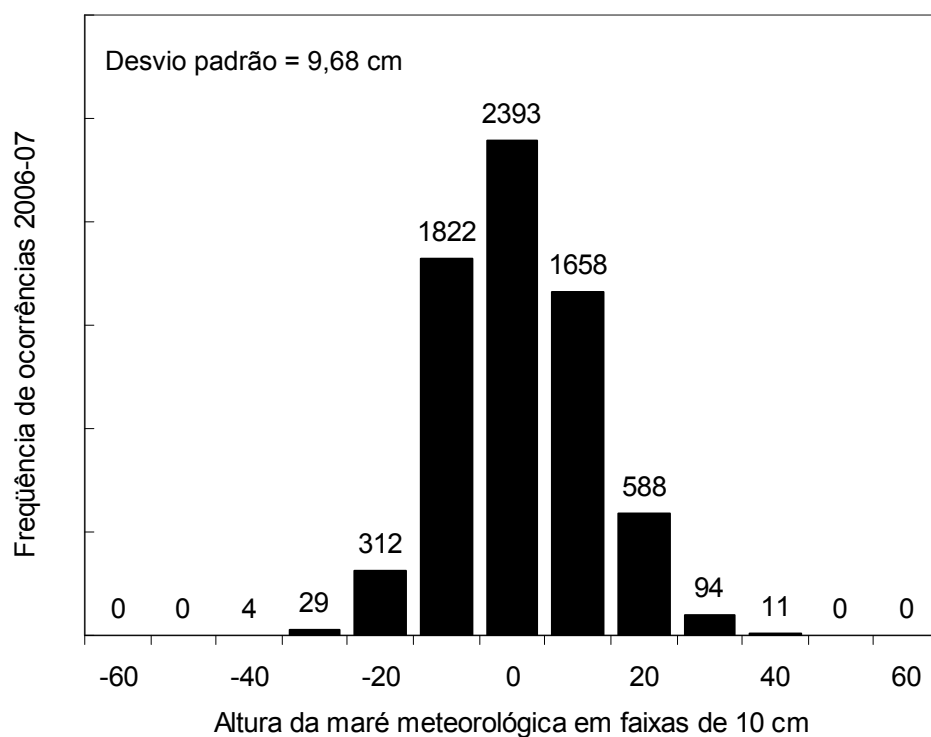
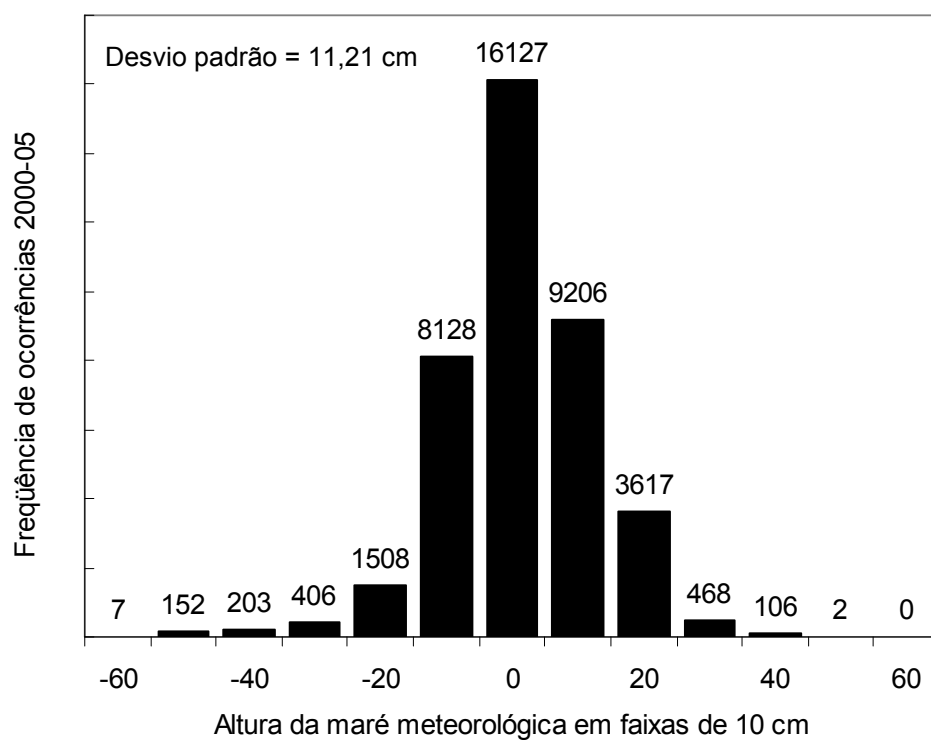


Figura 41. Histograma da maré meteorológica na Baía do Espírito Santo [média horária], em intervalos de 10 cm para os períodos de (a) 2000-2005 e (b) 2006-2007.

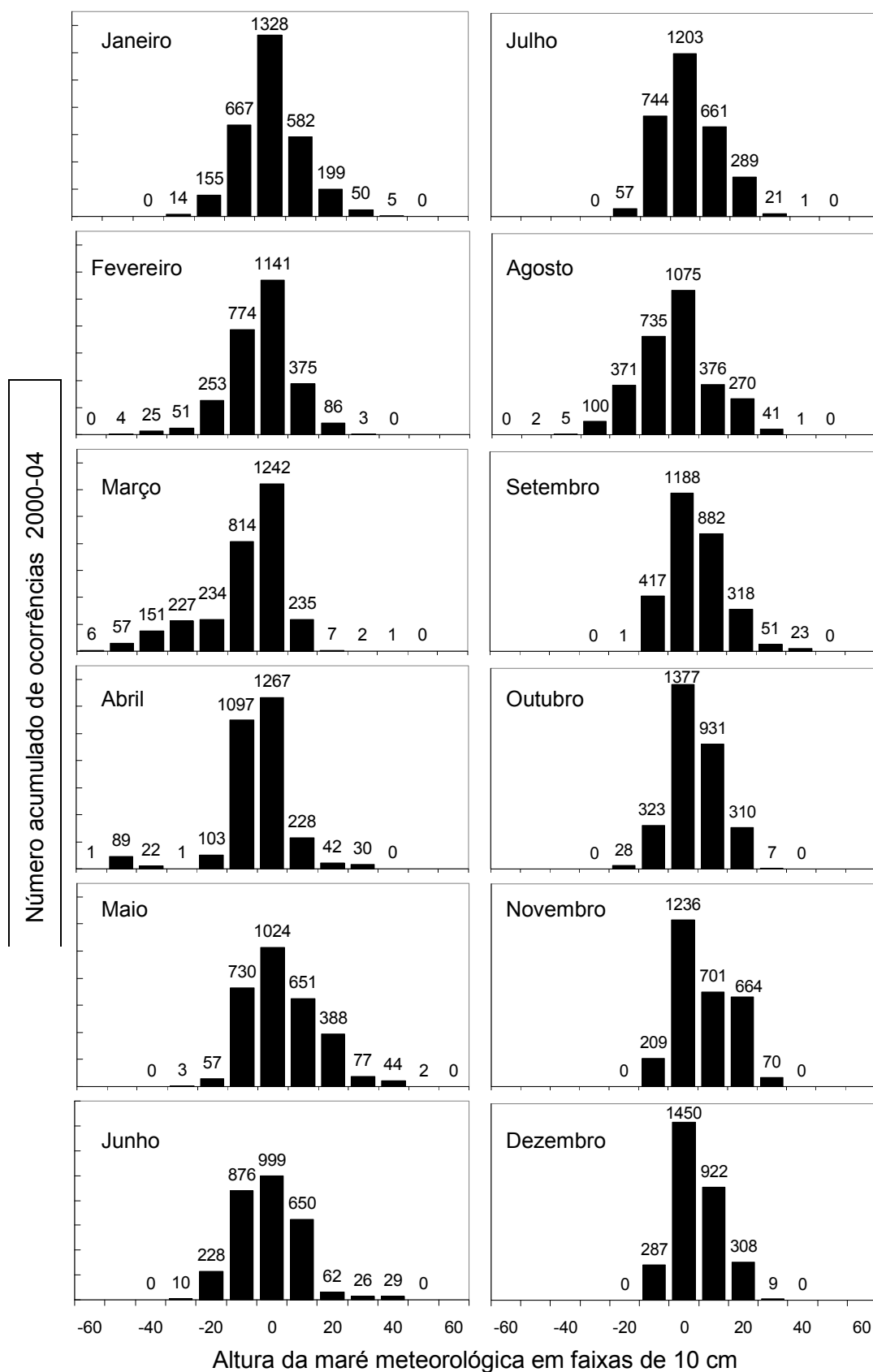


Figura 42. Variações mensais na frequência das ocorrências de maré meteorológica na Baía do Espírito Santo [média horária] entre janeiro de 2000 a dezembro de 2004.

O maior valor positivo encontrado da componente não astronômica da maré, para o período 2000-2005, foi de 0,65 m (Figura 43.a), enquanto o maior valor negativo desta componente foi de -0,63 m (Figura 43.b), observando-se que tais dados não foram expostos à filtragem. Entretanto, uma observação mais detalhada das séries de dados associados a estes eventos permitiu verificar, no caso do evento positivo, sua coerência com o estado do mar, o qual apresentou agitação e variações significativas no seu nível, por um período de 19 horas.

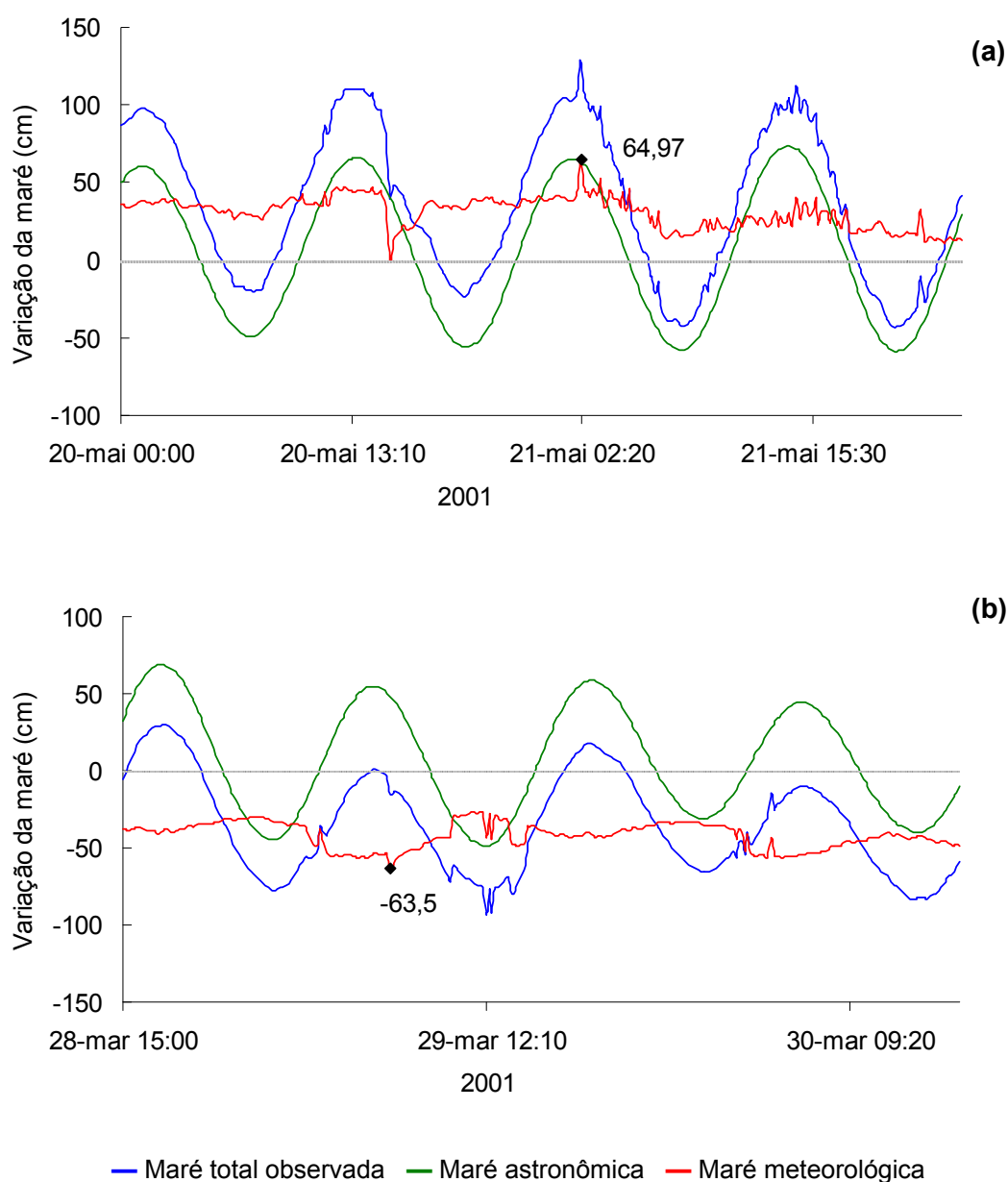


Figura 43. Maiores valores (a) positivo e (b) negativo da componente não astronômica da maré, da maré incidente na Baía do Espírito Santo, entre julho de 2000 e fevereiro de 2005.

5.4. MARÉS METEOROLÓGICAS E PRESSÃO ATMOSFÉRICA

O índice de correlação linear de Pearson [ρ], entre a média diária das variações da componente não astronômica da maré [maré meteorológica] e a média diária das variações [inversas] da pressão atmosférica em torno da pressão média ao nível do mar, de 1013,2 hPa, para o período de 25/11/2002 à 19/11/2004, foi de -0,08. Sua interpretação indicou fraca correlação inversa entre os dados, enquanto um claro efeito do barômetro invertido sobre o nível do mar demandaria um índice positivo, próximo a 1,0 [segundo a relação de 1,0 cm de variação positiva no nível para cada 1,0 hP de queda da pressão atmosférica]. Este índice de correlação, em alguns períodos mais restritos, mostrou-se mais elevado, como demonstrado na Figura 44, para o período de 10/04/2004 à 18/04/2004, onde o índice de correlação entre os registros horários de pressão atmosférica e as médias horárias da componente não astronômica da maré variou de 0,70, até um máximo de 0,82.

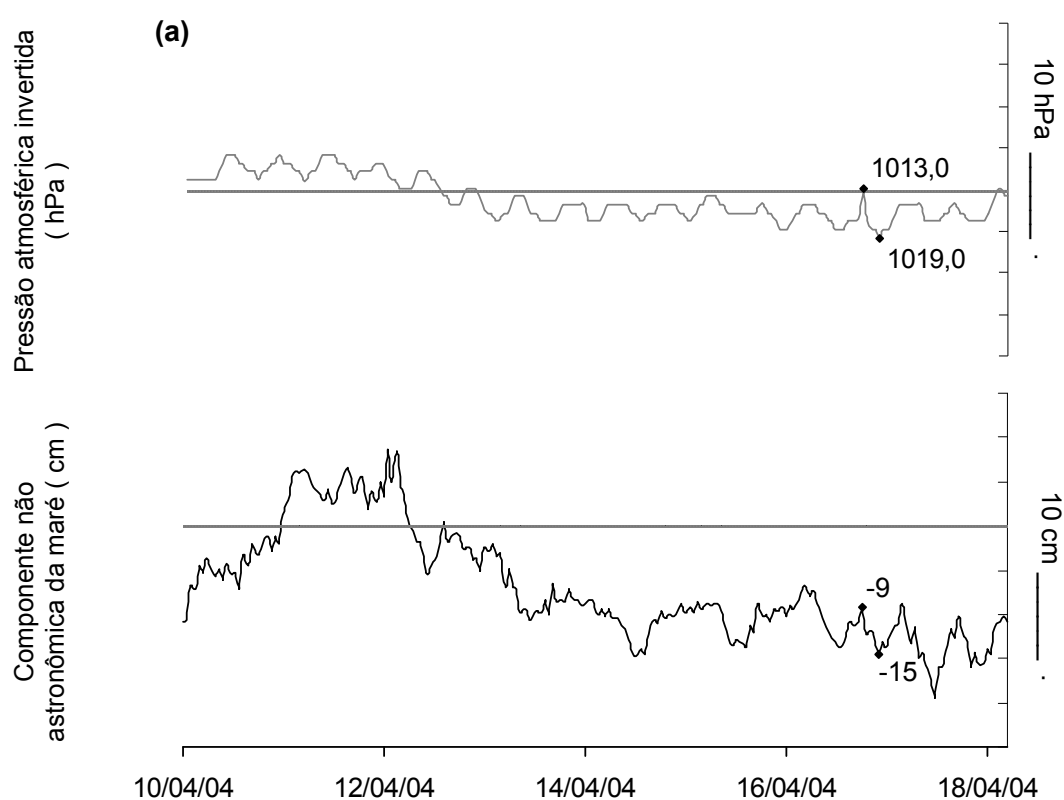


Figura 44. (a) Registros horários da pressão atmosférica e (b) variações da componente não astronômica da maré observada [médias horárias] na Baía do Espírito Santo, para uma semana de abril de 2004.

5.5. MARÉS METEOROLÓGICAS E VENTO

O índice de correlação linear de Pearson entre as variações de intensidade da componente do vento paralela à costa e as variações da componente não astronômica da maré observada [médias diárias], para o período de 25/11/2002 a 02/02/2005, foi de -0,45, indicando média correlação inversa entre a totalidade das séries de dados. Entretanto, a correlação das séries de dados relativas a períodos mais restritos [30 dias], permitiu a visualização da variação deste índice ao longo de todo o período (Figura 45) e a identificação de períodos onde este índice de correlação oscilou entre -0,8 e -0,9 (Figuras 46 e 47), indicando grande correlação inversa entre esta componente do vento e as ocorrências de maré meteorológica. A correlação inversa entre os dados, demonstrou o papel preponderante do transporte de Ekman na geração de marés meteorológicas incidentes na região da Baía do Espírito Santo, uma vez que as componentes de vento dos quadrante SW e SE, geradoras de marés meteorológicas positivas em costas orientais no Hemisfério Sul, assumem valores trigonométricos negativos, assim como as componentes que sopram dos quadrantes NW e NE, geradoras de marés meteorológicas negativas, assumem valores trigonométricos positivos.

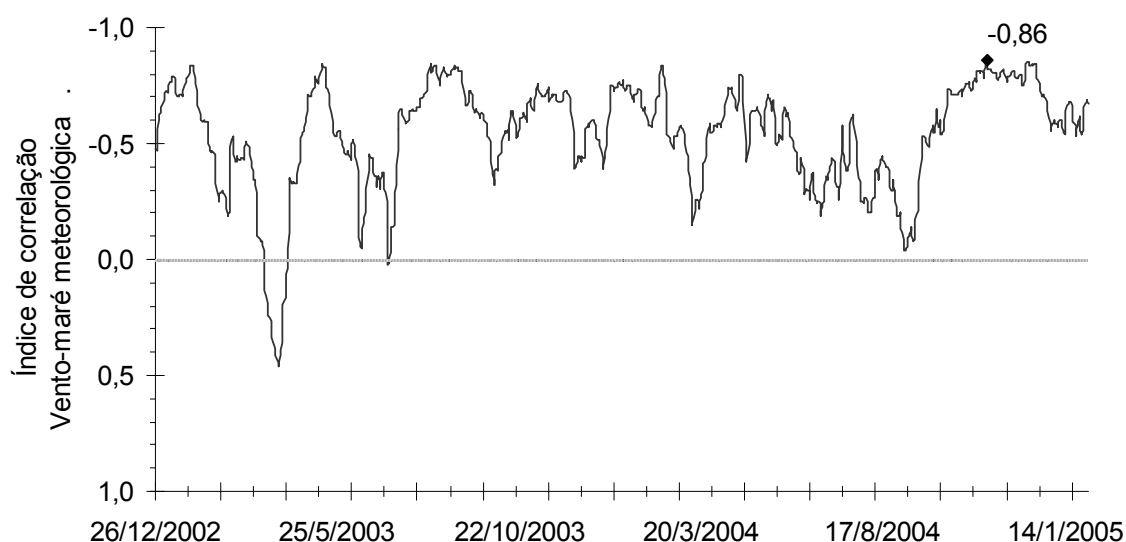


Figura 45. Variação do índice de correlação linear de Person, obtido para séries de 30 dias, entre as médias diárias da componente do vento [paralela à costa] e médias diárias da componente não astronômica da maré, incidentes na Baía do Espírito Santo, entre nov-2002 e fev-2005.

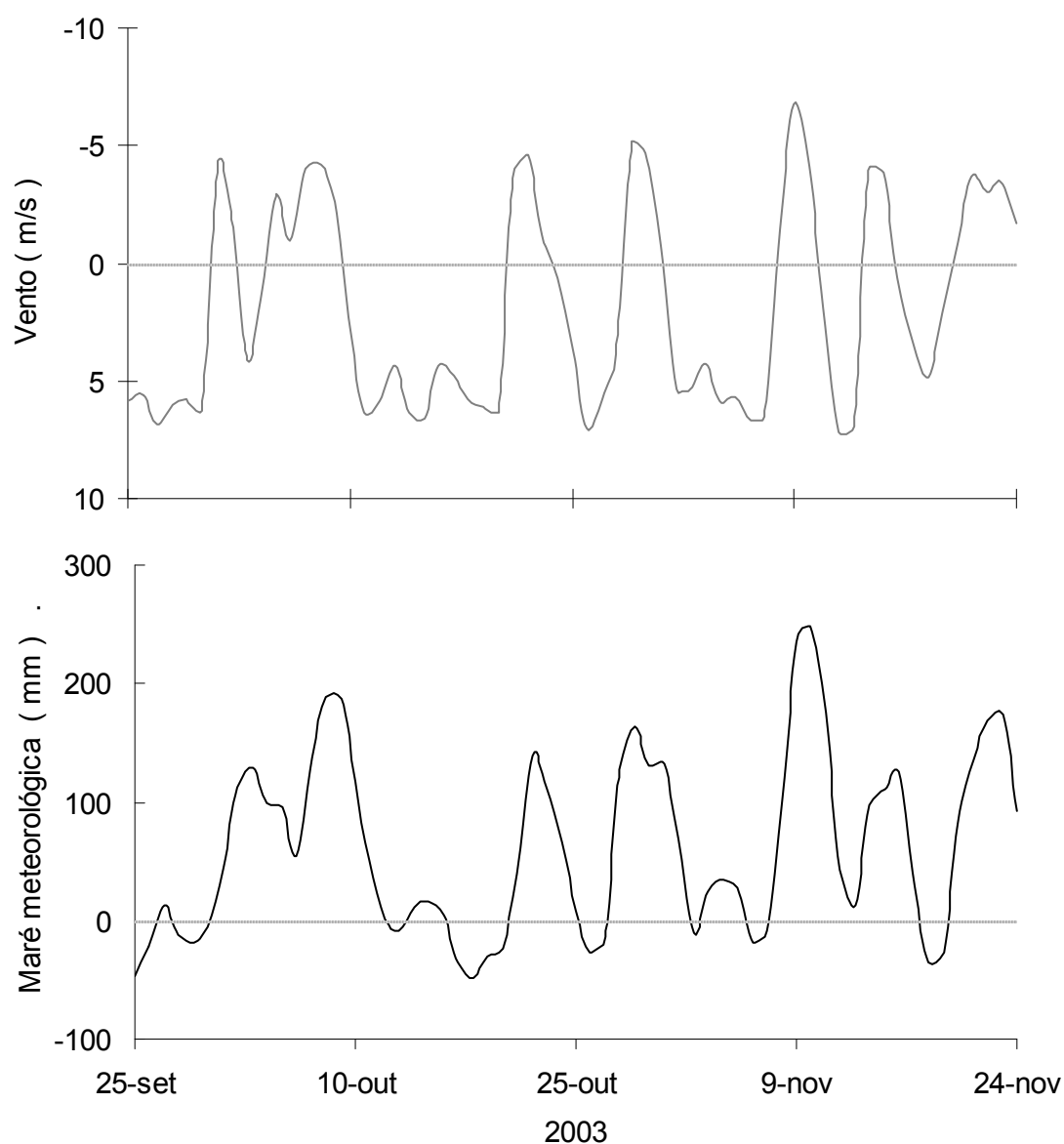


Figura 46. Componente do vento paralela à costa e alturas da componente não astronômica da maré (médias diárias), observados na Baía do Espírito Santo entre setembro e novembro de 2003, demonstrando o efeito do transporte de Ekman na variação do nível do mar na região.

Na análise deste período de melhor caracterização do efeito de Ekman, entre setembro e novembro de 2003 (Figura 46), observou-se uma nítida correspondência entre as variações do vento e as variações da componente não astronômica da maré. Entretanto, embora a média de intensidade da componente do vento paralela à costa tenha sido maior a partir do quadrante NE [$3,2 \text{ m s}^{-1}$, contra $2,3 \text{ m s}^{-1}$ do quadrante SW), a maré meteorológica foi preponderantemente positiva. Isto sugere,

apenas, que o efeito do transporte de Ekman na geração de marés meteorológicas, em regiões costeiras, não seja simétrico. Ao menos no período de setembro a novembro de 2003, ventos do quadrante SW provocaram alterações [positivas] mais significativas no nível do mar do que aquelas variações [negativas] provocadas pelos ventos que sopraram, mais intensamente, do quadrante NE. Em outro período de grande correlação [inversa], entre os dados de vento e da componente não astronômica da maré, de julho a agosto de 2003, a relação entre a intensidade e a frequência dos ventos provenientes de cada setor e as respectivas dimensões de marés meteorológicas positivas e negativas geradas, foi mais equilibrada (Figura 47).

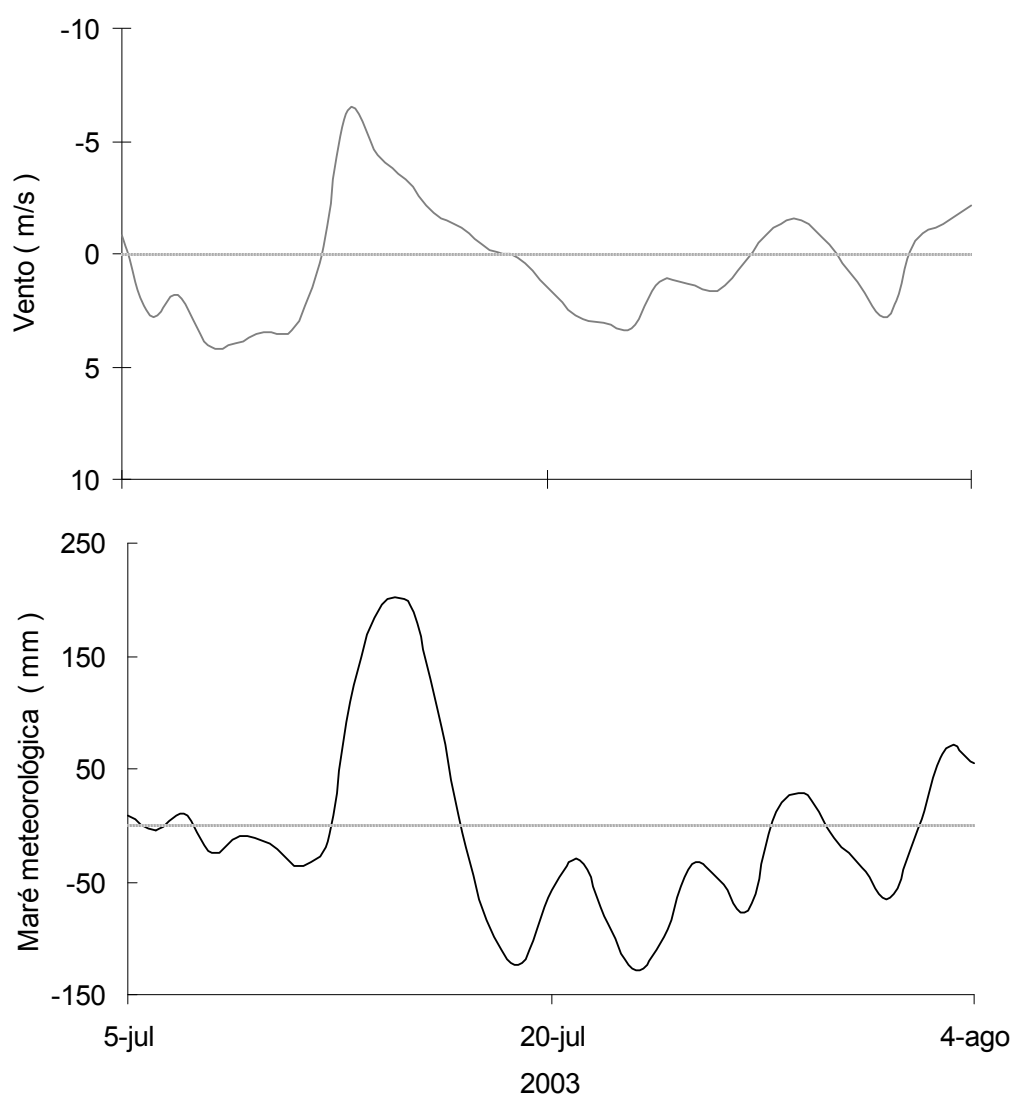


Figura 47. Componente do vento paralela à costa e alturas da componente não astronômica da maré (médias diárias), observados na Baía do Espírito Santo, entre julho e agosto de 2003, demonstrando o efeito do transporte de Ekman na variação do nível do mar na região.

5.6. DETERMINAÇÃO DO EFEITO FÍSICO DOS COMPONENTES ASTRONÔMICOS E METEOROLÓGICOS DA MARÉ SOBRE O SISTEMA DE DRENAGEM DE ÁGUAS CONTINENTAIS DA REGIÃO.

O efeito físico da maré sobre o sistema de drenagem do município de Vitória foi analisado em seis galerias de drenagem pluvial, situadas em seis diferentes bairros: quatro, na região Oeste da Ilha de Vitória (Bela Vista, Grande Vitória, Inhanguetá e Santo André); um, na porção Norte (Barro Vermelho); e um, no Sul da ilha (Bento Ferreira). Em todas as galerias, as medições foram realizadas nos pontos de descarga destas galerias. A caracterização destas galerias, em função da porção da Baía de Vitória onde deságuam, foi a seguinte:

- galerias dos bairros Bela Vista e Grande Vitória: descarga direta na Baía de Vitória;
- galerias dos bairros Inhanguetá e Santo André: descarga em área de manguezais; e
- galerias dos bairros Barro Vermelho e Bento Ferreira: descarga nos canais de interligação com a Baía do Espírito Santo [respectivamente, no Canal da Passagem e no Canal Principal].

A relação linear, entre o leito de cada galeria e o zero hidrográfico, variou de -0,5 a 0,9 m. A variação do grau de afogamento (%) destas galerias, em função da variação das médias horárias da maré total, se deu, tanto em função desta relação com o zero hidrográfico, como em função da própria capacidade de cada galeria (Figuras 48 e 49).

No período 2000-2005, os bairros que apresentaram o maior número de horas de saturação da capacidade de drenagem de suas galerias [acima de 80% de sua capacidade], devido à ação da maré, foram Grande Vitória, Inhanguetá e Santo André, todos da região Oeste de Vitória. Nestes bairros, foram observadas situações mais esporádicas, onde o nível da maré ultrapassou o limite superior das galerias: a situação mais grave foi observada no Bairro Grande Vitória, onde sobre-níveis entre 100 e 120% da capacidade da galeria ocorreram em média 17,7 horas a cada mês [sem análise de distribuição sazonal] (Tabela 4), além de 38 horas de sobre-nível entre 120 e 140% (Figura 48). Também na região Oeste, situação mais confortável

foi observada na galeria do Bairro Bela Vista, que nunca apresentou saturação [devido à maré] superior a 80% de sua capacidade [considerando as médias horárias da maré total]. As galerias dos bairros Barro Vermelho e Bento Ferreira, que deságuam, respectivamente, no Canal Principal [em frente à Ilha da Fumaça] e no Canal da Passagem, também apresentaram situações de saturação, embora bem menos freqüentes do que aquelas observadas nos bairros da região Oeste de Vitória. No período 2006-2007, as freqüências de saturação e de sobre-nível aumentaram para todas as galerias (Tabela 4).

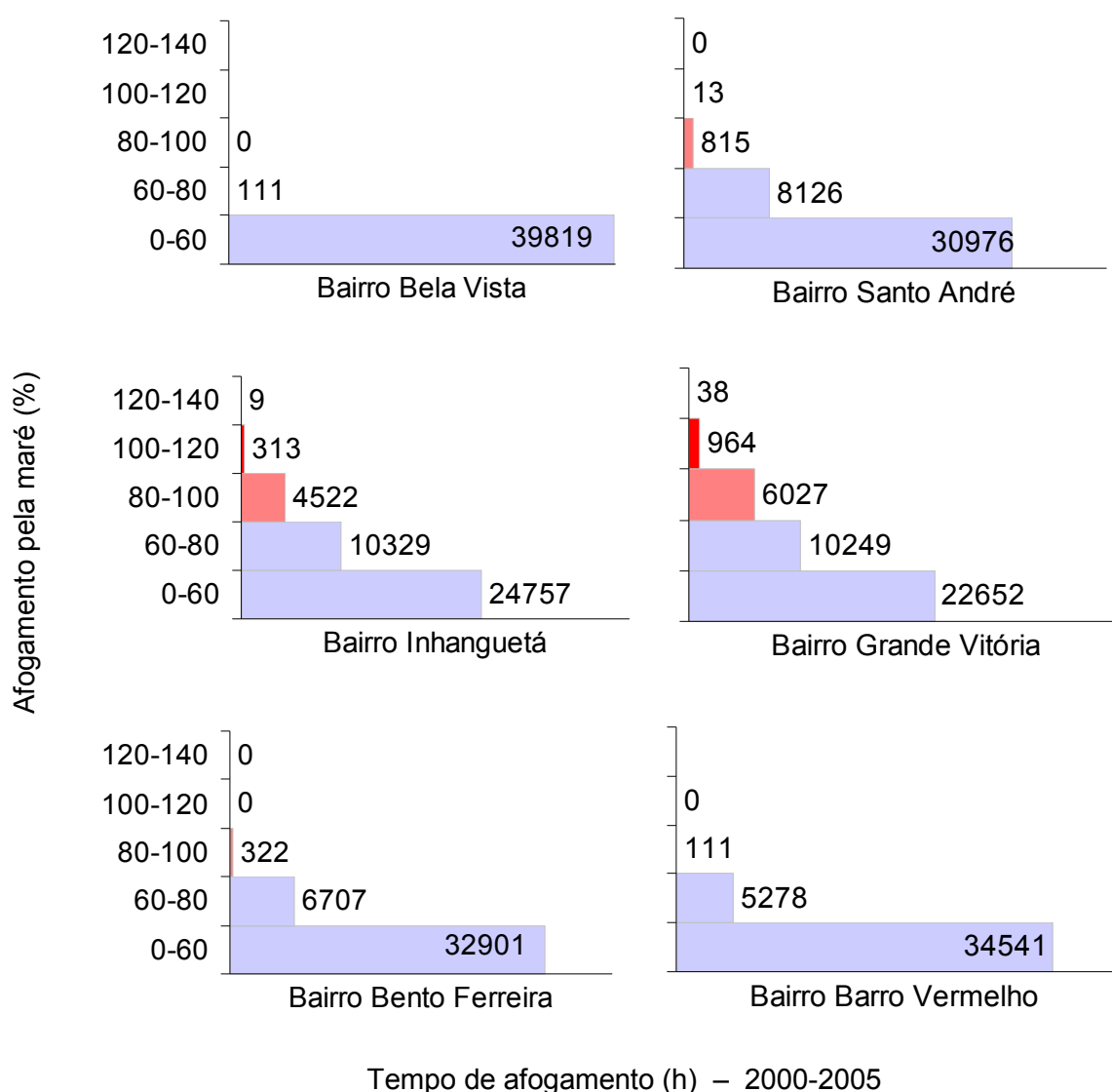


Figura 48. Tempo de afogamento, em diferentes percentuais, no ponto de descarga de galerias do sistema de drenagem urbana de seis bairros do município de Vitória, entre julho de 2000 e fevereiro de 2005.

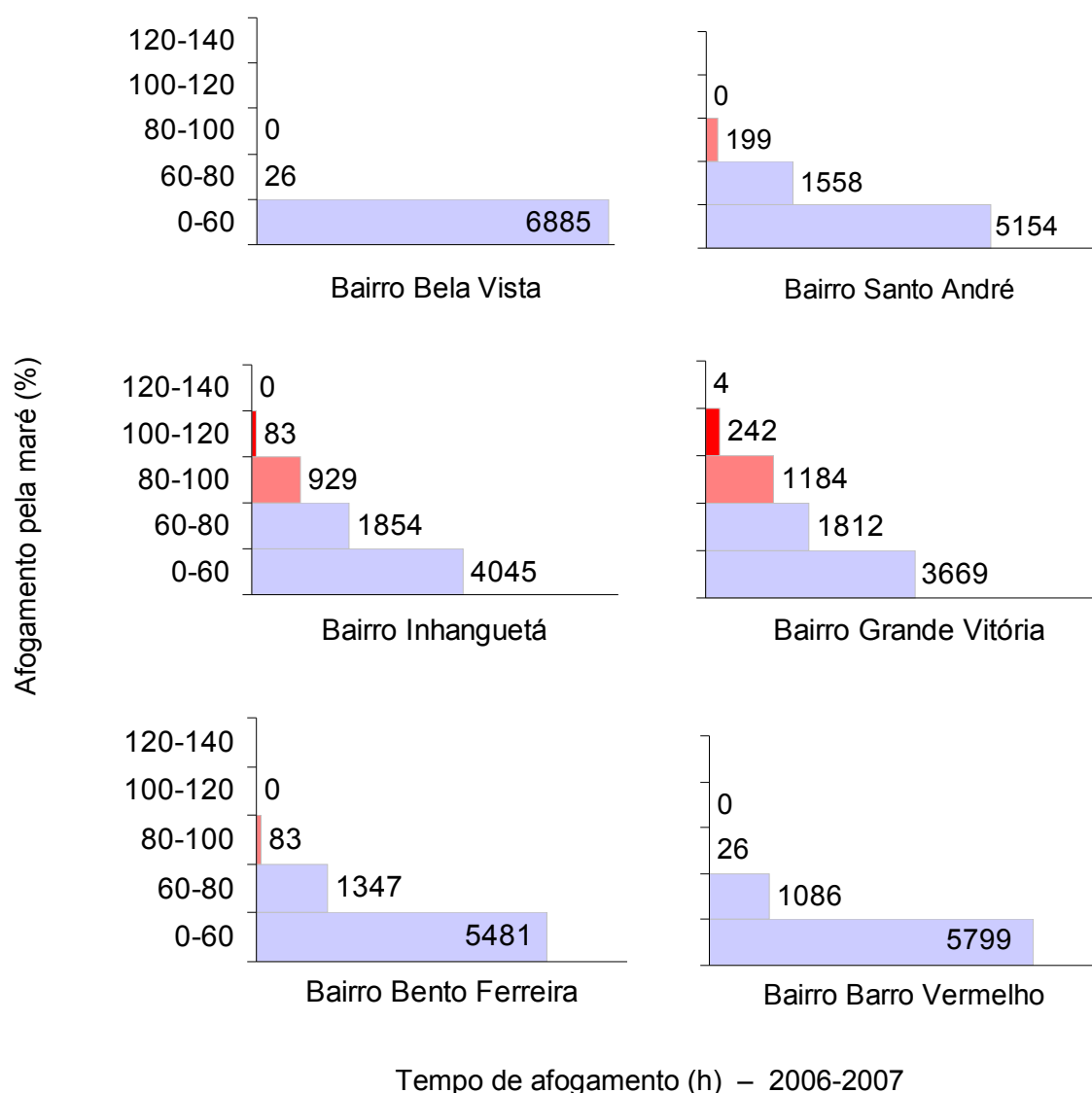


Figura 49. Tempo de afogamento, em diferentes percentuais, no ponto de descarga de galerias do sistema de drenagem urbana de seis bairros do município de Vitória, entre agosto de 2006 e junho de 2007.

Na preamar de 20/02/2007 [8^a. preamar após a Lua Nova], quando foram efetuadas medições nas galerias dos referidos bairros, verificou-se o alagamento [às 16h 34min] da porção mais ribeirinha do Bairro Inhanguetá [região Oeste de Vitória], no entorno da galeria, em ruas e casas situadas em plano inferior à cobertura da galeria que serve ao bairro (Figura 50). Nesta ocasião, não foram observados alagamentos nos outros pontos de medição. A maré, na Baía do Espírito Santo, atingiu um máximo de 1,53 m, às 17h 20min deste dia.



Figura 50. Alagamento observado no Bairro Inhanguetá, região Oeste da Ilha de Vitória, às 16h 34min do dia 20/02/2007, único alagamento observado neste dia, quando a maré total, na Baía do Espírito Santo, atingiu o valor máximo de 1,53 m, às 17h 20min local.

Em outro momento de medições do nível das galerias, na maré de sizígia de 19/03/2007 [2^a. preamar da Lua Nova], foi observada a saturação de todas as galerias da zona Oeste de Vitória, assim como o alagamento de toda a porção ribeirinha dos bairros Santo André, Inhanguetá e Grande Vitória [entre 15h 30min e 15h 40min] (Figuras 51 a 54). Curiosamente, nos dois primeiros bairros, as coberturas das galerias visitadas, que também funcionam como pavimento de vias locais, foram os únicos pontos ribeirinhos livres de inundação. No Bairro Grande Vitória, toda a galeria ficou submersa. As galerias dos Bairros Barro Vermelho (Figura 55) e Bento Ferreira também apresentaram saturação quase total neste dia, em que a maré total atingiu um máximo de 1,75 m, às 15h 30min local.

Nos dias que antecederam estes dois momentos de medições da condição de saturação das galerias [20/02/2007 e 19/03/2007], não foram registradas precipitações pluviométricas, ficando caracterizada a influência exclusiva da maré sobre o nível presente nas galerias, ou como agente dos alagamentos observados.



Figura 51. Saturação pela maré, observada na galeria de drenagem do Bairro Bela Vista, no dia 19/03/2007, único bairro da zona Oeste de Vitória, dentre os analisados, que não apresentou alagamento de vias públicas e moradias neste dia, em que a maré atingiu, na Baía do Espírito Santo, o valor máximo de 1,75 m, às 15h 30min local.



Figura 52. Alagamento observado no Bairro Santo André (esquerda), limítrofe à área de manguezal (direita), na zona Oeste de Vitória, no dia 19/03/2007. Perspectivas em direção a Noroeste, a partir da cobertura da galeria, junto ao seu ponto de descarga.

(a)



(b)

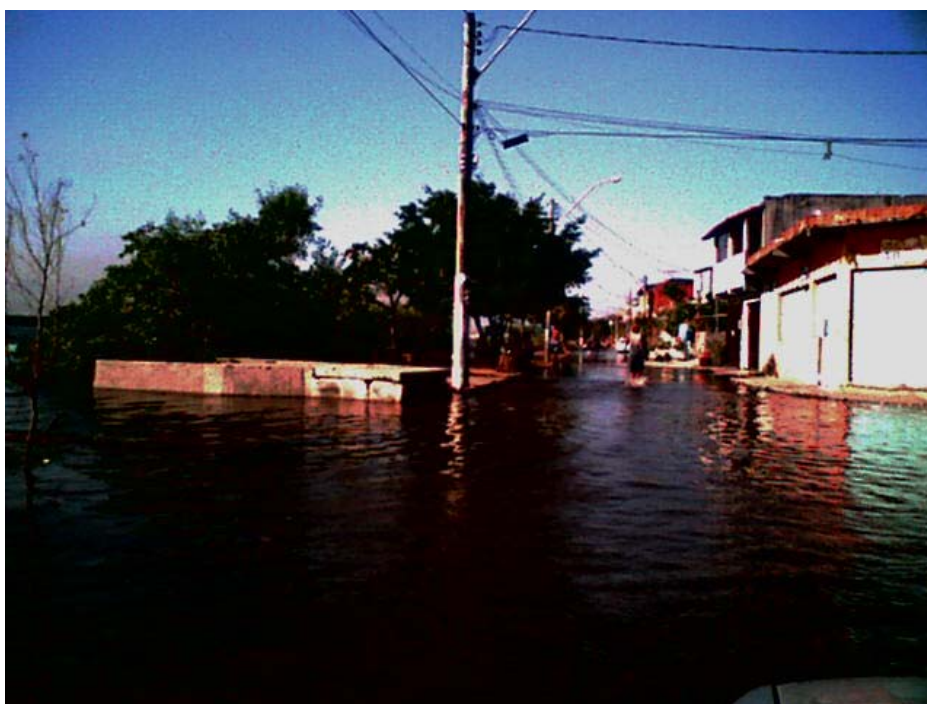


Figura 53. Alagamento observado no Bairro Grande Vitória, zona Oeste de Vitória, no dia 19/03/2007. Perspectivas em direção ao Sul (a) e ao Norte (b), a partir da “boca” de acesso à porção final da galeria, que se encontrava completamente submersa pelas águas da baía.



Figura 54. Alagamento observado no Bairro Inhanguetá (esquerda), limítrofe à área de manguezal (direita), na zona Oeste de Vitória, no dia 19/03/2007. Perspectivas em direção a Oeste, com ponto de descarga da galeria ao fundo.



Figura 55. Saturação pela maré, observada na galeria de drenagem do Bairro Barro Vermelho, no dia 19/03/2007, na zona Norte de Vitória. Registro de parte do trajeto da galeria, situado na Rua José Farias, naquele momento em obras.

Tabela 4: Número médio de horas de afogamento devido à maré, em dois níveis de saturação, de galerias de drenagem de seis bairros do município de Vitória, ES, para os períodos de 2000-05 [54 meses] e 2006-07 [9 meses].

Galeria - Bairro	Nível da base	Altura da galeria	Nível de saturação	Saturação			
(Localização)	(m)	(m)	(m)	(horas/mês)			
				80 -100 %		> 100 %	
				2000-05	2006-07	2000-05	2006-08
Bela Vista (Rua Aderbal Ataíde Guimarães)	0,77	2,00	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0
Santo André (Rua Wilson Toledo)	0,72	1,20	1,9	15,1	19,9	0,2	0,0
Inhanguetá (Rua da Galeria, divisa com Bairro Estrelinha)	0,65	0,98	1,6	83,7	92,9	6,0	8,3
Grande Vitória (Rua da Galeria, próximo à estação elevatória de esgoto)	0,47	1,00	1,5	111,6	118,4	18,6	24,6
Barro Vermelho (Canal da Passagem)	-0,47	2,57	2,1	2,1	2,6	0,0	0,0
Bento Ferreira (Avenida Beira Mar, em frente à Ilha da Fumaça)	-0,30	2,33	2,0	6,0	8,3	0,0	0,0

(*) Níveis, da base e de saturação das galerias, referentes ao zero hidrográfico.

As medições do grau de afogamento de trechos de galerias situados dentro do sítio urbano (bairros Barro Vermelho e Bento Ferreira) foram desconsideradas, devido à identificação de fatores interferentes no fluxo de água das respectivas galerias e, conseqüentemente, no resultado das medições. Estes fatores foram: obras em curso na galeria do Bairro Barro Vermelho (Rua José Farias); e a existência de comportas

para retenção das preamaras (Figura 56), na galeria do Bairro Bento Ferreira (Rua Jair Etienne Dessaune).



Figura 56. Comportas para retenção do fluxo da maré [em situação fechada], localizada na galeria do Bairro Bento Ferreira, à Rua Jair Etienne Dessaune. Registro fotográfico obtido às 17h 45min, do dia 20/02/2007, 25 min após a preamar.

A análise da influência da maré meteorológica na saturação do sistema de drenagem, realizada a partir de 1.245 eventos em que a média horária da maré total foi igual ou superior ao menor nível de saturação das galerias analisadas [$X(t) = 1,5$ m], apontou o incremento na altura da maré, devido a componentes não astronômicos, em 84,4% destas ocorrências. Este incremento variou entre 0,03% a 38,9% da maré astronômica inicialmente prevista, sendo, em média, 10,8%. Nas demais ocorrências [15,8%], houve uma redução média de -2,72% da maré devido a componentes não astronômicos, cujos valores variaram de -0,03% a -8,2% da maré prevista (Figura 57).

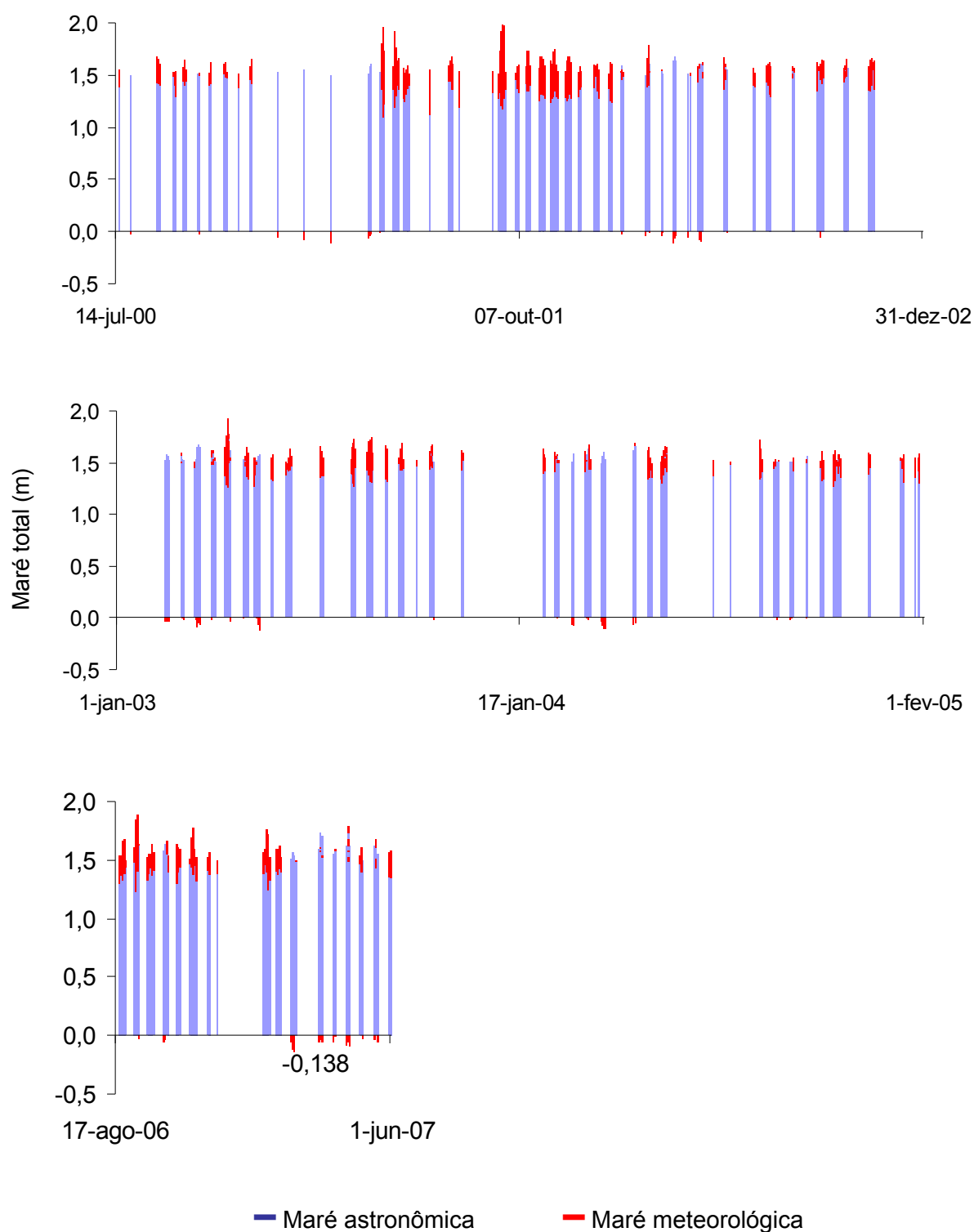


Figura 57. Composição da maré total em 1235 eventos, onde a altura da maré [médias horárias] foi igual ou superior a 1,5 m. Jul-2000 a fev-2005 e ago-2006 a jun-2007.

5.7. INVESTIGAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO DE OCORRÊNCIAS COMBINADAS DE MARÉS ASTRONÔMICAS E METEOROLÓGICAS SIGNIFICATIVAS.

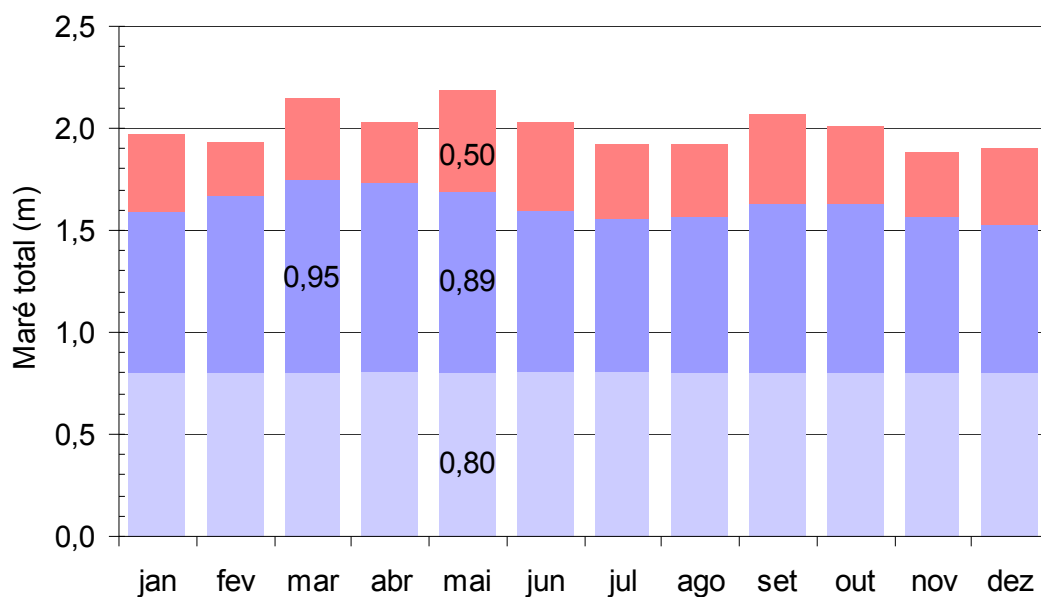
Os eventos combinados de marés astronômicas e marés meteorológicas [positivas] que efetivamente resultaram em marés totais consideradas mais significativos são aqueles descritos em 5.6, observando-se que o parâmetro utilizado foi o nível da maré total capaz de atingir, ou ultrapassar, o nível de saturação [100%] mais baixo, dentre aqueles das galerias de drenagem analisadas [$X(t) = 1,5$ m]. Em relação ao número total de amostragens, a probabilidade da ocorrência de eventos combinados que ultrapassassem este limite foi de 0,027, sendo de 0,025 para o período 2000-05 e 0,036 para o período 2006-07.

A composição de maré astronômica e maré meteorológica que efetivamente resultou na maior maré total observada foi aquela descrita em 5.1.1. Neste evento pontual, a maré astronômica prevista foi de 1,46 m e a componente meteorológica foi de 0,65 m, resultando em uma maré total de 2,11 m, como pode ser observado, a seguir:

$$X(t) = T(t) + Z_0(t) + S(t) = 0,65 \text{ (m)} + 0,81 \text{ (m)} + 0,65 \text{ (m)} = 2,11 \text{ m.}$$

A análise das ocorrências mensais acumuladas das marés astronômicas e das componentes não astronômicas da maré permitiu, através de combinações de valores de mesma distribuição sazonal, a determinação dos valores máximos da maré total, para cada mês típico. Quando consideradas as mais altas preamares astronômicas e as médias horárias das componentes não astronômicas da maré, a maior composição da maré total atingiu o valor de 2,19 m, para os períodos referentes ao mês de maio (Figura 58). Quando considerados as mais altas preamares astronômicas e os maiores registros pontuais das componentes não astronômicas da maré, a maior composição da maré total atingiu o valor de 2,34 m, também para os períodos referentes ao mês de maio (Figura 58). Nestes dois cenários, foi aplicado o NMM determinado pela pesquisa, na escala de aproximação decimal [$Z_0(t) = 0,80$ m], coincidente com o NMM divulgado pela DHN, seja através de sua Carta Náutica mais específica para a região (Carta 1401, ed. 2002), seja na Tábua das Marés (CHN/BNDO, 2005).

(a)



(b)

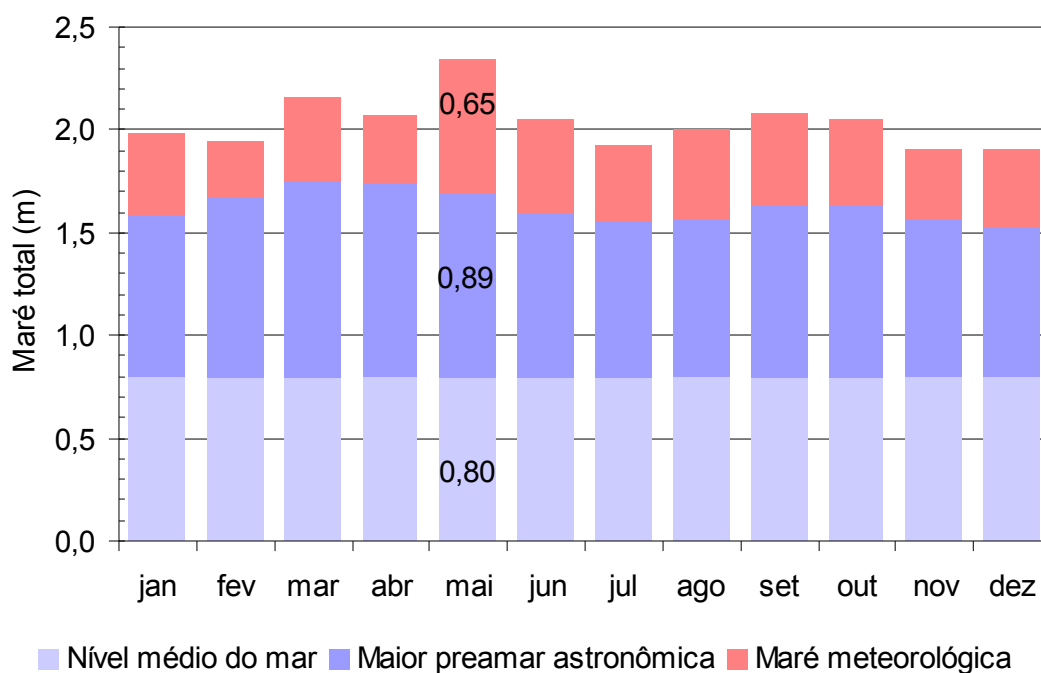


Figura 58. Valores máximos de maré total, considerando as combinações das mais altas preamars e (a) das maiores médias diárias da componente não astronômica da maré e (b) dos maiores registros da componente não astronômica da maré, para cada mês típico, e um NMM de 0,8 m.

5.8. DISCUSSÃO SOBRE OS RESULTADOS

A consistência dos dados utilizados na pesquisa pode ser inicialmente verificada pelos resultados obtidos na análise harmônica dos registros de maré total, onde foram observados parâmetros semelhantes entre as principais componentes astronômicas determinadas na pesquisa e aquelas determinadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) para o Porto de Tubarão (ES) e divulgadas no Catálogo de Estações Maregráficas Brasileiras (FEMAR, 2000). Correlação praticamente absoluta também foram observadas entre as subseqüentes séries de marés astronômicas previstas e aquelas previsões divulgadas na Tábua das Marés para o Porto de Tubarão (ES), a partir dos trabalhos realizados pelo Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil.

O método utilizado para determinação da maré meteorológica priorizou a preservação integral dos resíduos de maré, ou seja, dos componentes não astronômicos da maré total, sem a aplicação de filtragens que pudessem eliminar parte destes componentes, uma consequência possível, como observa Ulassone (2004). A elevação dos registros pontuais dos componentes não astronômicos da maré à condição de eventos caracterizáveis como marés meteorológicas foi realizada pela utilização de suas médias horárias nos trabalhos de investigação estatística, nossa proposição, baseada na premissa que a persistência de resíduos não astronômicos por aquele espaço de tempo foi suficiente para descaracterizá-los como episódicos.

A comprovação da origem meteorológica dos componentes não astronômicos da maré, através da análise de suas correlações com dados locais de pressão atmosférica e vento apresentou dois resultados distintos: uma baixa correlação, com a série de registros de pressão atmosférica; e uma média-alta correlação, com a série de dados relativos ao vento incidente.

A baixa correlação identificada na comparação direta entre os variações da pressão atmosférica e as variações da componente não astronômica da maré [médias diárias] se mostrou coerente com as observações de Pugh (2004, p. 136), de que as características dos ciclos e as pequenas amplitudes das variações barométricas, nas latitudes tropicais, tornam seus efeitos sobre a variação do nível do mar de difícil

identificação. Foram, entretanto, observadas situações pontuais de elevada correlação, como no período de 10 a 18/04/2004, demonstrado graficamente, no qual análises paralelas indicaram ventos médios de fraca intensidade [5 m.s^{-1}] soprando predominantemente de NW. Acreditamos ser mais efetiva a identificação dos eventos de baixa frequência e maior amplitude das variações barométricas, assim como a subsequente análise de sua relação com as ocorrências de variações não astronômicas do nível do mar, uma vez que tais eventos podem ter associação com o avanço das frentes frias que atingem a região. Esta análise, entretanto, não foi, ora, realizada. Em sentido semelhante, entretanto, a identificação, na série de dados, de claros ciclos sazonais de altas pressões, no inverno, e baixas pressões, no verão, permitiu inferir que o ponto de coleta de dados, situado na região litorânea, se encontra sob clara influência continental, isto a partir das observações de Vianello e Alves (1991), sobre os movimentos sazonais do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que migra, ou se expande, para o continente durante o inverno e permanece circunscrito às regiões oceânicas no verão. Nesta mesma sequência de raciocínio, as baixas pressões registradas na referida estação meteorológica durante o verão, quando é esperado que o ASAS se encontre sobre o oceano, proporcionam as condições de circulação atmosférica regional propícias à manifestação do efeito do transporte de Ekman (descritas na seção 3.2.3.1), gerando marés meteorológicas negativas na região costeira. Esta circulação esperada foi confirmada, através da análise sazonal do regime de ventos incidentes sobre a região, os quais se mostraram predominantes do quadrante NE nos meses de verão. De forma também coerente e conclusiva, a análise das variações sazonais das séries de dados da componente não astronômica da maré indicou, claramente, o aumento dimensional dos eventos de maré meteorológica negativa, assim como de sua frequência, durante os meses de verão.

As altas pressões sazonais observadas no inverno encontram sintonia com as observações de Vianello e Alves (op. cit.) sobre a expansão do ASAS sobre o a América do Sul, que se dá nos mesmos períodos em que ocorre a expansão e penetração do anticiclone polar, como pode ser observado nas cartas demonstrativas da média mensal da pressão atmosférica ao nível médio do mar, editadas pelo *Bureau of Meteorology* australiano (seção 3.3.1). Esta expansão do Anticiclone Polar, que coincide com a expansão do ASAS e seu alongamento

longitudinal sobre a América do Sul, parece afetar a posição à superfície terrestre da Zona de Convergência Extra-tropical, como observa Varejão-Silva (op. cit.), trazendo os típicos ciclones extratropicais, que se formam ao longo dela, para mais baixas latitudes. Sua intensificação sobre o Atlântico, descrita por Innocentini (op. cit.), cria as condições teoricamente descritas na seção 3.2.3.1, a presença de centros de baixa pressão sobre o oceano e de centros de alta pressão sobre o continente, favoráveis à circulação de ventos a partir dos quadrantes Sul, ao longo da costa brasileira, e à conseqüente ocorrência de marés meteorológicas positivas, a partir do efeito do Transporte de Ekman. Esta mudança no regime de ventos é observada na análise das variações sazonais de suas ocorrências, que evidenciou o aumento na intensidade dos ventos dos quadrantes SW e SE, assim como o aumento do percentual de ventos, a partir destes quadrantes, de maio a agosto, com uma depressão no mês de junho, tanto no número de ocorrências, como na intensidade dos ventos. A análise das variações sazonais das marés meteorológicas mensais se mostrou coerente com esta mudança na circulação atmosférica típica do inverno, de forma mais clara, apenas para os meses de maio, julho e agosto, verificando-se, entretanto, uma inclinação das frequências acumuladas para as faixas positivas, que se estendeu até dezembro. No mês de junho, onde a situação pode ser descrita, apenas, como de maior equilíbrio entre marés meteorológicas positivas e negativas, encontramos, como citado, correspondência nos registros locais de vento. Nesta altura, é importante observar que a presença de ciclones extratropicais sobre o Atlântico é descrita como ocorrendo em latitudes mais elevadas, entre 35° e 45° (INNOCENTINI, op. cit.). Mesmo no inverno, quando do deslocamento latitudinal-norte da ZCAS, sua presença parece estar circunscrita, ao largo da costa brasileira, às regiões situadas ao sul de Vitória, como na costa do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. Durante o avanço da grande massa de ar frio que avançou sobre a América do Sul, na última semana de julho de 2007, cujo alcance deflagrou o fenômeno conhecido como *friagem*, no Sul da Amazônia, a presença do centro de baixa pressão ciclônico, assim mesmo, se manteve em latitudes mais elevadas, em relação à costa do Espírito Santo, como pode ser observado na carta sinótica de 28/07/2007 (seção 3.2.3.3). Desta forma, é possível considerar que o efeito do Transporte de Ekman na geração de marés meteorológicas positivas seja observado em latitudes mais próximas à ocorrência do fenômeno, de forma mais significativa do que ao largo da costa espírito-santense, região situada no limite do alcance

continental das frentes frias que ocasionalmente a atingem, entre os meses de maio a outubro (AQUINO e SETZER, op. cit.). Estas considerações, entretanto, não descartam a relação entre o aumento sazonal das ocorrências de marés meteorológicas positivas, verificado na pesquisa, e a ciclogênese associada ao avanço das frentes frias. Como bem descrito por Innocentini (op. cit.), que antecipa o início da temporada de ocorrência dos ciclones extratropicais para abril e mantém seu limite até outubro, as agitações marítimas decorrentes dos fortes ventos associados, que sopram por pistas marítimas de até milhares de quilômetros, são responsáveis pela geração de ondas que se propagam em direção ao litoral brasileiro, durante a chamada temporada de ressacas, descrita por Klein et. al. (2005). A trajetória destas agitações marítimas, conforme descrito por Castro e Lee (op. cit.), embora para uma área que não ultrapassou Cabo Frio, se dá em direção ao Equador e sua associação com elevações positivas do nível do mar no litoral Sul e Sudeste do Brasil foi descrita por estes e outros autores, como Camargo e Campos (op. cit.). Outra observação necessária, em relação à influência das frentes frias sobre a variação do nível do mar na região, diz respeito ao seu caráter intermitente de fenômenos que apenas alteram as condições climáticas dominantes, por períodos, segundo Oliveira (op. cit.), de 3 a 5 dias, que se repetem 3 a 5 vezes a cada mês, com intervalos de 6 a 10 dias entre suas passagens (CASTRO & LEE, 1995).

Uma explicação menos usual deve ser buscada sobre a tendência sazonal de aumento das ocorrências positivas e em faixas dimensionais mais elevadas de marés meteorológicas no mês de novembro, quando a literatura atual já considera encerrado o período de ressacas. A anomalia mais significativa presente nos dados para o referido mês foi aquela, relacionada à intensidade dos ventos do quadrante Leste, que atingiu a maior média sazonal. A decomposição dos registros do vento incidente nos meses de novembro, entretanto, apenas permitiu confirmar o predomínio da componente paralela à costa soprando do setor NE. A explicação para uma tendência de ocorrência de marés meteorológicas positivas, em novembro, pode se encontrar em eventos remotos, tais como a intensificação de circulações anticiclônicas sobre o oceano, a ponto de se tornarem centros propagadores de ondas significativas, que venham a atingir a costa brasileira. Tal possibilidade foi descrita, embora durante o inverno de 2005, na forma de notícia, pelo Programa de

Informação Costeira do Laboratório de Hidráulica Marítima da Universidade Federal de Santa Catarina, que registrou ondas de até sete metros de altura, um recorde, na primeira quinzena do mês de agosto daquele ano, atribuídas a uma incomum intensificação de um anticiclone, àquele momento apelidado de “monstro do Leste” (UFSC, 2005). Talvez corroborando com esta possibilidade, ondulações oceânicas (*swell*) de excepcional regularidade e altura (entre 2 e 3 metros), foram observadas por este autor no litoral Sul do Estado do Espírito Santo⁶, durante o mês de fevereiro de 2005.

A média correlação direta, entre a totalidade dos registros locais de vento [na verdade, de sua componente paralela à costa] e de maré meteorológica, sugeriu a investigação acerca da variação deste índice ao longo do período abrangido pelas séries de dados. Como resultado, alguns períodos demonstraram grande correlação entre as duas séries de dados locais, comprovando que o efeito do Transporte de Ekman sobre a variação do nível do mar, embora variável, se faz presente na costa espírito-santense. O período em que foi verificada a maior correlação entre os dados, graficamente demonstrada, ocorreu na primavera do ano de 2003, sendo que outros períodos, de médios a altos índices de correlação, foram observados em meses de verão. Maior variabilidade foi observada nos meses de inverno.

A intensificação dos ventos de NE, máxima na primavera, mas se prolongando até março, encontrou correspondência no aumento da frequência e na altura das marés meteorológicas negativas apenas nos meses de verão. Esta correspondência de dados localmente registrados merece ser conjugada com observações locais sistemáticas da temperatura da água do mar [conhecidamente frias no litoral espírito-santense, durante o verão, ao Sul de Vitória], a fim de que se questione e investigue se a região apenas sofre influência da já identificada ressurgência de Cabo Frio, ou se as condições locais são geradoras deste tipo de fenômeno.

A análise estatística dos referidos eventos de maré meteorológica traduziu um ambiente cujas variações do nível do mar são medianamente influenciadas pelos fatores meteorológicos, situando-se em posição intermediária às localidades citadas por Pugh (2004, p. 132), como exemplos de ambientes grandemente afetadas por

⁶ Na Praia do Morro, Município de Guarapari, ES

estes fatores⁷, ou pouco afetados⁸. São observados, entretanto, um número considerável de eventos situados em faixas dimensionais significativas, conforme mencionado por Pugh (2004, p. 135), acima de três desvios padrão.

Em uma interpretação mais direta, a caracterização dos eventos de marés meteorológicas como ambientalmente relevantes está vinculada, tanto a sua capacidade de ultrapassar os limites físicos associados à estabilização costeira, como aos aspectos locais relacionados à ocupação humana. Com relação a este segundo enfoque, como abordado por Pugh (1987, p. 184; 2004, p. 129), pelo fato de que a ocupação humana em ambientes costeiros de pouca elevação eleva dramaticamente o grau de impacto dos eventos significativos de marés meteorológicas. É necessário observar, entretanto, que a relevância ambiental de um destes eventos estará diretamente relacionada a sua magnitude e que seu efeito poderá ser maximizado, ou não, conforme o momento de sua ocorrência em relação à fase da maré astronômica.

A análise da vulnerabilidade física da área de estudo, em função das características geográficas e oceanográficas da região de entorno das baía de Vitória e do Espírito Santo, aponta para a existência de extensas áreas de baixa elevação, algo modificadas por aterros e drenagens, dentro de um contexto histórico de ações antrópicas de alterações fisiográficas, descrito por Nunes e Barroso (op. cit.). A vulnerabilidade destas áreas ao efeito da maré, já se traduzindo na invasão das vias públicas e das residências, pelas águas da Baía de Vitória, ocorre quando a maré total atinge valores em torno de 1,5 m, como observado na mais vulnerável das áreas pesquisadas (seção 5.2).

A região se caracteriza por concentrar um dos grandes contingentes populacionais da Zona Costeira do Brasil, boa parte deste, habitando as mencionadas áreas vulneráveis de pouca elevação em relação ao NMM. Sob este aspecto, cabe observar, todas as áreas identificadas no mapa de Nunes e Barroso (op. cit.), como aterros em manguezais e no espelho d'água das baías de Vitória e do Espírito Santo, abrigam bairros ou áreas públicas urbanas, com exceção da Ponta de

⁷ Buenos Aires, no estuário do Rio da Prata, cujo desvio padrão de $S(t)$ é 0,69 m.

⁸ Honolulu, ilha oceânica, cujo desvio padrão de $S(t)$ é de 0,06 m.

Tubarão, que abriga instalações da Companhia Vale do Rio Doce e do próprio Porto de Tubarão.

As análises quanto à influência das marés e de seus componentes sobre a drenagem de águas continentais teve o mérito de obter dados referentes a períodos onde a influência de precipitações pluviométricas, seguramente, inexistiu⁹. Desta forma, foram obtidos resultados de pura influência da maré sobre a parcela do sistema de drenagem analisado. Embora não tenham sido analisados os trechos do sistema de drenagem situados em regiões diferentes de seu ponto de descarga, a observação dos mapas deste sistema, que também contém informações sobre elevações do terreno, permite verificar, em todos os casos, que significativas parcelas das bacias drenadas são áreas baixas de pouca elevação em relação ao NMM. Esta situação foi confirmada empiricamente, durante a pesquisa.

A análise do histórico de saturações de parte do sistema de drenagem de Vitória confirmou o elevado grau de vulnerabilidade de praticamente todas as áreas pesquisadas às variações do nível do mar. Em diversos momentos, a capacidade de sua rede de drenagem se mostrou anulada pelo simples efeito da maré.

Nos cenários traçados sobre possíveis ocorrências de marés totais, em que foram utilizados dados de mesma distribuição sazonal, mas que ainda não ocorreram de forma combinada, simulam-se marés totais entre cerca de 2,2 m e 2,3 m. Estes valores representariam níveis entre 30 e 40 cm superiores aqueles registrados em Vitória, no dia 19 de março de 2007. Considerando os atores envolvidos, pois muitas crianças foram vistas brincando, ou observando a maré naquele dia, tais cenários representam não apenas transtorno, desconforto, ou prejuízos materiais, mas riscos à integridade física de parte dos habitantes daqueles bairros.

Um terceiro cenário, combinando a mais alta preamar astronômica prevista [1,75 m, em março de 2007] e a maior componente meteorológica registrada nas séries de dados [0,65 m, em maio de 2001], embora a distribuição sazonal dos dois registros torne esta combinação mais improvável, resultaria em uma maré total ainda maior, de 2,40 m.

⁹ Os dados sobre precipitação pluviométrica na região são conhecidos, mas não foram apresentados na pesquisa.

Nas presentes análises e considerações, não foram obtidos dados ou traçados cenários envolvendo precipitações pluviométricas, cujas consequências, principalmente em cenários urbanos, são grandemente dependentes da eficiência do sistema de drenagem.

6. CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

A análise estatística das componentes não astronômicas da maré incidente sobre a Baía do Espírito Santo permite afirmar que o nível de influência dos fenômenos meteorológicos sobre a variação do nível do mar na região da Baía de Vitória (ES) é medianamente situado entre os exemplos extremos desta influência, presentes na literatura, desconsiderando-se as grandes sobre-elevações do nível médio do mar, causadas por severas tempestades tropicais (*storm surges*). São equilibradas as distribuições de frequência da totalidade dos eventos de marés meteorológicas negativas e positivas, mas sua distribuição sazonal aponta para o predomínio dos eventos negativos, de janeiro a abril, e dos eventos positivos, de maio a dezembro. Seus valores podem atingir patamares significativos, como nos eventos de 2001, principalmente se analisados sob o enfoque de seu potencial incremento as preamares astronômicas de mesma distribuição sazonal e das eventuais conseqüências sobre as regiões litorâneas baixas e densamente povoadas, existentes na região.

A caracterização da origem meteorológica das componentes não astronômicas da maré incidente sobre a região da Baía do Espírito Santo não é explicada pelo efeito direto da pressão atmosférica localmente observada. As variações sazonais de pressão, entretanto, são coerentes com os fenômenos climáticos regionais que se encontram na origem das marés meteorológicas, como a expansão do Anticiclone do Atlântico Sul e a penetração do Anticiclone Polar, sobre o Continente Sul-Americano, descritos na literatura.

O efeito do Transporte de Ekman na geração das marés meteorológicas incidentes sobre Baía do Espírito Santo é demonstrado em vários períodos, onde é elevada a correlação entre as séries de dados da componente de vento paralela à costa e da componente não astronômica da maré.

A maré incidente na região é capaz, por seu exclusivo efeito, de levar parte do sistema de drenagem pluvial do município de Vitória, tanto à simples saturação, como a condições onde é excedida a sua capacidade de drenagem. O papel das componentes não astronômicas da maré na saturação do sistema de drenagem, em

grande parte destes eventos, pode ser considerado decisivo. Sobre este efeito da maré, verifica-se, mesmo, a preocupação do poder municipal em impedir o acesso das águas estuarinas ao ambiente urbano, mediante a construção de eclusas em algumas galerias de drenagem, para a contenção dos níveis das preamares.

Na região Leste do Município de Vitória, o efeito da maré ultrapassa a simples influência sobre a drenagem de águas continentais, passando a desempenhar o papel ativo de agente causador de alagamentos nos bairros situados às margens da Baía de Vitória. Este fato encontra explicações no processo de ocupação humana de áreas originalmente ocupadas pelo sistema manguezal, o qual, possivelmente, ocorreu a partir de exíguos aterros, que pouco alteraram a elevação original dos terrenos.

Devido às características de fenômenos intermitentes das frentes frias, também variáveis sobre diversos aspectos, a análise dos seus efeitos na geração de marés meteorológicas na região requer uma minuciosa identificação das variações nos parâmetros meteorológicos que identifiquem cada passagem.

Análises mais aprofundadas de dados regionais sobre a variação do regime de ventos com influência sobre a região podem identificar os momentos mais favoráveis à ocorrência de marés meteorológicas negativas, ao longo da linha de costa de mesma orientação geográfica situada entre Vitória e Cabo Frio, a partir do que, podem ser investigadas as conseqüências oceanográficas do fenômeno.

Mesmo compreendendo a complexidade requerida para a solução dos transtornos e dos riscos a que está sujeita a parcela da população residente nas áreas vulneráveis ao alagamento por efeito da maré, ações voltadas à mitigação deste constante drama urbano são requeridas ao poder público. Tais ações, frente à inexorabilidade do fenômeno das marés, estariam necessariamente, a nosso ver, vinculadas a projetos centrados, ou no re-assentamento das populações, ou em adequações construtivas das residências, ou em grandes intervenções urbanísticas.

7. REFERÊNCIAS

AQUINO, Francisco Eliseu; SETZER, Alberto Waingort. **O Clima da Amazônia Azul**. In: SECIRM; MEC. (Org.). O Mar no Espaço Geográfico Brasileiro, Coleção Explorando o Ensino. Brasília: 2005, v. 8, p. 226-230.

ATLAS Geográfico do Brasil Melhoramentos. São Paulo: Melhoramentos. Disponível em: <<http://www.uol.com.br/atlas>>. Acesso em: 15 jul. 2007.

BUREAU OF METEOROLOGY (Australian Government). **Meteorological & Oceanographic Analyses Charts**: Monthly mean MSLP Southern Hemisphere. Disponível em: <<http://www.bom.gov.au/nmoc/MSLP.shtml>>. Acesso em: 15 jul. 2007.

BOZI, Alba Livia Tallon. Nas águas da falta de planejamento. **Tópicos**, Vitória, ano 6, n. 27, p. 14-17, jan./fev./mar. 2004.

COMPANHIA DOCAS DO ESPÍRITO SANTO (CODESA). **Normas da autoridade portuária para a operação de navios no porto organizado de Vitória**: Normap 01. Vitória, 2007.

CAMARGO, Ricardo de; CAMPOS, Ricardo Martins. Composites of sea level pressure and surface winds in the Western South Atlantic related to storm surge activity in Santos, Brazil. In.: ICSHMO, 8., Foz do Iguaçu, 2006. **Anais...** Foz do Iguaçu: INPE, 2006, p. 3-5.

CASTRO, Belmiro M.; e LEE, Thomas N. Wind-Forced sea level variability on the southeast Brazilian shelf. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C8, p. 16,045-16,056, Ago. 15, 1995.

COSTA, Ricardo Brunow. A Baía de Vitória e suas ilhas. **Revista do Instituto Histórico e Geográfico do Espírito Santo**, Vitória, n. 51, p.17-30, 1999. Disponível em: <<http://www.vitoria.es.gov.br/secretarias/cultura/ihges/brunow2.htm>>. Acesso em: 16 jul. 2007.

EKMAN, V. W. **On the influence of the earth's rotation on ocean-currents**. Arkiv for Matematik, Astronomi och Fysik, v. 2, n. 11, p.1-52, 1905.

EMPRESA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA E EXTENSÃO RURAL DE SANTA CATARINA/Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina – EPAGRI/CIRAM. **Furacão Catarina – Ocorrências**: Domingo 28/03/2004 – Madrugada – Fenômeno "Catarina" sobre o Estado de Santa Catarina. Disponível em: <http://ciram.epagri.rct-sc.br:8080/cms/meteoro/noticias/furacao_catarina_ocorrencias.jsp>. Acesso em: 15 jul. 2007.

FASCA, Hanna de Lima; MICELI, Mario Francisco L.; SCOTT, Philip. C. **Interpretação da distribuição da ictiofauna ao longo da cadeia Vitória-Trindade apoiado em Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e Sensoriamento Remoto**. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13., 2007, Florianópolis. Anais... Florianópolis: INPE, 2007, p. 4589-4594.

FUNDAÇÃO DE ESTUDOS DO MAR (FEMAR). **Catálogo de estações maregráficas brasileiras**. Rio de Janeiro: Fundação de Estudos do Mar, 2000. Disponível em: <http://www.femar.com.br/biblioteca/emb/cat_emb.html>. Acesso em: 21 jul. 2007.

Fenômeno Catarina em Debate. **Informativo SBMET**, Rio de Janeiro, ano 1, n. 2, jul. 2005. Disponível em: <http://www.sbmec.org.br/publicacoes/informativo/2005_07/index.html> Acesso em: 15 jul. 2007.

FILGUEIRAS, Otto. Vigia de ventos e ondas. **PesquisaFAPESP**, São Paulo, ed. 62, mar. 2001. Disponível em: <<http://www.revistapesquisa.fapesp.br/?art=1229&bd=1&pg=1&lg=>>>. Acesso em: 15 jan. 2006.

FONZAR, Benedicta C. **A circulação atmosférica na América do Sul: os grandes sistemas planetários e subsistemas regionais que atingem o continente**. Localização e trajetórias. Cadernos de Geociências, v.11, p.11-33, 1994.

FRANCO, Alberto dos Santos. **Marés - programas para análise e previsão**. Copyright©1992-2000 Alberto dos Santos Franco, São Paulo, 2000.

FRANK, Neil; HUSAIN, S. A. The deadliest tropical cyclone in history? **Bulletin of the American Meteorological Society**, Boston, v. 52, n. 6, jun. 1971.

INDIA METEOROLOGICAL DEPARTMENT. **Annual Summary**: Storms and Depressions. India Weather Review, 1970, p. 1-12.

INSTITUTO DO MILÊNIO / Uso e Apropriação de Recursos Costeiros (IM/RECOS). **Meteorologia**: Região Sul. Disponível em: <<http://www.cem.ufpr.br/milenio/MMEOC1/MeteoS.htm>>. Acesso em: 15 jul. 2007.

KALIL, Afonso Felipe Dias **Contribuições ao estudo do nível médio do mar no Estado do Rio de Janeiro**. Tese de Mestrado, COPPE/UFRJ: Rio de Janeiro, 1999.

KLEIN, Antônio Henrique da Fontoura; TRUCCOLO, Eliane; DIEHL, Fernando Luiz; VINTÉM, Gláucio. **Praias Arenosas**. In: SECIRM; MEC. (Org.). O Mar no Espaço Geográfico Brasileiro, Coleção Explorando o Ensino. Brasília: 2005, v. 7, p. 221-226.

MARINHA DO BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). Centro de Hidrografia da Marinha (CHN). Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO). **Tábuas das Marés**. Disponível em: <<http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/index.htm>>. Acesso em: 17 ago. 2007.

MARINHA DO BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). Centro de Hidrografia da Marinha (CHN). **Marés**. Disponível em: <<http://www.mar.mil.br/dhn/chm/mares.html>>. Acesso em 17 mar. 2007.

MARINHA DO BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). Centro de Hidrografia da Marinha (CHN). Serviço Meteorológico Marinho. **Cartas Sinóticas**. Disponível em: <<http://www.mar.mil.br/dhn/dhn/index.html>>. Acesso em: 21 jan. 2007.

MARINHA DO BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). **Carta 1401. Porto de Vitória e Tubarão**. Esc. 1:15000, ed. 2002.

MARTIN, Louis; SUGUIO, Kenitiro; FLEXOR, Jean-Marie; ARCHANJO, Júlio David. Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, p. 389-404, 1996.

MASSAMBANI, Oswaldo; AMBRIZZI, Tércio. **O clima da Terra: processos, mudanças e impactos**. São Paulo: Departamento de Ciências Atmosféricas – IAG/USP, 2005.

MAZETTO, Francisco de Assis Penteado. **Nova Orleans: um desastre anunciado**. Juiz de Fora: Centro de Pesquisas Estratégicas Paulino Soares de Souza – UFJF. Disponível em: http://www.unisinos.br/nupe/_arquivos/novaorleans.pdf. Acesso em: 10 mar 2007.

MESQUITA, Afrânio Rubens de. **Marés, Circulação e Nível do Mar na Costa Sudeste do Brasil**. São Paulo: IOUSP/FUNDESPA, 1997.

MESQUITA, Afrânio Rubens de; HARARI, Joseph.; & FRANÇA, Carlos Antônio da Silva. **Interannual variability of tides and sea level at Cananéia, Brazil, from 1955 to 1990**. São Paulo: Publicação especial do IOUSP, n. 11, p. 11-20, 1995.

MIGUENS, Altineu Pires. **Navegação: a Ciência e a Arte**. v. 1, c. 10: Marés e Correntes de Maré; Correntes Oceânicas. DHN.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA)/UFRJ/FUJB/LAGET. **Macrodiagnóstico da zona costeira do Brasil na escala da União**. Brasília: Programa Nacional do Meio Ambiente, 1996.

MOREIRA DA SILVA, P. de C. **A ressurgência de Cabo Frio (I)**. Rio de Janeiro: Instituto de Pesquisa da Marinha, n. 78, 1973. 56 p.

NANSEN, Fridtjov, editor. **The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896**. Scientific Results. Kristiania, 1902, 6 v.

NATIONAL OCEANOGRAPHIC & ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). U.S.A. Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory. Hurricane Research Division. **Why doesn't the South Atlantic Ocean experience tropical cyclones?** Disponível em: <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/G6.html>. Acesso em: 26 jul. 2007.

NIMER, Edmon. **Climatologia do Brasil**. Secretaria de Planejamento e Coordenação da Presidência da República e IBGE, Rio de Janeiro: 1989, 421 p.

NUNES, André Luís; RIGO, Daniel. Determinação da Maré Meteorológica na Baía do Espírito Santo. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 12., 2007, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: ALICMAR/AOCEANO, 2007.

NUNES, André Luís; BARROSO, Gilberto Fonseca. Modelo histórico das alterações fisiográficas recentes da Baía de Vitória, ES, com o uso de Sistema de Informações Geográficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE OCEANOGRAFIA, 2., 2005, Vitória. **Anais...** Vitória: AOCEANO/UFES, 2005. 1 CD.

OLIVEIRA, M. M. F. de. **Redes Neurais Artificiais na Predição da Maré Meteorológica em Paranaguá – PR**. 2004, 160 f. Tese (Mestrado em Engenharia Civil) – Programa de Pós-Graduação de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

Ondógrafo registra ondas de sete metros. **Agecom/UFSC**. Florianópolis: 12 ago. 2005. Disponível em: <<http://www.agecom.ufsc.br/index.php?secao=arq&id=3175>>. Acesso em: 10 jun. 2007.

PAIVA, Afonso de Moraes. **Estudo das variações do nível médio do mar em Arraial do Cabo, RJ**. Relatório de Pesquisa. FAPERJ-COPPE/UFRJ: Rio de Janeiro:, 1993.

POND, Stephen; PICKARD, George L. **Introductory Dynamical Oceanography**. 2nd ed. Oxford: Pergamun Press, 1983. 329 p.

PUGH, David T. **Tides, surges and mean sea level: a handbook for Engineers and Scientists**. John Wiley & Sons Ltd.: New York, 1987.

_____. **Changing sea levels**. Effects of tides, weather and climate. Cambridge University Press: New York, 2004.

RIGO, Daniel; CHACALTANA, Julio Tomás A.; MARQUES, A. C.; PACHECO, C. G. Influência do Manguezal no Padrão de Escoamento do Sistema Estuarino da Ilha de Vitória. In: SEMINÁRIO ESTADUAL SOBRE SANEAMENTO E MEIO AMBIENTE, 5., 2003, Vitória. **V Seminário Estadual sobre Saneamento e Meio Ambiente**, 2003. p. 1-7.

SILVA, Geraldo Nogueira. **Variação de longo período do nível do mar**: causas, consequências e metodologia de análise. Tese de Mestrado. COPPE/UFRJ: Rio de Janeiro, 1992.

SIMIELLI, Maria Elena Ramos; BIASI, Mário. **Atlas Geográfico Escolar**. 28 ed. São Paulo: Ática, 1982. 36 p.

SONNEMAKER, João Baptista. **Meteorologia**. 10 ed. Asa Edições e Artes Gráficas Ltda: São Paulo, 1989. 121 p.

SVERDRUP, Harald Ulrik, JOHNSON, Martin W.; and FLEMING, Richard H.. **The Oceans**. Englewood Cliffs (NJ): Prentice Hall, 1942. 1087 pp

SZPILMAN, Marcelo. Recursos marinhos vivos brasileiros. **Informativo do Instituto Aqualung**. n. 24, mar. abr. 1999. Disponível em: <http://www.institutoaqualung.com.br/info_recursos32.html>. Acesso em: 18 jun 2007.

TESSLER, Moysés Gonsales; GOYA, Samara Cazzoli y. Conditioning factors of coastal processes in the Brazilian Coastal Area. **Revista do Departamento de Geografia** (USP), São Paulo, n. 17, p. 11-23, 2005.

THOMPSON, K. R. The response of southern North Sea elevations to oceanographical and meteorological forcing. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, n. 13, p. 287-301, 1981.

TRUCCOLO, Eliane C. **Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul – SC**. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Santa Catarina: Florianópolis, 1998.

UAISSONE, Antônio Jorge Raul. **Influência das forçantes atmosféricas em meso-escala sobre o nível médio do mar em Piraquara, RJ**. 2004. 150 f. Tese (Mestrado em Engenharia Mecânica) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO. Centro de Divulgação Científica e Cultural. **As Forças de Marés**. São Carlos: USP/Setor de Astronomia, 2000. Disponível em:

<<http://cdcc.sc.usp.br/cda/aprendendo-basico/forcas-de-mares/forcas-de-mares.htm>>. Acesso em 01 mar. 2007.

VALENTIN, Jean Louis. **Analyse des paramètres hydrobiologiques dans la remontée de Cabo Frio (Brésil)**. Marine Biology, n. 82, p. 259-276. 1984.

VAREJÃO-SILVA, Mário Adelmo. **Meteorologia e Climatologia**. Recife, versão digital do autor, 2005. 516 p.

VIANELLO, Rubens Leite; ALVES, Adil Rainier. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, Imprensa Universitária, 1991. 449 p.

WIKIPEDIA, the free encyclopedia. 1970 Bhola cyclone. **1970 Bhola cyclone track**. Disponível em: <http://en.wikipedia.org/wiki/Image:1970_Bhola_cyclone_track.png>. Acesso em: 17 aug. 2007.