ROSEANA PELLOZO BOROVIK

Determinação da Circulação Marítma forçada por ventos no Litoral Norte do Estado de São Paulo através de Modelagem Numérica Hidrodinâmica

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, especialidade Oceanografia Física.

Orientador: Prof. Dr. Joseph Harari

São Paulo

2006

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais Airton e Ozana.

A Mariana Pellozo, Airton Jr e Arthur.

À Marina Vicente Vieira.

À Vanilde Ferreira de Oliveira.

Ao Renato Oliveira Cecílio.

A Gustavo Mastrorocco Marques, Mauro Quandt Monteiro, Ferenc Kiss e Ana Luiza Sério.

A Mariana Vieira Helene, Maria Augusta da Costa Vieira e Isabel Lopes França.

A Didi, Cida e Raimunda.

Ao Paulo Roberto do Espírito Santo.

Aos professores do Departamento de Física do IOUSP.

À CAPES - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior.

E principalmente ao Prof. Dr. Joseph Harari.

Conteúdo

Resumo iii

Abstract vi

Lista de Figuras xi

Lista de Tabelas xii

1 INTRODUÇÃO **1**

1.1 Estudos Anteriores 3

1.2 Objetivos 5

2 REGIÃO DE ESTUDO **6**

2.1 Características Geográfica e Morfológicas 6

2.2 Forçantes 8

2.2.1 Marés 8

2.2.2 Ventos 10

2.2.3 Campo de massa 11

3 METODOLOGIA **12**

3.1 Dados Reais 12

3.2 Princeton Ocean Model - POM 14

3.2.1 Equações Básicas 14

3.2.2 Características do Modelo 18

3.3 Parâmetros do Modelo 26
3.3.1 Grade e batimetria 26
3.3.2 Níveis Sigma 26
3.3.3 DTE e DTI 27
3.3.4 Condições de Contorno Aberto - Nível médio do mar 27
3.3.5 Marés 27
3.3.6 Vento 27
3.3.7 Estrutura Termohalina 28
3.4 Experimentos Numéricos - Processamentos P1 a P7 29

4 RESULTADOS **32**
4.1 Simulações de 2005 (P1 e P2) 32
4.2 Simulações de 2001 (P4 e P5) 60
4.3 Simulações de Fevereiro de 1985 (P5) e Maio a Julho de 1976 (P6) 65
4.4 Simulação de Dezembro de 1963 (P7) 68

5 DISCUSSÕES **70**

6 CONCLUSÕES **75**

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS **77**

RESUMO

Uma versão do POM - Princeton Ocean Model foi implementada no litoral norte do Estado de São Paulo, região compreendida entre as longitudes 46° e 44°30'W e latitudes 24°30' e 23°18'S, abrangendo as cidades de Bertioga, São Sebastião, Caraguatatuba e Ubatuba, da linha da costa até aproximadamente a isóbata de 100m, para estudos da resposta do mar ao vento. Para tanto foram realizados diferentes experimentos numéricos, combinando diferentes períodos e forçantes (de maré, vento e campos médios mensais de temperatura e salinidade). As respostas das simulações foram comparadas entre si, com estudos anteriores e a dados reais de diferentes fontes (marégrafo, correntômetro e altímetro). As simulações reproduziram razoavelmente os dados medidos, demostrando uma boa calibração do modelo. Foi observado o padrão de correntes predominantes para sudoeste, influenciado pela Alta Subtropical do Atlântico Sul e seus ventos de nordeste, bem como eventuais efeitos de frentes frias com ventos de sudoeste e correntes para nordeste. Também se observou que a frentes frias mais intensas não ocorreram nos meses de inverno para os processamentos do ano de 2005, que apresentou várias situações anômalas, como por exemplo: um mês de Fevereiro com excepcional persistência de ventos do quadrante sul; ventos muito fracos em Março; Junho também com ventos fracos e praticamente ausência de frentes frias; e Setembro e Outubro com incursões muito frequentes de frentes. Apesar das anomalias dos ventos e correspondentes campos de correntes, variações dos valores médios mensais de elevação da superfície do mar foram mais regulares, reproduzindo inclusive os valores medidos por altimetria, com um ciclo sazonal bem definido, o que provavelmente se deve ao fato das elevações da superfície do mar serem mais dependentes da circulação geral no Atlântico Sul e menos dependentes de ventos locais. Também foram analisados através da modelagem, os campos hidrodinâmicos causados por diversas combinações de condições de maré (típicas e extremas) e de efeitos meteorológicos (predominantes e extremos). O

processamento final do modelo indicou que a circulação de maré é uma boa aproximação da circulação total, com exceção de períodos em que ocorrem eventos meteorológicos extremos.

Descritores: Modelagem numérica hidrodinâmica, litoral norte de São Paulo, ventos de superfície, correntes geradas pelo vento, variações sazonais e mensais, efeitos de ventos transientes.

ABSTRACT

A version of POM - Princeton Ocean Model was used in the northern coastal area of São Paulo State, longitudes 46° - 44°30'W and latitudes 24°30' - 23°18'S, with the cities of Bertioga, São Sebastião, Caraguatatuba e Ubatuba in the domain, from the coast to the 100m isobath, to study the sea response to the wind forcing. For this purpose, several numerical experiment were performed, involving different periods and forcings (including tides, winds and monthly means fields of temperature and salinity). The simulations results were compared to other studies, with real observations from several sources methods (tide gauge, current meter and altimeter). The simulations reproduced reasonably the real datas, showing a good model calibration. Standard currents to the southeast, were observed, due to the South Atlantc Subtropical High influence and its northeast winds, as well as eventual northeast currents generated by cold fronts with southeast winds. It was also observed that the strongest cold fronts did not occur im winter's months in the model runs of the year of 2005, which presented several anomalies, as for example: February exceptional southern winds persistence; very weak winds in March; June practicaly whithout colds fronts and weak winds too; and September and October with frequent cold fronts incursions. Despite the wind anomalies and correspondent currents fields, the monthly means elevations of sea surface has regular pattern, reproducing the altimeter data, with clear seasonal cycle, probably because the sea surface elevations is more depend more on the general circulation in the South Atlantic and not on the local winds. Through the modeling hydrodynamical fields generated by differents tidal conditions (tipical and extremes) and by several meteorological effect (standard and extremes) were analyzed. The last model processement indicate that tidal circulation is a god aproximmation of the total circulation, except when extreme meteorological events occur.

Descriptors: Hydrodynamics Numerical Model, northern coastal area of São Paulo State, surface winds, wind driven currents, seasonal and monthly variations, winds transient effects.

Lista de Figuras

2.1 Região de interesse e sua batimetria (m). 7

2.2 Pontos anfidrômicos da componente M_2 de maré no Atlântico Sul e suas linhas cotidais de fase (Mesquita 1997). 9

3.1 Coordenadas verticais tipo σ 20

3.2 Esquema de Grade tipo C de Arakawa 24

4.1 Localização dos pontos com dados de ventos de superfície disponibilizados pelo NCEP/NCAR, para a área de estudo. 32

4.2 Médias mensais de corrente de superfície (m/s) e de elevação da superficie do mar (m) calculadas pelo modelo numérico hidrodinâmico para os quatro primeiros meses de 2005 (P2). 34

4.3 Médias mensais de corrente de superfície(m/s) e de elevação da superficie do mar (m) calculadas pelo modelo numérico hidrodinâmico para os meses 05, 06, 07 e 08 de 2005 (P2). 35

4.4 Médias mensais de corrente de superfície (m/s) e de elevação da superficie do mar (m) calculadas pelo modelo numérico hidrodinâmico para os quatro últimos meses de 2005 (P2). 36

4.5 Médias mensais de velocidade do vento na superfície do mar (m/s) disponibilizados pelo NCEP/NCAR para os quatro primeiros meses de 2005. . . . 37

4.6 Médias mensais de velocidade do vento na superfície do mar (m/s) disponibilizados pelo NCEP/NCAR para os meses 05, 06, 07 e 08 de 2005. 38
4.7 Médias mensais de velocidade do vento na superfície do mar (m/s) disponibilizados pelo NCEP/NCAR para os quatro últimos meses de 2005. 39
4.8 Variação mensal da pressão atmosférica na superfície e *stick plot* do vento na superfície, mês a mês, para o ano de 2005, segundo dados do NCEP/NCAR. 45
4.9 Distribuições e Histogramas Polares de ventos de superfície, mês a mês, para o ano de 2005, segundo dados do NCEP/NCAR. 49
4.10 Localização dos pontos dos dados do TOPEX/POSEIDON no área de estudo. 51
4.11 Stick plot do vetor velocidade do vento nos pontos TP_1 e TP_2 (m/s) a cada 10 dias (de Janeiro a Outubro de 2005). 51
4.12 Séries temporais da elevação do nível do mar calculada pelo modelo numérico hidrodinâmico e medida pelo altímetro, nos pontos TP_1 e TP_2 a cada 10 dias (de Janeiro a Outubro de 2005). 52
4.13 Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidas somente as marés, nos instantes de máxima enchente e de máxima vazante de maré 54
4.14 Velocidades do vento em 10/01/2005, às 03h e 21h GMT (em m/s), com intensidades médias de 3.9 m/s e 2.5 m/s. 55
4.15 Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos de marés, nível médio do mar, ventos e TS nos momentos de máxima enchente e de máxima vazante de maré. 56
4.16 Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos de marés, no instante de intrusão de uma frente fria. 57

4.17 Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos de marés, nível médio do mar, ventos e TS, no instante de intrusão de uma frente fria. 58
4.18 Velocidades do vento (m/s) na passagem de um sistema frontal. 58
4.19 Velocidades do vento (m/s) na passagem de um sistema frontal 59
4.20 Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos de marés, no instante de intrusão de uma frente fria (com maré extrema). 59
4.21 Correntes de superfície (m/s) e elevação do nível do mar (m) devido a efeitos de marés, nível médio do mar, ventos e TS, no instante de intrusão de uma frente fria (com maré extrema). 60
4.22 Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar devidos a efeitos de marés e ventos no momento de máxima enchente, em agosto de 2001. . 61
4.23 Velocidades do vento (m/s), em agosto de 2001, em período de máxima enchente. 61
4.24 Correntes de superfície (m/s) e elevação do nível do mar (m) devidos a efeitos apenas de marés no instante de máxima enchente, em agosto de 2001. 62
4.25 Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar devidos a efeitos de marés e ventos no instante de máxima vazante, em agosto de 2001. . . . 62
4.26 Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos apenas de marés no instante de máxima vazante, em agosto de 2001. 63
4.27 Velocidades do vento (m/s), em agosto de 2001, no período de máxima vazante. 63
4.28 Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos de marés e ventos no instante de enchente, em que passava uma frente fria, em setembro de 2001. 64

4.29 Velocidades do vento, em setembro de 2001, em período de enchente, com intrusão de uma frente fria. 64
4.30 Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos apenas marés instante de enchente, em que passava uma frente fria, em setembro de 2001. 65
4.31 Localização dos pontos das séries temporais de corrente da BAMPETRO (BP_1, BP_2 e BP_3) 66
4.32 Valores de Correntes observadas e simuladas, em fevereio de 1985, no ponto BP_2, a 10m de profundidade (referência do tempo em 0h GMT de 01/02/1985). 66
4.33 Valores de correntes observadas e simuladas, em fevereiro de 1985 no ponto BP_2, a 30m de profundidade (referência do tempo em 0h GMT 01/02/1985) 67
4.34 Valores de correntes observadas e simuladas, em fevereio de 1985, no ponto BP_3, a 10 m de profundidade (referência do tempo em 0h GMT de 01/02/1985). 67
4.35 Valores de Correntes observadas e simuladas em 1976, ponto BP_1 (referência do tempo em 0h GMT de 01/05/1976) 68
4.36 Localização da base oceanográfica Clarimundo de Jesus, na Enseada do Flamengo, Ubatuba-SP. 69
4.37 Comparação entre dados de nível da superfície do mar do marégrafo de Ubatuba e correspondentes resultados do modelo numérico hidrodinâmico, em Dezembro de 1963. 69

Lista de Tabelas

3.1 Localização dos pontos com dados de elevação da superfície do mar do TOPEX/POSEIDON e dos respectivos pontos de comparação do POM 13

3.2 Localização dos pontos de origem dos dados de corrente do BAMPETRO . 14

3.3 Níveis σ_n 26

3.4 Experimentos numéricos realizados e suas respectivas forçantes 31

4.1 Média e desvio padrão mensal de componentes longitudinal e meridional e da intensidade do vento no ponto central da grade (disponibilizado por NCEP/NCAR). 50

4.2 Média e desvio padrão mensal de correntes de superfície e elevação do nível do mar, calculados pelo modelo numérico hidrodinâmico. 50

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

As cidades banhadas por águas costeiras concentram um grande número de habitantes e de atividades que ocorrem especialmente ali: porta de entrada dos continentes e área oceânica de maior diversidade biológica e de concentração de vida marinha, constitui um cenário onde se associam práticas de pesca, cultivo e extração, regiões de intenso tráfego de embarcações cargueiras e zonas de turismo. Ou seja: atividades poluentes numa região extremamente fértil. O mar, se por um lado proporciona formas de sobrevivência e economia, por outro sujeita a região a certas intemperies e reações a ações antrópicas que podem ser extremamente destrutivas, tanto para o ecossistema marinho como para o terrestre. E o mar pode também ser destrutivo para a economia: zona costeira não preservada significa prejuízo para pesca e turismo.

É o cenário descrito que encontramos ao olhar para a região norte do litoral do Estado de São Paulo. Situada entre Bertioga e Ubatuba, abrange a cidade de São Sebastião, com o Terminal Marítimo Almirante Barroso, da Petrobrás, trecho da rota do transporte de combustível para o interior do país, portanto com grande fluxo de navios petroleiros. Também encontramos as cidades de Bertioga, Caraguatatuba e Ubatuba, com intensa atividade pesqueira e turística.

Este trabalho pretende dar mais um passo nos estudos voltados ao conhecimento da circulação do mar desta região. Para tal fim aqui usamos uma ferramenta que vem sendo utilizada amplamente: a modelagem numérica hidrodinâminca.

Existem inúmeros modelos para os diferentes enfoques regionais e para o que se quer analisar, sendo que aqui as simulações foram realizadas utilizando-se uma versão do código do Princentom Ocean Model (POM) adaptado por Harari & Camargo (1998,2003). Trata-se de um modelo baseado na integração numérica das equações primitivas que descrevem a dinâmica da circulação oceânica, através do método das diferenças finitas (detalhado no Capítulo 3). O código fonte do POM é livre e foi desenvolvido no Geophysical Fluid Dynamics Laboratory da Universidade de Princenton, por Blumberg & Mellor (1987). A escolha por este modelo se dá pelo fato de ser um modelo tridimensional que integra as equações de forma explícita na horizontal e implícita na vertical, que adota frações da profundidade local como coordenadas na vertical (coordenadas sigma) e incorpora um sub-modelo de fechamento turbulento que produz camadas de Ekman mais realísticas, tanto na superfície quanto no fundo. Por essas características o POM é frequentemente usado para o estudo da circulação em regiões rasas e com fortes gradientes batimétricos, como é o caso de zonas costeiras, pois nestas áreas o atrito causado pela topografia e pelo vento na superfície tem grande influência na hidrodinâmica, por se tratar de uma zona rasa.

Este modelo vem sendo amplamente utilizado em diversos estudos costeiros, como por exemplo no estudo de circulação de maré (Tonin 2001; Picarelli 2000), determinação de estrutura termohalina (Silva, 2001), avaliação da dispersão de efluentes em emissários submarinos (Harari & Gordon 2001), desestratificação induzida pelo vento (Blumberg & Goodrich, 1990), entre outros.

1.1 Estudos Anteriores

Os estudos realizados nesta região deram mais enfoque às forçante maré e ventos teóricos. Em estudos mais recentes, Tonin(2001) determinou as características de maré na região, processando o modelo para simulação e previsão de elevação do nível do mar e correntes associadas a maré, obteve resultados bastante próximos a observações quando comparou as saídas do modelo com dados de marégrafo. Descreveu a propagação das ondas de maré na região considerando as componentes mais importantes: O_1, M_2 e S_2, ressaltanto a influência da topografia no movimento das águas:

"As frentes de onda das componentes O_1 e M_2 propagam-se paralelamente à costa, porém em sentido contrário. Em ambos os casos, ao se aproximarem da Ilha de São Sebastião sofrem uma mudança de direção, defletindo em direção à costa. A frente de onda referente à componente S_2 tem sentido E-W de incidência na região e, assim como nos dois casos expostos acima, ao se aproximar da referida ilha, deflete-se, tendendo a propagação no sentido perpendicular à costa (Tonin 2001)."

Tonin (2001)Também iniciou estudos com vento na região, usando médias climatológicas de verão e inverno e verificou a interação das correntes de vento com as de sizígia e quadratura. Depois, impondo condições extremas, simulando a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e a intrusão de uma frente fria, notou, para ambos períodos lunares, significante variação tanto na intensidade das correntes como na direção, com uma tendência das correntes se alinharem com a direção do vento.

Assad (2000) utilizou o modelo numérico desenvolvido por Castro (1985), para descrever a circulação de inverno forçada pelo vento no Canal de São Sebastião (SP), através de três experimentos, usando como forçantes o campo de vento climatológico de inverno, o campo de vento médio semanal e simulando a passagem de um frente fria. Nos dois

primeiros experimentos observou o comportamento bidirecional das correntes no Canal de São Sebastião: correntes para sudoeste associadas ao vento nordeste e correntes para nordeste associadas ao vento sudoeste. O experimento que simulou a passagem de uma frente conceitual sobre a região apresentou a formaçao de um vórtice anticiclônico próximo à entrada sul do canal.

Silva (2001) estudou a circulação e a estrutura termohalina do Canal de São Sebastião aplicando um modelo baroclínico. Também estudou a origem e o mecanismo de penetração de águas frias que ocorrem ao sul deste canal. Concluiu que a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) chega trazida por ventos remotos da Plataforma Continental Sudeste (PCSE) e que a entrada pelo sul do canal é forçada pelo gradiente de pressão. Esta chegada da ACAS acontece mais intensamente no verão, época em que o vento, predominantemente nordeste, causa ressurgência costeira.

Por outro lado, em modelos abrangendo a Plataforma Continental de São Paulo (PCSP), região onde a área de estudos está compreendida, Dottori (2001), através do modelo de Clarke and Brink(1985) concluiu que a resposta das águas para a forçante do vento sinótico é barotrópica, tanto para valores típicos de inverno como de verão.

De fato, os modelos iniciais da PCSP foram essencialmente barotrópicos, como o de marés de Harari & Camargo (1994), que fornece as condições de contorno de maré para o modelo costeiro de Tonin (2001) e do presente trabalho, e o de circulação geral barotrópica de Camargo & Harari (1994), que simularam uma sobre-eleveção do nível médio do mar devido à intrusão de sistema meteorológico intenso.

Este trabalho tem como meta aprofundar pesquisas anteriores sobre a circulação na região costeira norte do Estado de São Paulo, através da modelagem numérica, utilizando o POM. A região de estudo está localizada entre as longitudes 46° e 44° 30'W e latitudes 24° 30' e 23° 18'S, cobrindo a região costeira norte do Estado de São Paulo - Brasil, e incluindo as cidades de Bertioga, São Sebastião, Caraguatatuba e Ubatuba, da linha da costa até

aproximadamente a isóbata de 100m. Neste estudo será considerada a circulação costeira forçada por ventos transientes, com a adoção de valores médios mensais de temperatura e salinidade na área.

1.2 Objetivos

O objetivo deste trabalho é de determinar a resposta da região costeira do Litoral Norte do Estado de São Paulo a ventos transientes, com ênfase a suas variações sazonais.

Para atingir este objetivo principal, deverão ser alcançados os seguintes objetivos secundários:

- Determinação dos padrões de vento predominantes (em base mensal) e dos distúrbios associados a frentes frias, a partir de modelo meteorológico global.

- Determinação da resposta do mar a ventos predominantes e transientes, através de modelo numérico hidrodinâmico.

- Análise de dados oceanográficos independentes, baseados em marégrafos, correntômetros e altímetria de satélite.

- Comparação dos resultados do modelo com medições independentes.

Capítulo 2

REGIÃO DE ESTUDO

2.1 Características Geográfica e Morfológicas

A região de estudo está localizada entre as longitudes 46° e 44°30'W e latitudes 24°30' e 23°18'S, cobrindo a região costeira norte do Estado de São Paulo, incluindo as cidades de Bertioga, São Sebastião, Caraguatatuba e Ubatuba, da linha da costa até aproximadamente a isóbata de 100m. A porção mais norte é bem recortada e tem a Serra do Mar bem próxima à costa, formando diversas pequenas enseadas de difícil acesso, o que protege a paisagem e a vegetação natural.

Algumas importantes feições topográficas desta região são o Canal de São Sebastião (onde se localiza o Terminal Marítimo Almirante Barroso, da PETROBRÁS) e a Ilha de São Sebastião (que se trata da maior ilha marítima do país), ao lado de baías continentais e pequenas ilhas.

A área estudada se situa antes da quebra da plataforma, que nesta região ocorre aproximamente aos 150m de profundidade. As isóbatas se distribuem praticamente paralelas à costa, conforme mostra figura 2.1.

Esta região está situada na porção norte da Plataforma Continental de São Paulo

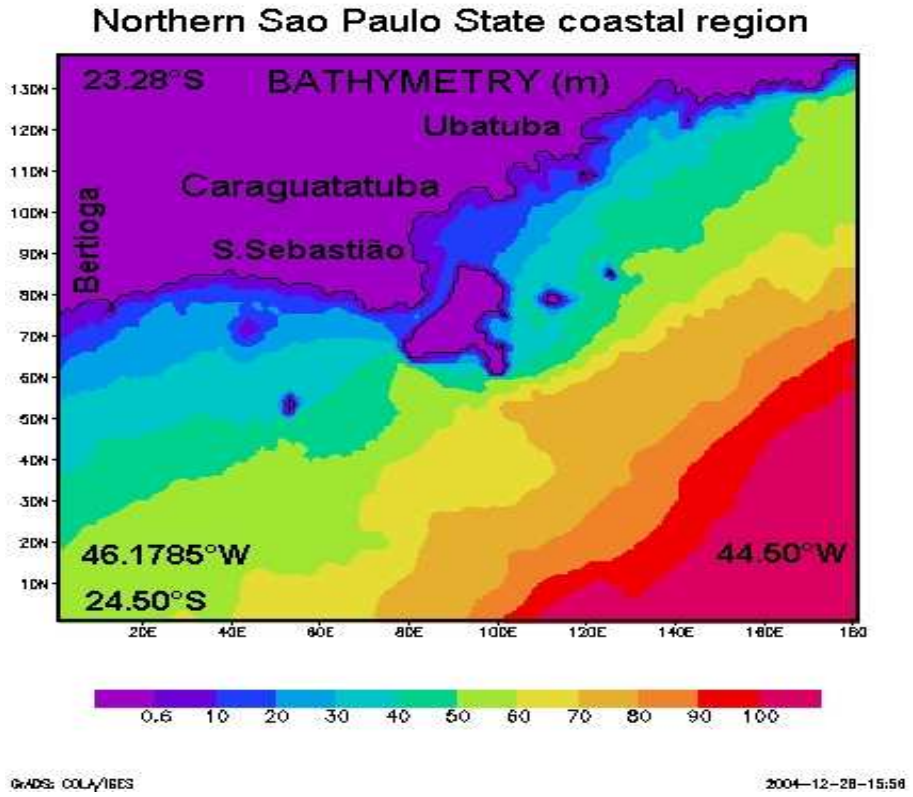


Figura 2.1: Região de interesse e sua batimetria (m).

(PCSP) que se estende ao sul até a Ilha do Cardoso em 47^{o}57'W e 25^{o}09'. Tomando como referência a Plataforma Continental Sudeste (PCSE), que vai de Cabo Frio (23^{o}S) ao Cabo de Santa Marta (28^{o}40'S), a região de estudo está situada em sua parte central, onde a PCSE é mais larga. Esta área também é conhecida como Embaiamento de São Paulo.

Com isobátas paralelas ao contorno terrestre, a batimetria da PCSP apresenta decline suave e quebra da plataforma entre 100m e 150m. Estudos anteriores mostraram que na PCSP a temperatura na superfície do mar varia entre 20^{o}C e 24^{o}C, podendo chegar a 14^{o}C nas camadas mais profundas, e a salinidade na superfície oscila entre 35 e 36,8 UPS (Castro et al, 1987a).

2.2 Forçantes

No subitens que seguem serão descritos os principais mecanismos da região que introduzem momentos no sistema - as forçantes do movimento. Pretende-se aqui fazer uma explanação das tendências e características delas na região, para a seguir inferir a dinâmica que geram. O método como as forçantes são introduzidas no modelo será descrito no Capítulo 3.

2.2.1 Marés

As marés da PCSP são determinadas pelos sistemas associados a dois pontos anfidrômicos da M_2 no Alântico Sul e têm portanto caráter semi-diurno. Na figura 2.2 são vistos esses dois pontos anfidrômicos da componente M_2 da maré no Atlântico Sul (pontos oceânicos onde a oscilação da maré M_2 tem amplitude aproximadamente nula), um próximo à cidade de Rio Grande-RS, e outro no meio do Atlântico Sul. A partir desses pontos são vistas linhas radiais, (linhas de mesma fase da propagação da onda de maré - linhas cotidais), com numeração crescente, que indicam os posicionamentos da crista da onda de maré, de hora em hora, que se propaga em torno dos pontos anfidrômicos, levando cerca de 12h para completar um giro.

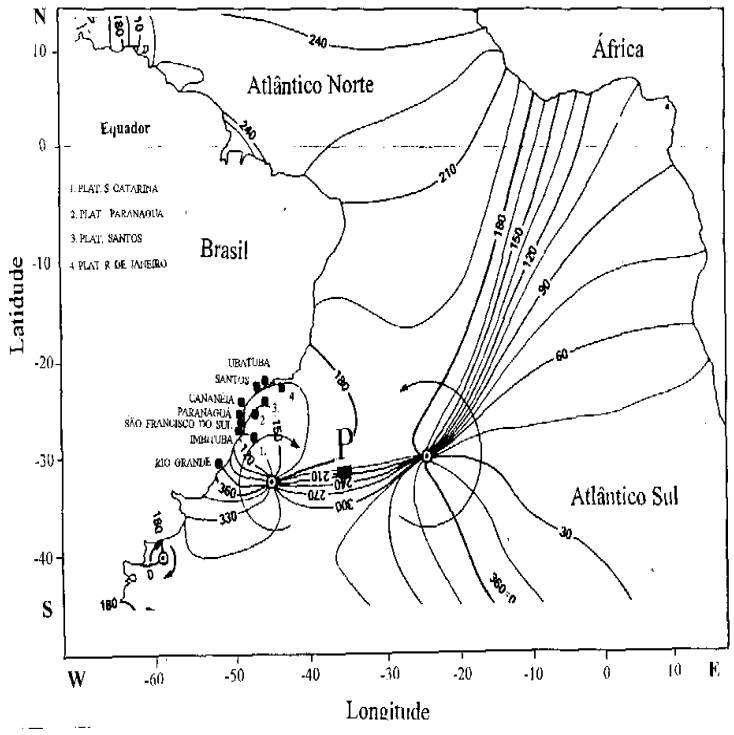


Figure 2.2: Pontos anfidrômicos da componente M_2 de maré no Atlântico Sul e suas linhas cotidais de fase (Mesquita 1997).

A velocidade de propagação da onda é conhecida por celeridade da onda de maré e é dado por $\sqrt{gh}$ e, no caso em questão, se tem dois giros completos, sendo um no sentido horário (anfidrômico de Rio Grande-RS) e outro no anti-horário (no meio do Atlântico Sul). Evidentemente, as ondas de maré se tornam cada vez menores à medida que se aproxime do ponto anfidrômico.

A componente M_2 é a mais relevante na região, dentre as nove principais componentes de maré, atingindo amplitudes de 25 e 35 cm na região ao largo de Ubatuba; a seguir a componente S_2 é a segunda em importância, com amplitudes entre 15 e 24 cm, também a partir de uma configuração de pontos anfidrômicos no Atlântico Sul similar a da M_2. Entre as demais, a componente diurna O_1 é a mais importante, com amplitudes entre 9 e 12 cm. Esses valores foram calculados pelo modelo de maré de plataforma (PCSP) de Harari &

Camargo (1994), sendo confirmados pelo modelo de maré do litoral norte de São Paulo de Tonin (2001), através de modelagem numérica com o POM.

Neste trabalho, o enfoque é dado à forçante vento no litoral norte de São Paulo, mas os efeitos das marés são considerados para análise da relevância do vento na hidrodinâmica da região.

2.2.2 Ventos

A dinâmica de ventos desta região é condicionada por dois sistemas atmosféricos: a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e os sistemas meteorológicos frontais.

A ASAS é um sistema anti-ciclônico, onde a posição desta alta de pressão, e portanto a configuracão das linhas isobáricas, variam sazonalmente. Segundo Hastenrath e Lamb (1977), a ASAS começa a se intensificar nas estações frias, alcançando o máximo em julho; quanto a localizacão, segundo Ito (1999), se situa mais a oeste no inverno e mais a leste nos demais meses. Devido a esta configuracão, a ASAS provoca na PCSP ventos predominantemente de NE - praticamente na mesma orientacão da linha da costa.

Os sistemas meteorológicos frontais da região são associados aos centros de baixa pressão e portanto ciclônicos, que migram do cinturão de ventos de oeste, situado próximo ao Pólo Sul. Esta passagem de frentes frias acontece mais frequentemente no inverno, ocasionado ventos na direção oposta (de SW). Entretanto, essas frentes estão condicionadas à variação da alta e segundo Stech (1990) acabam atuando por um período limitado.

O resultado é a variação sazonal dos ventos, que durante o verão e inverno são predominantemente de leste e nordeste, com inversões deste sentido associadas à passagem das frentes frias, o que acontece com mais frequência no inverno.

A tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano causa correntes de superfície, em regiões rasas inicialmente na direção do vento, e sendo defletidas para esquerda

no hemisfério sul, formando uma espiral à medida que aumenta a profundidade (Espiral de Ekman). O fluxo resultante da água acaba tendo direção perpendicular ao vento, com o sentido apontando à sua esquerda no hemisfério sul. Com isso, é de se esperar que o vento provoque uma deflexão nas correntes (para o sentido entre sudoeste e sudeste sob ação da ASAS ou para nordeste a noroeste quando submetido a sistemas frontais). Os experimentos numéricos com ventos de Assad (2000) e Tonin (2001) concordam com estas afirmações. Por se tratar de uma região rasa, os efeitos do atrito, tanto causado pelo vento como o de fundo, deve ser de grande relevância.

Dados de ventos utilizados no presente trabalho foram extraídos do modelo atmosférico global do NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research)(Kalnay et al 1996)

2.2.3 Campo de massa

Existem dois tipos principais de água na região de estudo, trazidas pela corrente do Brasil: a Água Tropical (AT) e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A AT predomina na camada de superfície e a ACAS nas camadas mais profundas (Miranda 1982 apud Silva 2001). Estudos também indicam a intrusão da ACAS ao sul do Canal de São Sebastião, devido à dinâmica de ventos remotos causadores de ressurgência costeira (Silva 2001).

Na área de estudo, não se encontra nenhuma grande descarga fluvial, o que causaria regiões com fortes gradientes halinos e sua influência na dinâmica das águas.

Estudos anteriores mostraram que na PCSP a temperetura na superfície do mar varia entre 20^oC e 24^oC, podendo chegar a 14^oC nas camadas mais profundas e a salinidade de superfície oscila entre 35 e 36,8 UPS, atingindo os maiores valores nas regiões mais afastadas da costa (Castro et al, 1987a). Dados mensais de temperatura e salinidade utilizados no presente trabalho foram extraídos do Atlas Mundial de Levitus & Boyer (1994)

Capítulo 3

METODOLOGIA

3.1 Dados Reais

A falta de dados observacionais nos oceanos faz com que os processos que ali ocorrem sejam pouco conhecidos, quando comparados aos atmosféricos. Além do fato de a Oceanografia ser uma ciência recente, a obtenção de dados em situ nessas áreas apresenta maior dificuldade, inclusive devido aos custos de acesso. Portanto, uma dificultade encontrada para a calibração de um modelo numérico, feita por comparação dos resultados com dados reais, é a disponibilidade e qualidade de dados observados.

Uma alternativa se encontra nos dados obtidos por sensores remotos a bordo de satélites que fornecem um conjunto de dados globais para assimilação e validação em modelos operacionais. O satélite altimétrico é capaz de medir sua altura em relação à superfície do mar por meio de um instrumento denominado "altímetro de radar". O TOPEX/POISEIDON (T/P) é um exemplo. Este satélite franco-americano, dedicado exclusivamente à altimetria, foi assim chamado por portar dois altímetros: o TOPEX, americano e operacional, e o POSEIDON, francês, para testes de inovação tecnológica. Sua órbita está situada em torno de 1336 km acima da superfície do mar (referência no equador). Após seu lançamento em

PONTO	TOPEX/POSEIDON (long(W), lat(S))	POM (long(W), lat(S))	X GRADE	Y GRADE
TP_1	-44.05 -23.65	-44.5464 -23.654	176	96
TP_2	-44 -24	-44.5464 -24.0013	176	57

Tabela 3.1: Localização dos pontos com dados de elevação da superfície do mar do TOPEX/POSEIDON e dos respectivos pontos de comparação do POM

1992 o T/P foi desativado em novembro de 2005, tendo operado em ciclo de repetição de 9,9155 dias, com 127 revoluções e, portanto, 254 trajetórias.

Entretanto, medições do nível do mar feita pelos satélites são mais confiáveis em águas profundas e afastadas do Continente. Em águas rasas, a amplitude das oscilações e sua variação horizontal aumentam e, em função da metodologia de coleta e dos parâmetros de medição, tornam os resultados pouco confiáveis à medida que se aproximam da costa.

No presente trabalho, resultados do modelo foram comparados a dados do satélite TOPEX/POSEIDON, analisando as séries temporais de dois pontos situados na trajetória do satélite com os respectivos pontos da grade mais próximos a eles; a tabela 3.1 lista as posições destes pontos.

Resultados do modelo foram comparados também a medições do marégrafo da Base Clarimundo de Jesus, do IOUSP, situada em Ubatuba na Enseada do Flamengo (23º30'S e 45º07'W).

Finalmente, dados de corrente do BAMPETRO - Banco de Dados Ambientais para a Indústria do Petróleo - foram selecionados para verificar a semelhança entre medições de correntômetros e os valores calculados pelo POM. A tabela 3.2 especifica a localização espacial dos pontos de comparação, bem como sua posição dentro da grade do modelo e os respectivos períodos de medição.

PONTO	LOCALIZAÇÃO	DATA	X GRADE	Y GRADE
BP_1	-45.478 -23.883	23 a 25/5/1976	76	70
BP_2	-45.628 -23.972	8 a 9/2/1985	60	60
BP_3	-45.533 -24.05	7 a 8/2/1985	70	51

Tabela 3.2: Localização dos pontos de origem dos dados de corrente do BAMPETRO

3.2 Princeton Ocean Model - POM

O POM é um modelo numérico desenvolvido na década de 70 no Geophysical Fluid Dynamics Laboratory da Universidade de Princeton, por Blumberg & Mellor (1987). Trata-se de um modelo tri-dimensional, não linear, que soluciona as equações primitivas do movimento discretizadas pelo método das diferenças finitas. O modelo resolve, adicionalmente, a equação de estado da água do mar, de modo que o conjunto completo de equações representando a conservação de massa, momento, temperatura potencial e salinidade (Fofonoff, 1962) será descrito a seguir.

3.2.1 Equações Básicas

Considere-se um sistema de coordenadas cartesianas ortogonais com x* positivo para leste, y* positivo a norte e z para cima. Considere-se também a superfície em livre z=η(x*,y*,t*) e o fundo em z=-H(x*,y*). Partindo desde sistema de coordenadas, seguem as equações básicas resolvidas pelo POM:

1.Equação da Continuidade:

$$\frac{\partial u}{\partial x*} + \frac{\partial v}{\partial y*} + \frac{\partial w*}{\partial z} = 0 \tag{3.1}$$

2.Equações de Reynolds para a conservação do momento:

- Componente x:

$$\frac{\partial u}{\partial t*} + u\frac{\partial u}{\partial x*} + v\frac{\partial u}{\partial y*} + w*\frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x*} + \frac{\partial}{\partial z}(K_{_M}\frac{\partial u}{\partial z}) + F_{x*} \tag{3.2}$$

- Componente y:

$$\frac{\partial v}{\partial t*} + u\frac{\partial v}{\partial x*} + v\frac{\partial v}{\partial y*} + w*\frac{\partial v}{\partial z} - fu = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y*} + \frac{\partial}{\partial z}(K_{_M}\frac{\partial v}{\partial z}) + F_{y*} \tag{3.3}$$

- Componente z:

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z} \tag{3.4}$$

3.Conservação da temperatura potencial

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t*} + u\frac{\partial \Theta}{\partial x*} + v\frac{\partial \Theta}{\partial y*} + w*\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}(K_H\frac{\partial \Theta}{\partial z}) + F_\Theta \tag{3.5}$$

4.Conservação da Salinidade

$$\frac{\partial S}{\partial t*} + u\frac{\partial S}{\partial x*} + v\frac{\partial S}{\partial y*} + w* \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}(K_H \frac{\partial S}{\partial z}) + F_S \tag{3.6}$$

5.Equação do Estado

$$\rho = \rho(S, \Theta, p) \tag{3.7}$$

Onde

u,v - componentes horizontais da velocidade (m/s)

w* - componente vertical da velocidade (m/s)

f - parâmetro de coriolis (s^{-1})

ρ_0 - densidade de referência (kg/m^3)

ρ - densidade em situ (kg/m^3)

p - pressão ($N.m^{-2}$)

K_M - coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta ($m^2.s^{-1}$)

K_H - coeficiente cinemático vertical de difusão turbulenta de calor e sal ($m^2.s^{-1}$)

g - aceleração da gravidade ($m.s^{-2}$)

Θ - temperatura potencial (^oC)

S - salinidade (PSU)

A equação (3.7) fecha esse sistema de 7 equações diferenciais com 7 incógnitas (u, v, w*,ρ, S, Θ).

Os termos que representam processos que ocorrem em escalas menores que o espaçamento da grade são parametrizados com base nas condições cinemáticas resolvidas pelo modelo,

em termos de difusão turbulenta. São eles:

$$F_u = \frac{\partial}{\partial x*}(2A_M\frac{\partial u}{\partial x*}) + \frac{\partial}{\partial y*}[A_M(\frac{\partial u}{\partial y*} + \frac{\partial v}{\partial x*})] \tag{3.8}$$

$$F_v = \frac{\partial}{\partial x*}[A_M(\frac{\partial u}{\partial y*} + \frac{\partial v}{\partial x*})] + \frac{\partial}{\partial y*}(2A_M\frac{\partial v}{\partial y*}) \tag{3.9}$$

$$F_{\Theta,S} = \frac{\partial}{\partial x*}[A_H\frac{\partial}{\partial x*}(\Theta, S)] + \frac{\partial}{\partial y*}[A_H\frac{\partial}{\partial y*}(\Theta, S)] \tag{3.10}$$

onde

A_M - coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta ($m^2.s^{-1}$)

A_H - coeficiente cinemático horizontal de difusão turbulenta de calor e sal ($m^2.s^{-1}$)

sendo

$$A_m = c\Delta x\Delta y[(\frac{\partial u}{\partial x})^2 + (\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{1}{2}\frac{\partial u}{\partial y})^2 + (\frac{\partial v}{\partial y})^2]^{\frac{1}{2}} \tag{3.11}$$

onde c = 0,01.

3.2.2 Características do Modelo

As equações básicas, descritas no subitem anterior são modificadas para serem discretizadas e adaptadas para uma resolução numérica. A escolha do POM para essa região de estudo se deve ao fato de proporcionar maior acurácia numérica, devido ao seu método de discretização temporal, sistema de coordenada vertical e inclusão de todos os termos não lineares de forma completa, cujos efeitos crescem significativamente em regiões rasas e com forte gradiente topográfico. A seguir segue o detalhamento do modelo.

- Submodelo de Fechamento Turbulento

  O POM utiliza o submodelo de fechamento turbulento introduzido por Mellor & Yamada (1982) para resolver os termos de segunda ordem, que contém o coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta nas equações das componentes horizontais das equações de Reynolds, bem como os que contém o coeficiente cinemático vertical de difusão turbulenta de calor e de sal (3.2 e 3.3) nas equações de conservação da salinidade e da temperatura potencial (3.5 e 3.6). Esta característica contribui para uma reprodução mais realística das camadas de Ekman de fundo e de superfície. Embora num fluido estratificado em rotação, como o oceano, o transporte lateral domine o vertical, esses termos de mistura vertical ganham extrema importância em pequenas escalas, onde as forças de atrito atuando no fundo e na superfície são significativas. Os termos citados acima são:

$$K_M \frac{\partial u}{\partial z}, K_M \frac{\partial v}{\partial z}, K_H \frac{\partial \Theta}{\partial z}, K_H \frac{\partial S}{\partial z} \tag{3.12}$$

Os coeficientes de mistura vertical são calculados por:

$$(K_M, K_H) = lq(S_M, S_H) \tag{3.13}$$

onde l denota a macroescala da turbulência e q^2 equivale a duas vezes a energia cinética de turbulência. S_M e S_H são funções de estabilidade (Mellor and Yamada, 1982) . O submodelo adiciona ao modelo mais duas equações, que descrevem a evolução de q^2 e $q^2 l$.

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} + u\frac{\partial q^2}{\partial x} + v\frac{\partial q^2}{\partial y} + w\frac{\partial q^2}{\partial z} =$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(K_q \partial q^2 \partial z) + 2K_M[(\frac{\partial u}{\partial z})^2 + (\frac{\partial v}{\partial z})^2] + 2\frac{g}{\rho_0}K_H\frac{\partial \rho}{\partial z} - 2\frac{q^3}{B_(1)l} + F_q \tag{3.14}$$

$$\frac{\partial q^2 l}{\partial t} + u\frac{\partial q^2 l}{\partial x} + v\frac{\partial q^2 l}{\partial y} + w\frac{\partial q^2 l}{\partial z} =$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(K_q \partial q^2 l \partial z) + lE_l K_M[(\frac{\partial u}{\partial z})^2 + (\frac{\partial v}{\partial z})^2] + lE_l\frac{g}{\rho_0}K_H\frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{B_(1)} + F_l \tag{3.15}$$

- Coordenada Sigma

Uma das razões pela qual o POM é usado em regiões de variações topográficas marcantes é por fazer uso das coordenadas sigma, que mantém as coordenadas horizontais inalteradas e transforma a coordenada vertical z em coordenada σ. Esta é escalonada que acordo com a profundidade da coluna d'água, variando o espaçamento entre os diferentes níveis σ de maneira a acompanhar a topografia, como ilustra a figura 3.1. O uso desta coordenada é especialmente adequado em regiões com topografia variável e nas quais os processos de interação com a camada-limite de fundo são importantes, por manter o mesmo número de pontos ao longo da vertical, independentemente da profundidade local.

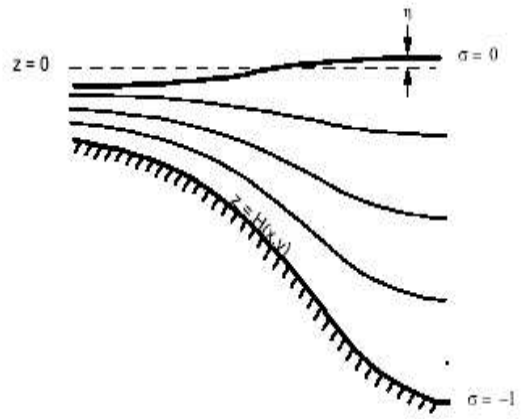


Figure 3.1: Coordenadas verticais tipo σ

A pressão numa profundidade z pode ser obtida integrando-se a Equação de Reynolds para a componente z, de z até a superfície livre η:

$$P(x*, y*, z, t*) = p_{atm} + g\rho_0\eta + g\int_z^0 \rho(x*, y*, z', t*)dz' \tag{3.16}$$

Transformando o sistema cartesiano (x*, y*, z, t*) para o sistema de coordenada sigma (x, y, σ, t) a partir de:

$$\text{x*=x, y*=y, } \sigma = \tfrac{z-\eta}{D}\text{, t*=t}$$

$$\text{D(x*,y*,t*)=H(x*,y*)}+\eta(x*, y*, t*)$$

sendo:

D(x*, y*, t*) → profundidade local (m)

H(x*,y*) → profundidade média local (m)

η(x*,y*,t*) → elevação da superfície (m)

Nesse novo sistema, o gradiente de uma variável independente G qualquer, se torna:

$$\frac{\partial G}{\partial x*} = \frac{\partial G}{\partial x} - \frac{\partial G}{\partial \sigma}(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x}) \tag{3.17}$$

$$\frac{\partial G}{\partial y*} = \frac{\partial G}{\partial y} - \frac{\partial G}{\partial \sigma}(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial y} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial y}) \tag{3.18}$$

$$\frac{\partial G}{\partial z} = \frac{1}{D}\frac{\partial G}{\partial \sigma} \tag{3.19}$$

$$\frac{\partial G}{\partial t*} = \frac{\partial G}{\partial t} - \frac{\partial G}{\partial \sigma}(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial t} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial t}) \tag{3.20}$$

Neste referencial, a coordenada sigma varia de 0 a -1 (z varia de η a -H). Daí, para a velocidade vertical resulta:

$$w = w * -u\sigma\frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} - v\sigma\frac{\partial G}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial x} - (\sigma\frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t}) \tag{3.21}$$

Manipulando as equações citadas neste subitem, reescrevemos as equações básicas (3.1 a 3.5) na nova coordenada. As equações prognósticas (com as variáveis que evoluem no tempo) são:

1.Equação da Continuidade:

$$\frac{\partial (uD)}{\partial x} + \frac{\partial (vD)}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \tag{3.22}$$

2.Equações de Reynolds para a conservação do momento:

– Componente x

$$\frac{\partial(uD)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u^2 D) + \frac{\partial}{\partial y}(uvD) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(uw) - fvD + gD\frac{\partial \eta}{\partial x} =$$

$$\frac{\partial}{\partial \sigma}(\frac{K_M}{D}\frac{\partial u}{\partial \sigma}) - \frac{gD^2}{\rho_0}\int_\sigma^0 [\frac{\partial \rho'}{\partial x} - (\frac{\sigma'}{D}\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'})]d\sigma' + F_x \tag{3.23}$$

– Componente y

$$\frac{\partial(vD)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uvD) + \frac{\partial}{\partial y}(v^2 D) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(vw) - fuD + gD\frac{\partial \eta}{\partial y} =$$

$$\frac{\partial}{\partial \sigma}(\frac{K_M}{D}\frac{\partial v}{\partial \sigma}) - \frac{gD^2}{\rho_0}\int_\sigma^0 [\frac{\partial \rho'}{\partial y} - (\frac{\sigma'}{D}\frac{\partial D}{\partial y}\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'})]d\sigma' + F_y \tag{3.24}$$

3.Conservação da Temperatura Potencial

$$\frac{\partial(\Theta D)}{\partial t} + \frac{\partial(\Theta u D)}{\partial x} + \frac{\partial(\Theta v D)}{\partial y} + \frac{\partial)}{\partial \sigma}(\Theta w) = \frac{\partial}{\partial \sigma}(\frac{K_H}{D}\frac{\partial \Theta}{\partial \sigma}) + F_{Theta} \tag{3.25}$$

4. Conservação da Salinidade

$$\frac{\partial(SD)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(SuD) + \frac{\partial}{\partial y}(SvD) + \frac{\partial)}{\partial \sigma}(Sw) = \frac{\partial}{\partial \sigma}(\frac{K_H}{D}\frac{\partial S}{\partial \sigma}) + F_S \tag{3.26}$$

E a partir daí será feita a discretização das equações.

- Grade C de Arakawa

Para o esquema de diferenciação espacial, o modelo usa uma grade alternada do tipo C de Arakawa. A figura (3.2) ilustra a posição relativa das variáveis sobre a grade. Este tipo de grade é o mais apropriado para modelos de alta resolução, com espaçamento horizontal menor que 50 Km.

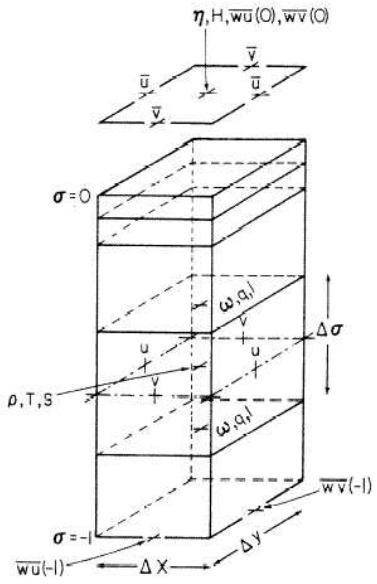


Figure 3.2: Esquema de Grade tipo C de Arakawa

- Esquema de Separação dos Modos e Esquema de Diferenças Finitas

A técnica de separação dos passos de tempo se dá pelo fato de existirem nas equações que representam a dinâmica do oceano movimentos com difrentes velocidades. Esta alternativa economiza tempo de computação porque separa as equações verticalmente integradas (modo externo, rápido) das equações que contém a estrutura vertical (modos internos, lentos). Essa técnica de separação dos modos (Mandala e Piacsek, 1977) permite calcular a elevação da superfície livre através do transporte. Esse cálculo é feito à parte dos cálculos tri-dimensionais para as velocidades e propriedades termodinâmicas.

A separação dos modos consiste em resolver inicialmente as equações para o modo externo com passo de tempo pequeno, mantedo nesta etapa a parte com modo interno fixa. Feito isso e assim então se determina a estrutura vertical, atualizam-se os termos dos modos internos e o ciclo recomeça. Os cálculos realizados do modo externo do programa principal são para elevação da superfície e as velocidades médias integradas (velocidades barotrópicas), ou transportes. Os cálculos realizados no modo interno são para U, V, Θ, S e para os termos turbulentos. Ambos são calculados segundo passos de tempo definidos a partir da condição de estabilidade de Courant Frederich Levy (CFL)

O esquema de diferenciação temporal é explícito na horizontal e implícto na vertical, sendo essa solução mais um fator que permite aumemtar a resolução para camadas-limites (de superfície e de fundo).

- Filtragem Espacial e Temporal

Filtragem de três pontos, tanto no tempo como no espaço, são utilizadas de modo a evitar ruídos e correspondentes instabilidades (Asselin, 1972). Essas filtragens em geral consideram peso 0,5 para o ponto central e 0,25 para o anterior e o posterior.

n	σ_n
1	-0
2	-0.03125
3	-0.0625
4	-0.125
5	-0.25
6	-0.5
7	-0.75
8	-0.875
9	-0.9375
10	-0.96875
11	-1

Tabela 3.3: Níveis σ_n

3.3 Parâmetros do Modelo

3.3.1 Grade e batimetria

A grade, de 181 X 138 pontos e orientação NS-EW, cobre toda região de estudo, entre as longitudes 46° e 44°30'W e latitudes 24°30' e 23°18', e tem espaçamento horizontal de 1 Km. A máxima profundidade da região de estudo é 155m.

A batimetria da região foi obtida por digitalização das cartas náuticas 80, 1600, 1614, 1635 e 1700, da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Brasil (DHN).

3.3.2 Níveis Sigma

Na vertical foram escolhido 11 níveis σ, de espessura $\delta\sigma$ variável, sendo menor nas camadas mais próximas ao fundo e à superfície e crescendo à medida que se aproxima ao meio da coluna d'água. A tabela 3.3 lista os níveis σ usados nesta modelagem.

3.3.3 DTE e DTI

A partir das Condições de estabilidade Courant Friedrish Lewy (CFL) e para os termos advectivos $T \leq \frac{h}{\sqrt{2\sqrt{gH}}}$ e das restrições para os termos difusivos $T \leq \frac{h_z^2}{2N_z}$, foram especificados os passos de tempo para o modo externo (DTE) e internos (DTI); 10s e 300s, respectivamente. Em alguns processamentos foram considerados passos de tempo de 6s e 180s, para DTE e DTI, respectivamente.

3.3.4 Condições de Contorno Aberto - Nível médio do mar

Elevações do nível médio do mar nos pontos marítimos do contorno aberto foram especificadas a partir de resultados de processamento de modelo numérico de plataforma, similar ao de Camargo & Harari (1994).

3.3.5 Marés

As marés nos limites abertos da grade foram especificadas a partir de interpolações das constantes harmônicas de amplitude e fase das principais componentes de maré na plataforma, calculadas por Harari & Camargo (1994).

Com as constantes harmônicas, previsões da altura de maré são realizadas, através de composições harmônicas, levando em conta correções nodais de amplitude e fase específicas para cada período de previsão de interesse (Franco, 1988 e Franco & Harari, 1987)

3.3.6 Vento

A intensidade e direção do vento são fornecidas ao modelo a cada hora, para cada ponto de grade, a partir das reanálises do NCEP/NCAR (Kalnay, 1996). Este vetor velocidade

então é transformado em tensão de cisalhamento $\overrightarrow{\tau}_{vento}$, pois é esta informação que entra nas equações.

Para parametrizar a tensão de cisalhamento do vento na superfície livre, temos a relação a seguir:

$$\overrightarrow{\tau}_{vento} = \rho_{ar} C_D \overrightarrow{v}_{vento} |\overrightarrow{v}_{vento}| \tag{3.27}$$

Onde C_D é o coeficiente de arrasto, determinado por

$$C_D = (0.75 + 0.067|\overrightarrow{v}_{vento}|).10^{-3} \tag{3.28}$$

3.3.7 Estrutura Termohalina

O modelo foi processado de modo a adotar, a cada mês de simulação, os campos tridimensionais médios mensais de temperatura e salinidade calculados pela climatologia global de Levitus & Boyer (1994). Na realidade, para evitar descontinuidades nesses campos, os valores médios mensais foram interpolados em base diária, para entrada no modelo. De fato, os processamentos do modelo não consideram evoluções no tempo de temperatura e salinidade, mas apenas valores médios diários foram usados em padrão diagnóstico.

3.4 Experimentos Numéricos - Processamentos P1 a P7

O modelo foi processado para cinco períodos de interesse, dos quais, em dois períodos, diferentes conjuntos de forçantes foram adotados. A tabela 3.4 apresenta um resumo dos períodos e forçantes consideradas, num total de sete processamentos (P1 a P7)

- Simulações de 2005

  O intuito principal deste trabalho é analisar a resposta da região para forçantes de ventos transientes e TS médios mensais e, assim, caracterizar a relação da hidrodinâmica local com estas forçantes.

  Para isso, o POM foi inicialmente processado de janeiro a dezembro de 2005 de duas maneiras distintas. Na primeira delas (processamento P1), foram considerados os efeitos das marés, nível médio do mar nas bordas, médias de TS mensais e ventos transientes, para comparação com estudos anteriores e com outros processamentos.

  No segundo processamento (P2), retirou-se a forçante de marés. Então, comparou-se a série temporal de elevação do nível do mar do modelo no processamento P2 com a série temporal de elevação da superfície do mar, corrigida de maré, obtida pelo satélite altimétrico TOPEX/POSEIDON. Análises entre os processamentos e com estudos anteriores também foram realizadas, para verificar a proximidade dos resultados obtidos com medições.

  Nesses processamentos P1 e P2 foram adotados passos de tempo de 300s e 10 s, para os modos internos e externo, respectivamente.

- Simulações de 2001

  Estudos anteriores analisaram resultados de simulações de 1999, forçando o modelo com marés e vento médio climatológico de verão e inverno, e com marés e ventos teóricos intensos (com a intenção de representar efeitos extremos da ASAS)(Tonin, 2001). Usando este estudo como base para comparações, no presente trabalho o modelo foi forçado por marés isoladamente (processamento P3) e por marés e ventos transientes, de Julho a Outubro de 2001 (processamento P4).

  Nos processamentos P3 e P4 foram adotados 180s para o passo de tempo para os modos internos e 9s para o modo externo; em particular foram consideradas saídas para 9 níveis de profundidade a saber: 0m, 10m, 20m, 30m, 40m, 50m, 75m, 100m e 125m.

- Simulações de 1985, 1976 e 1963

  Em processamentos de alguns meses nos anos de 1985 e 1976 (processamentos P5 e P6) foi considerada apenas a forçante de marés. Estas últimas simulações foram feitas com intuito de comparar resultados do modelo com dados de correntes disponíveis do BAMPETRO.

  Devido à disponibilidade de dados de elevação da superfície do mar para o mês de dezembro de 1963, oriundos do marégrafo da Base de Ubatuba, também processou-se o modelo para este período, considerando apenas a maré como forçante (processamento P7).

  Devido às características dos dados de corrente do BAMPETRO e dos dados de elevação do nível do mar do marégrafo da Base de Ubatuba, o modelo foi processado para os meses de Janeiro e Fevereiro de 1985 com saídas para 4 niveis z: 2m, 10m,

Processamento	Ano de Simulação	Meses	Forçantes	Fonte de Comparação
P1	2005	Janeiro a Dezembro	Maré + Vento + TS + Nível médio do mar	Estudos Anteriores
P2	2005	Janeiro a Dezembro	Vento + TS + Nível médio do mar	Estudos Anteriores e TOPEX/POSEIDON
P3	2001	Julho a Outubro	Maré	Estudos Anteriores
P4	2001	Julho a Outubro	Maré + Vento	Estudos Anteriores
P5	1985	Janeiro e Fevereiro	Maré	Dados do BAMPETRO
P6	1976	Abril a Julho	Maré	Dados do BAMPETRO
P7	1963	Novembro e dezembro	Maré	Dados do Marégrafo

Tabela 3.4: Experimentos numéricos realizados e suas respectivas forçantes

30m e 35m. Pela mesma razão, processou-se o período de Abril a Julho de 1976, com saídas para as profundidades de 0m, 5m, 10m e 15m. Já 1963 na simulação para os meses de Novembro e Dezembro de 1963, foram consideradas saídas para as profundidades 1m 6m 12m e 20m

Nos processamentos P5 a P7 os passos de tempo DTE e DTI foram de 9s e 180s, respectivemente.

Capítulo 4

RESULTADOS

4.1 Simulações de 2005 (P1 e P2)

A figura 4.1 mostra as posições dos dados de meteorologia os quais foram interpolados para a grade oceanográfica usada no modelo.

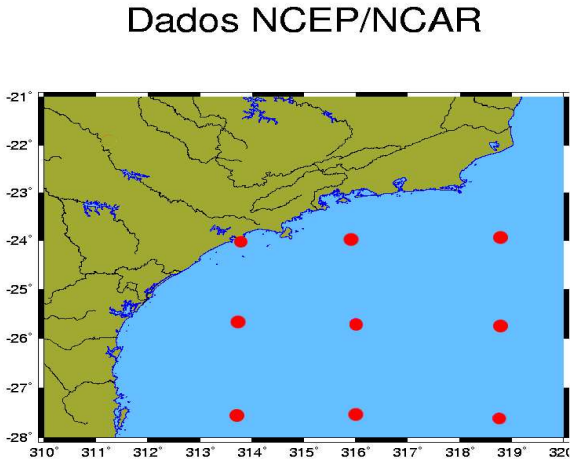


Figura 4.1: Localização dos pontos com dados de ventos de superfície disponibilizados pelo NCEP/NCAR, para a área de estudo.

As figuras 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5, 4.6, 4.7 mostram os valores médios mensais de corrente na superfície calculados pelo modelo segundo o processamento P2, e vento de superfície do NCEP/NCAR; nessas figuras, são plotados um vetor a cada dois para as correntes e um a cada dez para os ventos.

Para análise das médias mensais de intensidade e direção do vento e números mensais de ocorrência de frentes frias foram construídos: séries temporais mensais de pressão atmosférica, *stick plots* mensais do vetor velocidade do vento na superfíice e número de ocorrências de ventos (mensalmente). Levando-se em conta que para uma área das proporções deste trabalho, o vento sinótico é praticamente uniforme, os gráficos (4.8 e 4.9) consideram os dados de pressão e vento na superfície no ponto 45.5^{o}W e 24^{o}S (ponto central da grade).

Em seguida, a tabela 4.1 mostra valores de média mensal e desvio padrão no ponto de exemplo para: componente longitudinal do vento ($\overrightarrow{v}_{ew}$ e σew), componente meridional do vento ($\overrightarrow{v}_{ns}$ e σns) e intensidade do vento ($\overrightarrow{v}$ e σv). Já na tabela 4.2 têm-se as médias mensais de corrente de superfície ($\overrightarrow{v}_{sup}$) e elevação da superfície do mar (e) e respectivos desvio padrão ($\sigma_{v_{sup}}$ e σ_e).

A série temporal de elevação da superfície do mar produzida pelo processamento P2, forçado apenas pelo nível médio do mar, vento e estrutura de TS, foi comparada com medidas altimétricas do satélite TOPEX/POSEIDON, segundo amostragens a cada 10 dias (que é o período de repetição das medições remotas); na figura 4.10 se encontra a localização dos pontos de comparação e, na figura 4.12, as séries temporais dos dados do modelo e do T/P.

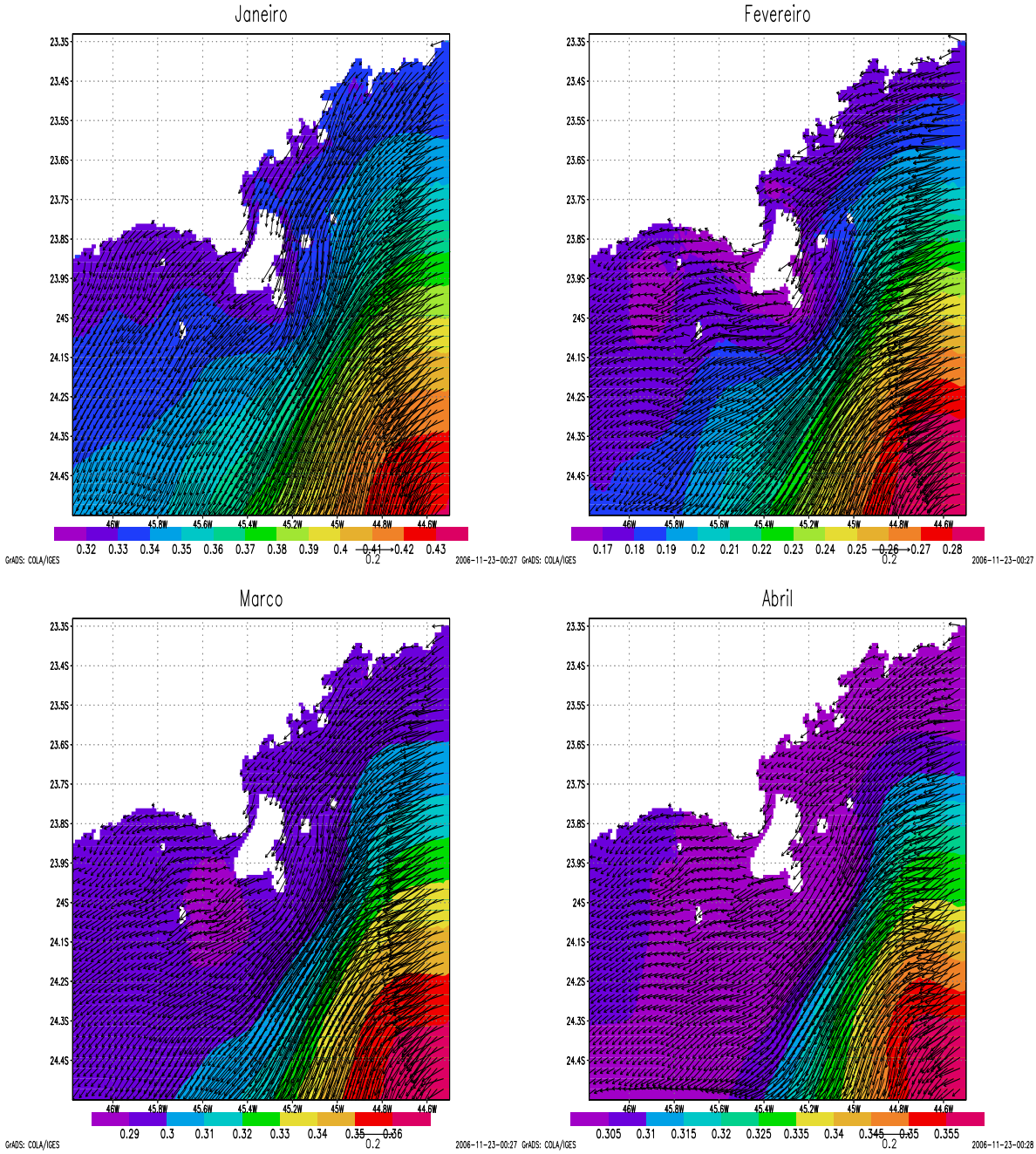


Figura 4.2: Médias mensais de corrente de superfície (m/s) e de elevação da superficie do mar (m) calculadas pelo modelo numérico hidrodinâmico para os quatro primeiros meses de 2005 (P2).

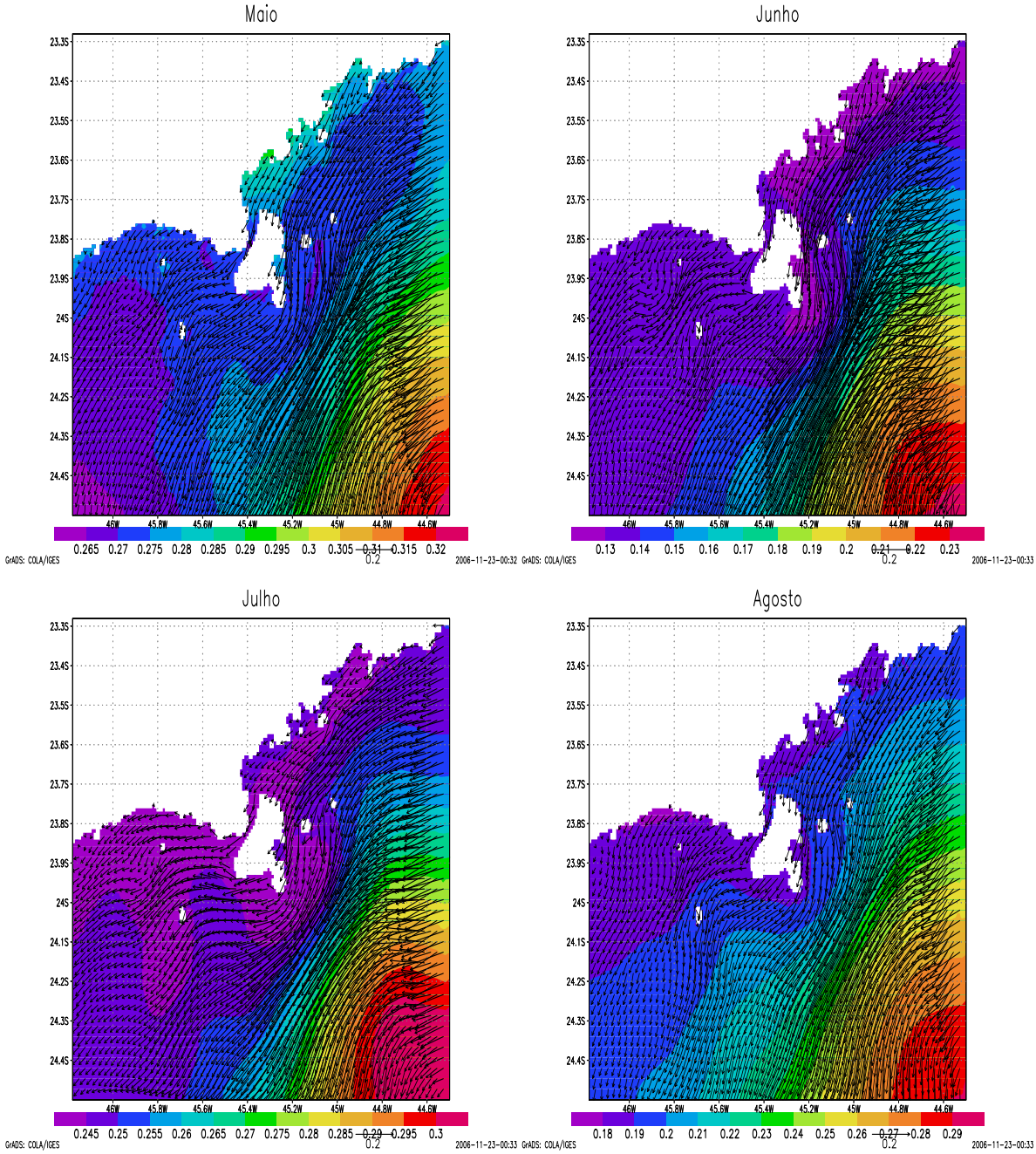


Figura 4.3: Médias mensais de corrente de superfície(m/s) e de elevação da superficie do mar (m) calculadas pelo modelo numérico hidrodinâmico para os meses 05, 06, 07 e 08 de 2005 (P2).

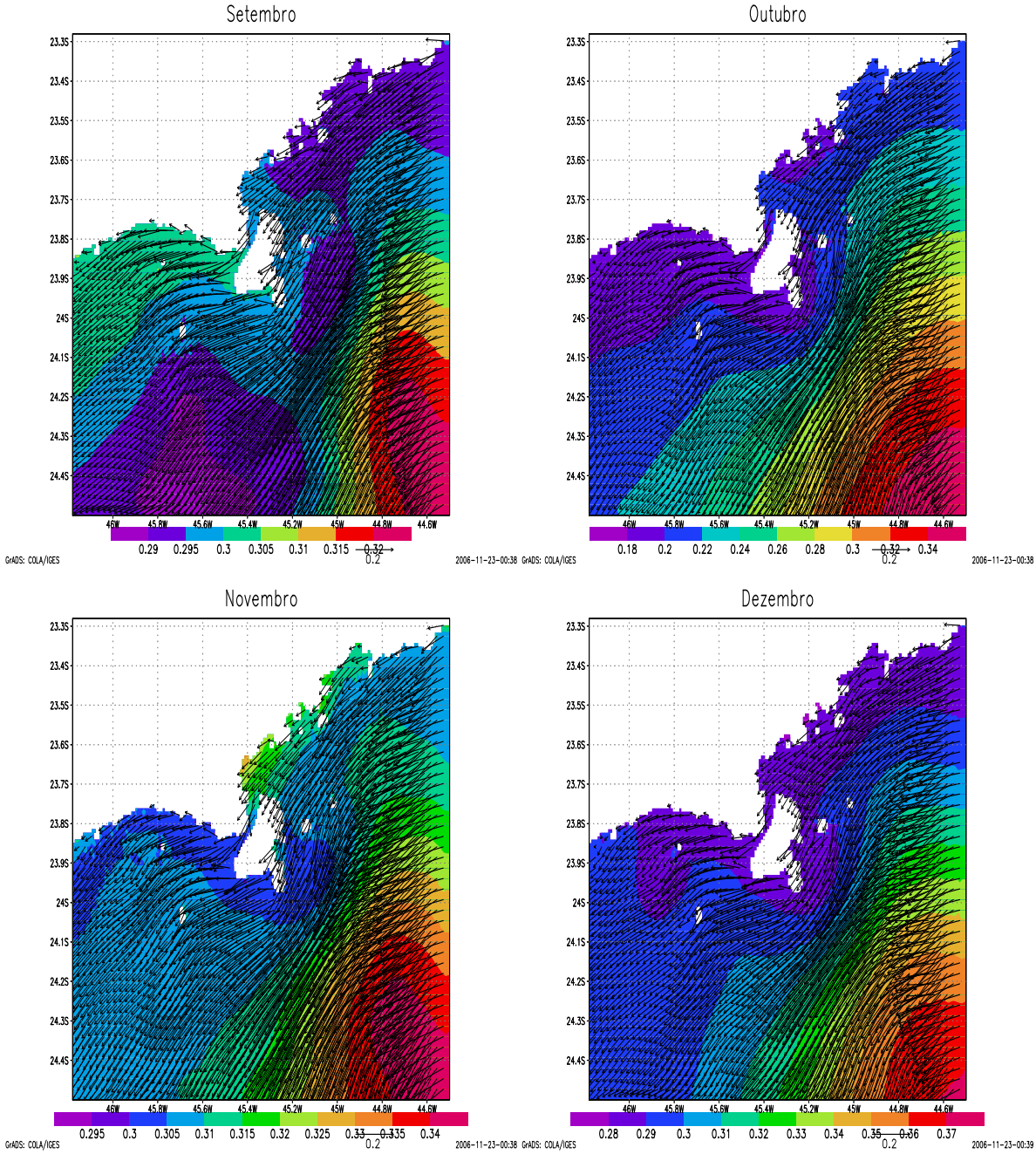


Figura 4.4: Médias mensais de corrente de superfície (m/s) e de elevação da superficie do mar (m) calculadas pelo modelo numérico hidrodinâmico para os quatro últimos meses de 2005 (P2).

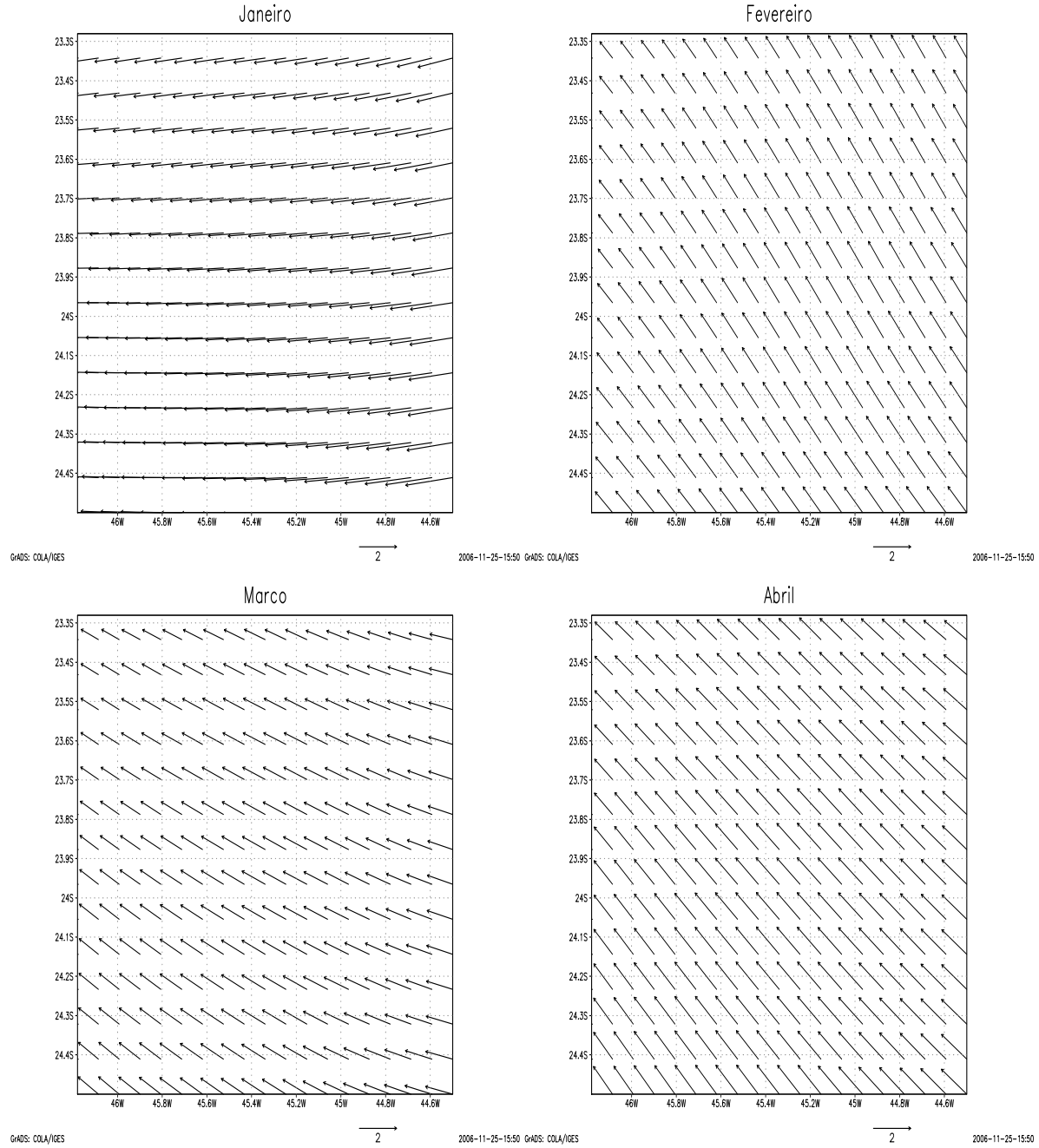


Figura 4.5: Médias mensais de velocidade do vento na superfície do mar (m/s) disponibilizados pelo NCEP/NCAR para os quatro primeiros meses de 2005.

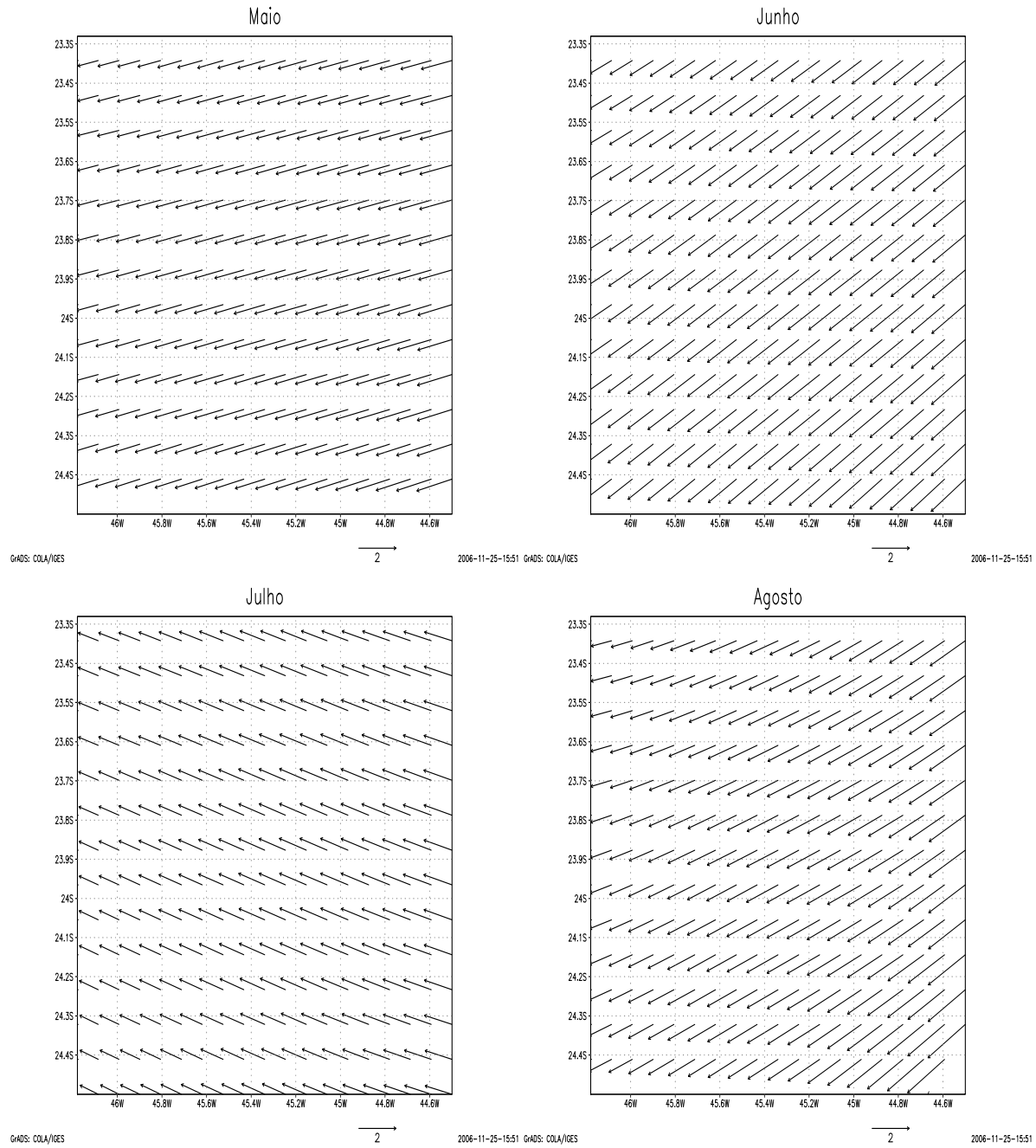


Figura 4.6: Médias mensais de velocidade do vento na superfície do mar (m/s) disponibilizados pelo NCEP/NCAR para os meses 05, 06, 07 e 08 de 2005.

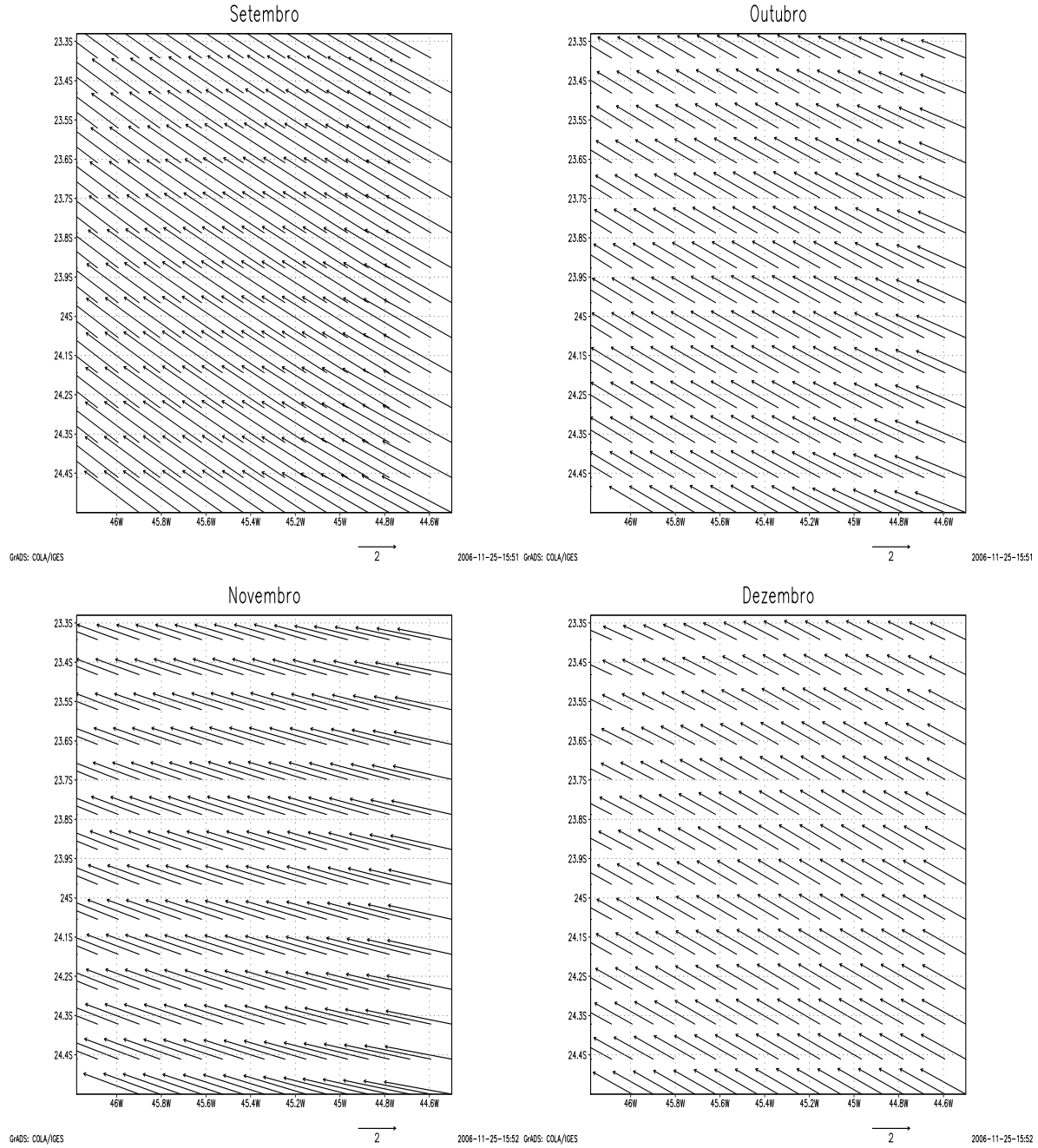
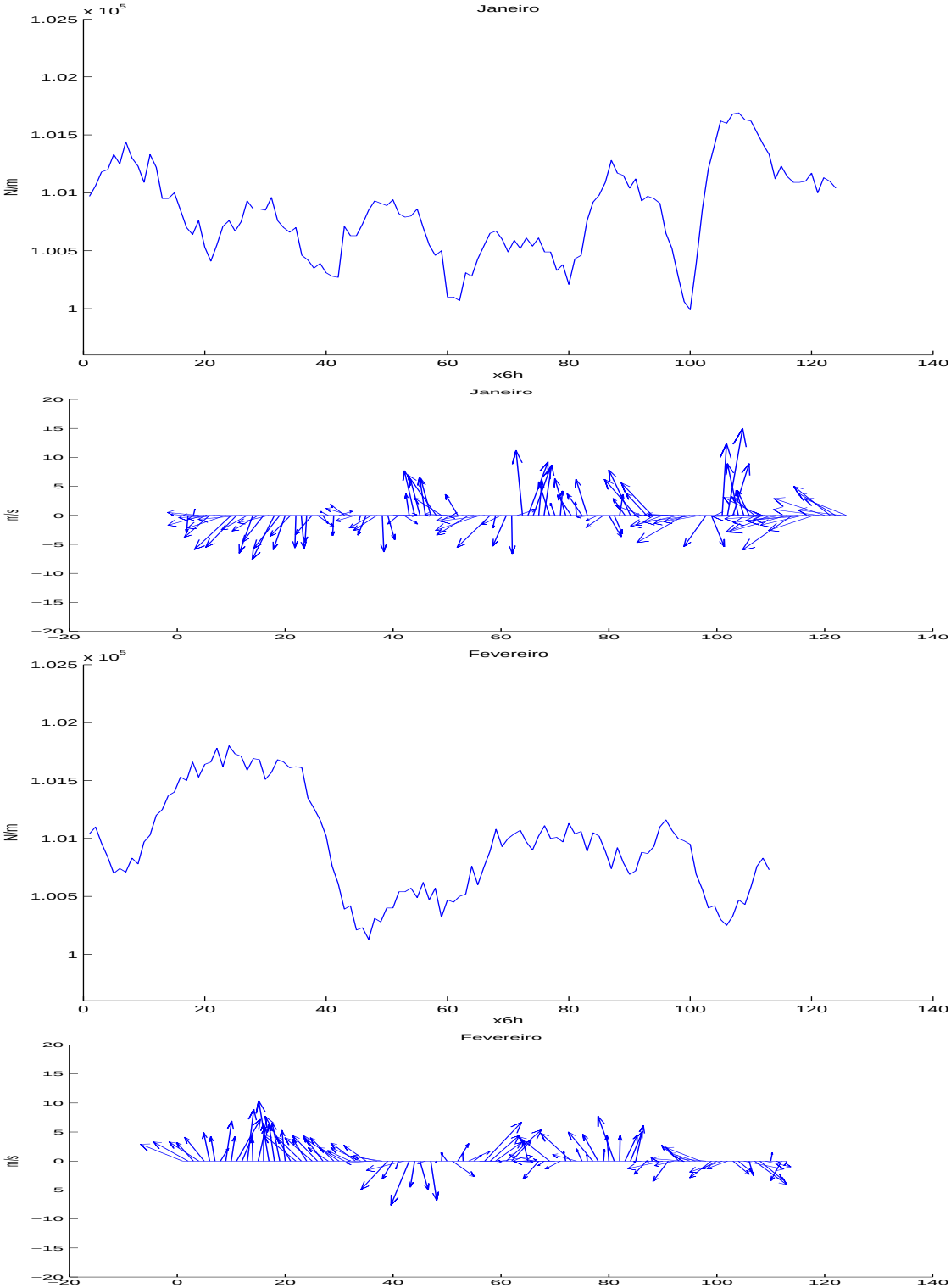
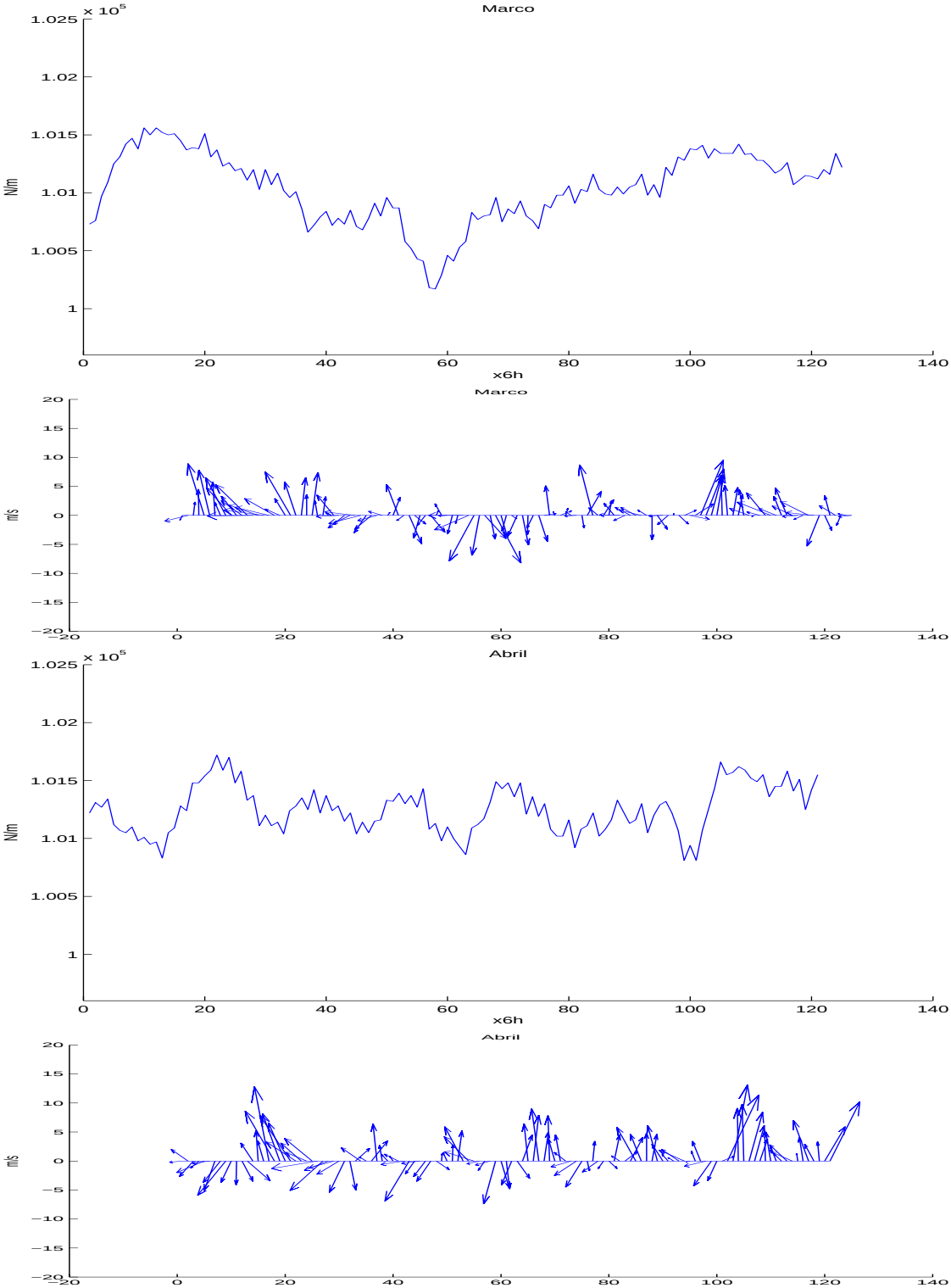
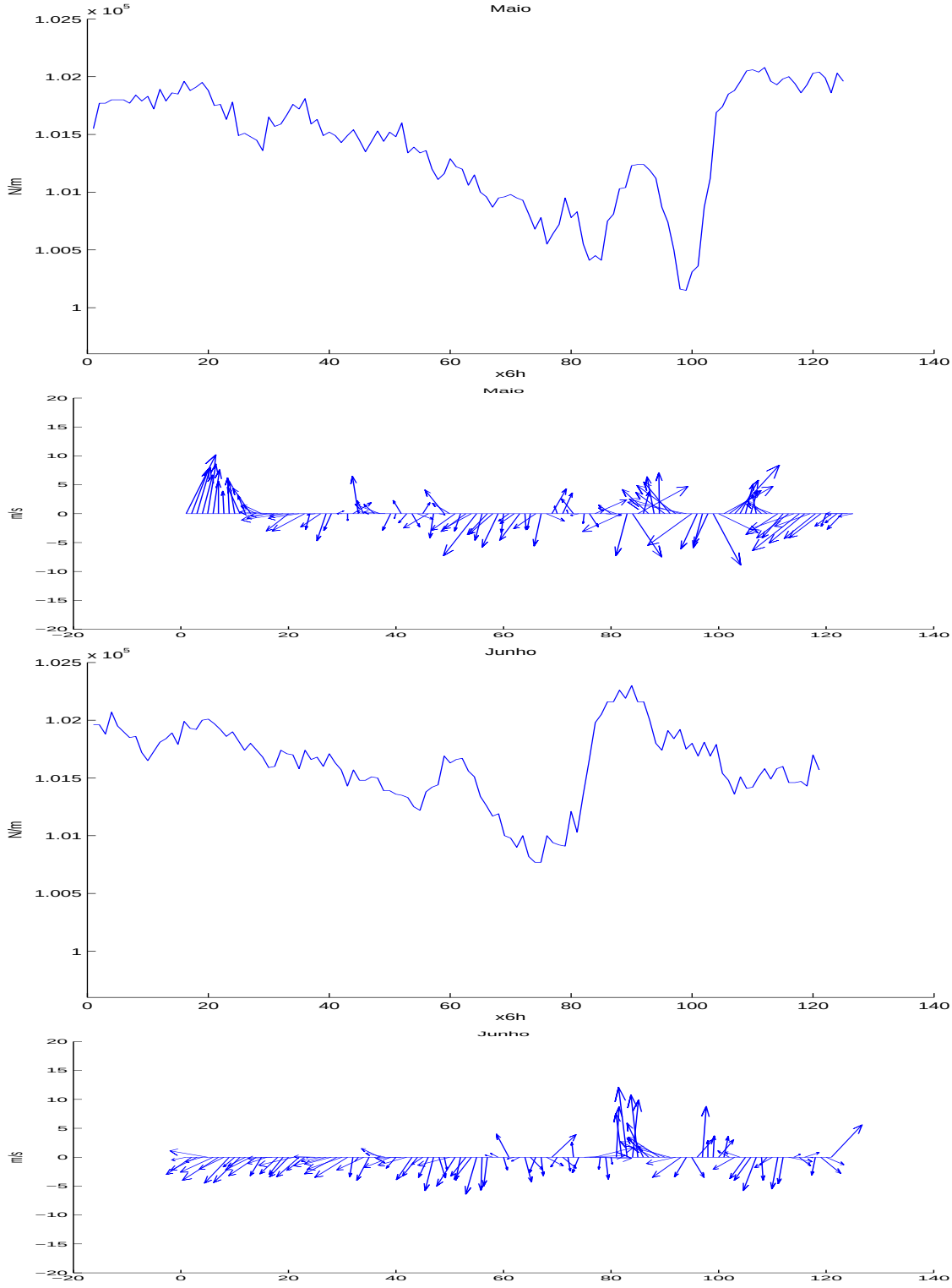
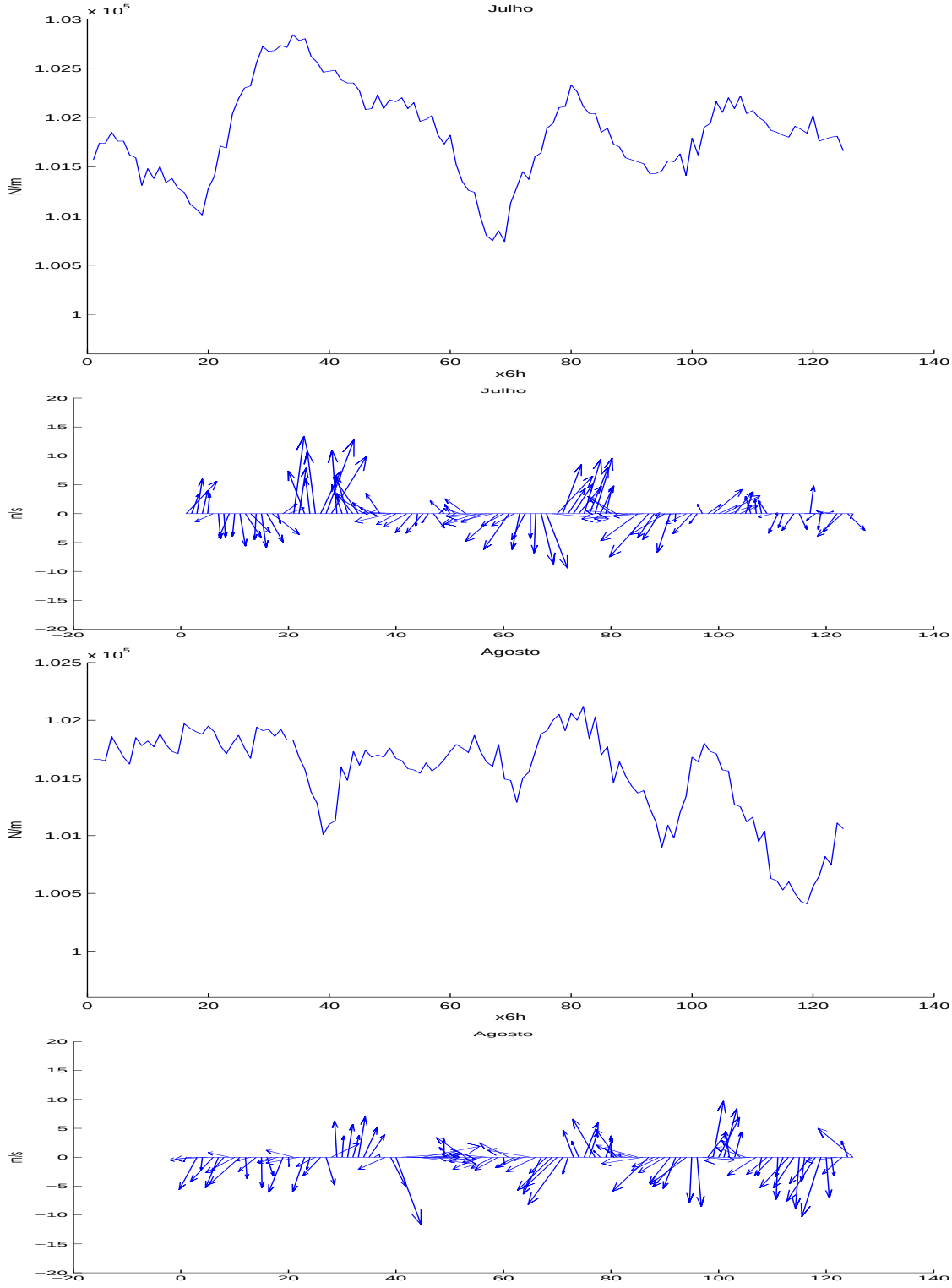


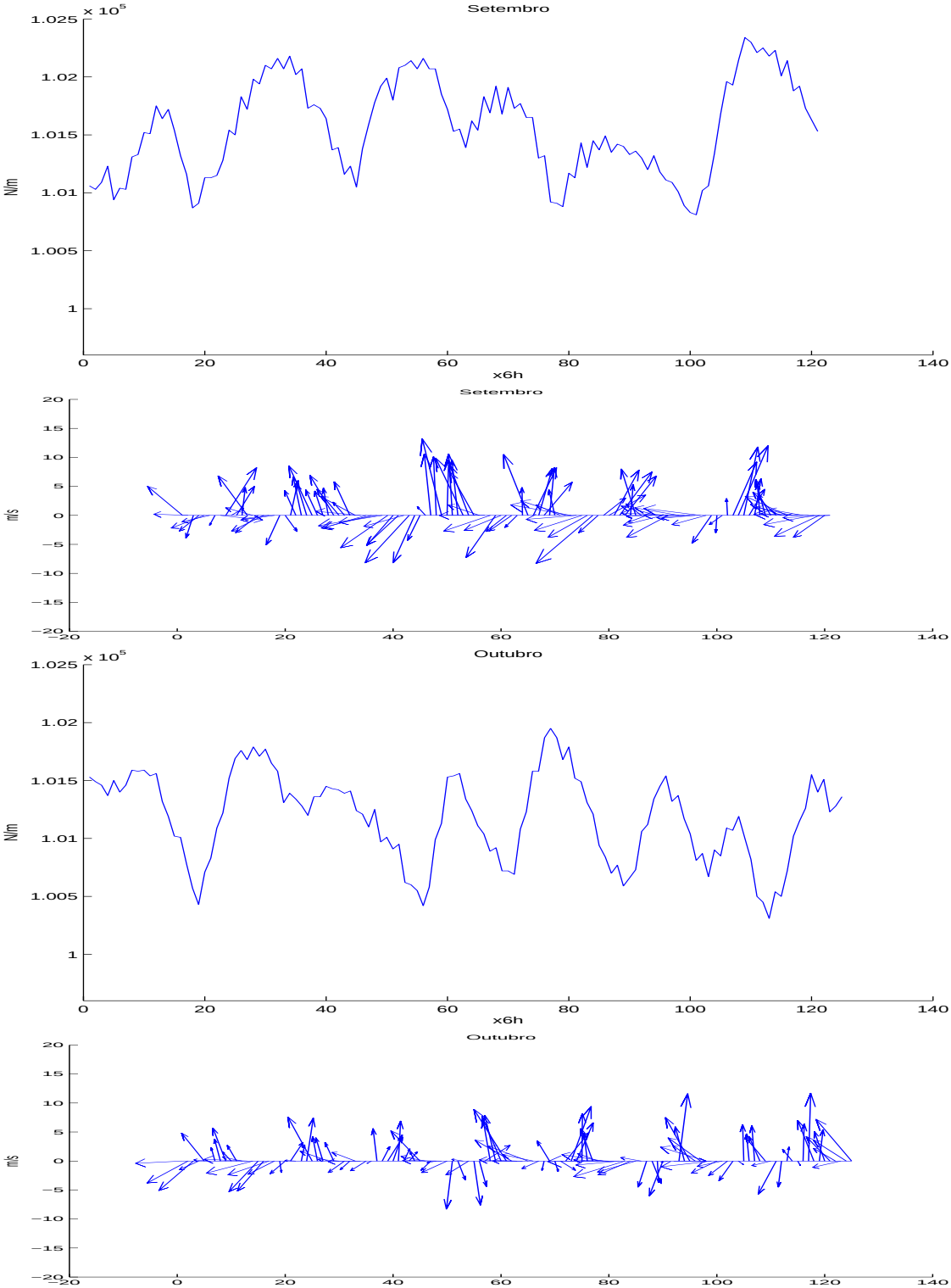
Figura 4.7: Médias mensais de velocidade do vento na superfície do mar (m/s) disponibilizados pelo NCEP/NCAR para os quatro últimos meses de 2005.


Janeiro
x 10^5
N/m
x6h
Janeiro
m/s
Fevereiro
x 10^5
N/m
x6h
Fevereiro
m/s


Marco
x 10^5
N/m
x6h
Marco
m/s
Abril
x 10^5
N/m
x6h
Abril
m/s


Maio
x 10^5
N/m
x6h
Maio
m/s
Junho
x 10^5
N/m
x6h
Junho
m/s


Julho
x 10^5
N/m
x6h
Julho
m/s
Agosto
x 10^5
N/m
x6h
Agosto
m/s


Setembro
x 10^5
N/m
x6h
Setembro
m/s
Outubro
x 10^5
N/m
x6h
Outubro
m/s

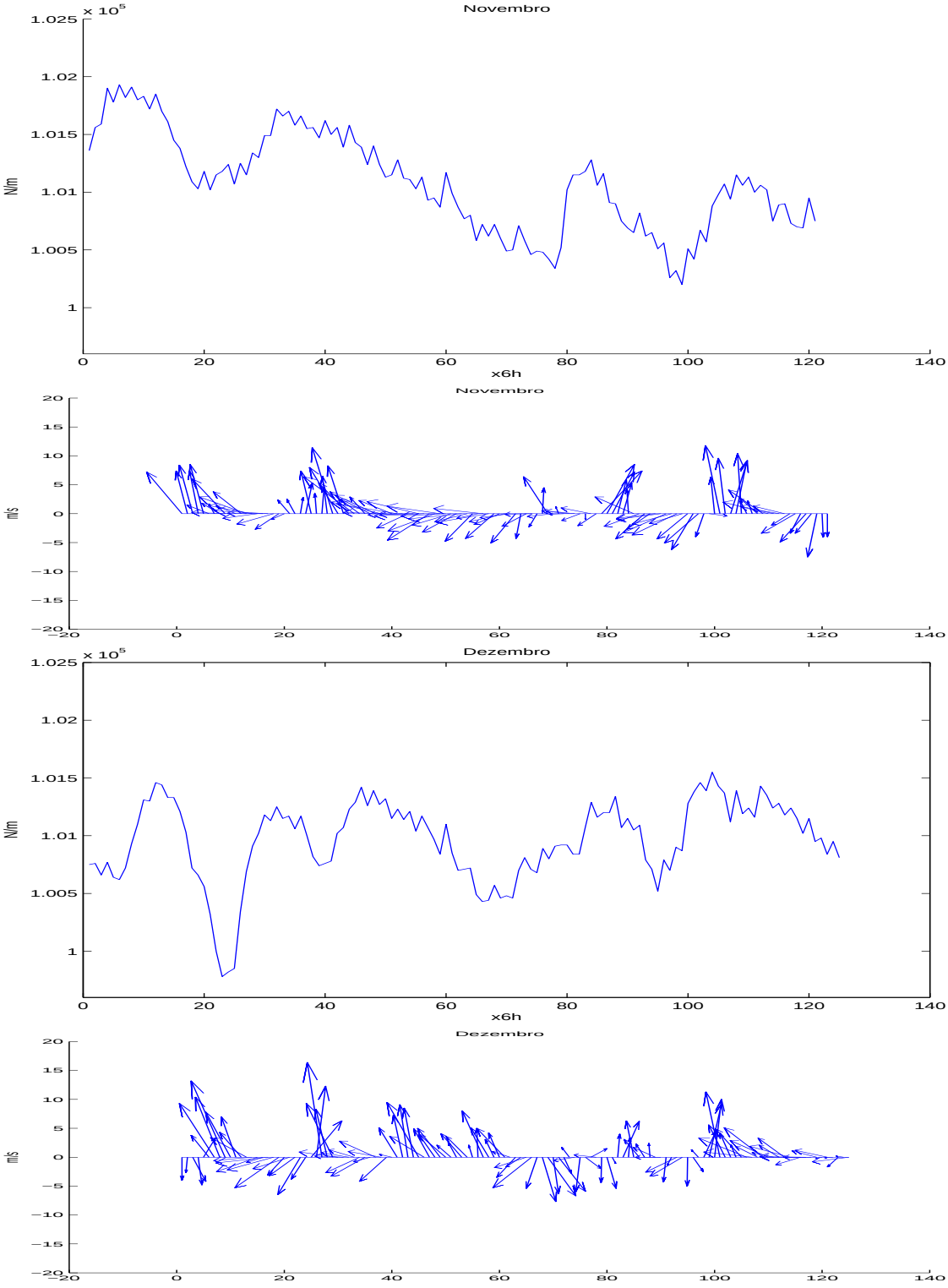
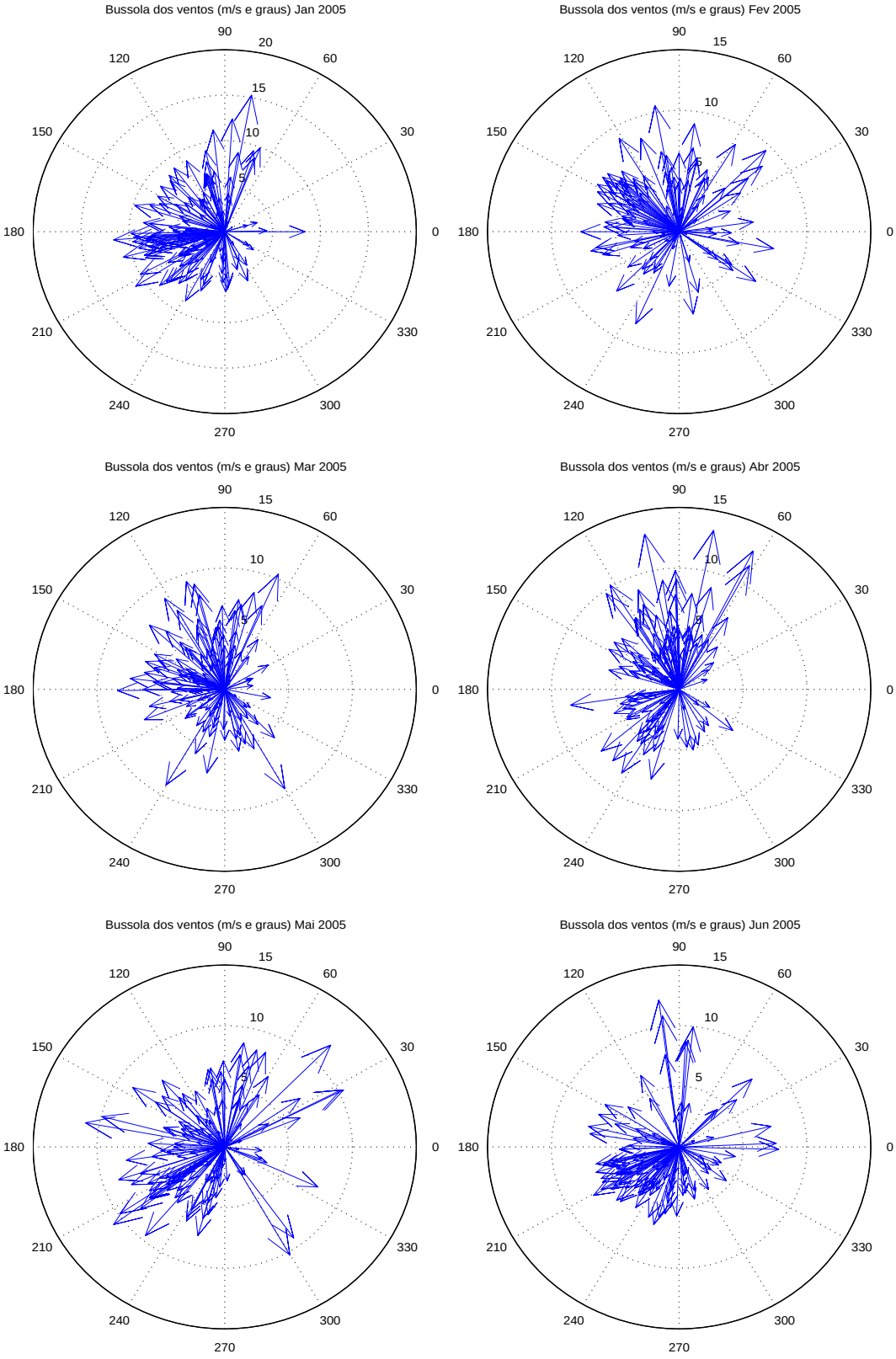
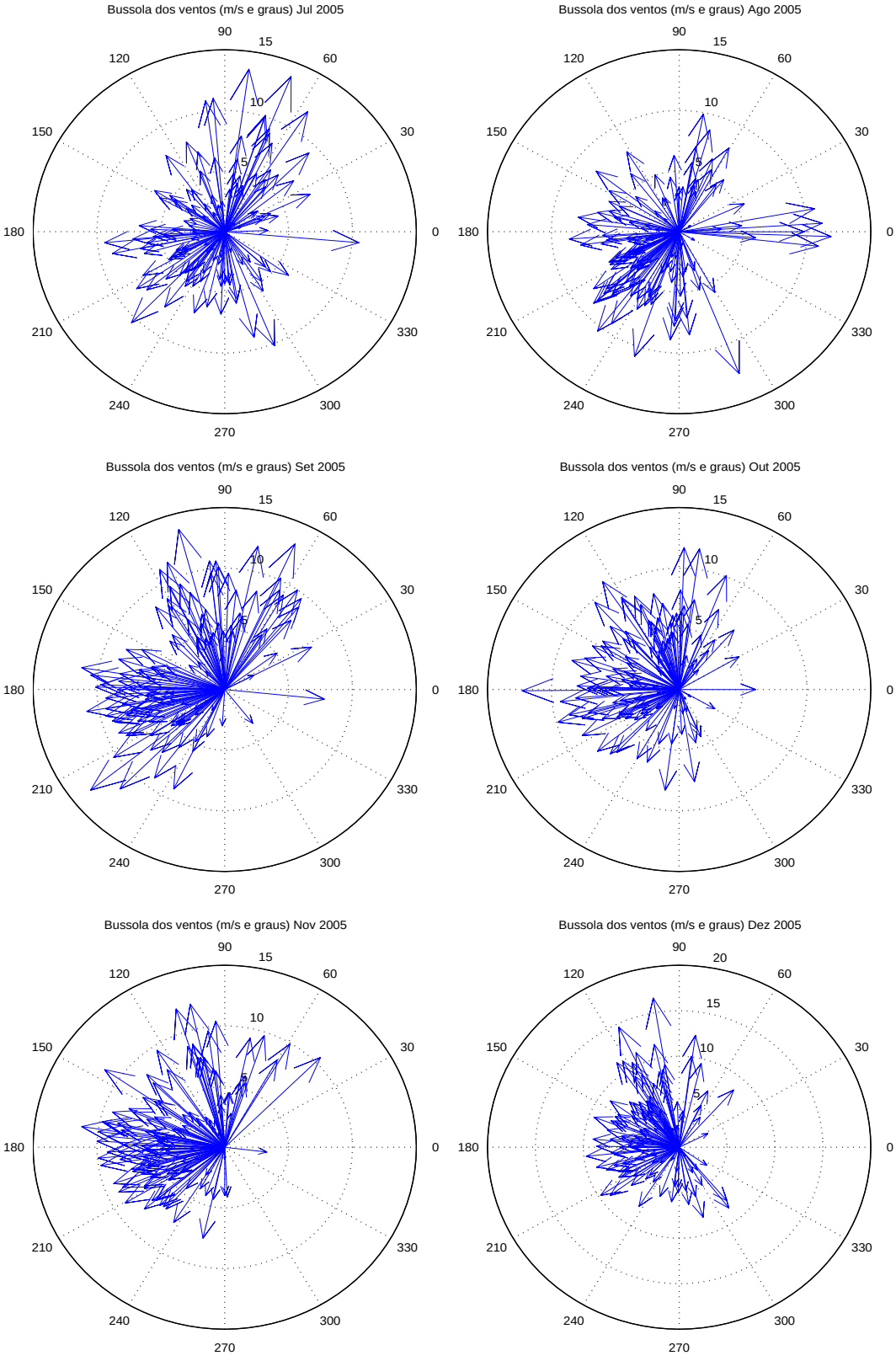
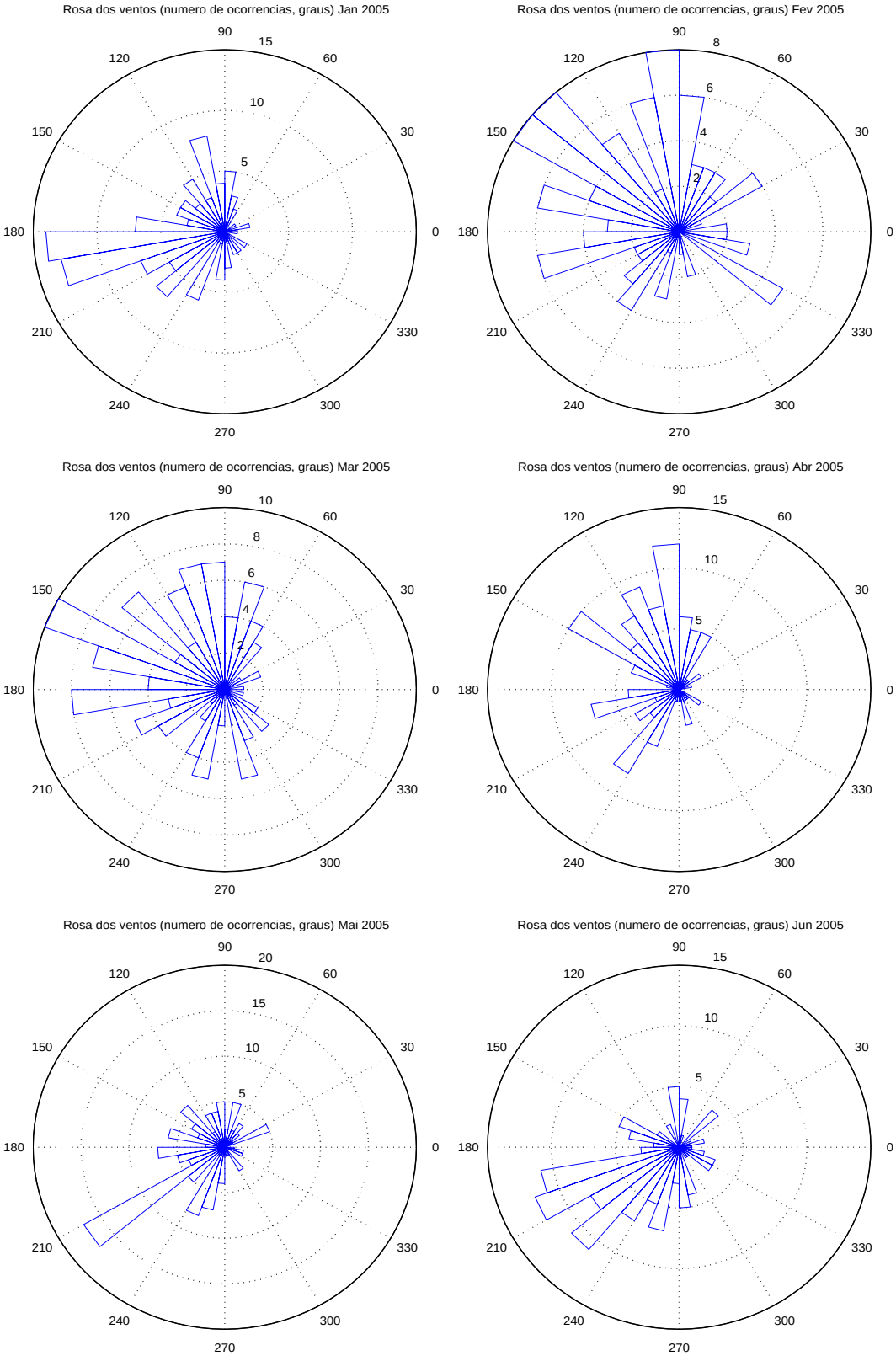


Figura 4.8: Variação mensal da pressão atmosférica na superfície e *stick plot* do vento na superfície, mês a mês, para o ano de 2005, segundo dados do NCEP/NCAR.


Bussola dos ventos (m/s e graus) Jan 2005
Bussola dos ventos (m/s e graus) Fev 2005
Bussola dos ventos (m/s e graus) Mar 2005
Bussola dos ventos (m/s e graus) Abr 2005
Bussola dos ventos (m/s e graus) Mai 2005
Bussola dos ventos (m/s e graus) Jun 2005
90
120
60
150
30
180
0
210
330
240
300
270


Bussola dos ventos (m/s e graus) Jul 2005
Bussola dos ventos (m/s e graus) Ago 2005
Bussola dos ventos (m/s e graus) Set 2005
Bussola dos ventos (m/s e graus) Out 2005
Bussola dos ventos (m/s e graus) Nov 2005
Bussola dos ventos (m/s e graus) Dez 2005
90
15
60
30
0
330
300
270
240
210
180
150
120
10
5
20


Rosa dos ventos (numero de ocorrencias, graus) Jan 2005
Rosa dos ventos (numero de ocorrencias, graus) Fev 2005
Rosa dos ventos (numero de ocorrencias, graus) Mar 2005
Rosa dos ventos (numero de ocorrencias, graus) Abr 2005
Rosa dos ventos (numero de ocorrencias, graus) Mai 2005
Rosa dos ventos (numero de ocorrencias, graus) Jun 2005
0
30
60
90
120
150
180
210
240
270
300
330

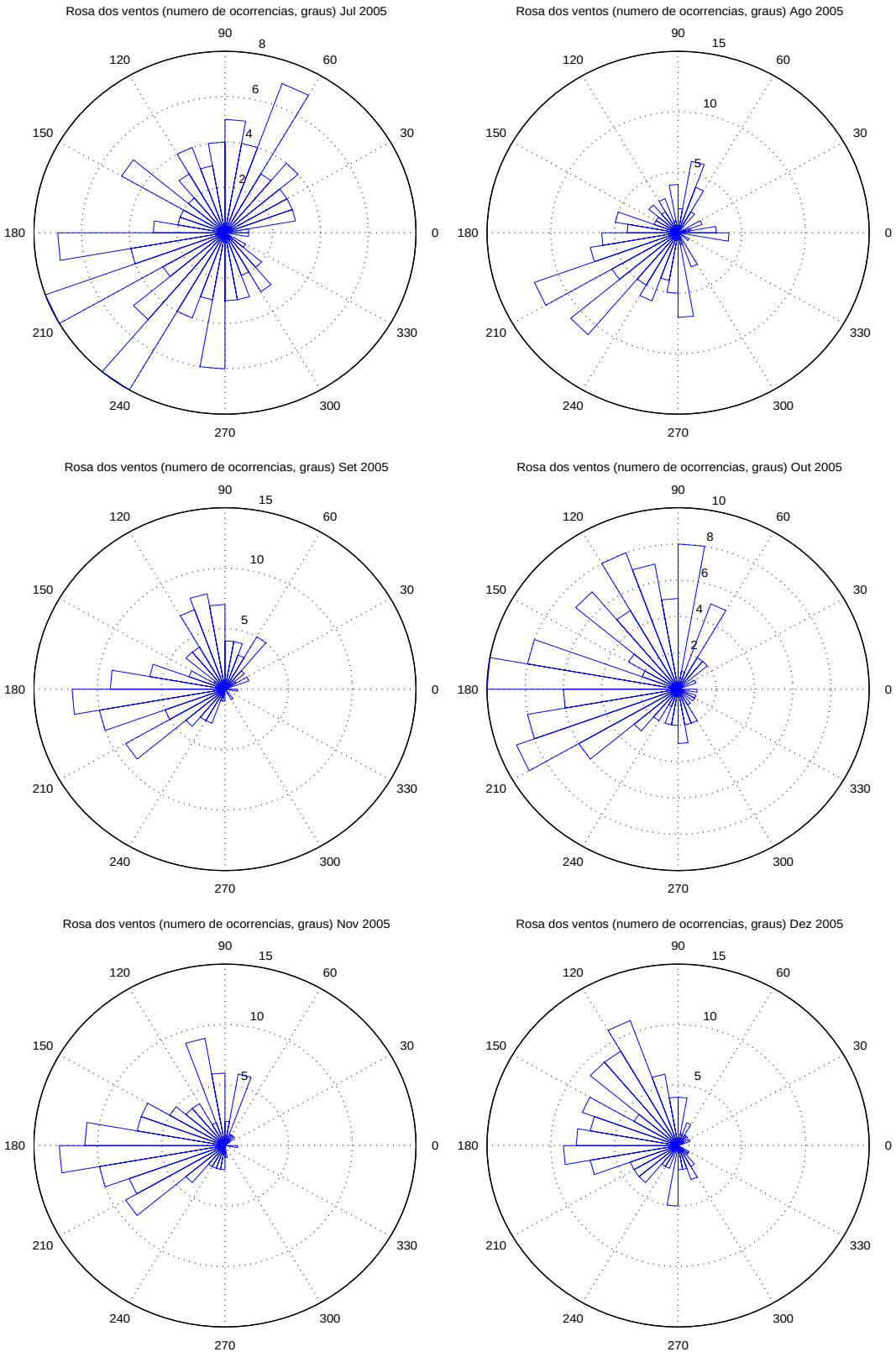


Figura 4.9: Distribuições e Histogramas Polares de ventos de superfície, mês a mês, para o ano de 2005, segundo dados do NCEP/NCAR.

Mês	$\overrightarrow{v}_{ew}$ (m/s)	σ_{ew} (m/s)	$\overrightarrow{v}_{ns}$ (m/s)	σ_{ns} (m/s)	$\overrightarrow{v}$ (m/s)	σ_v (m/s)
Jan	-3.31	3.78	-0.04	4.5	6.17	2.6
Fev	-1.2	3.5	1.66	3.4	4.85	2.17
Mar	-1.36	3.04	0.99	3.6	4.19	2.22
Abr	-1.38	2.53	1.74	4.36	4.86	2.56
Mai	-1.71	3.74	-0.01	3.96	5.1	2.55
Jun	-1.69	3.18	-0.9	3.5	4.64	2.1
Jul	-0.83	3.66	0.45	4.61	5.33	2.63
Ago	-1.65	4.03	-1.01	4.11	5.54	2.46
Set	-3.44	4.39	1.89	4.9	7.2	2.5
Out	-2.6	3.34	1.41	4.04	5.47	2.47
Nov	-4.2	3.54	1.2	4.23	6.59	2.43
Dez	-2.99	3.25	1.59	4.71	6.04	2.77

Tabela 4.1: Média e desvio padrão mensal de componentes longitudinal e meridional e da intensidade do vento no ponto central da grade (disponibilizado por NCEP/NCAR).

Mês	$\overrightarrow{v}_{sup}$ (cm/s)	$\sigma_{v_{sup}}$ (cm/s)	e (cm)	σ_e (cm)
Jan	26.14	12.7	31.7	1.9
Fev	44.39	19.34	25.8	2.3
Mar	15.6	8.8	29.7	2.3
Abr	17.74	11.58	30.33	1.7
Mai	37.48	9.24	22.76	2.28
Jun	24.52	14.6	19.64	2.97
Jul	23.23	9.7	26.82	1.9
Ago	23.2	9.8	23.75	1.75
Set	17.98	8.88	27.05	1.8
Out	41.04	17.4	30.48	2.1
Nov	37.8	9.57	28.62	2.25
Dez	15.14	10.6	33.34	1.97

Tabela 4.2: Média e desvio padrão mensal de correntes de superfície e elevação do nível do mar, calculados pelo modelo numérico hidrodinâmico.

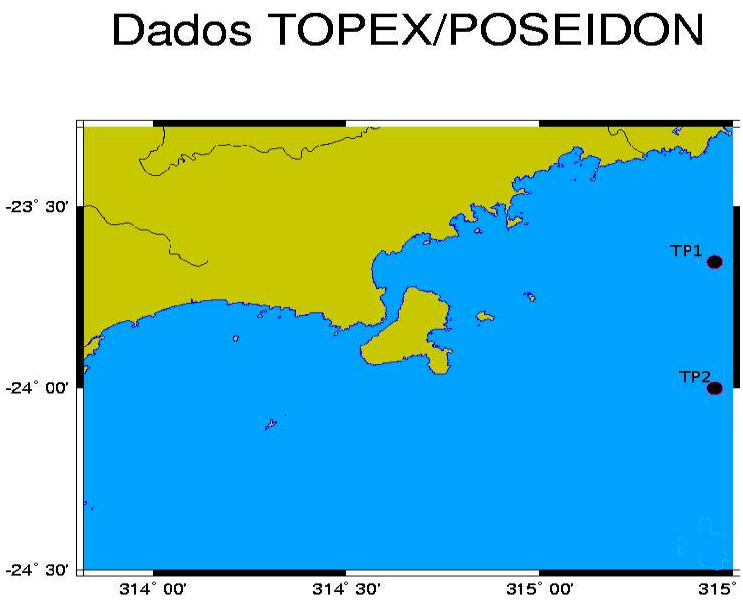


Figura 4.10: Localização dos pontos dos dados do TOPEX/POSEIDON no área de estudo.

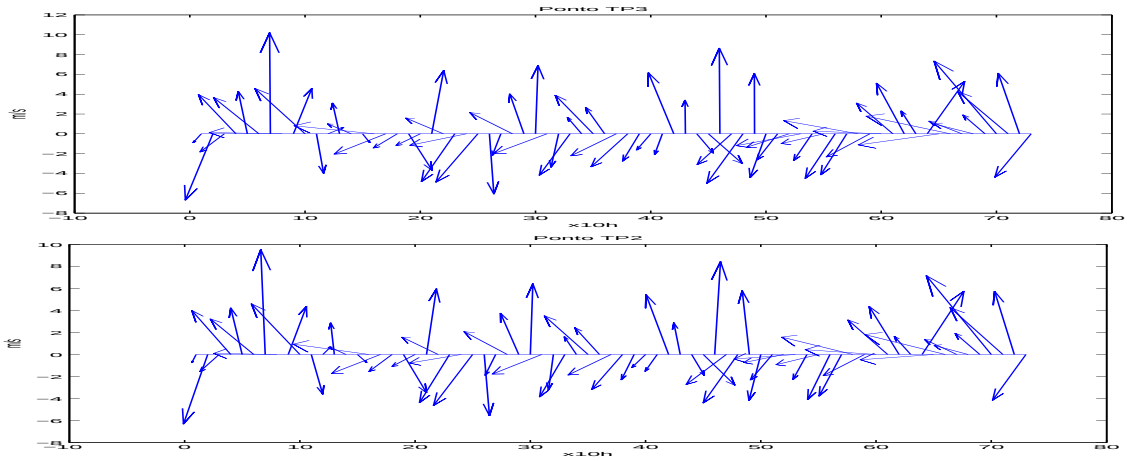


Figura 4.11: Stick plot do vetor velocidade do vento nos pontos TP_1 e TP_2 (m/s) a cada 10 dias (de Janeiro a Outubro de 2005).

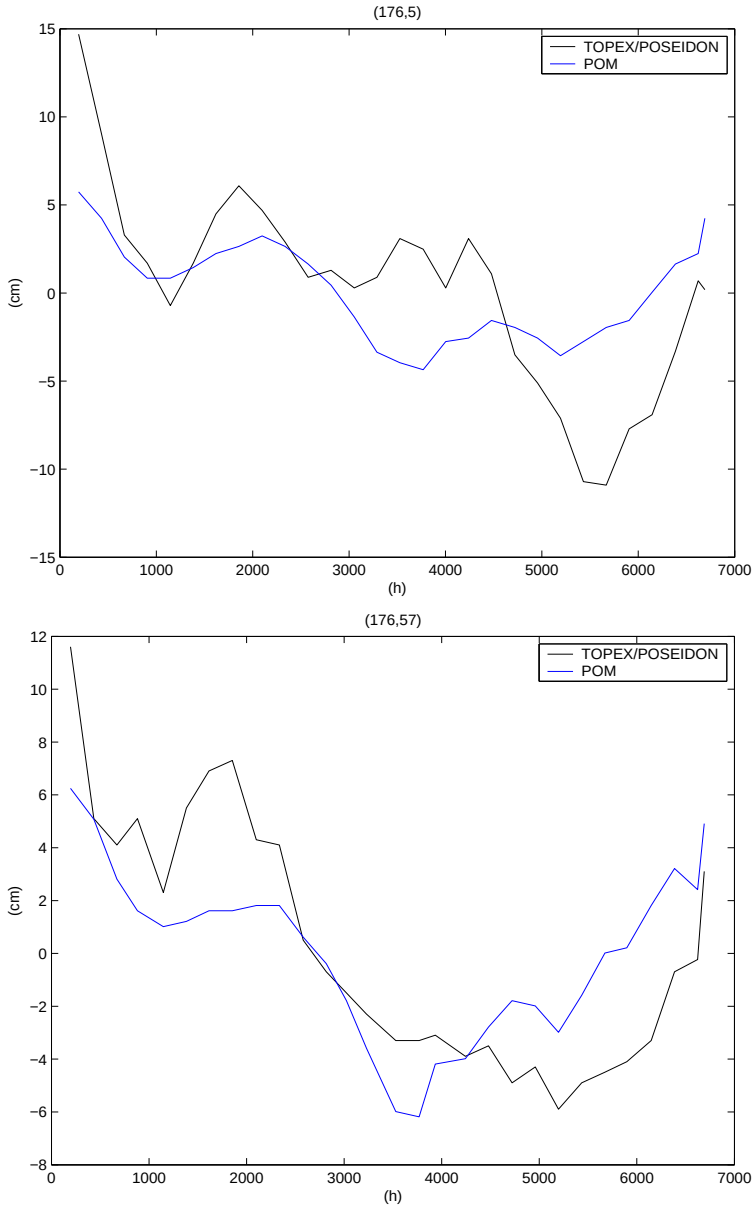


Figura 4.12: Séries temporais da elevação do nível do mar calculada pelo modelo numérico hidrodinâmico e medida pelo altímetro, nos pontos TP_1 e TP_2 a cada 10 dias (de Janeiro a Outubro de 2005).

A figura 4.13 mostra correntes de superfície e elevação do nível do mar devidas somente a marés, em instantes de máximas enchentes e vazantes respectivamente, às 3h e 21h GMT do dia 10 de janeiro de 2005, apresentando um vetor a cada dois calculado. Este resultado que mostra apenas o efeito da forçante de marés, é obtido subtraindo-se a resposta do modelo forçado por marés, nível médio do mar, vento e campo médio de TS da resposta com nível médio do mar, vento e campo médio de TS, lembrando que processamentos apenas com marés, para o ano de 2005, não foram realizados.

Nesta situação de sizígia, considerando apenas esta forçante, as correntes são aproximadamente perpendiculares ao contorno da costa, sofrendo forte influência da topografia, como observado em estudos anteriores. As correntes de superfície são da ordem de 4,6 cm/s.

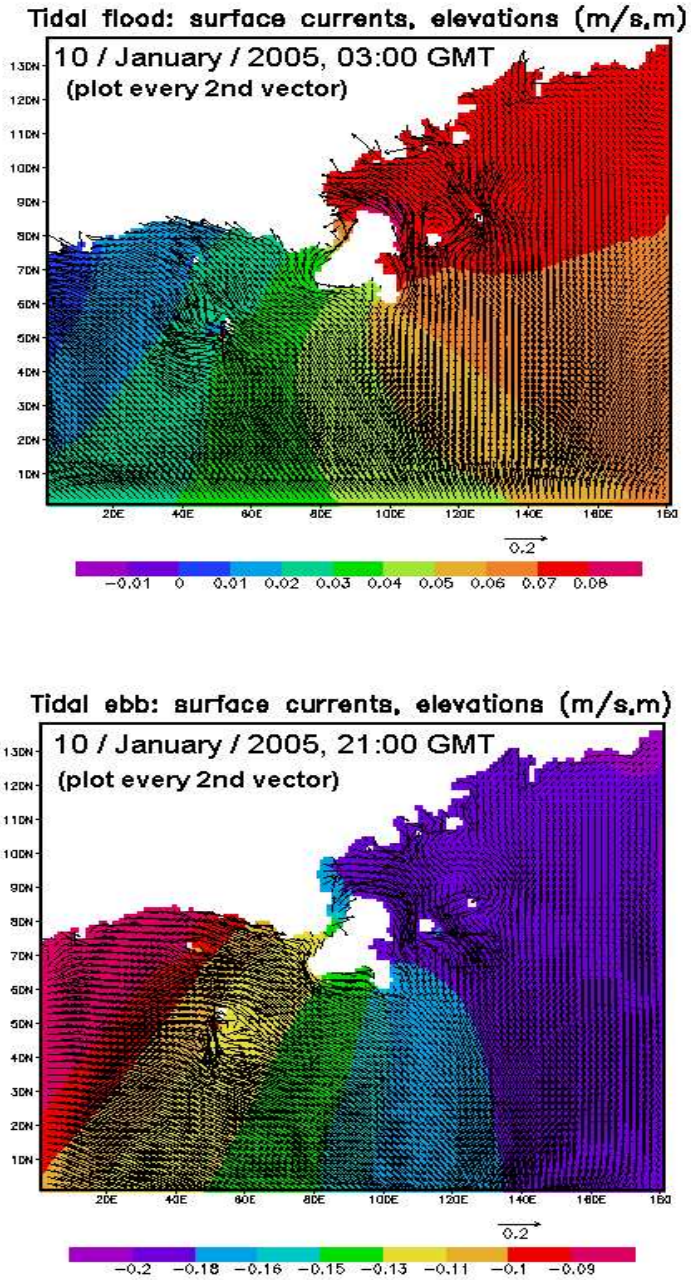


Figura 4.13: Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidas somente as marés, nos instantes de máxima enchente e de máxima vazante de maré

A Figura 4.15 mostra saídas do modelo quando os efeitos de ventos, nível médio do

mar e TS mensais médios são adicionados às marés, nos mesmos instantes da figura 4.13 de modo a determinar as diferenças nas correntes, bem como na elevação do nível do mar. Na figura 4.14 pode-se observar a distribuição do vento para os dois instantes; às 3h a intensidade média do vento era de 3,9m/s e às 21h, 2,5m/s; novamente por cobrir toda a região de estudo, se representa um vetor de vento a cada dez calculados.

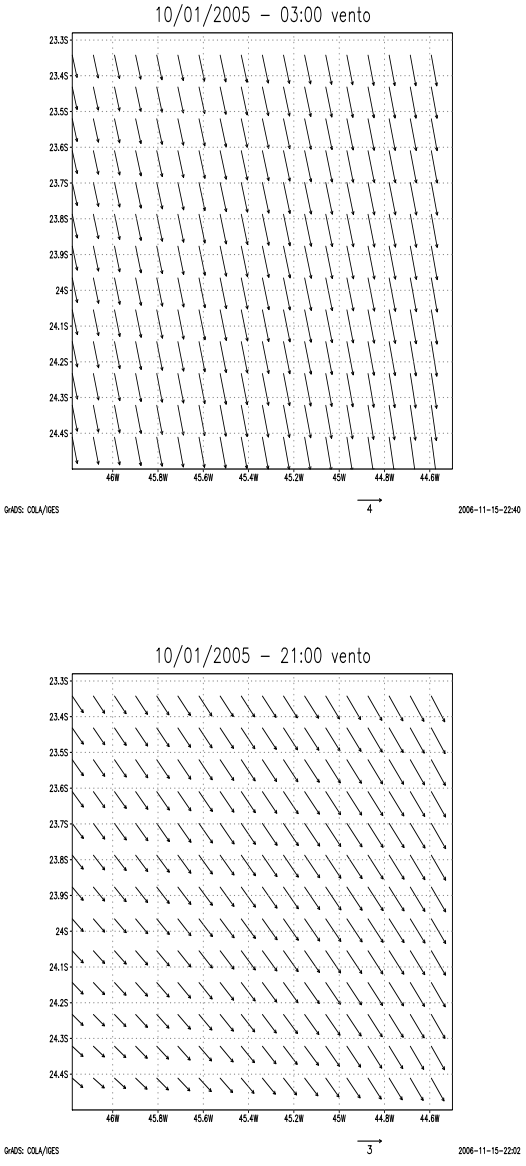


Figura 4.14: Velocidades do vento em 10/01/2005, às 03h e 21h GMT (em m/s), com intensidades médias de 3.9 m/s e 2.5 m/s.

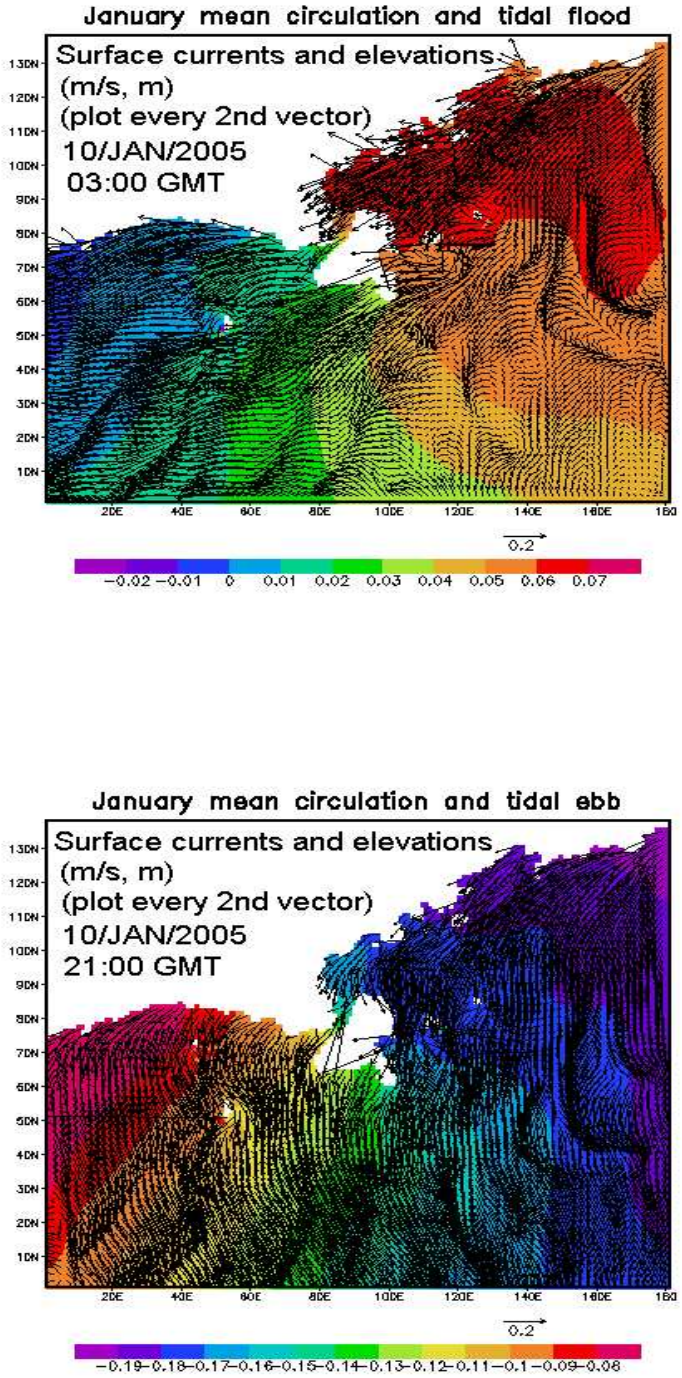


Figura 4.15: Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos de marés, nível médio do mar, ventos e TS nos momentos de máxima enchente e de máxima vazante de maré.

Segundo estudos climatológicos da região, nos meses de inverno acontece com mais frequência a passagem de sistemas metereológicos frontais, com ventos de sudoeste. Na figura 4.18 pode ser observado o campo de vento num instante de passagem de uma frente fria, às 16h de 18 de julho de 2005. Como mostra a figura 4.16 nesta situação a maré estava vazando, com fase lunar entre quadratura e sizigia, o que não determina marés marcantes, como na figura 4.13. Em 4.17 pode-se notar os efeitos do vento nas correntes para esta situção, e o surgimento de pequenos vórtices. Neste estudo específico da incursão da frente fria com maré intermediária (entre sizígia e quadratura), as médias das correntes superficiais subiram de 2,5 cm/s para 11 cm/s (figura 4.17), tendo a média do vento no instante em questão 5,3 m/s (figura 4.18).

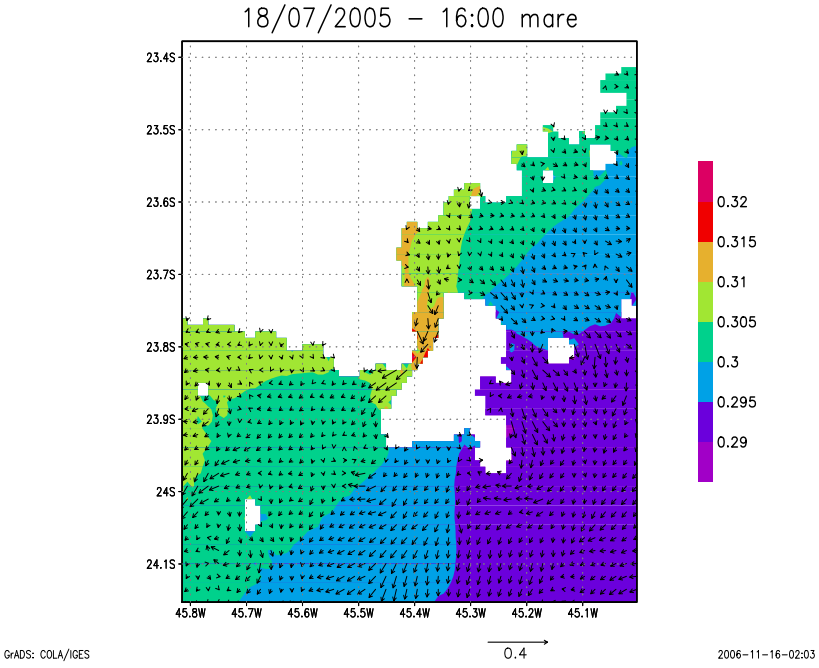


Figura 4.16: Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos de marés, no instante de intrusão de uma frente fria.

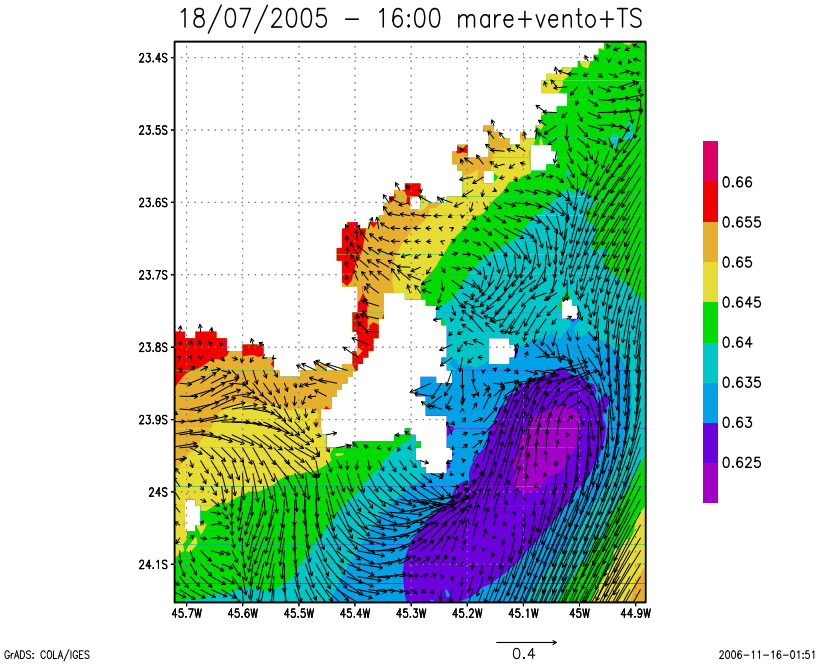


Figura 4.17: Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos de marés, nível médio do mar, ventos e TS, no instante de intrusão de uma frente fria.

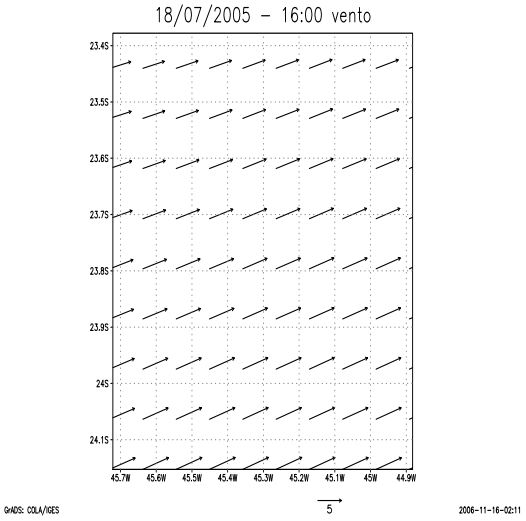


Figura 4.18: Velocidades do vento (m/s) na passagem de um sistema frontal.

As figuras seguintes, 4.20 e 4.21 mostram os efeitos de uma frente fria, de ventos médios de 5,3m/s com efeitos mais marcantes de maré, numa situação de máxima enchente em

sizígia. As correntes são mais fortes, impulsionadas pelo vento que as favorece na mesma direção das correntes de maré. Não aparecem vórtices e a média das correntes passa de 4cm/s para 21cm/s.

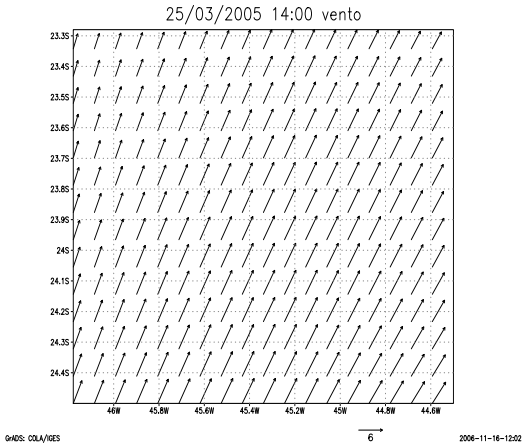


Figura 4.19: Velocidades do vento (m/s) na passagem de um sistema frontal

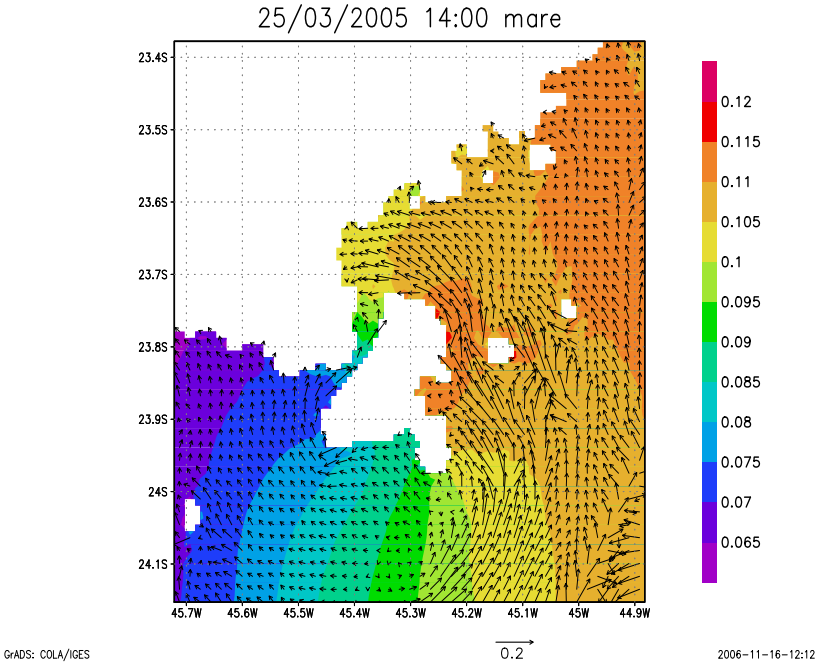


Figura 4.20: Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos de marés, no instante de intrusão de uma frente fria (com maré extrema).

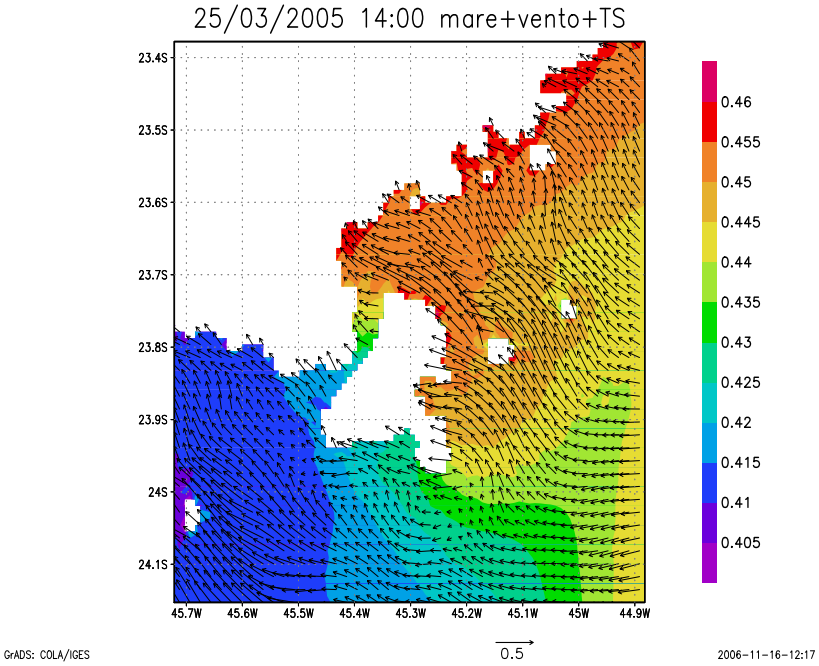


Figura 4.21: Correntes de superfície (m/s) e elevação do nível do mar (m) devido a efeitos de marés, nível médio do mar, ventos e TS, no instante de intrusão de uma frente fria (com maré extrema).

4.2 Simulações de 2001 (P4 e P5)

As correntes de superfície impulsionadas por ventos típicos da ASAS, ou seja, ventos de nordeste, acabam sempre direcionadas para sudoeste; isso pode ser ilustrado nas figuras 4.22 e 4.24. No momento de máxima enchente de maré, ocorrido às 3h de 19 de agosto de 2001, ventos de intensidade média de 6,6m/s (figura 4.23) desviaram as correntes significantemente elevando sua intensidade média de 5cm/s para 9,5cm/s; neste caso, apesar das correntes de maré serem enchentes(figura 4.24), resultaram correntes totais praticamente opostas (figura 4.24).

Para a situação de vazante, ocorrido às 10h de 18 de agosto de 2001, nas figuras 4.25 e 4.26, ventos de 6,5m/s (figura 4.27) aumentaram a intensidade das correntes de superfície

de 5.7 cm/s (forçadas por maré, figura 4.26) para 14 cm/s (forçadas por marés e ventos, figura 4.25).

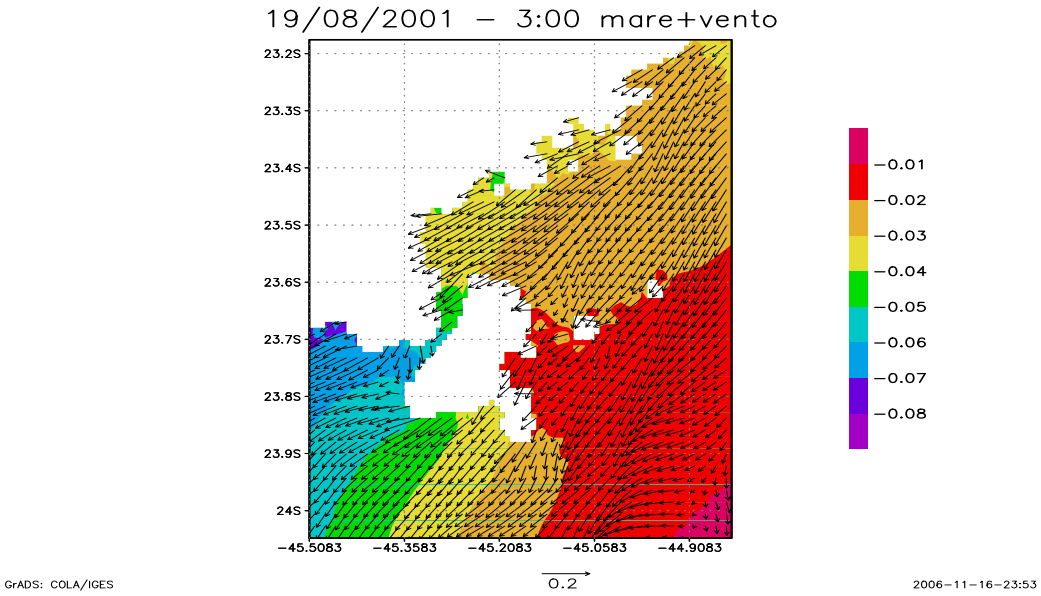


Figura 4.22: Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar devidos a efeitos de marés e ventos no momento de máxima enchente, em agosto de 2001.

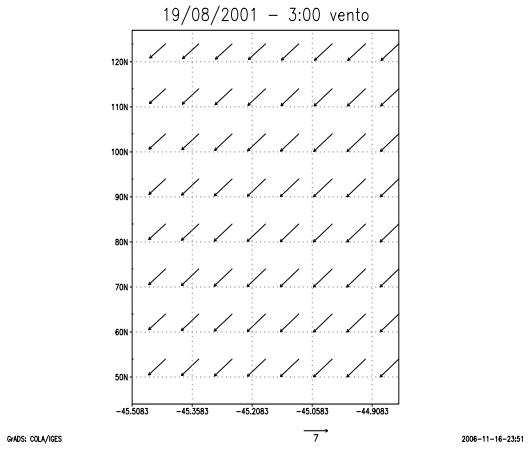


Figura 4.23: Velocidades do vento (m/s), em agosto de 2001, em período de máxima enchente.

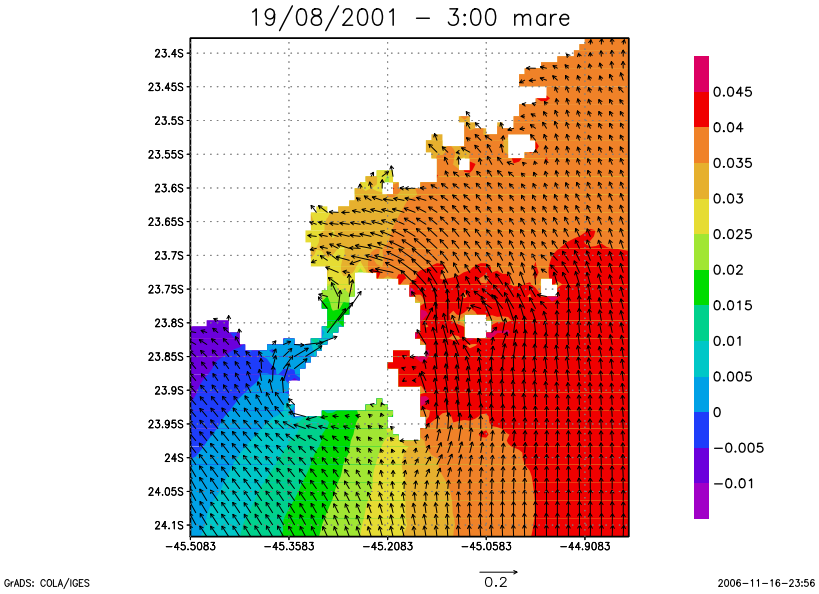


Figura 4.24: Correntes de superfície (m/s) e elevação do nível do mar (m) devidos a efeitos apenas de marés no instante de máxima enchente, em agosto de 2001.

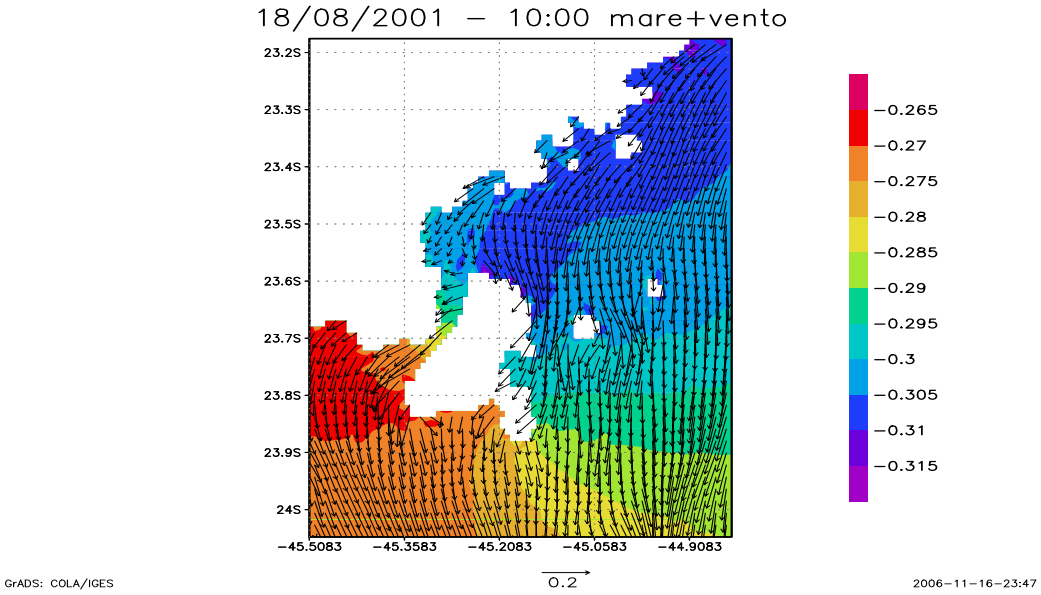


Figura 4.25: Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar devidos a efeitos de marés e ventos no instante de máxima vazante, em agosto de 2001.

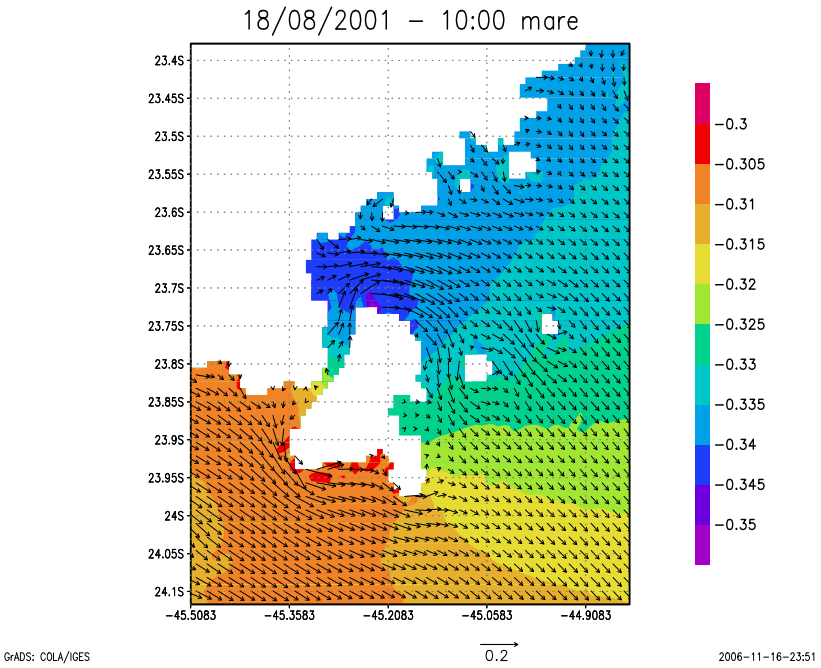


Figura 4.26: Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos apenas de marés no instante de máxima vazante, em agosto de 2001.

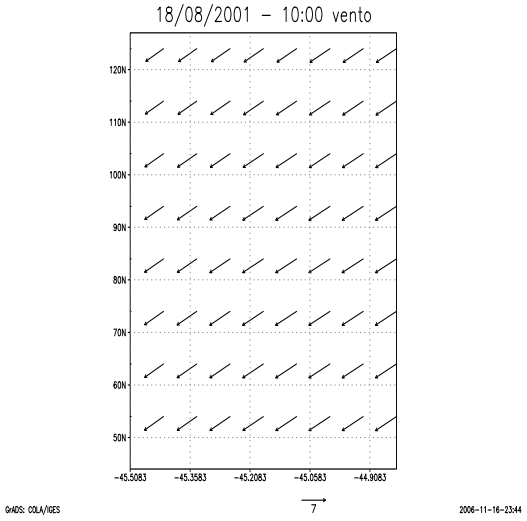


Figura 4.27: Velocidades do vento (m/s), em agosto de 2001, no período de máxima vazante.

Um período de frente fria com fracas correntes de marés (entre quadratura e sizígia)

está ilustrado nas figuras 4.28, 4.30 e 4.29, quando o vento sudoeste de intensidade média de 5.17 m/s mudou a intensidade média das correntes de superfície de 2,5 cm/s para 8,7 cm/s.

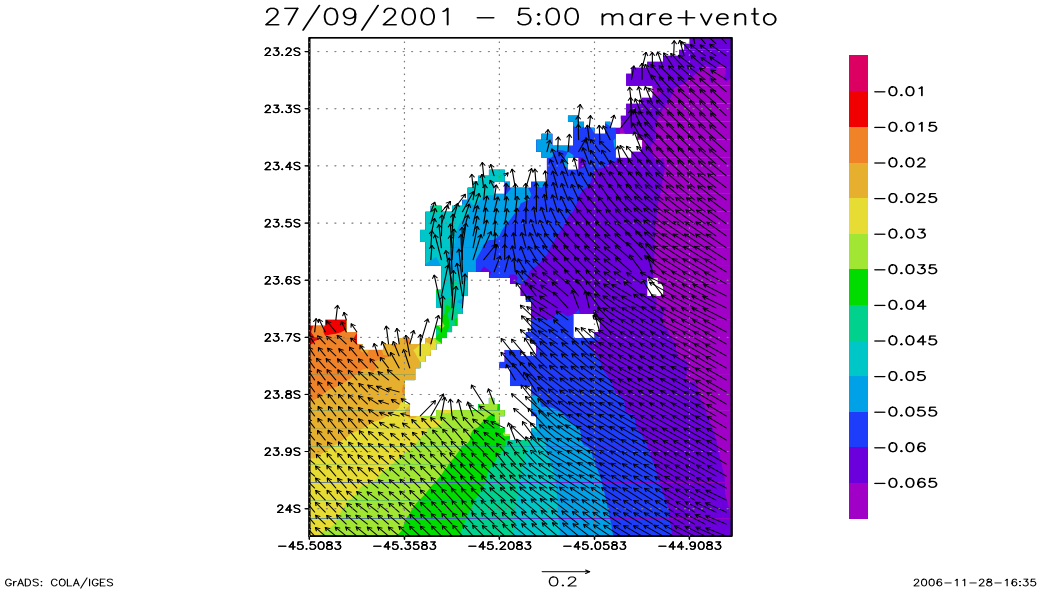


Figura 4.28: Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos de marés e ventos no instante de enchente, em que passava uma frente fria, em setembro de 2001.

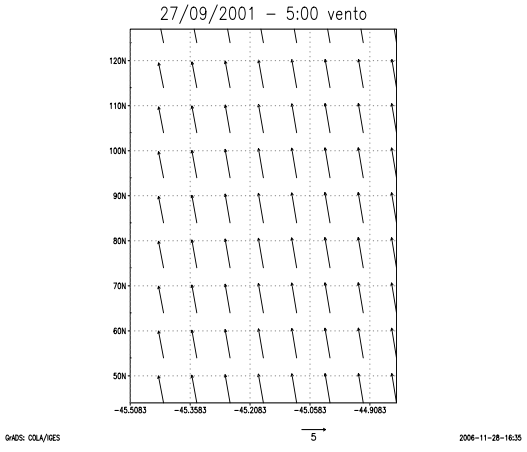


Figura 4.29: Velocidades do vento, em setembro de 2001, em período de enchente, com intrusão de uma frente fria.

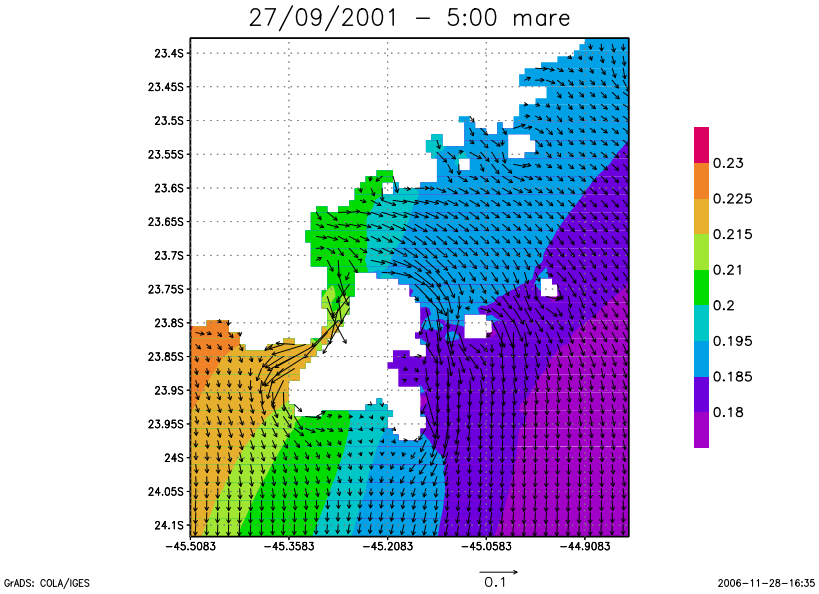


Figura 4.30: Correntes de superfície (m/s) e elevações do nível do mar (m) devidos a efeitos apenas marés instante de enchente, em que passava uma frente fria, em setembro de 2001.

4.3 Simulações de Fevereiro de 1985 (P5) e Maio a Julho de 1976 (P6)

Na figura 4.31 é mostrada a localização dos pontos de coleta de dados considerados nos processamentos P5 e P6 denominados BP_1, BP_2 e BP_3. Nas figuras 4.32, 4.33, 4.34 e 4.35 temos as séries temporais de corrente, para comparação entre as observações e os resultados do modelo numérico hidrodinâmico.

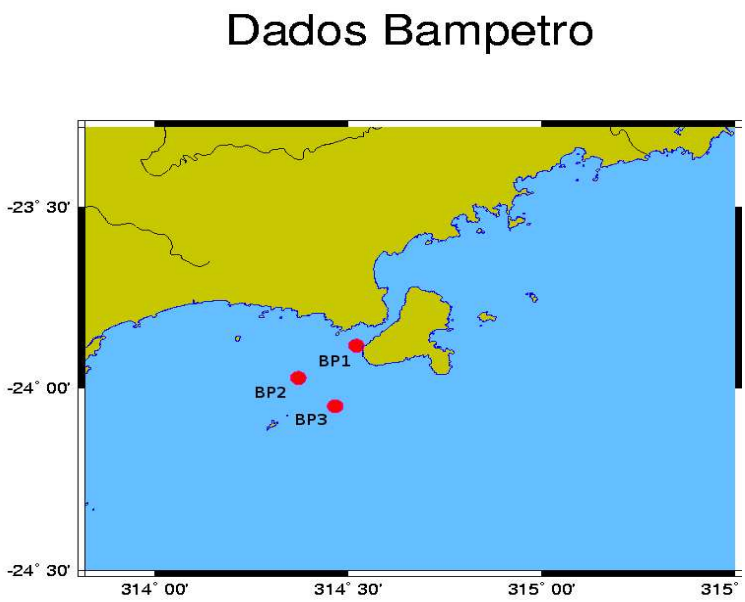


Figura 4.31: Localização dos pontos das séries temporais de corrente da BAMPETRO (BP_1, BP_2 e BP_3)

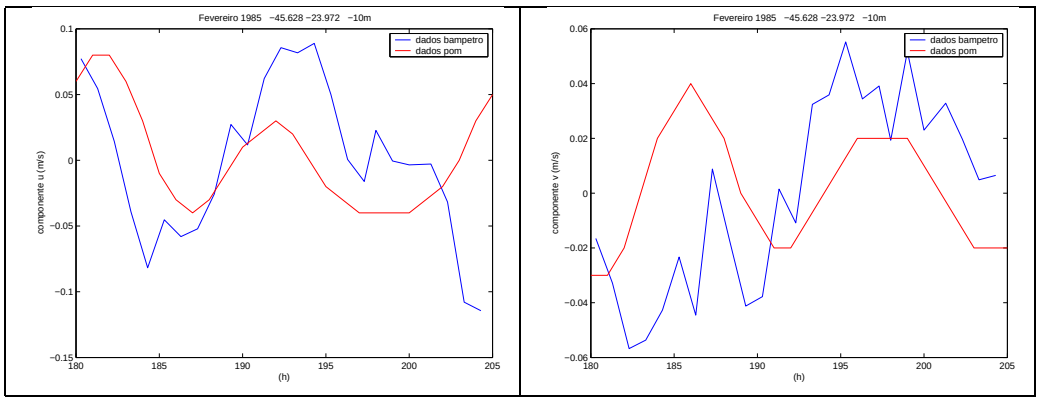


Figure 4.32: Valores de Correntes observadas e simuladas, em fevereio de 1985, no ponto BP_2, a 10m de profundidade (referência do tempo em 0h GMT de 01/02/1985).

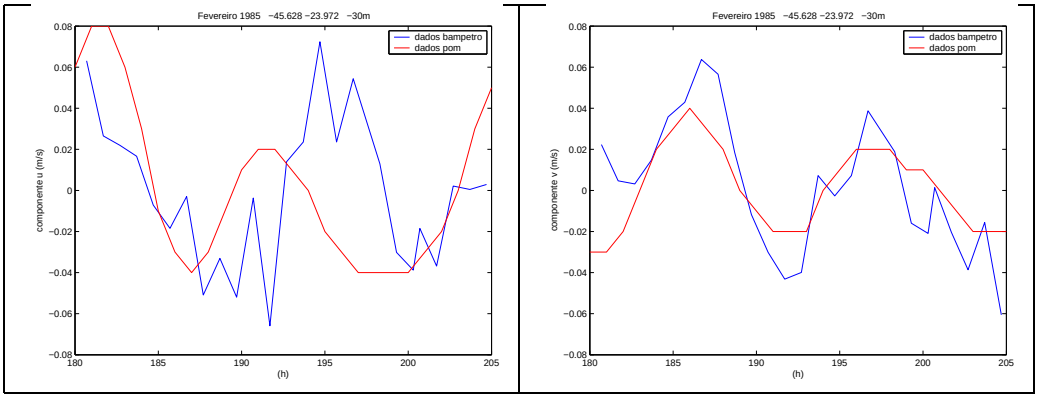


Figure 4.33: Valores de correntes observadas e simuladas, em fevereiro de 1985 no ponto BP_2, a 30m de profundidade (referência do tempo em 0h GMT 01/02/1985)

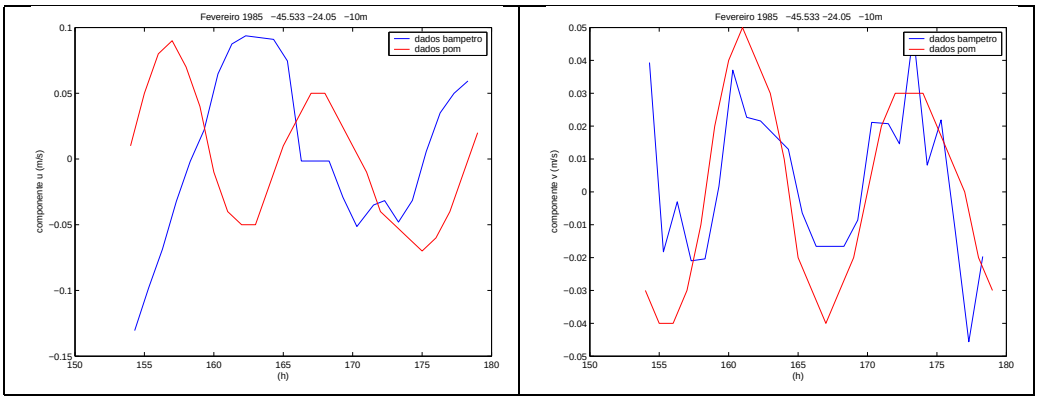


Figure 4.34: Valores de correntes observadas e simuladas, em fevereio de 1985, no ponto BP_3, a 10 m de profundidade (referência do tempo em 0h GMT de 01/02/1985).

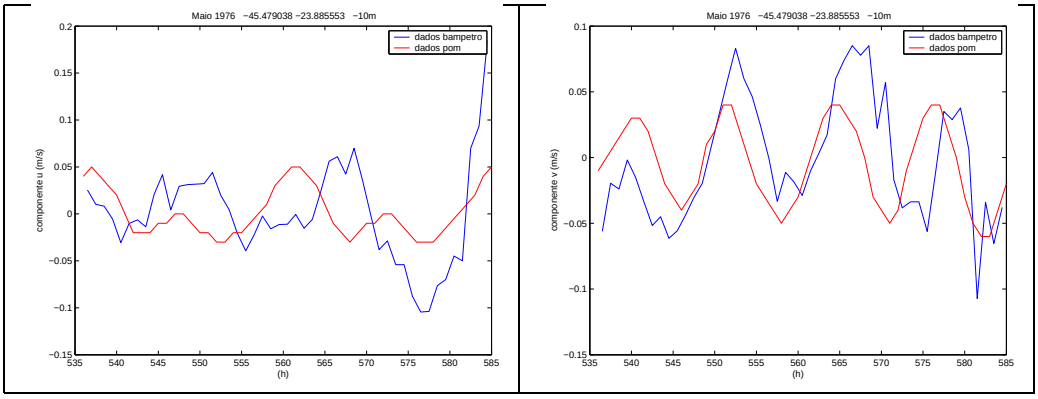


Figure 4.35: Valores de Correntes observadas e simuladas em 1976, ponto BP_1 (referência do tempo em 0h GMT de 01/05/1976)

4.4 Simulação de Dezembro de 1963 (P7)

Para o processamento P7, foi feita a comparação dos resultados do modelo com os dados de elevação da superfície do mar do marégrafo de Ubatuba, da base do IOUSP, situada no ponto ilustrado na figura 4.36. As séries temporais de elevação da superfície do mar geradas pelo modelo e pelos dados se encontram na figura 4.37, sendo referentes ao mês de Dezembro de 1963.

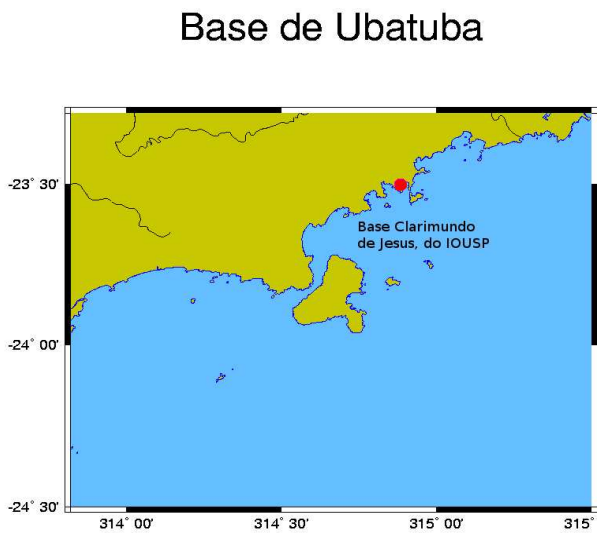


Figura 4.36: Localização da base oceanográfica Clarimundo de Jesus, na Enseada do Flamengo, Ubatuba-SP.

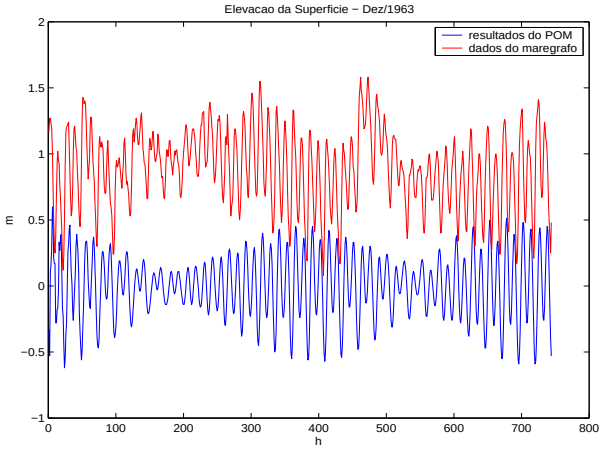


Figura 4.37: Comparação entre dados de nível da superfície do mar do marégrafo de Ubatuba e correspondentes resultados do modelo numérico hidrodinâmico, em Dezembro de 1963.

Capítulo 5

DISCUSSÕES

Os resultados dos processamentos P1 e P2, foco central do presente trabalho, mostram a variação sazonal da atuação do vento na superfície do mar e a sua influência na hidrodinâmica.

Em relação aos valores médios mensais, a comparação com os dados do altímetro (figura 4.12) também mostra variação sazonal, bem representada pelo modelo. No ponto TP_1 os dados do T/P não representam bem a variação sazonal, por se tratar do ponto mais próximo da costa; como citado anteriormente, à medida que se aproxima da costa os dados do altímetros se tornam menos confiáveis. No ponto TP_2 entretanto, se tem a melhor reprodução dos dados altimétricos pelo modelo. É importante notar que o ciclo sazonal medido pelo altímetro, com remoção das marés, varia entre 10 cm e -10 cm, e que o mesmo é razoavelmente reproduzido pelo modelo no processamento P2, onde não foi incluído o efeito das marés. Na região de estudo, as marés possuem amplitude máxima em torno de 1 m e constituem o efeito principal na hidrodinâmica costeira, como demonstrado nos resultados do processamento P1. Entretanto, quando ocorrem eventos meteorológicos extremos, se tem variações da circulação da mesma ordem das marés, como visto em vários processamentos realizados. Por outro lado ao determinar circulações médias mensais no

processamento P1, os resultados são muito similares aos valores médios mensais de P2, devido a filtragem das marés. Dessa forma, os valores médios mensais gerados por P1 e P2 são muito similares.

Por outro lado, ao considerar médias mensais em P2, também eventos metereológicos extremos foram atenuados, de modo que esses eventos só puderam ser analisados com mapas de circulação em períodos específicos.

A influência dos ventos em períodos específicos, aparece no momento em que se compara as saídas do modelo em processamentos variando as forçantes. Na figura 4.13, com simulação de maré isoladamente, as corrente são aproximadamente perpendiculares ao contorno da costa, sofrendo forte influência da topografia (como observado em estudos anteriores). Quando sob influência de ventos de noroeste, representados na figura 4.14, as correntes são basicamente para Sudoeste. No momento da vazante é notório que as correntes de superfície foram intensificadas em relação às geradas apenas por marés (a média foi de 4,6cm/s para 15cm/s), com a direção das correntes tendendo à direção do vento (figura 4.15). Para o momento de enchente também é notório o desvio na direção das correntes de superfície em relação às correntes de maré. Entretanto, a obtenção de padrões sazonais definidos e de relações diretas de causa e efeito é muito difícil. Em princípio, é conhecido o efeito predominante da ASAS cujos ventos de nordeste persistentes geram correntes para sudoeste, além dos efeitos ocasionais de incursões de frentes frias, que provocam ventos de sudoeste e correntes para nordeste, os quais tendem a anular o efeito predominante e são mais frequentes no inverno.

Por outro lado, há variações muito grandes no padrão acima descrito. Ao analisar os dados de vento e os resultados de correntes do modelo mês a mês, nas figuras 4.2 a 4.1 e nas tabelas 4.1 e 4.2, se observa que:

- No mês de Fevereiro de 2005 houve uma excepcional persistência de ventos do quadrante sul (figura 4.8),os quais levaram a uma intensidade média de ventos de norte-

sul de 1,66m/s e correntes médias na superfície de 44,39 cm/s, apesar de ser um mês de verão.

- Já em Março de 2005 ocorreram ventos relativamente fracos, poucas frentes e correntes médias mais fracas do ano (15,6 cm/s).

- No mês de Junho de 2005, ocorreram ventos fracos de forma muito regular, com praticamente ausência de frentes frias (foi observado uma única frente neste mês); em consequência, as correntes foram relativamente fracas, somente para sudoeste, com pequeno transporte contra a costa e mínima elevação média mensal.

- no mês de Setembro de 2005, há um grande número de frentes frias, gerando um vento médio de 7,2 m/s (a maior média mensal), com o maior desvio padrão na direção norte-sul (4,9m/s), o que indica um cancelamento dos efeitos ASAS x frentes frias, gerando correntes médias pequenas (17,98m/s).

- No mês de Outubro de 2005, a ocorrência das frentes frias chega a prevalecer sobre os ventos predominantes, gerando um padrão análogo ao de Fevereiro, com correntes médias muito intensas (41,04 cm/s).

Por outro lado, ao analisar as elevações médias mensais, há um padrão anual razoavelmente definido, com máxima de Outubro a Janeiro e mínima nos meses de inverno. Esse padrão deve ser associado à circulação geral do Atlântico Sul e respectivas distribuições de transporte e elevação, e seria, por conseguinte, menos influenciado pelos ventos locais.

Embora estudos climatológicos citem a predominância de ventos de NE, associados à Alta Subtropical do Atlântico Sul, a figura 4.9 mostra que, para o ano de 2005, também houve significativas ocorrências de ventos de SE, como por exemplo em Fevereiro daquele ano. Outro aspecto que podemos notar nas figuras 4.8 e 4.9 é que não houve entradas de frentes frias significativas nos meses de inverno, como era de se esperar, especialmente

no mês de Junho. Como a entrada de frentes está associada aos mínimos de pressão atmosférica, os meses em que ocorrem a maior frequência de frentes foram Fevereiro e Outubro; curiosamente junho foi o mês de menor ocorrência de frentes (apenas uma).

Ainda no processamento referente ao ano de 2005, as figuras 4.16 a 4.18 representam a intrusão de uma frente fria num instante de maré moderada (entre quadrante e sizígia); na figura 4.16 se tem as correntes de maré vazante, na figura 4.18 são representados os ventos associados a frente fria, basicamente de sudoeste, o que provocou acentuado distúrbio nas correntes totais (figura 4.17), especialmente redirecionamento das correntes com feições topográficas, chegando a gerar circulações na forma de vórtices.

Finalizando os estudos realizados aos processamentos no ano de 2005 (P1 e P2), são apresentados resultados de correntes de maré (figura 4.20), ventos de intensa frente fria (figura 4.19) e as correntes totais (figura 4.21), em instante de enchente, com maré de sizígia extrema; nesse caso se observa uma enorme intensificação das correntes (note-se a mudança de escala das correntes nas figuras 4.20 e 4.21).

Dos processamentos de 2001 (P3 e P4) podemos observar correntes de superfície impulsionadas por ventos típicos da ASAS, ou seja, ventos de nordeste, gerando correntes para sudoeste; isso pode ser ilustrado na figura 4.22. No momento de máxima enchente, ocorrido as 3h GMT de 19 de agosto de 2001 ventos de intensidade média de 6,6m/s desviaram as correntes significantemente elevando sua intensidade média de 5cm/s para 9,5cm/s (figura 4.22), apesar das correntes de maré serem enchentes, praticamente opostas (figura 4.24).

No segundo caso estudado para o ano de 2001, nas figuras 4.25 a 4.27, as correntes vazantes de marés, que não eram muito fortes, foram intensificadas pelas correntes para sudoeste geradas pelos ventos.

Finalmente, no último caso de 2001 aqui estudado, se tem a reversão de corrente de maré originalmente para sudoeste em função de intensa frente fria e suas correntes para nordeste (figura 4.28 a 4.30)

Nas simulações P5 e P6, realizadas em período com medições de correntes do BAMPETRO se observa a qualidade satisfatória da modelagem implementada, considerando que a reprodução de medições de correntes em períodos muito curtos é, em geral, bastante difícil.

Finalizando os estudos de modelagem numérica hidrodinâmica realizados, novamente se tem um processamento forçado apenas por marés (P7), similar aos realizados por Tonin (2001). Novamente se conclui que a circulação de maré é a predominante, de modo que a modelagem reproduz as elevações observadas na Base de Ubatuba, só diferindo quando ocorrem efeitos meteorológicos extremos (note-se que há uma diferença de referência nas elevações calculadas pelo modelo e medidas na Base, mas ao ajustar essa diferença, as duas curvas são praticamente coincidentes, com exceção dos valores em torno dos instantes 300h e 500h).

Capítulo 6

CONCLUSÕES

O trabalho realizado remete às seguintes conclusões:

- O padrão de correntes predominantes para sudoeste, influenciado pela ASAS e seus ventos de nordeste nesta área, e também os efeitos esporádicos de frentes frias com ventos de sudoeste e correntes para nordeste, foram corretamente modelados (ver processamento P1 e P2).

- Por outro lado, a ocorrência de frentes frias mais intensas em meses de inverno não foi observada, ao menos para o processamento do ano de 2005. De fato, neste ano, ocorreram: um mês de Fevereiro com excepcional persistência de ventos do quadrante sul, ventos muito fracos em Março, um mês de Junho também com ventos muito fracos e praticamente ausência de frentes frias e, finalmente, Setembro e Outubro com frentes frias frequentes.

- Em função de anomalias nos campos de vento, houve variações correspondentes nos campos de correntes (processamentos P1 e P2).

- O processo de cálculo de médias mensais evidentemente filtra as marés mas também atenua efeitos meteorológicos significativos, que devem ser estudados através da

análise de períodos específicos de interesse.

- Por outro lado, variações dos valores médios mensais de elevação foram mais regulares, mesmo neste ano de 2005, reproduzindo inclusive os valores medidos por altimetria; isto provavelmente se deve ao fato das elevações serem mais dependentes da circulação geral no Atlântico Sul (e seus respectivos transportes) e menos dependentes dos ventos locais.

- Diversas condições de maré (típicas e extremas) foram combinadas a efeitos meteorológicos (predominantes e extremos), sendo possível assim analisar, através da modelagem, os correspondentes campos hidrodinâmicos (ver resultados para períodos específicos segundo os precessamentos P1 e P2, de 2005 e P3 e P4 de 2001).

- A reprodução de medições de corrente pelo modelo foi razoável (processamento P5 e P6), apesar das dificuldades inerentes a este tipo de validação da modelagem, em função da grande variabilidade das correntes medidas no oceano.

- O processamento final do modelo (P7) novamente indica que a circulação de maré é uma boa aproximação da circulação total, com exceção de períodos em que ocorrem eventos meteorológicos extremos.

Como sugestão para trabalhos futuros, se tem:

- Repetir o estudo realizado de 2005 para outros anos, especialmente quando não ocorreram meses com feições anômalas dos ventos .

- Construir uma climatologia das correntes nesta região, de modo a melhor definir os padrões de circulação médias e os efeitos de frentes frias, parametrizando os mesmos em função das fases de maré.

Capítulo 7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, M. A. 1992. Correntes de maré e inerciais na plataforma continental ao largo de Ubatuba (SP). Dissertação de Mestrado, IOUSP, 162 p.

ASSAD, L. P. de F. 2000. Circulação no Canal de São Sebastião (SP) durante o inverno: Estudos Numéricos. Dissertação de Mestrado, IOUSP, 136 p.

ASSELIN, R. 1972. Frequency Filters for Time Integrations, Mon. Wheather Rev., 100:487-490

BLUMBERG, A. F. & D.M. GOODRICH. Modeling of Wind-Induced Destratification in Chesapeake Bay, Estuaries, EUA, No 13, p. 1236-49, 1990.

BLUMBERG, A. F. & MELLOR, G. L. 1987. A description of a threedimensional coastal ocean circulation model. In: Heaps, N. S. ed. Three-Dimensional Coastal Ocean Models. Coastal and Estuarine Sciences, 4: 1-16.

CASTRO, B. M.; L. B. MIRANDA and S. Y. MIYAO, 1987. Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba, Variações Sazonais e em média escala, Bolm. Inst. Oceanogr., São Paulo, 35(2):135-151

CLARKE, A. J. and K.H. BRINK, 1985. The Response of Stratified, Frictional Flow of Shelf and Slope Waters to Fluctuating Large Scale, Low-Frequency Wind Forcing, Journal of Physical Oceanography, (15):439-454.

COELHO, A. L. 1997. Massas de água e circulação no canal de São Sebastião. Dissertação de Mestrado, IOUSP, 244 p.

DA SILVA, A. e A. C. YOUNG and S. LEVITUS, 1994. Atlas of Surface Marine Data 1994, Volume 1: Algorithms and Procedures. NOAA Atlas NESDIS 6, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.

DOTTORI M., 2001. Resposta da Plataforma Continental de São Paulo à Forçante de Vento Transiente, Dissertação de Mestrado, IOUSP, 105 p.

FRANCO, A. S., 1988. Tides: Fundamentals, Analysis and Prediction, Publicações do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), São Paulo, 232p.

FRANCO, A. S. & J. HARARI, 1987. Computer Programs for Tidal Data Checking, Correction, Analysis and Prediction by Harmonic Method, Relatório Interno do Instituto Oceanográfico, USP, 16:1-65.

HARARI, J. e BOROVIK, R. P. 2005. Resultados de simulações numéricas da circulação marítima no litoral Norte do Estado de São Paulo, Anais do V Congresso Brasileiro de Pesquisas Ambientais e Saúde (V CBPAS), Santos (SP).

HARARI, J. e CAMARGO, R. 1994. Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. Bolm. Inst. Oceanogr., S. Paulo, 42 (1): 35-54.

HARARI, J. and CAMARGO, R. and FRANÇA, C.A.S. and TONIN, E. H., 2005. Modeling the Northern Coastal Region of Sao Paulo State, Brazil: Tidal and Mean Seasonal Circulations. Global Congress on Engineering and Technology Education - 2005 GCETE, Santos (SP), Brasil, p. 226-230.

HARARI, J. & M. GORDON, 2001. Simulações numéricas da dispersão de substâncias no porto e baía de Santos, sob ação de marés e ventos. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos. 6*(4), 115-131.

HASTENRATH, S. and P.J. LAMB, Climatic Atlas of the Atlantic and eastern Pacific Ocean, Atlas, University of Wisconsin Press, 1997, 97p

HELLERMAN, S. and M. ROSENSTEIN, 1983. Normal monthly wind stress over world ocean with error estimates, J. Phys. Oceanogr., 13(1):1-104p.

ITO, E. R. K., 1999. Um estudo climatológico do anticiclone subtropical do Atlântico Sul e sua possível influência em sistemas frontais, Dissertação de mestrado, 126p.

KALNAY, E. et al, 1996. The NMC/NCAR reanalysis project, Bull. Am. Meteor. Soc. 77, 437-47, 1996.

KOWALIK, Z. and T. S. MURTY,1993. Numerical Modeling of Ocean Dynamics, World Scientific Co. Pte. Ltd., Advanced Series on Ocean Engineering, v5, 481p

LEVITUS, S and BOYER, T. P., 1994. World Ocean Atlas 1994, Technical Report vol. 4, Temperature. NOAA Atlas, NESDIS (4). 117pp.

PICARELLI, S. S. 2000. Modelagem numérica da circulação de maré na região Costeira Centro-Sul do Estado de São Paulo, Dissertação de Mestrado, IOUSP, 116p.
SOARES, J. and CASTRO FILHO, B. M. and ADAMS, E. E. 1999. Refrigerated water dispersion at the São Sebastião Channel. Brazilian Journal of Oceanography, 47 (1): 59 -67.

SOARES, I. D. 1994. Um modelo Numérico de dispersão oceânica: Aplicações ao Canal de São Sebastião e adjacencias. Dissertação de Mestrado, IOUSP, 126 p.

TONIN, H. E. 2001. Modelagem numérica da circulação da região costeira centro-norte do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, IOUSP, 87 p.

TONIN, H. E. e HARARI, J., 2000. Simulação da circulação de maré no litoral Norte do Estado de São Paulo, Resumos da XIII Semana Nacional de Oceanografia, organizada pelo Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar (CTTMAR) da Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), em Santa Catarina, Brasil, de 29 de Outubro a 03 de Novembro de 2000, p. 456 - 458.

VALENTE, M. H. M. 1998, Circulação na plataforma interna do litoral Norte do Estado de São Paulo, dissertação de mestrado, IOUSP.