

Projeto de Caracterização Regional da Bacia de Campos (PCR-BC/Habitats)

Meteorologia e Oceanografia

Relatório Final



Volume 2

E&P

Dez/2013



PETROBRAS

Projeto de Caracterização Regional da Bacia de Campos (PCR-BC/Habitats)

Volume 2

Meteorologia e Oceanografia

**Revisão 4
dezembro / 2013**



E&P

ÍNDICE GERAL

I - METEOROLOGIA DA BACIA DE CAMPOS	1/310
1 - Climatologia da Região Sudeste do Brasil e Oceano Adjacente	1/310
2 - Caracterização do Clima na Região da Bacia de Campos	10/310
3 - Climatologia Sinótica da região da Bacia de Campos	35/310
4 - Síntese	60/310
Referências Bibliográficas	62/310
II. CLIMATOLOGIA DE ONDAS NA BACIA DE CAMPOS	67/310
1 - Introdução	67/310
2 - Dados e Métodos Utilizados	73/310
3 - Classificação das Situações Típicas de Ondas na Bacia de Campos	80/310
4 - Síntese	118/310
5 - Referências Bibliográficas.....	119/310
III. TRANSFORMAÇÃO DE ONDAS SOBRE A PLATAFORMA CONTINENTAL E CORRENTES INDUZIDAS POR ONDAS	123/310
1 - Introdução	123/310
2 - Localização	125/310
3 - Modelos numéricos	126/310
4 - Avaliação da modelagem	134/310
5 - Transformação de ondas	137/310
6 - Correntes de deriva litorânea	155/310
7 - Síntese	162/310

IV. CARACTERIZAÇÃO DA OCEANOGRAFIA FÍSICA DO TALUDE CONTINENTAL E REGIÃO OCEÂNICA DA BACIA DE CAMPOS	165/310
1 - Introdução	165/310
2 - Análise Regional de Massas de Água	169/310
3 - Estrutura Vertical das Correntes Oceânicas	186/310
4 - Perfil Médio e Variabilidade Vertical das Correntes	194/310
5 - Padrões de Variabilidade Espacial das Correntes	205/310
6 - Modelo Paramétrico Espacial-Temporal da Corrente do Brasil na Bacia de Campos	222/310
7 - Síntese dos Resultados	231/310
Referências	233/310
 V. CORRENTES E MASSAS DE ÁGUA NA PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE CAMPOS	 239/310
1 - Introdução	239/310
2 - Características termohalinas	240/310
3 - Massas de água	255/310
4 - Circulação	263/310
5 - Correntes suprainerciais	293/310
6 - Intrusões de águas oceânicas	298/310
7 - Sumário	303/310
8 - Referências	304/310
 AUTORES – VOLUME II	 309/310

I. METEOROLOGIA DA BACIA DE CAMPOS

Este capítulo apresenta uma descrição da meteorologia da região da Bacia de Campos, incluindo a temperatura e a umidade relativa do ar a 2 m da superfície, a pressão atmosférica ao nível médio do mar (NMM) e os ventos a 10 m. Inicialmente, no item 1, é feita uma descrição geral da climatologia da Região Sudeste do Brasil e oceano adjacente e no item 2 é apresentada uma caracterização do clima da Bacia de Campos. No item 3 destacam-se os sistemas responsáveis pela ocorrência de ventos fortes na Bacia de Campos e finalmente no item 4 é apresentada uma síntese considerando todos os elementos abordados no texto.

1 - Climatologia da Região Sudeste do Brasil e Oceano Adjacente

O padrão geral de transporte de ar sobre a Terra é denominado de circulação geral da atmosfera. O clima de uma certa localidade é determinado por sua localização em relação aos principais sistemas que compõem a circulação geral. Tal circulação global aparece devido ao fato da superfície da Terra, e então a camada de ar que a envolve (atmosfera), apresentar forte gradiente de temperatura entre os pólos e o equador. A circulação geral da atmosfera é mantida por uma fonte de calor na região equatorial e um sorvedouro de calor nas altas latitudes em torno dos pólos. Portanto, energia deve ser transportada do equador para os polos e da superfície para cima. De acordo com Byers (1959) a atmosfera é uma máquina de calor gigante, apesar de ineficiente, transformando energia potencial representada por diferenças de aquecimento, em energia cinética do movimento médio. Através deste movimento, ou seja, da circulação geral, o calor é transportado da fonte para o sumidouro.

Em escala global a Terra está em equilíbrio radiativo, ou seja, a energia que entra no sistema Terra-atmosfera é igual à energia que sai do sistema. Contudo, isto não se verifica em cada faixa latitudinal. Na região tropical (aproximadamente entre 30° N e 30° S), a radiação de onda curta proveniente do Sol que penetra na Terra é superior a radiação de onda longa que parte do sistema. O maior aquecimento que ocorre nas regiões equatoriais promove a formação de regiões de baixas pressões (Figura 1) pois o ar quente é menos denso do que o ar frio e portanto a pressão é menor. Para a região equatorial convergem em superfície os ventos alísios de sudeste (no hemisfério sul) e de nordeste (no hemisfério norte). A medida que os ven-

tos alísios carregam a massa de ar para o equador, a umidade aumenta em função da evaporação da água do mar. A convergência do ar na região equatorial leva ao levantamento da massa de ar que se resfria, perdendo umidade por condensação e precipitação e volta em altitude (sentido contrário, contra-alísios) à zona dos cinturões anticiclônicos, localizados a aproximadamente 30° de latitude, onde descem, aquecendo-se e tornando-se mais seca para alimentar os alísios. Esta célula de circulação é denominada Hadley-Walker. A circulação é dita de Hadley quando ocorre no sentido norte-sul e de Walker quando se dá no sentido leste-oeste. Na realidade não há como separar estas duas células pois geralmente ocorrem simultaneamente (Climanálise, 1986).

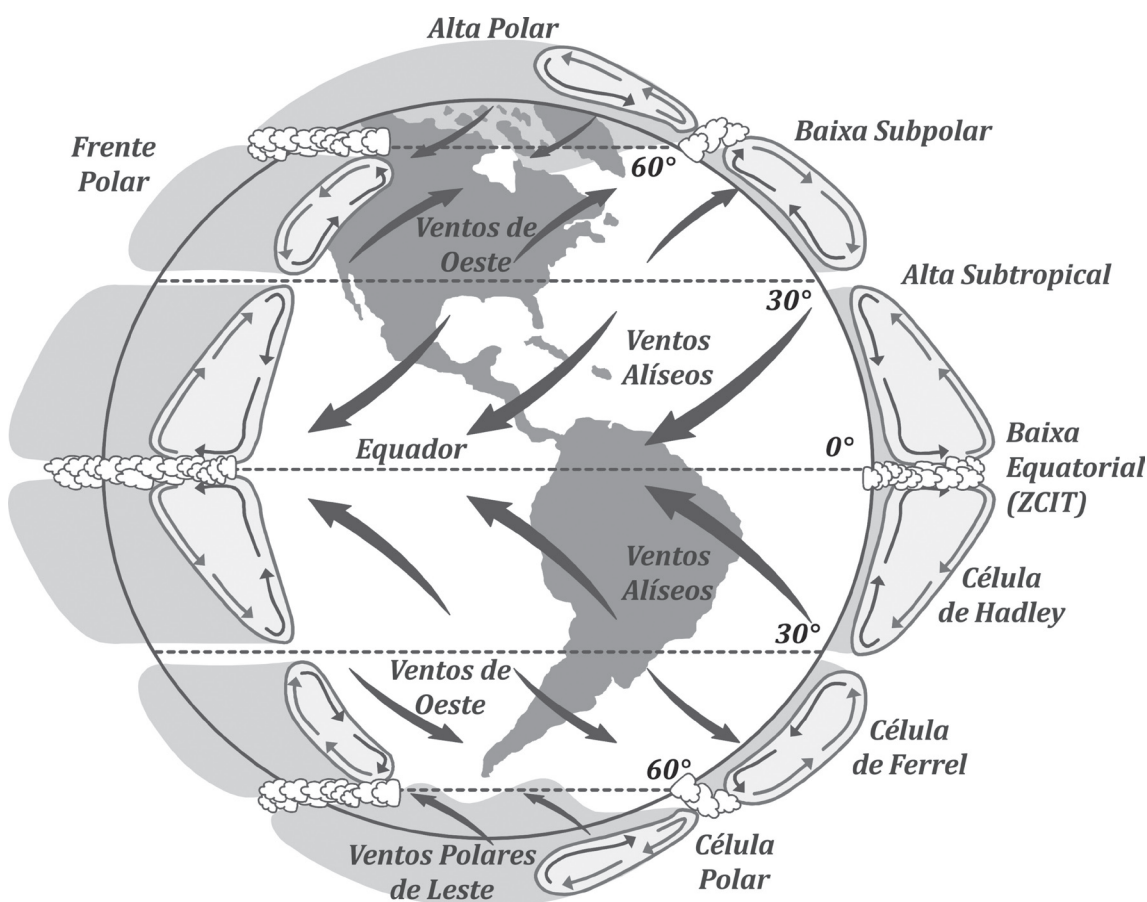


Figura 1- Representação esquemática da circulação geral da atmosfera.

Sobre os oceanos equatoriais forma-se uma região estreita com altos índices pluviométricos e movimento ascendente, conhecida como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), por ser a faixa onde os ventos alísios dos dois hemisférios convergem. A faixa em torno de 30°N e 30°S, caracterizada por estabilidade e ventos calmos, é conhecida como “latitude dos cavalos” pois as embarcações a vela que

por lá passavam, ao se deparar com calmarias típicas dos centros de alta pressão necessitavam reduzir seu peso e racionar água, lançando por vezes seus cavalos ao mar (Byers, 1959).

Nas faixas das zonas temperadas (em torno de 60°) convergem os ventos de sudeste e noroeste no hemisfério sul e nordeste e sudoeste no hemisfério norte. Estes sobem e voltam nos altos níveis à zona dos cinturões anticiclônicos e às calotas polares. Nesta região em torno de 60° S e 60° N situam-se baixas pressões que são importantes zonas de convergências extratropicais, onde o ar quente e úmido encontra-se com ar frio e seco. Desse encontro originam-se os fenômenos meteorológicos mais importantes das latitudes médias (as frentes). A célula de circulação meridional entre 30° e 60° é denominada de célula de Ferrel. Esta é uma célula de circulação indireta, pois nela o ar sobe frio e desce quente, ao contrário do que ocorre na célula de Hadley. Parte do ar que ascende próximo à latitude de 60° (S e N), desce nos pólos (90° S e 90° N), formando a célula polar.

A Região Sudeste do Brasil e oceano adjacente sofrem influência direta do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) durante todo o ano. Tal sistema é responsável pelas condições de céu claro ou com pouca nebulosidade (estabilidade termodinâmica) e ventos de direção nordeste de fraca intensidade que predominam na região. Na Figura 2 estão representados os valores médios de pressão ao NMM no verão e no inverno. Nota-se a partir da figura que nos meses de verão (Figura 2 a) o ASAS (com centro de 1020 hPa, próximo a 32° S/ 5° W) encontra-se mais fraco e mais afastado do continente do que no inverno (Figura 2 b), ocorrendo assim baixos valores de pressão atmosférica no litoral da Região Sudeste do Brasil (entre 1012 e 1013 hPa). No interior do continente Sul Americano predominam também baixos valores de pressão atmosférica durante o verão, com mínimo de 1008 hPa no centro da Baixa do Chaco (BC), localizada a aproximadamente 23° S/ 62° W. No inverno (Figura 2 b) o ASAS, com seu centro localizado a aproximadamente 27° S/ 8° W e pressão mais elevada do que no verão (1024 hPa), penetra no continente (pressões entre 1020 e 1021 hPa no litoral da Região Sudeste), onde o intenso movimento de ar descendente dificulta a formação de distúrbios nas áreas continentais e oceânicas (Riehl, 1965).

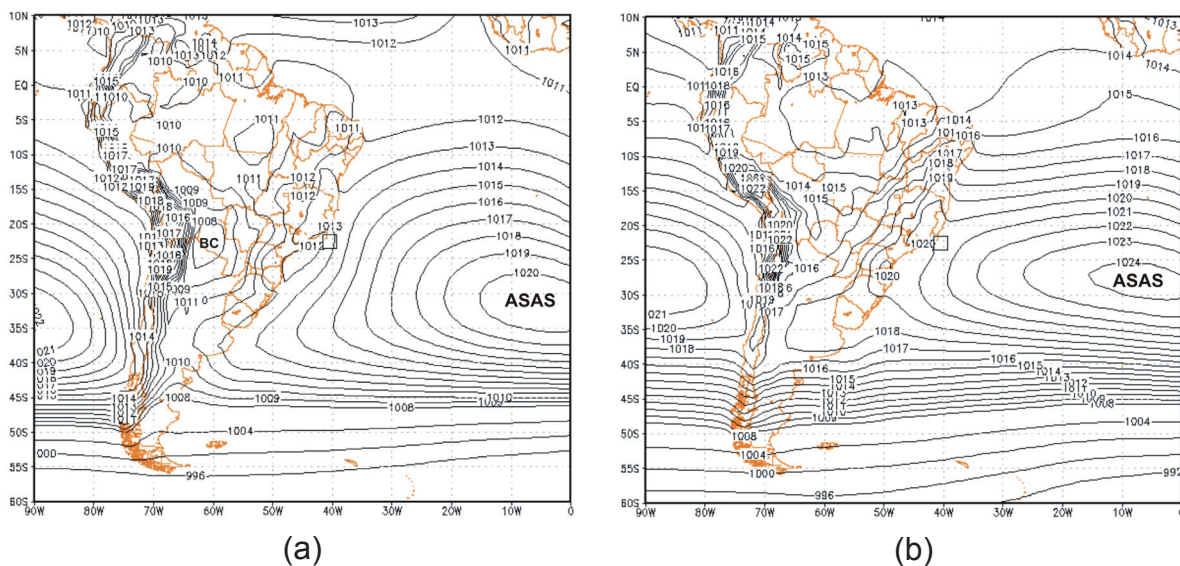


Figura 2 – Campo de pressão (hPa) ao NMM: valores médios para o período de 1989 a 2010 para (a) verão – Dez/Jan/Fev e (b) inverno – Jun/Jul/Ago (Fonte: Dados derivados da Reanálise ERA-Interim obtidos no sítio http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_moda/)

O ASAS, além de se movimentar no sentido leste/oeste, invadindo o continente no inverno e afastando-se dele no verão, também exibe ligeiro movimento na direção norte/sul. Assim como os demais sistemas meteorológicos, o ASAS acompanha o movimento aparente do Sol, deslocando-se em direção ao norte no inverno e em direção ao sul no verão (Riehl, 1965). Como ressaltado anteriormente, o centro do ASAS desloca-se da latitude 32°S no verão para 27°S no inverno.

Os mapas de ventos médios a 10 m (Figura 3) refletem também a presença do ASAS, exibindo fracos ventos no centro do anticiclone com intensificação em direção à sua periferia. Durante o verão (Figura 3 a), como o centro do anticiclone encontra-se deslocado para sul, com relação à sua posição no inverno (Figura 3 b), os ventos atingem o litoral da Região Sudeste do Brasil com maior velocidade do que no inverno. No verão (inverno) os ventos sopram no litoral da Região Sudeste do Brasil provenientes da direção NNE (NE) com velocidade entre 4,5 e 5 m/s (3,0 e 3,5 m/s).

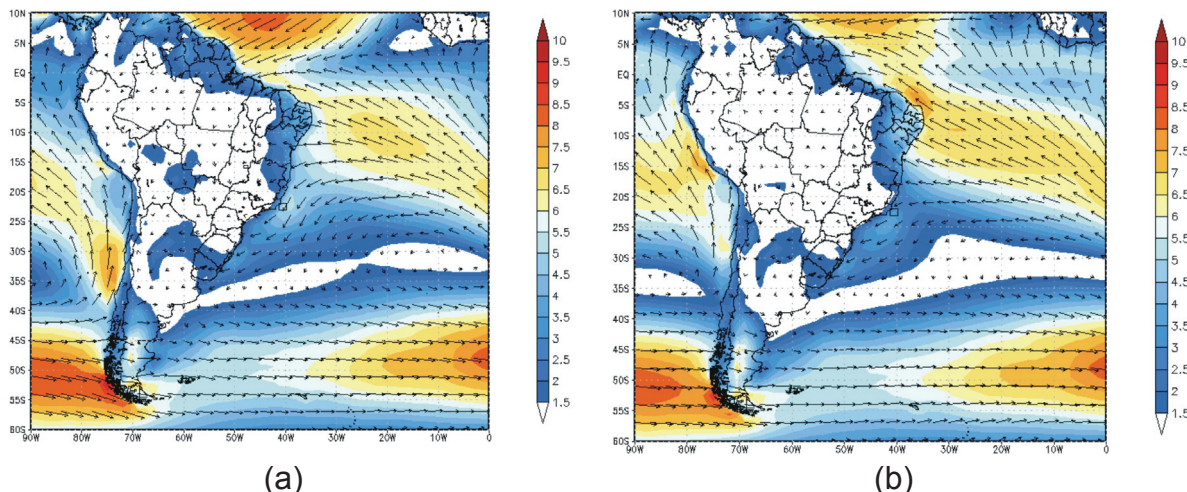


Figura 3 – Campo de intensidade (m/s) e direção do vento a 10 m – valores médios para o período de 1989 a 2010 para (a) verão – Dez/Jan/Fev e (b) inverno – Jun/Jul/Ago (Fonte: Dados derivados da Reanálise ERA-Interim, obtidos no sítio http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_moda/)

A situação de estabilidade termodinâmica estabelecida pelo ASAS é interrompida pela chegada de sistemas transientes tais como sistemas frontais (SFs), ciclones extratropicais, vórtices ciclônicos dos altos níveis de origem subtropical, sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) e outros sistemas que promovem o aumento da nebulosidade, a ocorrência de precipitação e a intensificação dos ventos. Em especial, durante os meses de novembro a março é comum o estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que se caracteriza por uma banda de nebulosidade convectiva, tal como exemplificada na Figura 4, estendendo-se em geral desde a Amazônia, até o Oceano Atlântico, numa direção noroeste-sudeste (Kousky, 1988). Este sistema é típico dos meses de verão, quando a convecção tropical mais acentuada contribui para a geração e manutenção do fenômeno (Kodama, 1992).

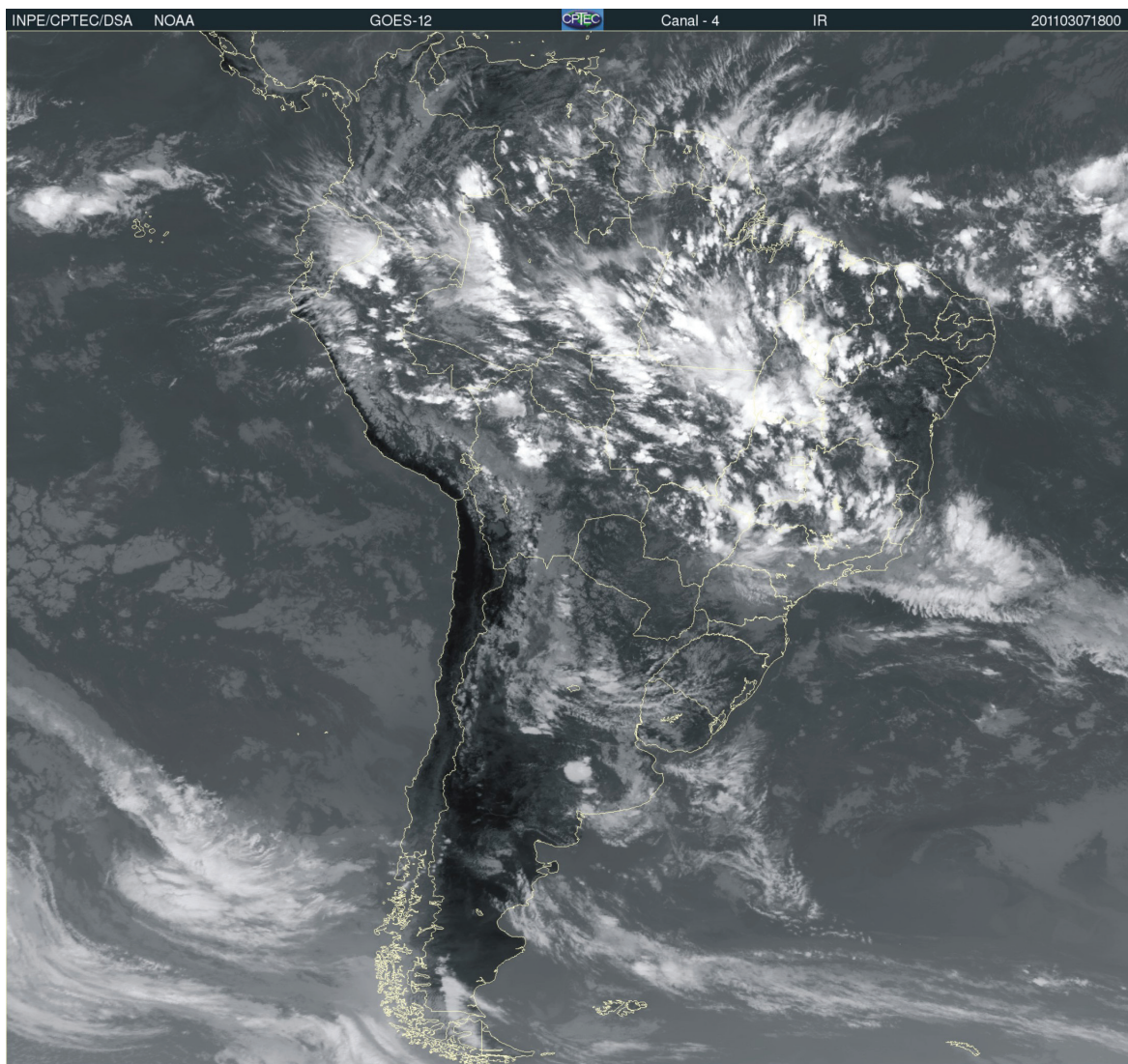


Figura 4 – Imagem de satélite GOES-12 no canal infravermelho do dia 07/03/2011 – 18 Z durante um evento de ZCAS estabelecido na Região Sudeste do Brasil no período de 01 a 10/03/2011 (Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_anteriores.jsp).

Sobre o litoral da Região Sudeste do Brasil, durante todo o ano verifica-se, em média, a passagem de quatro SFs por mês, ou seja um por semana na média. No verão tal frequência é levemente reduzida e na primavera elevada (Oliveira, 1986; Lemos e Calbete, 1996; Justi da Silva, 2003; Andrade, 2007 e Cavalcanti e Koussky, 2009). De acordo com Oliveira (1986), apesar da menor frequência de SFs atingindo a banda latitudinal entre 25 e 20°S durante o verão, nesta estação todos os SFs conseguem organizar a convecção no interior do continente, enquanto no inverno dos quatro SFs apenas um organiza a convecção. De fato, a trajetória dos SFs sobre a América do Sul segue dois padrões bastante distintos ao longo do ano. A trajetória de verão é mais lenta e caracterizada por maior atividade convectiva

devido às complexas interações entre os sistemas transientes de escala sinótica e os sistemas quase estacionários como a Alta da Bolívia (uma circulação anticiclônica na alta troposfera frequentemente observada durante o verão, centrada sobre a Bolívia) e a ZCAS. No inverno os SFs deslocam-se mais rapidamente, em trajetórias mais zonais e não conseguem penetrar no interior do continente. Tais sistemas não induzem apreciável atividade convectiva sobre o Brasil central e o Sudeste do Brasil mas, ocasionalmente, provocam forte queda de temperatura, em tais regiões (Nobre et al., 1998). Os campos climatológicos de precipitação para o verão e inverno (Figura 5) ilustram as diferenças sazonais citadas anteriormente.

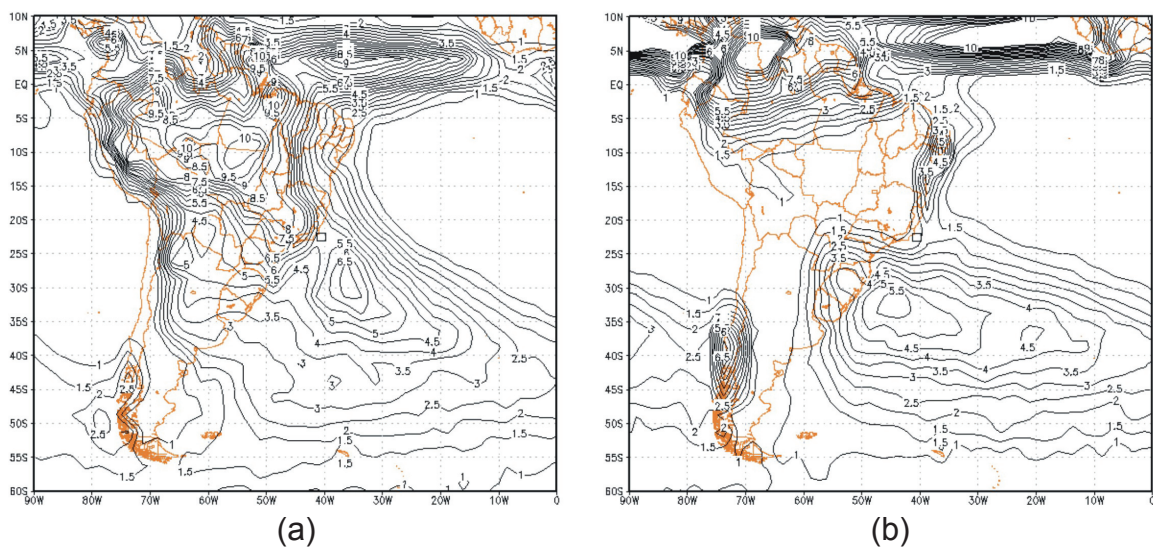


Figura 5 – Campo de precipitação (mm/dia): valores médios obtidos de Xie e Arkin (1997) para o período de 1979 a 2009 para (a) verão - Dez/Jan/Fev e (b) inverno – Jun/Jul/Ago. (Fonte: Dados de Precipitação CMAP fornecidos pela NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, EUA, obtidos no sítio <http://www.esrl.noaa.gov/psd>).

Na Figura 5 (a) é notável a assinatura da ZCAS, com máximos de precipitação estendendo-se desde a região Amazônica até o oceano Atlântico. No inverno (Figura 5 b) a precipitação no interior do país é fortemente reduzida e as chuvas predominam apenas na Região Sul e no litoral nordestino. No litoral da Região Sudeste do Brasil predominam valores entre 5 e 5,5 mm/dia no verão (em torno de 180 mm/mês) e entre 1 e 1,5 mm/dia no inverno (em torno de 37 mm/mês).

No verão, o movimento ascendente em escala regional devido à intensa atividade convectiva sobre a Amazônia, leva a formação da Alta da Bolívia nos altos níveis da troposfera (Figura não apresentada). A convergência de vapor d'água nos baixos níveis e a liberação de calor latente na média troposfera ajudam a manter

o movimento ascendente e a região relativamente quente na troposfera superior (Satyamurti et al., 1998).

O fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS), que afeta fortemente a estação chuvosa do norte do Nordeste do Brasil, do leste do Amazonas e do Cone Sul da América do Sul (Ropelewski e Halpert, 1987; Grimm et al., 2000), não apresenta uma resposta linear na Região Sudeste do Brasil. De acordo com Grimm e Ferraz (1998), o clima na Região Sudeste do Brasil sofre maior influência do Oceano Atlântico do que do Oceano Pacífico. Ainda de acordo com estes autores, a pouca consistência das anomalias de precipitação do Sudeste se deve justamente ao caráter de transição da Região Sudeste, pois as anomalias podem deslocar-se para norte ou para sul de um evento para o outro, podendo com isto alterar o sinal em relação ao evento anterior. Com relação à influência do El Niño na temperatura do ar sobre a Região Sudeste do Brasil, Grimm (2003) afirma que durante a primavera, especialmente em novembro do ano em que o evento começa, ocorre significativo aquecimento sobre o Sudeste do Brasil, com anomalias de temperatura do ar que podem atingir 2 °C.

A distribuição da temperatura do ar a 2 m da superfície (valores médios no verão e no inverno) é apresentada na Figura 6. Como esperado, nas regiões próximas ao equador as temperaturas são mais elevadas, onde maiores quantidades de radiação solar são recebidas ao longo do ano. As temperaturas no litoral da Região Sudeste apresentam pequena variação entre verão (Figura 6 a) e inverno (Figura 6 b), com valores oscilando entre 25 e 26 °C (22 e 23 °C) no verão (inverno). A variação anual de temperatura (diferença entre as temperaturas de verão e de inverno) é muito pequena nas latitudes subtropicais, pois nessa região a radiação solar não muda substancialmente ao longo do ano, e também sobre os oceanos as flutuações são relativamente pequenas. Nos grandes corpos d'água dos oceanos, os altos valores de calor específico e a forte mistura na camada superficial leva a uma grande inércia térmica dos mesmos, reduzindo as variações de temperatura durante o ano (Peixoto e Oort 1993). A intrusão de ar frio, proveniente de massas de ar de origem polar, que ocorre no inverno (Fig. 6 b) é bem ressaltada pela presença de uma língua de ar frio pelo litoral brasileiro, a partir do sul do continente. Os mais fortes gradientes meridionais de temperatura do ar tanto no inverno, quanto no verão são encontrados nas latitudes médias (Peixoto e Oort, 1993).

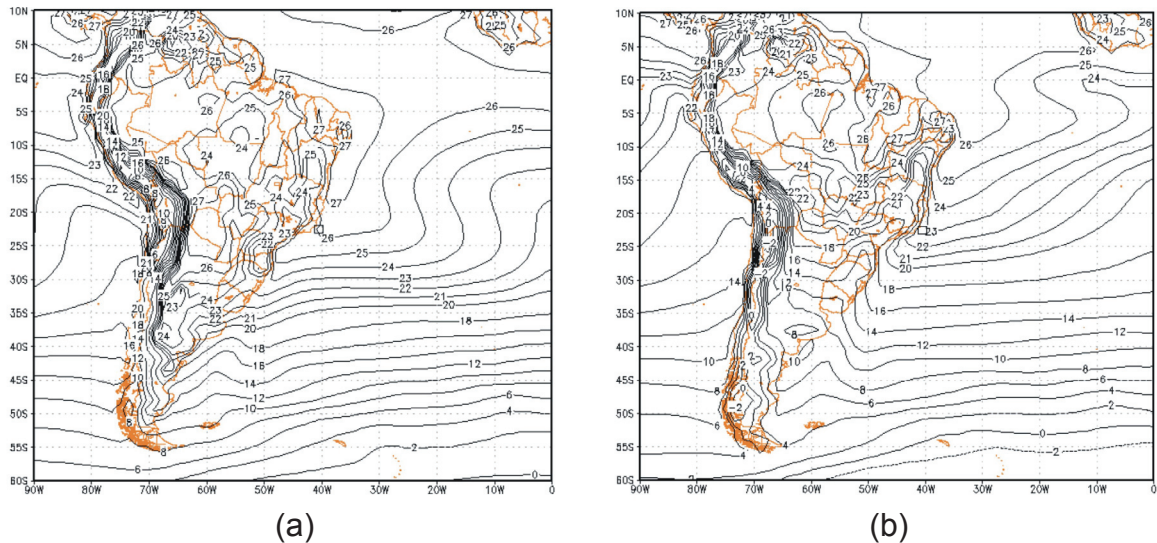


Figura 6 – Campo de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) a 2 m da superfície: valores médios para o período de 1981 a 2010 para (a) verão – Dez/Jan/Fev e (b) inverno – Jun/Jul/Ago (Fonte: Dados derivados da Reanálise ERA-Interim, obtidos no sítio http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_moda/).

A umidade relativa do ar indica quão próximo o ar está da saturação, e não a quantidade de vapor d'água real que existe no ar. A umidade relativa do ar pode se elevar pelo aumento de vapor d'água no ar ou pela redução na temperatura do ar, pois quanto mais quente, maior a capacidade do ar de conter vapor d'água. O campo de umidade relativa do ar, apresentado na Figura 7, exibe elevados valores (superiores a 80%) sobre a maior parte do Brasil no verão (Figura 7 a), coincidente com a região da ZCAS. Sobre o oceano próximo à Região Sudeste do Brasil predominam no verão valores em torno de 84%. No inverno (Figura 7 b) nota-se um mínimo de 50% no interior do Brasil, com valores se elevando em direção ao Oceano Atlântico. Na região oceânica adjacente ao Sudeste do Brasil os valores oscilam entre 75 e 80% no inverno. Desta forma não se percebe grande oscilação sazonal nos valores de umidade relativa do ar sobre a região em estudo.

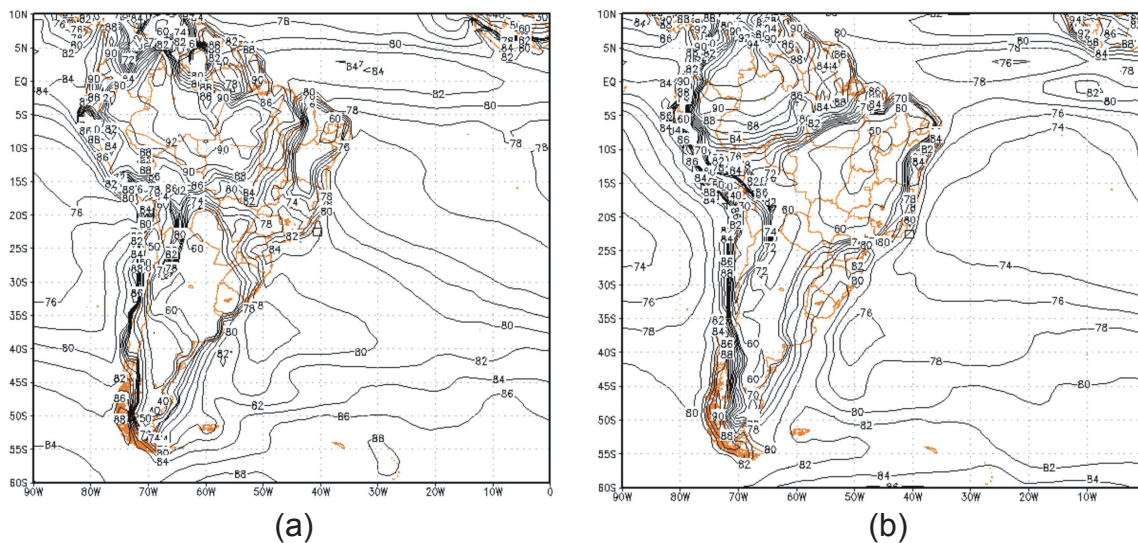


Figura 7 – Campo de umidade relativa do ar (%) a 2 m da superfície: valores médios para o período de 1989 a 2010 para (a) verão – Dez/Jan/Fev e (b) inverno – Jun/Jul/Ago (Fonte: Dados derivados da Reanálise ERA-Interim, obtidos no sítio http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_moda/).

Resumindo, o clima no litoral da Região Sudeste do Brasil, próximo à Bacia de Campos é afetado diretamente pela presença da ASAS, com pressões atmosféricas ao NMM mais intensas no inverno (entre 1019 e 1020 hPa) do que no verão (entre 1012 e 1013 hPa), elevados valores de temperatura (entre 25 e 26 °C no verão e entre 21 e 22 °C no inverno) e de umidade relativa do ar (entre 82 e 88% durante todo o ano) e ventos calmos a moderados (entre 2,5 e 5,5 m/s) de NNE e NE. A precipitação é mais intensa no verão, quando o estabelecimento da ZCAS promove aumento da convecção na região, com totais pluviométricos mensais em torno de 180 mm. No inverno a precipitação anual é fortemente reduzida (60 mm/mês).

2 - Caracterização do Clima na Região da Bacia de Campos

Para caracterizar o clima na Bacia de Campos foram utilizados dados observacionais pertencentes à Petrobras e dados das Reanálises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF), denominada ERA-Interim (Dee et al., 2011) e também do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* - NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) para o ponto de grade mais próximo à região da Bacia de Campos. A localização e as informações referentes a cada uma das estações meteorológicas utilizadas e também aos pontos de grade das Reanálises são apresentadas no mapa da Figura 8 e na Tabela

1. As variáveis utilizadas foram: pressão atmosférica (hPa) reduzida ao nível médio do mar, temperatura do ar (oC) a 2 m da superfície, umidade relativa do ar (%) a 2 m da superfície, velocidade (m/s) e direção (graus) do vento referenciados a uma altura de 10 m.

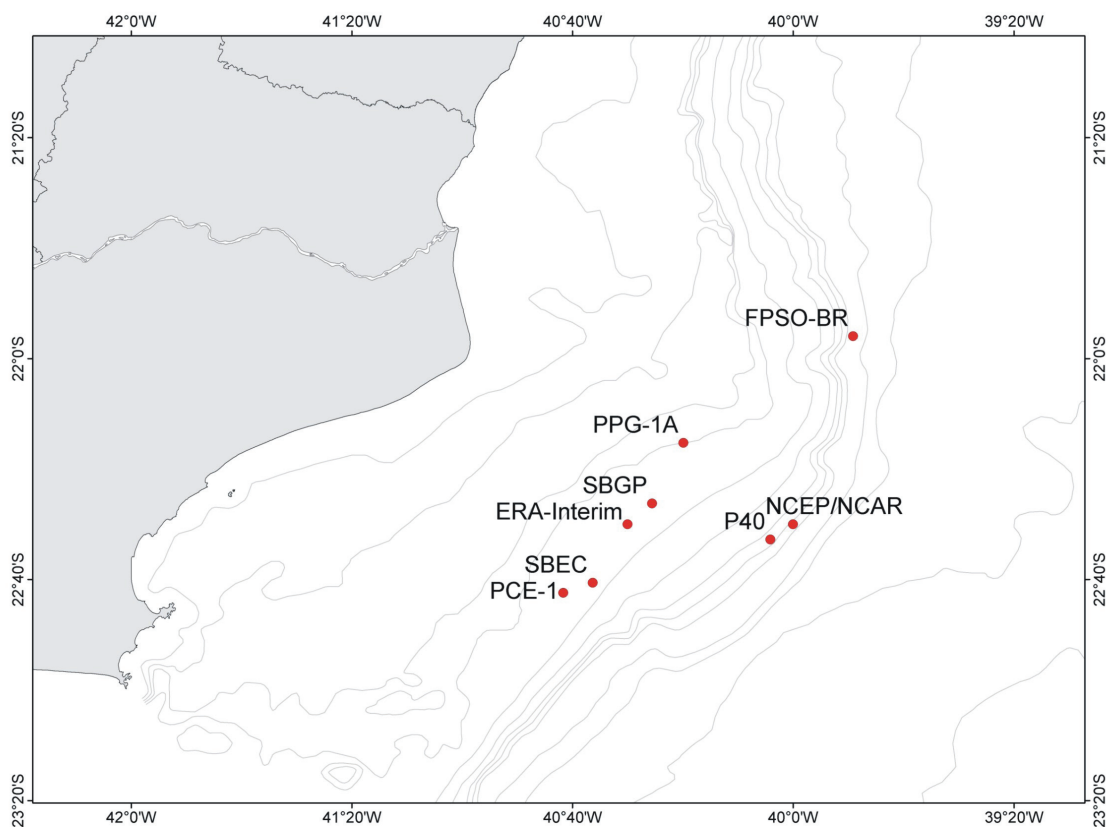


Figura 8 – Mapa da Região da Bacia de Campos com localização das estações meteorológicas e com os pontos de grade das Reanálises ERA-Interim e NCEP/NCAR de onde foram extraídos os dados utilizados neste livro.

As “Reanálises” são conjuntos de dados em pontos de grade de vários níveis da atmosfera, fornecidos por modelos de previsão numérica de tempo (PNT). Diariamente tais modelos de PNT são integrados operacionalmente, produzindo uma “Análise” e previsões para horários futuros. Nos projetos de “Reanálise”, utilizam-se versões aprimoradas dos modelos de PNT e novos dados de entrada, além daqueles utilizados durante a geração da “Análise”. Assim, espera-se que os dados gerados pelas “Reanálises” sejam de melhor qualidade do que aqueles gerados pelas “Análises”.

Tabela 1 – Informações sobre as estações meteorológicas de onde foram coletados os dados e sobre os pontos de grade das Reanálises ERA-Interim e NCEP/NCAR utilizados no trabalho.

Estação	Latitude (graus S)	Longitude (graus W)	Altitude	Período e Horário das observações
FPSO-BR	21,93253	39,81843	25 m até 08/12/2005 e 34,5 m após	10/11/2004 a 30/06/2009 00:00 – 23:00 Z
P40	22,54569	40,06879	62 m	25/09/2004 a 30/06/2009 00:00 – 23:00 Z
PCE-1	22,70660	40,69453	104 m	20/12/2004 a 30/06/2009 00:00 – 23:00 Z
PPG-1A	22,25389	40,33139	80 m	10/01/2005 a 30/06/2009 00:00 – 23:00 Z
SBEC	22,67667	40,60556	34 m	20/03/1989 a 30/06/2008 09:00 – 21:00 Z
SBGP	22,43693	40,42584	36 m	01/05/1989 a 05/12/2000 09:00 – 21:00 Z
Reanálise ERA-Interim	22,5	40,5	10 m	01/01/1989 a 31/12/2010 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 e 21 Z
Reanálise NCEP/NCAR	22,5	40	10 m	01/01/1961 a 31/12/1990 0, 6, 12 e 18 Z

As estações meteorológicas denominadas SBEC (Enchova) e SBGP (Garoupa) são operadas manualmente pela INFRAERO para controle de tráfego aéreo, e por este motivo, a coleta de dados restringe-se ao horário entre 9 e 21 Z. Nas demais estações, apesar das séries mais curtas, a coleta é feita automaticamente, cobrindo as 24 horas do dia.

Os dados gerados pela Reanálise ERA-Interim do ECMWF são obtidos diretamente do sítio http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/, distribuídos em grade regular de $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ graus de latitude/longitude desde janeiro de 1989 até os dias atuais. Neste trabalho o ponto de grade selecionado como representativo da Bacia de Campos está centrado em $22,5^{\circ}\text{S}/40,5^{\circ}\text{W}$, sobre o oceano. Esta Reanálise representa uma extensão do projeto ERA-40 (Uppala et al. 2005) com alguns avanços na assimilação de dados, no uso de observações e na física do modelo. A resolução espacial horizontal do modelo atmosférico corresponde a aproximadamente 79 km (resolução espectral horizontal T255). Com relação à resolução vertical, o modelo tem 60 camadas com o topo localizado a 0,1 hPa (aproximadamente 500 km). Diversas variáveis de superfície são disponibilizadas a cada 3 horas, sendo que nos horários de 00, 06, 12 e 18 Z estão disponíveis os campos analisados e para os demais horários (03, 09, 15 e 21 Z) estão os campos previstos a partir de 00 e 12 Z.

Os dados gerados pela Reanálise do NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) são obtidos diretamente do sítio do NCEP (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/>). Tais dados são distribuídos em grade regular de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ graus de latitude/longitude e estão disponíveis a cada 6 horas (0, 6, 12 e 18 Z) desde janeiro de 1948 até os dias atuais. Neste trabalho o ponto de grade selecionado como representativo da Bacia de Campos está centrado em $22,5^{\circ}\text{S}/40^{\circ}\text{W}$, sobre o oceano e o período utilizado foi janeiro de 01/01/1961 a 31/12/1990.

Neste trabalho os valores diários de todas as variáveis foram considerados como o valor obtido às 12 Z, uma vez que não existem dados observacionais disponíveis em todas as estações para se fazer uma média aritmética simples envolvendo todos os valores diários. Contudo, como nos mostra a Reanálise ERA-Interim para a área da Bacia de Campos (Figura 9), a curva de 12 Z coincide aproximadamente com a curva média diária para as variáveis analisadas. Apenas no caso da pressão atmosférica ao NMM (Figura 9 a), a curva de 12 Z encontra-se afastada da curva média, sendo a curva de 9 Z a mais próxima da média.

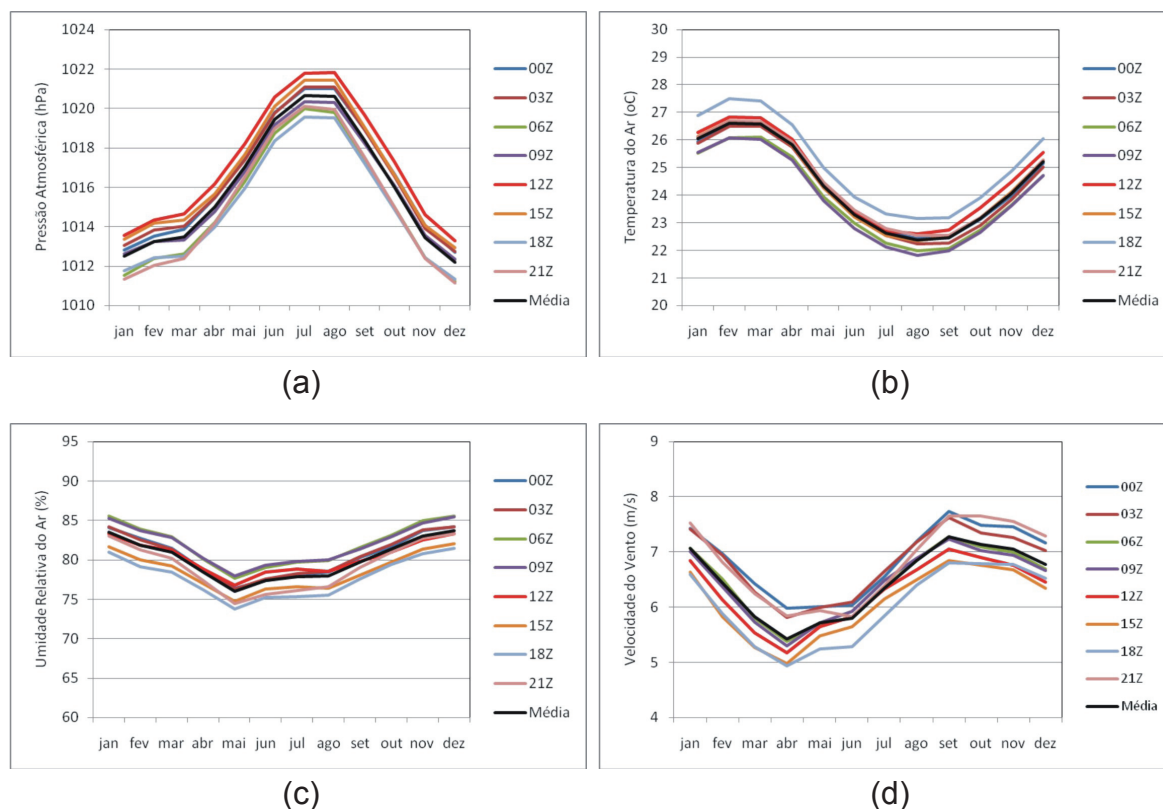


Figura 9 – Ciclo anual da pressão atmosférica (hPa) ao NMM (a), temperatura do ar (oC) a 2 m da superfície (b), umidade relativa do ar (%) a 2 m da superfície (c) e velocidade do vento (m/s) a 10 m da superfície (d) para os horários de 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 e 21 Z e média diária no ponto de grade da Reanálise ERA-Interim correspondente à área da Bacia de Campos.

Pressão Atmosférica ao NMM

O ciclo anual da pressão atmosférica ao NMM (PNMM) no horário de 12 Z é apresentado na Figura 10. Como a PNMM não varia fortemente nas regiões tropicais (Riehl, 1965), nota-se que apesar das médias terem sido calculadas em distintos períodos para diferentes pontos da Bacia de Campos, seu ciclo anual é bem definido, com pequena variação de uma localidade para outra e exibindo máximos no período de inverno (entre 1020 e 1023 hPa) e mínimos no verão (entre 1013 e 1015 hPa). A elevação da pressão atmosférica que ocorre no inverno é provocada em parte pela presença e atuação do ASAS que neste período apresenta seu centro mais próximo do litoral e também pela chegada de massas de ar migratórias de origem polar (mais frias e portanto mais densas). No verão, o mínimo de pressão atmosférica é ocasionado pelas elevadas temperaturas sobre o continente, pelo afastamento do centro do ASAS do litoral e instalação da Baixa do Chaco sobre a região central da América do Sul.

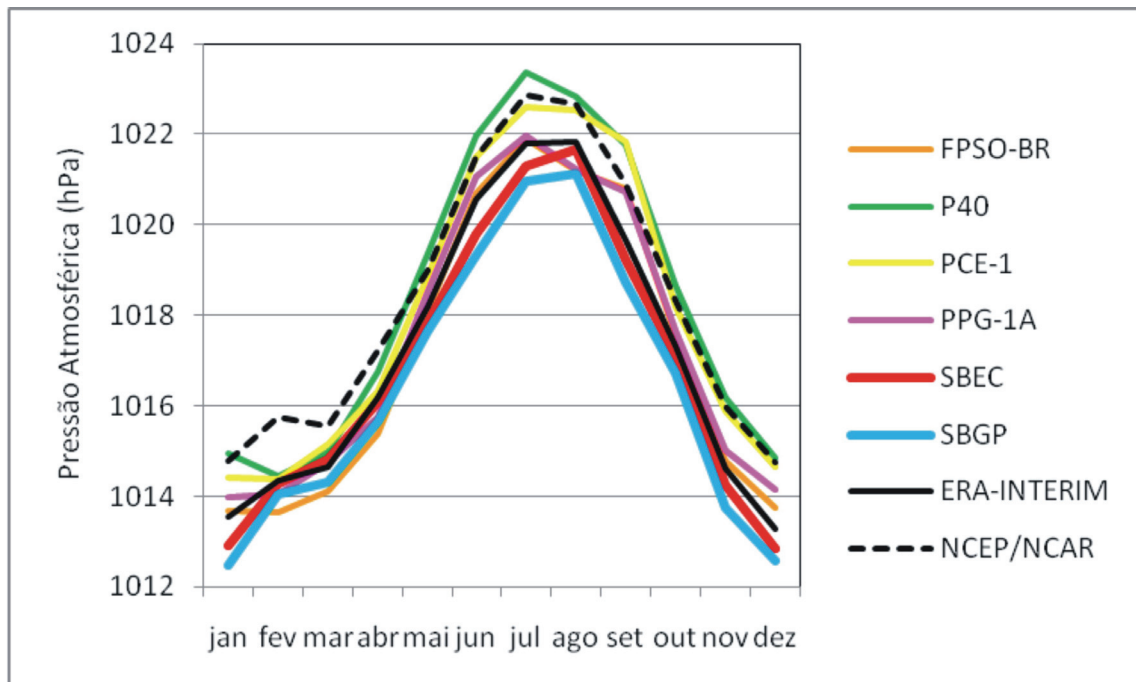


Figura 10 – Valores médios mensais da pressão atmosférica (hPa) ao NMM no horário de 12 Z para: FPSO-BR no período de 11/2004 a 06/2009 (em laranja); P40 no período de 09/2004 a 06/2009 (em verde); PCE-1 no período de 12/2004 a 06/2009 (em amarelo); PPG-1A no período de 01/2005 a 06/2009 (em rosa); SBEC no período de 03/1989 a 06/2005 (em vermelho); SBGP no período de 03/1989 a 12/2000 (em azul claro) e Reanálise ERA-Interim no período de 01/1989 a 12/2010 (em preto).

A Figura 11 apresenta o ciclo diurno (período de 9 à 21 Z) da pressão atmosférica ao NMM para cada estação do ano para SBEC que é a estação na Bacia de Campos onde existe a série mais longa de dados observacionais. De acordo com Vianello e Alves (1991), o ciclo diurno da pressão atmosférica na Região Sudeste do Brasil apresenta dois máximos (10 e 22 h local) e dois mínimos (4 e 16 h local). Como as observações em SBEC são realizadas no período de 9 à 21 Z, nota-se na Figura 11 a presença de apenas um máximo no horário de 13 Z (10 h local) e de um mínimo no horário de 19 Z (16 h local), como esperado. As curvas sazonais exibem uma vez mais o aumento da pressão no período de inverno (oscilando entre 1018,8 e 1021,2), a redução da pressão no período do verão (entre 1011,3 e 1013,4) e valores intermediários nas estações de transição, com os valores médios ao longo do ano, coincidindo com a curva da primavera. Nota-se que a variabilidade diurna (em torno de 2 hPa) é pequena quando comparada ao desvio padrão da variável em SBEC que é de 4,6 hPa (ver Tabela 3) e também relativamente à sua variabilidade anual (em torno de 8 hPa).

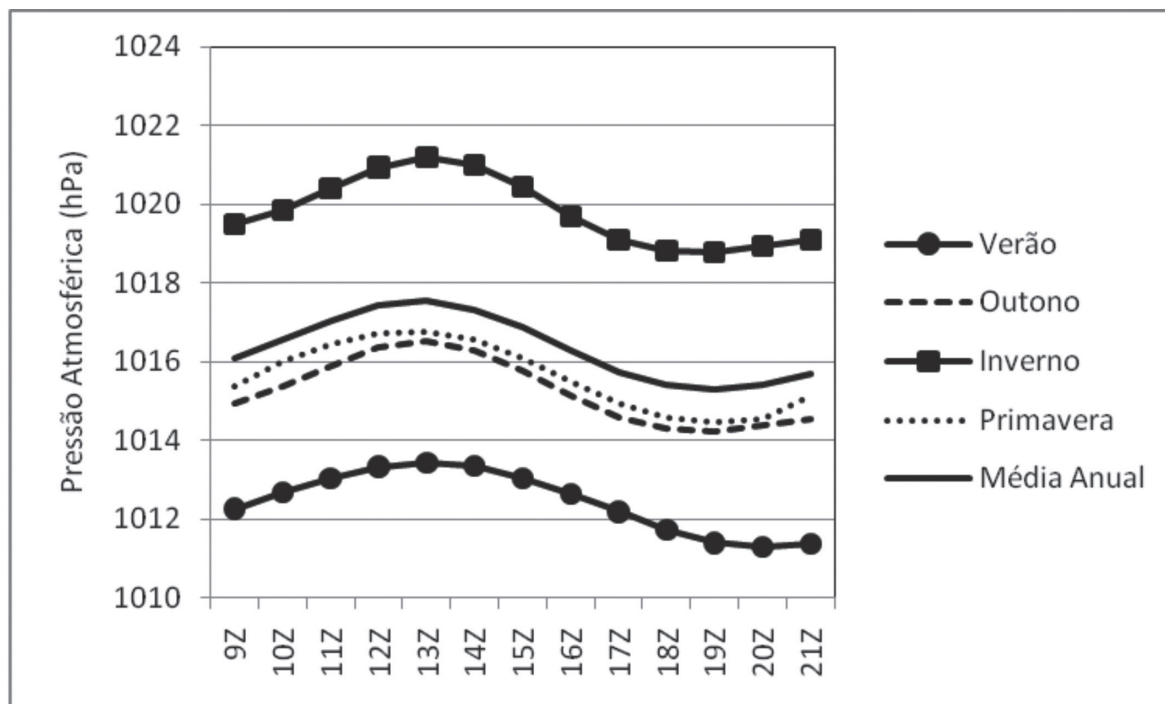


Figura 11 – Ciclo diurno (período de 9 a 21 Z) da pressão atmosférica (hPa) ao nível médio do mar para SBEC. Os valores representam médias do período de 03/1989 a 06/2008 para o verão, outono, inverno, primavera e para todo o ano.

A fim de examinar o ciclo diurno ao longo de todo o dia (de 0 à 23 Z), foram utilizados os dados da P 40 (Figura 12), contudo como o período de dados é muito reduzido (apenas 4 anos e 9 meses) deve-se utilizar tais dados com cautela. Nota-se na Figura 12 os dois máximos de pressão: 1 e 13 Z (22 h e 10 h local) e os dois mínimos, entre 6 e 7 Z e entre 18 e 19 Z (entre 3 e 4 h e entre 15 e 16 h local) nas quatro estações do ano. Para a P-40 a curva da média anual fica mais próxima à curva da primavera do que a do outono.

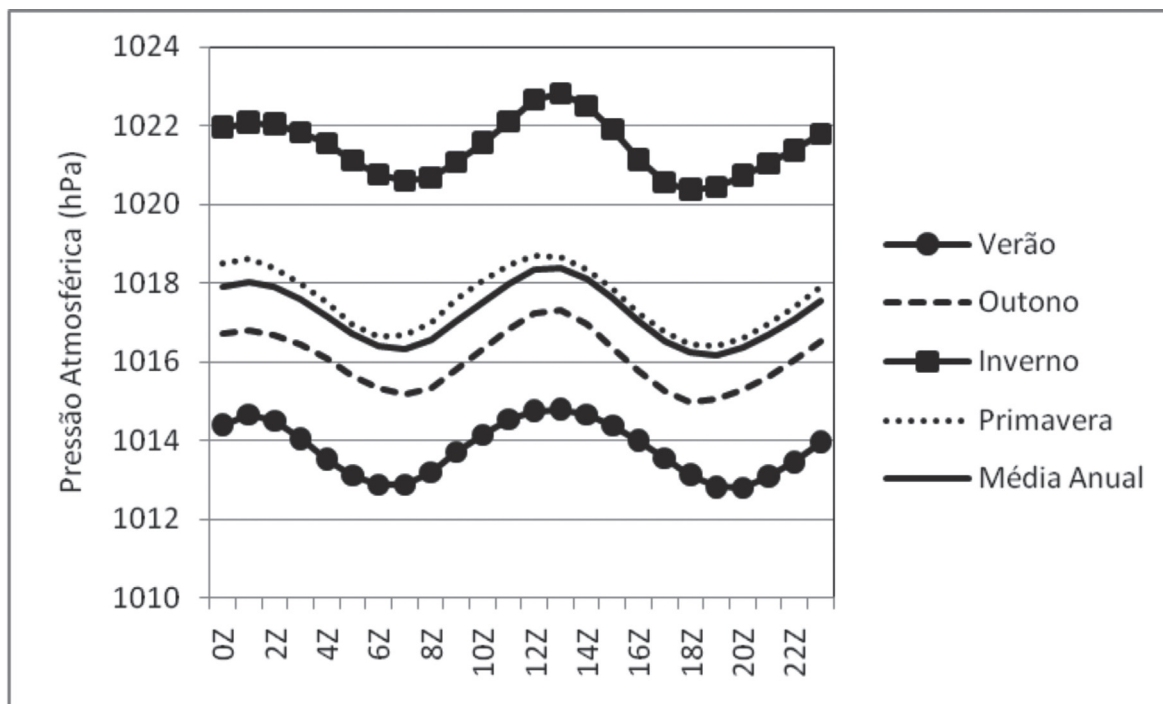


Figura 12 – Ciclo diurno (período de 0 a 23 Z) da pressão atmosférica (hPa) ao nível médio do mar para P-40. Os valores representam médias do período de 10/2004 a 06/2009 para verão, outono, inverno, primavera e para todo o ano.

A Tabela 2 apresenta os valores máximo, mínimo e o desvio padrão da PNMM obtidos das séries observacionais da Bacia de Campos. O máximo de 1035 hPa em SBEC ocorreu em 16/08/1991 à 14 Z (11 h local) e o mínimo de 999,9 hPa foi registrado em PCE-1 no dia 04/01/2009 à 6 Z (3 h local). O desvio padrão fica em torno de 4,6 hPa, um valor pequeno em comparação à própria variável, o que significa que não ocorrem grandes oscilações na PNMM entre um horário e outro.

Tabela 2 – Máximo, mínimo e desvio padrão da pressão atmosférica (hPa) ao NMM em FPSO-BR, P-40, PCE-1, PPG-1A, SBEC e SBGP.

Estações	Pressão atmosférica (hPa) ao NMM		
	Máximo	Mínimo	Desvio Padrão
FPSO-BR	1028,4	1000,8	4,5
P-40	1030,6	1000,9	4,6
PCE-1	1030,6	999,9	4,6
PPG-1A	1029,1	1000,9	4,4
SBEC	1035	1001	4,6
SBGP	1033	1001	4,6

Temperatura do Ar

A distribuição da temperatura do ar numa área oceânica é influenciada pela quantidade de radiação incidente (que é função da latitude), pelos ventos predominantes, pelas correntes oceânicas e pela nebulosidade. Sobre os oceanos, como o calor específico da água é elevado (cerca de $0,94 \text{ cal/g } ^\circ\text{C}$), mais energia terá que ser absorvida pela superfície para elevação de sua temperatura. Desta forma, existe um atraso de cerca de dois meses entre o máximo (mínimo) recebimento de radiação solar e a ocorrência das maiores (menores) temperaturas anuais sobre os oceanos, enquanto em terra este atraso é de apenas um mês. As variações sazonais da temperatura do ar aumentam com a latitude (Ayoade, 2006).

A Figura 13 apresenta os valores médios da temperatura do ar a 2m da superfície ao longo do ano, considerando-se apenas os dados de 12 Z para representar o valor diário. As curvas mostram, como esperado que o máximo em torno de 27°C (mínimo em torno de 23°C) ocorre nos meses de fevereiro/março (agosto/setembro). As amplitudes térmicas anuais, representadas pelas diferenças entre as temperaturas do mês mais quente e do mês mais frio, são baixas (no máximo 5°C), devido à localização das estações sobre o oceano. Na estação de Bangu, por exemplo, localizada na zona norte da cidade do Rio de Janeiro, a amplitude térmica anual ultrapassa 17°C (INMET, 2009). As curvas de SBEC, SBGP e Reanálises são mais suavizadas do que as demais curvas, por representarem valores médios num período mais longo.

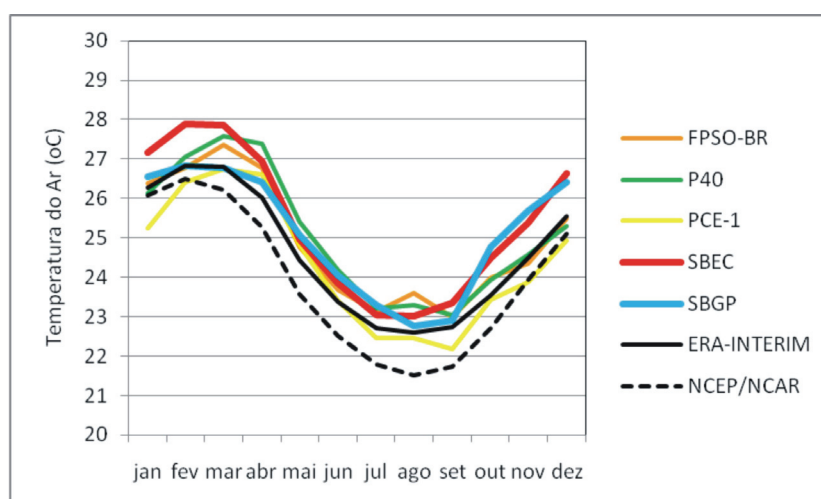


Figura 13 – Valores médios mensais da temperatura do ar ($^\circ\text{C}$) a 2 m da superfície no horário de 12 Z para: FPSO-BR no período de 11/2004 a 06/2009 (em laranja); P40 no período de 09/2004 a 06/2009 (em verde); PCE-1 no período de 12/2004 a 06/2009 (em amarelo); SBEC no período de 03/1989 a 06/2008,; SBGP no período de 03/1989 a 12/2000 e ERA-Interim no período de 01/1989 a 12/2010 (em preto).

Na Figura 13 nota-se diferenças entre os valores médios mensais da temperatura do ar, observados em distintas plataformas na região da Bacia de Campos. Por exemplo, em fevereiro e março a temperatura média em SBEC atinge 27,9°C, enquanto que em SBGP este valor é de 26,8°C, ou seja, uma diferença de 1,1°C no valor médio mensal. Como a instalação destas estações meteorológicas não segue o padrão estabelecido pela Organização Meteorológica Mundial (OMM), tais contrastes estão possivelmente refletindo às distintas localizações dos abrigos termométricos dentro de cada plataforma, podendo estar mais próximos ou mais afastados de fontes de calor e em áreas de maior ou menor ventilação.

Com relação ao ciclo diurno da temperatura do ar, também a amplitude térmica é menor sobre o oceano do que sobre o continente, devido às diferenças nas propriedades térmicas das superfícies oceânicas e continentais. A variação diurna da temperatura a 2 m da superfície também é menor nos dias nublados e com ventos calmos do que nos dias claros ou com pouca nebulosidade e ventos fortes. De acordo com Ayoade (2006), sobre os oceanos a amplitude diurna da temperatura é em geral menor do que 0,7°C e menor do que a amplitude anual.

A partir da Figura 14 nota-se que ocorre um máximo próximo a 17 Z (14 h local) e um mínimo a 9 Z (6 h local), como esperado. As maiores temperaturas ocorrem no verão (entre 25,3 e 28,6 °C), seguido do outono e depois primavera. No inverno, ocorrem as menores temperaturas do ar (entre 22,2 e 24,7 °C) com valores em média 3 °C menores do que no verão. As variações no ciclo diurno da temperatura do ar na Bacia de Campos são inferiores às suas oscilações anuais.

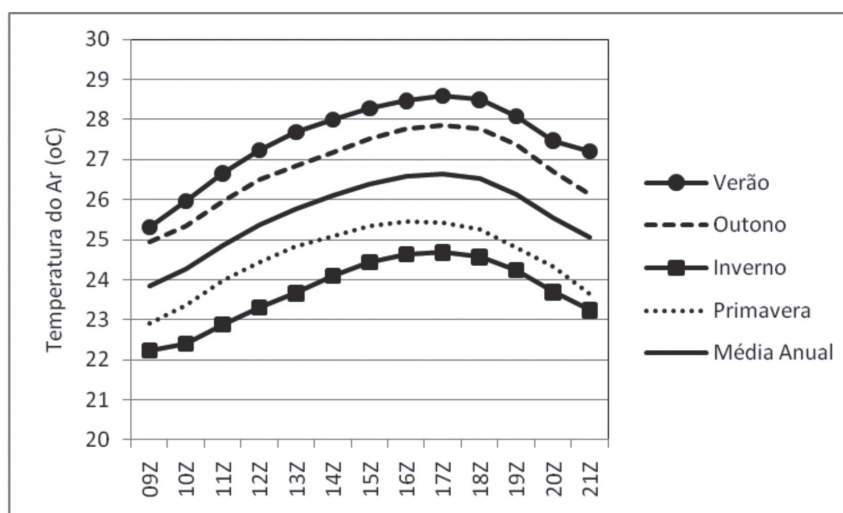


Figura 14 – Ciclo diurno (período de 9 a 21 Z) da temperatura do ar (oC) a 2m da superfície para SBEC. Os valores representam médias do período de 03/1989 a 06/2008 para o verão, outono, inverno, primavera, e para todo o ano.

Na Figura 15 apresenta-se o ciclo diurno (0 a 23 Z) da temperatura do ar na estação P-40, que deve ser utilizado com extrema cautela. Provavelmente devido ao limitado número de anos na série, as temperaturas de outono estão maiores do que as temperaturas de verão, fato inesperado e que não ocorre nas séries mais longas como em SBEC e SBGP. A maior (menor) temperatura é observada às 15Z - 12 h local (entre 7 e 9 Z – entre 4 e 6 h local).

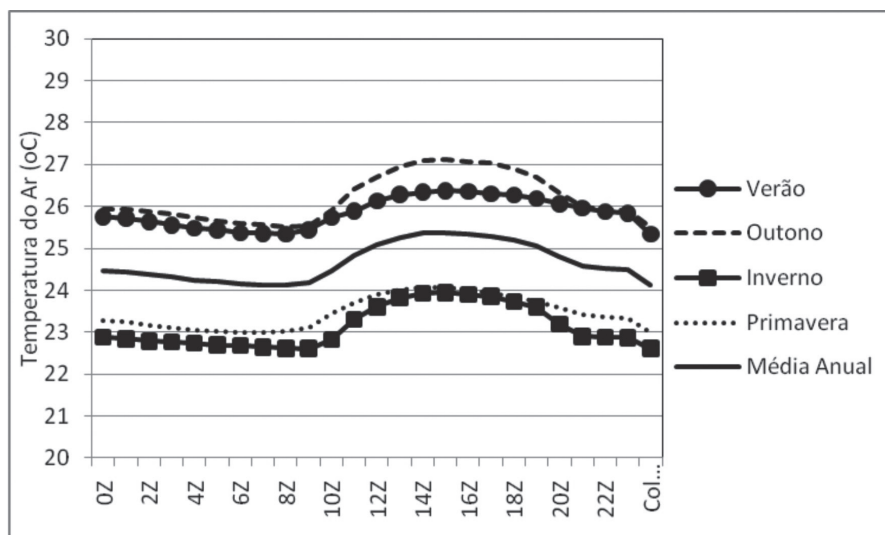


Figura 15 – Ciclo diurno (período de 0 a 23 Z) da temperatura do ar (oC) a 2 m da superfície para P-40. Os valores representam médias do período de 10/2004 a 06/2009 para o verão, outono, inverno, primavera e para todo o ano.

A Tabela 3 apresenta os valores máximo, mínimo e o desvio padrão da temperatura do ar a 2 m da superfície obtidos das séries observacionais da Bacia de Campos. O mínimo de 14 °C em SBGP ocorreu no dia 15/09/1990 as 12 Z (9 h local). Os máximos de 37 °C foram registrados em SBEC no dia 24/02/2006 de 18 à 20 Z (15 as 17 h local) e em SBGP no dia 06/02/1996 de 18 a 21 Z (15 às 18 h local). O desvio padrão médio é de 2,2 °C.

Tabela 3 – Máximo, mínimo e desvio padrão da temperatura do ar (oC) a 2 m da superfície em FPSO-BR, P-40, PCE-1, PPG-1A, SBEC e SBGP.

Estações	Temperatura do ar (°C) a 2m da superfície		
	Máximo	Mínimo	Desvio Padrão
FPSO-BR	31,6	17,8	1,9
P-40	32,3	17,9	1,9
PCE-1	34,6	17,3	2,0
PPG-1A	35,9	18,3	2,6
SBEC	37	16	2,7
SBGP	37	14	2,4

Umidade Relativa do Ar

Como ressaltado anteriormente a umidade relativa do ar indica o grau de saturação do ar e é fortemente influenciada pela temperatura do ar. Devido a esta dependência da temperatura do ar, os dados provenientes de diferentes localidades não são estritamente comparáveis, a menos que as temperaturas nas diversas estações sejam muito próximas e que tenham sido coletadas seguindo as normas da OMM. As variações sazonais da umidade relativa são mínimas no equador e crescem com o aumento da latitude (Ayoade, 2006).

A Figura 16 apresenta os valores médios mensais de umidade relativa do ar as 12 Z. Nota-se que os valores médios mensais da umidade relativa variam muito pouco ao longo do ano, com máximos na estação chuvosa (verão) e valores ligeiramente inferiores nos demais meses do ano. Para a estação SBEC por exemplo, os valores oscilam entre 73,4% em maio e 77,7% em janeiro. A umidade relativa do ar não depende apenas do teor de umidade do ar, mas também, inversamente, da temperatura do ar. Assim, no inverno, como as temperaturas são reduzidas, apesar do baixo teor de umidade no ar, a umidade relativa não decresce exageradamente, pois quanto mais frio o ar, menor sua capacidade de conter vapor d'água, atingindo a saturação mais facilmente. Por outro lado, no verão, apesar do aumento das chuvas e grande disponibilidade de umidade no ar, as elevadas temperaturas acabam por reduzir a umidade relativa, pois quanto mais quente, aumenta sua capacidade de conter vapor d'água. Na Figura 16 nota-se uma grande variação nas curvas nos diferentes locais de coleta na Bacia de Campos. Os valores de umidade relativa podem ter valores diferentes em função da temperatura do ar e também da meto-

dologia utilizada para sua obtenção (Varejão, 2000). Em SBEC e SBGP e para os dados da Reanálise ERA-Interim a umidade é obtida através de método indireto, conjugando-se a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho para calcular o valor da umidade relativa através de equações empíricas (Hess, 1959). Nas demais estações a umidade relativa é obtida diretamente a partir de higrômetros e para o conjunto de dados da Reanálise NCEP/NCAR os valores de umidade relativa do ar são acessados diretamente do sítio.

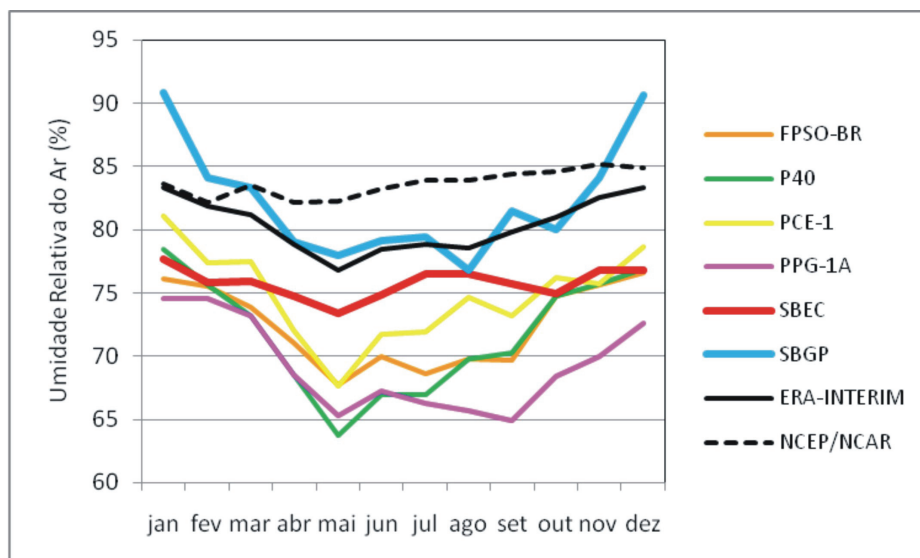


Figura 16 – Valores médios mensais da umidade relativa do ar (%) a 2 m da superfície no horário de 12 Z para: FPSO-BR no período de 11/2004 a 06/2009 (em laranja); P40 no período de 09/2004 a 06/2009 (em verde); PCE-1 no período de 12/2004 a 06/2009 (em amarelo); PPG-1A no período de 01/2005 a 06/2009 (em rosa); SBGP no período de 03/1989 a 12/2000 (em azul claro); SBEC no período de 03/1989 a 06/2008 (em vermelho) e Reanálise ERA-Interim no período de 01/1981 a 12/2010 (em preto).

O ciclo diurno da umidade relativa do ar a 2 m da superfície para SBEC, apresentado na Figura 17, mostra um máximo em torno de 82% as 9 Z (6 h local) no horário em que ocorrem as menores temperaturas do ar em SBEC, e um mínimo de aproximadamente 72% entre 16 e 17 Z, junto com as máximas temperaturas do ar. As variações na umidade relativa do ar são grandes ao longo do dia (em torno de 10%), da mesma ordem de grandeza do desvio padrão da variável (ver Tabela 7). Por outro lado, as variações sazonais são pequenas, com os maiores valores ocorrendo no verão e os menores no outono, sem ultrapassar 4%.

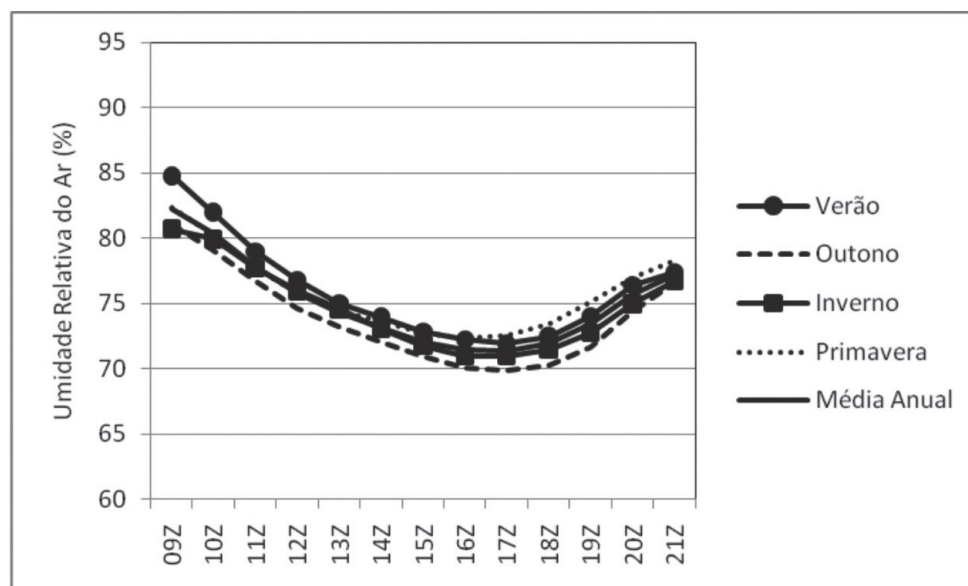


Figura 17 – Ciclo diurno (período de 9 a 21 Z) da umidade relativa do ar (%) a 2 m da superfície para SBEC. Os valores representam médias do período de 03/1989 a 06/2008 para o verão, outono, inverno, primavera e para todo o ano.

O ciclo diurno (0 a 23 Z) da umidade relativa do ar para a estação P-40 é apresentado na Figura 18. Nota-se que a UR mantém-se constante na noite e madrugada e apenas decresce quando se inicia o aquecimento diurno. Para P-40 percebe-se uma variação com relação às estações do ano, diferentemente do gráfico da Figura 17 para SBEC. Tais diferenças podem estar associadas às metodologias de aquisição do dado. Na estação SBEC a umidade relativa é calculada a partir da temperatura do ar e da temperatura do ponto de orvalho, enquanto em P-40 utiliza-se um higrômetro. Na Figura 18, os maiores valores de UR ocorrem no verão (oscilando entre 76,1% e 80,1%) e os menores no inverno (entre 66,3% e 72,1%). O outono apresenta comportamento muito próximo do inverno e na primavera os valores são intermediários (entre verão e inverno).

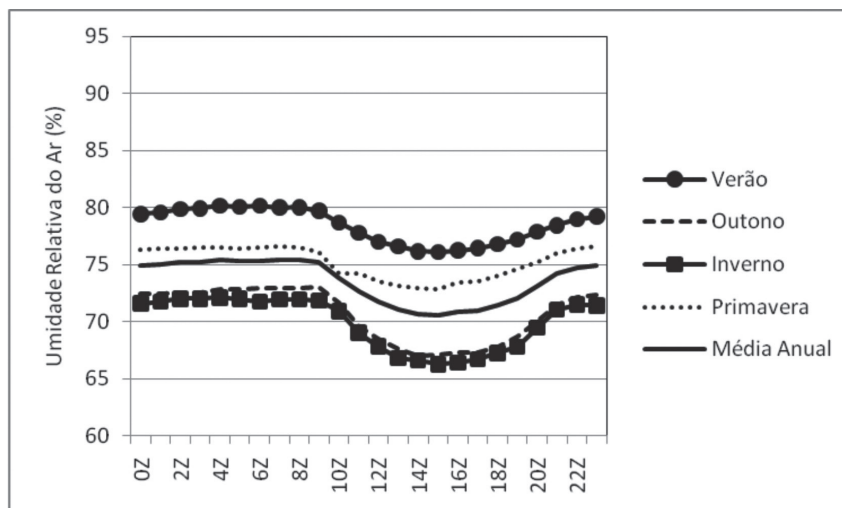


Figura 18 – Ciclo diurno (período de 0 a 23 Z) da umidade relativa do ar (%) a 2 m da superfície para P-40. Os valores representam médias do período de 10/2004 a 06/200. Verão em vermelho, outono em laranja, inverno em azul e primavera em verde.

Na Tabela 4 são apresentados os valores máximo, mínimo e desvio padrão da umidade relativa do ar à 2 m da superfície, obtidos das séries de dados observacionais da Bacia de Campos. Ressalta-se na Tabela 4 o mínimo de 27,7% registrado em PPG-1A no dia 31/05/2007 as 19 Z (16 h local). O desvio padrão é em média 10,2%.

Tabela 4 – Máximo, mínimo e desvio padrão da umidade relativa do ar (%) a 2 m da superfície em FPSO-BR, P-40, PCE-1, PPG-1A, SBEC e SBGP.

Estações	Umidade relativa do ar (%) a 2 m da superfície		
	Máximo	Mínimo	Desvio Padrão
FPSO-BR	99,7	38,6	8,2
P-40	99,9	32,7	9,7
PCE-1	100,0	30,4	9,5
PPG-1A	99,9	27,7	10,9
SBEC	100,0	28,0	10,1
SBGP	100,0	28,7	13,0

Ventos

A região da Bacia de Campos, localizada a aproximadamente 150 km da costa do Rio de Janeiro, não sofre influência do sistema de brisas terrestre/marítima. Como as mudanças na pressão atmosférica associadas a este sistema de ventos locais não são grandes, a circulação de brisa é de alcance limitado, atingindo no máximo 30 km terra à dentro e não mais do que 10 km em direção ao oceano (Miguens, 2000).

Na Figura 19 apresenta-se o ciclo anual da velocidade dos ventos ao nível de 10 m no horário de 12 Z. Apesar da grande dispersão entre as curvas de diferentes localidades na Bacia de Campos, nota-se em média uma intensificação nos ventos a partir do outono, atingindo um máximo em setembro, com valores elevados até janeiro. No mês de abril ocorrem os ventos mais fracos.

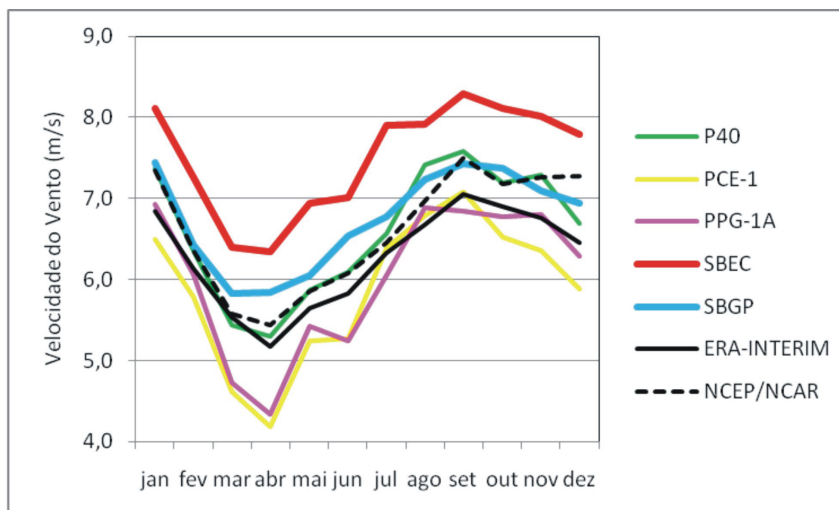
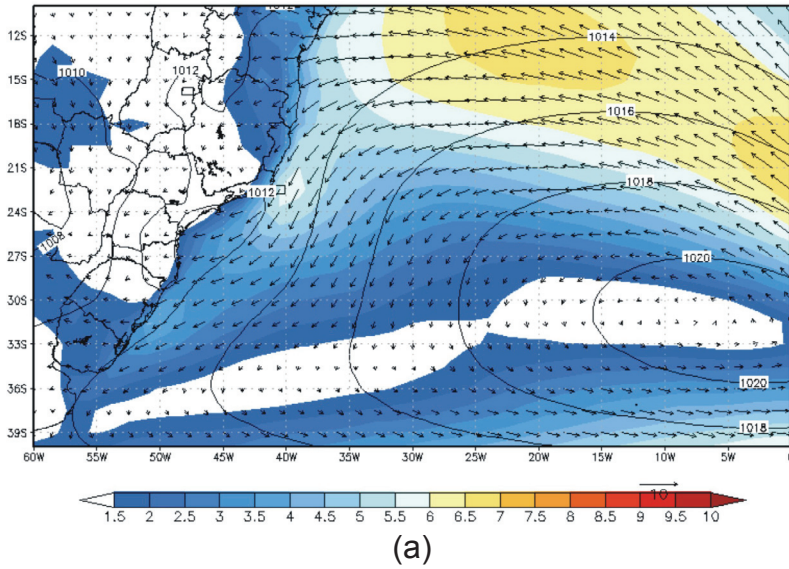
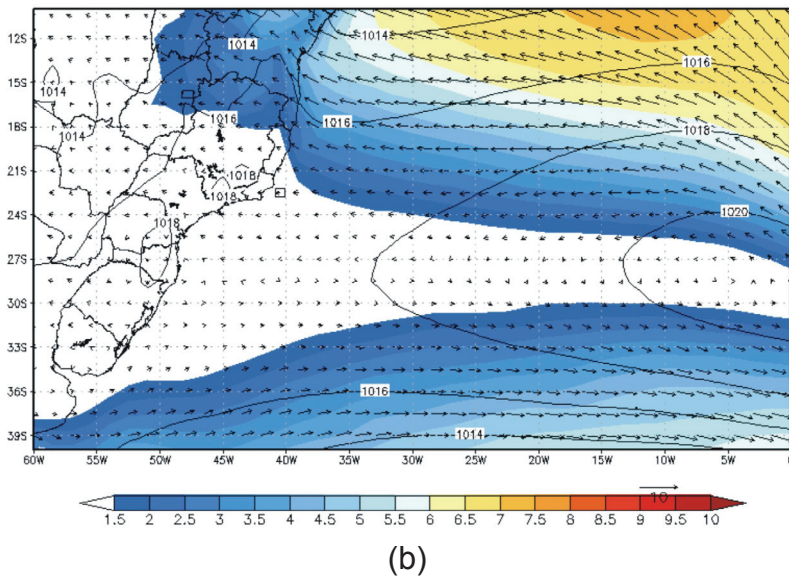


Figura 19 – Valores médios mensais da intensidade do vento (m/s), convertidos para uma altura de 10 m, no horário de 12 Z para: P40 no período de 09/2004 a 06/2009 (em verde); PCE-1 no período de 12/2004 a 06/2009 (em amarelo); PPG-1A no período de 01/2005 a 06/2009 (em rosa); SBGP no período de 03/1989 a 12/2000 (em azul claro); SBEC no período de 03/1989 a 06/2008 (em vermelho) e Reanálise ERA-Interim no período de 01/1989 a 12/2010 (em preto).

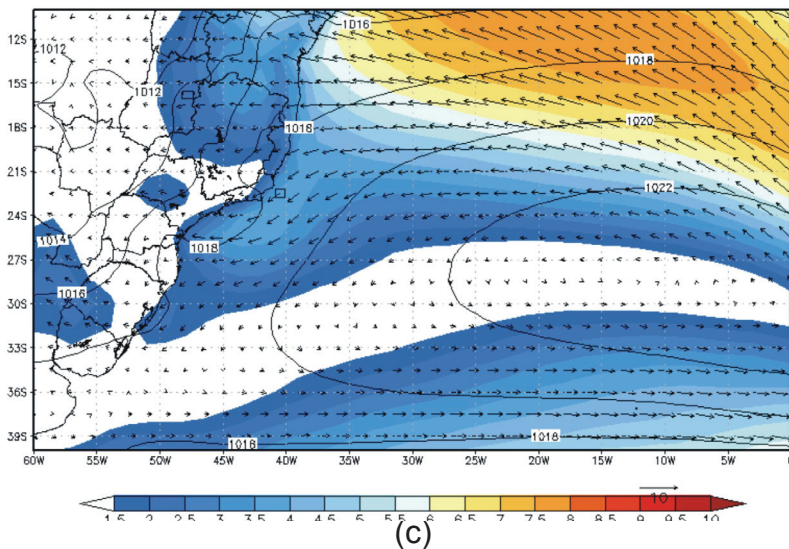
Analisando-se os campos mensais de intensidade e direção dos ventos e da PNMM no Atlântico Sul (Figura 20) verifica-se que em janeiro (Figura 20 a) com o centro do ASAS localizado a aproximadamente 32°S/7°W, a região da Bacia de Campos fica posicionada na borda noroeste do ASAS, onde os ventos são mais intensos. A medida que o centro do ASAS desloca-se ligeiramente para norte, por exemplo em maio (Figura 20 b), com seu centro posicionado a aproximadamente 28°S/5°W, a região da Bacia de Campos fica localizada na faixa de ventos mais fracos, provenientes do centro do ASAS. Em agosto/setembro o centro do ASAS desloca-se ainda um pouco mais para norte e também para oeste em direção ao continente, aumentando o gradiente de pressão e gerando ventos mais intensos na área da Bacia de Campos (Figura 20 c).



(a)



(b)



(c)

Figura 20 – Campo de intensidade (m/s) e direção do vento climatologia para o período de 1989 a 2010 para (a) janeiro, (b) maio e (c) setembro. (Fonte: Dados derivados da Reanálise ERA-Interim, obtidos no [sítio `http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_moda/`](http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_moda/))

O ciclo diurno da intensidade do vento para SBEC é apresentado na Figura 21. A intensidade do vento varia pouco ao longo do dia, apresentando um máximo bastante suavizado entre 13 e 15 Z (10 h e 12 h local) e dois mínimos relativos, o primeiro em torno de 9 Z (6 h local) e o segundo em 18 Z (15 h local). Como dito anteriormente, e ressaltado na Figura 21, os ventos são mais (menos) intensos na primavera (outono). Na primavera a velocidade do vento oscila entre 7,7 e 8,2 m/s, enquanto no outono varia entre 6,3 e 6,6 m/s. Estas oscilações são pequenas comparadas ao desvio padrão da variável em SBEC que é de 3,5 m/s (ver Tabela 5).

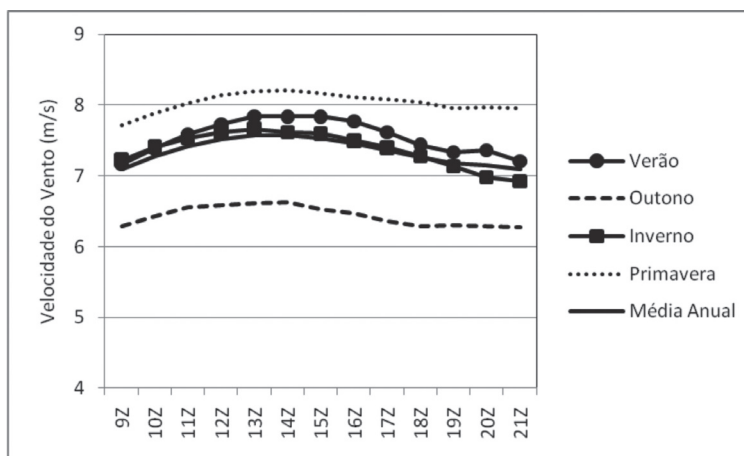


Figura 21 – Ciclo diurno (período de 9 a 21 Z) da intensidade do vento (m/s), convertidos para uma altura de 10 m, para SBEC. Os valores representam médias do período de 03/1989 a 06/2005 para o verão, outono, inverno, primavera e para todo o ano.

O ciclo diurno (0 a 23 Z) da velocidade dos ventos na estação P-40 é apresentado na Figura 22. Nota-se a partir desta figura um declínio na intensidade do vento, nas quatro estações do ano, no horário de 18 Z (15 h local), o que concorda com o gráfico da Figura 21, e um máximo próximo de 0 Z (21 h local), exceto no inverno. Mais uma vez ressalta-se a intensificação dos ventos que ocorre na primavera e seu enfraquecimento no outono. Na estação do inverno a intensidade dos ventos fica próxima da média anual.

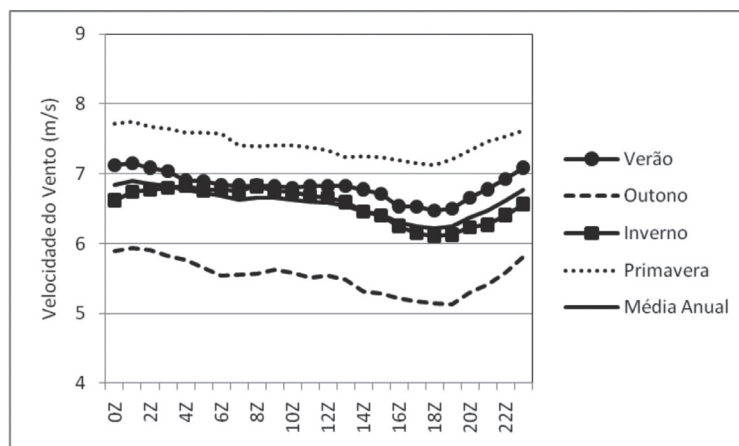


Figura 22 – Ciclo diurno (período de 0 a 23 Z) da velocidade dos ventos (m/s) referenciados para altura de 10 m na P-40. Os valores representam médias do período de 10/2004 a 06/2000 para o verão, outono, inverno, primavera e para todo o ano.

Na Tabela 5 são apresentados os valores máximo, mínimo e desvio padrão da velocidade do vento a 10 metros, obtidos das séries de dados observacionais da Bacia de Campos.

Tabela 5 – Máximo, mínimo e desvio padrão da velocidade do vento (m/s) a 10 m em FPSO-BR, P-40, PCE-1, PPG-1A, SBEC e SBGP.

Estações	Velocidade do Vento (m/s) a 10 m		
	Máximo	Mínimo	Desvio Padrão
FPSO-BR	18,2	0,0	2,5
P-40	17,7	0,0	3,0
PCE-1	19,7	0,0	3,0
PPG-1A	20,0	0,0	3,1
SBEC	22,0	0,0	3,5
SBGP	21,2	0,0	3,3

A Figura 23 apresenta as rosas dos ventos (16 direções) e na Tabela 6 estão as ocorrências conjuntas de direção (octantes) por intensidade dos ventos para as quatro estações do ano e também para todo o ano em P-40. Para o cálculo da direção média, última coluna na Tabela 6, os ventos foram inicialmente decompostos em suas componentes zonal (u) e meridional (v) e os valores médios de u e v foram calculados. A seguir tais valores médios são utilizados para compor o vento médio resultante, obtendo-se sua direção e intensidade.

Alisando-se as rosas dos ventos nota-se predominância de ventos NNE ao longo do ano, com exceção da outono (Figura 23 b), quando ocorrem com maior frequência ventos de NE. Ventos superiores a 10 m/s (área marrom nas rosas dos ventos) são mais frequentes na primavera (19,22% do total desta estação) e no verão (13,71% do total desta estação). A estação do ano com ventos mais fracos é o outono (apenas 4,62% dos dados acima de 10 m/s). No verão, a frequência de ocorrência de ventos nos quadrantes sul e oeste é inferior às demais direções, o que concorda com a reduzida passagem de sistemas transientes na região em estudo nesta estação do ano.

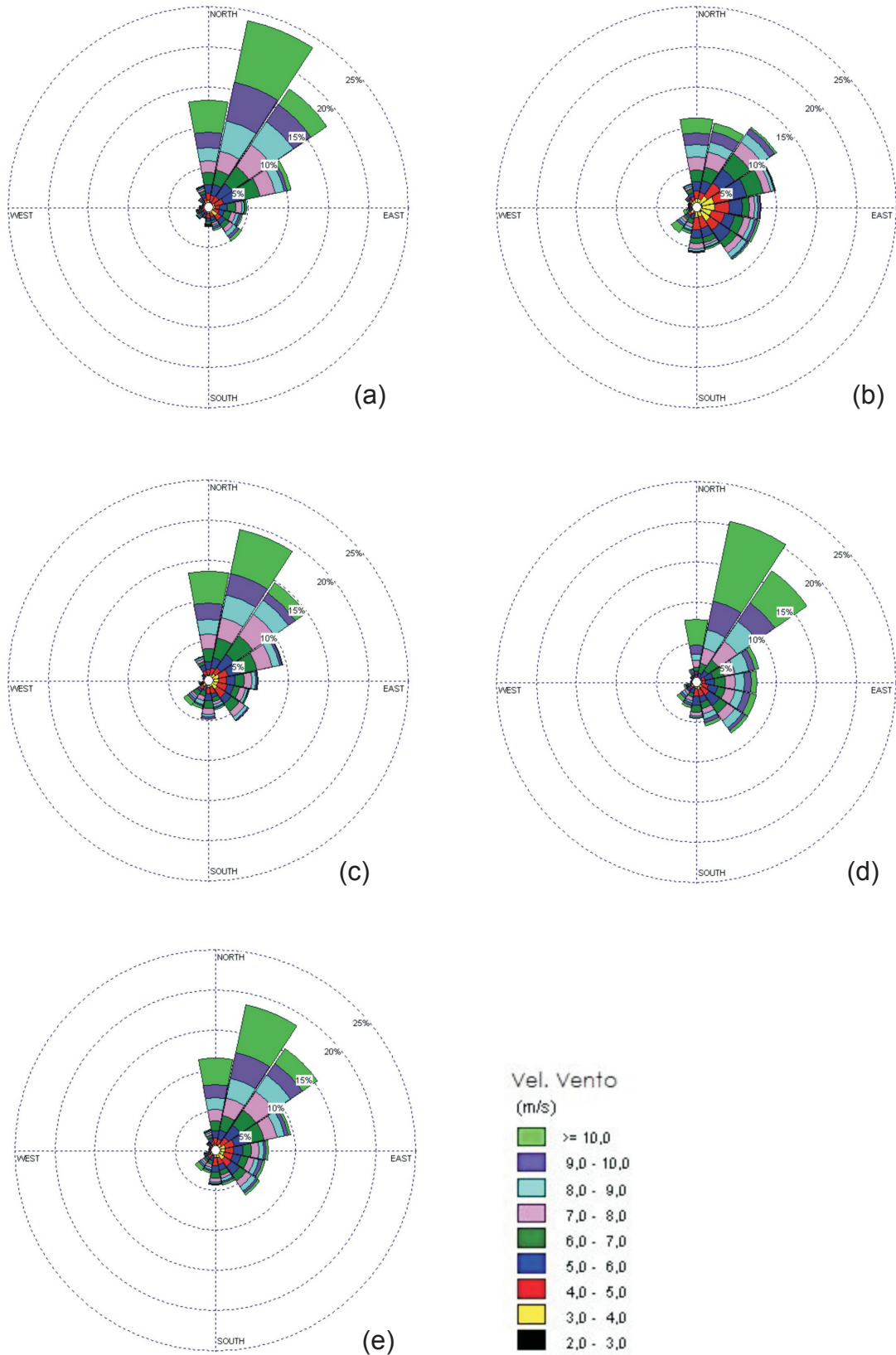


Figura 23 – Rosas dos ventos (intensidade (m/s) por direção do vento) para P-40: (a) verão, (b) outono, (c) inverno, (d) primavera e (e) ano.

Tabela 6 - Frequência de ocorrência conjunta de intensidade (m/s) por direção do vento para P-40 : (a) verão, (b) outono, (c) inverno, (d) primavera e (e) ano.

(a)

m/s		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Freq	%	Dir. Média
0	1	13	28	17	26	15	24	27	11	161	1,51	143,2
1	2	41	58	43	34	26	29	36	35	302	2,84	34,1
2	3	83	81	74	116	54	73	59	60	600	5,64	89,7
3	4	126	115	127	141	113	66	59	65	812	7,63	93,7
4	5	181	248	184	111	88	77	44	49	982	9,23	62,1
5	6	240	436	247	142	83	42	27	51	1268	11,91	57,1
6	7	307	527	265	126	51	51	18	34	1379	12,96	51,8
7	8	331	590	166	115	34	33	12	21	1302	12,23	45,3
8	9	453	600	82	93	23	21	7	11	1290	12,12	35,8
9	10	481	484	18	75	11	13	2	4	1088	10,22	29,1
10	11	413	301	14	38	6	4	2	1	779	7,32	26,3
11	12	279	144	13	12	1	4	0	1	454	4,27	21,2
12	13	133	29	6	3	0	3	0	1	175	1,64	17,1
13	14	26	4	6	2	0	0	0	0	38	0,36	26,5
14	15	3	1	1	0	0	0	0	0	5	0,05	30,4
15	16	0	3	2	1	0	0	0	0	6	0,06	64,8
16	17	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0,01	48,7
17	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00	-
Freq		3110	3650	1265	1035	505	440	293	344	10644		
%		29,22	34,29	11,88	9,72	4,74	4,13	2,75	3,23			
Média		8,15	7,42	5,71	5,74	4,75	4,68	3,70	4,32	6,82	0,02	-
Calmaria										2		-

(b)

m/s		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Freq	%	Dir. Média
0	1	29	22	34	34	21	23	22	15	200	1,98	99,3
1	2	62	74	69	58	38	43	33	50	427	4,22	58,7
2	3	94	131	209	180	83	73	50	96	916	9,06	90,1
3	4	138	265	332	271	168	70	39	86	1369	13,54	92,4
4	5	195	339	358	304	249	71	39	59	1614	15,96	93,5
5	6	246	424	310	267	194	75	44	40	1600	15,83	79,6
6	7	289	411	227	160	128	72	14	33	1334	13,19	61,6
7	8	290	305	105	148	73	68	10	15	1014	10,03	53,9
8	9	244	180	63	89	44	57	2	11	690	6,82	43,6
9	10	209	108	45	37	24	52	0	2	477	4,72	31,3
10	11	131	31	16	10	6	35	3	3	235	2,32	9,4
11	12	55	13	3	6	9	45	2	1	134	1,33	321,7
12	13	20	1	2	6	2	27	1	0	59	0,58	246,6
13	14	5	1	3	2	2	10	0	1	24	0,24	198,8
14	15	1	0	0	1	1	4	2	0	9	0,09	220,2
15	16	0	0	0	0	0	5	0	0	5	0,05	208,4
16	17	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0,01	209,3
17	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00	-
Freq		2008	2305	1776	1573	1042	731	261	412	10110		
%		19,86	22,80	17,57	15,56	10,31	7,23	2,58	4,08			
Média		6,74	5,76	4,87	5,03	5,05	6,42	3,89	3,88	5,53	0,02	-
Calmaria										2		-

(c)

m/s		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Freq	%	Dir. Média
0	1	8	6	8	6	14	5	9	12	68	0,73	256,9
1	2	34	37	20	19	25	21	38	33	227	2,44	335,3
2	3	76	87	112	115	62	59	29	24	564	6,05	98,9
3	4	94	140	171	186	117	82	25	62	877	9,41	102,3
4	5	136	206	182	202	124	68	27	76	1021	10,96	87,8
5	6	212	368	221	156	130	89	20	37	1233	13,24	67,6
6	7	327	494	233	164	131	88	6	15	1458	15,65	58,9
7	8	312	507	193	117	85	51	1	15	1281	13,75	51,6
8	9	328	315	64	56	58	55	2	6	884	9,49	35,3
9	10	362	190	23	23	25	39	3	4	669	7,18	21,7
10	11	259	147	7	14	13	18	1	0	459	4,93	21,3
11	12	207	81	0	5	6	14	0	0	313	3,36	18,7
12	13	109	31	0	2	2	14	0	0	158	1,70	13,4
13	14	55	11	0	0	1	12	0	0	79	0,85	4,5
14	15	14	1	0	0	0	5	0	0	20	0,21	352,0
15	16	3	0	0	0	0	0	0	0	3	0,03	3,6
16	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00	-
17	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00	-
Freq		2536	2621	1234	1065	793	620	161	284	9315		
%		27,22	28,14	13,25	11,43	8,51	6,66	1,73	3,05			
Média		8,09	6,96	5,48	5,26	5,50	6,16	3,47	4,13	6,55		
Calmaria										1	0,01	-

(d)

m/s		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Freq	%	Dir. Média
0	1	8	7	15	14	7	10	8	6	75	0,77	123,0
1	2	22	23	18	15	20	18	23	20	159	1,64	341,8
2	3	36	34	51	57	53	45	23	43	342	3,53	131,3
3	4	60	40	103	155	116	70	40	40	624	6,44	140,0
4	5	65	94	138	210	172	64	42	35	820	8,46	129,8
5	6	114	218	216	249	185	68	23	30	1103	11,39	104,6
6	7	125	323	269	200	126	58	17	21	1139	11,76	84,0
7	8	182	482	234	206	75	60	8	11	1258	12,99	67,6
8	9	196	520	199	180	54	53	3	3	1208	12,47	61,7
9	10	295	463	160	90	36	51	0	2	1097	11,32	46,7
10	11	277	423	67	35	9	41	1	2	855	8,83	34,9
11	12	219	232	15	17	5	21	2	1	512	5,29	27,5
12	13	172	135	6	11	1	8	4	0	337	3,48	23,5
13	14	64	33	3	4	0	4	1	0	109	1,13	20,6
14	15	25	4	2	0	0	1	0	0	32	0,33	13,8
15	16	12	0	2	1	0	0	0	0	15	0,15	22,0
16	17	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0,01	358,7
17	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00	-
Freq		1873	3031	1498	1444	859	572	195	214	9687		
%		19,34	31,29	15,46	14,91	8,87	5,90	2,01	2,21			
Média		9,03	8,49	6,75	6,27	5,48	6,40	4,34	4,21	7,43		
Calmaria										1	0,01	-

(e)

m/s		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Freq	%	Dir. Média
0	1	58	63	74	80	57	62	66	44	504	1,27	120,6
1	2	159	192	150	126	109	111	130	138	1115	2,80	29,7
2	3	289	333	446	468	252	250	161	223	2422	6,09	96,5
3	4	418	560	733	753	514	288	163	253	3682	9,26	102,5
4	5	577	887	862	827	633	280	152	219	4437	11,16	92,5
5	6	812	1446	994	814	592	274	114	158	5204	13,09	75,2
6	7	1048	1755	994	650	436	269	55	103	5310	13,36	62,3
7	8	1115	1884	698	586	267	212	31	62	4855	12,21	54,0
8	9	1221	1615	408	418	179	186	14	31	4072	10,24	44,1
9	10	1347	1245	246	225	96	155	5	12	3331	8,38	33,3
10	11	1080	902	104	97	34	98	7	6	2328	5,86	27,3
11	12	760	470	31	40	21	84	4	3	1413	3,55	21,6
12	13	434	196	14	22	5	52	5	1	729	1,83	18,6
13	14	150	49	12	8	3	26	1	1	250	0,63	16,7
14	15	43	6	3	1	1	10	2	0	66	0,17	5,7
15	16	15	3	4	2	0	5	0	0	29	0,07	29,8
16	17	1	1	0	0	0	1	0	0	3	0,01	16,9
17	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00	-
Freq		9527	11607	5773	5117	3199	2363	910	1254	39756		
%		23,96	29,20	14,52	12,87	8,05	5,94	2,29	3,15			
Média		8,01	7,27	5,67	5,57	5,23	6,02	3,85	4,11	6,58		
Calmaria										6	0,02	-

Analisando-se a Tabela 6 verifica-se que ao longo do ano (Tabela 6 e) os ventos sopram predominantemente com intensidade moderada (entre 6 e 7 m/s) e com relação à direção do vento, a maior frequência (29,20%) ocorre no octante NE (entre 22,5 e 67,5°). Tais ventos estão associados à atuação do ASAS na região. Analisando-se os mesmos aspectos ao longo das quatro estações do ano, verifica-se que no outono a intensidade mais frequente ocorre entre 4 e 5 m/s e na primavera entre 7 e 8 m/s. Com relação à direção do vento nas quatro estações predominam ventos do octante NE.

Ventos intensos (superiores a 10 m/s) são mais frequentes na primavera e verão, como ressaltado anteriormente. Analisando-se a Tabela 6 nota-se que tais ventos fortes da primavera ocorrem predominantemente de N e NE, contudo encontra-se também parte dos registros em S e SW (9%). No verão, por outro lado, predominam as direções N e NE, com reduzida frequência de ocorrência em S e SW (apenas 1%). Os ventos fortes de S e SW estão em geral associados à penetração de sistemas transientes na região tais como sistemas frontais, ciclones extratropicais e subtropicais e outros. Contudo, é importante ressaltar que ao longo do ano as velocidades médias dos ventos de N e NE (8,01 e 7,27 m/s), são supe-

riores aos ventos provenientes das demais direções, inclusive aos fortes ventos de SW (6,02 m/s) associados aos sistemas transientes. Isto demonstra que os ventos intensos de N e NE que ocorrem antes da entrada dos sistemas frontais são em média mais intensos do que os ventos de quadrante sul que sopram após a entrada de tais sistemas. Nas situações de maior intensidade (acima de 15 m/s), os ventos foram predominantemente provenientes da direção N.

Em Petrobras (2004) foram compilados dados de ventos na Bacia de Campos coletados pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) extraídos de 9844 observações SHIP. Tais resultados, apresentados na Tabela 7, mostram que a velocidade média dos ventos é de 6,5 m/s; a direção predominante é de NE (31,7%), seguida de N (17,9%). As velocidades médias dos ventos de N e NE (respectivamente 7,5 e 7,2 m/s) são superiores às velocidades médias dos ventos provenientes das demais direções. Tais resultados concordam com as análises elaboradas para SBEC, ratificando que a intensidade média dos ventos de N e NE na Bacia de Campos é superior à dos ventos de S e SW.

Tabela 7 – Frequências e velocidades médias (m/s) dos ventos na Bacia de Campos (Fonte: Petrobras, 2004)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Freq(%)	17,9	31,7	15,8	8,2	10,7	8,3	3,5	2,5
Vel (m/s)	7,5	7,2	5,8	5,7	6,1	6,6	5,2	5,6

Em síntese, o estudo da climatologia da Região da Bacia de Campos revela que:

- a) A pressão atmosférica ao NMM oscila entre 1013 hPa no verão e 1021 hPa no inverno. Os valores mais baixos no verão são associados com o afastamento do ASAS do continente (que migra em direção ao Atlântico) e instalação da Baixa do Chaco sobre a região central da América do Sul e os elevados valores no inverno são provocados pela penetração do ASAS na região continental e pela chegada de massas de ar migratórias de origem polar.

Seu ciclo diurno médio é marcado por dois mínimos (4h e 16 h local) e dois máximos (10 h e 22 h local) presentes nas quatro estações do ano, com pequena variação ao longo do dia (em torno de 2 hPa) em relação a seu ciclo anual.

- b) A temperatura do ar a 2 m da superfície exibe um máximo (mínimo) em torno de 27 °C (em torno de 23 °C) no verão (inverno). As amplitudes térmicas anuais são baixas (no máximo 5 °C), devido a localização da região sobre o oceano. Com relação ao ciclo diurno ocorre um máximo (mínimo) próximo às 14 h local (6 h local). As variações no ciclo diurno da temperatura do ar são comparáveis às suas oscilações anuais (em torno de 4 °C).
 - c) A umidade relativa do ar a 2m da superfície oscila entre 73% em maio e 78% em janeiro. Seu ciclo diurno exibe um máximo em torno de 82% as 6 h local, no horário em que ocorrem as menores temperaturas do ar e um mínimo de aproximadamente 72% as 14 h local, junto com as temperaturas mais elevadas. As variações na umidade relativa do ar são grandes ao longo do dia (em torno de 10%), da mesma ordem de grandeza do desvio padrão da variável. Por outro lado, as variações sazonais são pequenas, com os maiores valores ocorrendo no verão e os menores no outono, sem ultrapassar 4%.
 - d) Os ventos são mais fracos em abril e atingem máxima intensidade em setembro. A variação na intensidade é pequena ao longo do dia, apresentando um máximo bastante suavizado entre 10 e 12 h local e dois mínimos relativos, o primeiro em torno de 6 h local e o segundo às 15 h local. Os ventos ao longo do ano sopram predominantemente de NE, com intensidade moderada (entre 6 e 7 m/s). No outono a intensidade mais frequente ocorre na faixa entre 4 e 5 m/s e na primavera entre 7 e 8 m/s. Ventos intensos (superiores a 10 m/s) são mais frequentes na primavera e no verão. As velocidades médias dos ventos de N e NE (8,01 e 7,27 m/s, respectivamente), são superiores aos ventos provenientes das demais direções. Isto indica que, além dos intensos ventos de SW (intensidade média de 6,02 m/s), provenientes de sistemas transientes, também os ventos de N e NE atingem velocidades elevadas, o que em geral ocorre antes da penetração de sistemas frontais e outros distúrbios atmosféricos na região.
-

3 – Climatologia Sinótica da região da Bacia de Campos

Aspectos sinóticos associados a atuação e passagem de fenômenos atmosféricos que podem produzir condições de tempo extremas no Atlântico Sul e costa brasileira

Diversos sistemas e fenômenos atmosféricos são capazes de influenciar significativamente nas condições de tempo da região da Bacia de Campos, principalmente alguns fenômenos sinóticos que se deslocam e atuam sobre o oceano Atlântico Sul e que modulam os padrões de temperatura, umidade e ventos em toda essa área. Os principais sistemas atmosféricos, em escala sinótica e em mesoescala, que podem atuar e se deslocar sobre o Atlântico Sul são: o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), os sistemas frontais (SFs), as altas migratórias (que normalmente acompanham as frentes frias), os ciclones extratropicais e subtropicais, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), os sistemas de Nuvem Vírgula e as Linhas de Instabilidade. Destes sistemas, apenas os 2 últimos são eventos em mesoescala, sendo todos os outros sistemas em escala sinótica.

Pelo fato desses sistemas modularem de forma significativa a circulação da região e afetarem bastante o padrão de ventos, muitas vezes fortes, deve-se dar uma atenção especial ao entendimento da forma como esses fenômenos atuam sobre a região do Atlântico Sul, em especial, próximo à costa das regiões Sul e Sudeste do Brasil.

Frentes Frias

Uma frente fria representa uma região de fronteira entre duas massas de ar, sendo uma fria e outra quente. Essas duas massas de ar são sistemas de altas pressões, também denominados anticiclones. Uma frente típica que evolui sobre a América do Sul (Figura 23), tem uma configuração atmosférica constituída da presença do ASAS em sua dianteira (linha grossa vermelha) e um sistema de alta pressão frio, também conhecido como “Alta Migratória Fria” em sua retaguarda (linha grossa na cor azul claro, denotada pela sigla AF – Alta Fria), avançando em direção a ASAS. Entre os dois sistemas de alta pressão, encontra-se regiões de pressões mais baixas, com a presença da frente fria (linha fina azul escura com triângulos em sua borda), e de um ciclone extratropical na retaguarda (denotado pela letra B) na região de oclusão do sistema frontal (linha lilás).

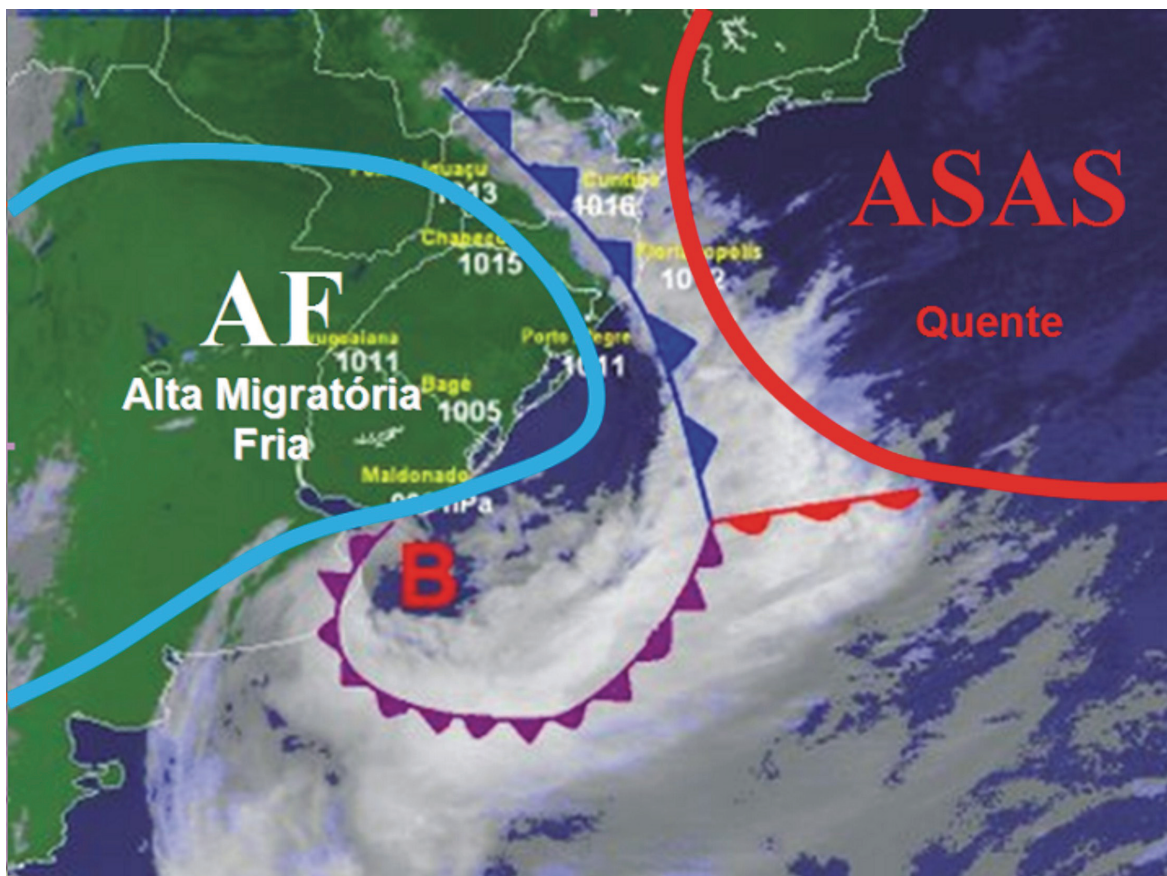


Figura 24 – Modelo conceitual de uma frente fria evoluindo na América do Sul

Em termos de estatísticas de ocorrência de frentes frias, Oliveira (1986) foi um dos primeiros estudos abordando esta climatologia. Nesse trabalho dividiu-se a América do Sul em 4 faixas de latitudes (bandas), como na Figura 25, e verificou-se a frequência de atuação de frentes em cada uma dessas bandas (Figura 25), sendo que a Bacia de Campos encontra-se localizada na “Banda C” desse estudo. De acordo com Oliveira (1986), os trimestres de primavera (SON) e inverno (JJA) são aqueles em que as frentes atingem a faixa da Bacia de Campos com maior frequência, com médias de 4,3 ocorrências por mês no período de primavera e 4 ocorrências por mês no inverno. Já o trimestre de verão (DJF) é o que apresenta menor frequência de sistemas frontais na região, com média de 3 ocorrências mensais.

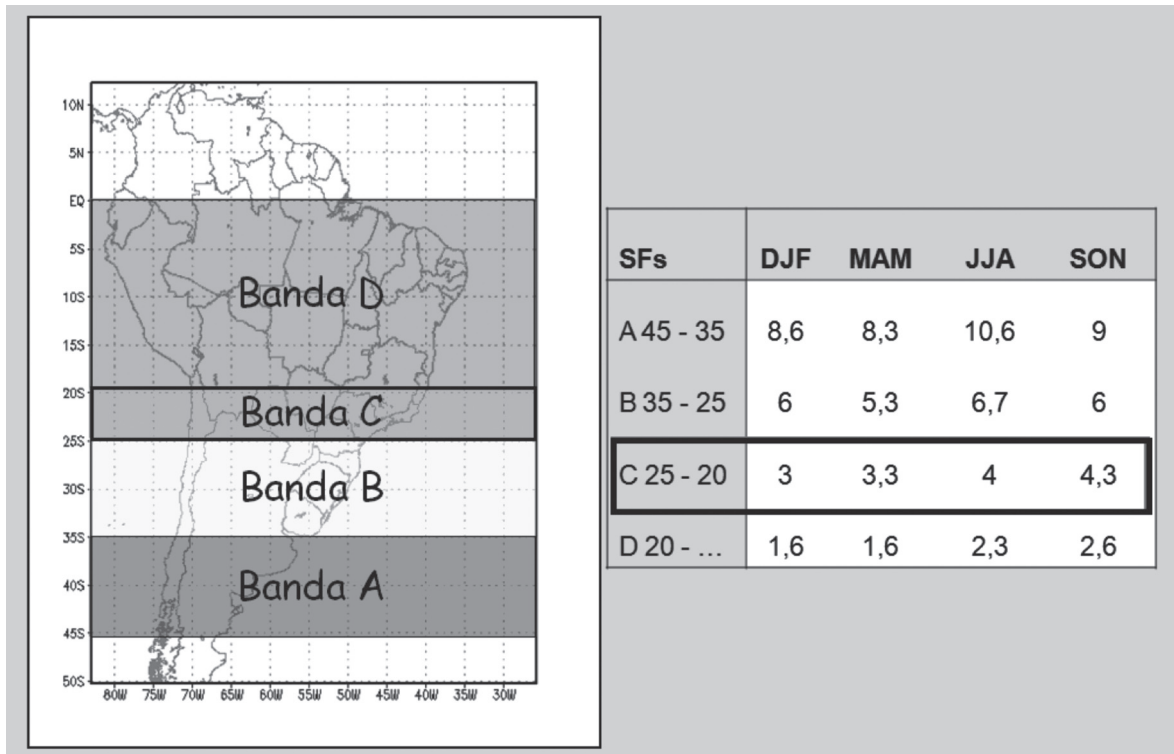


Figura 25 – Frequência média mensal de ocorrência de frentes frias por faixas de latitudes (Adaptado de Oliveira, 1986). O retângulo preto na tabela (Banda C) representa a faixa de latitudes em que se encontra a Bacia de Campos

Andrade (2007) fez um estudo abordando um período mais recente, considerando a passagem e atuação de sistemas frontais na América do Sul entre os anos de 1980 e 2002, e encontrou resultados ligeiramente diferentes de Oliveira (1986), como apresentado na Tabela 8. Considerando a faixa de latitudes de 20°S a 25°S (similar à da Banda C de Oliveira, 1986), Andrade (2007) verificou que os trimestres de maior frequência de passagem de sistemas frontais foram os da primavera (com frequência média de 5,3 ocorrências por mês) e o do outono (com média de 5 ocorrências mensais). O verão foi período de menor frequência, com uma média de 4 passagens de frentes por mês.

Andrade (2007) e Oliveira (1986) encontraram resultados semelhantes no que diz respeito à estação de maior frequência de passagem de sistemas frontais (primavera, em ambos os trabalhos) e à estação de menor frequência (verão, em ambos). Entretanto, Andrade (2007) encontrou sistematicamente uma frequência de passagens de sistemas frontais ligeiramente maior do que a encontrada por Oliveira (1986) na região considerada, para todos os meses e estações do ano. A diferença significativa no período estudado, e as pequenas diferenças de metodologia entre os trabalhos, contribuem de forma decisiva para esta ligeira divergência nos resultados.

Tabela 8 - *Frequência média mensal da passagem de frentes frias na América do Sul, na faixa de latitude entre 20°S e 25°S, segundo Andrade (2007)*

Estação do ano	N. de frentes
Verão	4
Outono	5
Inverno	4,7
Primavera	5,3

Cavalcanti e Kousky (2009) estudaram a passagem desse fenômeno sobre diversos aspectos, utilizando-se dos dados associados aos 50 casos mais intensos de frentes entre os anos de 1979 e 2005. Da composição desses 50 casos foi possível extrair-se uma série de informações a respeito do comportamento de algumas variáveis atmosféricas ao longo de uma passagem de sistema frontal sobre essas regiões do Brasil, incluindo-se o Atlântico Sul. Tais resultados foram compilados e organizados em forma de figuras, como a Figura 26, que apresenta as variáveis vetor vento à superfície e anomalia de temperatura em 925 hPa.

Cavalcanti e Kousky (2009) mostraram que no momento inicial da formação do sistema frontal, (tempo “t-1”), o escoamento sobre a região continental ao sul do Brasil encontra-se de Norte, confluindo sobre o oceano com um escoamento de SW vindo da porção sul da Argentina (Figura 26). No momento em que a frente se organiza (tempo “t”), a presença da alta subtropical quente (ASAS) pode ser percebida claramente (círculo vermelho) na dianteira do sistema, e as configurações nos campos de vento em superfície e anomalias de temperatura em 925 hPa são consistentes com uma frente fria localizada na região central da Argentina, se estendendo até o Atlântico Sul. Nesse momento a confluência sobre o oceano aparece de forma mais marcante, com um escoamento intenso de NW proveniente da Região Sul do Brasil encontrando o mesmo escoamento de SW vindo da Argentina, porém a confluência encontra-se deslocada para NE de sua posição anterior. Quando o sistema frontal chega ao sul do Brasil (tempo “t+1”), o escoamento de SW encontra-se cada vez mais deslocado para Norte, já atingindo a porção continental da Região Sul Brasileira, e já existe uma marcante convergência no escoamento sobre a Região Sudeste. Neste mesmo momento também se pode observar a alta migratória fria muito bem configurada na retaguarda da posição da frente

(círculo azul), e que se desloca para NE, acompanhando a frente fria. Nos tempos subsequentes (“t+2” e “t+3”) o sistema frontal continua a evoluir, atingindo a Região Sudeste e fazendo com que os ventos sobre esta região virem, e adquiram a direção SW, inclusive sobre a região da Bacia de Campos. Tal padrão de ventos já é capaz de promover advecção fria e ocasionar queda significativa das temperaturas em toda região Sudeste do Brasil, incluindo oceanos e áreas costeiras adjacentes. Além da queda de temperatura, tais ventos, quando intensos, são capazes de produzir transtornos nas áreas onde atingem. Diversos estudos já mostraram que a passagem de uma frente fria, pode estar associada com ventos intensos, tanto no período pré-frontal (com a aproximação do sistema), como no de sua passagem. Os ventos podem superar valores de 20 m/s, o que se pode considerar como ventos de grande intensidade e que geram impactos significativos nas áreas onde atingem.

Após a passagem do sistema frontal e a chegada do centro de alta pressão migratória fria nas latitudes mais baixas, este já se encontra bastante modificado, não possuindo mais um caráter tão frio como originalmente. Nesta etapa, usualmente ocorre a fusão dos dois centros de alta (ASAS e Alta Migratória), e a circulação proveniente da borda norte deste novo centro de alta pressão gera ventos de leste. Estes ventos podem permanecer persistentes, podendo também ocasionar impactos na área costeira da região Sudeste do Brasil.

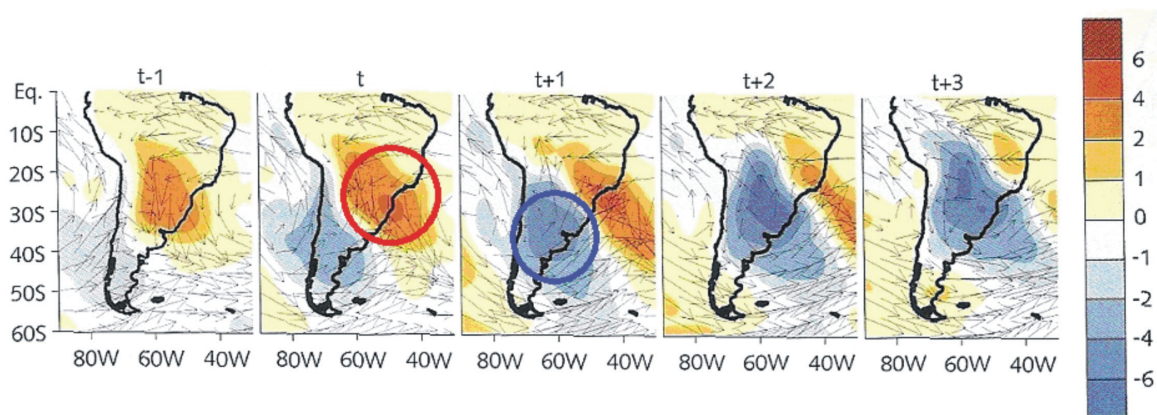


Figura 26 - Evolução diária dos compostos, do tempo t-1 ao tempo t+3 do vetor vento em superfície e anomalias de temperatura em 925 hPa, para as 50 frentes frias mais fortes que atingiram as regiões Sul e Sudeste do Brasil entre 1979 e 2005. (Adaptado de Cavalcanti e Kousky, 2009)

Sistemas de Alta Pressão – ASAS e Altas Migratórias

Como mencionado anteriormente, sistemas de alta pressão atuam de forma marcante no oceano Atlântico Sul, de forma a influenciarem significativamente os padrões de temperatura, vento, umidade, entre outros. No tópico anterior, sobre frentes frias, foi colocado que após a passagem de um sistema frontal sobre a região sudeste, incluindo a Bacia de Campos, o sistema de alta pressão migratório, originalmente frio, passa a atuar ocasionando ventos de forte componente sul e queda de temperatura (como observado na Figura 26, tempo “t+2”). Após esta etapa, o centro de alta pressão migratório continua sua evolução, deslocando-se para latitudes mais baixas, até que suas características originalmente frias são modificadas gradativamente, sofrendo aquecimento, a ponto de que ele passe a se confundir e, finalmente, se unir com o ASAS.

Nesta nova fase, o vento adquire um padrão onde passa a soprar de leste ou de nordeste, em direção a costa da região sudeste, de forma semelhante ao que mostra o esquema da Figura 27. A partir desse momento, os ventos provenientes de latitudes mais baixas começam a promover o aumento das temperaturas na região. Tal padrão de ventos pode ser, em alguns casos, intensos e eventualmente podem afetar a região oceânica do litoral sudeste do Brasil, inclusive através da formação de ondas marítimas de grande amplitude

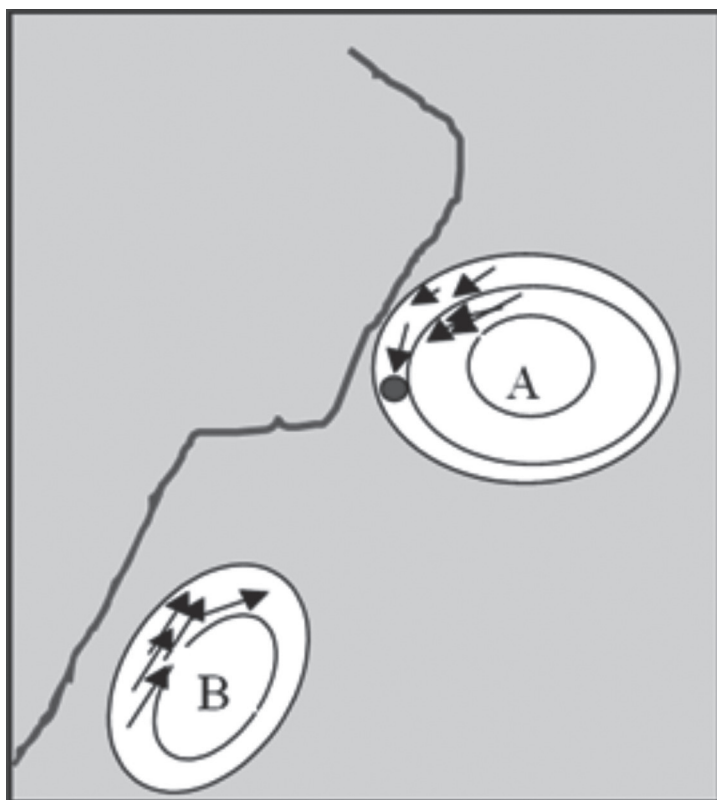


Figura 27 – Figura esquemática da circulação de um sistema de Alta pressão produzindo ventos de quadrante NE na Bacia de Campos.

Muitas vezes o estudo de um caso recente, cuja base de dados esteja disponível e facilmente acessível, também pode ajudar a entender o comportamento de algumas variáveis atmosféricas importantes relacionadas a ele. A análise dos dados de um caso de fenômeno meteorológico, que possua padrão atmosférico semelhante aos modelos conceituais da teoria (apresentados na literatura), nos permite explorar maiores detalhes do que a literatura nos fornece a respeito do comportamento de algumas variáveis meteorológicas. A partir do momento em que um caso escolhido seja “representativo” do fenômeno de interesse (ou seja, obedece de forma razoável às padronizações básicas esperadas para este tipo de fenômeno, como comportamento de temperatura, pressão, etc), pode-se estudar, através de sua base de dados, alguns detalhes específicos de interesse.

No fenômeno em questão deste tópico (sistemas de alta pressão), existem muitas situações em que os campos atmosféricos se configuram de maneira a obedecer este modelo conceitual. A Figura 28 mostra uma situação ocorrida em setembro de 1992, em que um grande centro de alta pressão foi formado pela fusão entre a ASAS e uma alta migratória de um sistema frontal que havia atingido a região alguns dias antes. Conforme este quadro sinótico vai se estabelecendo, a borda norte do centro de alta pressão fica posicionada de forma que sua circulação origina ventos de E e de ENE indo em direção à Bacia de Campos. Neste caso, observou-se de forma marcante a persistência da circulação na borda norte do anticiclone (entre 20 e 25°S de latitude) por vários dias consecutivos, ocasionando impactos na região da Bacia de Campos.

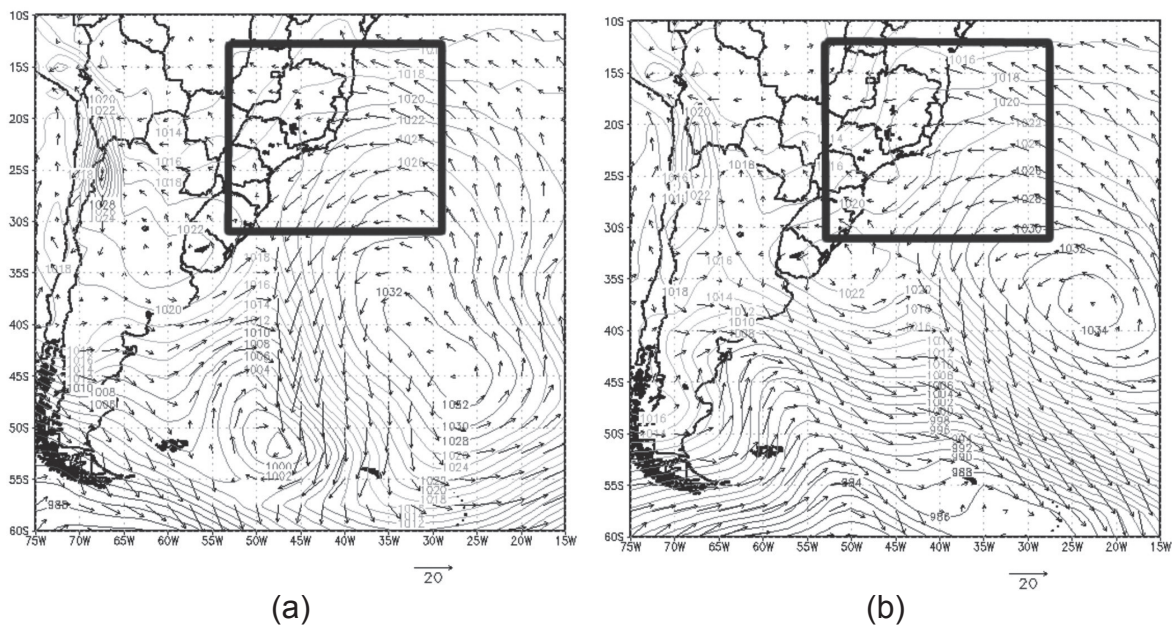
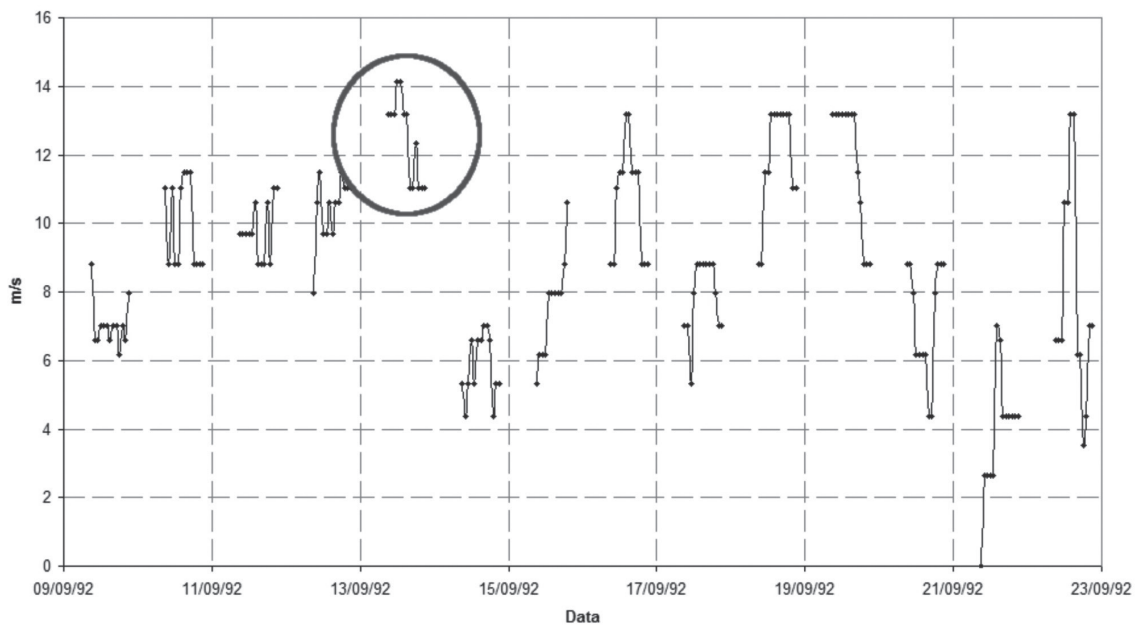
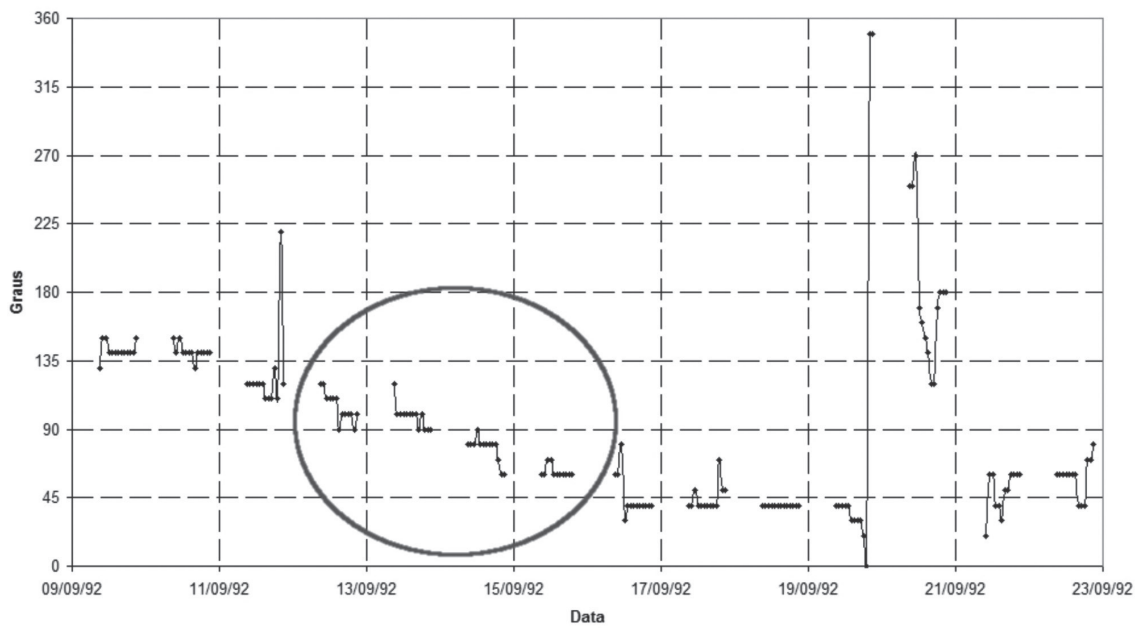


Figura 28 – Campos de pressão reduzida ao nível do mar (linhas) e vento (vetores) para: (a) 12Z do dia 13/09/1992 e (b) 12Z do dia 14/09/1992. (Escala do vento em m/s e de pressão em hPa).

A chegada e atuação dos ventos provenientes deste tipo de sistema na Bacia de Campos podem ser verificadas nas medições realizadas pelas estações meteorológicas instaladas na região. A Figura 29 apresenta os registros de intensidade e direção do vento na estação SBEC (cf. Figura 8), no período entre 9 e 23 de setembro de 1992. Percebe-se um pico de velocidade máxima de vento entre os dias 13 e 14 de setembro de 1992 (Figura 29.a), em destaque dentro do círculo, indicando a chegada de ventos mais intensos nesses dias. Em termos de direção (Figura 29.b), pode-se notar que esse pico de velocidade tem direção entre E e ENE, coerente com o que foi apresentado nos campos da Figura 28. Nota-se também, através dessa medição, a persistência de ventos de componente leste (entre 45° e 135°) por vários dias consecutivos (destacada dentro da elipse), o que é consistente com a presença de um centro de alta pressão quase estacionário na região, e também com o padrão de ventos da Figura 28.



(a)



(b)

Figura 29 – (a) Intensidade dos ventos a 10 metros (m/s) e (b) direção dos ventos medidos na Plataforma de Enchova, Bacia de Campos, de 09 a 23/09/1992.

Atuação de Ciclones em Latitudes Médias e Altas

De acordo com Gan e Rao (1991) e Gan (1992), na região do continente sul americano existem duas áreas preferenciais para a ocorrência de ciclogêneses (Figura 30), que estão localizadas a Leste da Cordilheira dos Andes: uma sobre o golfo de San Matias, na Argentina (42,5°S; 62,5°W) e outro sobre o Uruguai (aproximadamente 32,5°S; 55°W).

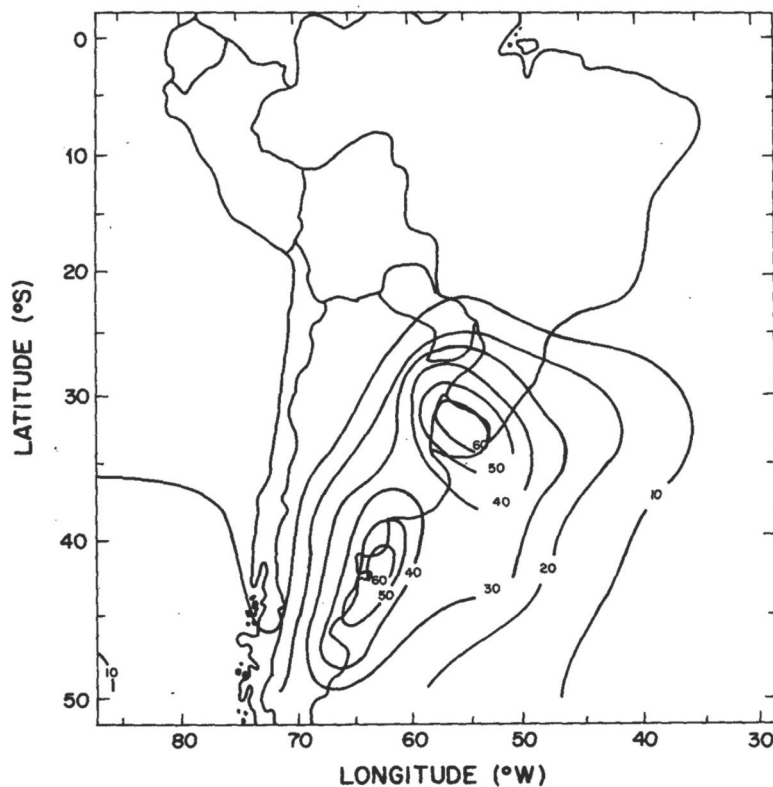


Figura 30 - Distribuição anual de ciclogênese para América do Sul. (Adaptado de Gan, 1992)

Sinclair (1995) e Reboita (2008), em estudos mais recentes, têm indicado a região leste do sul/sudeste, ao norte de 30°S, sobre o oceano Atlântico, como outra área ciclogênica na América do Sul, destacada na Figura 31 por um núcleo verde, próximo ao litoral da região Sudeste do Brasil, entre as latitudes de 25 e 30°S. Esses ciclones, tanto em latitudes mais altas, como em latitudes mais baixas, têm-se mostrado hábeis em produzir impactos significativos nas porções continentais e oceânicas da região Sudeste do Brasil. Tais impactos são observados desde a produção de ventos intensos, até a geração de ondas de grande amplitude com ocorrências de ressacas na costa brasileira (Nascimento, 2011).

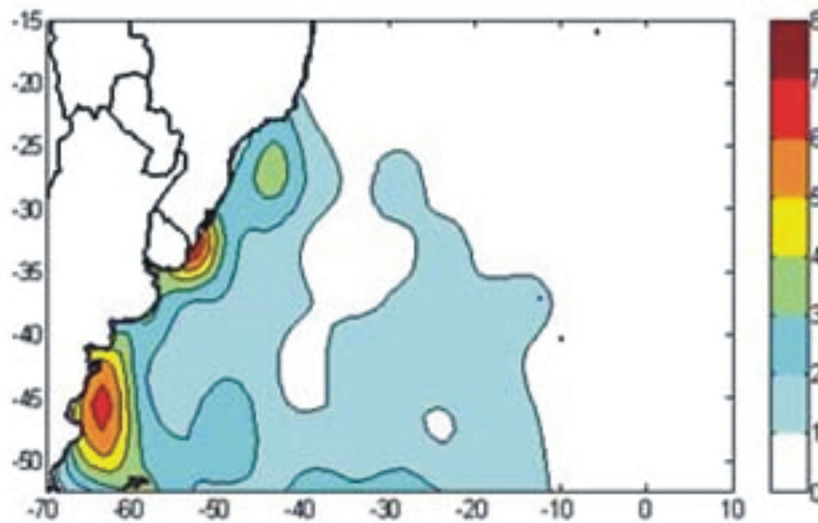


Figura 31 – Densidade de ciclogêneses (10-4 Km-2) no período de verão nos anos de 1990 a 1999. Adaptado de Reboita (2008), indicando zonas preferenciais para ciclogênese. O núcleo verde entre as latitudes de 25 e 30°S mostra uma nova região ciclogênética de destaque, além das anteriormente destacadas por Gan (1992).

Os ciclones são fenômenos normalmente associados com grandes gradientes de pressão e, conseqüentemente, com ventos intensos. É importante ressaltar que, quanto maior o gradiente de pressão associado a um sistema atmosférico, mais intensos serão os ventos associados a ele, e isso é explicado pela teoria geostrófica (Holton, 1992). Ciclones extratropicais usualmente produzem ventos com velocidades acima de 25 m/s, principalmente se sua área de atuação for o oceano. Próximo à costa e nas porções continentais, tais velocidades também podem ocorrer, porém com menor frequência do que em mar aberto. Alguns casos extremos de ciclones podem produzir ventos acima de 30 m/s (Menezes e Silva Dias, 2004), como foi o caso do fenômeno “Catarina”, que ocorreu em março de 2004 (Silva Dias et al., 2004; Menezes e Silva Dias, 2004, Gonçalves, 2006) e foi classificado como “furacão” por alguns autores, enquanto outros preferiram tratá-lo como um ciclone com características híbridas, por ter algumas configurações atmosféricas ainda controversas. Porém, o mais importante, é ressaltar o fato de que os ciclones são os sistemas atmosféricos que mais produzem ventos extremos nos locais onde atuam, sendo a atuação deles no oceano Atlântico Sul bastante comum.

A Figura 32, ilustra o caso de um ciclone que se desenvolveu entre 20 e 23 de agosto de 1992. Este caso se insere na categoria de ciclones mais “clássicos” que se formam em latitudes médias e se deslocam sobre o oceano Atlântico Sul (como

descrito em Gan e Rao, 1991). Neste caso, observa-se que o gradiente de pressão mais forte se encontra na borda SW do ciclone, produzindo os ventos de maior intensidade de SE (Figura 32.a – seta em linha grossa destacando a direção). Tais ventos podem produzir impactos na região sudeste do Brasil, principalmente no que diz respeito à geração de grandes ondas marítimas, uma vez que as ondas geradas adquirem direção de SE para NW, podendo alcançar os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo e Espírito Santo. Entretanto, como o sistema produz os ventos intensos em latitudes relativamente altas, não se espera registros desses ventos em medições das plataformas situadas na Bacia de Campos. Tal caso foi muito semelhante ao estudado por Furtado (2007), em que um ciclone se intensificou em latitudes médias, na primeira quinzena de maio de 2001, e provocou impactos significativos na região da Bacia de Campos.

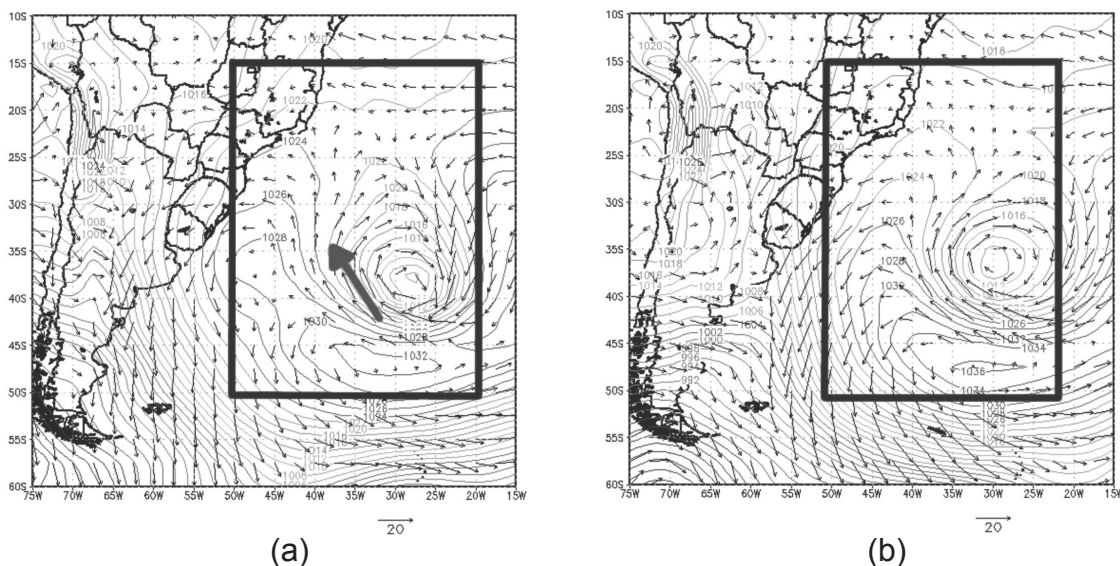


Figura 32 - Campos de pressão reduzida ao nível do mar (linhas) e vento (vetores) para: (a) 12Z do dia 22/08/1992 e (b) 12Z do dia 23/08/1992. A seta em linha grossa indica a direção dos ventos mais intensos, na borda do ciclone. O retângulo preto destaca a região de interesse. (Escala do vento em m/s e de pressão em hPa).

A Figura 33 apresenta um caso de ciclone desenvolvido em latitudes mais baixas (subtropicais), tal como destacado por Reboita (2008), que se desenvolveu entre os dias 23 e 25 de agosto de 1992 (apenas 1 dia após o enfraquecimento do ciclone da figura anterior) junto à costa na região Sul do Brasil. Tal sistema produziu ventos de grande intensidade em suas bordas W e NW (Figura 33.b - seta em linha grossa, destacando), podendo-se observar ventos superiores a 30 m/s nesta

borda através desses campos das reanálises. Pelo fato deste ciclone ter se formado em latitudes mais baixas (subtropicais), espera-se que plataformas na Bacia de Campos tenham medido ventos mais fortes neste período.

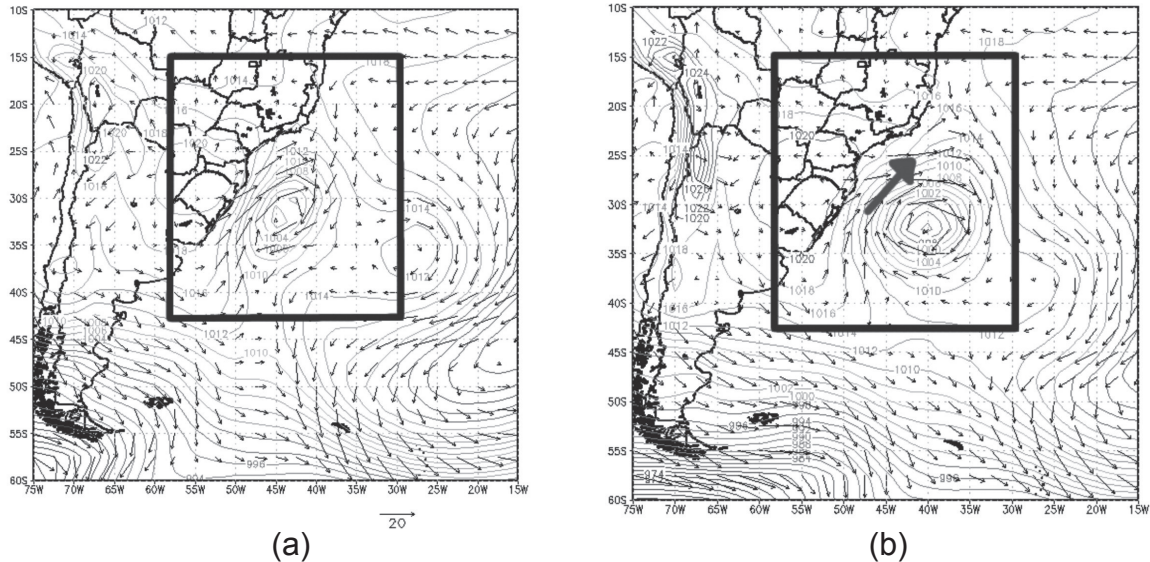


Figura 33 – Campos de pressão reduzida ao nível do mar (linhas) e vento (vetores) para: (a) 00Z do dia 24/08/1992 e (b) 12Z do dia 24/08/1992. A seta em linha grossa indica a direção dos ventos mais intensos, na borda do ciclone. O retângulo preto destaca a região de interesse. (Escala do vento em m/s e de pressão em hPa).

A Figura 34 apresenta os gráficos de intensidade e direção do vento medido na estação SBEC, no mês de agosto de 1992. Verificou-se que para os casos de ciclogêneses mostradas nas Figuras 32 e 33, as medições in situ apresentaram coerência com os campos apresentados.

Entre os dias 20 e 23 de agosto de 1992 (Figura 34.a – círculo preto) foram medidos na Bacia de Campos ventos com baixa intensidade, pois a ciclogênese ocorreu em latitudes mais altas e o ciclone passou distante da plataforma. Tal fato era esperado e o único impacto que, possivelmente, pode ter sido sentido na região é no que diz respeito à chegada de ondas grandes, causadas pela circulação deste ciclone. A segunda ciclogênese, que se formou e intensificou entre os dias 23 e 25 de agosto, gerou picos na intensidade do vento medido em SBEC. A Figura 34.a (círculo cinza) mostra intensidades que atingem 16 m/s, medidas nos dias 24/08 e 25/08, com direção predominantemente de WSW (Figura 34.b – círculo cinza), exatamente como apresentado através dos campos da Figura 33 e também coerente com a circulação esperada de ciclones, segundo os resultados de Reboita (2008).

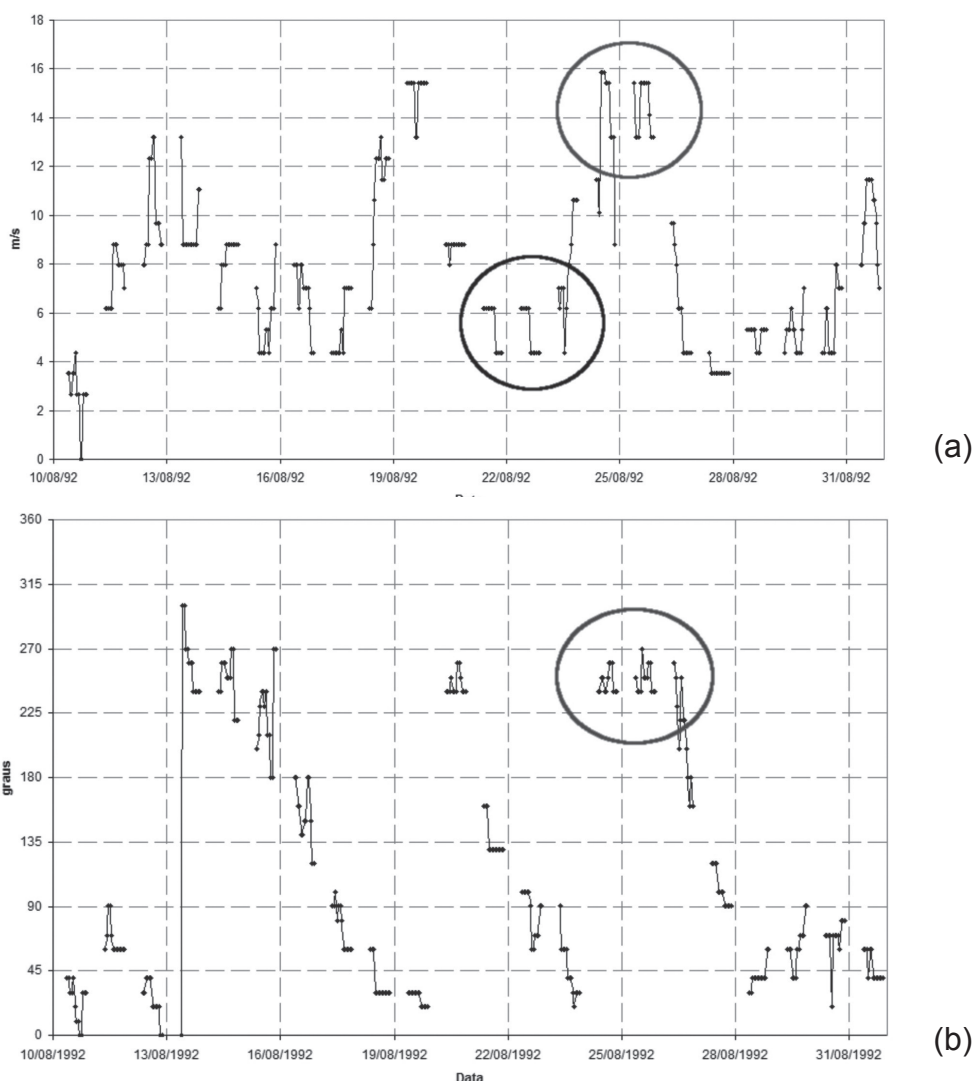


Figura 34 – (a) Intensidade dos ventos a 10 metros (m/s) e (b) direção dos ventos medidos na Plataforma de Enchova, Bacia de Campos, de 10 a 31/08/1992.

Ocorrência de Casos de Ciclone Atípico na Bacia de Campos:

O CASO DE 12/12/2006

Em 12 de dezembro de 2006 um sistema meteorológico de baixa pressão, com nebulosidade associada formando um “olho” em seu centro (semelhante ao de furacões) formou-se na costa brasileira, na porção sul da Bacia do Espírito Santo. O ciclone deslocou-se para sudoeste, atingindo a Bacia de Campos e gerou ventos da ordem de 14 m/s com rajadas de aproximadamente 20 m/s em algumas plataformas da Petrobras e permaneceu atuando na região até o dia 13.

Devido a uma padronização peculiar da nebulosidade, tal sistema deixou os centros de previsão de tempo da Região Sudeste em “estado de atenção”. O ciclone evo-

luiu de forma a se deslocar para Sudoeste, atingindo a Bacia de Campos (Figura 35.a). Tal sistema foi em escala muito pequena, e os modelos meteorológicos globais, e mesmo os regionais em média resolução, não conseguiram detectar o padrão de baixa pressão fechada nos campos de pressão e ventos. Desta forma Menezes et al. (2008) realizaram simulações numérica em alta resolução com o modelo atmosférico de mesoescala RAMS (Regional Atmospheric Modeling System, Walko et al., 1999, Walko et al., 1995), e conseguiram encontrar um centro de baixa pressão fechado (Figura 35.c) e um padrão de ventos intensos (Figura 35.b) associados com o sistema que havia sido captado em imagens de satélite.

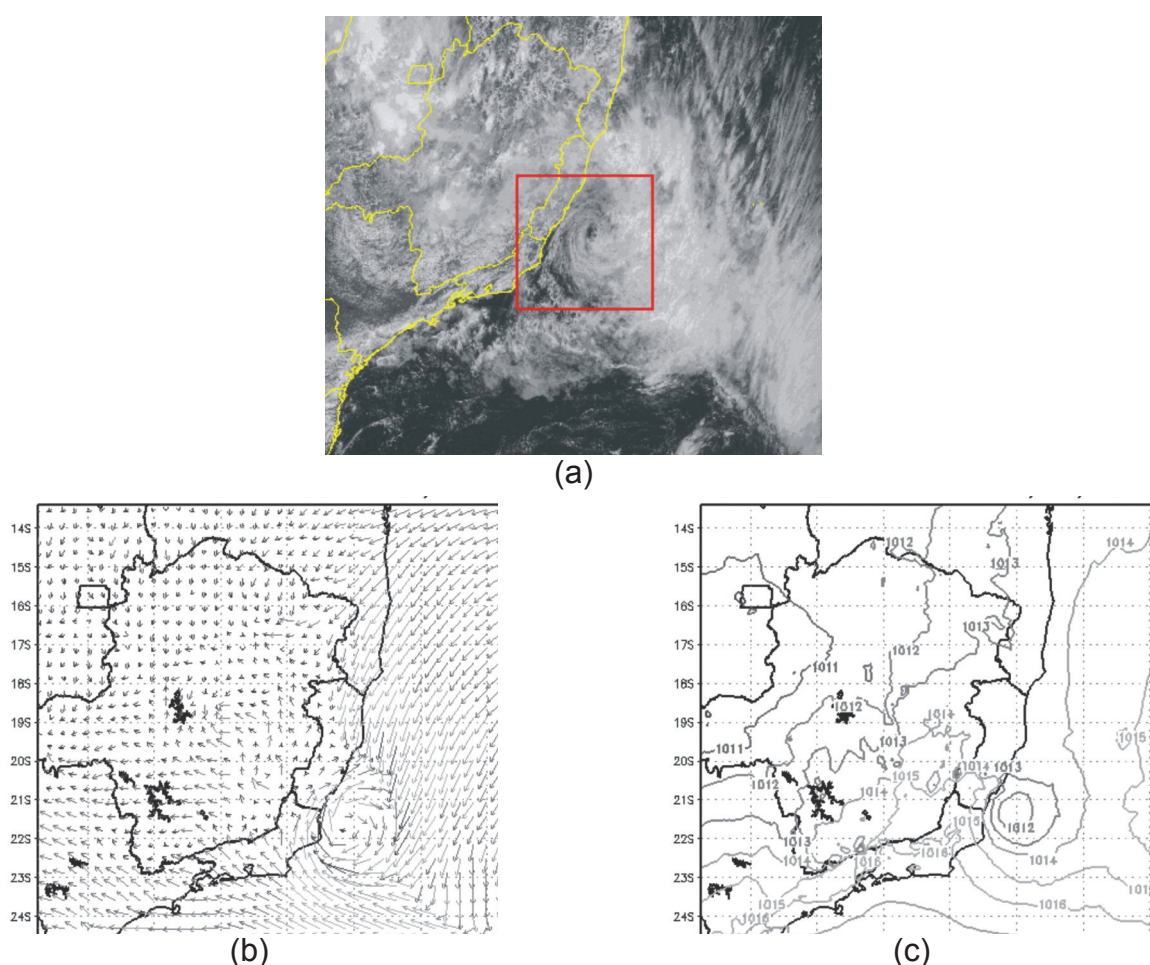
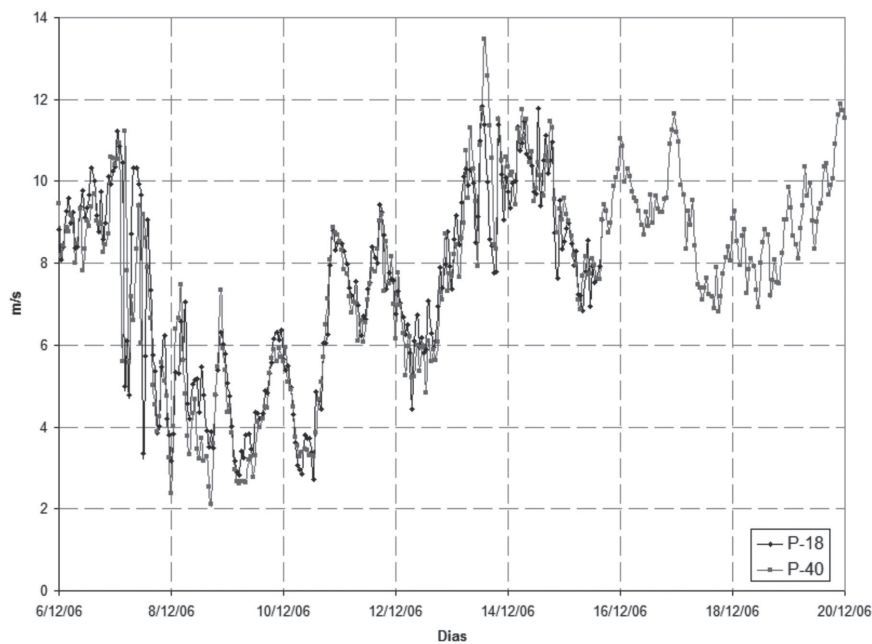
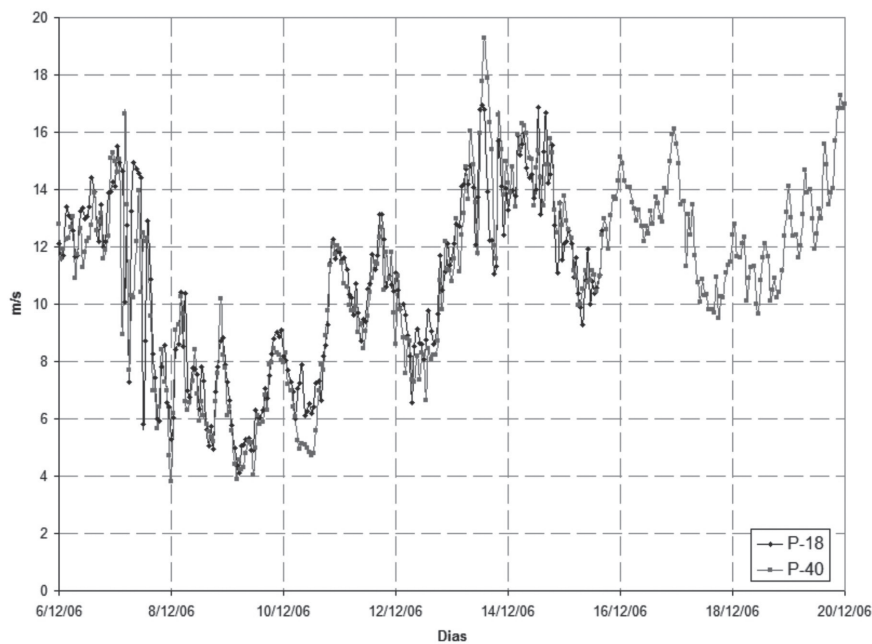


Figura 35 – (a) Imagem do Satélite GOES-12, canal visível, para o dia 12/12/2006 às 15Z e campos de: (b) vento (m/s) em 950 hPa e (c) pressão reduzida ao nível do mar (hPa), simulados pelo modelo atmosférico RAMS para as 18Z do dia 12/12/2006 (adaptado de Menezes et al., 2008)

Neste período foram registrados ventos muito intensos na Bacia de Campos, principalmente no dia 13/12/2006, com valores de vento (médias de 10 minutos) de 14 m/s (Figura 36.a) e rajadas (3 segundos) de vento de 20 m/s, aproximadamente (Figura 36.b).



(a)



(b)

Figura 36 – (a) Intensidade do vento a 10m (m/s) e (b) Intensidade da rajada de vento na altura de coleta – 62m (m/s) ambos medidos nas Plataformas P-18 e P-40, na Bacia de Campos, de 06 a 20/12/2006 (adaptado de Menezes et al., 2008)

É interessante ressaltar que no dia 13, as Plataformas da Petrobras P 18 e P 40, localizadas na Bacia de Campos, registraram os ventos mais intensos com a chegada do ciclone na região. Na Figura 37, o posicionamento aproximado das

Plataformas que fizeram os registros está representado por um círculo preto. Verifica-se neste ponto que o modelo simulou ventos que variaram entre 15 e 17 m/s, com direção preferencial de NE. Na Tabela 13 pode-se observar que entre 12 e 15Z do dia 13 as plataformas também registraram ventos de quadrante NE, em sua maioria, e com rajadas que variaram entre 15 e 19 m/s.

Tabela 9 – Ventos significativos registrados nos dia 12 e 13 nas Plataformas P 18 e P 40, Bacia de Campos. Os valores em vermelho indicam a maior velocidade registrada em cada plataforma.

DATA HORA	P-18			P-40		
	Intens. Média do Vento - 10m (m/s)	Rajada de Vento 62m (m/s)	Direção do Vento (°)	Intens. Média do Vento - 10m (m/s)	Rajada de Vento 62m (m/s)	Direção do Vento (°)
12/12/06 03h	6,7	10,0	136	6,3	8,8	131
12/12/06 06h	5,8	8,2	135	6,2	8,7	121
12/12/06 09h	6,7	9,1	129	6,0	8,2	121
12/12/06 12h	5,8	8,1	137	6,0	8,2	119
12/12/06 15h	6,3	9,1	125	5,6	8,1	112
12/12/06 18h	7,0	9,7	139	6,1	8,7	125
12/12/06 21h	8,0	11,1	137	8,7	12,2	125
13/12/06 00h	7,4	11,6	125	7,7	10,8	115
13/12/06 03h	8,5	12,7	123	7,6	11,1	118
13/12/06 06h	10,3	14,7	112	10,8	14,8	101
13/12/06 09h	10,0	14,1	123	10,3	14,9	112
13/12/06 10h	8,5	12,1	112	9,5	13,5	114
13/12/06 11h	9,2	13,7	104	7,9	11,8	102
13/12/06 12h	11,0	16,8	88	10,9	16,0	81
13/12/06 13h	11,8	16,9	81	11,7	17,8	82
13/12/06 14h	11,4	16,8	74	13,5	19,3	75
13/12/06 15h	10,0	13,9	55	12,6	17,9	71
13/12/06 16h	8,6	12,2	35	11,4	16,3	57
13/12/06 17h	8,4	12,2	24	10,6	15,4	42
13/12/06 18h	7,8	11,1	23	8,4	12,0	36

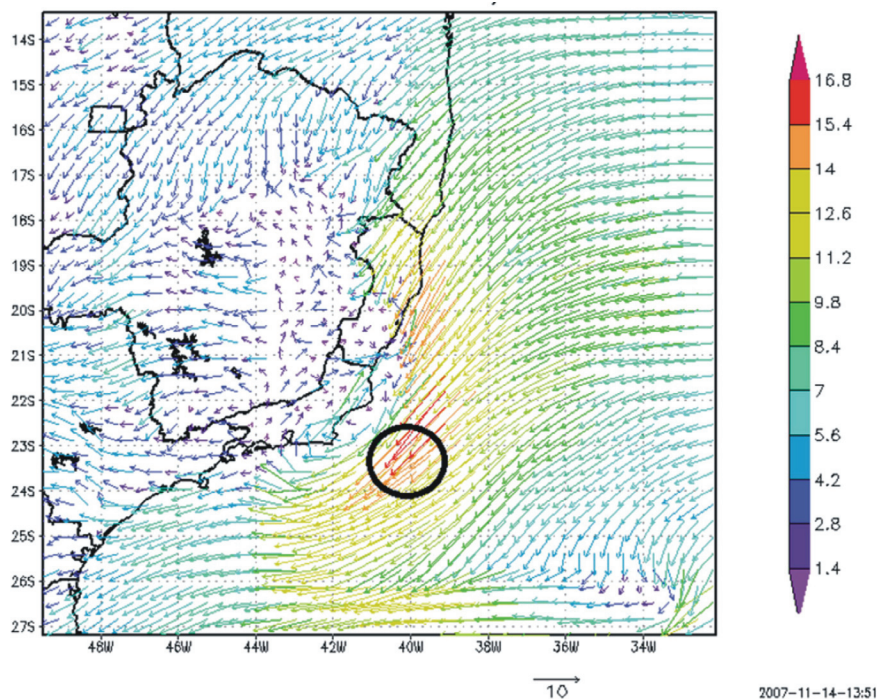


Figura 37 – Vento em 950 hPa simulados pelo modelo atmosférico RAMS para as 12Z do dia 13/12/2006. (adaptado de Menezes et al., 2008). Escala do vento em m/s.

Fenômenos atmosféricos em mesoescala capazes de produzir condições de tempo adversas ou extremas no litoral da Região Sudeste do Brasil

Sabe-se que a ocorrência de eventos que provoquem situações adversas de tempo, como ventos de caráter intenso (ou extremo) está, muitas vezes, associada a sistemas meteorológicos com nuvens de convecção profunda em sua composição. Estas nuvens são as chamadas nuvens cumulonimbus (Cb), também denominadas por muitos autores células convectivas ou nuvens de tempestade. Sabe-se também que os sistemas meteorológicos convectivos em mesoescala são formados predominantemente, por nuvens deste padrão.

Os sistemas de mesoescala formados por nuvens Cb tem uma denominação usual que é o termo “tempestades convectivas”, sendo que existem diversos tipos de tempestades, cada uma com sua denominação específica, como “Linhas de Instabilidade” (Hane, 1986), “Tempestades Isoladas” (Weisman e Klemp, 1986), “Tempestades em Supercélulas” (Weisman e Klemp, 1986), “Nuvens Vírgula” (Reed, 1979, Dereczynski, 1995), entre outros. Quando uma tempestade convectiva produz grandes pedras de granizo, rajadas de vento muito intensas, ou qualquer tipo de destruição substancial (prejuízos materiais e humanos) no local onde ela atinge, ela recebe a denominação de “Tempestade Severa” (Doswell, 2001). Grande parte

dos eventos observados (ou estimados) de ventanias muito intensas está associada às tempestades severas (Doswell, 2001).

Um detalhe importante de se ressaltar é o fato dos ventos produzidos por estas nuvens de tempestade não terem um padrão definido de direcionamento. Tais ventos são gerados a partir das correntes descendentes provenientes das células convectivas, quando estas atingem o solo. Os ventos fortes produzidos pelos sistemas convectivos de mesoescala ocorrem, principalmente, devido a fatores relacionados às trocas de energia na atmosfera durante processos de formação, amadurecimento e dissipação das nuvens convectivas. As principais trocas de energia são devido a processos de aquecimento ligados à liberação de calor latente na condensação (formação das nuvens) e processos de resfriamento intenso relacionados à absorção de calor latente na evaporação (gotas de chuva e de nuvens evaporando na atmosfera seca em níveis médios e, eventualmente, também em níveis baixos).

Segundo Cotton e Anthes (1989), Byers e Braham (1949) identificaram três estágios de evolução de uma nuvem cumulonimbus ou tempestade convectiva, como pode ser visto na Figura 38, o estágio cúmulos, o estágio maduro e o estágio dissipativo. Durante o estágio cúmulos, nuvens em forma de torres, alimentadas por convergência de umidade em baixos níveis e associadas a movimentos ascendentes, caracterizam este estágio de desenvolvimento. Neste momento predominam as correntes ascendentes, que são produzidas pelos efeitos de flutuabilidade das parcelas de ar em ascensão (parcelas de ar que formam a nuvem e que são mais quentes, logo menos densas, que o ar ao redor), flutuabilidade esta que possui intrinsecamente o efeito da liberação de calor latente, que aquece as parcelas de ar durante o processo de condensação que forma gotas de nuvem (taxa de variação vertical de temperatura por um processo de levantamento saturado). Ou seja, a liberação de calor latente devido à condensação é um fator fundamental para acelerar as parcelas de ar na vertical e formar correntes ascendentes intensas.

Já os movimentos descendentes (ou correntes descendentes), produtores dos ventos intensos à superfície, são caracterizados pela transição da fase cúmulos para a fase madura. Tais movimentos descendentes são provocados pelo resfriamento do ar durante o processo de evaporação de gotas de nuvem e de chuva quando estão em contato com ar subsaturado de níveis médios e/ou baixos (dentro ou fora da nuvem). Quando o ar resfria devido aos processos evaporativos, ele se torna mais denso que a atmosfera ao redor, adquirindo flutuabilidade negativa e,

consequentemente, inicia sua descida como uma corrente de densidade. Os ventos fortes são consequência da divergência destas correntes descendentes, quando elas atingem o solo. Este é o principal processo físico que gera as rajadas de vento associadas com as tempestades. Quando as correntes descendentes predominam, a nuvem está no estágio dissipativo.

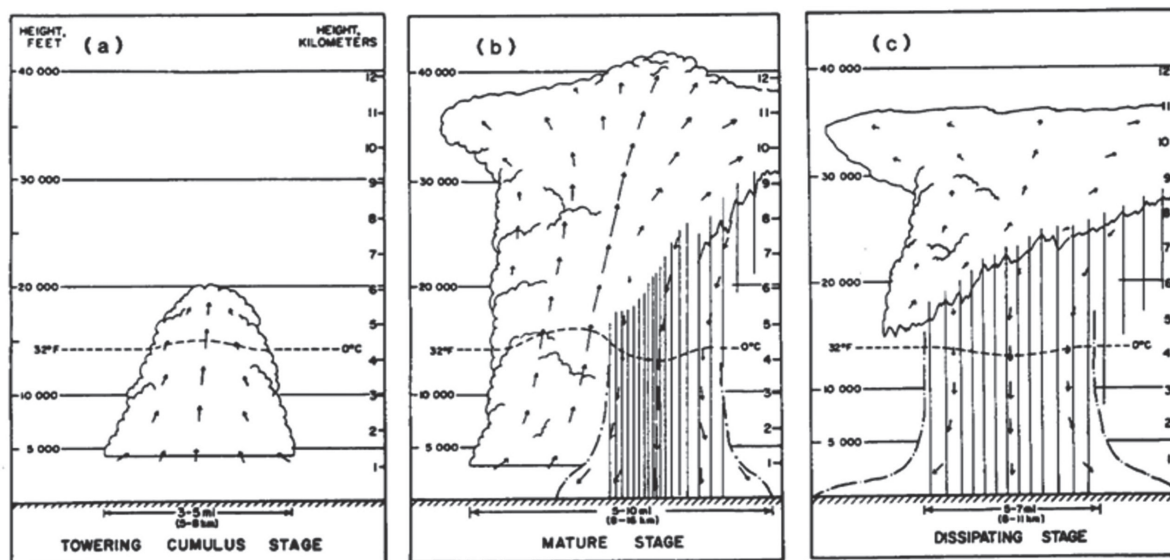


Figura 38 – Ciclo de vida de uma nuvem cumulonimbus, englobando seus 3 estágios: (a) estágio cumulus, (b) estágio maduro e (c) estágio de dissipação. (adaptado de Cotton e Anthes, 1989)

Desta maneira pode-se perceber que, quanto maior for a quantidade de água evaporada, mais o ar irá se resfriar, adquirindo flutuabilidade negativa mais significativa e descendo com maior intensidade (correntes descendentes mais intensas). Os ventos fortes são consequência da divergência destas fortes correntes descendentes, quando elas atingem o solo.

Desta forma, tempestades de caráter mais severo, que podem provocar ventanias, geralmente se formam em ambientes que possuem um forte gradiente vertical de umidade, ou seja, ar bastante úmido em níveis baixos (que atua como “combustível” para formar a célula convectiva pela convergência de umidade) e uma camada de ar bastante seco (ou subsaturado) situada imediatamente acima do ar úmido de baixos níveis (Hane, 1986). A Figura 39 ilustra uma sondagem atmosférica de um ambiente propício a tempestades severas e ventanias. Nesta sondagem pode-se perceber a presença de ar úmido em baixos níveis e uma camada com grande subsaturação (ilustrada dentro da elipse) imediatamente acima da camada úmida.

Tal configuração é indicativa de grande instabilidade convectiva mostrando um ambiente bastante favorável à ocorrência de tempestades.

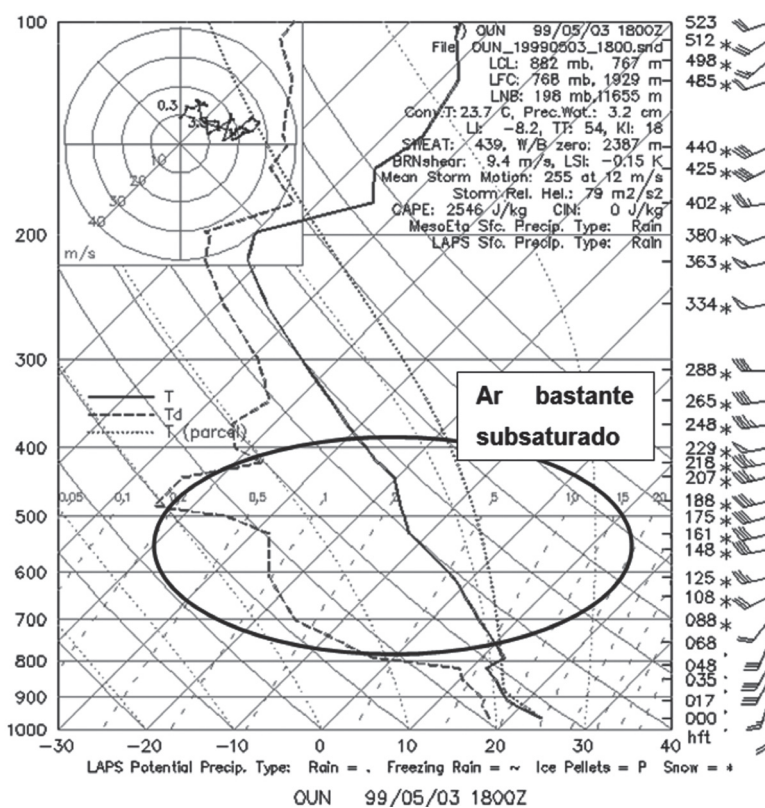


Figura 39 - Sondagem atmosférica (diagrama SKEW-T) de um ambiente propício ao desenvolvimento de tempestade severas com ventos fortes

Na região da Bacia de Campos, existem sistemas de mesoescala que podem atuar, provocando impactos significativos. Os mais propícios a acontecerem nesta área são os sistemas do tipo Nuvens Vírgula e as Linhas de Instabilidade (LIs).

Nuvens Virgula

O termo Nuvem Vírgula (invertida no hemisfério sul) foi introduzido pelos meteorologistas para denotar os vórtices ciclônicos vistos em imagens de satélite, dentro de massas de ar frio, com aparência de uma vírgula (Dereczynski e Hallak, 1996). Os vórtices ciclônicos em massas de ar frio apresentam-se em diferentes características, formas e tamanhos, dependendo de como são formados. Não existe atualmente um termo universalmente aceito para esses fenômenos. Rasmussen (1981) Reed e Blier (1986), chamam de “nuvem vírgula” os sistemas com padrão de nebulosidade em forma de vírgula (como na Figura 40), com diâmetro superior a 500 km que se desenvolvem nas proximidades dos limites frontais, onde a ascensão baroclínica inclinada é a força dominante. Sistemas deste tipo não são de ocorrência frequente, entretanto quando ocorrem, podem ter impactos signifi-

vos devido aos fortes ventos associados. Um exemplo de sistema Nuvem Vírgula ocorreu em março de 2004, próximo à costa brasileira, como pode ser visto na Figura 40, dentro dos retângulos.

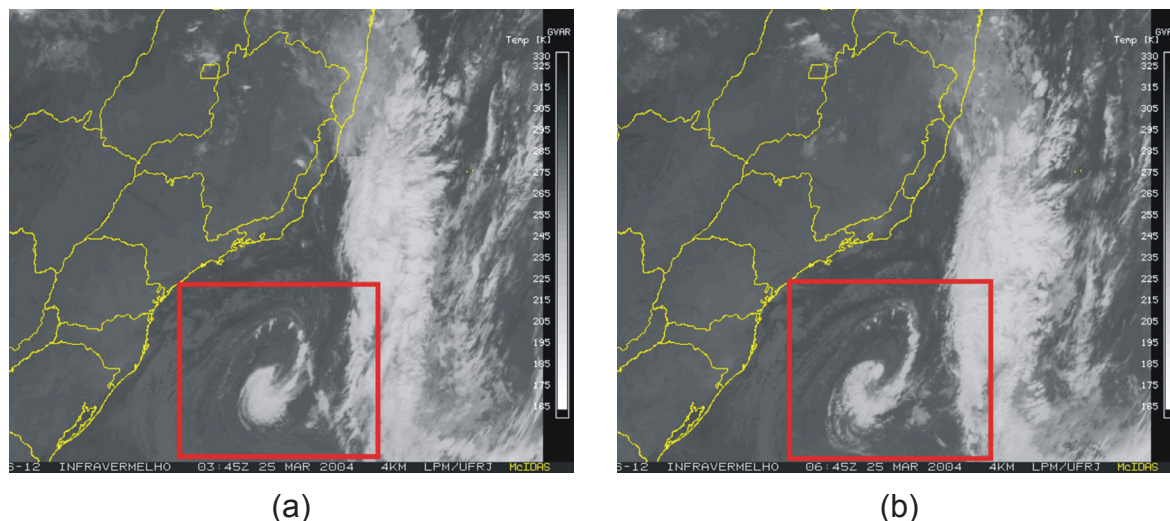


Figura 40 – Imagens de satélite do dia 24 de março de 2004 nos horários de (a) 03:45 Z e (b) 06:45 Z. Os retângulos vermelhos destacam o sistema de nuvem vírgula. Fonte: LPM/UFRJ.

Segundo Dereczynski (1995), dentre os sistemas responsáveis pela ocorrência de ventos fortes na Bacia de Campos a Nuvem Vírgula (invertida no hemisfério sul), é o menos conhecido no Brasil. Dall'Antonia (1991) estudou a formação de um sistema Nuvem Vírgula invertida sobre o Paraguai e nordeste da Argentina em agosto de 1989 e Bonatti e Rao (1987) estudaram outro caso ocorrido em abril de 1979 sobre o Uruguai. Devido à escala subsinótica do sistema Nuvem Vírgula faz-se necessário uma rede de estações mais apropriada para seu acompanhamento. Nuvens Vírgula evoluem rapidamente e podem resultar em condições de tempo adversas que afetam a segurança de operações no mar (Businger e Reed, 1989). Estudos realizados para o hemisfério norte têm abordado a formação e desenvolvimento desses vórtices ciclônicos em massas de ar frio, porém a literatura é relativamente recente. Referências como a de Harrold e Browning (1969) parecem ser as mais antigas fontes de consulta, citadas em quase todas as bibliografias sobre o assunto.

Dereczynski (1995) realizaram um estudo de caso de uma Nuvem Vírgula invertida e a subsequente ocorrência de ventos fortes na Bacia de Campos (litoral do Rio de Janeiro), com o objetivo de diagnosticar as principais características

sinóticas de sua evolução temporal. O caso, ocorrido no período 09 a 13 de junho de 1989, foi estudado através de análises isobáricas e isentrópicas, utilizando-se dados do ECMWF, dados meteorológicos convencionais e imagens de satélite. Os resultados mostraram que o sistema se formou nas proximidades do Paraguai, em níveis inferiores (850 a 700 hPa), na retaguarda de um sistema frontal frio, e depois se dirigiu para a região da Bacia de Campos, provocando um aumento acentuado da velocidade do vento na região. A Figura 41 ilustra a evolução temporal do vento medido na estação de Enchova no período de 08/06/1989 a 13/06/89. Nela, percebe-se que a partir do dia 11, com a chegada do sistema de Nuvem Vírgula na Bacia de Campos, o vento se intensificou, tornando-se forte no dia 12/06/89, com velocidades superiores a 20 m/s e com componente de sul predominante nos dias 12 e 13/06/89.

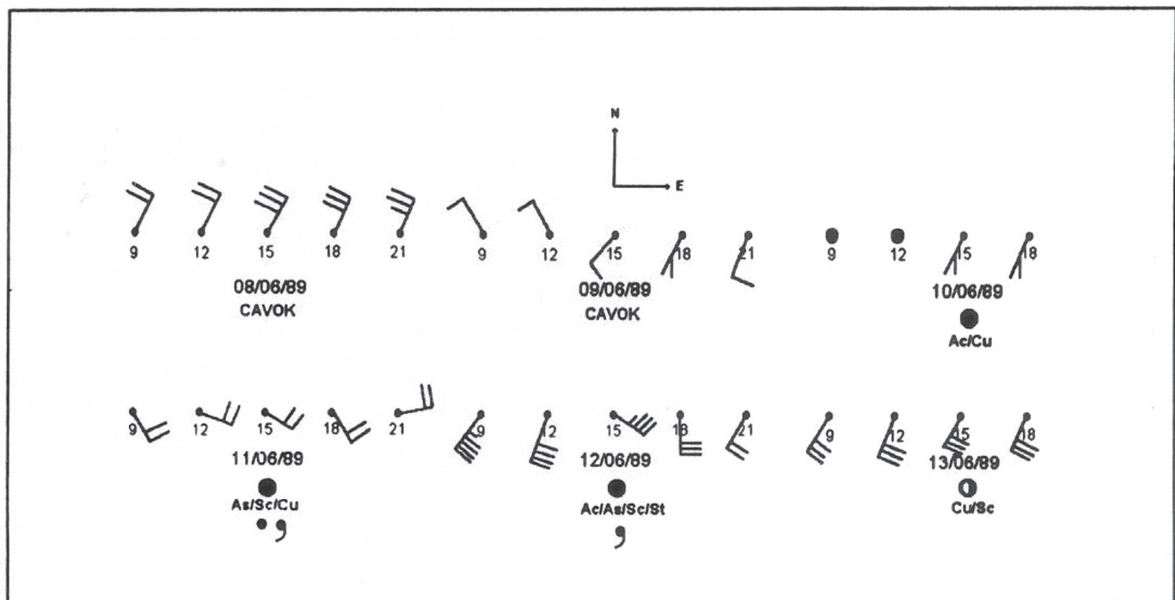
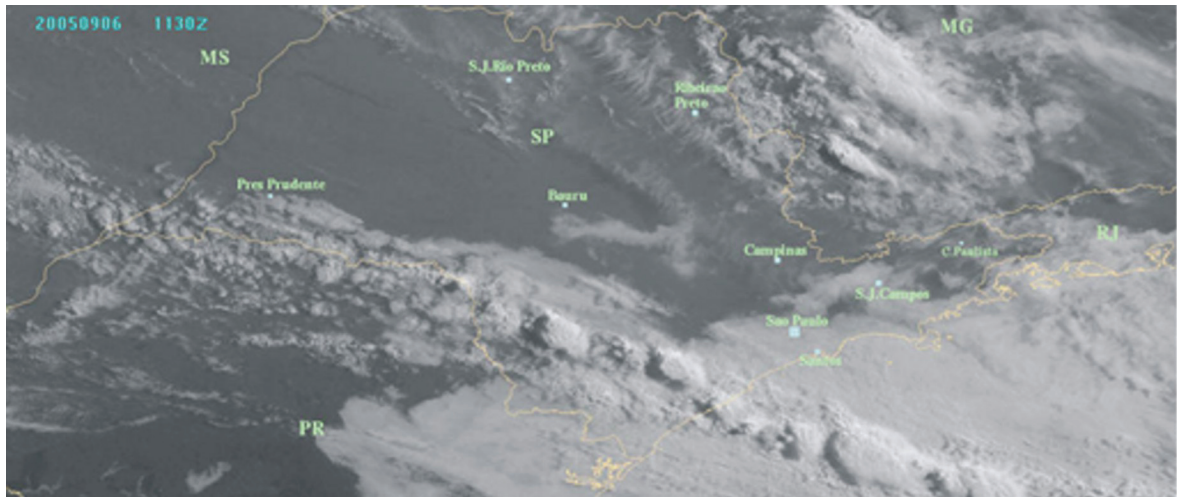


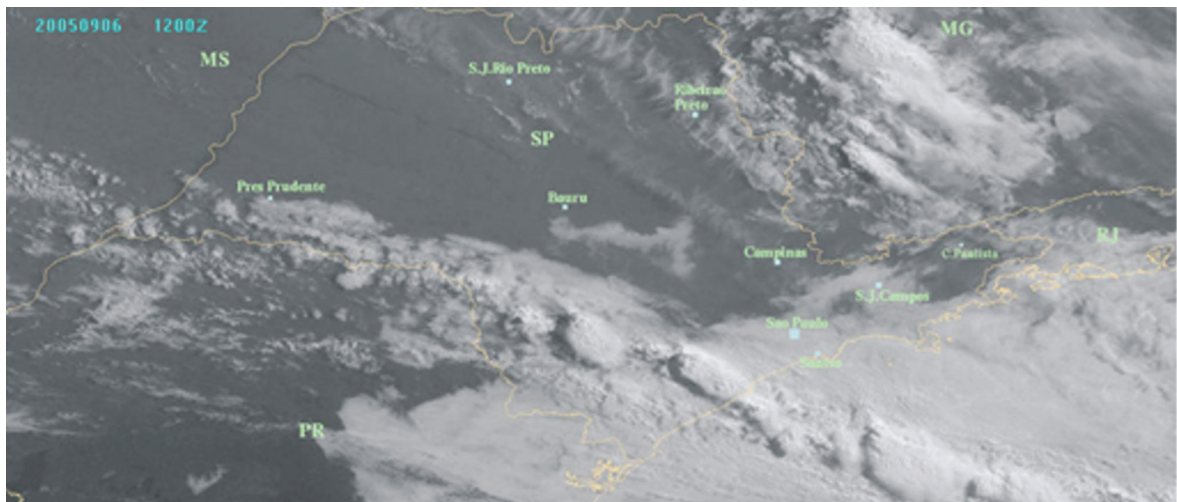
Figura 41 – Figura esquemática construída a partir de dados sinóticos de vento coletados na estação SBEC, operada pela TASA no período de 8 a 13 de junho de 1989. Mostra a intensificação acentuada dos ventos a partir do dia 11, com a chegada da Nuvem Vírgula na região da Bacia de Campos. (barbel inteira representa velocidade=5m/s, meia barbel velocidade=2,5 m/s). Adaptado de Dereczynski (1995).

Linhas de Instabilidade

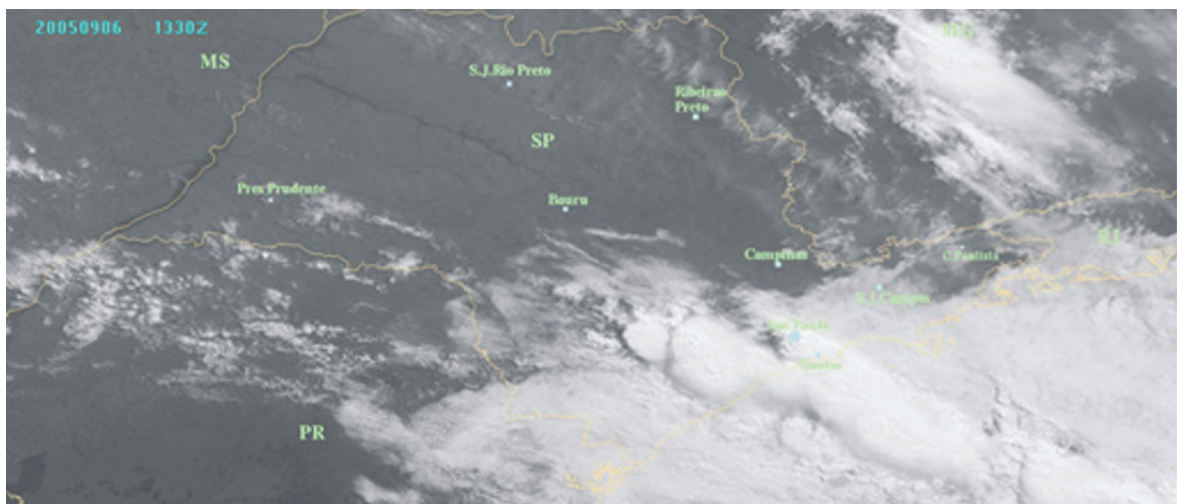
Fenômenos de Linhas de Instabilidade (LIs) são relativamente comuns na região continental da América do Sul, principalmente na Argentina e regiões Sul e Sudeste do Brasil. Tais fenômenos se tratam de tempestades em que as células convectivas (cumulonimbus - Cb) se organizam de forma a definir a orientação de uma linha. Esse padrão de organização, juntamente com a dinâmica interna em escala convectiva de uma nuvem Cb, propiciam que o sistema tenha mecanismo de propagação própria. Tal mecanismo é baseado na interação das rajadas de vento, provenientes das correntes descendentes frias das nuvens convectivas, com o ar quente, úmido e instável de baixos níveis (Newton, 1950; Hane, 1986 e Doswell, 2001, entre outros). Entretanto o mais importante é o fato de que essas rajadas de vento são usualmente fortes e tem grande poder destrutivo sobre as regiões que atingem, como foi mencionado anteriormente. Também, como já foi mencionado, o vento produzido não possui uma direção preferencial, uma vez que ele provém das nuvens do próprio sistema de tempestade que está em movimento, variando frequentemente de direção, desta forma. É importante salientar também o fato de que tempestades em mesoescala, como linhas de instabilidade, não são tão frequentes nas regiões oceânicas como nas continentais, não sendo tão frequente se observar linhas de instabilidade sobre os oceanos. Entretanto, como eventos deste tipo podem ocorrer, mesmo que raramente, nas áreas oceânicas adjacentes à região Sudeste do Brasil, e tais fenômenos tem impactos que podem ser bastante destrutivos, é importante que elas sejam também destacadas. Um caso de linha de instabilidade sobre o oceano foi observado junto ao litoral de São Paulo em 06 de setembro de 2005, atuando sobre a região da Bacia de Santos, como se pode observar nas imagens de satélite da Figura 42. Não há registros de impactos associados a este caso sobre a região oceânica, entretanto, na porção continental, a passagem desta linha de tempestades provocou rajadas de vento intensas e precipitação de granizo na cidade de São Paulo. Portanto é importante que se esteja atento à formação e aproximação de fenômenos desse tipo, devido a possíveis impactos significativos.



(a)



(b)



(c)

Figura 42 – Imagens de satélite do canal visível, setorizadas para São Paulo para o dia 06/09/2005 nos horários de (a) 11:30Z, (b) 12:00Z e (c) 13:30Z. Imagens mostram a linha de instabilidade que atingiu a região costeira do estado de São Paulo nesta data e provocou ventanias e granizo na capital do estado. Fonte: CPTEC/INPE

4 – Síntese

A meteorologia da região da Bacia de Campos é descrita principalmente pela influência de sistemas semi-estacionários como o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e por sistemas transientes, tais como as frentes frias, os ciclones e os sistemas de mesoescala. As variações na pressão atmosférica, na temperatura e umidade do ar e nos ventos sobre a região são relacionadas à atuação de tais sistemas.

Durante o verão, o maior aquecimento e afastamento do ASAS do continente (que migra em direção ao Atlântico e desloca-se levemente para sul) e instalação da Baixa do Chaco sobre a região central da América do Sul, promovem na Bacia de Campos a redução da pressão atmosférica e elevação da temperatura e da umidade relativa do ar, com valores de, respectivamente, 1014 hPa, 26 °C e 78%. No inverno, a intensificação e penetração do ASAS sobre o continente e a chegada de massas de ar migratórias de origem polar favorecem o aumento da pressão atmosférica, a queda na temperatura e da umidade relativa do ar, com valores em torno de respectivamente: 1021 hPa, 23 °C e 72%.

Os ventos na Bacia de Campos não sofrem influência do sistema de brisas terrestre/marítima. A variação na intensidade é pequena ao longo do dia, apresentando um máximo bastante suavizado entre 10 e 12 h local e dois mínimos relativos, o primeiro em torno de 6 h local e o segundo às 15 h local. Das séries de dados observacionais de ventos da Bacia de Campos, a da P-40 destaca-se por sua coleta automatizada e com frequência horária. Ao longo do ano, climatologicamente, a intensidade média dos ventos é controlada pela posição do ASAS em relação à região em estudo. As maiores intensidades ocorrem em setembro (7,6 m/s) e as menores em abril (5,3 m/s). Os ventos médios no verão são mais intensos do que no inverno. A direção dos ventos é predominantemente de NE nas quatro estações do ano. As velocidades médias dos ventos de N e NE (8,01 e 7,27 m/s, respectivamente), são superiores aos ventos provenientes das demais direções. Isto indica que, além dos intensos ventos de SW (intensidade média de 6,02 m/s), provenientes de sistemas transientes, também os ventos de N e NE atingem velocidades elevadas, o que em geral ocorre antes da penetração de sistemas frontais e outros distúrbios na região.

Em relação à climatologia dos sistemas meteorológicos que podem atuar e provocar situações extremas de tempo na Bacia de Campos, verifica-se que os

principais são os ciclones (tanto extratropicais, como subtropicais), as frentes frias, a circulação da ASAS, as Nuvens Vírgula e as linhas de instabilidade, sendo os 2 últimos sistemas de mesoescala, e todos os outros, sistemas sinóticos.

Na passagem das frentes frias os ventos em superfície, originalmente de NE, rondam em sentido anti horário, para SW e S, com velocidades que podem, eventualmente, até ultrapassar 20 m/s (nos casos mais intensos). Após a passagem dos sistemas frontais, o vento passa a ser de SE e E, com o estabelecimento do regime de alta pressão no Atlântico Sul, próximo à Região Sudeste do Brasil. Tal situação pode permanecer persistente, dependendo das condições atmosféricas em escala maior.

Os ciclones são os sistemas que mais frequentemente produzem ventos fortes em superfície na região, com velocidades que podem ultrapassar 20 m/s, quando estes conseguem atingir a Bacia de Campos. Diversos estudos mostram que os ciclones, quando atuam apenas em latitudes mais altas (extratropicais típicos), não conseguem usualmente provocar impactos significativos, em termos de ventos, na região da Bacia de Campos. Porém podem funcionar como elementos geradores de grandes ondas marítimas que venham a atingir a região. Os ciclones que atuam em latitudes mais baixas (subtropicais, ou os raros extratropicais que conseguem atingir à região) são capazes de produzir impactos significativos na região da Bacia de Campos, em termos de ventos fortes, atingindo ou ultrapassando os 20 m/s, nos casos mais severos (Menezes et al., 2008).

Sistemas de Mesoescala, como Linhas de Instabilidade e Nuvens Vírgula invertida, apesar de raros, também podem atuar na região. Um exemplo é o caso de Nuvem Vírgula estudado por Dereczynski (1995), com ventos de 23 m/s. Apesar de pouco frequentes na Bacia de Campos, deve-se estar atento a este tipo de sistema, uma vez que podem produzir condições de ventos extremos, com impactos significativos na operação das plataformas daquela região.

Referências Bibliográficas

- Andrade, K. M. 2007: Climatologia e Comportamento dos Sistemas Frontais sobre a América do Sul. Dissertação de Mestrado. INPE-14056-TDI/1067, 185 p.
- Ayoade, J. O., 2006: Introdução a Climatologia para os Trópicos. 11^a Ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, 332p. Tradução Profa. Maria Juraci Zani dos Santos.
- Bonatti J. P. and V. B. Rao, 1987: Moist baroclinic instability of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. J. Atmos. Sci., 44, 2657-2667.
- Businger, S. and R. J. Reed, 1989: Cyclogenesis in cold air masses. Weather and Forecasting, 4, 133-156.
- Byers, H. R., 1959: General Meteorology. Mc Graw-Hill Book Company. 3rd edition. 540 p.
- Byers, H. R., and R. R. Braham, Jr., 1949: The Thunderstorm. U. S. Government Printing Office, Washington, DC, 287 pp.
- Cavalcanti, I. e V. Kousky, 2009: Frentes Frias sobre o Brasil. In Tempo e Clima no Brasil. P. 135-145.
- Climanálise, 1986: Boletim de Monitoramento a Análise Climática. Número especial. São José dos Campos, S.P., 125 p.
- Cotton, W.R. and R.A. Anthes, 1989: Storm and Cloud Dynamics. Academic Press, 883 pp.
- Dall'Antonia Jr., A. M., 1991: Vórtice de ar frio na América do Sul - Análise diagnóstica. Dissertação de mestrado. IAG/USP, 116 pp
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., et al., 2011 : The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. Q. J. R. Meteorol. Soc. 137: 553-597. April 2011 A.
- Dereczynski, C. P., 1995: Estudo de caso de uma nuvem vírgula invertida e a subsequente ocorrência de ventos fortes na Bacia de Campos. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, 77 p.
- Dereczynski, C. P.; Hallak, 1996: R.:Sistemas de Tipo Nuvem Vírgula. Climanálise, Edição Comemorativa 10 anos. INPE.
- Doswell, C. A. Severe Convective Storms – An Overview, 2001. In Severe Convective Storms (C.A. Doswell, ed.), p. 1-26, Vol. 28, n. 50. Amer. Meteor. Soc., Boston, 2001.
-

-
- Furtado, G. D. L., 2007: Ressaca no Rio de Janeiro provocada por um ciclone intenso: Um estudo de caso. Monografia. Departamento de Meteorologia. IGEO/UFRJ.
- Gan, M. A. & V. B. Rao, 1991: Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119: 1293-1302.
- Gan, M. A., 1992: Ciclogêneses e Ciclones sobre a América do Sul. Tese de Doutorado em Meteorologia, INPE-5400-TDI/479.
- Gonçalves, P. M., 2006: Estudo de Caso de Ciclogênese Atípica no Atlântico Sul: Análise das Condições Sinóticas Atuantes e Dificuldades de Classificação do Sistema. Monografia. Departamento de Meteorologia. IGEO/UFRJ.
- Grimm, A. M. e S. E. T. Ferraz, 1998: Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul. Parte I: El Niño. Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia.
- Grimm A. M., Barros, V. R. e Doyle, M. E., 2000: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate* 13(1): 35–58.
- Grimm A. M., 2003: The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. *Journal of Climate*, v. 16, p.263-280.
- Hane, C. E. : Extratropical Squall Lines and Rainbands. In: Ray, P. S., ed. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston, American Meteorological Society, 1986. 359-389.
- Harrold, T. W., e K. A. Browning, 1969: The polar low as a baroclinic disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 95, 710-723.
- Hess, A. L., 1959: *Introduction to Theoretical Meteorology*. Robert E. Krieger Publishing Company. Flórida. EUA. 363 p.
- Holton, J. R., 1992: “An Introduction to Dynamic Meteorology”, Third Edition. Academic Press, San Diego, 511 p.
- INMET, 2009: Instituto Nacional de Meteorologia, 2009: Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990. Organizadores: Andrea Malheiros Ramos, Luiz André Rodrigues dos Santos, Lauro Tadeu Guimarães Fortes. Brasília, DF: INMET, 465 p.
- Justi da Silva M. G. A., 2003: A Frequência de Fenômenos Meteorológicos na América do Sul: Climatologia e Previsibilidade. Tese de Doutorado, COPPE/UFRJ.
- Kalnay, E., M. KANAMITSU, R. Kistler et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 77, 437-471.
-

-
- Kodama, Y., 1992: Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zones, the SPCZ, and the SACZ) Part I: CHARACTERISTICS of Subtropical Frontal Zones. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 70, n.4, pp 813-835.
- Kousky, V. E., 1988: Pentad OUTGOING Longwave Radiation Climatology for the South American Sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3, 217–231.
- Lemos C. F. e N. O. Calbete, 1996: Sistemas Frontais que atuaram no litoral de 1987 a 1995. *Climanálise Especial, Edição Comemorativa de 10 anos*. <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/index1.shtml>
- Menezes, W. F., G. D. Lima Furtado e W. C. Belo, 2008: O Caso de 12 de Dezembro de 2006: Ciclone na Costa do Espírito Santo. *Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2008. São Paulo-SP.
- Menezes, W. F. e M.A.F. Silva Dias: Aspectos Termodinâmicos de Sistemas de Baixas Pressões Profundas Associadas a Tempestades: Uma Comparação Entre os Casos “Ribeirão Preto” e “Catarina”. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2004. Fortaleza-CE.
- Menezes, W. F. e P. L. Silva Dias, 2004: Um Estudo do Impacto das Opções Físicas do Modelo RAMS na Simulação Numérica do “Ciclone Catarina”. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Fortaleza-CE.
- Menezes, W. F. e M. A. F. Silva Dias, 1998a: Simulação numérica das tempestades ocorridas no estado de São Paulo em 14 de maio de 1994: O caso Ribeirão Preto. *Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 26 – 30 out. Brasília – DF.
- Miguens, A. P., 2000: *Navegação: a ciência e a arte*. Rio de Janeiro: Diretoria de Hidrografia e Navegação, v. III.
- Nascimento, M. X., 2011: *Estudo Sinótico e Comparação de Dois Casos de Ressacas Atípicas que Afetaram a Baía de Guanabara, no Estado do Rio de Janeiro*. Monografia. Departamento de Meteorologia. IGEO/UFRJ.
- Newton, C. W., 1950: Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *J. Meteor.*, 7, 210-222.
- Nobre, C. A., Mattos, L. F. e Dereczynski, C. P. et al., 1998: Overview of atmospheric conditions during the Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) field experiment. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D24, p. 31809-31820.
-

-
- Oliveira, A., 1986: Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia. INPE-4008-TDL/239. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 115 p., São José dos Campos, SP.
- Peixoto, J. P. and Oort, A. H., 1993: Physics of climate. American Institute of Physics. New York, 520 p.
- Petrobras, 2004: EIA – Estudo de Impacto Ambiental da Atividade de Produção e Escoamento de Óleo e Gás, Campo de Marlim Leste, Bacia de Campos. Revisão 00, Setembro/2004.
- Rasmussen, E., 1981: An investigation of a polar low with a spiral cloud structure. J. Atmos. Sci., 38, 1785-1792.
- Reboita, M. S., 2008: Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas IAG–USP, 359 pg.
- Reed, R. J. e W. Blier, 1986: A case study of comma cloud development in the Eastern Pacific. Mon. Wea. Rev., 114, 1681-1695.
- Reed, R. J., 1979: Cyclogenesis in polar air streams. Mon. Wea. Rev., 107, 38-107.
- Riehl, H., 1965: Meteorologia Tropical. Tradução Aurélio Augusto da Rocha. Missão Norte-Americana de Cooperação Econômica e Técnica no Brasil. Rio de Janeiro. 426 p.
- Ropelewski, C. H., and S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev., 115, 1606-1626.
- Satyamurti, P., Nobre, C. e Silva Dias, P. L., 1988: South América. Capítulo 3 C, Meteorological Monographs, vol. 27, No. 49, pp. 119-139.
- Silva Dias, P.L., M.A.F.Silva Dias, M.Seluchi, F. A. Diniz, 2004: O ciclone de Santa Catarina: Análise Preliminar da Estrutura, Dinâmica e Previsibilidade. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza-CE.
- Sinclair, M. A., 1995: A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. Mon. Wea. Rev., v.123, pp. 1601 – 1619.
- Taljaard J. J., 1972: Synoptic meteorology in the Southern Hemisphere. Meteorology of the Southern Hemisphere, Meteor. Monogr., No. 35, Amer. Meteor. Soc., 139–213.
- Uppala, S. M. et al., 2005: The ERA-40 re-analysis. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, n.612, v.131, p.2961-3012.
-

-
- Varejão, M. A., 2000: Meteorologia e Climatologia. Instituto Nacional de Meteorologia. Brasília, 515 p.
- Vianello, R. L., Alves, A. R., 1991: Meteorologia básica e aplicações. Viçosa, Minas Gerais: Universidade Federal de Viçosa. 449 p.
- Walko, et. al, 1999: RAMS, Regional Atmospheric Modeling System. Technical Description.
- Walko, R. L., C. J. Tremback, and R. F. A. Hertenstein, 1995: RAMS, The Regional Atmospheric Modeling System version 3b User's Guide. AsTER, Inc., P.O. Box 466, Ft
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1986: Characteristics of isolated convective storms. In: Ray, P. S., Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston, American Meteorological Society, 1986. p. 331 358.
- Xie, P., e P.A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 2539 2558.
-

II. CLIMATOLOGIA DE ONDAS NA BACIA DE CAMPOS

Resumo

Este capítulo descreve a climatologia de ondas na Bacia de Campos, estabelecendo critérios de classificação de situações típicas de ondas para a região a partir de dados medidos de ventos e ondas. Para cada categoria estabelecida é apresentada uma descrição com exemplos e estatística geral, indicando valores típicos de altura significativa (H_s), período de pico espectral (T_p) e direção dominante de onda (θ_p). São também avaliadas as situações mais severas de estados de mar para a região, além das situações de mares desenvolvidos e limitados por pista ou duração.

1 - INTRODUÇÃO

De forma bem objetiva, pode-se dizer que as ondas de interesse neste capítulo são produzidas pela ação do vento soprando sobre a superfície do mar e cuja força restauradora é o efeito da gravidade atuando sobre as partículas fluídas, sendo assim denominadas ondas de gravidade superficiais. Podem ser citados os seguintes processos de formação dessas ondas: (i) a turbulência do vento causando flutuações aleatórias de pressão, gerando ondas capilares, (ii) o vento soprando sobre essas ondas, provocando o seu crescimento, e (iii) as interações não lineares entre as ondas, que produzem transferência de energia de frequências maiores para menores (Parente, 1999). Os principais fatores que determinam e limitam a altura das ondas são a velocidade do vento, a duração (tempo de ação) e a pista do vento (área do mar sobre a qual sopra o vento).

Devido ao complexo processo de transferência de energia da atmosfera para o oceano, as ondas gravitacionais geradas pelos ventos têm como característica fundamental a irregularidade. À essas ondas irregulares, que estão na zona de geração, dá-se o nome de *sea* ou mar local. Conforme elas se propagam, o caráter dispersivo em águas profundas faz com que as ondas com comprimentos mais longos se propaguem mais rapidamente do que as ondas mais curtas, havendo, portanto, dispersão. Dessa forma, o campo de ondas inicialmente irregular, como o que é gerado por uma tempestade, ira se desintegrar em campos mais regulares. Essas ondas regulares de baixa frequência e maior comprimento que foram geradas em regiões remotas e se propagaram pelo oceano são chamadas *swell* ou ondulações.

A representação gráfica usual para as ondas é o espectro de energia. A Figura 1a apresenta uma série temporal de elevação da superfície do mar obtida por uma boia de medição de ondas. Considerando que estas medições referem-se a uma mesma direção de incidência, observa-se que a elevação da superfície do mar muda randomicamente como um processo estocástico, sendo possível, portanto, decompor a variância desse processo em componentes (senoidais) de frequência, obtendo-se como resultado o espectro (espectro de variância ou densidade espectral de potência) representado na Figura 1b (Holthuijsen, 2007).

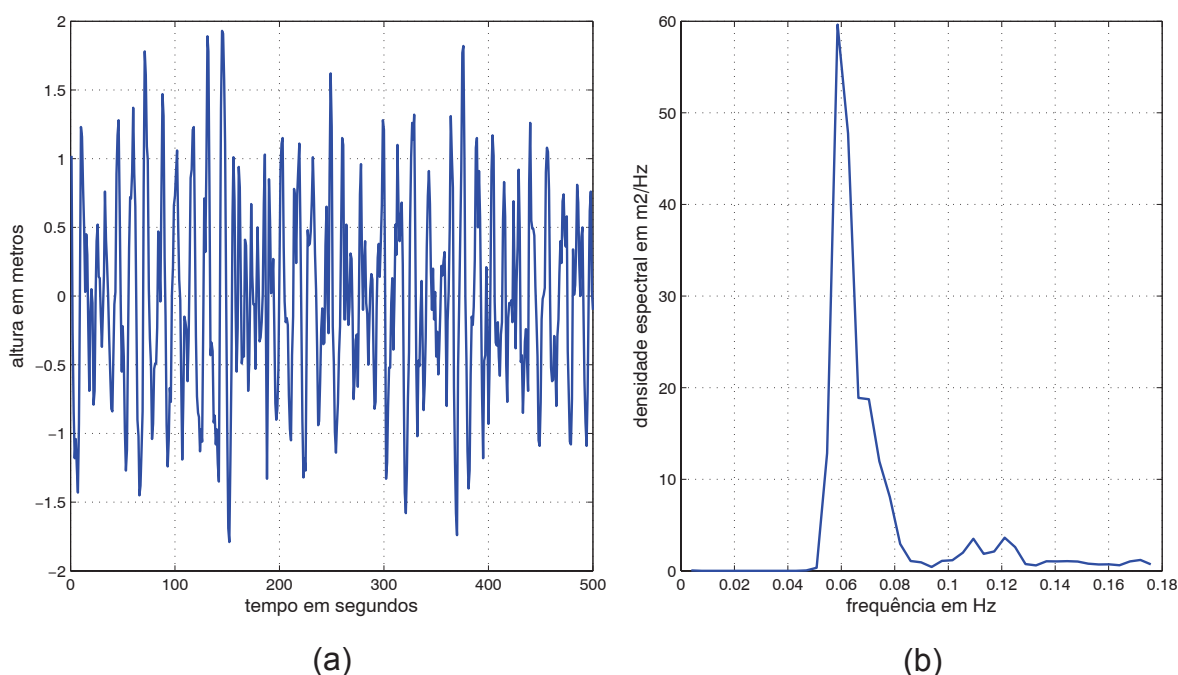


Figura 1 – (a) Série temporal de elevação da superfície do mar; (b) exemplo de densidade espectral (espectro) unidimensional, $S(f)$ de uma série de ondas.

Essa aproximação é baseada principalmente na hipótese de que o registro da superfície do mar é resultado da soma de diferentes componentes harmônicos das ondas (uma série de Fourier), cada um se movendo em diferentes direções e com diferentes frequências e amplitudes. Tal comportamento é ilustrado na Figura 2, onde se observa a sobreposição de um grande número de ondas monocromáticas bidimensionais que se propagam de forma independente e formam a superfície do mar real.

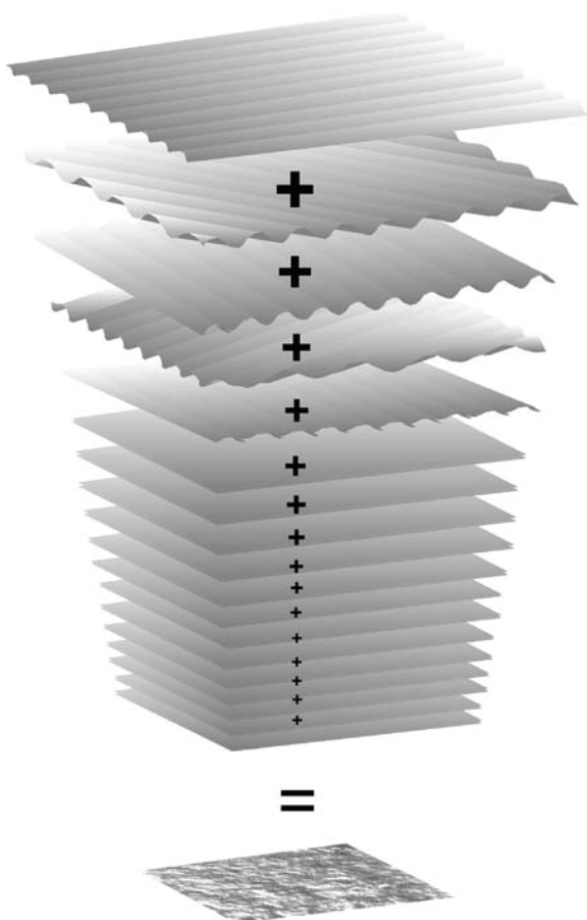


Figura 2 - A superfície do mar obtida pela sobreposição de uma grande número de ondas monocromáticas bidimensionais (Holthuijsen, 2007).

Abaixo são definidos os principais parâmetros que podem ser obtidos a partir de uma medição de ondas:

- H_s = Altura Significativa = $4\sqrt{\text{área do espectro}}$: a altura significativa foi introduzida como uma representação da severidade do mar, equivalendo à média de 1/3 das maiores ondas;
- T_p = Período de Pico = $1/f_p$; f_p = frequência de pico do espectro: o período de pico normalmente equivale ao valor máximo encontrado no espectro. No caso de mais de um pico, pode representar também o valor máximo de uma categoria de mar;
- $S(f, \theta)$ – espectro direcional: distribuição da energia das ondas com a frequência e direção;
- $S(f)$ – espectro de uma dimensão (1D): soma da energia de todas as direções para uma mesma frequência.

Com a evolução das técnicas de medição de ondas, o que se deseja medir da agitação do mar é o espectro direcional de ondas $S(f, \theta)$. O ideal de instrumentação seria medir a direção de chegada das ondas dispondo-se de um conjunto (*array*) de muitos ondógrafos, cujas medições da superfície livre seriam feitas através de seus respectivos deslocamentos verticais (*heave*) como na Figura 3a. A resolução espacial é diretamente proporcional ao comprimento do *array*, considerando os elementos espaçados entre si por metade do comprimento de onda ($L/2$), critério para a independência estatística (teorema espacial da amostragem). No entanto, é muito difícil colocar e manter no mar uma grande quantidade de ondógrafos. A alternativa mais utilizada é a medição com uma boia em apenas um ponto, conforme Figura 3b. Este tipo de boia mede simultaneamente elevação e duas inclinações perpendiculares (*heave, pitch e roll*, respectivamente) ou elevação e dois deslocamentos (ex: *directional waverider*), sempre contemplando três (03) grandezas estatisticamente independentes referentes aos movimentos da superfície livre do mar.

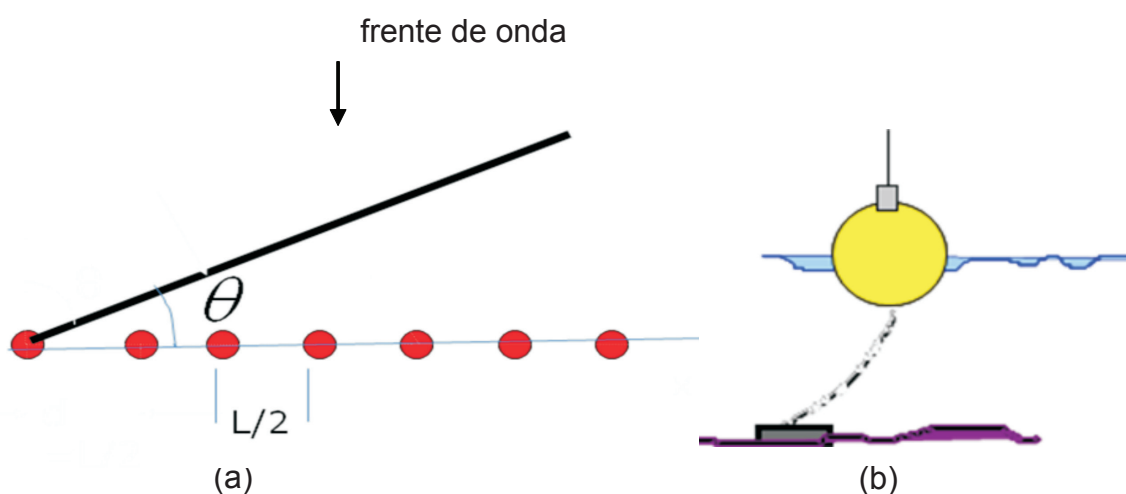


Figura 3 – Métodos de medição direcional de ondas: (a) Array de ondógrafos; (b) boia com medição de três movimentos (*heave, pitch e roll*).

Formulação Espectral de Pierson & Moskowitz para Mar Desenvolvido

A Figura 4 ilustra a evolução do espectro das ondas na medida em que o vento vai transferindo energia para o mar, sem limitação de pista. Observa-se que a evolução do mar se dá com transferência de energia das frequências mais altas para as frequências mais baixas. Quando é atingido um ponto da evolução em que o mar

já recebeu toda a energia que poderia receber do vento, diz-se que se trata de mar desenvolvido.

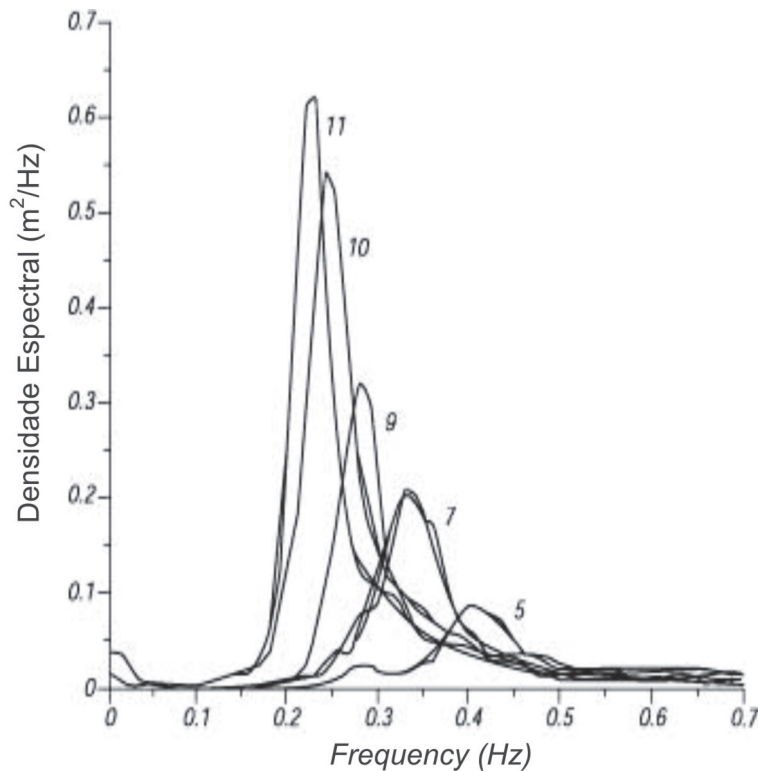


Figura 4 – Evolução do espectro durante a transferência de energia do vento para o mar.

Essa situação foi estudada por muitos pesquisadores até que Pierson & Moskowitz (1964) chegaram a uma formulação espectral para representá-la, na qual o espectro (área, forma e período de pico) depende só da velocidade do vento. A fórmula do espectro empírico P&M (Pierson&Moskowitz) é dada por:

$$S(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} e^{-1,25 \left(\frac{f}{f_p} \right)^4} \quad (1)$$

onde $S(f)$ é o espectro unidimensional (1D), α a constante de Phillips, g a gravidade, f a frequência e f_p a frequência de pico do espectro.

Uma vez que o espectro só depende da velocidade do vento, as expressões de H_s (altura significativa de onda) e f_p (frequência de pico) podem ser dadas em função dessa velocidade:

$$H_s = 0,21 \cdot U_{19,5}^2 / g \quad \text{e} \quad f_p = 0,064 \sqrt{g/H_s} = 0,138 \cdot (g/U_{19,5})$$

onde $U_{19,5}$ é o vento medido a 19,5 m acima do nível do mar (na época era a referência mais usada para o vento). Atualmente, utiliza-se o vento a 10 m (U_{10}) e, nesse caso, as expressões são:

$$H_s = 0,21 \cdot U_{19,5}^2 / g \quad \text{e} \quad f_p = 0,13 \cdot (g/U_{10})$$

Situações de mar desenvolvido podem ser geradas nas adjacências da Região Sul do Brasil, em decorrência da atuação de intensos sistemas atmosféricos, gerando ondulações (*swell*) que podem se deslocar até a Bacia de Campos.

Formulação Espectral de JONSWAP para Mar Limitado por Pista

A situação de mar limitado por pista é a mais comum na Bacia de Campos, em condições classificadas como bom tempo, como será visto adiante, pois não há pista suficiente para pleno desenvolvimento, tanto do mar local (*sea*) como do “mar próximo” (aqui denominado *quasi-sea*). A formulação para limitação por pista foi feita com os dados do projeto JOint North Sea WAVE Project (JONSWAP) por Hasselmann et al. (1973) e é dada por:

$$S(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} e^{-1,25 \left(\frac{f}{f_p} \right)^4} \gamma e^{-\frac{(f-f_p)^2}{2\sigma^2 f_p^2}} \quad (2)$$

Verifica-se que essa expressão é idêntica à expressão do modelo P&M, a menos do fator γ (gama) elevado a uma exponencial. Essa exponencial é igual a 1 para a frequência de pico e, portanto, γ é tal que faz o valor de pico do modelo JONSWAP coincidir com o valor de pico do espectro medido. Caso o mar esteja plenamente desenvolvido, o espectro de JONSWAP é exatamente o espectro de P&M e, para tal, $\gamma = 1$.

Os critérios para a definição de um mar desenvolvido, de acordo com os trabalhos de Hasselmann *et al.* (1973) e Mitsuyasu (1980) são:

- $f_p = f_m =$ frequência de pico normalizada $= f_p \cdot U_{10} / g = 0,13$, onde U_{10} é o vento a 10 m;
- $\alpha =$ constante de Phillips (1958) = 0,0081 no modelo P&M. Verificou-se depois que esse valor depende da pista, diminuindo para pistas maiores, dessa forma, foi adotado o valor de $\alpha > 0,007$;
- $\gamma =$ fator de pico da fórmula do modelo JONSWAP, sendo o valor usado: $\gamma < 1,13$.

As técnicas para determinação de α e γ podem ser encontradas em Souza (1988) e Souza e Parente (1988).

A seguir são apresentadas algumas relações do modelo JONSWAP de Hasselmann *et al.* (1973) e Mitsuyasu (1980) para mares limitados por pista. As relações são estabelecidas em função dos seguintes parâmetros normalizados:

- Frequência de pico normalizada: $\bar{f}_p = fm = f_p U / g$, Pista normalizada: $\bar{F} = Fg / U^2$ e Energia normalizada: $\bar{E} = Eg^2 / U^4$, onde U é o vento a 10 m, F é a pista e E = m_0 , energia do mar em causa.
- Relações em função da frequência de pico normalizada e pista: $\alpha = 0,0326\bar{f}_p^{0,857}$, $\gamma = 4,42\bar{f}_p^{0,429}$, Energia normalizada: $\bar{E} = 6,84 \times 10^{-6} \bar{f}_p^{-3}$, Pista normalizada: $\bar{F} = 24,9\bar{f}_p^{-3}$, $\alpha = 0,0817\bar{F}^{-0,286}$ e $\gamma = 7,0\bar{F}^{-0,143}$.

No estudo de situações de BOM TEMPO, que serão descritas adiante, essas formulações foram aplicadas para determinação dos mares desenvolvidos e limitados por pista e seus respectivos parâmetros.

Há também uma formulação espectral para mar com limitação por duração. Estas situações ocorrem, em geral, na Bacia de Campos, com a virada do vento antes da entrada de uma frente fria, produzindo ondas de NW-W. No entanto, essa situação não tem grande importância para o clima de ondas na região e, portanto, não será abordada.

2 - DADOS E MÉTODOS UTILIZADOS

Dados utilizados

No começo dos anos 1990, com o objetivo de incrementar o conhecimento das condições ambientais na região, a Petrobras iniciou seus programas de coleta de dados meteo-oceanográficos denominados Programas de Capacitação em Águas Profundas (PROCAPs). De março de 1991 a março de 1993 foi fundeada a uma profundidade de 1250 metros no Campo de Marlim (22o01'S e 39o58'W) uma boia meteo-oceanográfica do tipo 'heave-pitch&roll' (ilustrada na Figura 5) que adquiria, entre outros parâmetros, dados de correntes superficiais, vento (intensidade e direção), pressão atmosférica, temperatura (do ar e do mar) e ondas. Essa mesma boia foi reinstalada no Campo de Barracuda (22o38'S e 40o12'W) a uma profundidade de 1050 m e permaneceu operacional de janeiro de 1994 a julho de 1995. Serão usados neste trabalho os dados de ventos e ondas obtidos nessas campanhas, os

quais são de muito boa qualidade, o que tem permitido um estudo bem completo do clima de ondas da região.

A experiência nesse estudo de ondas mostrou a importância fundamental de se medir vento simultaneamente à medição de ondas. Como as ondas são geradas pelo vento, o exame de uma determinada situação fica muito mais claro com ambas medições em um mesmo ponto.

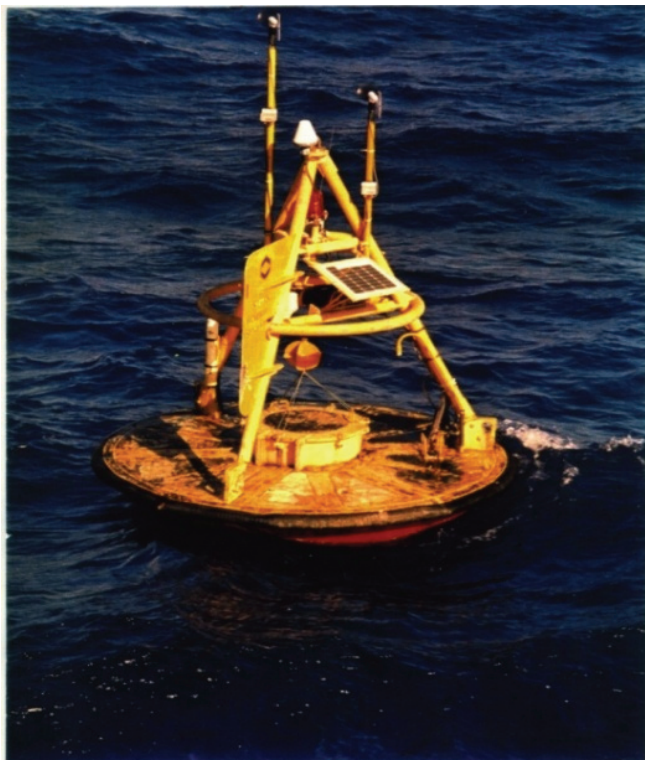
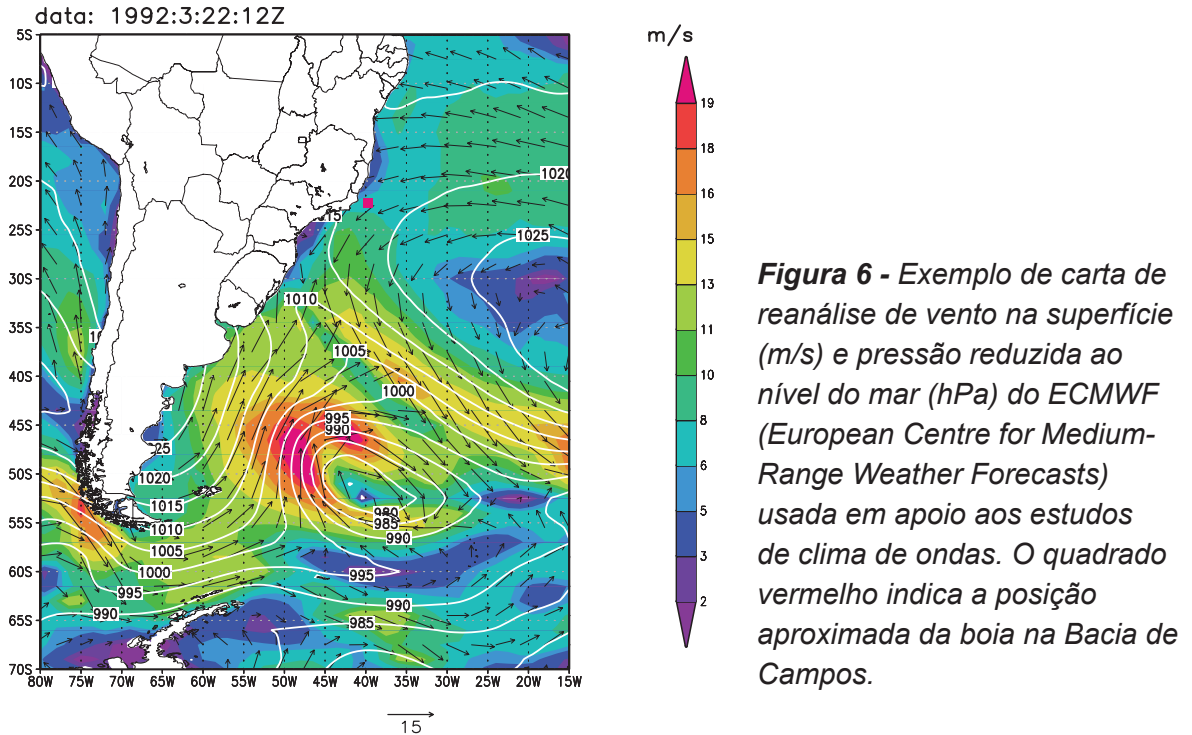


Figura 5 - Boia meteo-oceanográfica usada na Bacia de Campos, de 1991 a 1995, para medição de ondas, ventos e outros parâmetros meteo-oceanográficos.

Para elaborar a caracterização do clima de ondas na Bacia de Campos, além dos dados de vento e onda da boia *heave-pitch&roll*, foram usados também campos de vento e pressão atmosférica resultados de reanálise do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). A Figura 6 exemplifica um campo de ventos dessa reanálise.



Técnicas de Análise e Apresentação de Estados de Mar

Nos últimos anos, grandes esforços têm sido investidos na análise de dados direcionais de ondas em busca de melhor resolução direcional, principalmente em relação à análise dos dados obtidos com boias *heave-pitch&roll*, como foi o caso das campanhas de medição acima descritas. A medição com boias apresenta pouca resolução direcional em virtude de ser pequeno o número de séries estatisticamente independentes, daí a importância da busca de uma técnica de análise mais sofisticada. Com esse propósito, foi desenvolvida no Laboratório de Instrumentação Oceanográfica da COPPE/UFRJ a técnica DAAT – *Directional Analysis with Adaptive Techniques* (Parente, 1999, 2000a, 2000b, 2000c, 2000d, 2000e, 2000f, 2000g, 2000h, 2004a, 2004b), a qual tem sido aplicada com sucesso no estudo do clima de ondas (Pinho, 2003; Mendes, 2005; Campos, 2009).

Em todas as técnicas espectrais, como periodograma e outras de maior resolução, os parâmetros são calculados a partir de médias obtidas de segmentos fixos do registro (Marple, 1987). No caso de ondas, em um registro de 1024 amostras (pontos), é prática comum obter-se médias de 16 segmentos de 64 pontos (32 graus de liberdade) ou 32 segmentos de 32 pontos (64 graus de liberdade). Essa técnica de alisamento admite o processo como estacionário e tem como objetivo ressaltar suas componentes invariantes e cancelar ou diminuir as características variantes (ruído), melhorando a confiança estatística do estimador.

Todos os esquemas, incluindo os de maior resolução, paramétricos ou adaptativos, usam essa técnica de média de segmentos fixos, com ou sem superposição de segmentos. A DAAT usa também um esquema de alisamento por médias, porém, selecionando os segmentos que vão compor essa média.

No caso de ondas de gravidade superficiais, além das características variantes, pode haver também outros tipos de ruído produzidos por resposta incorreta do sistema de medição, influências do sistema de fundeio ou interferência da estrutura, no caso de sistemas suportados por plataformas. É muito comum também a ocorrência de distorções e não-linearidades no campo de ondas, como, por exemplo, advecção das ondas por correntes produzindo uma relação de dispersão não homogênea e o aparecimento de componentes harmônicas que não obedecem à relação de dispersão (Lygre e Krogstad, 1986).

Além disso, a mistura de mares de direções diferentes produz interações não-lineares e, conseqüentemente, aspectos não-estacionários no processo. As técnicas que indicam a direção principal por frequência a partir de médias de segmentos fixos tendem a combinar os valores de direção dos mares, processando algum tipo de média ponderada. Mesmo no caso de ocorrência de mar com um único pico de energia espectral, as ondas de frequência e direção próximas estão sempre se combinando, de forma construtiva ou destrutiva, produzindo valores altos e baixos de espectro para os diversos segmentos. As médias tendem a mascarar a ocorrência de um evento isolado (evento aqui significa a dominância de um grupo de ondas de uma determinada faixa de frequências se propagando em um setor de direção).

Um segmento fixo, na técnica convencional, pode conter grande quantidade de ruído e, dessa forma, contribuir com valor mais errático para a média da direção e do espectro. A técnica de Welch (1967), que aumenta a confiança do estimador com superposição de segmentos, diminui essa possibilidade, mas não a exclui totalmente.

A DAAT calcula o espectro e a direção principal para cada segmento de m pontos do registro com avanço de 1 amostra (1 segundo no caso da boia de Marlim), realizando uma transformada *wavelet* complexa do tipo *Morlet*, mostrada na Figura 7 (parte real). Essa onda é convoluída com a série sob investigação, produzindo resultado de maior valor, caso exista correlação entre a série e a *wavelet*.

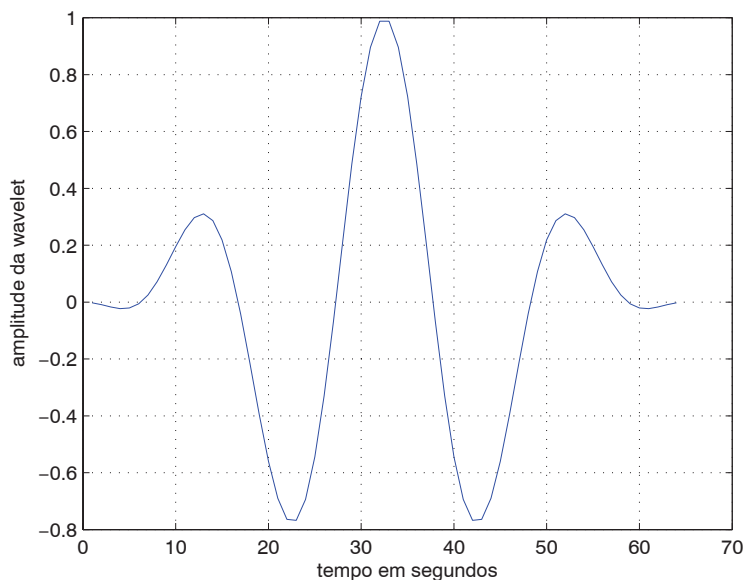


Figura 7 – Parte real da wavelet tipo Morlet.

O resultado da convolução é avaliado à luz de diversos critérios e alguns segmentos são considerados com pouco ruído, estáveis em direção e representativos do processo, sendo então selecionados. A direção para os primeiros segmentos é mostrada na Figura 8.

Os valores finais de distribuição de energia em frequência e direção (espectro direcional) são obtidos a partir dos conjuntos selecionados. Esses eventos são usados para compor o que se pode considerar um espectro direcional – energia e direção para algumas faixas de frequência.

Pode-se observar na Figura 8 que, ao longo do tempo, há momentos de estabilidade na direção. A DAAT avalia essa estabilidade e seleciona os intervalos onde ela é mais significativa. No caso das técnicas convencionais, por todas as razões consideradas, a obtenção de médias, além de introduzir alguma tendenciosidade na estimação da direção principal, pode impedir também a detecção de alguns eventos marcantes ao longo do registro.

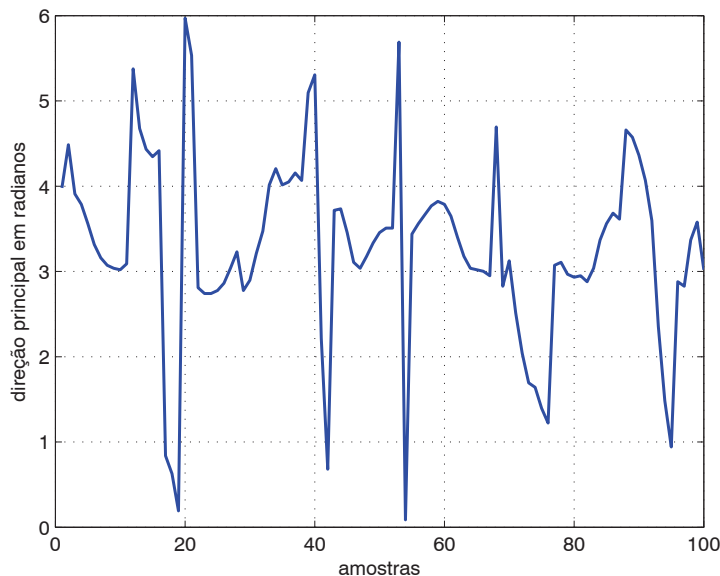


Figura 8 – Valores de direção principal em radianos para os 100 primeiros segmentos da série.

O resultado obtido pode ser considerado como a distribuição da energia em direção para essa faixa de frequências, isto é, $D_{\lambda}(\theta)$ (Figura 9). A existência de uma $D_{\lambda}(\theta)$ pode levar a cálculos de “spread” - dispersão de energia em torno de uma direção principal - e a um estimador do espectro direcional, $S(f).D(\theta)$, mediante uma adequada normalização. A técnica DAAT permite então detectar para uma mesma faixa de frequências a ocorrência de ondas de mais de uma direção.

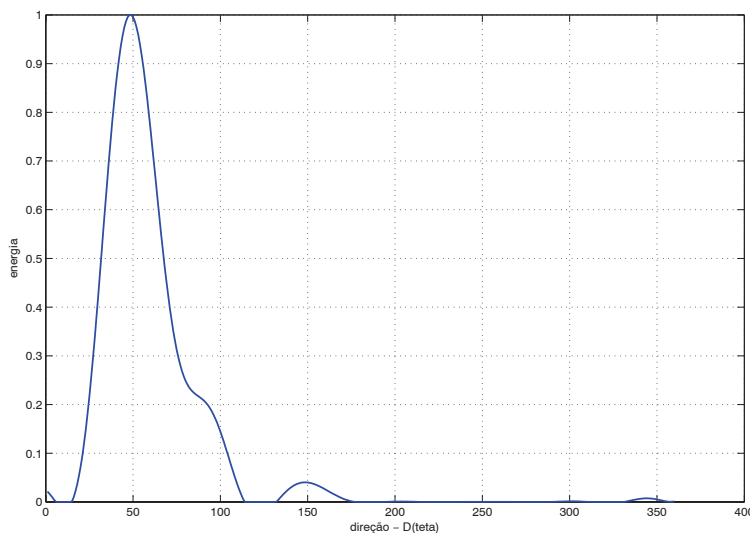


Figura 9 – Distribuição da energia em direção ($D_{\lambda}(\theta)$) para uma faixa de frequência.

Para a aplicação da DAAT na Bacia de Campos foram selecionadas quatro faixas de frequência, conforme está apresentado na Tabela 1. Os valores de período se referem ao espectro obtido com 128 segundos (64 pontos).

Tabela 1 – Faixas de períodos (frequências) utilizadas para a aplicação da técnica DAAT aos dados da boia na Bacia de Campos

Índice da Faixa	Valores de Períodos para Faixa
1	20,0 a 10,2 s
2	10,2 a 7,75 s
3	7,75 a 3,93 s
4	3,93 a 2,50 s

A escolha das faixas de períodos (frequência) é um processo adaptativo em busca da representação do mar da região. No caso da Bacia de Campos, a faixa 1 corresponde a um *swell* distante gerado em latitudes mais altas. A faixa 2, intermediária, em geral, está associada a um mar gerado não muito longe do ponto de medição, que aqui vai ser chamado de *quasi-sea*. A faixa 3 é representativa de um mar local (*sea*) e a faixa 4 da parte de mais alta frequência desse mar local.

Uma forma de apresentar os resultados da DAAT é a plotagem da evolução do espectro direcional com o tempo, que foi desenvolvida por Parente (1999) e foi denominada de PLEDS (*Plotting the Evolution of the Directional Spectrum*). Na Figura 10 é mostrado um exemplo da PLEDS, onde pode ser examinada a evolução das 4 faixas de frequência.

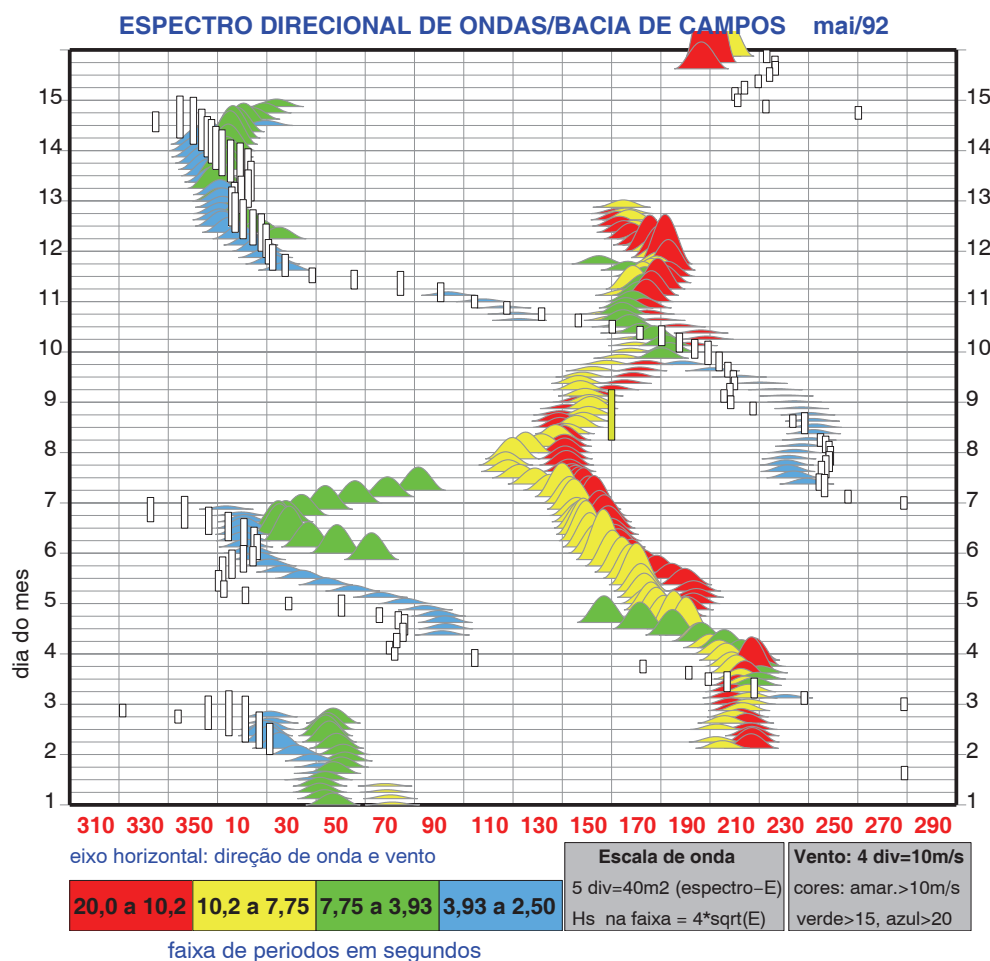


Figura 10 – Exemplo de PLEDS - plotagem da evolução do vento e da energia de onda por faixa de frequência. O eixo horizontal indica a direção do vento e das ondas em graus e o eixo vertical o tempo em dias. A energia das faixas de frequência é definida pela altura das figuras coloridas (uma cor para cada faixa de frequência, conforme a legenda), onde cada quatro divisões da escala correspondem a um metro de altura significativa de onda. As barras verticais de cor branca estão representando a intensidade do vento, sendo que 10 divisões correspondem a aproximadamente 20 m/s. Além disso, para velocidades acima de 10 m/s as barras são plotadas em amarelo.

3 - CLASSIFICAÇÃO DAS SITUAÇÕES TÍPICAS DE ONDAS NA BACIA DE CAMPOS

As condições meteorológicas da região da Bacia de Campos são caracterizadas pela presença do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) estacionado na região, como já apresentado no capítulo sobre a Meteorologia da Bacia de Campos. Os ventos na Bacia de Campos associados ao ASAS são provenientes do quadrante N-E e são característicos de condições de bom tempo na região.

Essa situação de bom tempo na região é recorrentemente perturbada pela entrada de frentes frias, que antecedem à chegada de um ciclone ou anticiclone. Nessas situações, mudam os ventos e as ondas na região e as condições de mar podem ser muito severas.

Com a aplicação da DAAT aos dados de onda da Bacia de Campos, ficou clara a existência de uma situação de bom tempo gerada pela posição do ASAS, caracterizada pela existência de um mar local (*sea*) e um mar gerado a alguns quilômetros de distância pelo mesmo sistema de ventos. Esse mar foi denominado de *quasi-sea*, uma vez que tem características bem parecidas com as do mar local, mas está sendo gerado longe do ponto de medição. Os parâmetros de JONSWAP (α , γ , e pista) para o *quasi-sea* são bem próximos dos correspondentes para o mar local (*sea*). A Figura 11a ilustra esquematicamente a situação de Bom Tempo na Bacia de Campos, com a presença do ASAS. Essa condição de Bom Tempo pode ocorrer simultaneamente à presença de um centro de baixa pressão, ou ciclone, conforme está ilustrado na Figura 11a, gerando ondulações (*swell*) que podem atingir a Bacia de Campos.

As frentes frias que chegam recorrentemente à Bacia de Campos com ventos do quadrante SE S SW configuram uma situação de Mau Tempo, ilustrada esquematicamente pela Figura 11 b1 e b2. A Figura 11b1 ilustra a presença de um centro de baixa pressão, ou ciclone, gerando ondas de SW e a Figura 11b2 ilustra a presença de um centro de alta pressão, ou anticiclone, gerando ondas de SE.

O estudo do clima de ondas na Bacia de Campos conduziu à classificação dos estados de mar na região em quatro categorias, sendo a primeira dividida em quatro sub-categorias:

1. BOM TEMPO
 - ✓ *Sea*
 - ✓ Pistas de NORTE
 - ✓ Intensificação do Vento
 - ✓ *Quasi-sea*
2. BOM TEMPO COM SWELL DISTANTE
3. MAU TEMPO - SE/Anticiclones
4. MAU TEMPO - SW/Ciclones

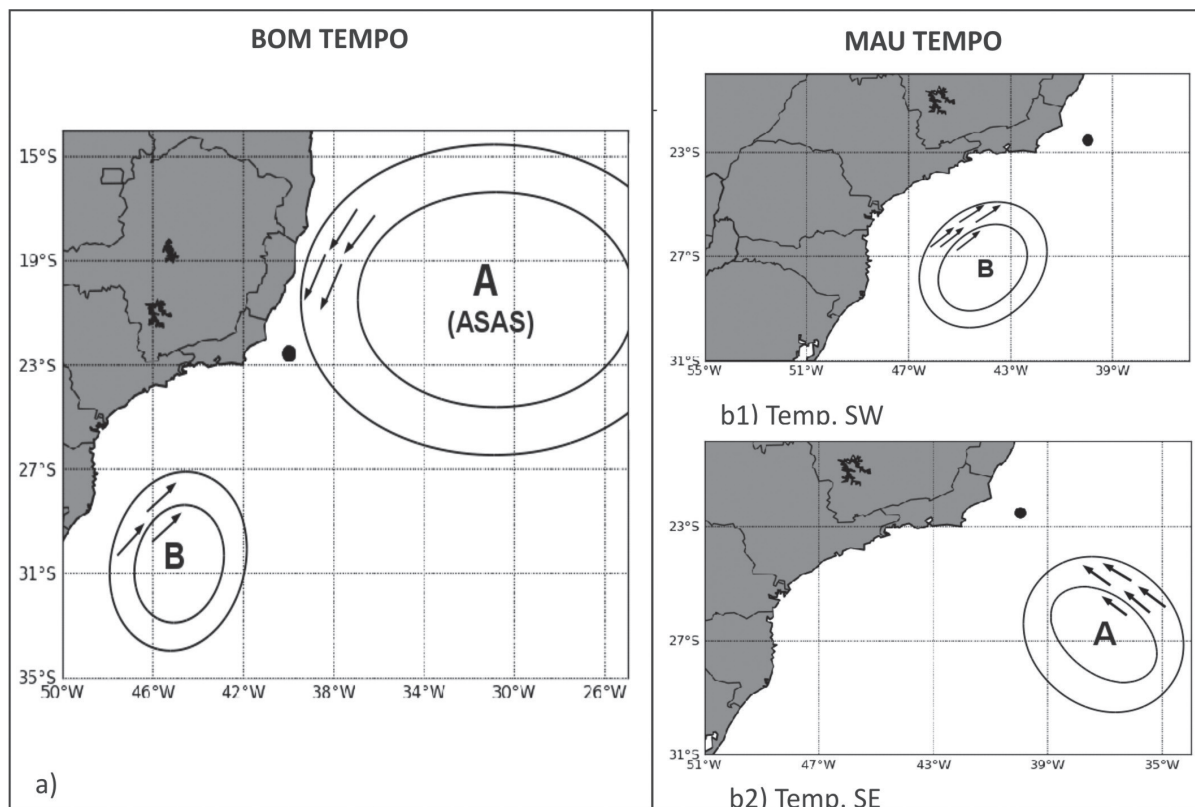


Figura 11 – (a) Situação típica de Bom Tempo indicada pela posição do ASAS, simultaneamente à presença de um ciclone que produz swell que pode chegar à Bacia de Campos; b1) Situação típica Mau Tempo, com tempestade de SW produzida por ciclone; b2) Situação típica de Mau Tempo com tempestade de SE produzida por anticiclone. O ponto em preto representa a posição aproximada da boia fundeada na Bacia de Campos.

3.1 SITUAÇÕES DE BOM TEMPO

A categoria de mar de BOM TEMPO corresponde à situação meteo-oceanográfica produzida pela presença quase permanente do ASAS na costa sudeste brasileira, como mostrado esquematicamente na Figura 11a. Essa é uma situação muito comum na Bacia de Campos, quando os dias são, tipicamente, claros, com ventos e ondas do quadrante N-E. O ASAS gera ondas consideradas de bom tempo com pistas de NE, N-NE, NE-E e E, dependendo da posição de observação e de outras condições, que serão abordadas neste item.

Os critérios utilizados para a classificação da situação de BOM TEMPO são:

- Presença de ventos do quadrante Norte – considera-se a direção do vento menor do que 70°. Nos casos em que o ângulo de incidência do vento é maior do que 70°, pode-se tratar da parte final de evolução de um frente fria sobre a Bacia de Campos, quase chegando à condição de Bom Tempo;

-
- Ocorrência de ondas das faixas de frequência 2, 3, e 4 (Tabela 1) com direção menor do que 70 graus. Em alguns casos a direção de pico de alguma dessas faixas é maior que 70°, caracterizando situações de transição;

A categoria de mar de BOM TEMPO é dividida em sub-categorias que pretendem destacar alguns eventos conspícuos, como o mar local de alta frequência (*sea*), a presença do *quasi-sea*, as pistas de Norte e intensificação do vento. As sub-categorias são definidas da seguinte forma:

- BOM TEMPO – *sea* – situação de bom tempo, considerando apenas o mar local (*sea*), sem a ocorrência de *quasi-sea*, pistas de Norte ou intensificação do vento NE;
- BOM TEMPO com pistas de NORTE – identificada pela ocorrência de pistas e ventos de N. Essa situação ocorre ao final de uma passagem de frente fria, quando a associação de um anticiclone pós-frontal com o ASAS chega a provocar pistas maiores de N e maiores valores de *Hs*. São as situações mais severas de BOM TEMPO na Bacia de Campos.
- BOM TEMPO com intensificação do vento N-NE – identificada pela condição em que há intensificação do vento N-NE com a aproximação de uma frente fria ou mesmo por reposicionamento do ASAS; considera-se valores de intensidade de vento maiores que 13 m/s.
- BOM TEMPO com *quasi-sea* – situação que corresponde à condição de mar também gerado pelo ASAS, mas que vem mais de NE-E, com períodos um pouco maiores do que o *sea*;

Caberia também incluir como sub-categoria de bom tempo a categoria BOM TEMPO com *swell* distante, no entanto, devido a grande importância dessa sub-categoria de bom tempo para o clima de ondas local, preferiu-se considerá-la como uma categoria a parte, como será visto adiante.

No período de medições de ondas entre 1991 e 1995 foram obtidos 7416 registros, que é, portanto, o número total (NT) de registros usados na estatística. Dentre os 7416 registros, 4386 foram classificados como situações de BOM TEMPO (NBT), incluindo tanto os registros das sub-categorias de BOM TEMPO quanto da categoria BOM TEMPO com *swell* distante. Assim, a situação de BOM TEMPO corresponde a uma ocorrência de $NBT/NT = 59,14\%$.

A Tabela 2 mostra as 20 maiores ocorrências de H_s de BOM TEMPO. Para o cálculo das ocorrências máximas é necessário considerar valores estatisticamente independentes, dessa forma, para cada ocorrência de uma situação característica como *sea*, *quasi-sea*, pistas de Norte e intensificação do vento N-NE, toma-se o valor máximo do evento ocorrido. Dentre os 4386 registros de BOM TEMPO, 139 foram considerados como eventos estatisticamente independentes. Ou seja, em cerca de 3 anos e meio de medições, ocorreram por ano, em média, aproximadamente 38 situações de mar de Bom Tempo na Bacia de Campos, sendo um pouco mais de 3 por mês.

Vale ressaltar que no caso de BOM TEMPO a independência estatística é mais difícil de ser avaliada devido à existência de um menor número de alterações da situação meteorológica quando comparado, por exemplo, com as situações de MAU TEMPO.

As subdivisões apresentadas na Tabela 2 são referentes a:

A = H_s de Bom Tempo (todas as subcategorias) em metros;

B = T_p da faixa de maior energia em segundos;

C = Direção da faixa de maior energia em graus;

D = Intensidade do Vento em m/s;

E = Direção do Vento em graus;

F = Ano e mês da ocorrência (AA-MM);

G = Dia; Número da ocorrência no dia da medida (de 1 a 8, de 3 em 3 horas);

H = Subcategoria de Bom Tempo (PN – pista Norte; QS – *quasi-sea*; IV – intensificação do vento; S - *sea*);

I = Número da ocorrência em ordem decrescente de altura

Tabela 2 - Relação das 20 ocorrências com maiores Hs da categoria de BOM TEMPO

A	B	C	D	E	F	G	H	I
3,50	7,10	4	16,30	9	92-12	11;5	PN	1
3,46	7,50	22	13,10	20	91-12	8;5	PN	2
3,15	9,10	76	13,70	25	92-09	19;4	QS	3
3,11	9,10	76	14,90	26	92-09	25;5	QS	4
3,02	6,70	18	12,20	30	92-12	2;6	PN	5
3,00	8,50	29	5,20	238	92-12	12;5	QS	6
2,96	7,50	9	13,70	358	93-01	9;5	PN	7
2,95	7,50	24	13,80	359	94-12	23;3	PN	8
2,94	7,50	33	9,30	27	92-04	15;2	QS	9
2,83	8,00	39	15,30	24	92-10	29;1	QS	10
2,83	8,00	38	9,40	354	94-03	2;4	QS	11
2,73	8,50	31	8,90	331	94-12	23;7	QS	12
2,71	7,10	20	12,30	8	93-01	17;3	PN	13
2,71	8,00	39	19,30	23	94-10	20;3	QS	14
2,69	8,50	48	14,00	193	94-07	23;3	QS	15
2,68	8,00	61	12,00	27	92-09	16;4	QS	16
2,61	6,70	7	11,60	23	92-08	19;3	PN	17
2,61	7,10	17	14,30	14	92-10	29;7	PN	18
2,60	6,40	21	0,00	0	95-04	2;4	PN	19
2,58	8,00	45	18,20	25	94-10	1;4	QS	20

Nos casos em que o período de pico aparece com valor nulo, não houve pico definido na faixa correspondente. Da mesma forma, nos casos em que o valor de vento é nulo, não houve vento medido no evento.

Serão descritas a seguir as principais características das sub-categorias Pista de Norte, Intensificação do Vento N-NE e *quasi-sea*. Em relação à sub-categoria de BOM TEMPO – *sea*, destaca-se que esta corresponde a 31,46% das ocorrências de BOM TEMPO, sendo caracterizada pela presença do mar local de alta frequência (*sea*) na região.

3.1.1 – Situação de Bom Tempo – Sub-categoria com Pista de Norte

Para a classificação desta sub-categoria consideram-se as situações que ocorrem no final de tempestade de SE, quando o mar local já é de NE-N. Podem ser eliminadas as situações em que a direção da faixa 4 (3,93 s a 2,50 s) ainda não está estabilizada, sendo nesse caso ainda classificada como Tempestade de SE. A ocor-

rência da sub-categoria Pista de Norte representa cerca de 16,37% das situações de BOM TEMPO.

Ao final da evolução de um anticiclone na Bacia de Campos há, em geral, já numa situação considerada de Bom Tempo, a formação de pistas mais extensas de N propiciando uma onda de Bom Tempo mais severa. Existe a hipótese de que com o giro do anticiclone que está evoluindo na região, há uma ultrapassagem (*overshooting*) em relação ao ASAS, causando a formação de uma pista mais extensa de N. Os períodos de pico associados a essa situação podem chegar a quase 10 s e as alturas significativas a 3,50 m.

Observa-se na Tabela 2 que as maiores ocorrências de mar de Bom Tempo são da sub-categoria Pista de Norte (PN). A ocorrência do maior valor de H_s (3,50 m) para Bom Tempo, apresentado na Tabela 2, com T_p de 7,10 s e direção de 4°, é a situação representada pela Figura 12, que acontece após uma passagem de frente fria e entrada de anticiclone no dia 11/12/92.

Vale ressaltar que, apesar das pistas serem mais extensas nessas situações, ainda assim, o crescimento do mar é limitado pelo tamanho da pista. Na Figura 12 nota-se a existência de períodos de pico tanto da faixa de frequências 3 (7,75 s a 3,93 s) como da faixa de frequências 2 (10,2 s a 7,75 s), estando esses períodos relacionados à velocidade do vento e à pista disponível. Nessa campanha de 1991 a 1995 só houve medição de vento ao sul da pista, por isso essa dependência não pôde ser totalmente quantificada.

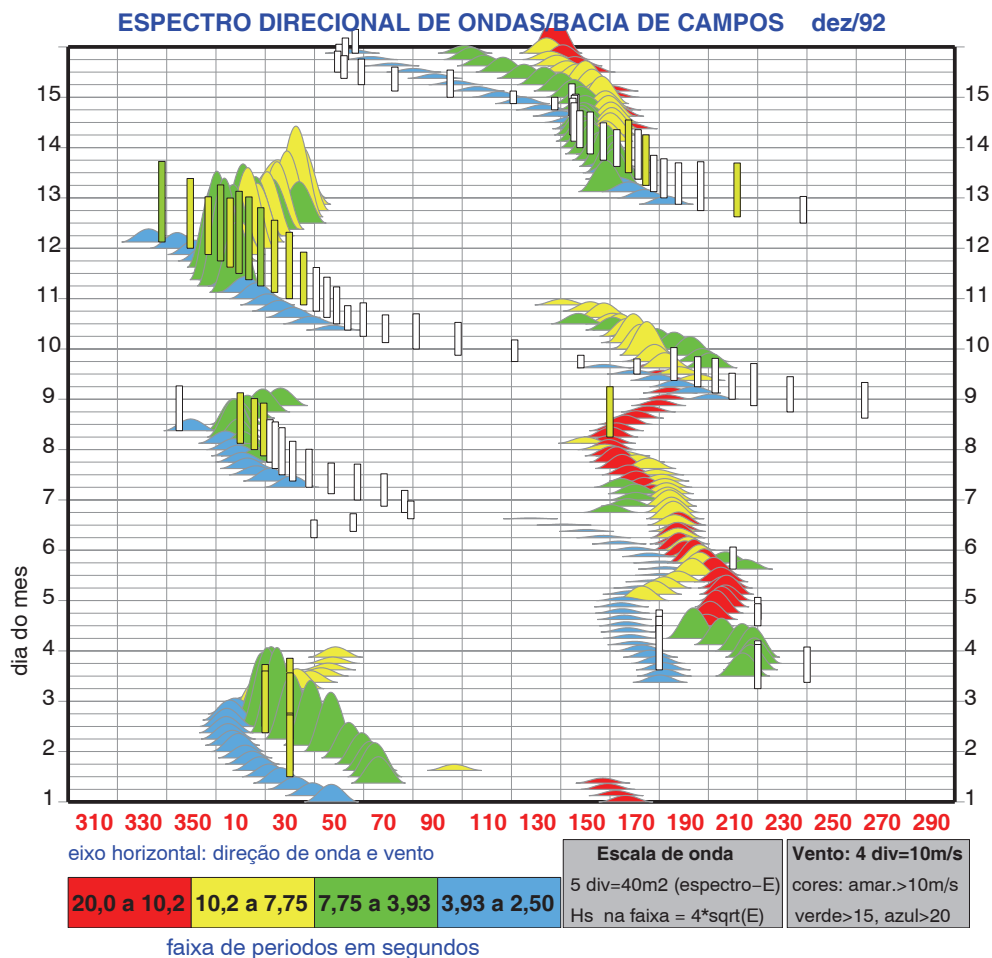


Figura 12 – Representação em PLEDS da maior ocorrência de H_s de mar de Bom Tempo – situação de pista de Norte em 12/12/1992.

A Figura 13 representa a segunda maior ocorrência de mar de Bom Tempo, conforme relacionado na Tabela 2 ($H_s = 3,46$ m), que também é uma situação com pista de Norte. Para essa ocorrência, observou-se que a direção da faixa de maior energia foi de 22° e T_p de 7,50 s (Tabela 2). O período de pico observado está representado pelos espectros de cor verde da Figura 13, correspondentes à faixa 3 de frequências (7,75 s a 3,93 s). Assim como o evento representado na Figura 12, essa condição de mar também ocorreu após a evolução de uma frente fria.

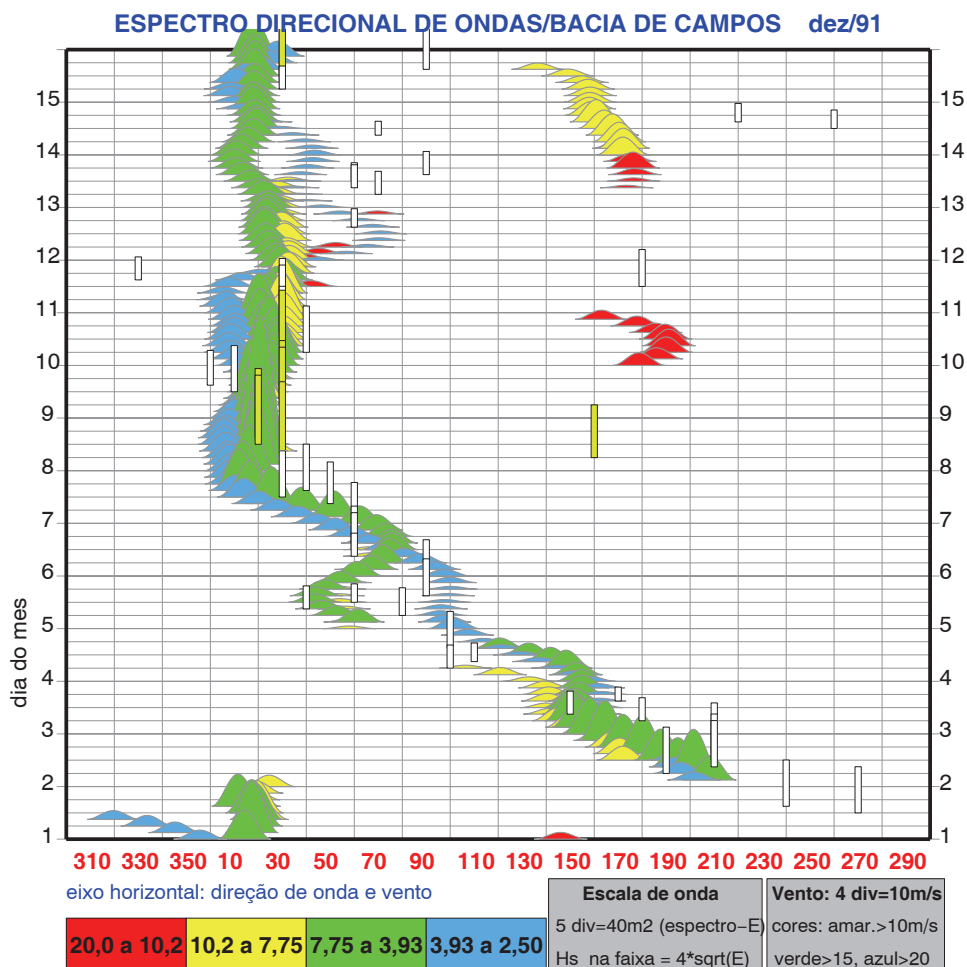


Figura 13 – Representação em PLEDS da segunda maior ocorrência de Hs de mar de Bom Tempo com pistas de NORTE.

Na Figura 14 são apresentados alguns resultados interessantes para a sub-categoria de Bom Tempo com pista de Norte, com dados referentes a situações consideradas estatisticamente independentes. Na Figura 14a encontra-se a plotagem dos valores de Hs das faixas de frequência 2 e 3 com vento concomitante, onde observa-se que as maiores intensidades de vento não estão associadas, necessariamente, às maiores alturas significativas de onda. Isto se deve ao fato de ainda haver limitação de pista, mesmo com ventos maiores de N (Cardoso Júnior, 2004).

Na Figura 14b nota-se que as ondas da faixa 2 (10,2 s a 7,75 s), apesar dos maiores períodos, têm menores alturas, devido à limitação de pista. Por outro lado, as ondas da faixa 3 (7,75 s a 3,93 s) são as que apresentam maiores valores de Hs.

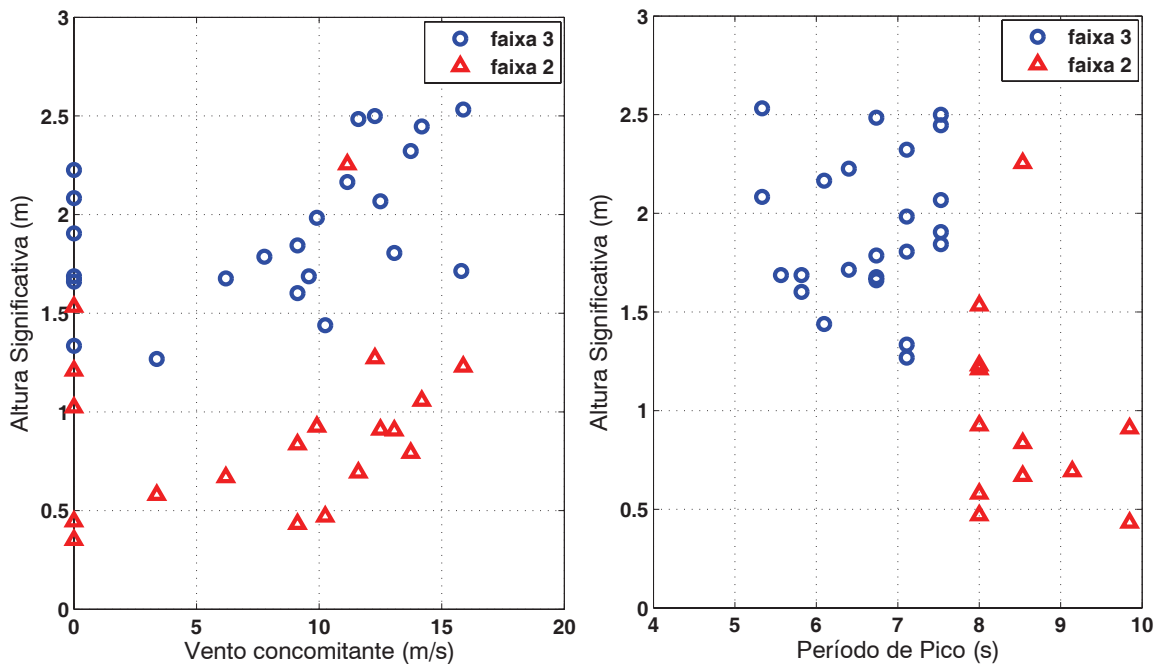


Figura 14– Situações de Bom Tempo com pista de NORTE. (a) Altura Significativa (H_s) versus Velocidade do vento; (b) Altura Significativa (H_s) versus Período de Pico (T_p).

3.1.2 – Situação de Bom Tempo – Sub-categoria com Intensificação do Vento N-NE

A intensificação do vento nas situações de BOM TEMPO se dá em condições muito especiais. Sendo assim, as ocorrências relacionadas a essa sub-categoria representam menos de 1% das situações classificadas como BOM TEMPO.

Os ventos fortes nessas situações ocorrem em geral com a aproximação das frentes frias e o aumento do gradiente entre as isóbaras, porém, na maioria das vezes, não chega a produzir ondas elevadas porque as pistas são reduzidas. Considerando somente os eventos estatisticamente independentes, evidencia-se que o aumento do vento não provoca, necessariamente, o aumento nem dos valores de H_s das ondas (Figura 15a) nem dos valores de T_p (Figura 15b), devido à limitação de pista.

Na seção anterior vimos que nos casos de pista de NORTE, os ventos podem estar ainda fortes ao final de uma frente. Mesmo em situações estáveis de Bom Tempo, há ocasiões de intensificação do vento possivelmente pelo reposicionamento do ASAS.

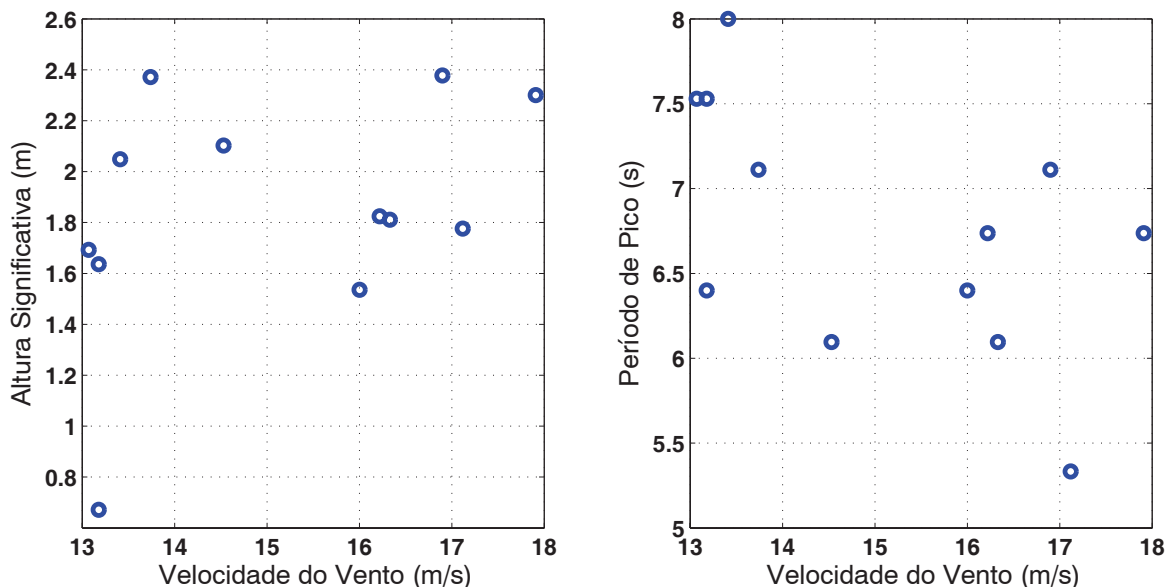


Figura 15– Situações de Intensificação do Vento N-NE: (a) Altura Significativa (H_s) versus Velocidade do vento; (b) Período de Pico (T_p) versus Velocidade do vento.

No exemplo da situação de mar representada na Figura 16 observa-se a intensificação do vento com a aproximação de um ciclone, por volta do dia 06/11/92, porém, sem aumentar de maneira significativa as alturas das ondas. Esse é o exemplo clássico de intensificação do vento, que ocorre frequentemente na Bacia de Campos, com rotação no sentido anti-horário e entrada de vento SW, como nesse caso, ou então de vento S.

Podem acontecer situações em que a classificação entre as sub-categorias de Bom Tempo não é tão clara, como mostrado na Figura 17. Nesta ocasião, o anticiclone já evoluiu há algum tempo, nota-se o mar local (sea) de alta frequência (representado pela cor azul) sendo gerado com direção de propagação correspondente à do vento e o quasi-sea com direção ligeiramente a leste e períodos um pouco maiores. É possível também perceber algum efeito de pista de N e ainda uma intensificação de NE.

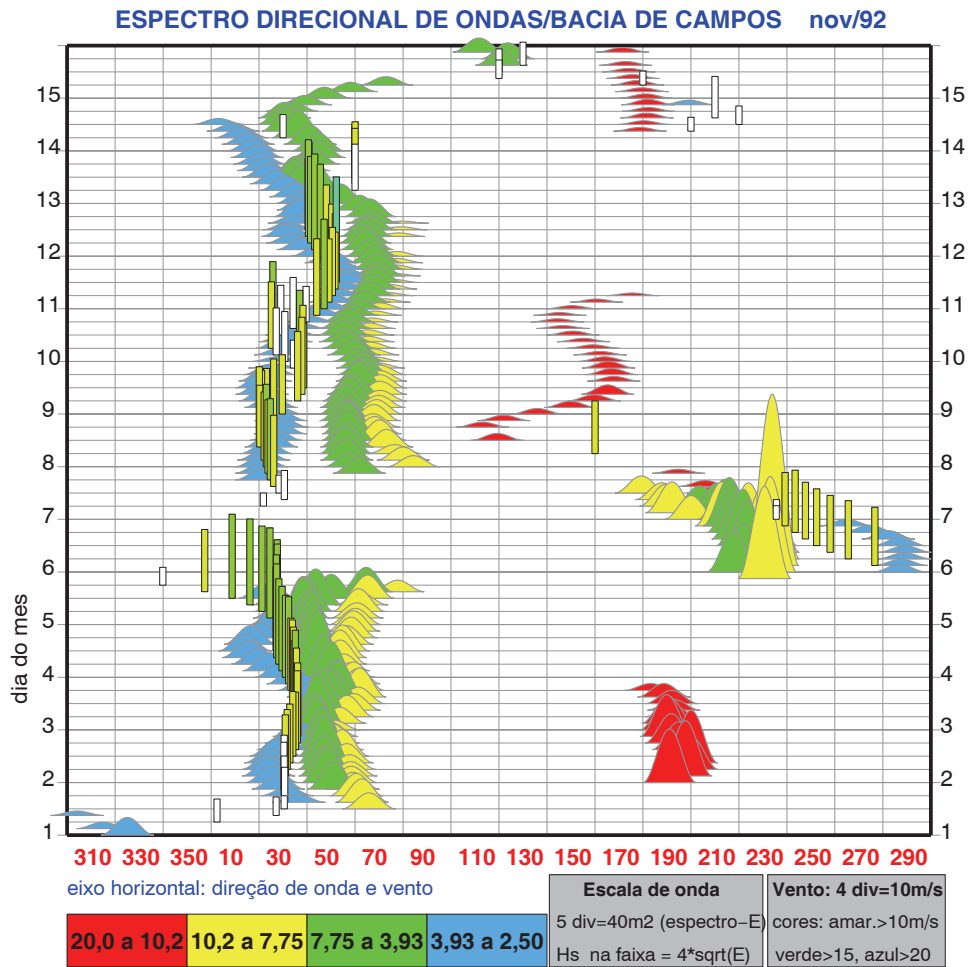


Figura 16 – Representação em PLEDS de mar de Bom Tempo com intensificação do vento, antes da entrada de frente fria.

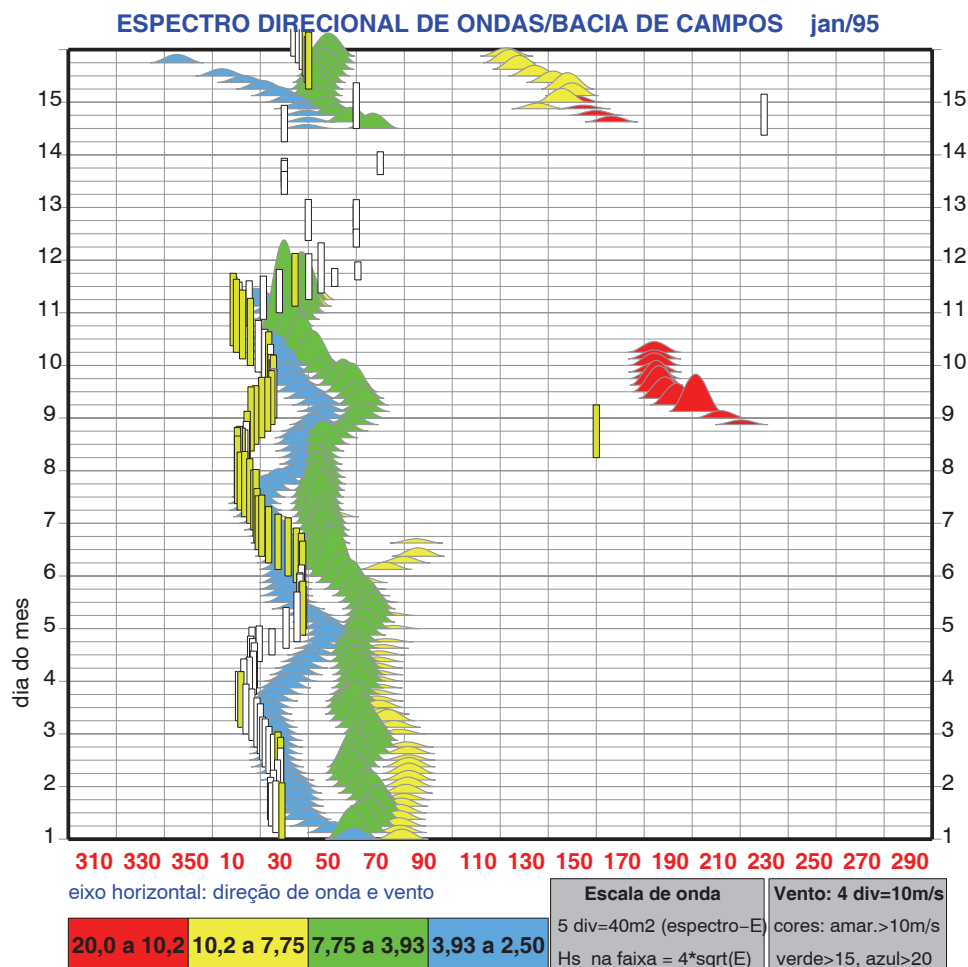


Figura 17 – Representação de mar de Bom Tempo com intensificação do vento, sem a ocorrência de grandes ondas.

3.1.3 – Situação de Bom Tempo – Sub-categoria com Ocorrência de Quasi-sea

A situação de *quasi-sea* é muito comum na Bacia de Campos, representando 51,89% das ocorrências de BOM TEMPO. Essa situação chama a atenção de quem sobrevoa a região e vê a chegada de uma ondulação mais de NE-E. A própria circulação do ASAS produz essas pistas maiores de NE-E e o resultado são ondas de T_p maior e H_s que pode também alcançar valores elevados, dependendo das características da pista de geração.

A Figura 18 ilustra esquematicamente a situação de mar de Bom Tempo com ocorrência de *quasi-sea*, simultaneamente à ocorrência de *sea*. Observa-se que há um vento de NE (em vermelho) que produz um mar local (*sea*) também de NE, na faixa de frequências 4 (3,93 s a 2,50 s).

Nota-se também que há um vento mais a NE-E (azul), produzido pela circulação do ASAS, que gera ondas que chegam ao ponto de medição (assinalado pelo ponto

preto na Figura 18) mais de NE-E. A essa onda chamou-se de *quasi-sea* (Violante-Carvalho, 1998; Violante-Carvalho e Parente, 1998), sendo representada pelas faixas 2 (7,75 s a 3,93) e 3 (10,2 s a 7,75 s). Trata-se de ondas geradas em pistas um pouco mais extensas do que o mar local (*sea*) tendo, conseqüentemente, períodos e alturas maiores. Vale ressaltar que na literatura se pode encontrar outras definições para o *quasi-sea*, como *quasi-swell* ou *swell* novo.

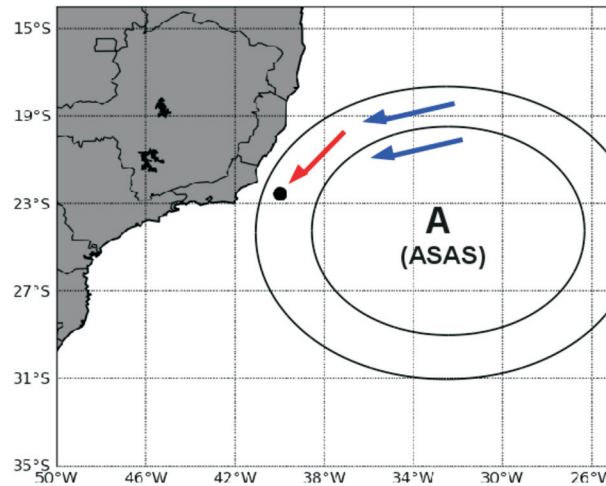


Figura 18 – Situação de sea e quasi-sea.

A Figura 19 representa uma situação de mar de Bom Tempo com ocorrência de *quasi-sea*, onde é possível identificar o mar local (*sea*), representado pela cor azul, com a direção da onda mais próxima da direção do vento. O mar local tem, geralmente, valores pequenos de H_s e T_p (abaixo de 7,50 s) e, no caso particular da Figura 19, o período é menor do que 4 s. Nota-se também a presença do *quasi-sea* (cor verde) mais para NE-E com maiores valores de T_p e H_s .

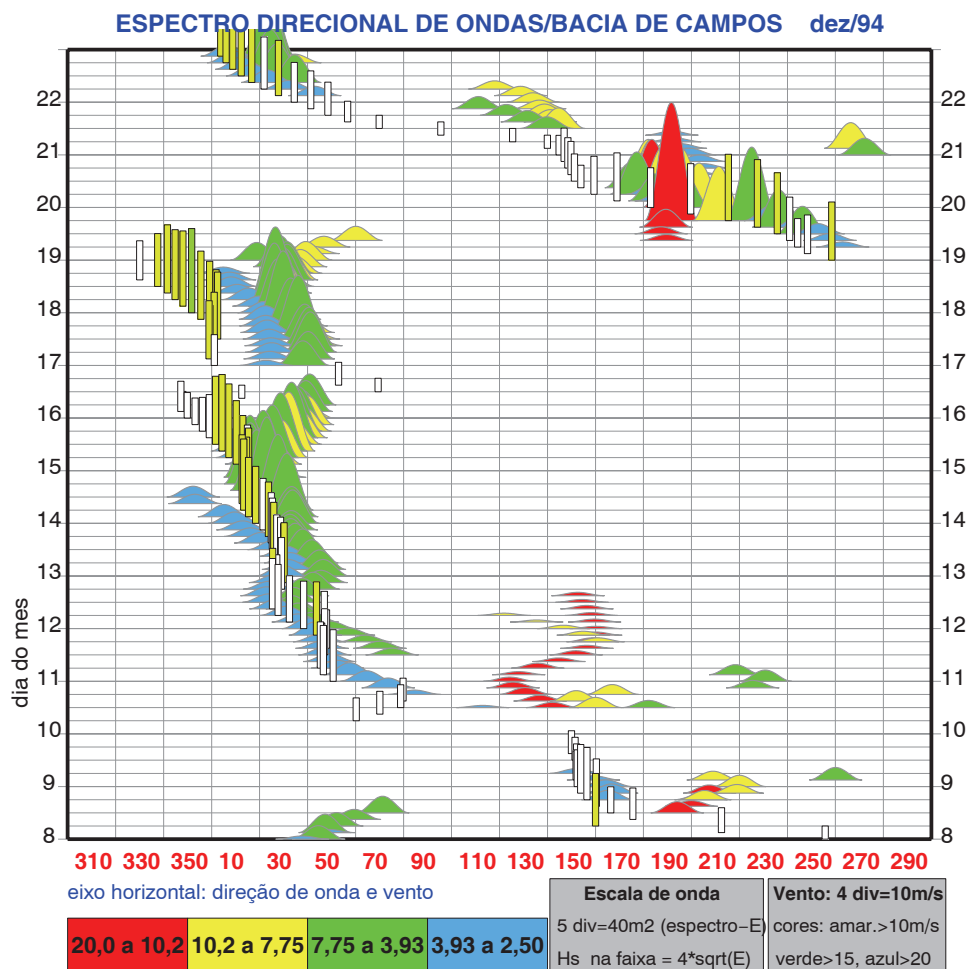


Figura 19 – Representação de situação de mar de Bom Tempo com ocorrência de *quasi-sea*.

Na Figura 20 é apresentada uma análise comparativa entre as ocorrências estatisticamente independentes das subcategorias *quasi-sea* e pista de Norte. Observa-se que os períodos são maiores para as situações de *quasi-sea*, sem que os valores de *Hs* sejam maiores (Figura 20a). Isto se deve, em grande parte, ao fato das pistas na situação de *quasi-sea*, que apesar de terem uma extensão espacial maior, possuem ventos pouco intensos se comparados à situação de pista de Norte. Como mostrado na Figura 20b, grande parte das ocorrências de *quasi-sea* apresentou ventos de intensidade menor que 10 m/s, ao passo que na maioria das ocorrências de pista de Norte o vento alcançou velocidades maiores que 10 m/s.

Nota-se na Figura 20c que os valores de direção da onda para a subcategoria pista de Norte concentram-se próximo de 0° (Norte), já as direções de *quasi-sea* variam principalmente entre 50° e 100°. Além disso, os valores de *Tp* são maiores para o *quasi-sea* (Figura 20d), visto que as pistas para essas situações são mais extensas, propiciando um maior desenvolvimento.

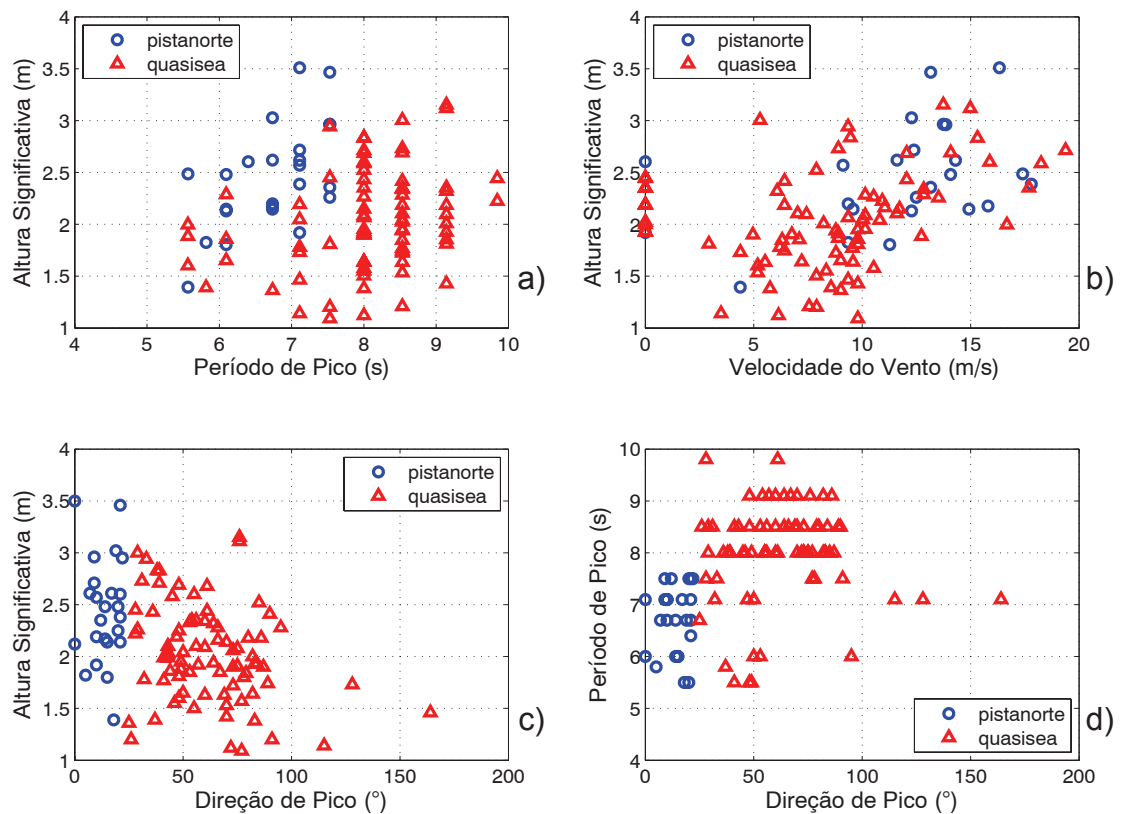


Figura 20 – Resultados de situação de quasi-sea e pista de Norte. (a) *Altura Significativa (H_s) versus Período de Pico (T_p)*; (b) *Altura Significativa (H_s) versus velocidade do vento*; (c) *Altura Significativa (H_s) versus direção de pico*; (d) *Período de Pico (T_p) versus direção de pico*.

Com o intuito de melhor caracterizar as ocorrências da categoria de BOM TEMPO, serão apresentadas as distribuições conjuntas de altura significativa, período de pico e direção de pico para todas as ocorrências classificadas como BOM TEMPO, não considerando o critério de independência estatística entre as amostras. Para tal análise, o intervalo de classe utilizado para a H_s foi de 0,5 m, para o T_p foi de 2 s e para a direção de pico foi 45°.

A Figura 21 mostra a distribuição conjunta H_s e direção de pico, sendo possível observar que as alturas de maior ocorrência estão entre 1 e 2 m com direção de pico espectral de 45° (quadrante NE), correspondendo a aproximadamente 15% das ocorrências totais. Nota-se que os valores mais altos de H_s têm preferencialmente direção de pico em torno de 0°, associados à sub-categoria Pista Norte, como já relatado.

São também observadas ocorrências com direção de pico acima de 90°, caracterizando situações de transição que ocorrem logo após a passagem de uma frente fria até o estabelecimento do BOM TEMPO de E-NE.

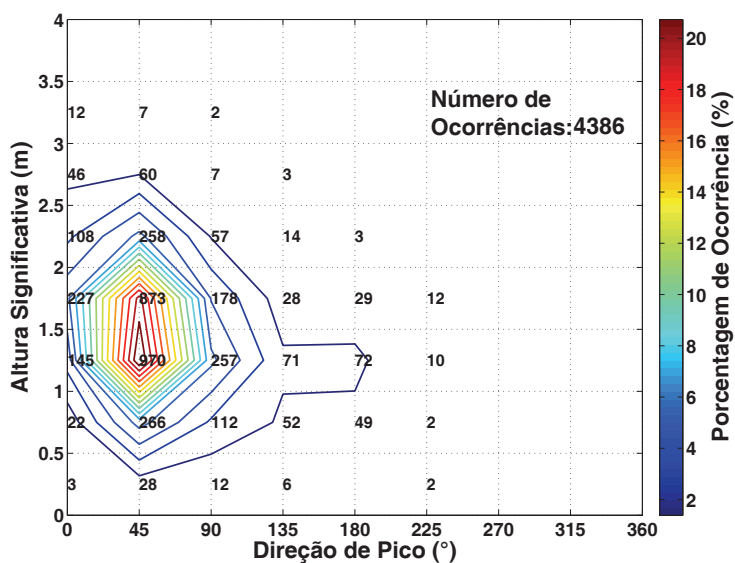


Figura 21 – Distribuição conjunta de altura significativa (H_s) e direção de pico (θ_p) para as ocorrências de BOM TEMPO.

Na Figura 22 está apresentada a distribuição conjunta entre o período e a direção de pico, na qual se evidencia que a classe de T_p de maior ocorrência é de 6 a 8 s com direção de pico de NE. Ao contrário do observado em termos de H_s , os maiores períodos estão associados principalmente a direções acima de 45°, correspondentes provavelmente ao *quasi-sea* gerado em decorrência da migração do ASAS.

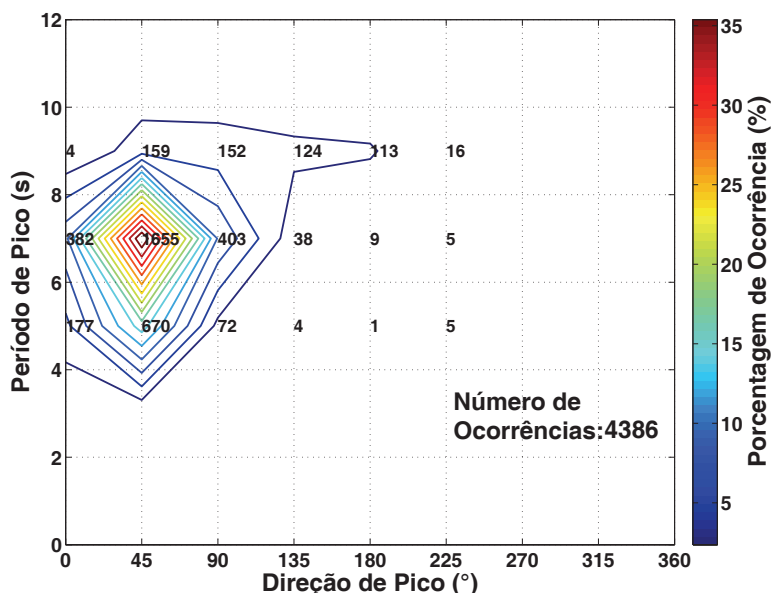


Figura 22 - Distribuição conjunta de período de pico (T_p) e direção de pico (θ_p) para as ocorrências de BOM TEMPO.

As ondas que caracterizam a situação de BOM TEMPO possuem em quase 15% das ocorrências H_s entre 1 e 2 m e T_p correspondentes de 6 a 8 s, tal como mostra a Figura 23. As maiores alturas também estão relacionadas principalmente a essa classe de períodos, já os maiores períodos possuem uma ampla ocorrência de alturas significativa.

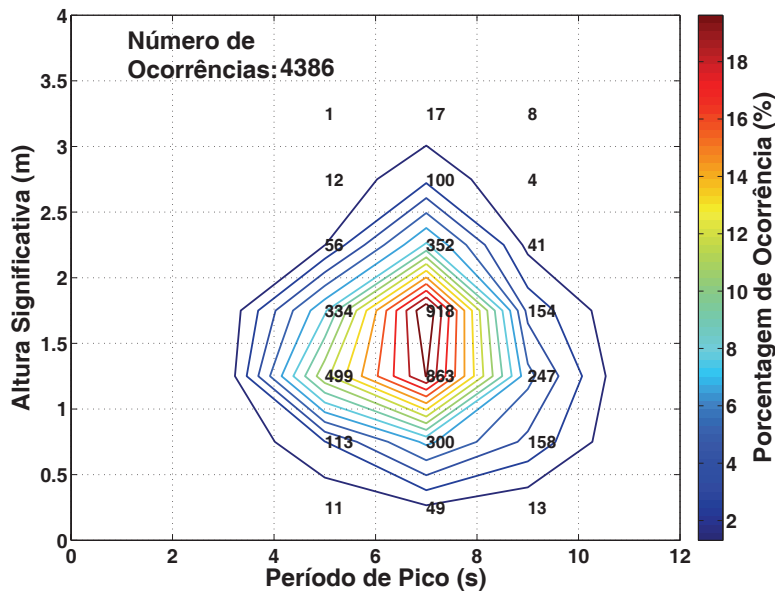


Figura 23 - Distribuição conjunta de altura significativa (H_s) e período de pico (T_p) para as ocorrências de BOM TEMPO.

3.2 - SITUAÇÕES DE BOM TEMPO COM SWELL DISTANTE

A Figura 24 mostra esquematicamente a situação de BOM TEMPO em que pode chegar à Bacia de Campos uma ondulação (*swell*) distante. Essa chegada pode ocorrer com a aproximação de uma frente fria antecedendo um ciclone ou anticiclone, quando a onda gerada se desloca mais rapidamente do que a frente fria e, portanto, chega à Bacia de Campos antes de ocorrer a inversão dos ventos provocada pela chegada da frente fria. A chegada do *swell* com condição de Bom Tempo pode ocorrer também quando este for gerado no sul do Atlântico Sul por um ciclone que não chega à Bacia de Campos.

Essa situação de mar ocorre em condição local de Bom Tempo, categoria detalhada no item 3.1, porém com a presença de uma ondulação (*swell*) distante. Foram identificados 2288 registros deste tipo de condição, significando que em 52,17% do registro total de BOM TEMPO (4386 registros) ocorreu também a presença de *swell* distante. Dessa forma, em 30,85% do total de dados medidos (7416 registros) ocorreu Bom Tempo com *swell* distante e em 28,29% ocorreu o Bom Tempo sem presença de *swell*, totalizando os 59,14% de Bom Tempo. Essas situações que configuram o Bom Tempo com *swell* distante foram estudadas por Coelho da Silva (2008).

Para a classificação como *swell* distante é preciso que a presença de energia na faixa de frequências 1 não seja confundida com a entrada de uma frente fria. Sendo

assim, são usados os seguintes os critérios para considerar a existência de um *swell* distante:

- Situação reinante previamente avaliada como de BOM TEMPO (item 3.1);
- Direção da faixa 1 maior do que 130° ;
- Diferença entre direção da faixa 1 e direção da faixa 3 maior do que 90° .

Considerando que a velocidade de propagação de uma onda em águas profundas, pela teoria linear, é dada por $c=1,56 T$ (em que c é a velocidade de fase da onda em m/s e T o período em segundos), é possível, em algumas situações, detectar uma chegada dispersiva, isto é, situação em que ondas com períodos maiores chegam primeiro. A detecção depende da distância do local de geração, do intervalo de observação e da resolução da análise (de frequência), entre outros fatores.

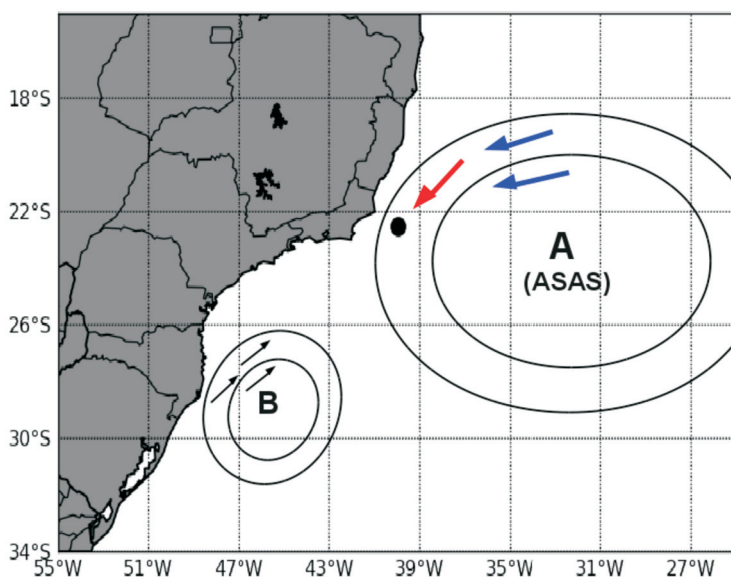


Figura 24 - Representação esquemática da situação de BOM TEMPO com *swell* distante.

A Tabela 3 mostra as 20 maiores ocorrências de BOM TEMPO com *swell*. Como já esclarecido anteriormente, para o cálculo das ocorrências máximas é necessário considerar valores estatisticamente independentes. Foram considerados 77 eventos estatisticamente independentes, que correspondem, em média, a pouco mais de 21 eventos por ano, ou quase 2 por mês.

A definição das colunas da Tabela 3 é a seguinte:

A = H_s de Bom Tempo com *swell* distante em metros;

B = T_p da faixa de maior energia em segundos;

C = Direção da faixa de maior energia em graus;

D = Intensidade do Vento em m/s;

E = Direção do Vento em graus;

F = Ano e mês da ocorrência (AA-MM);

G = Dia; Número da ocorrência no dia da medida (de 1 a 8, de 3 em 3 horas);

H = Número da ocorrência em ordem decrescente de altura.

Da mesma forma que na Tabela 2, nos casos em que o período de pico aparece com valor nulo, não houve pico definido na faixa correspondente e nos casos em que o valor de vento é nulo, não houve vento medido no evento.

Tabela 3 – Relação das 20 ocorrências com maiores Hs da categoria BOM TEMPO com swell distante.

A	B	C	D	E	F	G	H
3,64	14,20	213	2,40	343	92-05	18;2	1
3,42	16,00	206	10,90	47	95-02	21;1	2
3,38	16,00	217	5,50	62	92-03	25;0	3
3,32	9,80	154	8,00	94	94-03	10;3	4
3,19	11,60	201	4,30	20	91-12	29;4	5
2,94	12,80	210	0,00	24	92-07	21;0	6
2,93	11,60	189	8,70	30	93-02	23;4	7
2,75	9,10	141	9,30	72	91-05	15;5	8
2,68	14,20	188	0,20	289	92-06	11;7	9
2,38	12,80	215	6,00	330	91-07	13;7	10
2,36	9,80	157	4,90	16	92-05	6;0	11
2,25	12,80	187	6,80	50	95-01	20;0	12
2,22	11,60	136	5,50	62	92-12	16;1	13
2,17	8,50	127	4,30	0	92-03	4;3	14
2,16	12,80	202	7,90	80	92-11	20;3	15
2,12	14,20	173	0,60	285	91-08	11;6	16
2,09	9,10	159	4,90	18	94-05	13;7	17
2,08	16,00	190	0,00	0	92-09	2;7	18
2,05	12,80	188	7,10	56	92-10	11;7	19
2,04	14,20	198	11,60	31	92-11	2;2	20

A terceira maior ocorrência de situação de mar de Bom Tempo com chegada de swell distante na Bacia de Campos registrada nas medições está representada na Figura 25 e, conforme pode ser identificado nas cartas de reanálise da Figura 26, o swell foi gerado no sul do Atlântico Sul. Evidencia-se na Figura 25 que se trata de uma situação comum de Bom Tempo, quando há ocorrência de sea (direção 45° e faixa de frequências da cor azul) e quasi-sea (direção 85° e faixas de cor verde e amarela).

Observa-se na carta de reanálise do dia 22/03/1992 da Figura 26a que na porção sul do Atlântico Sul foi criada uma pista muito grande entre um ciclone e um anticiclone. Na carta do dia 25/03/1992 (Figura 26b), logo após a chegada do swell, observa-se que a situação na BC é típica de Bom Tempo com o ASAS prevalecendo. O valor de H_s do swell é de 3,38 m, do T_p é de 16 s e a direção de SW (como mostrado na Tabela 3).

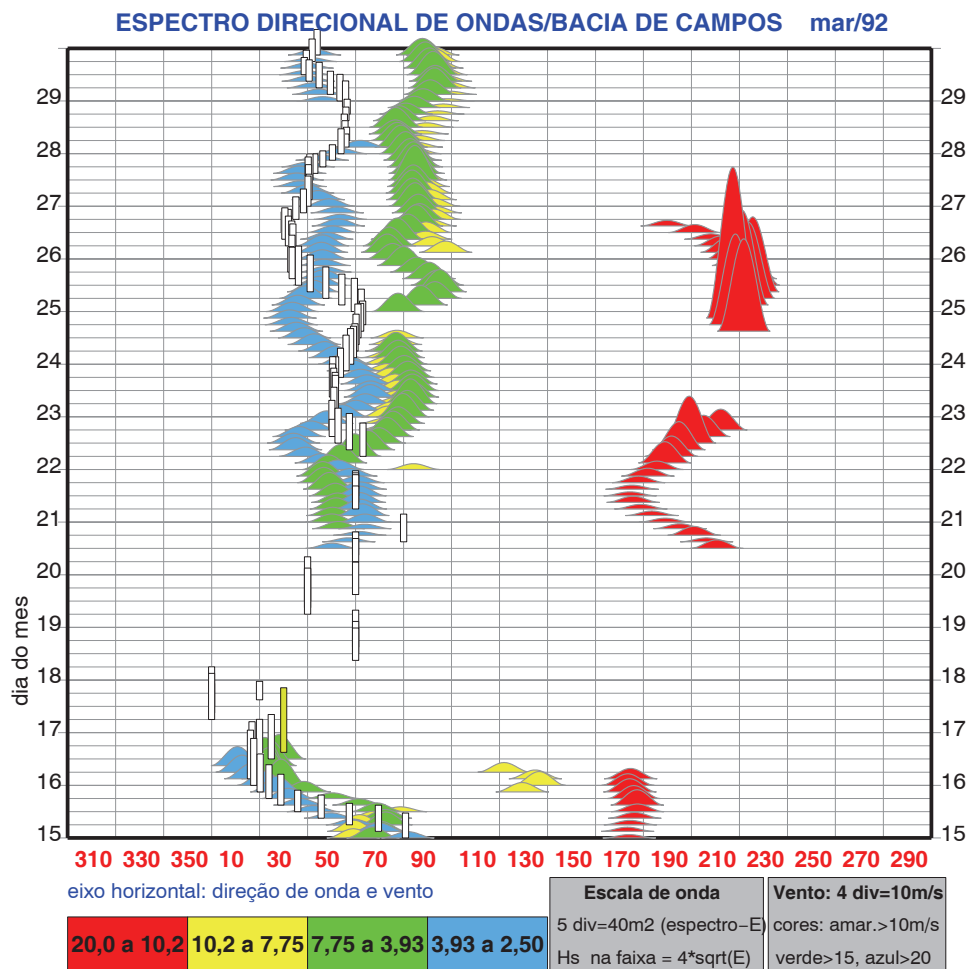


Figura 25 – Representação da maior ondulação de BOM TEMPO com swell distante registrada na Bacia de Campos durante o período de medição.

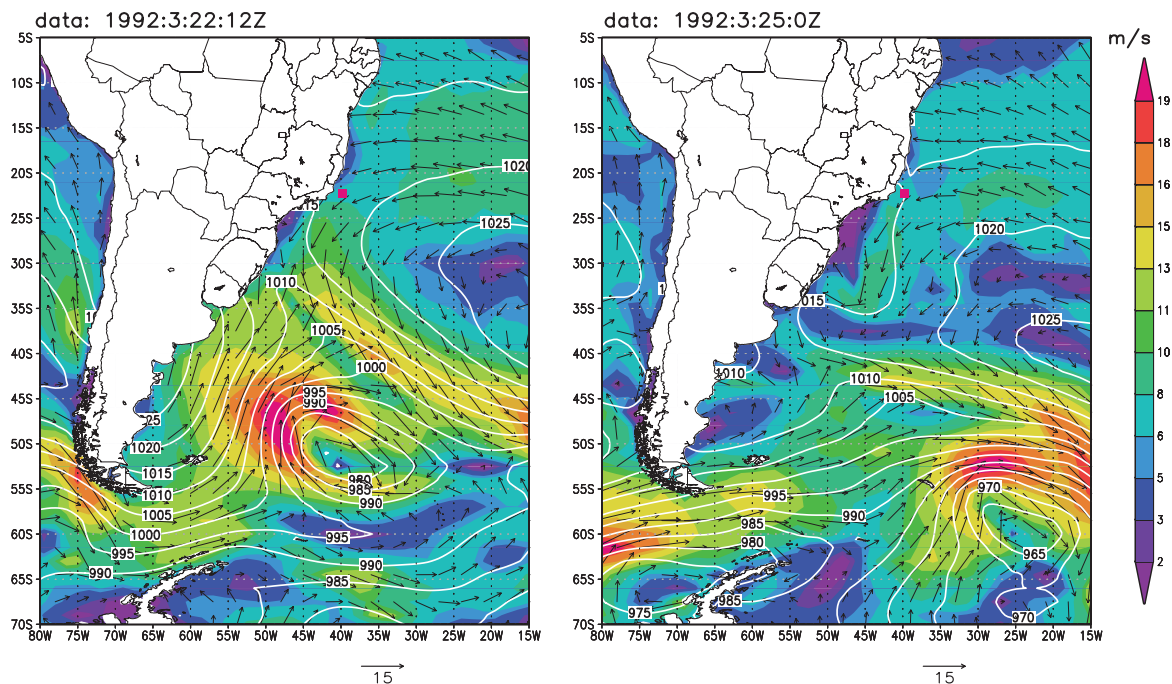


Figura 26 – Cartas de reanálise dos dias 22/03 com a geração do swell no sul e dia 25/03, com situação de Bom Tempo na Bacia de Campos.

A segunda maior ocorrência de *swell* distante com Bom Tempo na Bacia de Campos registrada nas medições, com H_s de 3,42 m (Tabela 3), é mostrada na Figura 27. Observa-se uma situação muito semelhante à representada na Figura 25, com a ocorrência simultânea do *swell* (cor vermelha), do *quasi-sea* e do mar local (*sea*) alinhado com o vento.

ESPECTRO DIRECIONAL DE ONDAS/BACIA DE CAMPOS fev/95

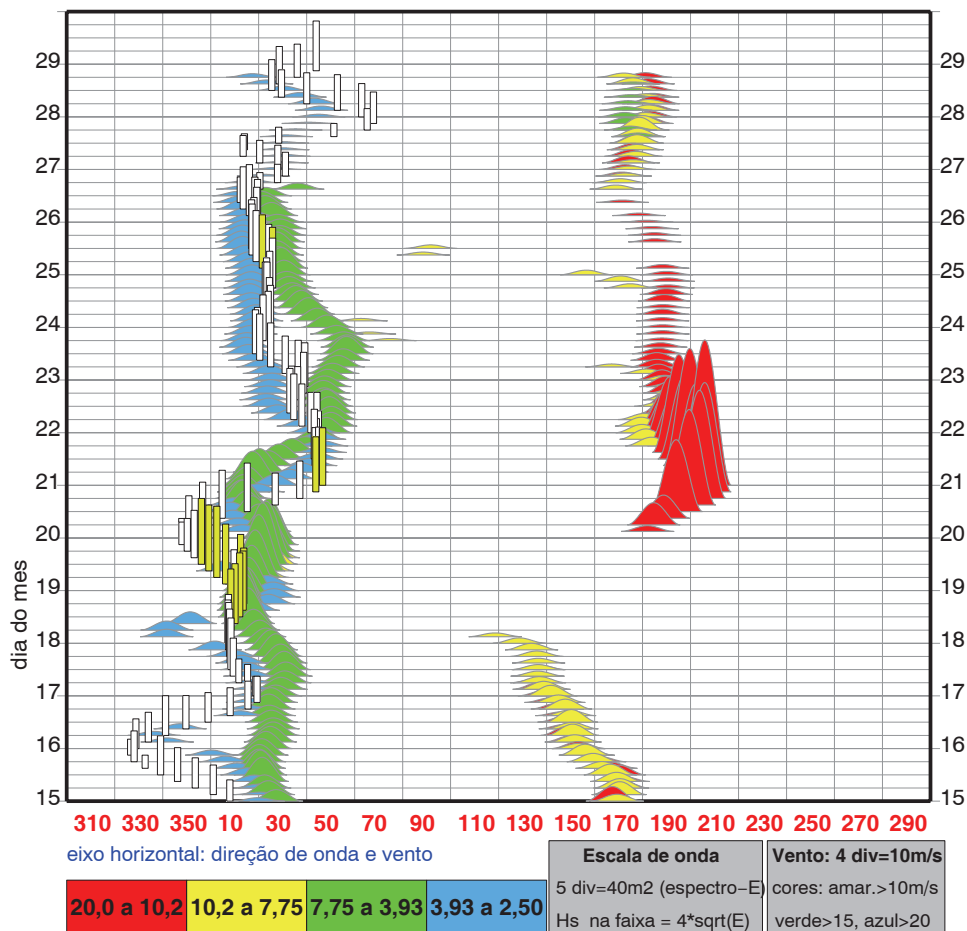


Figura 27 – Representação da segunda maior ocorrência de swell distante com Bom Tempo na Bacia de Campos registrada nas medições.

A Figura 28a mostra um gráfico de T_p versus H_s para swell distante, considerando somente as ocorrências estatisticamente independentes, onde se verifica fraca correlação entre o T_p e H_s , estando isso relacionado ao fato do swell ser gerado em diferentes regiões com diferentes pistas. Este fato reflete também na direção do swell que, como pode ser observado nas Figura 28b e c, não apresenta correlação com os valores de H_s e T_p .

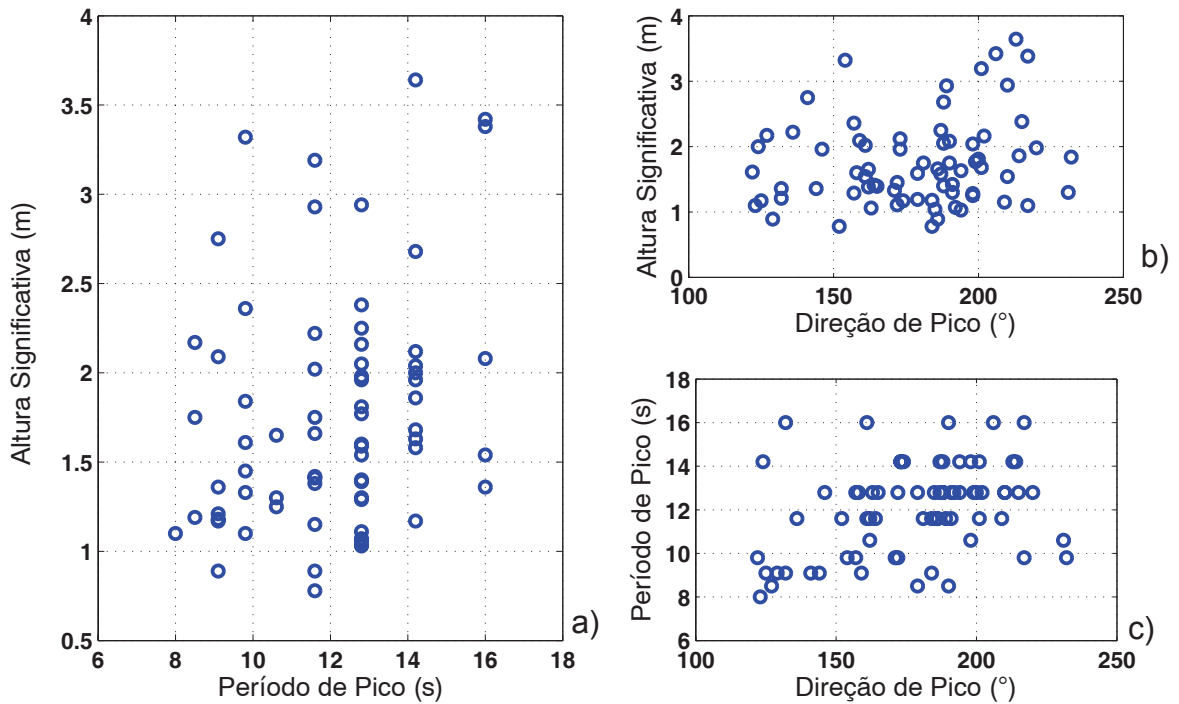


Figura 28 – Resultados de situação com swell distante. (a) Altura Significativa (H_s) versus Período de Pico (T_p); (b) Altura Significativa (H_s) versus Direção de Pico (θ_p) (c) Período de Pico (T_p) versus Direção de Pico (θ_p).

Na análise realizada anteriormente foram consideradas somente ocorrências estatisticamente independentes, no entanto, optou-se também por confeccionar gráficos de distribuições conjuntas entre os parâmetros analisados considerando todas as ocorrências de BOM TEMPO com swell distante, como é mostrado da Figura 29 até a Figura 31.

Na distribuição conjunta entre H_s e direção de pico apresentada na Figura 29 observa-se que em aproximadamente 25% das ocorrências os valores de H_s estão entre 0,5 e 1 m com direção de pico espectral do quadrante S. Contudo, como já mencionado, não se observa correlação entre os valores de H_s e θ_p das ondas devido ao fato do swell, normalmente, ser gerado em diferentes regiões.

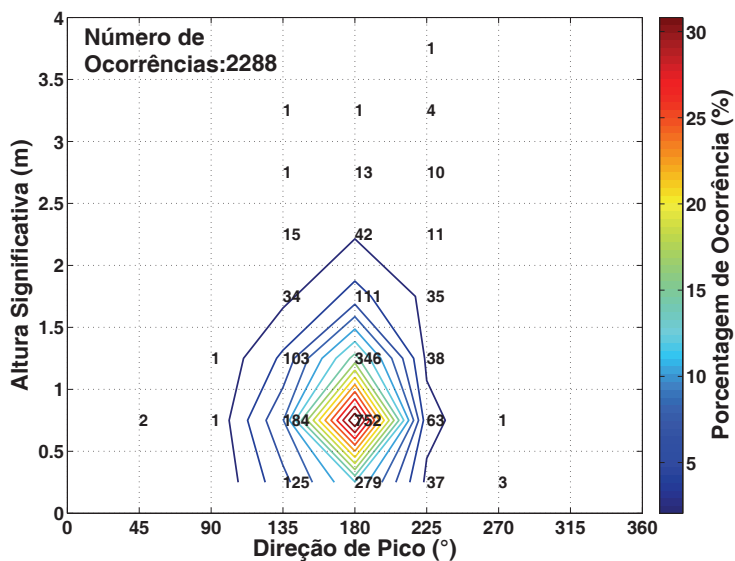


Figura 29 - Distribuição conjunta de altura significativa (H_s) e direção de pico (θ_p) para as ocorrências de BOM TEMPO com swell distante.

A classe de T_p de maior ocorrência para a situação de BOM TEMPO com swell distante é de 10 e 12 s, correspondendo à aproximadamente 20% das ocorrências, com direção de pico de S (Figura 30). Observa-se também grande ocorrência da classe de 14 a 16 s, com aproximadamente 18% e direção de pico de S.

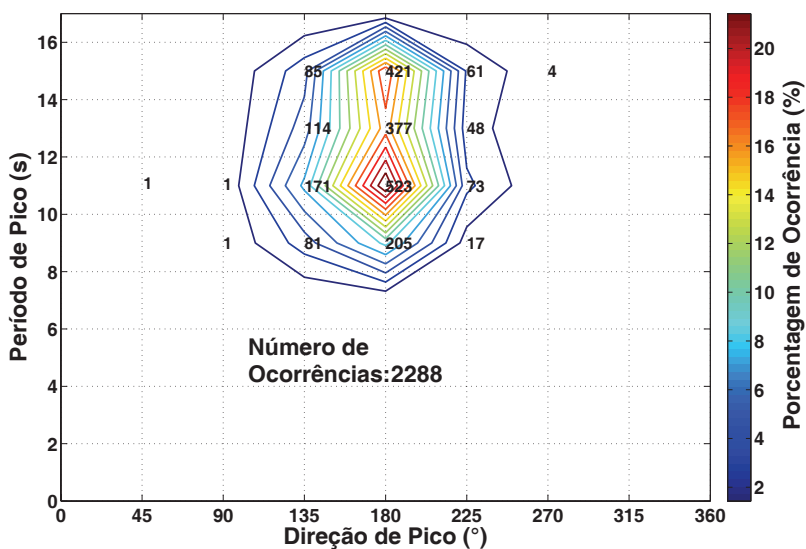


Figura 30 - Distribuição conjunta de período de pico (T_p) e direção de pico (θ_p) para as ocorrências de BOM TEMPO com swell distante.

Em relação à distribuição conjunta entre H_s e T_p , evidencia-se que em quase 16% das ocorrências a classe de H_s dominante (0,5 a 1 m) está relacionada a valores de T_p entre 10 e 12 s.

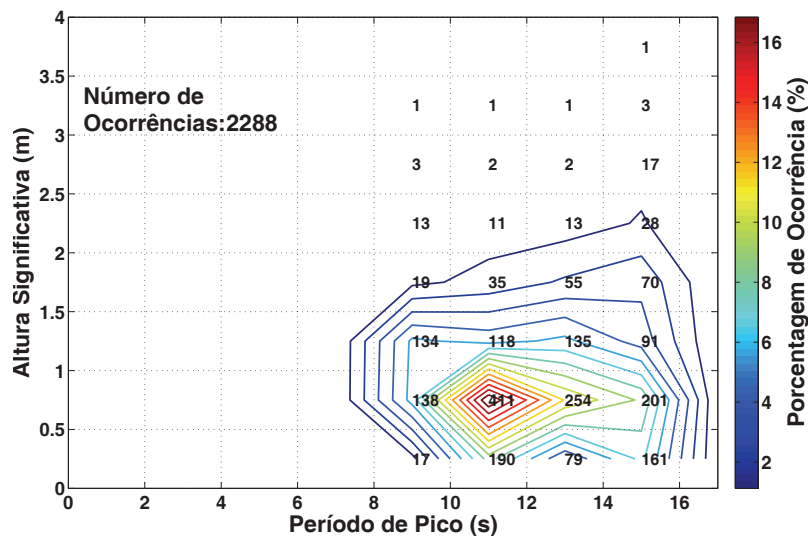


Figura 31 - Distribuição conjunta de altura significativa (H_s) e período de pico (T_p) para as ocorrências de BOM TEMPO com swell distante.

3.3 - SITUAÇÕES DE MAU TEMPO - SE/ANTICICLONES

As situações de MAU TEMPO são as que causam ondas mais severas na Bacia de Campos. São classificadas em MAU TEMPO – SE/Anticiclones, apresentadas neste item, e MAU TEMPO – SW/Ciclones, apresentadas no item seguinte.

A situação de MAU TEMPO – SE/Anticiclone designa a entrada de um anticiclone (alta migratória ou pós-frontal) na Bacia de Campos, em que o anticiclone produz, em geral, ventos e ondas que evoluem de S-SE para E, e depois até NE-N, no processo de fusão com o ASAS. Os exemplos de plotagem PLEDS vão ilustrar essas situações. Com a aproximação da frente fria os ventos rondam de NE-N para NW, W e finalmente S (ver Figura 11b2). Foram detectados 2110 casos de Mau Tempo com anticiclone de SE, o que corresponde a um percentual de ocorrências de 28,45% do total de 7416 registros.

A Tabela 4 mostra as 20 maiores ocorrências de H_s de MAU TEMPO – SE/Anticiclones. Para o cálculo das ocorrências máximas é necessário considerar valores estatisticamente independentes, dessa forma, para cada ocorrência de uma situação característica como entrada de anticiclone ou ciclone toma-se o valor máximo de H_s do evento ocorrido. Foram considerados 54 eventos como estatisticamente independentes.

As colunas da Tabela 4 significam:

A = H_s de Mau Tempo – SE em metros;

B = T_p da faixa de maior energia em segundos;

C = Direção da faixa de maior energia em graus;

D = Intensidade do Vento em m/s;

E = Direção do Vento em graus;

F = Ano e mês da ocorrência (AA-MM);

G = Dia; Número da ocorrência no dia da medida (de 1 a 8, de 3 em 3 horas);

H = Número da ocorrência em ordem decrescente de altura.

Tabela 4 - Relação das 20 ocorrências com maiores Hs da categoria de MAU TEMPO – SE/anticiclones.

A	B	C	D	E	F	G	H
4,45	12,80	155	10,50	127	94-03	8;3	1
4,25	12,80	165	14,50	225	94-08	7;4	2
4,10	11,60	171	8,00	119	94-04	10;0	3
4,03	12,80	146	0,00	0	91-11	3;1	4
3,84	10,60	167	7,70	148	91-09	2;4	5
3,43	8,50	177	8,70	120	92-07	10;6	6
3,38	11,60	139	2,70	155	95-01	24;5	7
3,38	11,60	184	7,20	159	94-12	20;3	8
3,28	8,50	154	8,20	116	91-08	14;2	9
3,28	8,50	171	10,50	130	92-03	3;6	10
3,14	8,50	164	10,70	123	92-09	8;2	11
3,11	11,60	188	8,00	175	94-11	21;2	12
3,09	10,60	104	11,70	173	92-09	27;0	13
3,09	9,80	132	10,00	130	91-08	17;3	14
3,08	8,00	161	9,60	206	91-04	20;4	15
3,06	9,10	110	9,50	170	94-03	3;6	16
3,01	11,60	149	0,10	124	92-06	16;1	17
2,98	12,80	173	9,50	84	91-05	15;0	18
2,95	8,50	190	10,10	175	94-09	27;6	19
2,95	12,80	190	3,70	154	91-05	13;1	20

Na Figura 32 é mostrada a representação em PLEDS de um caso de situação de Mau Tempo com anticiclone de SE na Bacia de Campos, com ondas de Hs de 4,45 m e Tp de 12,8 s (ver Tabela 4). Observa-se na figura que o vento passa para S/SE por volta do dia 4/03/94, gerando ondas de S/SE em todas as faixas de frequência.

A Figura 33 representa uma situação interessante e muito comum na Bacia de Campos, em que há a evolução lenta de um anticiclone de S/SE para E, a partir do dia 8, até chegar à direção NE, por volta do dia 17, configurando uma situação de Bom Tempo.

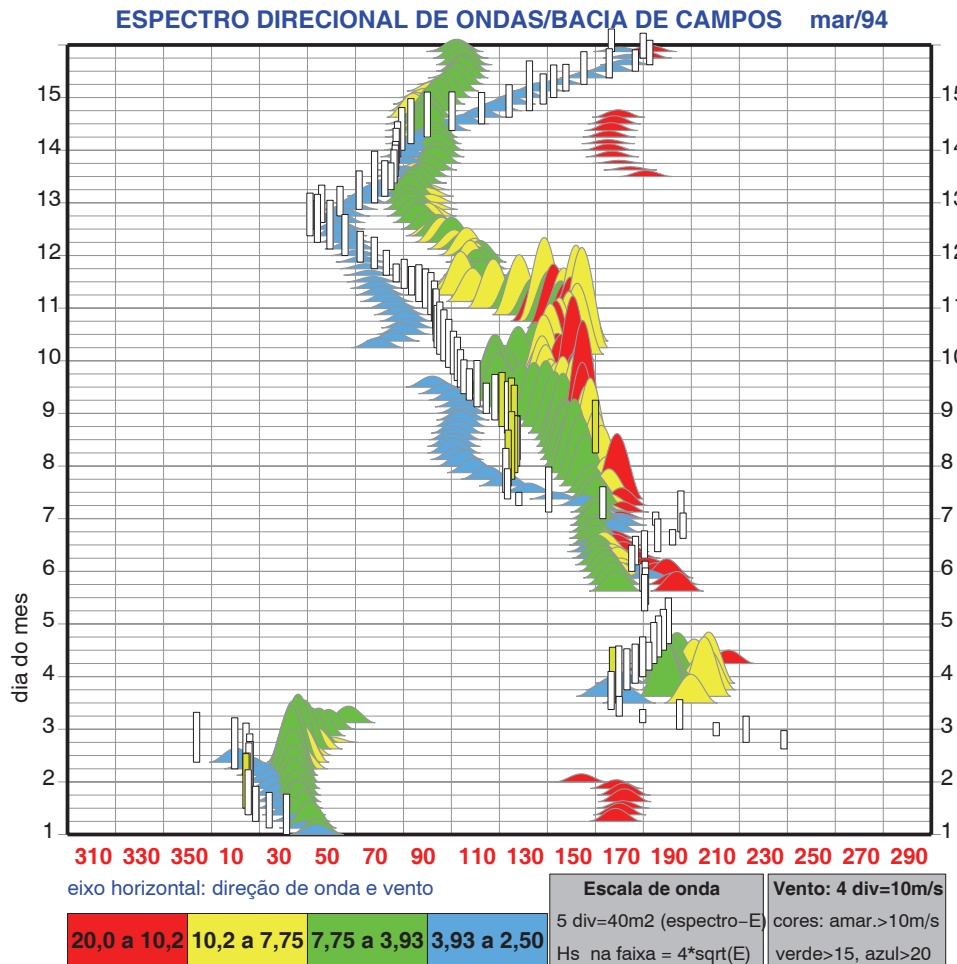


Figura 32 – Representação em PLEDS da evolução de mar de situação de Mau Tempo - SE/Anticiclone na Bacia de Campos.

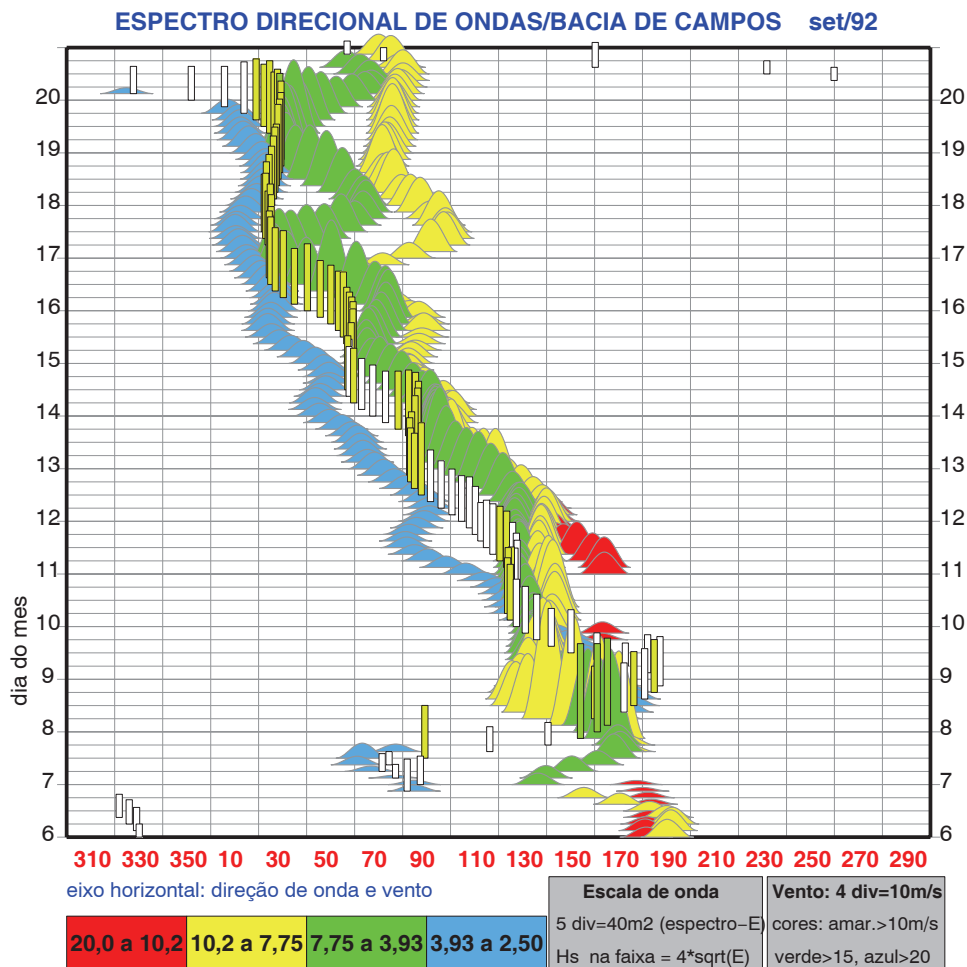


Figura 33 – Representação em PLEDS de evolução muito lenta de mar de Mau Tempo – SE/Anticiclone na Bacia de Campos.

Considerando os eventos estatisticamente independentes, a Figura 34a mostra um gráfico de T_p versus H_s para essa situação de mar, onde se vê que há uma distribuição bem uniforme de valores. Nas Figura 34b e 33c verifica-se uma baixa correlação entre a direção da onda e H_s e T_p , mostrando que não existe uma direção preferencial de geração das ondas nessas situações.

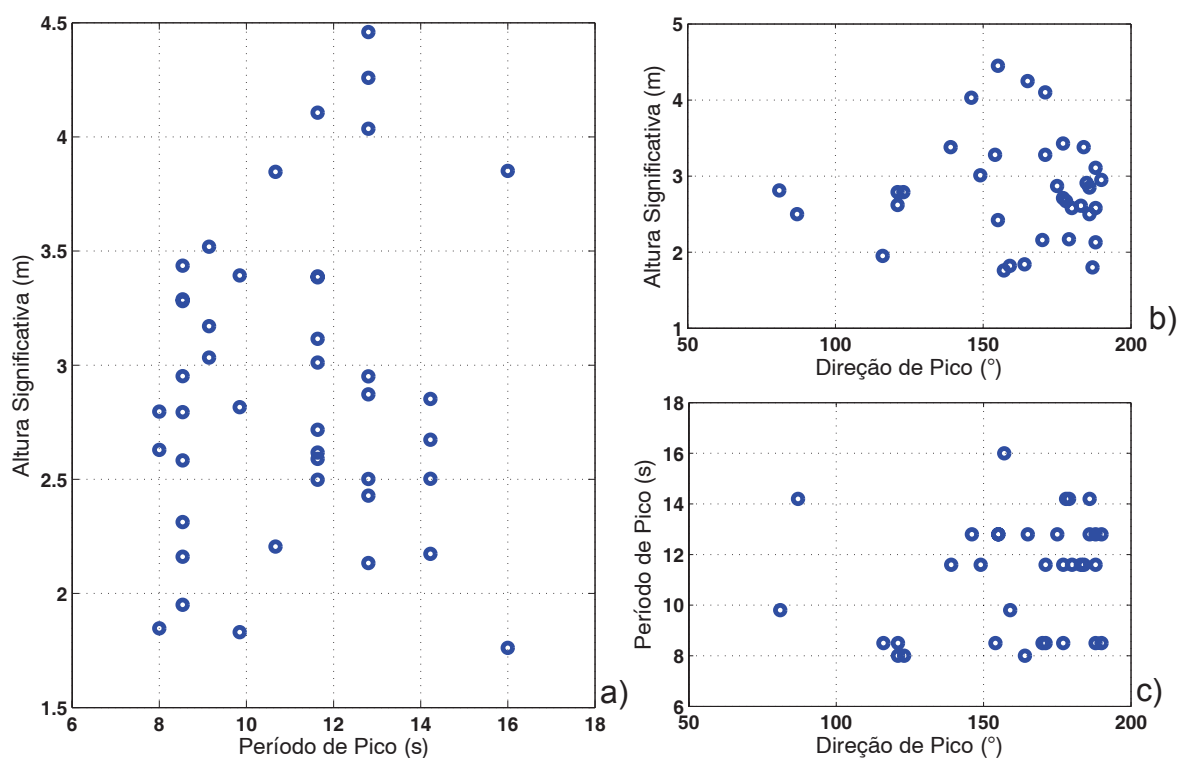


Figura 34 – Resultados da situação MAU TEMPO – SE/Anticiclone. (a) Altura Significativa (H_s) versus Período de Pico (T_p); (b) Altura Significativa (H_s) versus Direção de Pico (θ_p); (c) Período de Pico (T_p) versus Direção de Pico (θ_p).

Considerando todos os eventos da categoria MAU TEMPO – SE, têm-se as distribuições conjuntas mostradas da Figura 35 até a Figura 37. Observa-se que os valores de H_s de maior ocorrência pertencem a classe de 1,5 a 2 m e são provenientes principalmente dos quadrantes S e SE (Figura 35). No entanto, evidencia-se que, no geral, as alturas significativas estão associadas a um amplo intervalo de direções de pico, fato que está relacionado à migração da alta pressão ao longo da costa brasileira produzindo pistas que rondam de S-SE à E-NE. A Figura 33 ilustra um exemplo claro dessa evolução direcional das pistas geradas pelos anticiclones.

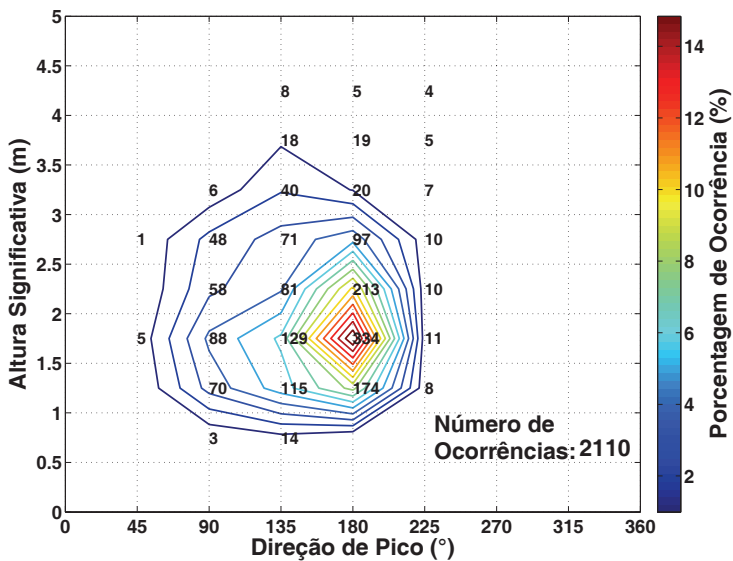


Figura 35 - Distribuição conjunta de altura significativa (H_s) e direção de pico (θ_p) para as ocorrências de MAU TEMPO-SE.

Em termos de período de pico (Figura 36), nota-se dois picos de maior ocorrência, o primeiro de 8 a 10 s e o segundo de 10 a 12 s. Os períodos acima de 10 s possuem direção de pico principalmente de S-SE, mostrando uma preferência direcional para as ondas com maiores períodos. Por outro lado, os menores períodos, classe de 8 a 10 s, estão associados a uma faixa de direções de pico maior, o que também é reflexo da migração da alta pressão. Sobre isso, observa-se que conforme a alta pressão se desloca para E-NE e, conseqüentemente, vai perdendo energia, as pistas que se formam ao longo dessa migração geram ondas com período de pico menor, como pode ser observado no exemplo da Figura 33.

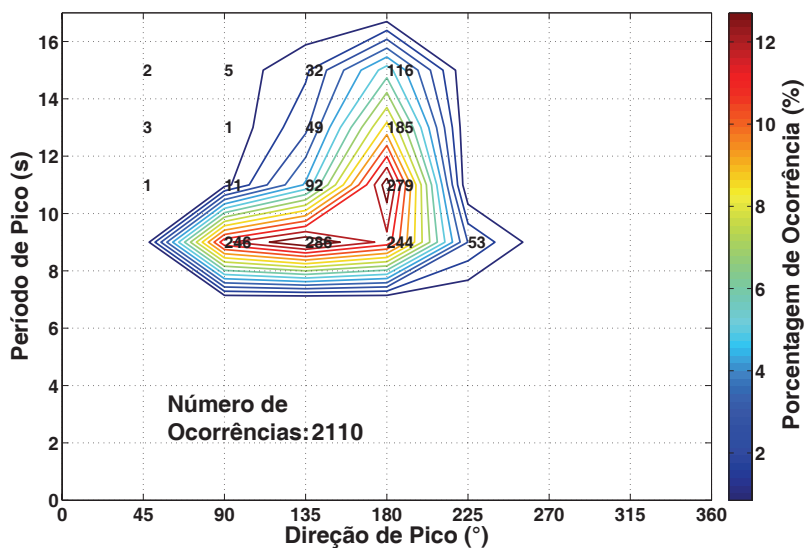


Figura 36 - Distribuição conjunta de período de pico (T_p) e direção de pico (θ_p) para as ocorrências de MAU TEMPO-SE.

A Figura 37 mostra a distribuição conjunta entre H_s e T_p . Evidencia-se que a classe de H_s de maior ocorrência, de 1,5 a 2 m, está associada a períodos entre 8 e 10 s.

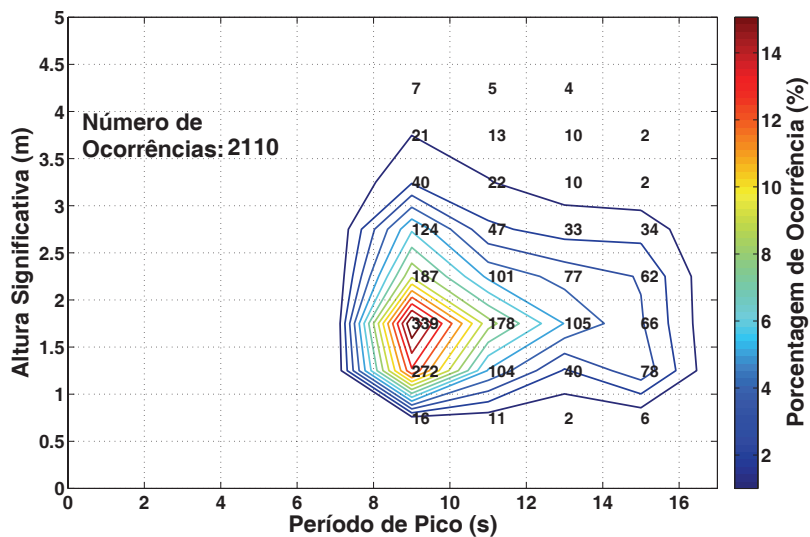


Figura 37 - Distribuição conjunta de altura significativa (H_s) e período de pico (T_p) para as ocorrências de MAU TEMPO-SE.

3.4 - SITUAÇÕES DE MAU TEMPO – SW/CICLONES

Esta categoria está associada à entrada de um ciclone na Bacia de Campos que, quase sempre, é proveniente de SW trazendo nebulosidades e chuvas. O cenário típico dessa situação está ligado aos centros de baixa pressão que se deslocam sobre o litoral do Estado do Rio de Janeiro configurando as frentes frias comumente noticiadas por jornais e revistas. De acordo com o capítulo sobre Meteorologia da Bacia de Campos, a geração e a trajetória dessas frentes frias têm sido frequentemente estudadas pelos meteorologistas, como, por exemplo, Campos (2009), que estudou essas trajetórias comparando também os dados de ondas medidos na BC com os calculados pelo modelo WW3 (Tolman, 2009).

O número total de ocorrências de situações de MAU TEMPO-SW foi de 920, que corresponde a 12,41% do total de 7416 observações. Considerando apenas os eventos estatisticamente independentes, a Tabela 5 mostra as 20 maiores ocorrências de MAU-TEMPO – SW, num total de 56 eventos.

A definição das colunas da Tabela 5 é a seguinte:

A = H_s de Mau Tempo - SW em metros;

B = T_p da faixa de maior energia em segundos;

C = Direção da faixa de maior energia em graus;

D = Intensidade do Vento em m/s;

E = Direção do Vento em graus;

F = Ano e mês da ocorrência (AA-MM);

G = Dia; Número da ocorrência no dia da medida (de 1 a 8, de 3 em 3 horas);

H = Número da ocorrência em ordem decrescente de altura.

Tabela 5 – Relação das 20 ocorrências com maiores Hs da categoria de MAU TEMPO –SW/ ciclones.

A	B	C	D	E	F	G	H
6,40	14,20	212	0,00	0	92-08	25;2	1
5,67	11,60	211	17,10	37	94-07	10;1	2
5,23	16,00	201	3,10	89	94-06	29;7	3
5,23	11,60	215	8,20	224	94-06	26;7	4
5,08	16,00	212	0,00	194	92-06	12;2	5
4,95	16,00	208	6,00	188	91-04	21;2	6
4,80	16,00	225	3,10	171	92-05	21;3	7
4,68	9,10	216	13,70	182	94-11	20;3	8
4,55	12,80	219	0,00	0	92-07	17;4	9
4,53	14,20	218	10,10	156	94-04	9;1	10
4,51	14,20	202	12,80	125	94-10	30;6	11
4,46	12,80	213	7,60	199	91-08	3;6	12
4,42	16,00	191	9,10	140	94-04	24;6	13
4,38	11,60	192	12,60	215	94-12	19;7	14
4,26	0,00	220	13,10	220	94-08	5;2	15
4,24	9,80	207	10,70	183	94-09	9;7	16
4,07	12,80	211	3,90	150	91-07	12;7	17
3,90	14,20	215	3,50	160	92-11	19;3	18
3,90	12,80	202	0,00	120	92-05	16;0	19
3,78	8,00	217	3,70	160	94-08	25;1	20

Na Figura 38 está representada a situação de mar de Mau Tempo SW/Ciclone, que foi a situação mais severa medida na campanha de 1991 a 1995, com Hs de 6,40 m e Tp de 14,20 s, no dia 25/08/1992. A Figura 39 mostra os campos de vento da reanálise do ECMWF dos dias 24 e 25/08 de 1992, onde pode ser identificado o ciclone que gerou as condições severas de mar representadas na Figura 38.

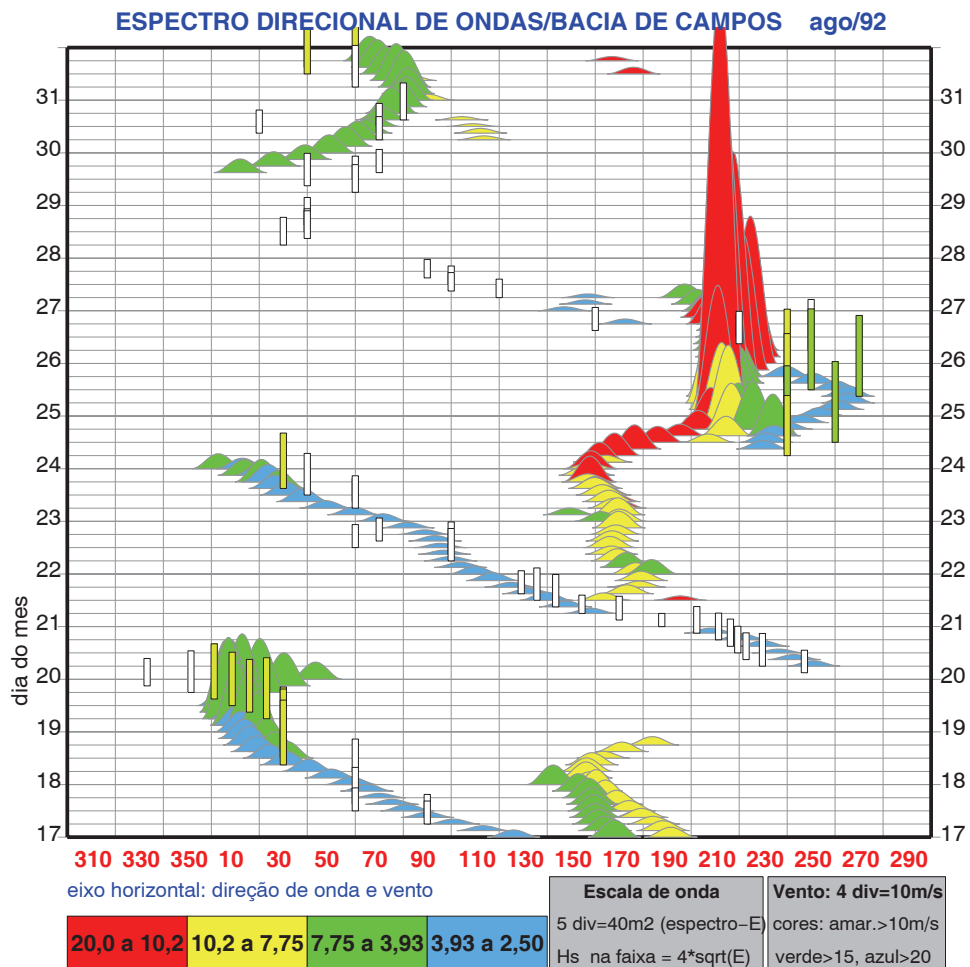


Figura 38 – Representação em PLEDS de uma situação de mar de Mau Tempo - SW/Ciclone, com a chegada de um ciclone na Bacia de Campos em 25/08/92; com Hs de 6,40 metros.

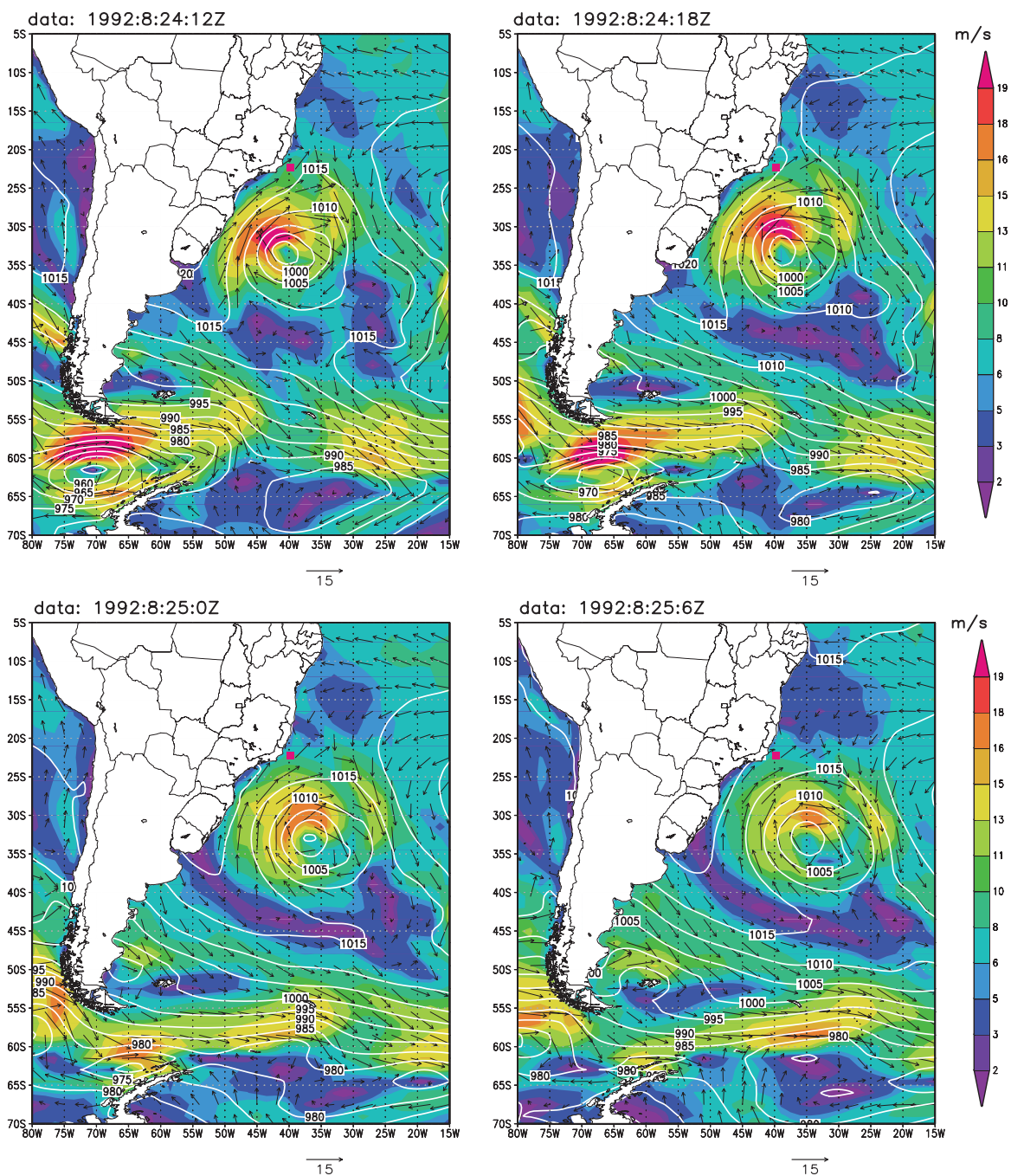


Figura 39 – Campos de vento de reanálise do ECMWF para os dias 24 e 25/08 de 1992, com destaque para o ciclone que gerou ondulações de SW para a Bacia de Campos (o quadrado vermelho indica o ponto de medição da boia).

A Figura 40 representa a terceira pior situação de mar registrada nos dados de 1991 a 1995, classificada também como Mau Tempo – SW/Ciclone. Ela ocorreu no mês de junho de 1994, com H_s de 5,23 m e T_p de 16,0 s.

Na Figura 41a é apresentado um gráfico de T_p versus H_s comparando os valores para as categorias Mau Tempo - SE e Mau Tempo - SW, considerando somente

os eventos estatisticamente independentes. Observa-se que os ciclones de SW produzem ondas com maiores valores de T_p e H_s . Em relação aos valores de H_s , nota-se que as maiores alturas ocorrem preferencialmente entre 200° e 220° , direção de entrada dos ciclones (Figura 41b). Por outro lado, os maiores períodos não parecem ter direção preferencial (Figura 41c).

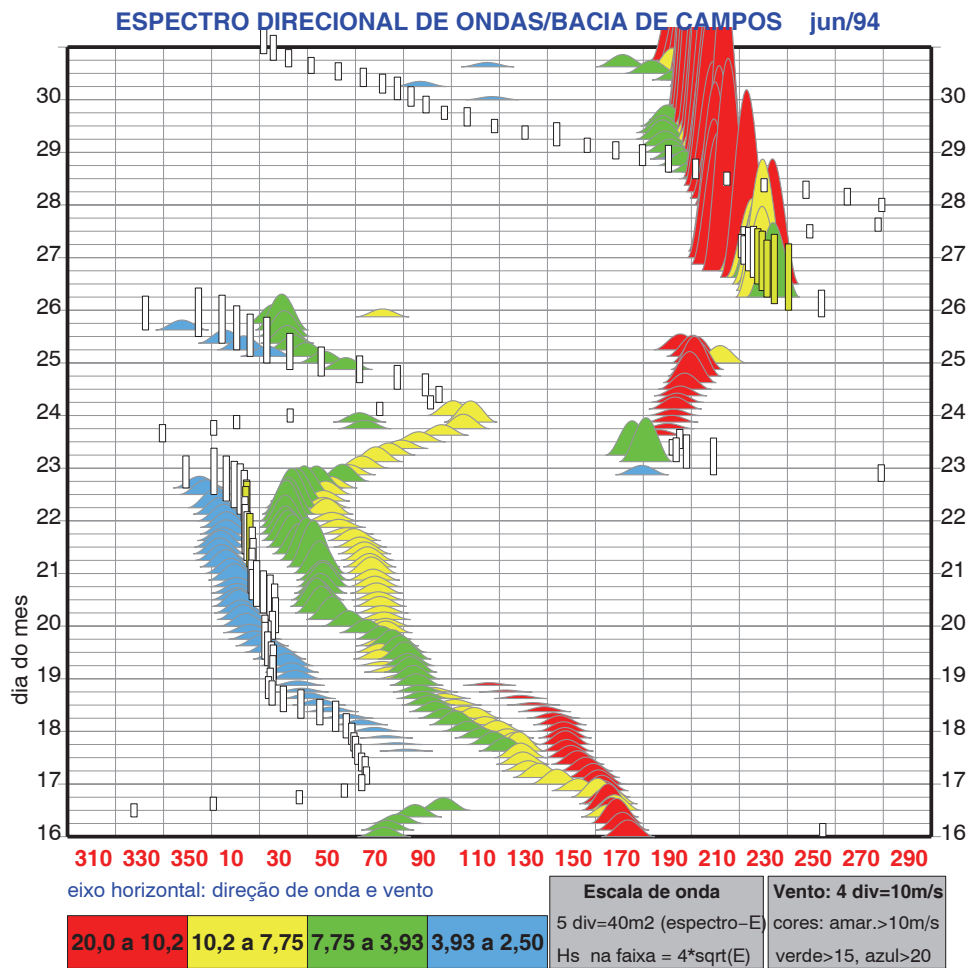


Figura 40 – Representação em PLEDS de uma situação severa de mar de Mau Tempo - SW/Ciclone em junho de 1994.

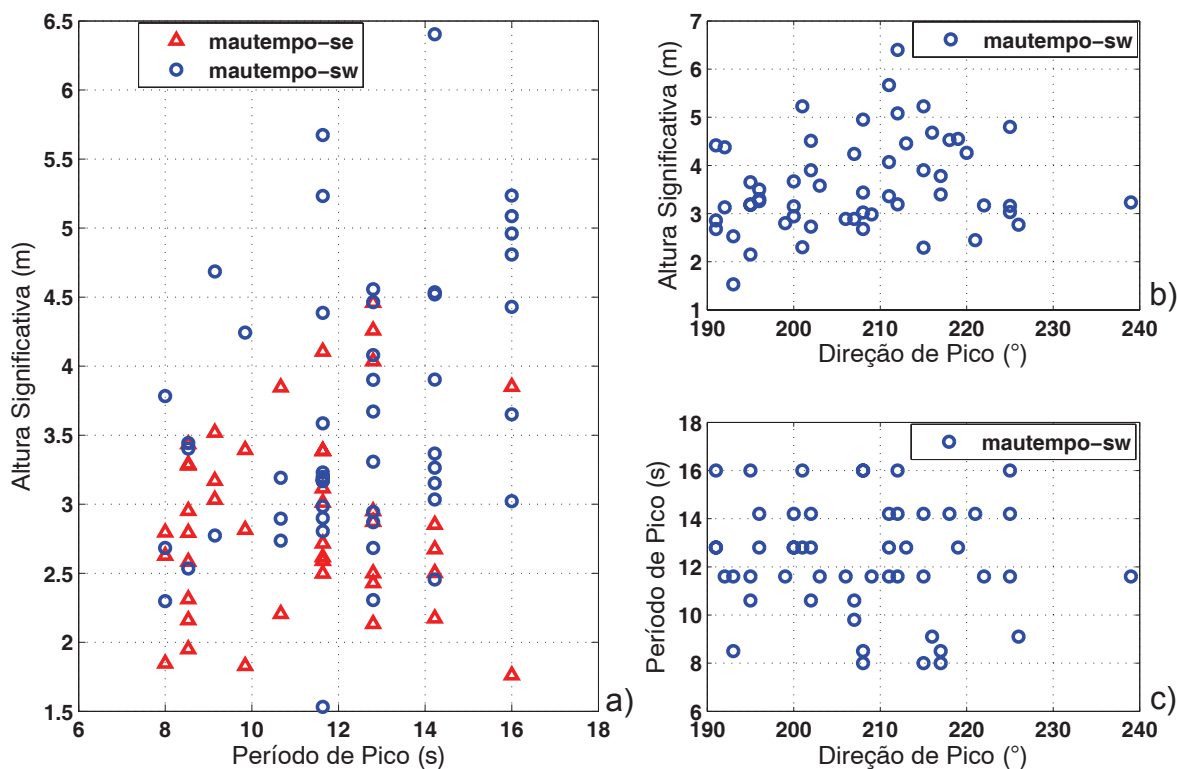


Figura 41– Resultados da situação MAU TEMPO – SW/Ciclone. (a) Altura Significativa (H_s) versus Período de Pico (T_p); (b) Altura Significativa (H_s) versus direção de pico (θ_p); (c) Período de Pico (T_p) versus direção de pico (θ_p).

As distribuições conjuntas de altura significativa, período de pico e direção de pico considerando todos os eventos da categoria MAU TEMPO-SW estão apresentadas na Figura 42, na Figura 43 e na Figura 44. As ondas que pertencem à categoria de Mau Tempo – SW estão, em grande parte das ocorrências, relacionadas à H_s entre 2 e 3 m e são provenientes dos quadrantes S e SW, como pode ser visto Figura 42. Ao contrário do que foi observado na categoria Mau Tempo - SE, os valores de H_s apresentam pouco espalhamento direcional. Além disso, as maiores alturas significativa observadas têm direção de pico de SW, direção esta que corresponde à direção preferencial de entradas dos ciclones na região de estudos.

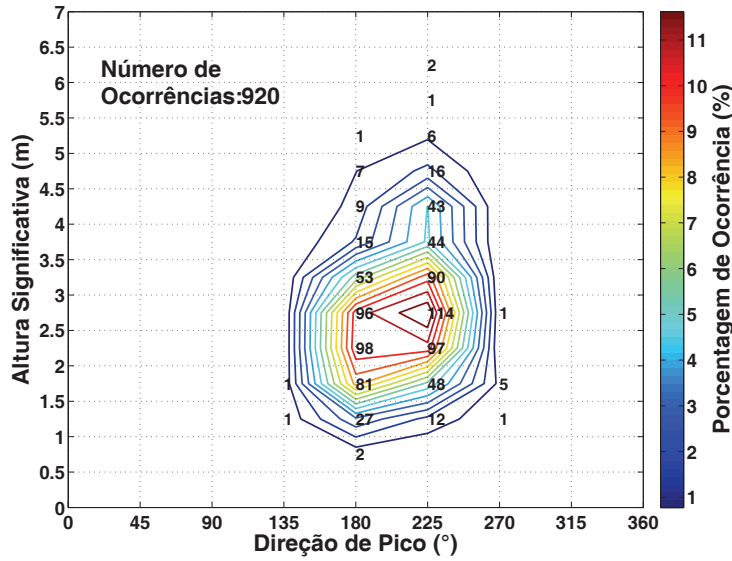


Figura 42 - Distribuição conjunta de altura significativa (H_s) e direção de pico (θ_p) para as ocorrências de MAU TEMPO-SW.

Em relação ao período de pico, a Figura 43 evidencia que em aproximadamente 14% das ocorrências os valores pertencem à classe de 10 a 12 s com direções de pico de 180° a 225° . Ressalta-se também a grade ocorrência de períodos acima dos 14 s, com quase 12% dos registros de Mau Tempo – SW.

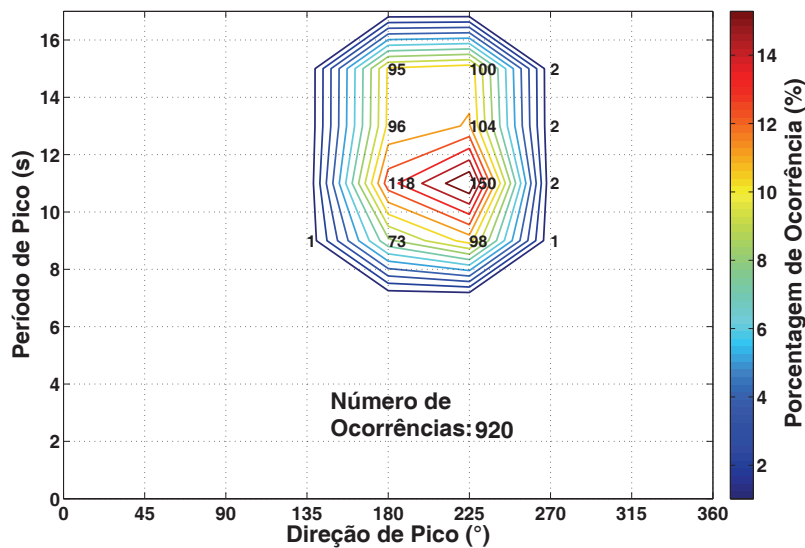


Figura 43 - Distribuição conjunta de período de pico (T_p) e direção de pico (θ_p) para as ocorrências de MAU TEMPO-SW.

Na distribuição conjunta entre H_s e T_p mostrada na Figura 44, observa-se que em quase 10% das ocorrências a classe de H_s de maior ocorrência (de 2,5 a 3 m) possui T_p entre 10 e 12 s. Percebe-se também que na maior parte das ocorrências, as maiores alturas significativas estão relacionadas à classe de períodos de 14 a 16 s.

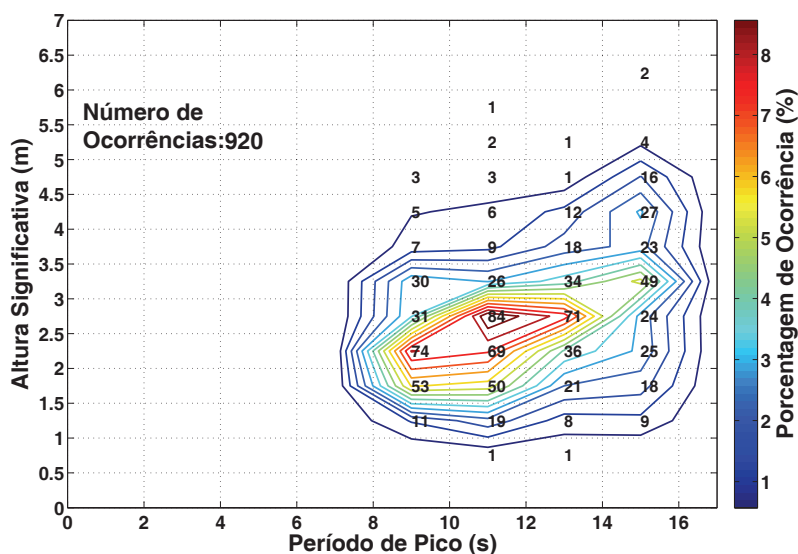


Figura 44 - Distribuição conjunta de altura significativa (H_s) e período de pico (T_p) para as ocorrências de MAU TEMPO-SW.

4 - SÍNTESE

O clima de ondas na Bacia de Campos foi caracterizado utilizando um conjunto de dados medidos por uma boia do tipo *heave-pitch&roll* por um período total de cerca de três anos e meio nos campos de Marlim e Barracuda. Aplicando a técnica DAAT (*Directional Analysis with Adaptive Techniques*) foi possível classificar quatro categorias distintas de mar associadas às condições meteorológicas geradoras: Bom Tempo, Bom Tempo com *Swell* distante, Mau Tempo –SE/Anticiclone e Mau Tempo – SW/Ciclone.

A categoria de Bom Tempo está associada à presença do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), com condição de tempo claro e ventos do quadrante N-E. Nessas condições predominam as ondas com períodos mais baixos, da ordem de 2,5 s a 10 s e alturas limitadas por pista, tendo sido identificadas 59,14% ocorrências dessa situação de mar num total de 7416 dados medidos a cada 3 horas.

Dentre as ocorrências de bom tempo, observa-se que em 52,17% a situação de bom tempo ocorreu simultaneamente à presença de ondulações (*swell*) distantes, caracterizando a categoria denominada Bom Tempo com *swell* distante. Essa categoria, como o nome diz, ocorre em condição local semelhante à categoria de Bom Tempo, porém com a presença de uma ondulação (*swell*) gerada no sul do Atlântico Sul por um sistema frontal que ainda não está presente na Bacia de Campos. Nessas condições o espectro de energia do mar apresenta pelo menos dois picos dominantes: um em baixos períodos, associado ao mar local de bom tempo com direção proveniente de E/NE, e outro em períodos maiores do que 10 s associado ao *swell* gerado pelo sistema frontal com direção proveniente do quadrante SW-S-SE. Dentre os 59,14% de ocorrên-

cias classificadas como Bom Tempo, 30,85% são de Bom Tempo com swell distante e 28,29% são de Bom Tempo sem presença do *swell*.

A categoria de Mau Tempo - SE/Anticiclone está associada à passagem de um anticiclone migratório na Bacia de Campos que produz ventos intensos de SE, que evoluem no sentido anti-horário até chegar à direção E-NE quando o anticiclone migratório se junta ao ASAS. As ondas geradas acompanham a evolução da direção dos ventos, girando de SE até E-NE, com períodos nas faixas de frequência do *swell* e do mar local. 28,45% das medições foram classificadas nessa categoria de mar.

Por fim, a categoria de Mau Tempo – SW/Ciclone corresponde à condição de mar provocada pela passagem de um ciclone associado a um sistema frontal, que normalmente ocorre simultaneamente à condição local de nebulosidade e chuva com ventos de SW. Foi claramente identificado que essa é a situação em que ocorrem as condições de mar mais severas na Bacia de Campos, tendo sido observado um evento com altura significativa de 6,4 m com direção de SW. O número de ocorrências dessa situação de mar foi de 12,41%.

5 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Campos, R.M., 2009. Análise dos extremos de onda no Rio de Janeiro associados a ciclones extratropicais no Atlântico Sul. Tese de Mestrado, Programa de Engenharia Oceânica da COPPE/UFRJ.
- Cardoso Júnior, H. G., 2004. Análise Bivariada de Extremos de Onda e Vento na Bacia de Campos. Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- Coelho da Silva, F., 2008. Investigações sobre a chegada de ondulações (swell) na Bacia de Campos, Tese de Mestrado do Programa de Engenharia Oceânica da COPPE/UFRJ.
- Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, W., Walden, H., 1973. Measurements of Wind-Wave Growth and Swell Decay During the North Sea Wave Project, JONSWAP, *Deutsch Hydrog. Z.*, suppl. A, 8(12).
- Holthuijsen, L., 2007. *Waves in Oceanic and Coastal Waters*, Cambridge Press.

-
- Lygre, A. e Krogstad, H.E., 1986. Maximum Entropy Estimation of the Directional Distribution in Ocean Wave Spectra, *Journal of Physical Oceanography*, vol.16, pp. 2052-2060.
- Marple, L., 1987. *Digital Spectral Analysis with Applications*, Prentice-Hall, Signal Processing Series, USA 1987.
- Mendes, A.L.T., 2005. *Investigação sobre a dispersão direcional de ondas de gravidade Na Bacia de Campos, Rio de Janeiro. Tese de Mestrado, Programa de Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ.*
- Mitsuyasu, H., 1980. Observation of the Power Spectrum of Ocean Waves Using a Cloverleaf Buoy, *Journal of Physical Oceanography*, vol. 10, no 2, pp. 285-296.
- Parente, C. E., 1999. *Uma Nova Técnica Espectral para Análise Direcional de Ondas - Tese de Doutorado – COPPE/UFRJ*
- Parente, C.E., 2000a. *Cargas Ambientais. Projeto: Critérios de Projeto em Multiambiente. PENO/COPPE/UFRJ.*
- Parente, C.E., 2000b. *Caracterização de Cenários para Operação de FPSO. Projeto: Critérios de Projeto em Multiambiente – PENO/COPPE/UFRJ.*
- Parente, C.E., 2000c. *A New Technique for Ocean Waves Directional Analysis – Ocean2000 – Valdivia – Chile.*
- Parente, C.E, 2000d. *A New Technique for Wave Directional Analysis. Metocean Workshop “Deep Water and Open Oceans” - Society of Underwater Technology, Houston , April.*
- Parente, C.E.. 2000e. *Avaliação dos dados do WTG - Processamento e Análise dos Dados de Monitoramento do SCR – Projeto COPPETEC – ET 170392.*
- Parente, C.E., 2000f. *Comparações entre Waverider e Wavescan. Processamento e Análise dos Dados de Monitoramento do SCR – Projeto COPPETEC – ET 170392.*
- Parente, C.E., 2000g. *Relatório de Avaliação de Performance do ADCP instalado na Plataforma P-18 entre agosto e dezembro de 1999. - Processamento e Análise dos Dados de Monitoramento do SCR – Projeto COPPETEC – ET 170392.*
- Parente, C.E., 2000h. *Investigações sobre Ventos e Ondas na Bacia de Campos. Parte 1 - Situações de Bom Tempo. Projeto COPPETEC – ET 170392.*
-

-
- Parente C.E., 2004a. Uma Nova Técnica para Análise Direcional de Ondas. Palestra no Instituto Superior Técnico, Lisboa, Portugal.
- Parente C. E, 2004b. Uma Nova Técnica para Análise Direcional de Ondas - Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)
- Pierson, W. J., Jr. e Moskowitz, L. A., 1964. Proposed Spectral Form for Fully Developed Wind Seas Based on the Similarity Theory of S. A. Kitaigorodskii, Journal of Geophysical Research, Vol. 69, p.5181-5190.
- Pinho, U.F., 2003. Caracterização do estado de mar na Bacia de Campos. Tese de Mestrado, Programa de Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ.
- Phillips, O. M., 1958. The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. Journal of Fluid Mechanics, v.4, p. 426-434.
- Souza, M. H. S. e Parente, C. E., 1988. Wave Climate off Rio de Janeiro, In: Proceedings of the XXI International Conference on Coastal Engineering, Malaga, Espanha, setembro.
- Souza, M. H. S., 1988. Clima de Ondas ao Norte do Estado do Rio de Janeiro, Tese de Mestrado, Programa de Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ, 181 pp.
- Tolman, H. L., 2009. User Manual and System Documentation of WAVEWATCHIII version 3.14. National Centers for Environmental Prediction. Technical Note, 2009.
- Violante-Carvalho, N., 1998. Investigação sobre o clima de ondas da Bacia de Campos e a correlação com as situações meteorológicas associadas. Tese (Mestrado em Engenharia Oceânica). COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Violante-Carvalho, N. e Parente, C.E., 1998. Investigação sobre a Evolução do Clima de Ondas na Bacia de Campos e a Correlação com Situações Meteorológicas Associadas, XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, outubro.
- Welch, P. D., 1967. The Use of Fourier Transform for the Estimation of Power Spectra: A Method Based on Time Averaging Over Short, Modified Periodograms, IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics, vol. AU-15, June, pp. 70-73.
-

III. TRANSFORMAÇÃO DE ONDAS SOBRE A PLATAFORMA CONTINENTAL E CORRENTES INDUZIDAS POR ONDAS

1 - Introdução

Ondas superficiais de gravidade geradas por vento são o principal agente da dinâmica costeira na plataforma interna e, portanto, o conhecimento de suas características é de fundamental importância para qualquer estudo costeiro.

No oceano profundo as condições de onda geradas por vento são relativamente homogêneas na escala de quilômetros. À medida que as ondas se propagam sobre a plataforma continental em direção à costa, elas são fortemente influenciadas pela batimetria do fundo e, geralmente em menor grau, pelo nível do mar e campo de correntes. As mudanças do meio podem causar grandes variações espaciais nos parâmetros de onda (altura, direção de propagação e forma espectral), gerando áreas de convergência ou divergência de energia de onda.

Os processos que transformam as ondas, à medida que estas se propagam de águas profundas a águas rasas, incluem: empinamento, refração, difração, reflexão, crescimento adicional devido ao vento, dissipação por *whitecapping*, arrebentação limitada pela profundidade, dissipação devido ao atrito e a interação não linear entre ondas com redistribuição e dissipação da energia.

Quando as ondas começam a se propagar por regiões de profundidade decrescente ocorre uma diminuição de velocidade de propagação da energia transportada pela onda. Admitindo que as perdas sejam desprezíveis, o fluxo total de energia deve se conservar durante a propagação. Para que isso aconteça, a densidade de energia das ondas tem que variar implicando numa modificação de sua altura (empinamento). Simultaneamente, ocorre um encurtamento do comprimento de onda (também devido à diminuição de profundidade).

Outro efeito importante é o da refração, nome dado à mudança de direção da onda em resposta a mudanças no meio de propagação. Dependendo da configuração do fundo e distribuição do campo de correntes (se for o caso), as mudanças de direção impostas pela refração podem causar convergência ou divergência do fluxo de energia provocando aumento ou diminuição da altura de onda.

Em casos de grande focalização de energia, a altura é aumentada e cristas curvas e gradientes de altura de onda ao longo da crista são encontrados. A difração,

provocada por esses gradientes transversais, causa uma transferência lateral de energia.

Efeitos não lineares podem se tornar importantes em regiões onde a hipótese de pequena amplitude é violada. É o caso de águas rasas, onde as ondas são modificadas rapidamente em distâncias relativamente curtas (comparáveis ao comprimento de onda) devido à fraca dispersão em frequência. Interações quasi-ressonantes entre três componentes levam a uma forte transferência de energia entre os harmônicos à medida que a onda se aproxima da costa. Os efeitos não lineares culminam na arrebentação da onda.

Na aproximação final da praia, as ondas têm sua esbeltez (relação entre altura e comprimento) aumentada à medida que a profundidade diminui. Quando a altura da onda se torna da ordem da profundidade, o seu perfil deixa de ser estável e ela se quebra, dissipando uma grande quantidade de energia, fundamentalmente na forma de turbulência. Essa quebra produzida, combinada aos gradientes de altura de onda e à incidência oblíqua em relação à linha de costa, produz correntes costeiras que transportam água e sedimentos. As principais características das correntes na área próxima à costa (*nearshore*) e à zona de arrebentação (*surfzone*) incluem: (i) corrente *long-shore*, aqui denominada litorânea; (ii) *rip currents*, correntes relativamente estreitas e rápidas escoando na direção oposta à costa e (iii) movimentos ondulares de baixa frequência, que são ondas de infragravidade com períodos típicos de mais do que o dobro das ondas incidentes.

Desta maneira todos os processos descritos estão interligados resultando em um sistema de retroalimentação e ajuste mútuo, ou seja, a geometria da linha de costa e o regime de ondas dominantes esforçam-se para atingir um equilíbrio ao longo da costa, que é principalmente moldada pela ação das ondas. Esta geometria desenvolve-se de tal forma a minimizar ou eliminar gradientes litorâneos na força de onda longitudinal e transversal. A morfologia emersa e submersa resultante tende a atingir um quase equilíbrio com o clima de ondas em longo prazo e os padrões deposicionais dependem da distribuição espaço-temporal das forças de onda, sendo esta última uma função da topografia submersa e da linha de costa (Wright & Coleman, 1978).

Este capítulo apresenta um estudo de modelagem de transformação de ondas sobre a plataforma continental utilizando modelos de ondas de terceira geração e um sistema de grades aninhadas para reproduzir quatro eventos representativos das categorias de estado de mar que ocorrem na Bacia de Campos. São apresentados

também neste capítulo os resultados de um modelo paramétrico aplicado às praias de Cabiúnas e de Barra do Furado para o cálculo das correntes litorâneas considerando os quatro estados de mar da Bacia de Campos.

2 - Localização

As simulações de onda foram realizadas na plataforma continental da Bacia de Campos (Figura 1), que se estende desde seu limite norte no Alto de Vitória (20,5°S), que a separa da Bacia do Espírito Santo, até seu extremo sul no Alto de Cabo Frio (23°S), limite com a Bacia de Santos. Sua plataforma continental tem gradiente médio regional da ordem de 1:1.200, com quebra subparalela à linha de costa atual: do limite norte ao largo do Cabo de São Tomé tem orientação norte-noroeste/sul-sudeste, daí até o trecho a leste do Cabo Frio, nordeste-sudoeste, e orientação leste-oeste no extremo sul, ao largo do Cabo Frio. A plataforma continental da Bacia de Campos apresenta, de forma geral, aumento de largura e profundidade de quebra a partir de seu limite norte até o trecho ao largo de Macaé, onde alcança extensão máxima de 118 km em 160 m de profundidade. A partir daí até o extremo sul, em frente ao Cabo Frio ela volta a se estreitar, se estendendo por 85 km (Brehme, 1984).

Com relação às praias estudadas, a disposição das isóbatas na antepraia e na plataforma continental interna mostra declividade mais elevada entre a linha de costa e a cota -5 m (Barra do Furado) e -4 m (Cabiúnas) e diminuição de declividade em direção a profundidades maiores (Figura 1). Morfologicamente, a mudança da declividade por efeito de maior ação das ondas sobre o fundo pode ser uma indicação da profundidade de fechamento e delimitação da zona ativa da praia, do ponto de vista da movimentação e transporte de sedimento forçado por ondas. A orientação média (dada como azimute, ângulo medido no sentido horário a partir do Norte) das praias de Cabiúnas e Barra do Furado é de aproximadamente 39 graus e 60 graus, respectivamente.

Bastos & Silva (2000) indicam que estas duas praias supracitadas estariam em um mesmo quadrante entre os quatro reconhecidos por eles no litoral Norte Fluminense (entre Atafona e Cabiúnas), em termos de morfodinâmica, que seria o trecho entre Cabo de São Tomé e Cabiúnas, onde dominariam as praias refletivas com baixo índice de mobilidade, embora Barra do Furado se apresente como transição para área de maior mobilidade. Muehe et al. (2011) utilizam modelagem

de propagação de ondas como indicação dos segmentos costeiros mais afetados durante eventos extremos no estudo de vulnerabilidade destes segmentos, só que desta vez na porção mais a sul da Bacia de Campos, no caso um arco praial entre Rio das Ostras e o Cabo Búzios (RJ). Os dois trabalhos indicam que o comportamento morfodinâmico distinto dos setores do litoral ocorre em função do padrão de ondas e orientação da linha de costa, morfologia da plataforma interna controlando a extensão da zona de surfe e o número de zonas de arrebenção, característica de

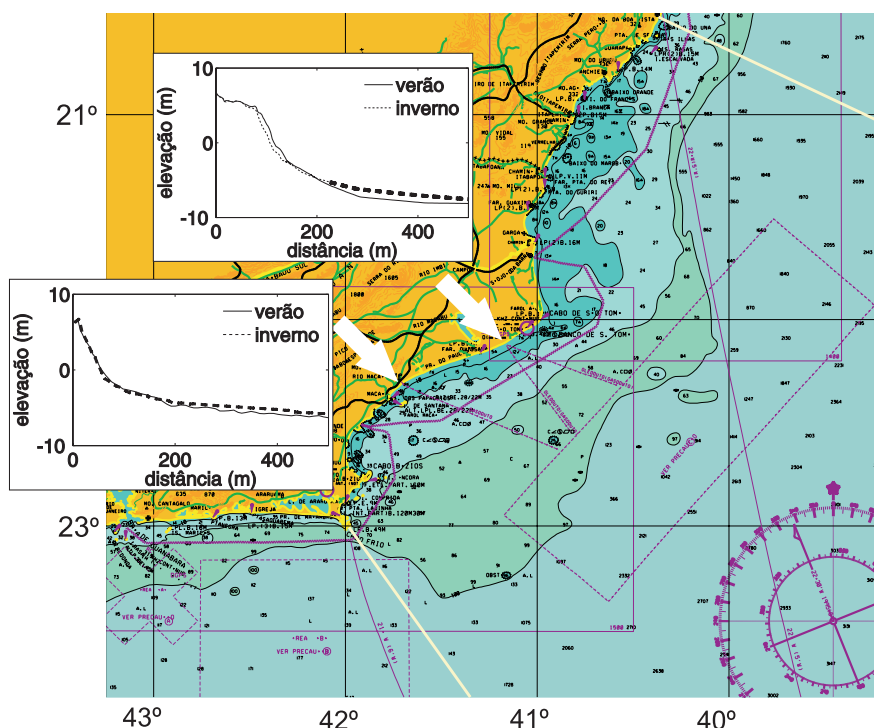


Figura 1 – Localização da Bacia de Campos, entre as Bacias de Santos e Espírito Santo, e das praias de Cabiúnas e Barra do Furado na Bacia de Campos. No detalhe, exemplo de perfis (2007/2008) em cada praia nos primeiros 500m. A isóbata de 100 m indica aproximadamente a localização da quebra da plataforma. Fonte: Carta náutica No. 70 da DHN (Marinha do Brasil) e perfis de praia levantados pela Petrobras.

3 - Modelos numéricos

As medições de parâmetros meteo-oceanográficos são, em geral, escassas (devido ao alto custo de levantamento) e, no entanto, imprescindíveis a estudos, projetos, diagnósticos, gestão e gerenciamento costeiro. Os dados que usualmente se obtêm de variáveis ambientais são séries temporais de valores medidos em poucos pontos distribuídos na área de interesse. Portanto, dados medidos de fato

representam apenas uma pequena fração, o que torna fundamental o uso de ferramentas confiáveis que permitam que tais dados sejam interpolados e extrapolados, tanto no espaço quanto no tempo.

Neste contexto, a aplicação de modelos é de fundamental importância, uma vez que permitem a interpolação e extrapolação (espacial e temporal) das informações obtidas nos poucos pontos onde os dados foram medidos, para toda a área de interesse.

As simulações numéricas da transformação de ondas sobre a plataforma continental da Bacia de Campos foram realizadas a partir de um sistema de grades aninhadas e dois modelos de ondas de terceira geração: WAVEWATCH III (Tolman 2002) e SWAN (Booij, 1999). Para a caracterização do padrão das correntes foi utilizado um modelo paramétrico de Longuet-Higgins (1970a e 1970b).

3.1 - WAVEWATCH III

O modelo utilizado para simulação dos campos de ondas foi o WAVEWATCH III (WW3) versão 2.22 (Tolman 2002). Este é um modelo de terceira geração, desenvolvido pelo *Marine Modeling and Analysis Branch* (MMAB) do *Environmental Modeling Center* (EMC) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). No WW3, a evolução do campo de ondas é simulada utilizando o espectro direcional de número de onda. Nestes modelos a energia discretizada em componentes espectrais é a variável prognóstica. Variáveis como altura significativa, período médio, direção, etc., são obtidas apenas para a apresentação dos resultados, a partir do espectro. A física do modelo inclui geração de energia, dissipação devido à quebra de ondas e devido ao fundo, refração, advecção e interações não lineares quádruplas. Entretanto a física não é apropriada para águas rasas (abaixo de 40 metros de profundidade) e para grades com espaçamento acima de 1 quilômetro.

3.2 - SWAN

O SWAN (*Simulating WAVes Nearshore*) é um modelo numérico de ondas de superfície utilizado para obter estimativas do espectro de ondas em áreas costeiras, lagos, e estuários. Este modelo é de domínio público e foi desenvolvido por pesquisadores de várias instituições, sendo atualmente mantido e atualizado pela *Delft University of Technology*. O modelo é baseado em uma equação de balanço de energia, e segue a mesma filosofia de modelos de ondas de terceira

geração (por ex., WWATCH e WAM), mas com física de ondas apropriada para águas rasas.

Os seguintes processos estão representados para propagação de ondas:

- Propagação no tempo e espaço;
- Empinamento (*shoaling*);
- Refração gerada por variações espaciais do fundo e de correntes;
- Transmissão ou reflexão através de obstáculos.

Os seguintes processos estão representados para geração e dissipação de ondas:

- Geração de ondas pelo vento;
- Dissipação tipo *whitecapping* (carneirinhos);
- Dissipação por quebra de ondas induzida pelo fundo;
- Dissipação devido à fricção com o fundo;
- Interações não lineares onda-onda (triplas e quádruplas).

No SWAN as ondas são descritas em um espectro de densidade de ondas bi-dimensional, até quando fenômenos não lineares são dominantes (por ex. zona de arrebentação). A evolução do espectro de onda é descrita pela equação de balanço de energia espectral, que em coordenadas cartesianas pode ser descrita por:

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (1)$$

O primeiro termo do lado esquerdo da equação (1) representa a variação local da densidade de energia, o segundo e terceiro termo representam a propagação da energia no espaço geográfico (com a propagação das velocidades c_x e c_y no espaço em x e em y , respectivamente). O quarto termo representa as mudanças da frequência devido às variações da profundidade e ao campo de corrente. O quinto termo representa a refração induzida pelo campo de corrente e pelas variações de profundidade (com velocidade de propagação c_θ no espaço θ). A expressão para esta velocidade de propagação é obtida pela teoria de ondas não lineares (e.g. Whitham, 1974; Dingemans, 1997). O termo S , no lado direito da equação, é o termo de geração de densidade de energia representando efeitos de geração, dissipação e interações não lineares entre ondas.

A formulação dos termos prescritos no balanço de energia é descrita em diversos trabalhos. A transferência da energia do vento para as ondas é resolvida no SWAN pelo mecanismo de ressonância proposto por Phillips (1957) e mecanismos de retroalimentação propostos por Miles (1957). A dissipação de energia de onda assume contribuição de três diferentes fontes: carneirinhos (whitecapping) (Hasselmann, 1974), fricção com o fundo (Hasselmann et al., 1973) e quebra induzida pela profundidade (Battjes & Janssen, 1978).

Uma das principais feições que difere o SWAN dos outros modelos de ondas de terceira geração é a capacidade de resolver a interação não linear entre ondas tanto em águas profundas quanto em águas rasas. A interação não linear entre as ondas em águas profundas é dominada pelas interações quádruplas, onde a energia é transferida do pico espectral para frequências mais altas (onde a energia é dissipada pelos carneirinhos) e baixas (movendo o pico de frequência para valores menores). A computação completa das interações quádruplas consome muito tempo e envolve grande esforço computacional. No SWAN esta interação é computada através do método de Aproximação Interação Discreta (DIA – *Discrete Interaction Approximation*) (Hasselmann et al., 1985), que reduz o tempo computacional e tem se mostrado hábil para resolver as principais características de evolução do espectro de ondas (Komen et al., 1994). Em águas rasas, a interação tripla entre ondas transfere energia de frequências mais baixas para frequências mais altas, geralmente resultando em harmônicos maiores (Beji & Battjes, 1993). Eldeberky & Battjes (1995) foram os primeiros a elaborar uma formulação para interações de ondas triplas computacionalmente viável de ser implementada no SWAN.

3.3 - Modelo paramétrico de correntes

Para estimar a contribuição das correntes de deriva litorânea à circulação geral, foi utilizado um modelo paramétrico com base nos trabalhos de Longuet-Higgins (1970a e 1970b) e Komar & Inman (1970). Longuet-Higgins (1970a e 1970b) estabeleceu um método de estimativa da distribuição da magnitude das correntes de deriva litorânea perpendicularmente à costa. Komar & Inman (1970) estabeleceram uma relação empírica entre a energia da onda, ângulo de incidência e magnitude da corrente na zona de arrebentação média, a partir de dados de campo e experimentos de laboratório. Utilizando ambos os métodos, é possível prever a distribuição de correntes de deriva perpendicularmente à costa.

O modelo utiliza como dados de entrada as condições de ondas para uma determinada isóbata e calcula a posição onde vai ocorrer a quebra de ondas e qual a altura das mesmas, utilizando os métodos de Weggel (1972) e Komar & Gaughan (1973), respectivamente. A direção das ondas é transformada por refração até o ponto de quebra para fornecer dados de entrada para a formulação de Komar & Inman (1970). Embora esta formulação seja independente da inclinação da praia, a altura das ondas quebrando e a posição onde isso ocorre é dependente da inclinação, então existe uma relação indireta entre ambas. O perfil perpendicular à zona de arrebentação é estimado de acordo com o trabalho de Longuet-Higgins (1970a e 1970b), aplicando um fator de dispersão moderado.

Previsões de correntes de deriva litorânea utilizando este modelo paramétrico se mostraram consistentes àquelas calculadas com o modelo NMLONG (Larson & Kraus, 1991) para casos individuais. No entanto, cabe ressaltar que esta abordagem deveria ser comparada a dados de campo, para permitir o ajuste fino de alguns parâmetros empíricos e suposições adotadas.

O modelo paramétrico requer como dados de entrada as condições de onda, a inclinação do fundo do mar na zona ativa e a estimativa da orientação da normal aos contornos do fundo marinho. As condições de onda são definidas pela altura significativa (H_s), período da onda média (T_m) e direção de ondas médias (θ_m). Normalmente se considera a orientação do contorno do fundo como sendo o ângulo normal à praia, assumindo que os contornos do fundo marinho são paralelos à linha de costa.

3.4 - Grades e rodadas

Para poder propagar o sinal de agitação marítima de larga escala até a escala local nas adjacências da região de estudo foi utilizado um sistema de acoplamento de diferentes grades e modelos. Foram utilizadas três grades aninhadas do WW3 e uma do SWAN (Tabela 1). Este aninhamento permitiu caracterizar o estado do mar nas proximidades da região de estudo.

O WW3 foi rodado em resolução global em uma grade de $1,25^\circ \times 1,25^\circ$. Aninhada a esta grade global, foi configurada uma grade de meso-escala ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$), com foco na região do Atlântico Sul (Figura 2). Uma terceira grade de maior resolução ($0,05^\circ \times 0,05^\circ$) foi aninhada com foco na costa sudeste brasileira (SE) (Figura 2). Os dados de profundidade foram obtidos através da base de dados ETOPO1,

um modelo global de superfície terrestre que integra topografia terrestre e batimetria dos oceanos com 1 minuto de resolução. Os dados pertencem ao National Geophysical Data Center (NOAA).

A grade implementada no modelo de ondas do SWAN encontra-se centrada na região de interesse da Bacia de Campo (BC) (Figura 3), tem resolução de $0,02^\circ \times 0,02^\circ$ (aproximadamente 2 km) e utilizou como forçante os resultados do modelo do WW3 de maior resolução (SE).

Os dados de profundidade foram obtidos através do acoplamento das batimetrias GEBCO e da digitalização de valores batimétricos de cartas náuticas. Os resultados finais da discretização da área e projeção da batimetria estão ilustrados na Figura 2 e Figura 3.

A base de dados de vento utilizada é proveniente do conjunto de reanálises CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) (Saha et al., 2010). Essa base é um produto gerado pelo Centro Norte-Americano para Previsão Ambiental, NCEP (*National Center for Environmental Prediction*), e distribuído pela Central Norte-Americana de Dados Climáticos, NCDC (*National Climate Data Center*). Trata-se de um conjunto de assimilação de dados que acopla os sistemas oceano-superfície-atmosfera e continente-gelo, em escala global e em alta resolução, disponibilizando informações sobre estes domínios. A CFSR difere de outros produtos de reanálise pelo acoplamento entre o oceano e a atmosfera, por ter um modelo interativo de gelo marinho e também por assimilar dados de satélites através de um esquema de interpolação estatística. Além disso, contém informações sobre variações nos níveis de dióxido de carbono, aerossóis atmosféricos e gases-traço, incluindo assim seus efeitos sobre o sistema climático terrestre. A resolução espacial fornecida pela CFSR é de $0,3^\circ$ e temporal horária.

Tabela 1 – Detalhes sobre o sistema de grades aninhadas WW3 e SWAN.

Grade	Resolução	Modelo de Ondas	Vento	Batimetria
Global	1.25° x 1.25° (~140 km)	WW3	NCEP	ETOPO2, cobertura de gelo da climatologia de ICE5G
Oeste do Atlântico Sul	0,25° x 0,25° (~28 km)			
Região Sudeste (SE)	0,05° x 0,05° (~5 km)			
Bacia de Campos (BC)	0,02° x 0,02° (~2 km)	SWAN	NCEP	DHN, Nos. 70, 1.400, 1402 e 1.500, ETOPO1

A grade regular foi elaborada buscando alinhamento do eixo x com a linha de costa e com as linhas de batimetria da região, favorecendo a eficiência computacional da propagação das ondas no domínio, com a mínima interferência possível.

No presente estudo, foram utilizadas as versões 2.22 e 40.72 do WW3 e SWAN, respectivamente, e foram utilizadas opções padrão dos modelos para os termos de interação com o vento, termos não lineares, termos dissipativos e termos de propagação, conforme as referências técnicas citadas anteriormente.

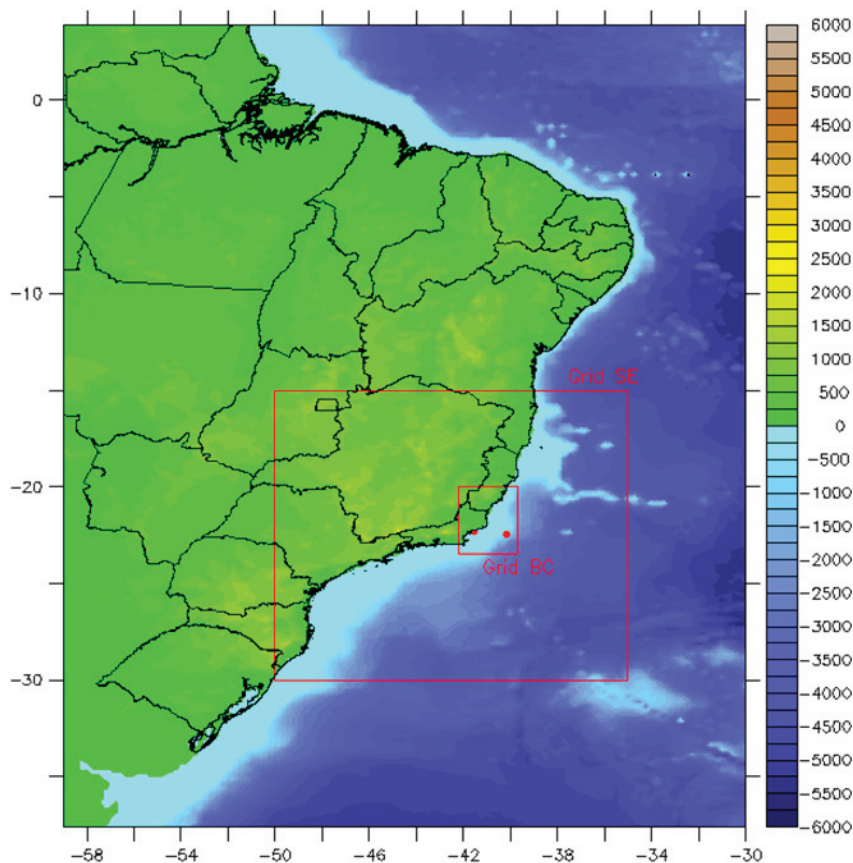


Figura 2 – Grade para o Atlântico Sul (0,25° x 0,25°) com a batimetria projetada. Em destaque, as grades aninhadas: região Sudeste (SE) e Bacia de Campos (BC). Os pontos representam a localização dos dois instrumentos utilizados para a validação dos modelos.

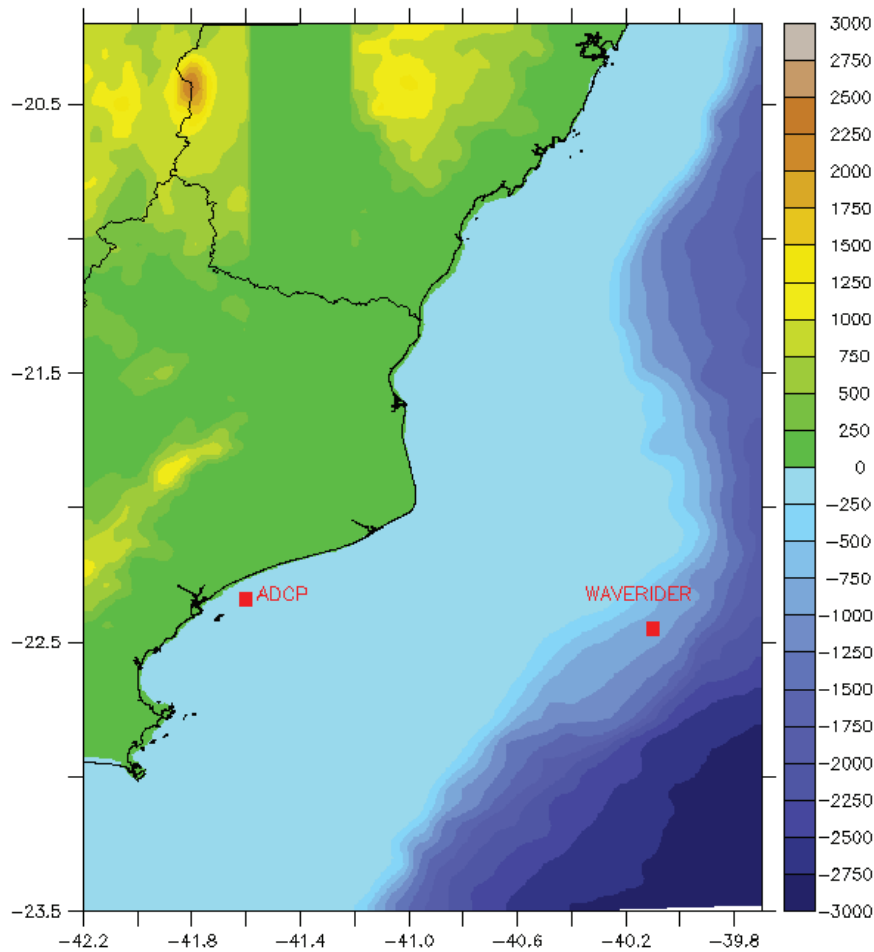


Figura 3 – Grade SWAN para a região da Bacia de Campos (0,02° x 0,02°) com a batimetria projetada.

3.5 - Cenários

Os cenários simulados neste capítulo para representar a transformação de ondas e correntes litorâneas correspondem às quatro categorias de estado de mar representativas das situações meteo-oceanográficas que ocorrem na Bacia de Campos. Um maior detalhamento das condições oceanográficas de cada estado de mar pode ser visto no Capítulo 2 deste volume.

A Tabela 2 apresenta as datas e as categorias de estado de mar a que correspondem os cenários simulados neste capítulo:

Tabela 2 – Estados de mar representativos da Bacia de Campos.

Estado de mar	Data
Bom tempo	10 a 14 de dezembro de 1992
Bom tempo com swell distante	22 a 31 de março de 1992
Mau tempo – tempestade de SW (ciclone)	23 a 27 de agosto de 1992
Mau tempo - tempestade de SE (anticiclone)	08 a 15 de setembro de 1992

4 - Avaliação da modelagem

Dois conjuntos de dados simultâneos (medidos entre 16 de agosto e 14 de novembro de 2005) foram utilizados para avaliação do modelo numérico de transformação de ondas na Bacia de Campos. As medições foram realizadas com uma boia direcional de ondas *Waverider* da *Datawell* instalada próximo à P-35 em lâmina d'água de 800 m e um perfilador acústico de corrente com capacidade de medição direcional de ondas da TRDI instalado próximo à praia de Cabiúnas em lâmina d'água de 20 m (Figura 3).

Foram realizadas simulações com o modelo numérico de terceira geração SWAN para o período em que havia dados disponíveis para avaliação. A comparação entre os resultados da modelagem e estes dados foi quantificada através dos parâmetros indicados na Tabela 3.

A Figura 4 apresenta a comparação entre os valores de altura significativa registrados (azul) e os simulados pelo modelo SWAN (vermelho), em Cabiúnas, no período de 16 de agosto a 14 de novembro de 2005. Observa-se que o modelo conseguiu reproduzir o padrão indicado pelos dados.

A Figura 5 apresenta a comparação entre os valores de altura significativa registrados (azul) e os simulados pelo modelo SWAN (vermelho) na P-35, no período de 16 de agosto a 14 de novembro de 2005. Observa-se que nesta região, que está em águas profundas, a acurácia do modelo não representou os resultados como em Cabiúnas. Verifica-se que há diferenças em H_s nos dias 31 de agosto e 14 de outubro, possivelmente relacionadas à resolução do modelo e à resolução espacial do campo de ventos. Observa-se também na Figura 5 que o modelo reproduziu satisfatoriamente as condições de mar no terceiro período de medições, de 4 a 14 de novembro. A curta duração da série medida não permitiu uma comparação mais extensiva dos resultados do modelo, mas pode-se considerar que ele foi capaz de reproduzir satisfatoriamente o padrão indicado pelos dados.

Tabela 3 – Estimativas de erros quantificados para o período de validação do modelo.

Parâmetro	Formulação	Qualificação/Classificação
RMAE – Relative Mean Absolute Error	$RMAE = \frac{\sum_{i=1}^n \text{dado}_i - \text{modelo}_i }{\sum_{i=1}^n \text{dado}_i }$	O RMAE ideal é nulo.
EABS – Erro Estatístico Absoluto Médio (Absolute Mean Error Statistic) (EPA, 2000, Willmott, 1982)	$E_{abs} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{dado}_i - \text{modelo}_i $	O desvio médio ideal é zero.
RMS – Raiz do Erro Médio Quadrático (Root-Mean-Square Error) (EPA, 2000, Willmott, 1982)	$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\text{dado}_i - \text{modelo}_i)^2}$	A raiz do erro médio quadrático ideal é nula.
IOA – Index of Agreement (Willmott & Wicks, 1980)	$IOA = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (\text{dado}_i - \text{modelo}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\text{modelo}_i - \bar{\text{dado}} + \text{dado}_i - \bar{\text{dado}})^2} \right]$	Para IOA >> 0.5, a modelagem apresenta uma significativa redução de erros. Valor ideal de IOA é 1 (um).
R – Coeficiente de Correlação Linear (Spiegel & Stephens, 1999)	$R = \frac{\text{cov}(\text{dado}, \text{modelo})}{\sigma_D \sigma_M}$ <p>cov(dado, modelo) = covariância entre dados e modelo; σ_D = desvio padrão do dado; σ_M = desvio padrão do modelo.</p>	O coeficiente de correlação linear ideal é 1.

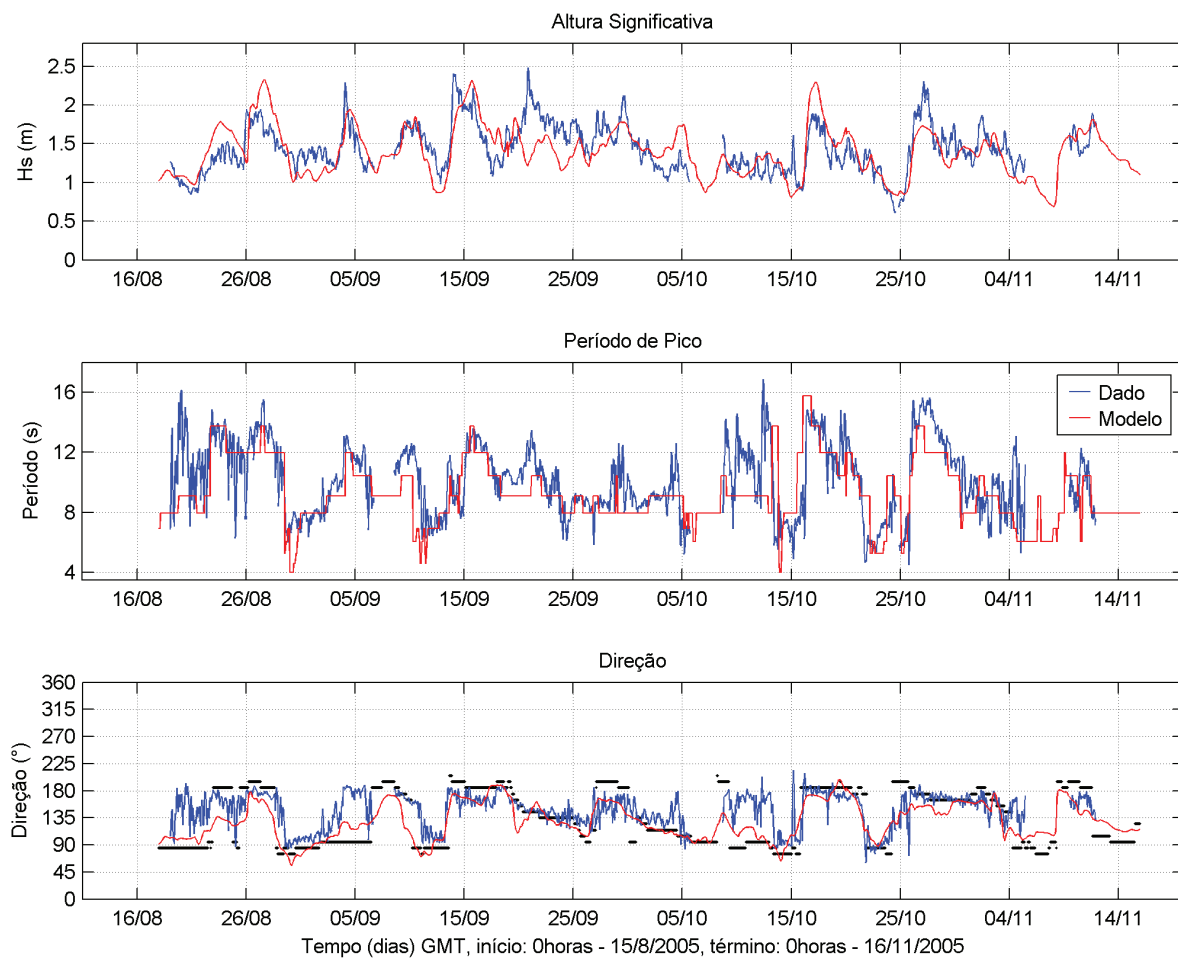


Figura 4 – Comparação entre os valores de altura significativa, período de pico e direção registrados (azul) e os simulados pelo modelo (vermelho), em Caíúnas, profundidade de 20 metros, no período de 16 de agosto a 14 de novembro de 2005.

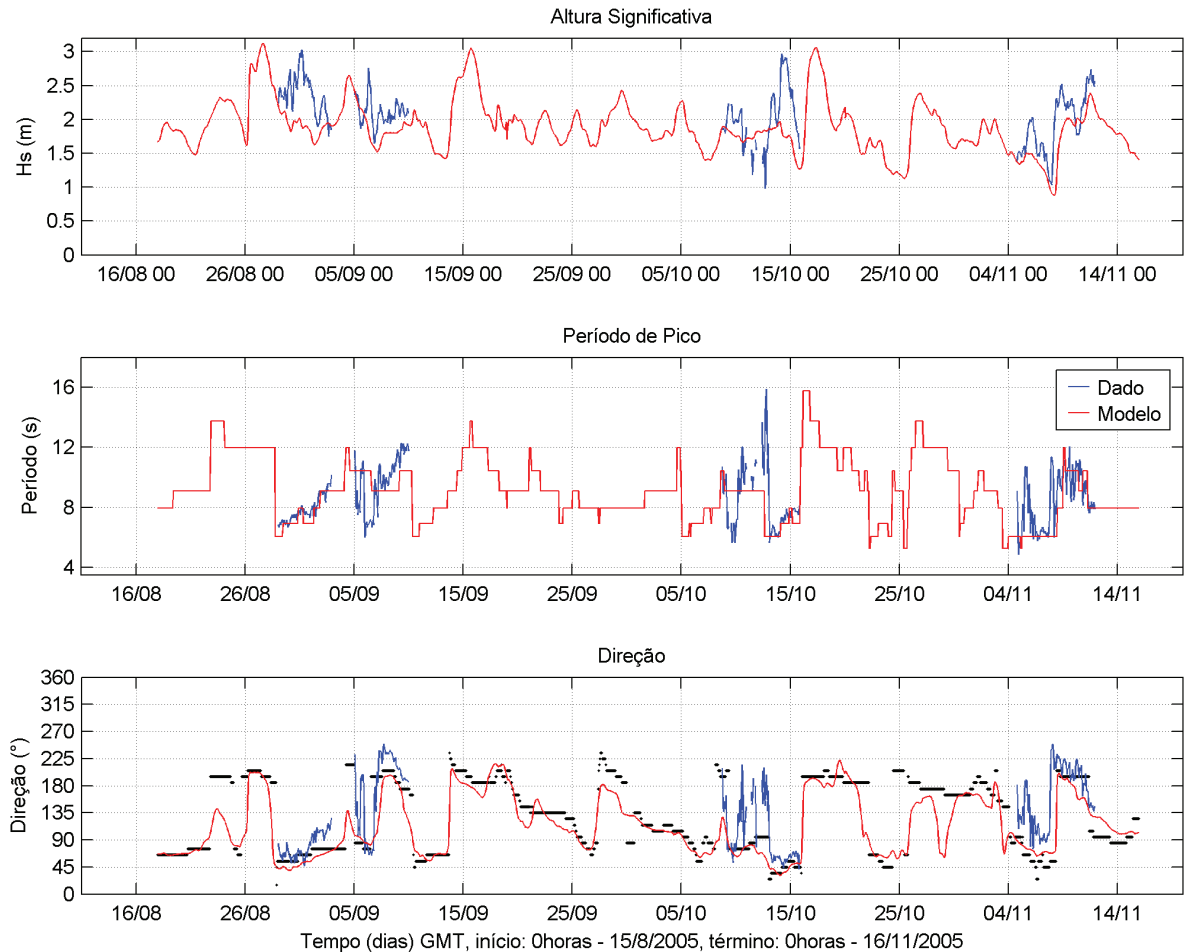


Figura 5 – Comparação entre os valores de altura significativa, período de pico e direções registrados (azul) e os simulados pelo modelo (vermelho) na P-35, profundidade local de 800 metros, no período de 16 de agosto a 14 de novembro de 2005.

5 - Transformação de ondas

A seguir estão apresentados os resultados obtidos nas simulações dos eventos representativos dos estados de mar na Bacia de Campos definidos como: (A) bom tempo (10 a 14 de dezembro de 1992); (B) bom tempo com *swell* distante (22 a 31 de março de 1992); (C) mau tempo tempestade de SW (23 a 27 de agosto de 1992); e (D) mau tempo com tempestade de SE (08 a 15 de setembro de 1992). Um maior detalhamento das características meteo-oceanográficas de cada estado de mar pode ser visto no Capítulo 2 deste volume.

Para cada cenário são apresentados campos dos parâmetros de altura e direção predominante de onda para análise do padrão espacial das ondas, conforme Figura 7, Figura 11, Figura 15 e Figura 19 para os eventos (A), (B), (C) e (D), respectivamente.

Séries temporais para altura significativa, período e direção de pico são apresentadas em quatro profundidades distintas (pontos em 800, 100, 50 e 10 m ao longo de radiais, indicados na Figura 6) em frente às praias de Cabiúnas e Barra do Furado, indicando a variação dos parâmetros à medida que as ondas se propagam sobre a plataforma. Os resultados do modelo em frente às praias de Cabiúnas e Barra do Furado para os eventos (A), (B), (C) e (D) estão apresentadas na Figura 8 e Figura 9, Figura 12 e Figura 13, Figura 16 e Figura 17 e Figura 20 e Figura 21, respectivamente.

Rosas direcionais (altura significativa \times direção predominante) indicam a frequência de ocorrência dos parâmetros durante a o evento simulado (séries temporais apresentadas). Os resultados durante os eventos (A), (B), (C) e (D) estão apresentados para a área próximo a Cabiúnas somente nas Figuras 10, 14, 18 e 22, respectivamente.

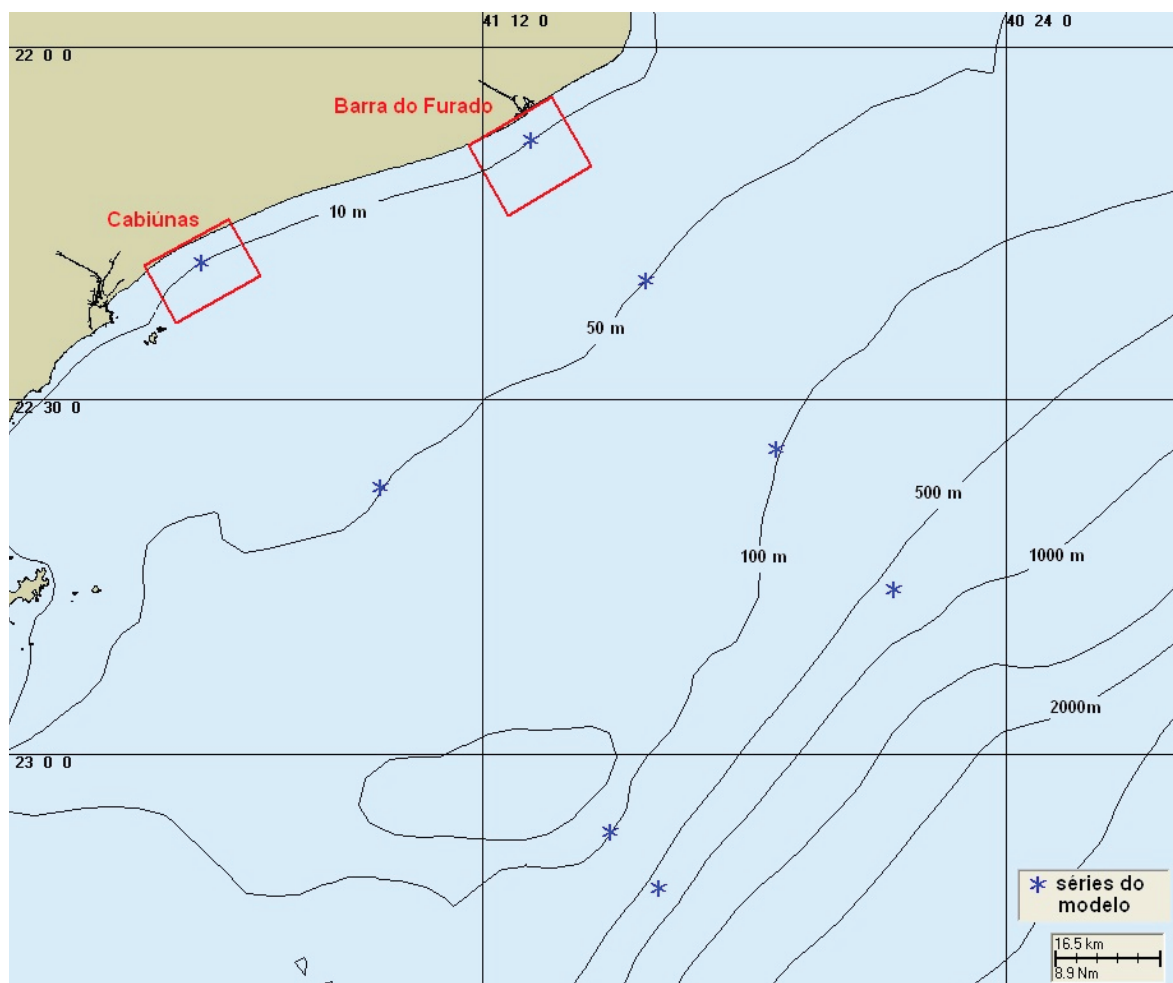


Figura 6 - Ilustração dos locais, correspondente a profundidades de 10, 50, 100 e 800m ao longo de duas radiais, em que foram extraídas séries temporais dos resultados da simulação de cenários pretéritos, na Bacia de Campos.

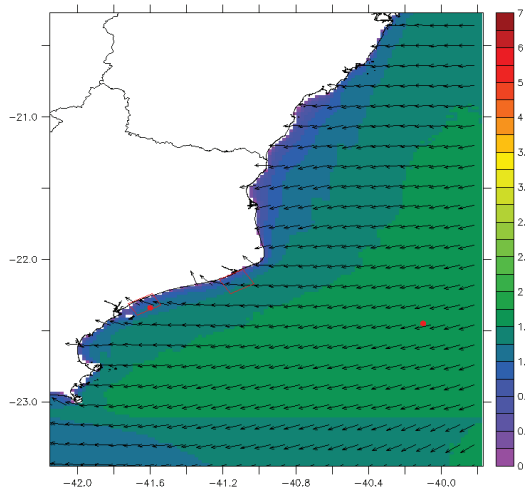
5.1 - Cenário de bom tempo (10 a 14 de dezembro de 1992)

O padrão espacial das ondas provenientes da direção ENE durante este cenário (Figura 7) mostra a ocorrência de refração das ondas à medida que estas se propagam sobre a plataforma.

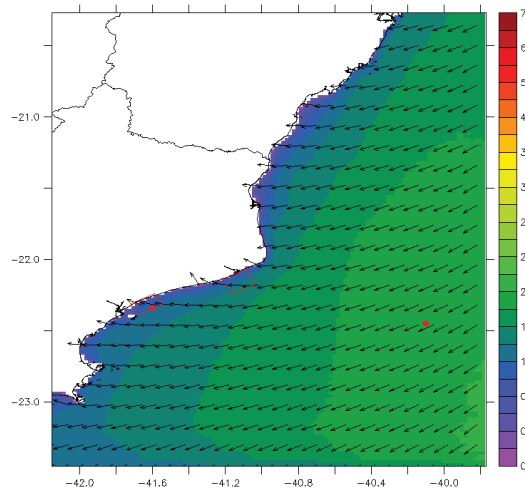
Resultados nas radiais próximas às praias de Cabiúnas e Barra do Furado (Figura 8 e Figura 9, respectivamente) evidenciam como os fenômenos de transformação de ondas atuam de forma mais intensa em menores profundidades, quando as ondas começam a sentir o efeito do fundo. As alturas de onda são atenuadas (painel superior) devido à refração, dissipação e, possivelmente, por terem se propagado para fora da zona de geração à medida que se aproximam da costa. A direção predominante de onda (painel inferior) tende a se aproximar da direção normal à costa devido à refração, reduzindo o setor de incidência de ondas na costa. Estas mudanças são mais intensas a partir do ponto de 50 m de profundidade.

As rosas direcionais (Figura 10) mostram que em 800 m e 100 m de profundidade as ondas mais intensas da direção ENE têm altura significativa de 2 a 2,5 m. Em 50 m, as alturas máximas das ondas vindas de ENE situam-se entre 1,5 e 2 m. Em 10 m, as ondas têm entre 1 a 1,5 m de altura e a direção vai se aproximando da normal à costa. As ondas de SSE e S aparecem neste gráfico mais em função da ocorrência em período anterior e posterior, respectivamente, à predominância das ondas de ENE (bom tempo), conforme pode ser confirmada pela série temporal de direção predominante na Figura 8.

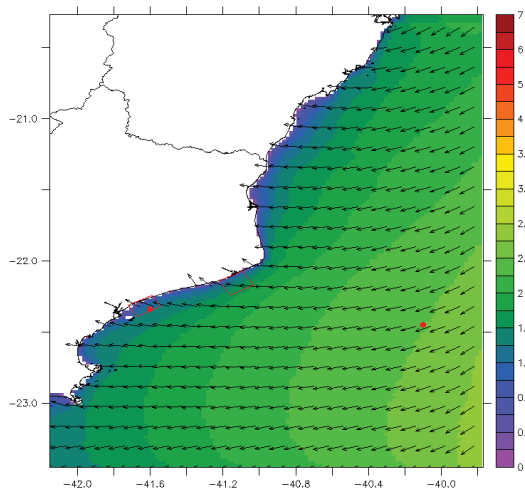
11-DEC-1992 00:00:00 SWAN – Bacia de Campos



11-DEC-1992 15:00:00 SWAN – Bacia de Campos



12-DEC-1992 03:00:00 SWAN – Bacia de Campos



12-DEC-1992 15:00:00 SWAN – Bacia de Campos

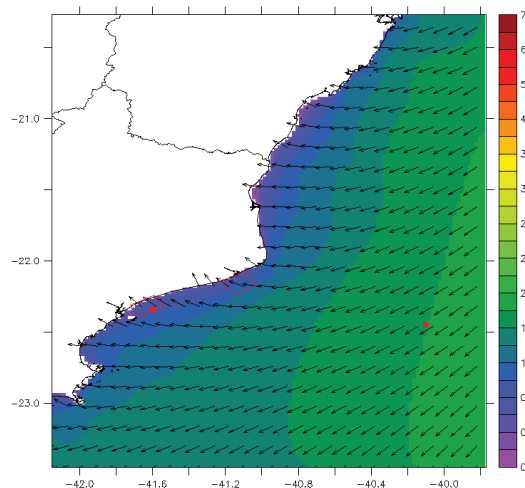


Figura 7 - Campos de H_s (sombreado em metros) e direção predominante (vetores) na Bacia de Campos durante cenário de bom tempo de 10 a 14 de dezembro de 1992. Os pontos em vermelho indicam a localização dos dois equipamentos de medição de ondas usados na validação do modelo.

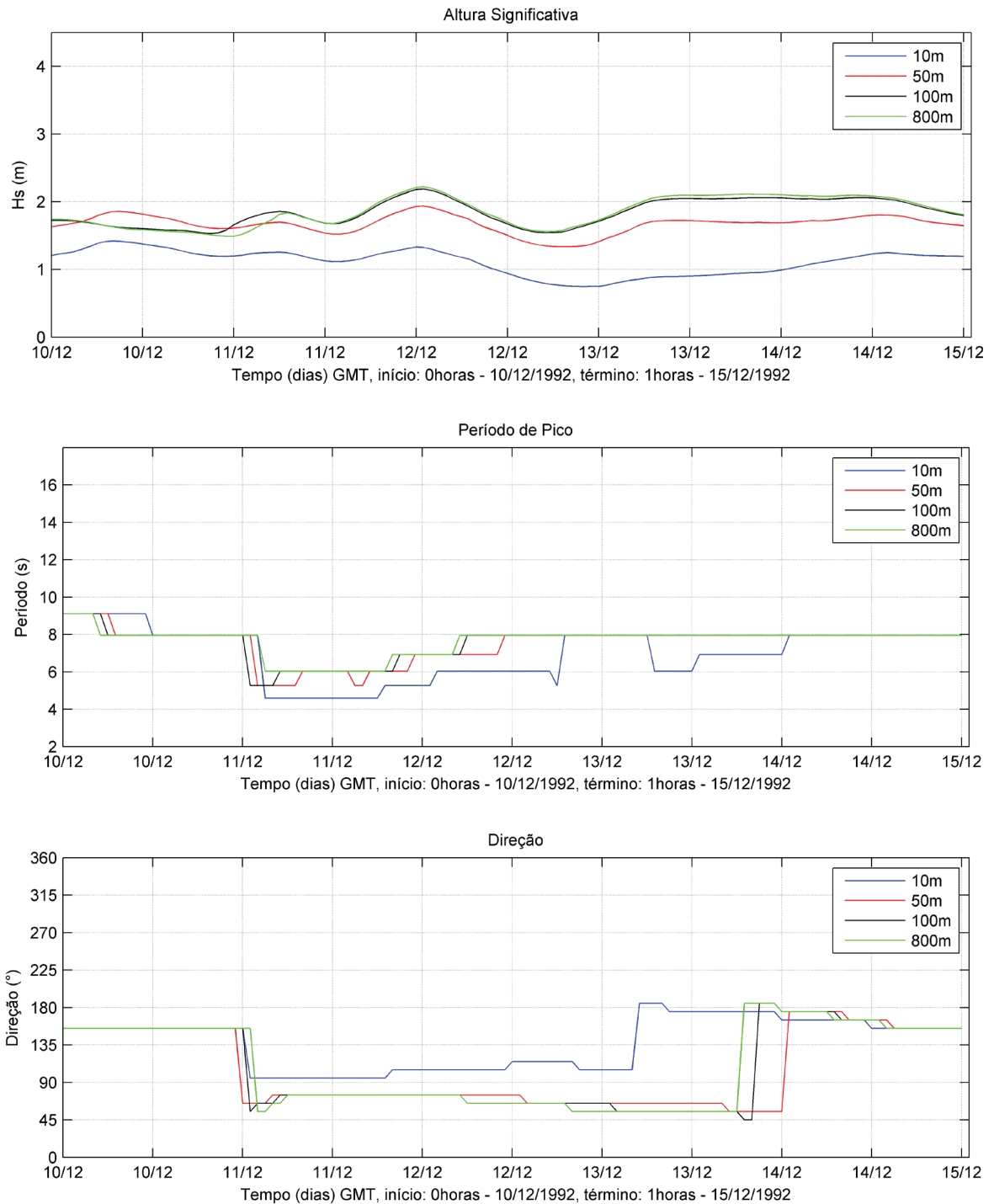


Figura 8 - Evolução temporal de H_s , T_p e direção dominante em radial próxima a Cabine. Linhas e pontos se referem a 800 m (verde), 100 m (preto), 50 m (vermelho) e 10 m (azul) de profundidade. Cenário de bom tempo de 10 a 14 de dezembro de 1992.

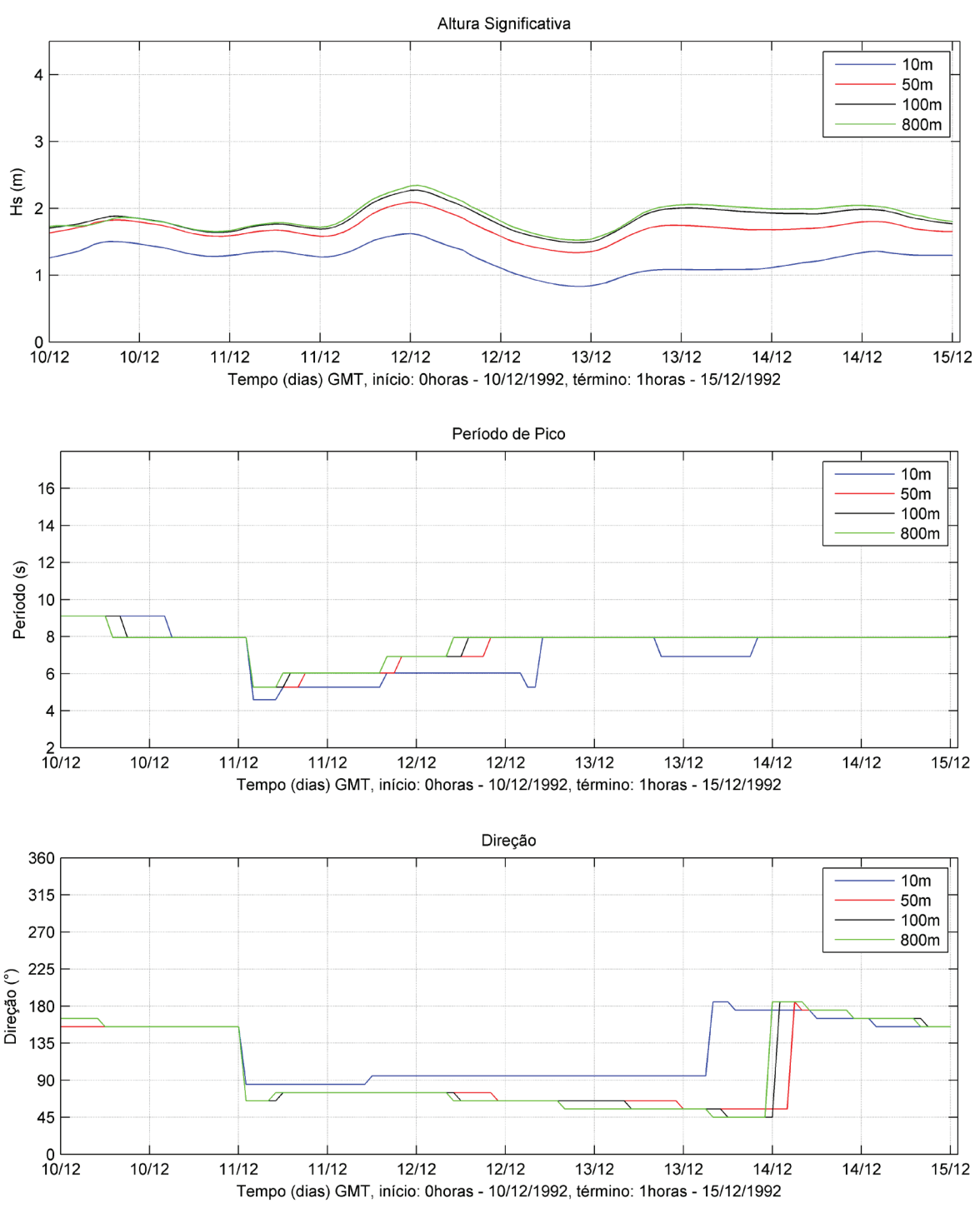


Figura 9 - Evolução temporal de H_s , T_p e direção dominante em radial próxima a Barra do Furado. Linhas e pontos se referem a 800 m (verde), 100 m (preto), 50 m (vermelho) e 10 m (azul) de profundidade. Cenário de bom tempo de 10 a 14 de dezembro de 1992.

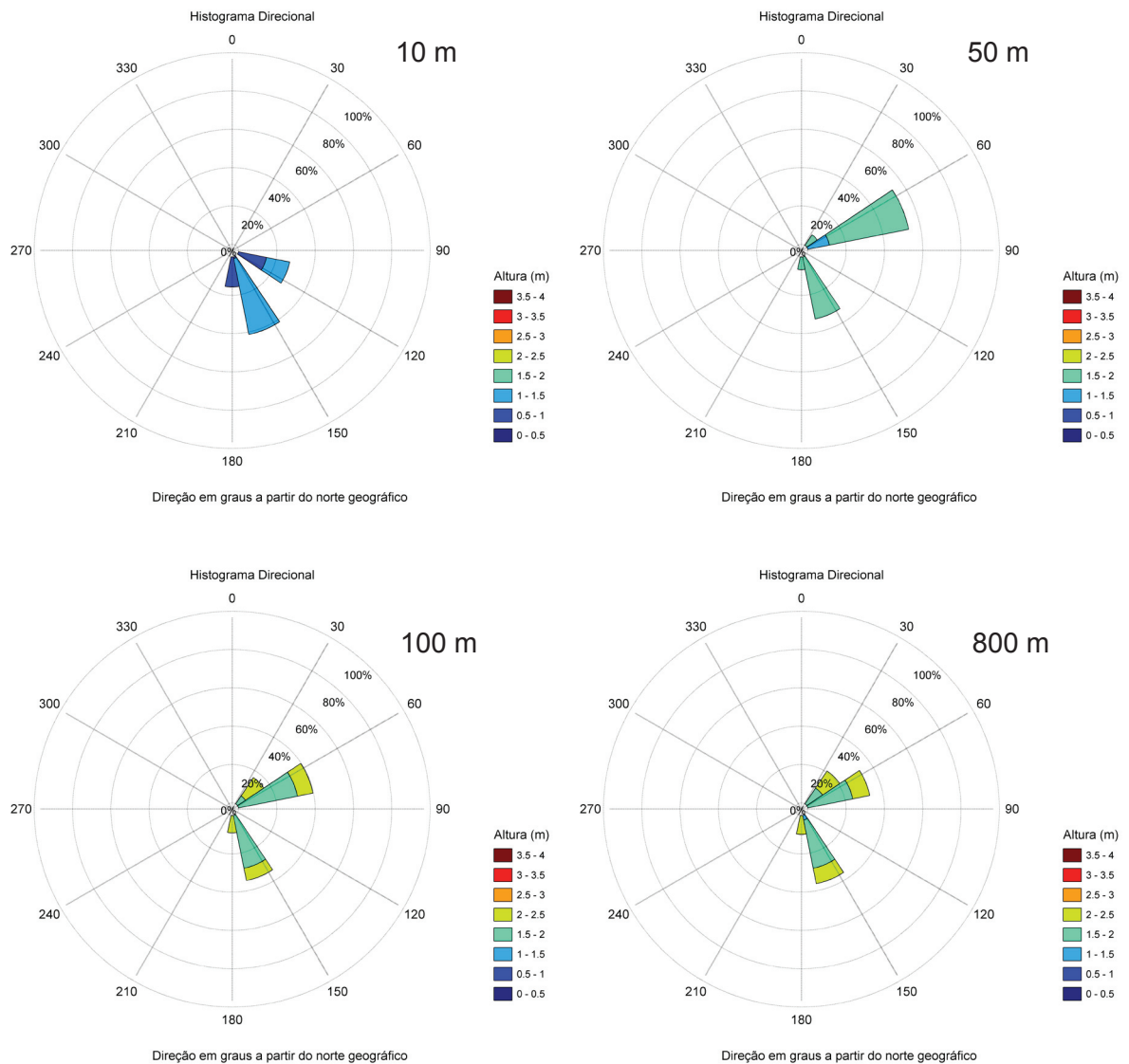


Figura 10 - Evolução direcional de H_s , em radial próxima a Cabiúnas, em profundidades de 800 m, 100 m, 50 m e 10 m. Cenário de bom tempo de 10 a 14 de dezembro de 1992.

5.2 - Cenário de bom tempo com swell distante (22 a 31 de março de 1992)

A evolução do padrão espacial neste evento (Figura 11) mostra o padrão de refração das ondas de bom tempo (ENE) até a chegada, e refração, do swell do setor S no dia 25 de março.

Nas radiais próximas às praias de Cabiúnas e Barra do Furado (Figura 12 e Figura 13, respectivamente) os dados novamente indicam atenuação de altura significativa de onda e mudança da direção predominante com tendência desta se aproximar da direção normal à linha de costa, à medida que as ondas se propagam sobre a plataforma (redução do setor de incidência), para os dois estados de mar (ENE e SSW).

As rosas direcionais (Figura 14) mostram que em 800 m o *swell* de SSW tem altura maior (entre 2,5 a 3 m) do que as ondas geradas localmente de ENE (1,5 a 2 m). À medida que as ondas se aproximam da costa, o *swell* de SSW muda de direção por efeito da refração, chegando a isóbata de 10 m com direção predominante de S e alturas entre 1 a 1,5 m. As ondas de ENE chegam à costa com direção de ESE e alturas de 0,5 a 1 m.

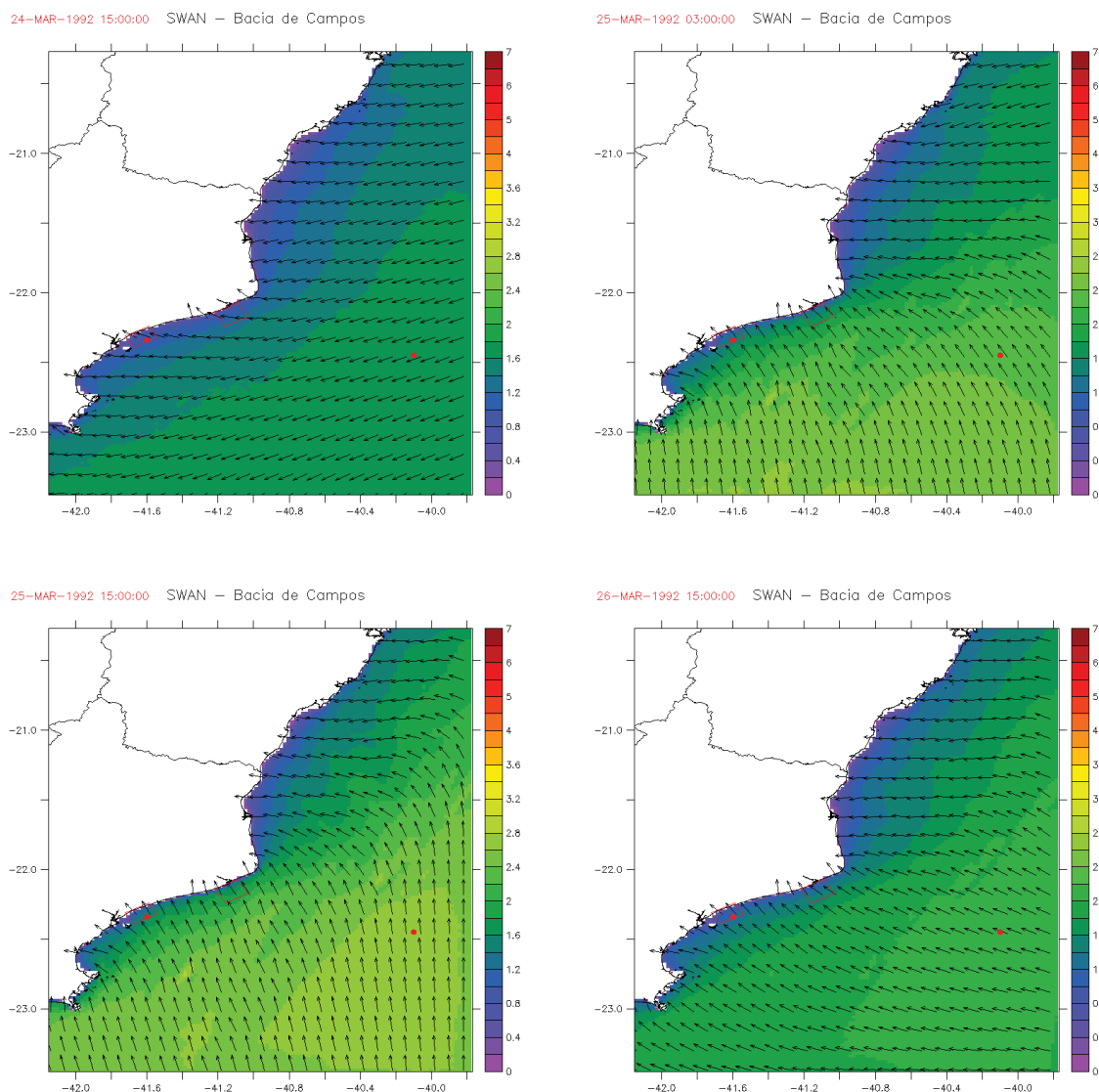


Figura 11 - Campos de H_s (sombreado em metros) e direção predominante (vetores) na Bacia de Campos durante cenário de bom tempo com swell de 22 a 31 de março de 1992. Os pontos em vermelho indicam a localização dos dois equipamentos de medição de ondas usados na validação do modelo.

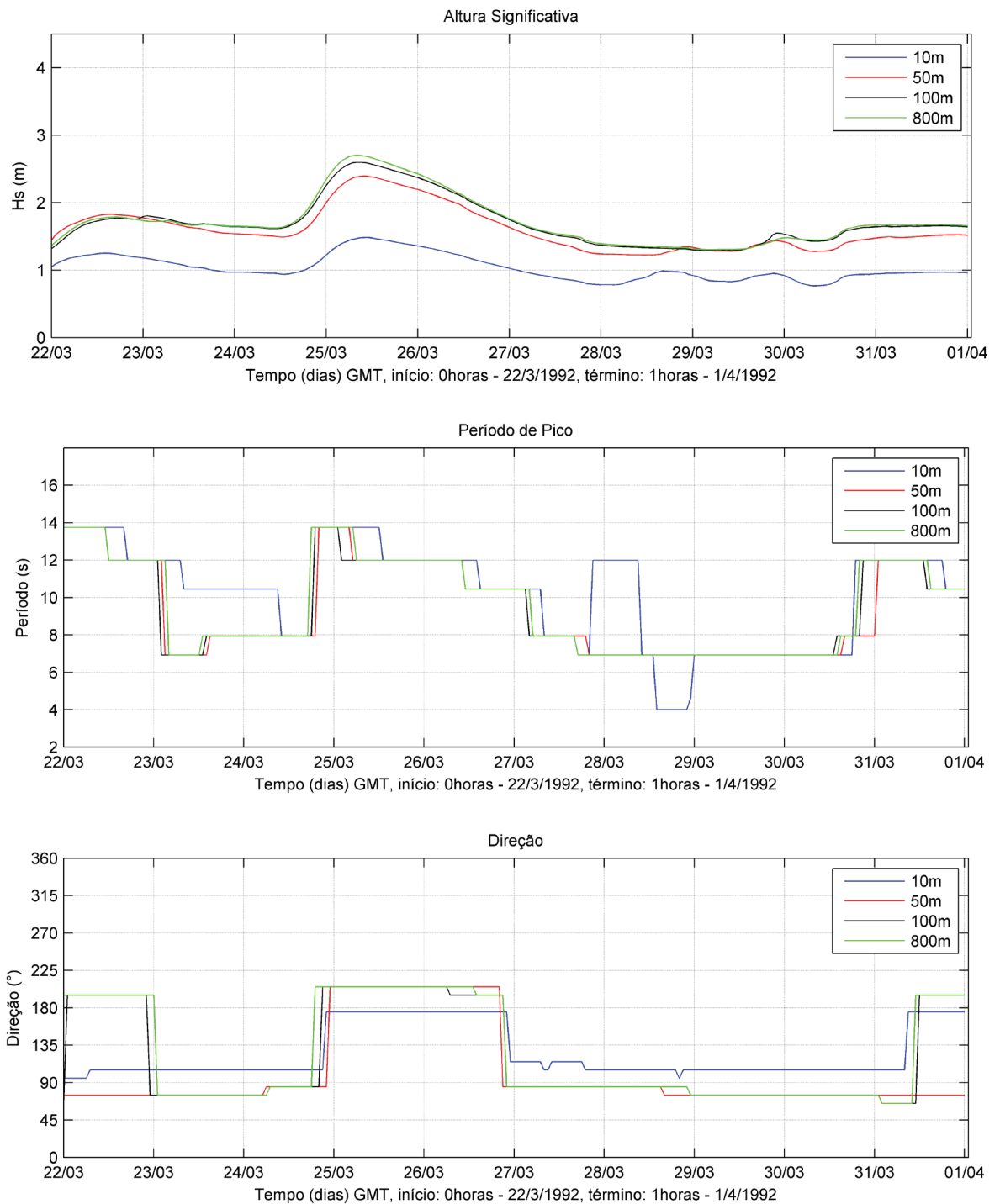


Figura 12 - Evolução temporal de H_s , T_p e direção dominante em radial próxima a Cabiú-nas. Linhas e pontos se referem a 800 m (verde), 100 m (preto), 50 m (vermelho) e 10 m (azul) de profundidade. Cenário de bom tempo com swell de 22 a 31 de março de 1992.

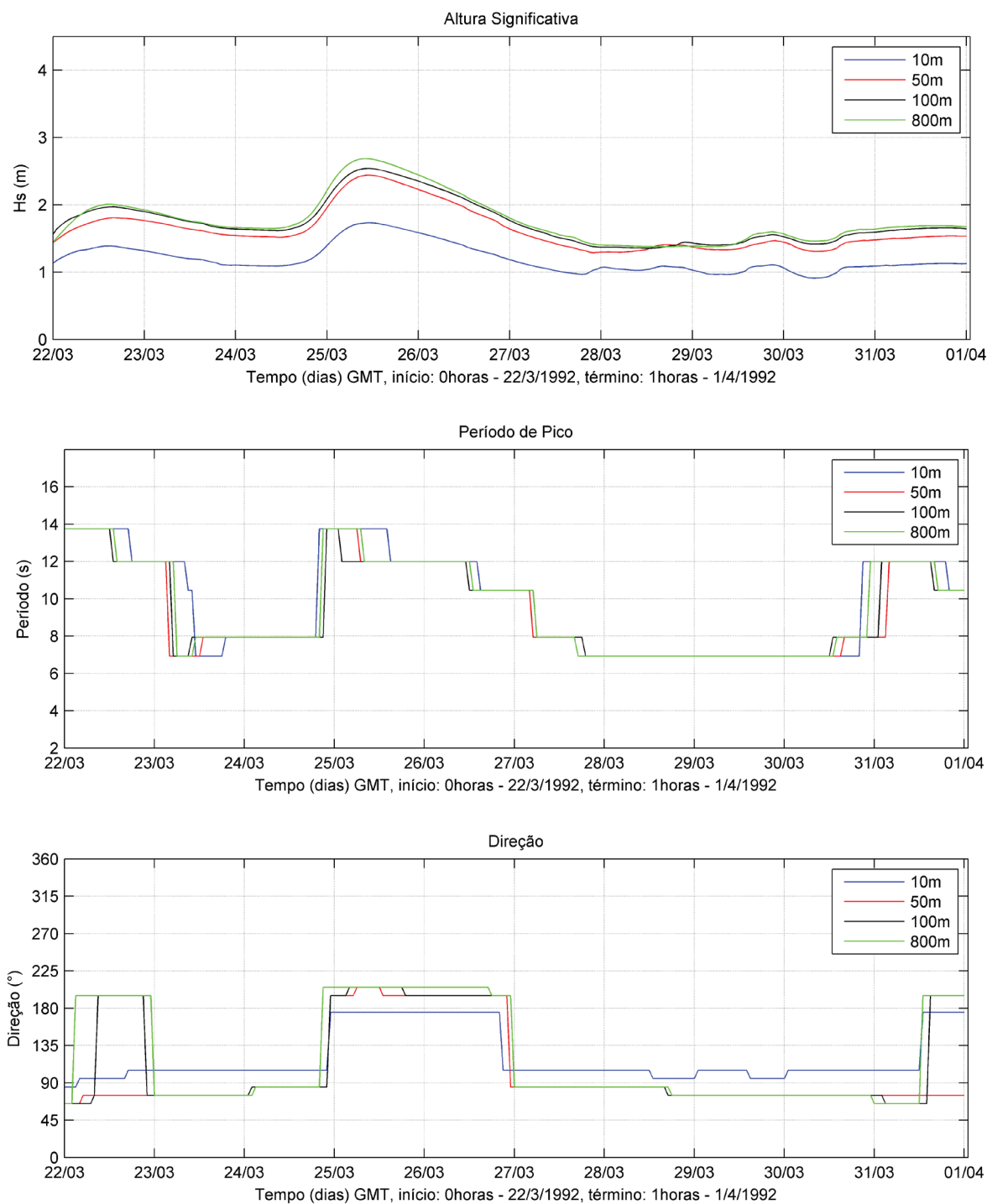


Figura 13 - Evolução temporal de H_s , T_p e direção dominante em radial próxima a Barra do Furado. Linhas e pontos se referem a 800 m (verde), 100 m (preto), 50 m (vermelho) e 10 m (azul) de profundidade. Cenário de bom tempo com swell de 22 a 31 de março de 1992.

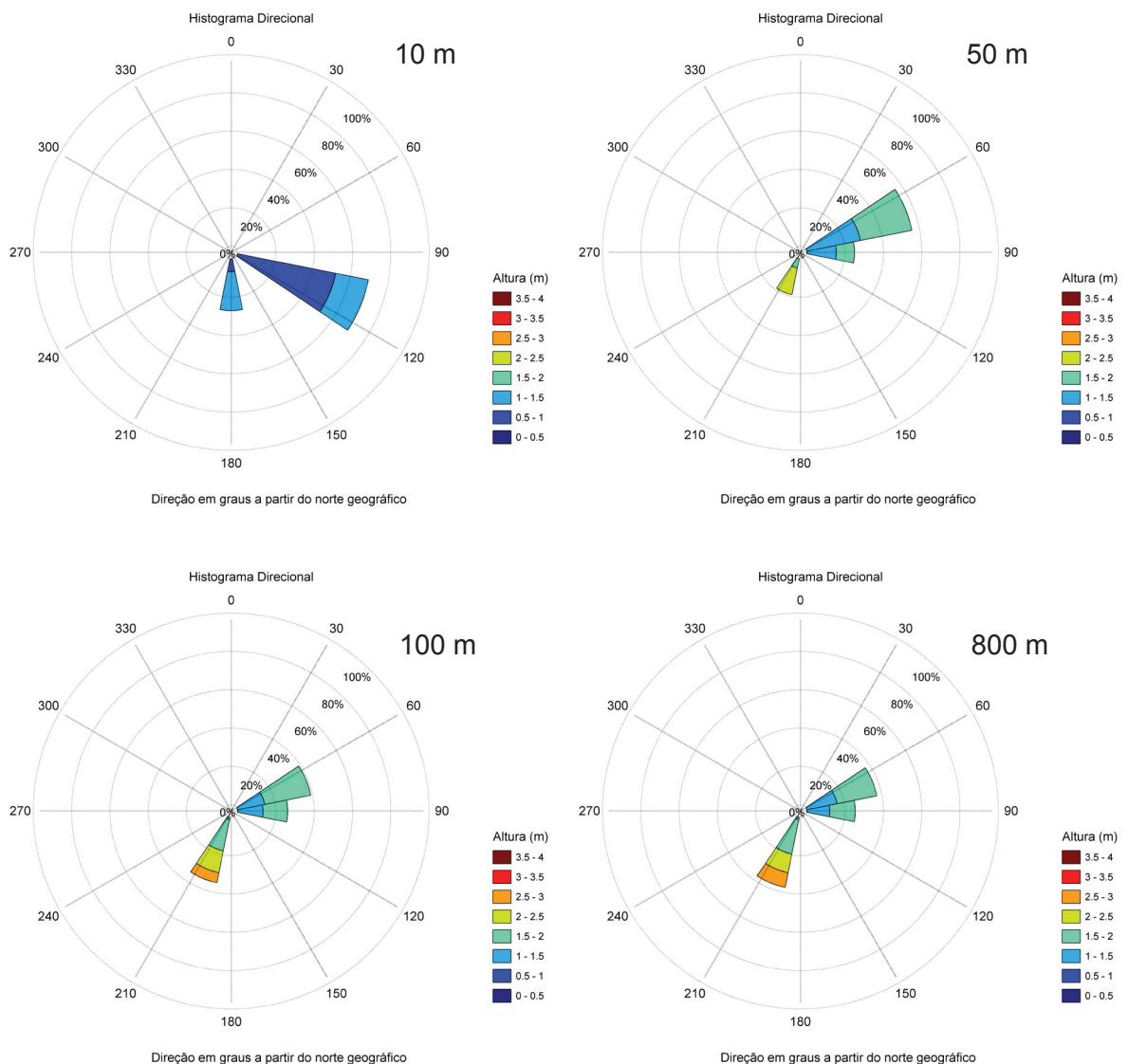


Figura 14 - Evolução direcional de H_s , em radial próxima a Cabiúnas, em profundidades de 800 m, 100 m, 50 m e 10 m. Cenário de bom tempo com swell de 22 a 31 de março de 1992.

5.3 - Cenário de mau tempo - tempestade de SW (23 a 27 de agosto de 1992)

O padrão espacial para este cenário de mau tempo (Figura 15) mostra a chegada de swell bastante energético de SSW a partir do dia 24 de agosto e a refração das ondas sobre a plataforma.

A Figura 16 e a Figura 17 mostram a atenuação da altura significativa de onda e o processo de refração ($\pm 60^\circ$) das ondas predominantes de SSW girando para o setor SSE à medida que esta se aproxima da região costeira (até 10 m).

Na porção profunda, as rosas direcionais (Figura 18) caracterizam ondas provenientes de SSW/S com alturas de onda predominando entre 3,5 a 4 m e S/SSE com alturas de ondas predominando de 1,5 a 2m. À medida que estas se aproximam da costa, as ondas de SSW mudam de direção (60°) por efeito da refração causada pelo fundo e em 10 m praticamente todas as ondas incidem com direção predominante de S/SSE com alturas de até 2,5 m.

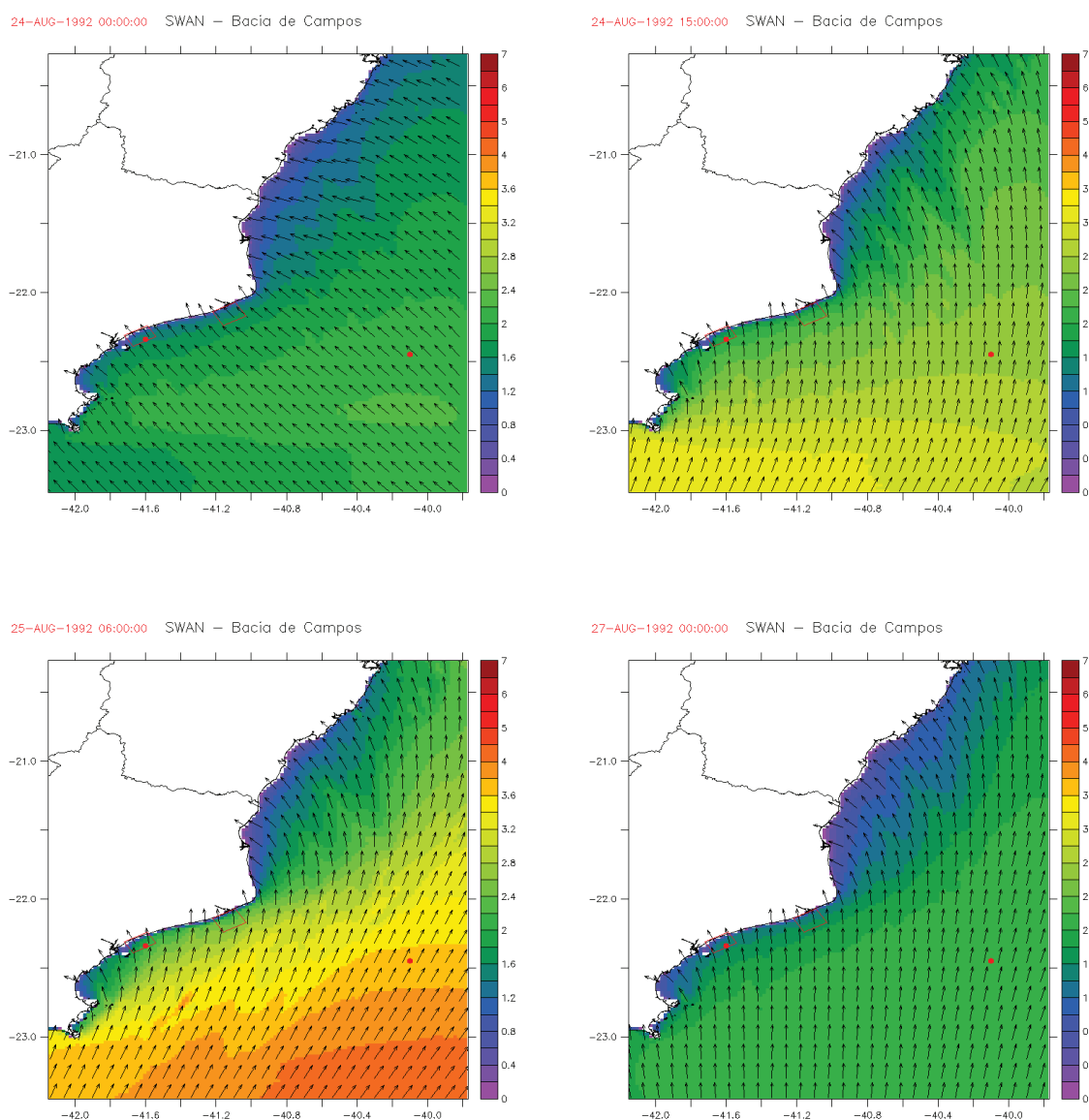


Figura 15 - Campos de H_s (sombreado em metros) e direção predominante (vetores) na Bacia de Campos durante cenário de mau tempo de SW de 23 a 27 de agosto de 1992. Os pontos em vermelho indicam a localização dos dois equipamentos de medição de ondas usados na validação do modelo.

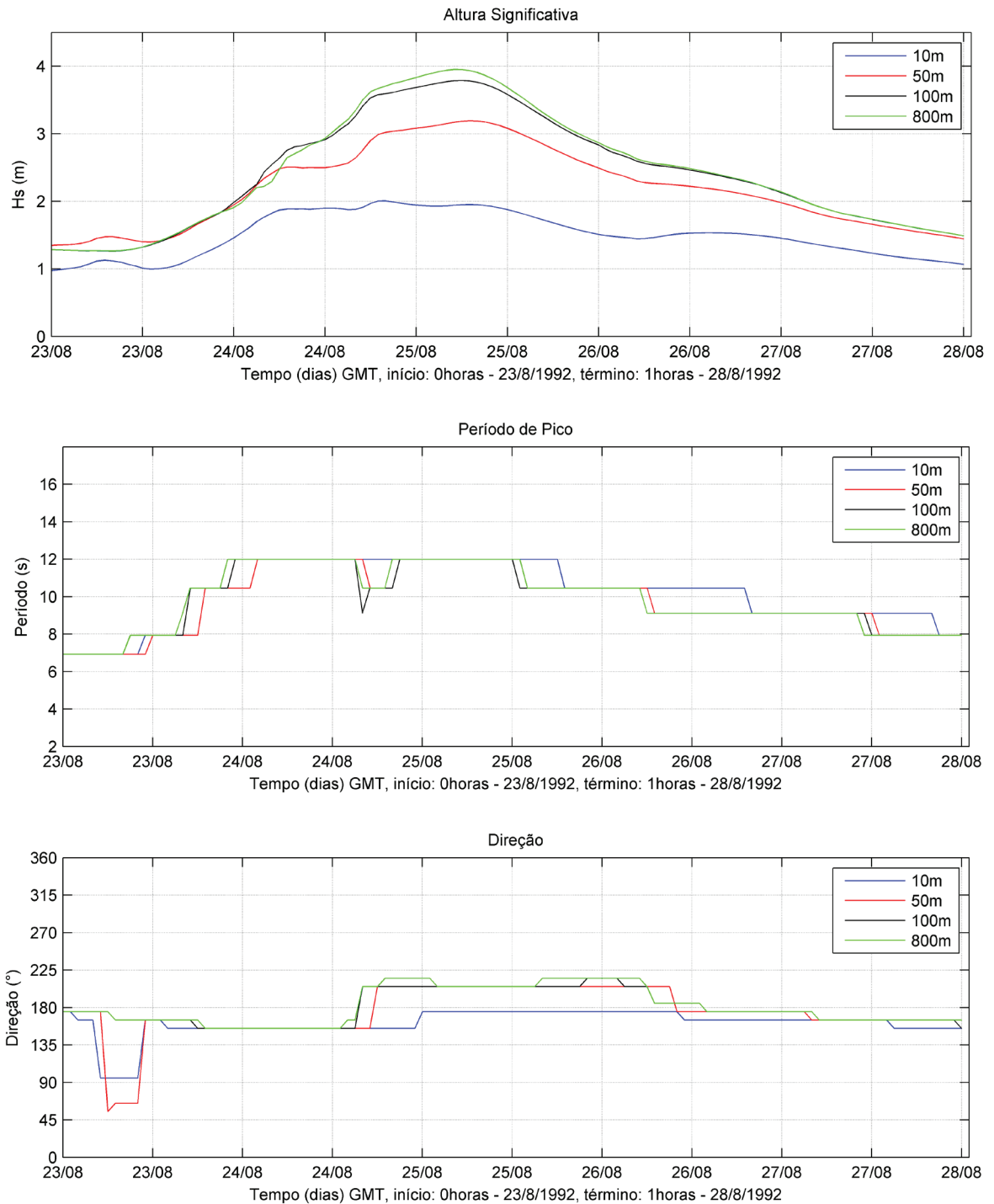


Figura 16 - Evolução temporal de H_s , T_p e direção dominante em radial próxima a Cabiúnas. Linhas e pontos se referem a 800 m (verde), 100 m (preto), 50 m (vermelho) e 10 m (azul) de profundidade. Cenário de mau tempo de SW de 23 a 27 de agosto de 1992.

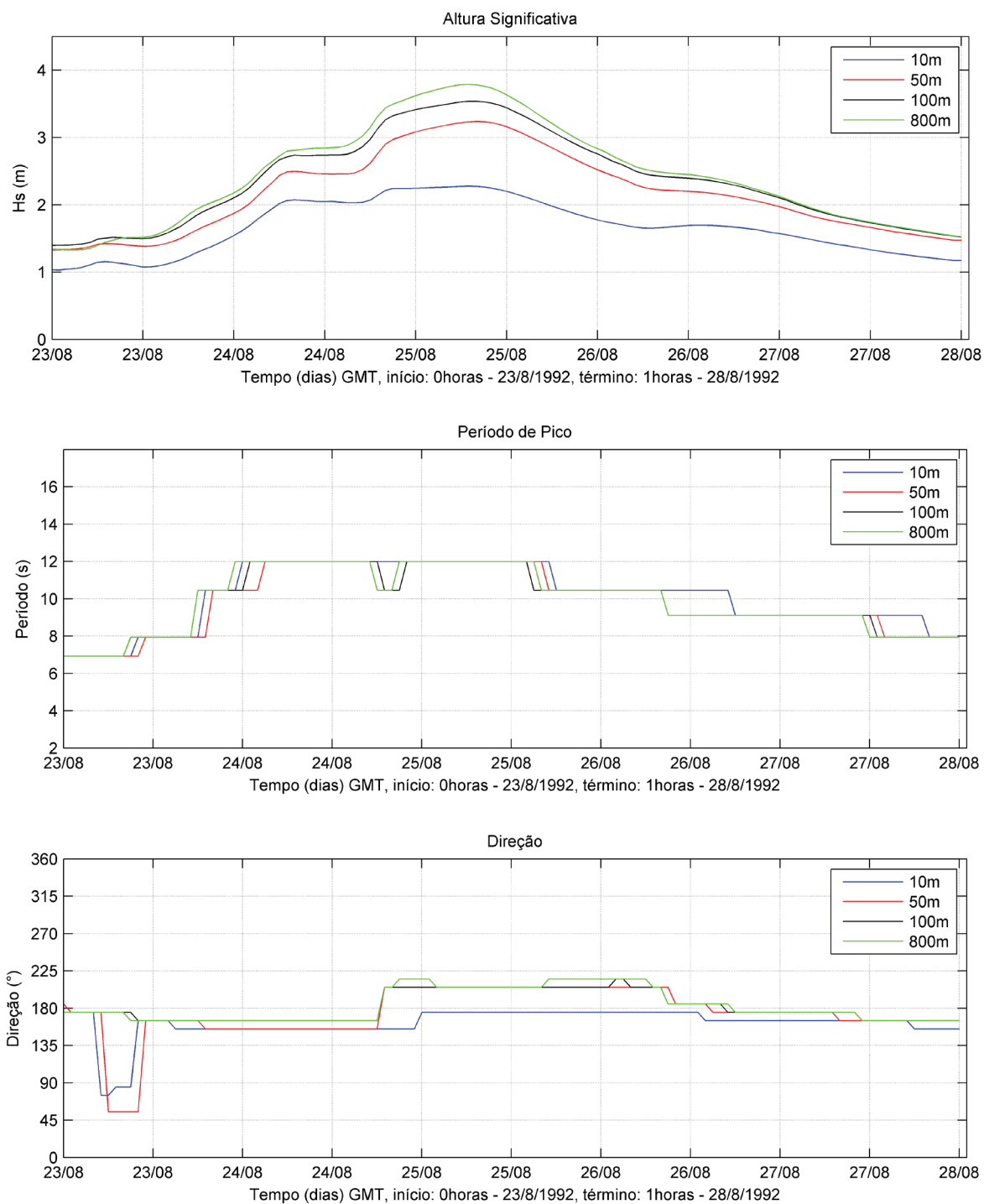


Figura 17 - Evolução temporal de H_s , T_p e direção dominante em radial próxima a Barra do Furado. Linhas e pontos se referem a 800 m (verde), 100 m (preto), 50 m (vermelho) e 10 m (azul) de profundidade. Cenário de mau tempo de SW de 23 a 27 de agosto de 1992.

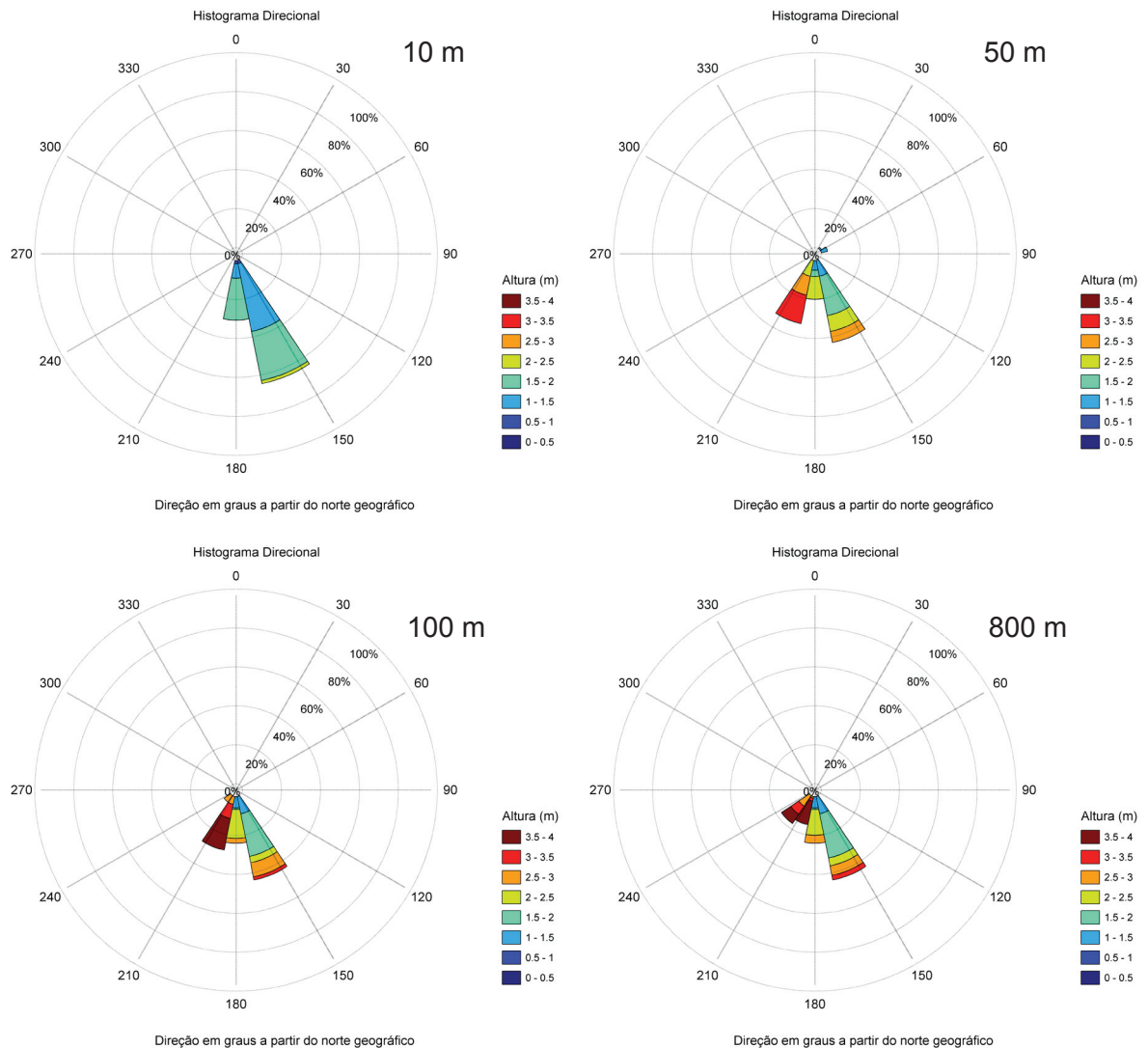


Figura 18 - Evolução direcional de H_s , em radial próxima a Cabiúnas, em profundidades de 800 m, 100 m, 50 m e 10 m. Cenário de mau tempo de SW de 23 a 27 de agosto de 1992.

5.4 - Cenário de mau tempo - tempestade de SE (08 a 15 de setembro de 1992)

O padrão espacial para este cenário de mau tempo (Figura 19) mostra a chegada de *swell* de SE a partir do dia 10 de setembro após um período onde predominou a chegada de *swell* de SSW.

O painel do meio da Figura 20 e Figura 21 mostra um *swell* de SSW no início do período estudado com períodos de até 16 s, seguido de *swell* de 9 s de SE. Nos dois casos ocorre atenuação da altura significativa de onda (painel superior) por dissipação e refração, principalmente, junto com a mudança da direção devido à refração sobre a plataforma (painel inferior).

As rosas direcionais representadas na Figura 22 mostram que em 800 m as ondas

mais intensas de SSW, SE e ESE chegam a 3m de altura significativa durante o período. À medida que estas se aproximam da costa, as ondas de SSW giram no sentido anti-horário e as ondas de ESE no sentido horário, se aproximando da direção normal à praia devido ao efeito da refração do fundo, e incidem na isóbata 10 m com direções predominantes de SSE e SE e alturas de aproximadamente 1,5 a 2m.

Embora as ondas em águas profundas do cenário (C) sejam bem mais energéticas do que no caso do cenário (D), as ondas chegam à isóbata de 10 m com aproximadamente as mesmas alturas nos dois casos. Isso se deve ao fato das ondas de SSW, no caso (C), sofrerem maiores efeitos de refração na área das duas radiais estudadas do que as ondas de SE, no caso (D).

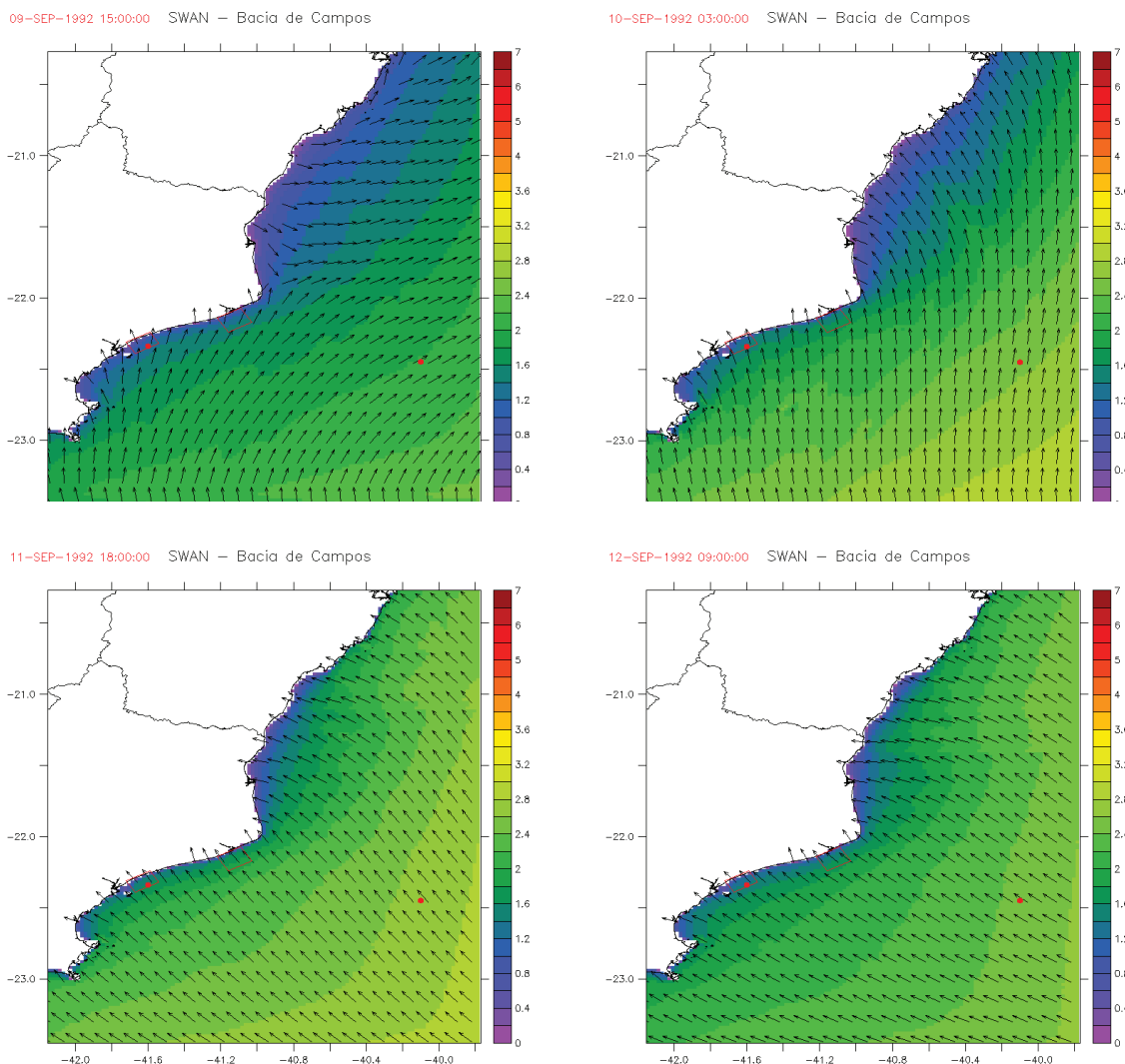


Figura 19 - Campos de H_s (sombreado em metros) e direção predominante (vetores) na Bacia de Campos durante cenário de mau tempo de SE de 8 a 15 de setembro de 1992. Os pontos em vermelho indicam a localização dos dois equipamentos de medição de ondas usados na validação do modelo.

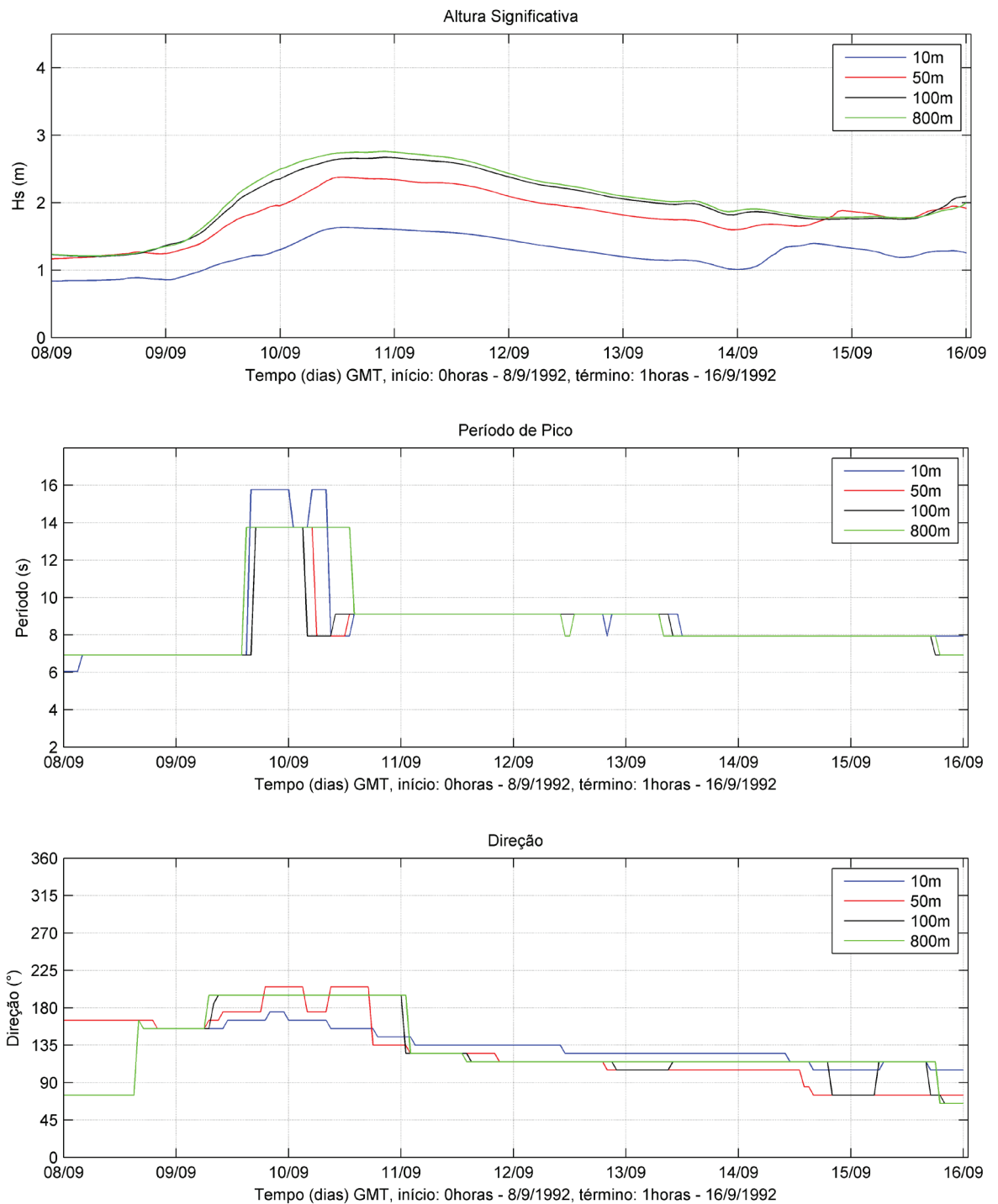


Figura 20 - Evolução temporal de H_s , T_p e direção dominante em radial próxima a Cabiúnas. Linhas e pontos se referem a 800 m (verde), 100 m (preto), 50 m (vermelho) e 10 m (azul) de profundidade. Cenário de mau tempo de SE de 8 a 15 de setembro de 1992.

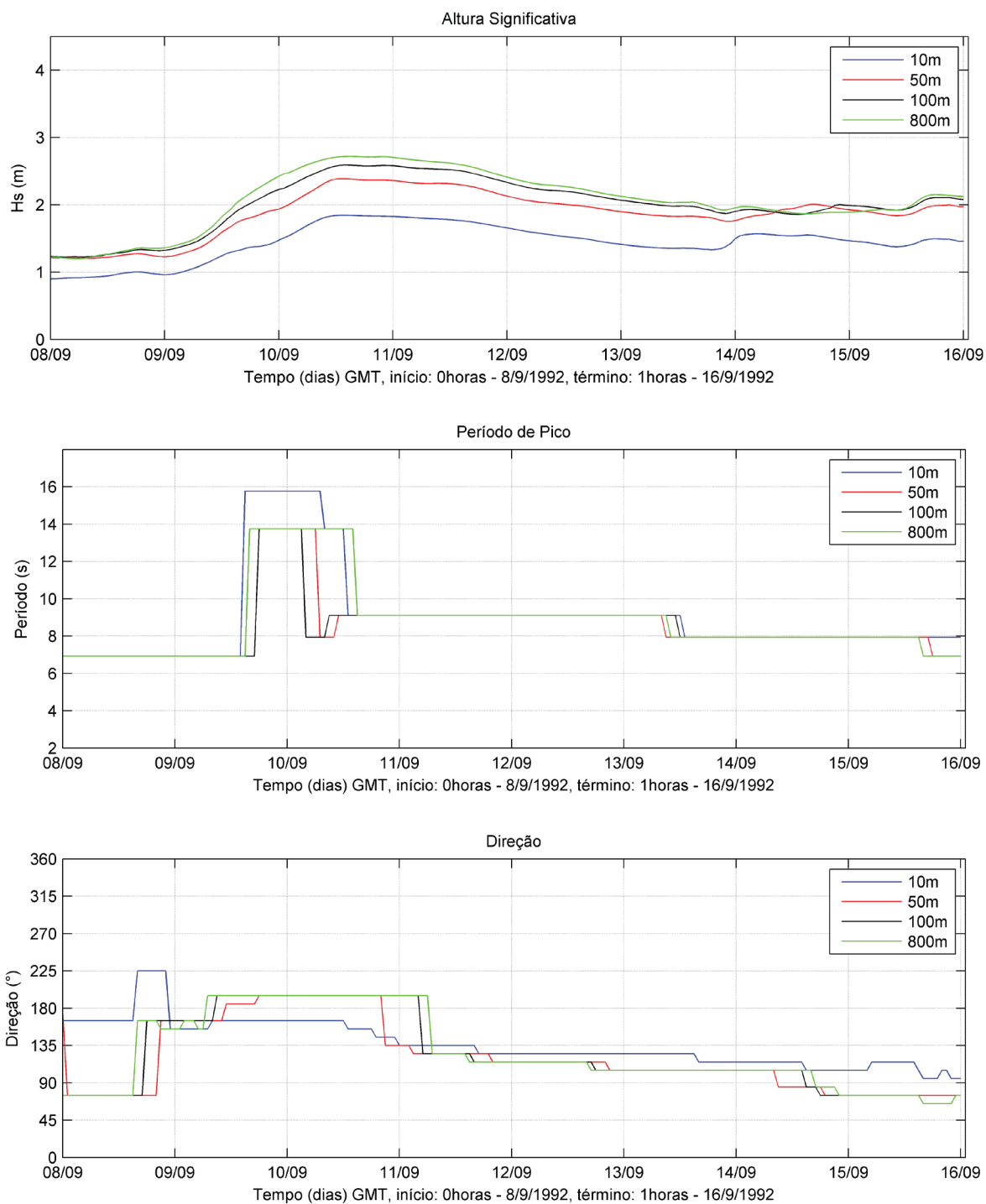


Figura 21 - Evolução temporal de H_s , T_p e direção dominante em radial próxima a Barra do Furado. Linhas e pontos se referem a 800 m (verde), 100 m (preto), 50 m (vermelho) e 10 m (azul) de profundidade. Cenário de mau tempo de SE de 8 a 15 de setembro de 1992.

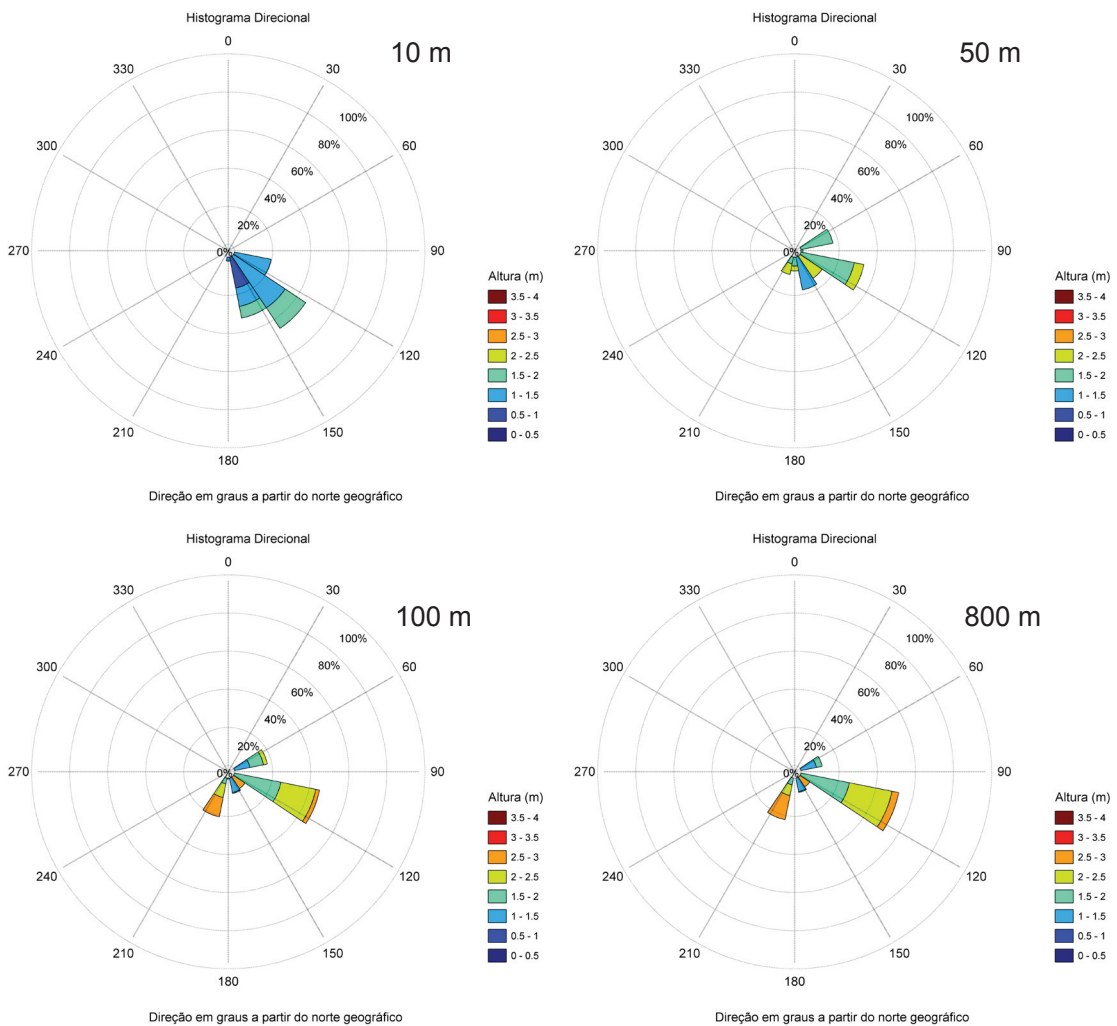


Figura 22 - Evolução direcional de H_s , em radial próxima a Cabiúnas, em profundidades de 800 m, 100 m, 50 m e 10 m. Cenário de mau tempo de SE de 8 a 15 de setembro de 1992.

6 - Correntes de deriva litorânea

As correntes de deriva litorânea são correntes induzidas por ondas que se aproximam obliquamente do litoral. Ocorrem devido à quebra de ondas e aos gradientes de fluxo de momento na zona de arrebentação ativa (USACE, 2001). Sua magnitude é proporcional à energia das ondas incidentes e à “obliquidade” da linha de costa (assumindo contornos de costa paralelos aos contornos do fundo do mar). Quanto maiores os ângulos formados entre a crista e o litoral, mais fortes serão as correntes. Ondas que incidem em ângulos relativamente grandes criam correntes mais fortes do que aquelas que se aproximam com ângulos próximos ao normal. A direção das correntes de deriva litorânea é paralela à costa (ou aos contornos do fundo do mar), subindo ou descendo, dependendo da direção das ondas.

Os resultados obtidos com a implementação do modelo SWAN foram utilizados como dados de entrada para o modelo paramétrico. A evolução temporal do perfil transversal da corrente litorânea, para as diferentes categorias de mar da Tabela 2, está apresentada na Figura 23 e na Figura 25, para a Praia de Cabiúnas, e na Figura 24 e na Figura 26, para a Praia de Barra do Furado. Para cada cenário, são apresentados gráficos da altura significativa, do período e da direção de pico e a distribuição de correntes de deriva litorânea perpendicularmente à costa. Nos gráficos de direção das Figuras 23 a 26, a reta vermelha representa o azimute da direção normal à praia (129 graus e 150 graus para Cabiúnas e Barra do Furado, respectivamente).

Pode-se observar que, em geral, a corrente litorânea é proporcional à altura significativa e ao ângulo de chegada da onda em relação à normal à praia. Estados de mar com maiores alturas de onda e que chegam com ângulos mais oblíquos, geram correntes mais fortes. Quando o ângulo de chegada das ondas muda de lado em relação à normal à praia, é possível observar as inversões do sentido da corrente *longshore*.

Em Cabiúnas, as correntes geradas por ondas de Bom Tempo (Figura 23) caracterizam um deslocamento em direção sudoeste, com inversões a nordeste devido à incidência das ondas provenientes do quadrante sul. É importante ressaltar que os valores de velocidade mais elevados no evento de bom tempo (10 a 14 de dezembro) estão relacionados a uma ondulação de sul, com altura significativa de onda de aproximadamente 0,9 m. Já no cenário de bom tempo com *swell* distante (22 a 31 de março, painel direito da Figura 23), o evento com maiores velocidades ocorreu entre os dias 25 a 27 de março, devido à incidência de ondas de sul com alturas de 1,5 m aproximadamente.

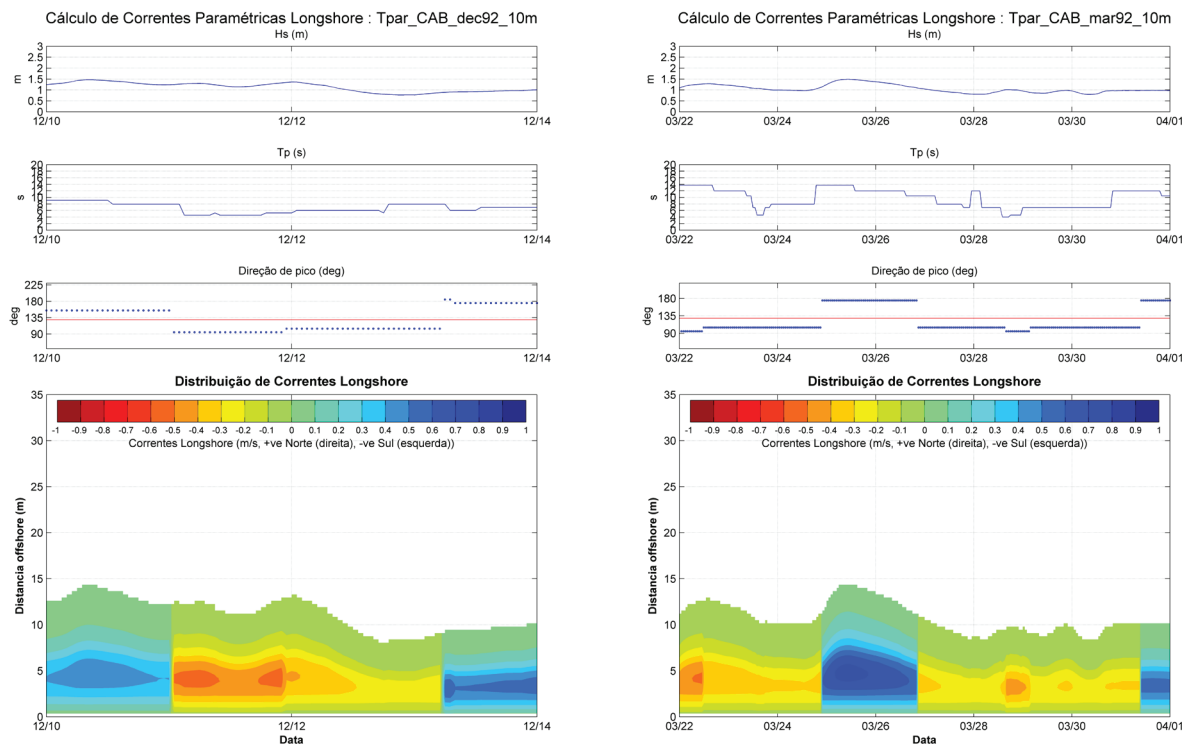


Figura 23 – Evolução temporal da distribuição cross-shore da corrente litorânea em Cabiúnas. Cenário de bom tempo de 10 a 14 de dezembro de 1992 (esquerda) e bom tempo com swell distante de 22 a 31 de março de 1992 (direita). A reta vermelha no gráfico de direção representa o azimute da direção normal à praia.

Em Barra do Furado, as correntes geradas por ondas de bom tempo (Figura 24) caracterizam um deslocamento predominantemente no sentido sudoeste, com inversões devido à incidência das ondas de sul nos dias 14 de dezembro e 25, 26 e 31 de março de 1992. É importante ressaltar que os valores de velocidade mais elevados estão relacionados aos eventos de Bom Tempo com direção de 85 graus.

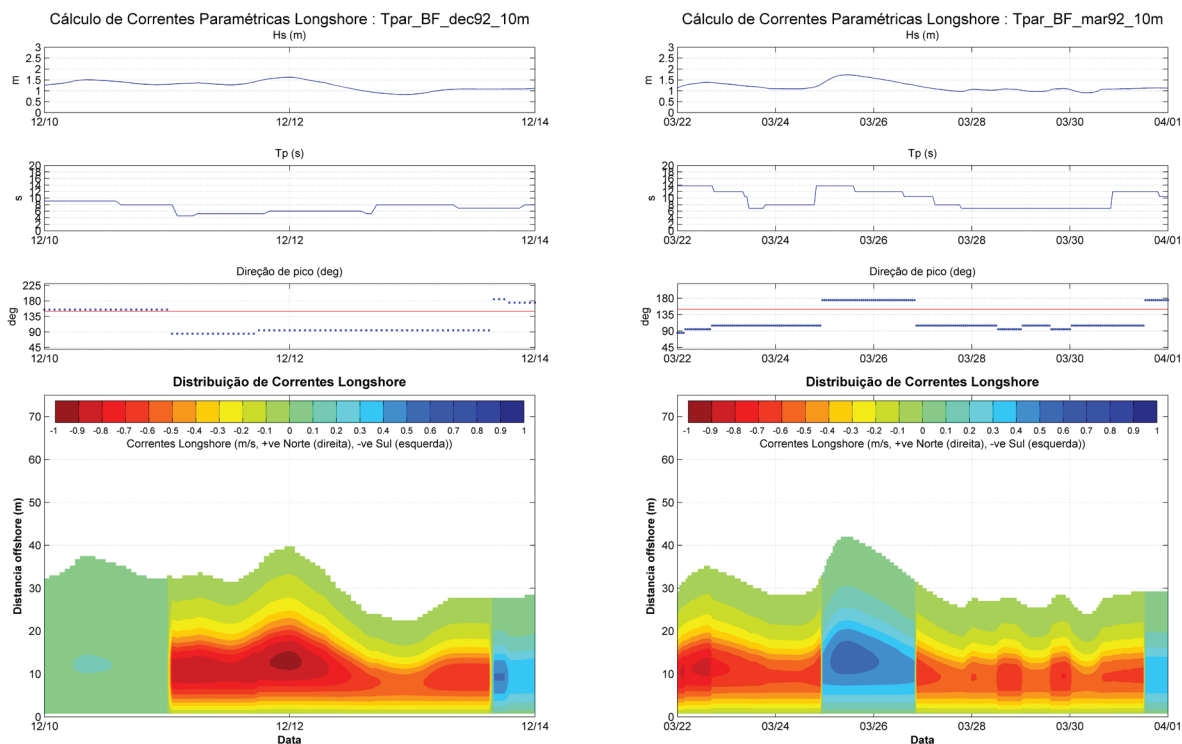


Figura 24 - Evolução temporal da distribuição cross-shore da corrente litorânea em Barra do Furado. Cenário de bom tempo de 10 a 14 de dezembro de 1992 (esquerda) e bom tempo com swell distante de 22 a 31 de março de 1992 (direita). A reta vermelha no gráfico de direção representa o azimuth da direção normal à praia.

As correntes geradas na Praia de Cabiúnas devido a eventos de Mau Tempo (Figura 25) caracterizam um deslocamento predominantemente no sentido nordeste, com inversões devido à incidência das ondas de leste. As maiores velocidades das correntes de Mau Tempo com tempestade de sudoeste (Figura 25) ocorreram entre os dias 25 e 26 de agosto, devido à incidência das ondas de sul, com altura significativa de aproximadamente 2,0 m. Já no evento de Mau Tempo com tempestade de sudeste (8 a 15 de setembro de 1992, painel direito da Figura 25), as correntes apresentaram menores intensidades devido ao menor ângulo de incidência das ondas em relação à posição da linha de costa da Praia de Cabiúnas.

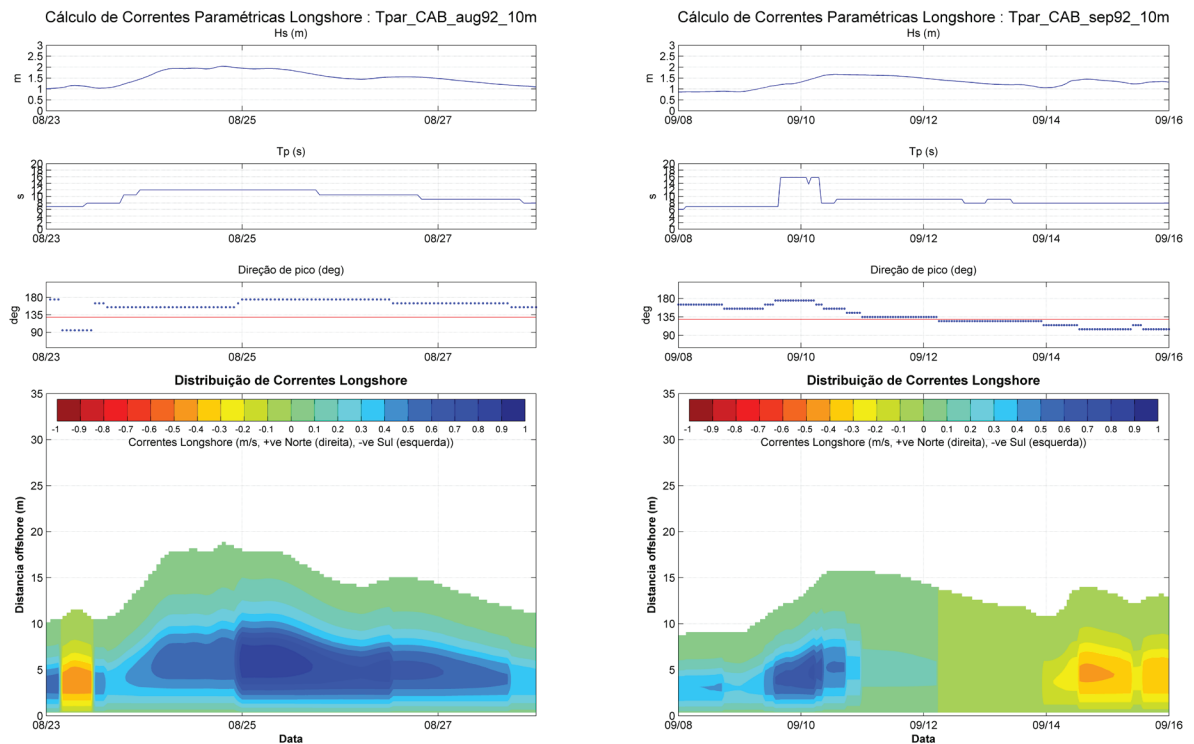


Figura 25 – Evolução temporal da distribuição cross-shore da corrente litorânea em Cabiúnas. Cenário de mau tempo com tempestade de SW de 23 a 27 de agosto de 1992 (esquerda) e mau tempo com tempestade de SE de 8 a 15 de setembro de 1992 (direita). A reta vermelha no gráfico de direção representa o azimute da direção normal à praia.

Em Barra do Furado, as correntes geradas por ondas de Mau Tempo (Figura 26) caracterizam-se por um sentido predominante de nordeste no evento de 23 a 27 de agosto (tempestade de sudoeste, painel esquerdo) devido ao predomínio das ondas de sul e sul-sudeste e um escoamento predominantemente no sentido sudoeste no evento de tempestade de sudeste (painel direito), entre os dias 08 e 15 de setembro, como resposta às ondas provenientes de sudeste e leste. Destaca-se que os valores de velocidade mais elevados no evento de Mau Tempo de sudoeste (23 a 27 de agosto) estão relacionados a uma ondulação de leste, com altura significativa de onda de aproximadamente 1,15 m. Já em Mau Tempo com tempestade de sudeste (08 a 15 de setembro), o evento com maiores velocidades ocorreu entre os dias 8 a 10 de dezembro, devido à incidência de ondas de sudoeste com alturas de aproximadamente 1,0 m.

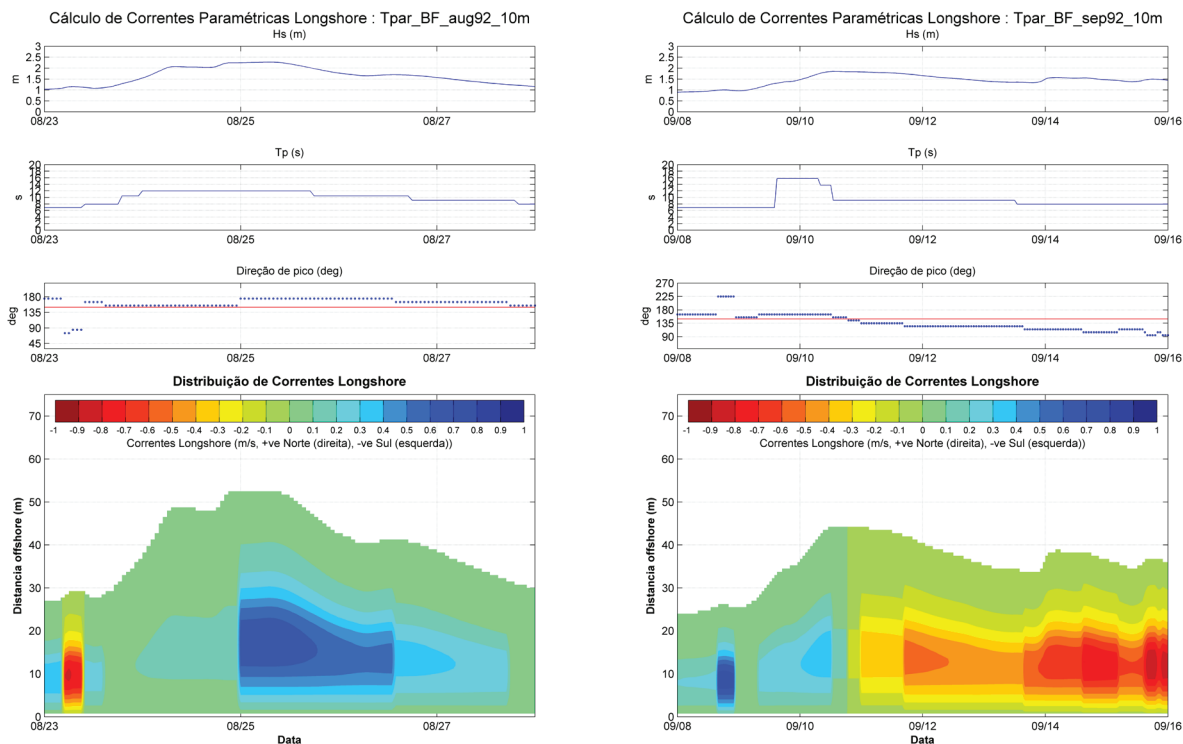


Figura 26 - Evolução temporal da distribuição cross-shore da corrente litorânea em Barra do Furado. Cenário de mau tempo com tempestade de SW de 23 a 27 de agosto de 1992 (esquerda) e mau tempo com tempestade de SE de 8 a 15 de setembro de 1992 (direita). A reta vermelha no gráfico de direção representa a azimute da direção normal à praia.

Os resultados mostram que o quanto maior é a diferença entre a direção de chegada das ondas e a direção normal à praia, maior é a intensidade das correntes.

A Tabela 4 e a Tabela 5 apresentam os parâmetros calculados nas simulações em Cabiúnas e Barra do Furado, respectivamente, para as quatro categorias de estados de mar listadas na Tabela 2. Também estão apresentados valores aproximados de altura significativa em águas profundas, altura significativa próximo à praia e diferença entre direção de onda na arrebentação e direção normal à praia associados ao evento de corrente máxima. Estes dados confirmam o fato de que as correntes mais fortes não estão necessariamente associadas às condições de tempestades em águas profundas na Bacia de Campos (que ocorreram em agosto e setembro de 1992), mas podem estar relacionadas com as condições (direção, por exemplo) de chegada da onda na região próxima à praia.

Tabela 4 – Parâmetros derivados do modelo paramétrico de corrente litorânea em Cabiúnas. H_{s0} , H_{sp} e Δ_{dir} representam valores aproximados de altura significativa em águas mais profundas (100m), altura significativa próximo à praia e diferença entre direção de onda na arrebentação e direção normal à praia associados ao evento de corrente máxima

Período	Corrente max (m/s)	max N (m/s)	max S (m/s)	média (m/s)	mediana (m/s)	direção média	direção mediana	H_{s0} (m) H_{sp} (m) Δ_{dir} (°)
Bom Tempo Dezembro/1992	+0,41	+0,41	-0,36	+0,04	-0,13	N	S	2,05 0,90 56°
Bom Tempo com swell Março/1992	+0,55	+0,55	-0,33	-0,04	-0,16	S	S	2,59 1,49 46°
Mau tempo de SW Agosto/1992	+0,68	+0,68	-0,32	+0,43	+0,44	N	N	3,1 1,94 46°
Mau tempo de SE Setembro/1992	+0,47	+0,47	-0,22	+0,12	+0,10	N	N	2,50 1,48 46°

Tabela 5 – Parâmetros derivados do modelo paramétrico de corrente litorânea em Barra do Furado. H_{s0} , H_{sp} e Δ_{dir} representam valores aproximados de altura significativa em águas mais profundas (100 m), altura significativa próximo à praia e diferença entre direção de onda na arrebentação e direção normal à praia associados ao evento de corrente máxima.

Período	Corrente max (m/s)	max N (m/s)	max S (m/s)	média (m/s)	mediana (m/s)	direção média	direção mediana	H_{s0} (m) H_{sp} (m) Δ_{dir} (°)
Bom Tempo Dezembro/1992	-0,75	+0,33	-0,75	-0,29	-0,45	S	S	1,92 1,40 70°
Bom Tempo com swell Março/1992	-0,66	+0,32	-0,66	-0,20	-0,43	S	S	1,73 1,17 70°
Mau tempo de SW Agosto/1992	+0,40	+0,40	-	+0,19	+0,12	N	N	1,48 1,14 80°
Mau tempo de SE Setembro/1992	-0,57	+0,29	-0,57	-0,19	-0,31	S	S	1,33 1,0 70°

7 - Síntese

Neste Capítulo foram apresentadas simulações numéricas de transformação de ondas sobre a plataforma continental da Bacia de Campos para quatro estados de mar representativos do clima de ondas na região definidos no Capítulo 2 deste volume. Uma estimativa paramétrica das correntes litorâneas induzidas por ondas nas praias de Barra do Furado e Cabiúnas também foi calculada.

À medida que as ondas se propagam sobre a plataforma continental ocorre atenuação da altura significativa de onda por refração, principalmente, e possivelmente também devido à dissipação e o afastamento da zona de geração das ondas. A direção predominante tende a se aproximar da direção normal à linha de costa devido à refração, diminuindo o setor de incidência de ondas.

Apesar do caso de tempestade de SSW apresentar ondas em águas profundas bem mais energéticas (alturas aproximadamente 1,4 vezes maiores) do que o caso de tempestade de SE, nos dois casos as ondas chegam em 10 m de profundidade com aproximadamente a mesma altura. As ondas de SSW sofrem mais refração até alcançar às praias de Cabiúnas e Barra do Furado.

A evolução temporal do perfil transversal das correntes litorâneas das praias de Barra do Furado e Cabiúnas mostrou variação de intensidade e da extensão da faixa de atuação destas correntes, conforme as condições locais de fundo das praias estudadas e da chegada das ondas. Em Cabiúnas, os maiores valores de corrente para três casos com mesmo ângulo de incidência (relativo à direção normal à praia) próximo a 45°, onde a teoria indica valores máximos, acabam dependendo apenas da altura de onda na arrebentação. Nos dois casos de Mau Tempo em Barra do Furado apesar do evento com swell de SW apresentar altura de onda em águas rasas maior do que o evento de SE, o ângulo de chegada das ondas mais próximo dos 45° neste segundo caso, acaba resultando em correntes mais fortes.

Em Barra do Furado, as maiores velocidades estiveram associadas ao evento de Bom Tempo, confirmando que correntes litorâneas mais fortes não estão necessariamente associadas às condições de tempestades em águas profundas na Bacia de Campos já que as ondas sofrem transformação em sua passagem sobre a plataforma.

8 - Referências

- Bastos, A.C., Silva, C.G., 2000. Caracterização morfodinâmica do litoral Norte Fluminense, RJ, Brasil. *Rev. Bras. Oceanogr.* 48 (1), 41-60.
- Battjes, J.A., Janssen, J.P.F.M., 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves, in: *Proceedings of 16th International Conference on Coastal Engineering*, New York, pp. 569-587.
- Beji, S., Battjes, J.A., 1993. Experimental investigation of wave propagation over a bar, *Coastal Engineering* 19, 151-162.
- Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions 1. Model description and validation. *J. of Geophysical Research* 104 (C4), 7649–7666.
- Brehme, I., 1984. Vales submarinos entre o Banco de Abrolhos e Cabo Frio (Rio de Janeiro). Tese MSc., Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Dingemans, M.W., 1997. *Water Wave Propagation Over Uneven Bottoms*, part 1, *Linear Wave Propagation*. Adv. Ser. Ocean Eng 13, World Scientific, Singapore.
- Hasselmann, Y., Battjes, J.A., 1995. Parameterization of triad interactions in wave energy models, *Coastal Dynamics Conference 95*, Poland.
- EPA (Environmental Protection Agency), 2000. *Hydrodynamic and Water Quality Model of Christina River Basin, Region III*, Philadelphia, PA, Final Report.
- Hasselmann, K., 1974. On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping. *Bound.-layer Meteor.* 6 (1-2), 107-127.
- Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, W., Walden, H., 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Dtsch. Hydrogr. Z. Suppl.*, 12 (A8).
- Hasselmann, S., Hasselmann, K., Allender, J.H., Barnett T.P., 1985. Computations and parameterizations of the linear energy transfer in a gravity wave spectrum, II. Parameterizations of the nonlinear transfer for application in wave models. *J. Phys. Oceanogr.* 15, 1378-1391.
- Komar, P.D., Gaughan, M.K., 1973. Airy wave theory and breaker height prediction, *Proceedings of the 13th Coastal Engineering Conference*, American Society of Civil Engineers, pp 405-418.
- Komar, P.D., Inman, D.L., 1970. Longshore Sand Transport on Beaches, *Journal of Geophysical Research* 75 (30), 5914-5927.
-

-
- Komen, G.J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P.A.E.M., 1994. Dynamics and Modelling of Ocean Waves. Cambridge University Press.
- Larson, M., Kraus, N.C., 1991. Numerical Model of Longshore Current for Bar and Trough Beaches, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 117 (4), 326-347.
- Longuet-Higgins, M.S., 1970a. Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 1, *Journal of Geophysical Research* 75 (33), 6678-6789.
- Longuet-Higgins, M.S., 1970b. Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 2, *Journal of Geophysical Research* 75 (33), 6690-6801.
- Miles, J.W., 1957. On the generation of surface waves by shear flows. *J. Fluid Mech.* 3, 185-204.
- Muehe, D., Fernandez, G.B., Bulhões, E.M.R., Azevedo, I.F., 2011. Avaliação da vulnerabilidade física da orla costeira em nível local, tomando como exemplo o arco praiado entre Rio das Ostras e o Cabo Búzios/RJ, *Revista Brasileira de Geomorfologia* 12 (2), 45-58.
- Phillips, O.M., 1957. On the generation of waves by turbulent Wind. *J. Fluid Mech.* 2, 417-445.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., 2010. The NCEP Climate Forecast System reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91, 1015–1057.
- Spiegel, M.R., Stephens, L.J., 1999. *Theory and problems of statistics*. McGraw-Hill, New York.
- Tolman, H.L., 2002. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22. NOAA/NWS/NCEP/MMAB Tech. Note 222.
- USACE (US Army Corps of Engineers), 2001. *Coastal Engineering Manual*, Circular No. 1110-2-1110, Washington DC.
- Weggel, J.R., 1972. Maximum Breaker Height, *Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division* 98 (WW4), 529-548.
- Whitham, G.B., 1974. *Linear and nonlinear waves*. John Wiley, New York.
- Willmott C.J., 1982. Some comments on the evaluation of model performance, *American Meteorological Society Bulletin*, 1309-1313.
- Willmott, C.J., Wicks, D.E., 1980. An empirical method for the spatial interpolation of monthly precipitation within California, *Phys. Geog.* 1, 59-73.
- Wright, L.D, Coleman, J.M., 1978. River delta morphology: wave climate and the role of subaqueous profile, In: Swift, D. J. P.; Palmer, H. D. (Ed.), *Coastal Sedimentation*, New York: Academic Press. pp. 87–89.
-

IV. CARACTERIZAÇÃO DA OCEANOGRAFIA FÍSICA DO TALUDE CONTINENTAL E REGIÃO OCEÂNICA DA BACIA DE CAMPOS

1 - Introdução

A região sobre o talude continental e assoalho oceânico adjacente da Bacia de Campos é ocupada pelo sistema de correntes que compõe a borda oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul (Figura 1.1). É a Corrente do Brasil (CB) a chamada corrente de contorno oeste de superfície que fecha a margem oeste do giro (Reid, 1988; Stramma e England, 1999). A CB, ao longo da costa sudeste, possui espessura entre 400 e 500 m e flui para sudoeste-sul.

A configuração de escoamento oceânico em grande escala esquematizada na Figura 1.1 é aceita como um padrão integrado no domínio vertical da CB. No entanto, devemos mencionar que esta é apenas parte de um intrincado e complexo sistema de correntes que compreende mais de 3000 m de coluna de água (Figura 1.2). Em nossa região de interesse, subjacente à CB, flui a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), que ocupa as porções intermediárias do talude continental (500-1200 m), e a direção se opõe à da CB. Esta corrente foi apenas recentemente descrita (Böebel et al., 1999) e consiste numa feição oceanográfica singular em termos de oceano mundial. Isto é, não existe relato na literatura da existência de outra corrente de contorno oeste ocupando níveis intermediários do talude e se opondo à corrente de retorno Sverdrupiana, tal qual é CB no Atlântico Sul, em outra parte dos oceanos globalmente. A CCI se origina na porção sul da Bacia de Santos e, apenas quando atravessa o Alto de Cabo de Frio, se apresenta como um corrente de contorno plenamente desenvolvida (Silveira et al., 2004).

Abaixo do domínio da CCI, em termos de Atlântico Sul, entre 1200-3500 m flui a Corrente de Contorno Profunda (CCP) em direção ao pólo (Reid, 1998; Stramma e England, 1999). Esta corrente é mais lenta e de dimensões laterais bastante maiores que as CB e CCI. Nesta faixa de profundidades, devemos destacar que a presença do Platô de São Paulo nas Bacias de Campos e Santos modifica a fisiografia da margem continental sudeste (Zembruscki, 1979) e causa o deslocamento da CCP em direção ao oceano aberto. Nos limites da Bacia de Campos, então, apenas um escoamento fraco e desorganizado é encontrado abaixo da CCI. Ou seja, sobre o talude, Platô de São Paulo e sopé continental, o sistema de correntes

é composto essencialmente por CB e CCI, com uma única e bem definida inversão de velocidades ao longo da vertical e dentro dos domínios da Bacia Sedimentar de Campos.

Como as correntes de contorno oeste são jatos geofísicos organizados, definidos lateralmente e verticalmente, estas transportam ordenadamente massas de água ao longo da borda oeste do Oceano Atlântico Sul. Como apresentado na Figura 1.2, a CB transporta Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em direção ao sul-sudoeste, a CCI transporta Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Circumpolar Superior (ACS) para norte-nordeste e a CCP carrega Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água Circumpolar Inferior (ACI) em direção ao sul. A importante relação entre massas de água e as correntes que as transportam pelo contorno oeste do Oceano Atlântico pode ser exemplificada na literatura com um exemplo local. Anteriormente à descrição da CCI por Böebel et al. (1999), era comum a referência desta como o “escoamento da AIA”. Nos limites fisiográficos da Bacia de Campos, são encontradas sobre o talude e região oceânica adjacente cinco massas de água: AT, ACAS, AIA, ACS e APAN. Como dito acima, apenas o transporte da APAN está, então, associado a um escoamento fraco e difuso por se tratar da extremidade da borda continental da CCP. As demais massas de água são transportadas pelos escoamentos vigorosos da CB e CCI dentro de nossa área de interesse.

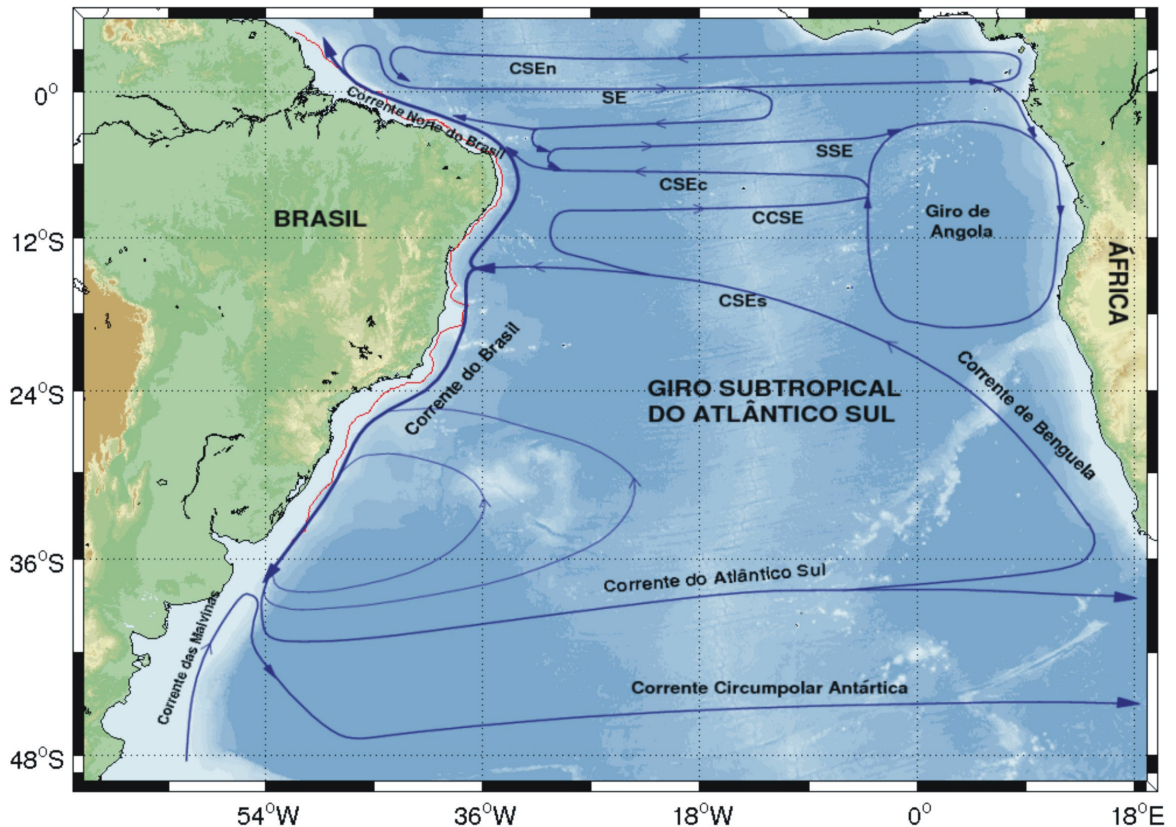


Figura 1.1 - Representação esquemática da circulação do Oceano Atlântico Sul integrada nos primeiros 500 m. As abreviações constantes se referem a: Corrente Sul Equatorial em seus ramos sul (CSEs), ramo central (CSEc), ramo norte (CSEn); Contracorrente Sul Equatorial (CCSE), Subcorrente Sul Equatorial (SSE) e Subcorrente Equatorial (SE). A isóbata de 200 m está assinalada em vermelho. Extraído de Silveira et al. (2009)

Sintetizamos anteriormente, várias características particulares da circulação oceânica na Bacia de Campos. Soma-se a estas o fato de que, em seus limites, a CB apresenta, diferentemente de outras correntes de contorno oeste subtropicais do oceano mundial, uma intensa atividade de meso-escala entre as latitudes de 20°S e 28°S. Particularmente, meandros ciclônicos instáveis se desenvolvem recorrentemente nos entornos do Cabo de São Tomé (22°S) e de Cabo Frio (23°S) (Garfield, 1990). A Figura 1.3 exibe uma imagem termal de satélite, onde a ocorrência destes meandros se faz bastante evidente. Estas estruturas podem elevar as velocidades das correntes e invertê-las de sentido, por vezes culminando com a formação de um anel vortical isolado (Lima, 1997; Silveira et al., 2008).

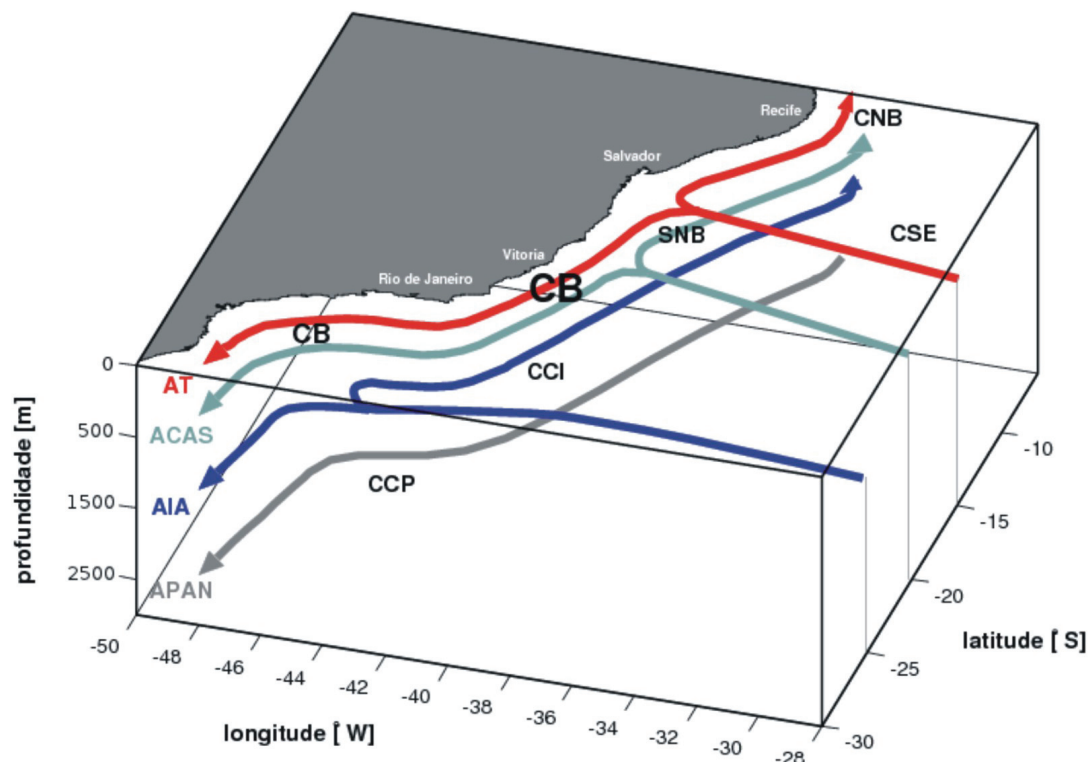


Figura 1.2 - Representação esquemática das correntes de contorno oeste e das massas de água por estas transportadas ao largo da costa brasileira. As abreviações se referem às correntes e as massas de água da margem leste-sudeste-sul brasileira. As massas de água são: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). As correntes listadas são: Corrente Norte do Brasil (CNB), Corrente Sul Equatorial (CSE), Subcorrente Norte do Brasil (SNB), Corrente do Brasil (CB), Corrente de Contorno Oeste Intermediária (CCI) e Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCP). Adaptado de Soutelino et al. (em revisão).

Neste capítulo, abordaremos os temas da caracterização das massas de água e das correntes desde o talude continental superior até o limite oceânico da Bacia de Campos. A caracterização das massas de água se dará em forma de análise regional e estimativa das profundidades dos núcleos e interfaces. A caracterização das correntes será conduzida em termos da descrição da estrutura vertical das correntes e da variabilidade subinercial associada, além de estimativa dos comprimentos das dimensões dos vórtices e meandros e dos processos físicos que a causam. O capítulo se encerra com a elaboração e aplicação de um modelo paramétrico que representa as correntes e sua variabilidade tridimensionalmente em toda a extensão da Bacia de Campos com base na compilação das informações hidro-oceanográficas apresentada nas seções anteriores.

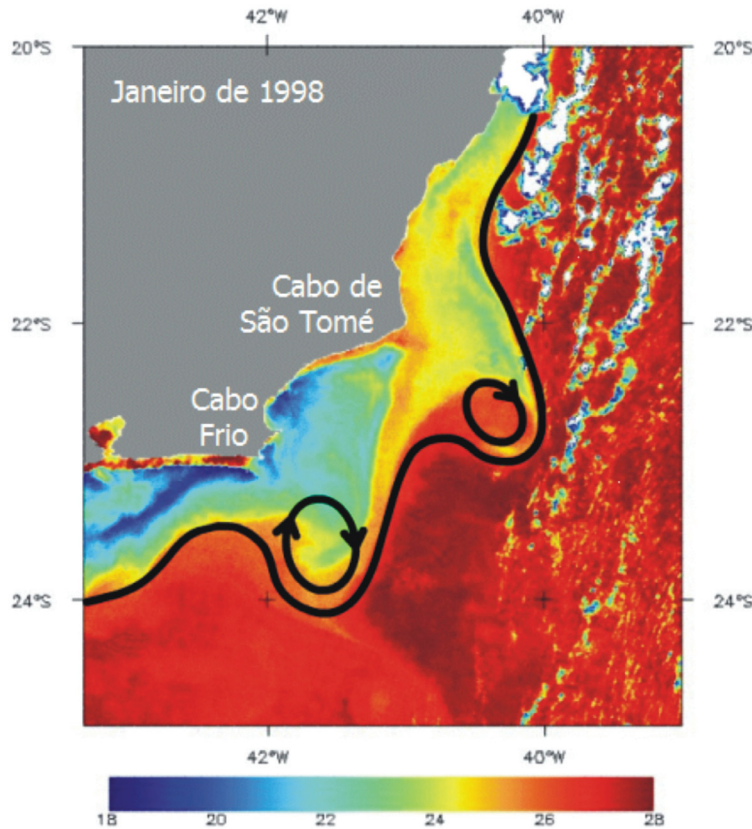


Figura 1.3 - Imagem de temperatura da superfície do mar em janeiro de 1998 referente à região da Bacia de Campos. A curva espessa negra denota a posição da frente interna da CB e ilustra o vigoroso meandramento e formação de vórtices. Extraído de Mahiques et al. (2005).

2 - Análise Regional de Massas de Água

Como descrito na seção anterior, são cinco as massas de água que ocupam os limites fisiográficos da Bacia de Campos desde o talude continental até o sopé. AACI e a Água de Fundo Antártica (AFA) não são atingidas, assim como a porção inferior da APAN. Adicionalmente, lentes de Água Costeira (AC) podem atingir regiões sobre o talude e o Platô de São Paulo. Entretanto, mais detalhada descrição da AC, oriunda de processos de mistura sobre a plataforma continental envolvendo descarga de rios, a ACAS ressurgida e a AT (Castro et al., 2006), serão fornecidos no próximo capítulo.

Antes, no entanto, de discutirmos e identificarmos as massas de água na Bacia de Campos, cabe-nos apresentar ao leitor a descrição destas em termos de seus padrões e características em escala de bacia oceânica. Assim, em direção crescente de profundidade, as massas de água são:

Água Tropical (AT) - Foi descrita por Emilson (1961) como parte da massa de água quente e salina que ocupa a superfície do Atlântico Sul Tropical, a qual é transportada para o sul pela Corrente do Brasil. Essa água de superfície é formada como conse-

quência da intensa radiação e excesso de evaporação em relação à precipitação, característicos do Atlântico Tropical. Em seu trajeto para o sul, mistura-se com águas de origem costeira mais frias e de mais baixa salinidade. O resultado é que a AT é caracterizada por temperaturas maiores que 20°C e salinidades acima de 36,2 ao largo do sudeste brasileiro. É também descrita na literatura como água de máxima salinidade subsuperficial (Mémery et al., 2000), pois tem seu núcleo associado ao máximo de salinidade na coluna de água que ocorre, geralmente, em subsuperfície.

Água Central do Atlântico Sul (ACAS) - É encontrada fluindo na região da piconclina-termoclina, apresenta um intervalo grande de temperatura e salinidade. Sverdrup et al. (1942) mencionam que a ACAS é formada por subducção rasa das águas na região da Convergência Subtropical, e subsequente espalhamento ao longo da superfície de densidade adequada a seu ajustamento hidrostático. A extensão meridional da Convergência Subtropical, tal qual investigada por Poole e Tomczak (1999), e as diferentes características de temperatura, salinidade, resfriamento sazonal e bombeamento de Ekman ao longo desta, levaram estes autores a sugerir minimamente dois tipos de água para caracterizar a ACAS. Mas, é fato que a ACAS ao afundar, entra como parte piconclínica do Giro Subtropical, circula com as a Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa da América do Sul, ao largo do sudeste brasileiro, transportada pela Corrente Sul Equatorial (CSE). Ao se aproximar da costa africana, a ACAS recebe ainda a contribuição da Água Central do Índico. Como consequência, altera as propriedades que originalmente adquiriu em seus sítios de formação ao longo da faixa de Convergência Subtropical atingindo a costa sul-americana com suas propriedades bastante modificadas (Tomczak e Godfrey, 1994),.

Água Intermediária Antártica (AIA) - É uma massa de água intermediária (ou subpiconclínica) relativamente fria, rica em oxigênio e menos salina que as demais. Segundo Zemba (1990), existe um mínimo de salinidade e um máximo de oxigênio associado a essa massa de água. Deacon (1937) sugeriu que a formação da AIA surgia do afundamento da Água Superficial Antártica ao sul da frente subantártica. Essa teoria inicial vem sendo substituída pela formação da AIA em regiões específicas no sudeste do Oceano Pacífico e no sudoeste do Oceano Atlântico (Talley, 1997). Hoje há consenso que são estas duas regiões de formação da AIA, no entanto ainda existem muitos debates sobre os mecanismos de mistura envolvidos neste processo. A

formação e a circulação da AIA no Atlântico Sul são discutidos com mais detalhe em Suga e Talley (1995) e em Bostock (2005). Seu padrão de circulação está associado à porção intermediária do Giro Subtropical (Stramma e England, 1999).

Água Circumpolar Superior (ACS) - É uma massa de água intermediária do Atlântico Sul, nomeada por Reid et al. (1977) para designar a parte superior da AC - Água Circumpolar- provinda do oceano Pacífico, que através da Passagem de Drake, adentra o Atlântico Sul e se encontra com a APAN na Bacia Argentina, na região da Confluência Brasil-Malvinas. Ao norte da região de confluência, depois do encontro com a APAN, a AC é separada em dois núcleos de mínimos de oxigênio e máximos de nutrientes, especialmente o silicato (Zemba, 1990; Maamaatuaiahutapu et al, 1994; Mémery et al., 2000): a ACS - Água Circumpolar Superior, acima da APAN em sua porção superior e ACI - Água Circumpolar Inferior, abaixo da parte inferior da APAN. O padrão de circulação da ACS é ainda debatido na literatura, mas usualmente, atribui-se que seja similar ao da AIA (Stramma e England, 1999).

Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) - Possui relativamente níveis mais altos de oxigênio, maior salinidade e é pobre em nutrientes, quando comparada à Água Circumpolar (superior e inferior), de acordo com Zemba (1990). Os extremos de salinidade e de oxigênio foram usados por Wust (1936) para dividir a APAN em três partes. Na parte superior, este autor denominou a porção englobando o máximo de salinidade de Água Profunda do Atlântico Norte Superior (APANS) e especulou sobre uma possível fonte: o Mar Mediterrâneo. Abaixo do máximo de salinidade, ele achou dois máximos de oxigênio e assim identificou a Água Profunda do Atlântico Norte Média (APANM) e Água Profunda do Atlântico Norte Inferior (APANI), e indicou que as mesmas originam-se nos Mares de Labrador e Irminger, respectivamente. Seu padrão de circulação na borda oeste está associado à CCP e aos grandes vórtices anticiclônicos (ou anti-horários) que esta desenvolve ao largo da margem continental brasileira leste (Dengler et al., 2004).

Pela síntese apresentada acima, o leitor pode constatar que existe amplo conhecimento desenvolvido sobre massas de água e que este tem evoluído desde a década de 30 do século XX até o presente. No entanto, devemos destacar que caracterizações regionais são escassas na literatura e os padrões desenvolvidos para tais

dependem de climatologias oceânicas depositadas em grandes centros de dados oceanográficos. Foi tal escassez que motivou estes autores, no escopo do Projeto HABITATS, a executar uma análise regional das massas de água na Bacia de Campos. Devemos detalhar as razões pelas quais conduzimos a caracterização regional ao invés de transportar os valores encontrados para o Oceano Atlântico Sul como um todo à Bacia de Campos. São estes:

- I. A principal razão é a presença do sistema de correntes de contorno oeste formado predominantemente por CB e CCI. Conforme ilustrado na Figura 2.1, uma distribuição seccional de temperatura ao largo do Cabo São Tomé (22°S), as superfícies isotérmicas e isohalinas e, por conseguinte, as de densidade (ou isopicnais), se inflexionam devido à presença de correntes oceânicas. Estas inflexões são mais robustas quanto mais vigorosas forem as velocidades. O sentido do arqueamento das isotermas e isohalinas está associado à direção das correntes e, como observamos na Figura 2.1, é oposto nos domínios da CB e CCI. Quando consideramos o Oceano Atlântico como um todo, as isotermas e isohalinas são praticamente planas, o que pode conduzir a um erro na estimativa das profundidades das interfaces e núcleos de massas de água em regiões de correntes intensas, como a Bacia de Campos.

 - II. A segunda razão é que a classificação das massas de água, em termos de grande escala, está fundamentada classicamente em teoria termodinâmica da água do mar, que considera apenas temperatura e salinidade para identificação. Esta classificação é baseada no que é conhecido no jargão oceanográfico como “Teoria Analítica das Curvas T-S”. É centrada em processos difusivos (e não advec-tivos) onde se considera que difusão de calor e de sal acontece em semelhantes taxas. E isto não é verdadeiro, pois calor difunde cerca de 100 vezes mais rapidamente que sal, ao menos em nível molecular. Vantagens e restrições são revistas por Mamayev (1975), que utilizou esta teoria para estimar índices de massas de água para todos os oceanos. A teoria tem de ser aplicada no máximo em três massas de água por vez e falha ao separar massas de água com assinaturas de temperatura e salinidade muito próximas. E este é exatamente o caso do Atlântico Sudoeste onde, pela Teoria Analítica, não é possível distinguir ACS da AIA.
-

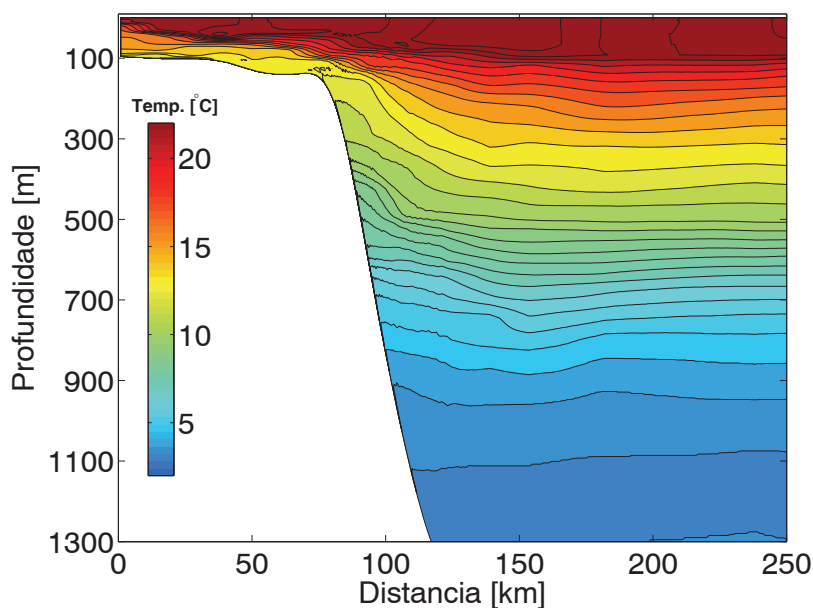


Figura 2.1 - Seção vertical de temperatura (em °C) orientada na direção leste-oeste ao largo de 22,5° S. Dados coletados pelo Projeto CERES em junho de 2010.

Buscando melhor caracterizar a estrutura de massas de água da Bacia de Campos, utilizamos no presente trabalho a Análise Multiparamétrica Ótima (AMO) desenvolvida originalmente por Tomczak (1981). A AMO se utiliza de um novo conjunto de dados hidrográficos, que inclui os nutrientes e elementos-traço, que são parâmetros não-conservativos, ou seja, possuem concentração alterada facilmente por processos biogeoquímicos. E combinados com dados hidrográficos clássicos (parâmetros conservativos que não se alteram facilmente, exceto pelo contato com a atmosfera), possibilitaram uma mais precisa identificação e caracterização de massas de água envolvidas nos processos de mistura (Tomczak e Large, 1989).

AAMO é baseada em um modelo linear simples de mistura. Nesta análise, assumimos que todas as propriedades das massas de água sofram o mesmo processo de mistura, isto é, seus coeficientes de mistura são idênticos. Tendo como ponto de partida as observações das propriedades de massas de água, tais como a temperatura, a salinidade, o oxigênio dissolvido e nutrientes. E através delas, tentamos determinar as contribuições dos tipos de água-fonte pré-definidos. Estes tipos de água representam valores paramétricos da massa de água fonte sem qualquer mistura.

As restrições apresentadas anteriormente pela teoria clássica foram reduzidas pela introdução da AMO, que possui uma abordagem efetivamente quantitativa. Essa abordagem mais moderna da análise de massas de água faz uso de ferramentas e dados que não eram disponíveis na década de 40, quando teve início a análise de massas de água baseada em apenas princípios termodinâmicos (Shtokman, 1943)

e que serviu de arcabouço para a Teoria Analítica das Curvas T-S. Ainda em desenvolvimento, versões contemporâneas da AMO incorporam a utilização de vorticidade potencial como traçador dinâmico (Budillon et al., 2003) e utilizam também isótopos radioativos, como o ^{226}Ra (Zhang et al., 2007).

A aplicação da AMO na Bacia de Campos consiste em iniciativa pioneira para as águas sobre a margem continental brasileira. Como requer análise de nutrientes e de oxigênio dissolvido, foi desenvolvido um método recursivo inédito para utilização da AMO, tendo como ponto de partida dados pretéritos de cruzeiro do Projeto OCEANPROF de 2003, também coordenado pelo CENPES-PETROBRAS, e a análise final a partir dos cruzeiros de verão e inverno de 2009 do Projeto HABITATS. As malhas amostrais dos cruzeiros OCEANPROF e HABITATS são apresentadas na Figura 2.2.

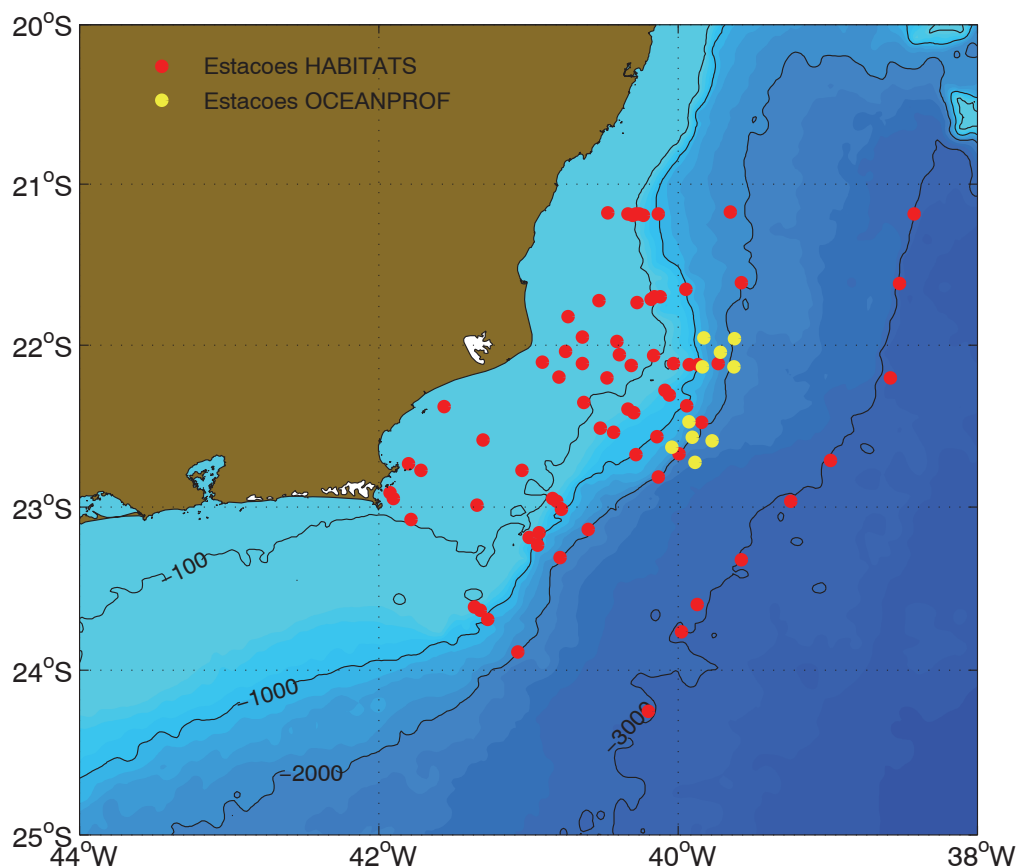


Figura 2.2 - Malhas amostrais dos cruzeiros do Projeto OCEANPROF (inverno de 2003, círculos amarelos) e HABITATS (verão e inverno de 2009, círculos vermelhos). Apenas as estações oceanográficas, além da quebra de plataforma foram utilizadas na análise regional de massas de água oceânicas.

Dado o pioneirismo da aplicação da AMO na margem continental brasileira, tanto quanto os resultados por ela obtidos, vale apresentar o roteiro metodológico utilizado. Assim,

- A AMO exige que o número de traçadores aplicados seja o número de massas de água adicionado de um. São cinco massas de água oceânicas que pretendemos identificar nos limites da Bacia de Campos Logo, além de temperatura (T) e salinidade (S), utilizamos oxigênio dissolvido, fosfato, nitrato e silicato. Ao contrário de T e S e, eventualmente oxigênio, que são medidos quase-continuamente por sensores digitais acoplados a um perfilador CTD, os nutrientes são coletados de forma discreta por garrafas de Niskin e analisados analiticamente. Urgiu, então, que definíssemos as profundidades de coletas, idealmente a serem localizadas nos núcleos de cada massa de água. Foi neste tocante, que introduzimos um procedimento recursivo (ou iterativo). De posse dos dados pretéritos de 2003 do Projeto OCEANPROF, que possuía apenas 10 estações oceanográficas em sua grade amostral, aplicamos a AMO, obtivemos resultados preliminares, escolhemos nossas profundidades de coleta e as utilizamos nos cruzeiros de 2009 do presente esforço de pesquisa. A idéia foi a utilização iterativa ou recursiva das informações originais do OCEANPROF para obter melhores resultados nos cruzeiros HABITATS. A malha amostral extensa e bem distribuída espacialmente do Projeto HABITATS proporcionou redução das barras de erro do método e os resultados robustos que iremos apresentar a seguir. Os dados hidroquímicos foram gentilmente cedidos pelo Prof. Rodolfo Paranhos (UFRJ).
- A AMO consiste na solução de um conjunto de equações lineares de mistura envolvendo todas as massas de água e a conservação da massa. Enquanto T e S são considerados conservativos, o comportamento não-conservativo dos traçadores nutrientes e do oxigênio são corrigidos através das razões de Redfield (Karstensen e Tomczak, 1998; Poole e Tomczak, 1999). O comportamento da mistura entre as massas de água nas equações é ponderado e, em nosso caso, adotamos os pesos adotados por Poole e Tomczak (1999) expressos na Tabela 2.1, para a análise global do Oceano Atlântico.
- A AMO, como dito acima, utiliza a conservação de massa, mas não a impõe. Ou seja, o cálculo gera resíduos, que são importantes para o controle de qualidade da aplicação da técnica. Portanto, quanto mais baixos os resíduos, mais bem sucedida foi a estimativa conduzida pela AMO.

- A AMO exige uma seleção de parâmetros para os tipos de água-fonte, ou seja, os valores dos seis traçadores nos sítios de formação de cada uma das cinco massas de água. Estes são extraídos da literatura e nossas escolhas para o presente estudo são apresentadas na Tabela 2.2. Tais escolhas foram realizadas mediante testes de aplicação da AMO que foram considerados e desconsiderados em função dos resultados da utilização dos resíduos dos cálculos como figuras de mérito estatísticas.

Tabela 2.1 - Pesos atribuídos aos sete parâmetros requeridos pela AMO obtidos por Poole e Tomczak (1999) para toda a bacia do Oceano Atlântico.

Parâmetros	Pesos
Temperatura (°C)	158,7
Salinidade (ups)	154,3
Oxigênio	35,7
Fosfato	10,5
Nitrato	17,7
Silicato	51,7
Conservação de Massa	158,7

Tabela 2.2 - Índices de temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido e nutrientes referentes a cada tipo de massa de água fonte utilizados na AMO para a Bacia de Campos. Os valores para AT foram extraídos de Rezende et al. (2007), os para a ACAS, AIA e ACS de Maamaatuaiahatapu et al. (1994) e para APAN, de Hinrichsen e Tomczak (1993).

Massa de Água	Temperatura (°C)	Salinidade (ups)	Oxigênio (µmol/kg)	Fosfato (µmol/kg)	Nitrato (µmol/kg)	Silicato (µmol/kg)
AT	26,81	37,12	182,87	0,02	1,08	2,00
ACAS	16,26	35,80	224,00	0,50	6,00	5,00
AIA	3,90	34,20	232,75	1,90	26,50	20,00
ACS	2,50	34,55	182,00	2,20	29,00	50,00
APAN	3,50	34,94	271,80	1,10	17,60	11,00

Apresentamos a seguir os resultados da AMO para os cruzeiros de verão e inverno de 2009 do Projeto HABITATS (vide grade amostral na Figura 2.2, painel inferior). Vale lembrar que apenas os 100 m superiores do oceano tropical-subtropical são notadamente afetados por variações sazonais. Tais variações ocorrem no domínio da AT e afetam de forma pouco expressiva a estrutura e interfaceamento das massas de

água. Assim, faz sentido usar os resultados da análise, que é aplicada seccionalmente aos nove transectos de cada cruzeiro em termos médios. As variações de profundidade dos núcleos e interfaces observadas entre as seções e cruzeiros se devem principalmente a fenômenos intrasazonais, tais quais meandramento e formação de vórtices, e não a variações de um eventual ciclo sazonal em profundidade. O caminho para obter interface e núcleos das massas de águas é a promediação dos dezoito transectos. Mas, antes de apresentar este resultado estatisticamente robusto, cabe-nos exibir a aplicação da AMO e destacar o sucesso em identificar a ACS, pela primeira vez, em águas territoriais brasileiras.

As Figuras 2.3-2.7 exibem os resultados da aplicação da AMO para a radial H do cruzeiro de inverno de 2009 a título de exemplificação (vide Figura 2.2 para localização desta radial). Observamos nestas que os painéis exibem linhas de conteúdo percentual de cada uma das cinco massas de água em análise. Algumas massas de água apresentam conteúdo percentual próximo em 100% e outras não os atingem. No caso destas últimas, isto é indicativo da ocorrência de processos de mistura avançados ao atingir os domínios da Bacia de Campos. A exceção é o caso da APAN (Figura 2.7) que obviamente indica simplesmente e provavelmente que a amostragem realizada no projeto HABITATS não atingiu a profundidade de seu núcleo, visto que este está localizado num nível mais profundo que a profundidade do limite estrutural da Bacia de Campos.

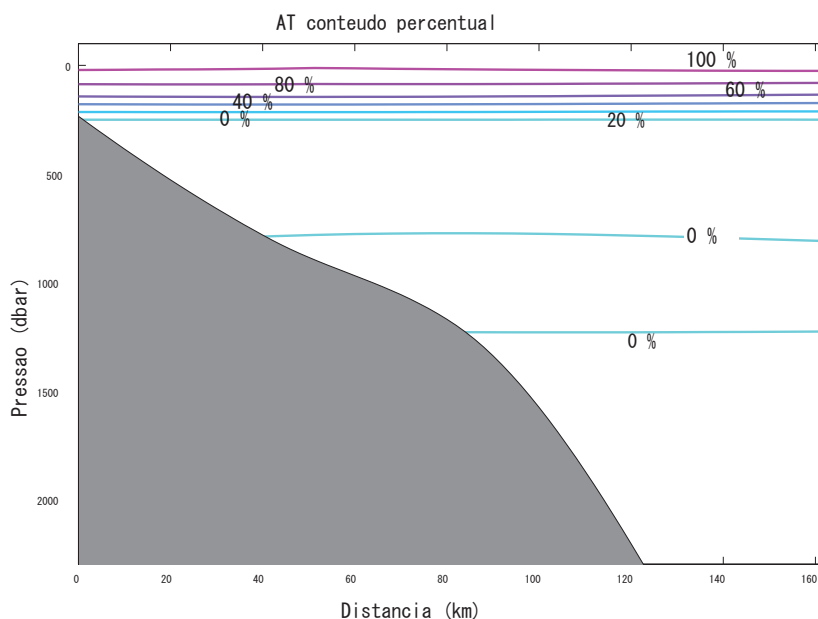


Figura 2.3 - Isolinhas de conteúdo percentual da AT sobre o talude continental da Radial H durante o cruzeiro de inverno de 2009 (vide localização da radial na figura 2.2).

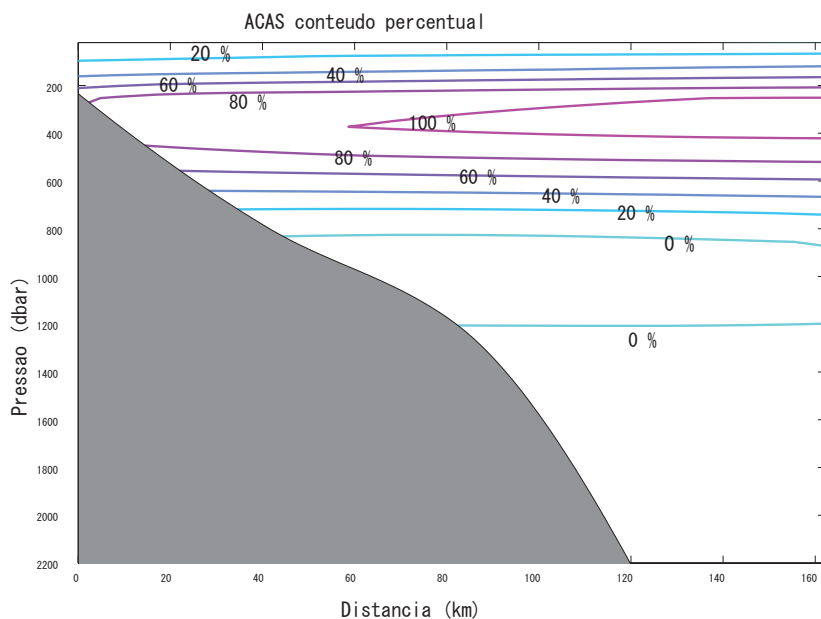


Figura 2.4 - Isolinhas de conteúdo percentual da ACAS sobre o talude continental da Radial H durante o cruzeiro de inverno de 2009 (vide localização da radial na figura 2.2).

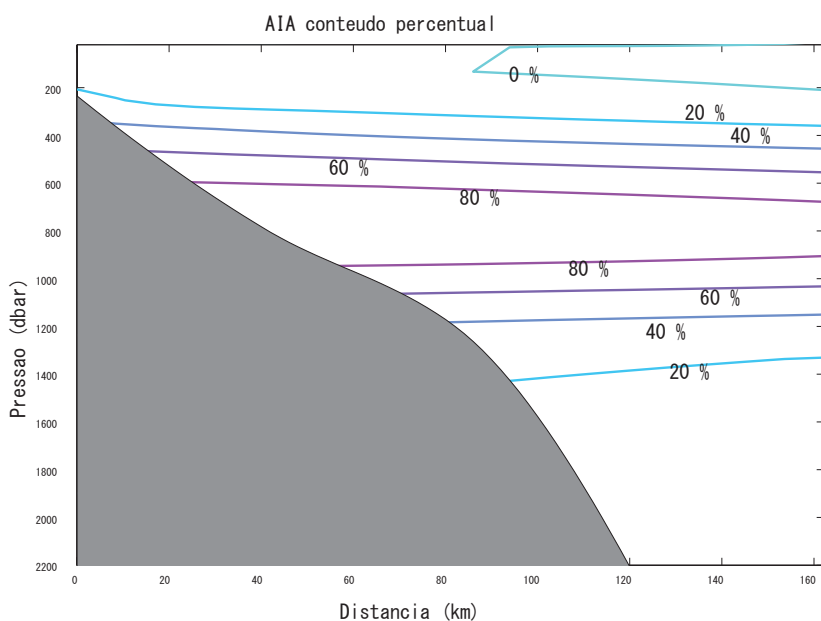


Figura 2.5 - Isolinhas de conteúdo percentual da AIA sobre o talude continental da Radial H durante o cruzeiro de inverno de 2009 (vide localização da radial na figura 2.2).

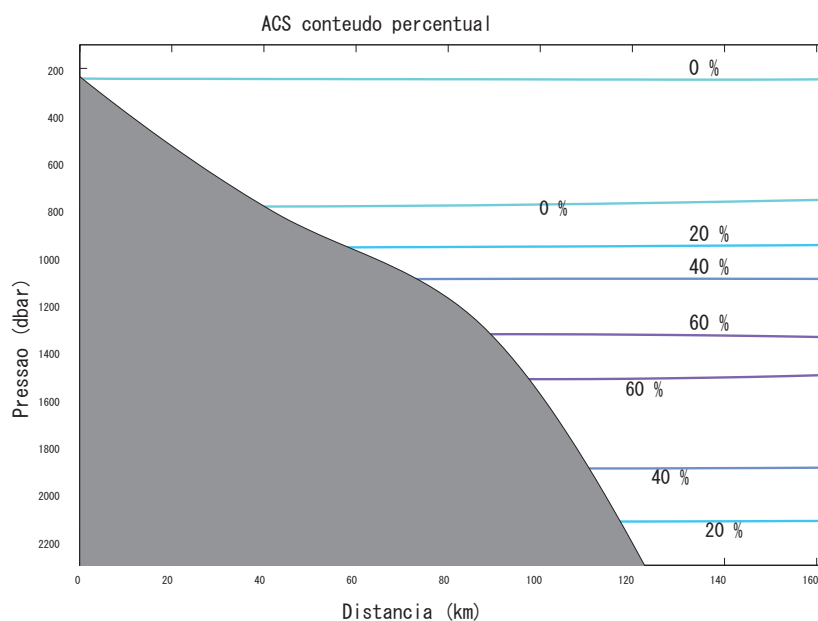


Figura 2.6 - Isolinhas de conteúdo percentual da ACS sobre o talude continental da Radial H durante o cruzeiro de inverno de 2009 (vide localização da radial na figura 2.2).

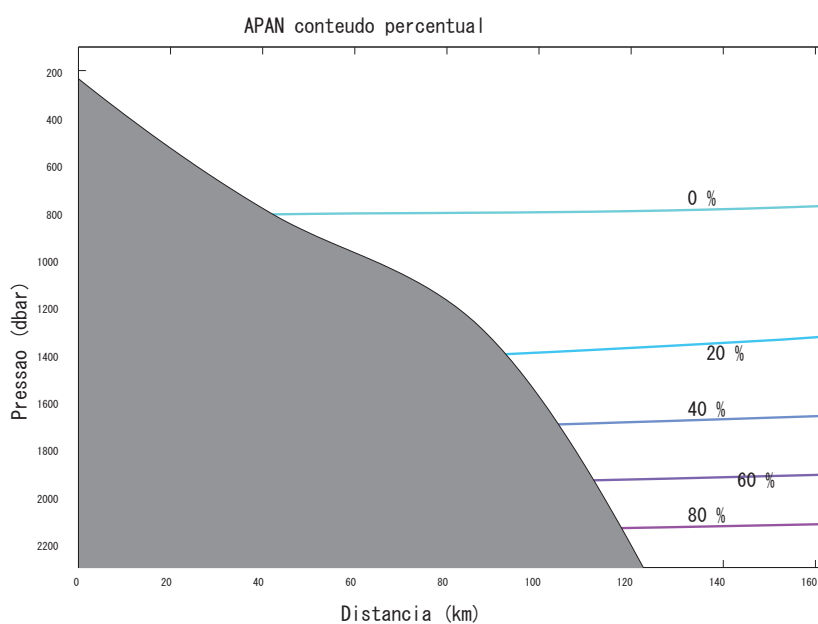


Figura 2.7 - Isolinhas de conteúdo percentual da APAN sobre o talude continental da Radial H durante o cruzeiro de inverno de 2009 (vide localização da radial na figura 2.2).

Os resultados obtidos pela AMO e exemplificados via radial H do cruzeiro de inverno (Figuras 2.3-2.7) permitem a elaboração de um cenário geral onde são estabelecidas as zonas de interface médias entre as massas de água encontradas sobre a Bacia de Campos (AT-ACAS, ACAS-AIA, AIA-ACS e ACS-APAN). Optamos, para a construção das mesmas, pela utilização da faixa de conteúdo percentual encontrada entre os 40% e 60% de cada massa de água. Ou seja, a zona de interface média será a zona onde se encontram os conteúdos percentuais de 40% e 60% das massas de água em questão. Sendo assim, não consideramos a interface como uma região delgada onde

a mistura é de 50% de cada uma das massas de água, consideração encontrada em estudos pretéritos (Mamayev, 1976; Silveira, 2007). Aqui, aumentamos a zona de interface e a redefinimos como uma região com limites bem estabelecidos, respeitando 95% de nível de confiança. Os resultados da promediação dos 18 transectos são apresentados nas Tabelas 2.3 e 2.4 e na Figura 2.8.

Tabela 2.3 - Zonas de interface médias entre as massas de água da Bacia de Campos obtidas pela AMO

Interfaces	Profundidade Média (m)
AT-ACAS	100-150
ACAS-AIA	450-550
AIA-ACS	1100-1150
ACS-APAN	1500-1800

Tabela 2.4 - Profundidades médias dos núcleos das massas de água sobre o talude continental da Bacia de Campos obtida pela AMO

Massa de Água	Profundidade Média do Núcleo (m)
AT	20
ACAS	300
AIA	800
ACS	1350
APAN	Não atingido

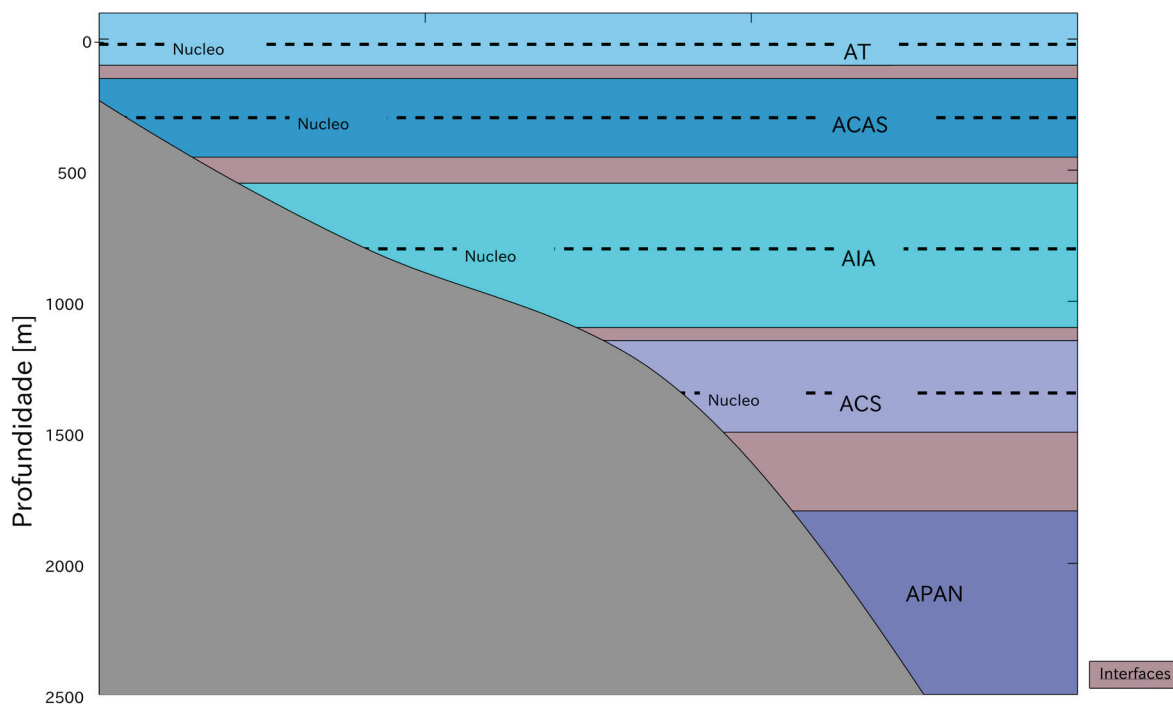


Figura 2.8 - Representação gráfica da posição dos núcleos e interfaces entre as massas de água oceânicas sobre a Bacia de Campos em seção vertical média, de acordo com os resultados da AMO para os 18 transectos dos cruzeiros oceanográficos do Projeto HABITATS.

A zona de interface AT-ACAS se encontra entre 100 m e 150 m de profundidade; resultado este próximo aos 147 m de profundidade sugeridos pela revisão realizada por Silveira (2007) como sendo a interface correspondente aos 50% de mistura entre as duas massas de água. A zona de interface ACAS-AIA se encontra entre 450 m e 550 m de profundidade, e a zona de interface AIA-ACS encontra-se a 1100 m a 1150 m de profundidade. Maamaatuaiahatapu et al. (1994) encontraram a AIA num intervalo de dominância entre 400 m e 1100 m em sua análise multiparamétrica na região da confluência Brasil-Malvinas. Enquanto Silveira (2007) definiu a 567 m a interface de mistura de 50% entre a ACAS a AIA e a 1060 m entre a AIA e a ACS, ambos resultados próximos das zonas de interface obtidas no presente estudo. A última zona de interface estabelecida (ACS-APAN) foi a maior encontrada sobre a Bacia de Campos e está entre os 1500 m e 1800 m de profundidade. Essa zona de interface mostrou um limite inferior (1800 m) maior do que o encontrado por Mémery et al. (2000), que sugerem uma profundidade média de 1600 m para o topo da APAN, que o autor se refere como Água Profunda do Atlântico Norte Superior - APANS, seguindo a classificação utilizada por Wust (1936). O espessamento dessa zona de interface reforça a hipótese sobre o estágio avançado de mistura da ACS, sugerida anteriormente.

Os núcleos das massas de água foram estabelecidos partindo da profundidade média do maior conteúdo percentual encontrado para cada massa de água durante o ano de 2009, exceto para a APAN. Uma vez o limite inferior (interface APAN - ACI) dessa massa de água é estabelecido segundo Mémery (2000) em torno de 3400 m de profundidade, portando em regiões mais profundas do que as amostradas durante o Projeto HABITATS, dificultando assim a determinação da região de maior conteúdo percentual dessa massa de água.

Os maiores percentuais da AT se encontram muito próximos a superfície, sendo que altas concentrações (100%) encontram-se sempre acima dos 20 m de profundidade, tendo seu núcleo estabelecido a essa profundidade média. Já o núcleo da ACAS foi encontrado em cerca de 300 m de profundidade, resultado este que corrobora com os mesmos 300 m encontrados por Poole e Tomczak (1999) ao utilizarem dois índices, um superior e outro inferior para caracterizar a ACAS no Atlântico Sul. Ao contrário, este trabalho fez uso de apenas um único índice para a caracterização da ACAS.

Tanto Reid et al. (1977) quanto Zemba (1990) definem o núcleo da AIA, em cerca de 900 m, partindo do mínimo de salinidade. Já Suga e Talley (1995) definem o mesmo núcleo a 900 m próximo aos 30°W e aos 700 m em 25°W no Atlântico Sul. Este núcleo indicado por esses autores corresponde à região de maior conteúdo percentual da AIA encontrado neste estudo pela AMO em cerca 800 m de profundidade. Deve-se ressaltar que a discordância entre os resultados deste presente trabalho e os de Reid et al. (1977) e Zemba (1990) é decorrente da forma quantitativa com que estimou-se aqui a profundidade do núcleo. Este foi avaliado como a profundidade média, das máximas concentrações obtidas para a AIA. Caso opte-se pela abordagem mais qualitativa, observa-se ampla faixa de valores maiores que 80% entre aproximadamente 750 m e 900 m.

O núcleo da ACS foi encontrado em média a 1350 m de profundidade. Zemba (1990) aponta o núcleo da ACS em torno de 1200 m de profundidade. Porém assim como no caso da AIA, a autora utiliza métodos meramente qualitativos, identificando a ACS através do mínimo apresentado pela concentração de oxigênio e do máximo apresentado pela concentração de nutrientes, principalmente o silicato. As Figuras 2.9 e 2.10 nos mostram exatamente as mesmas características em termos de oxigênio dissolvido e silicato, apontadas por Zemba (1990) como características da ACS, também são encontradas em cerca de 1200 m de profundidade. Novamente, a discordância entre os resultados deste presente trabalho e os daquela autora é decorrente da forma

quantitativa com que estimamos aqui a profundidade do núcleo e atestam a importância da realização de uma análise regional.

O indicativo do sucesso da aplicação da AMO para o talude continental e Platô de São Paulo na Bacia de Campos está apresentando na Tabela 2.5 via valores de resíduo percentual médio e máximo da conservação de massa para cada uma das cinco massas de água. Como podemos observar, todos valores listados são muito pequenos, o que reflete não só o sucesso da aplicação, como também a alta qualidade dos dados hidroquímicos e o acerto nas escolhas dos tipos de água fonte.

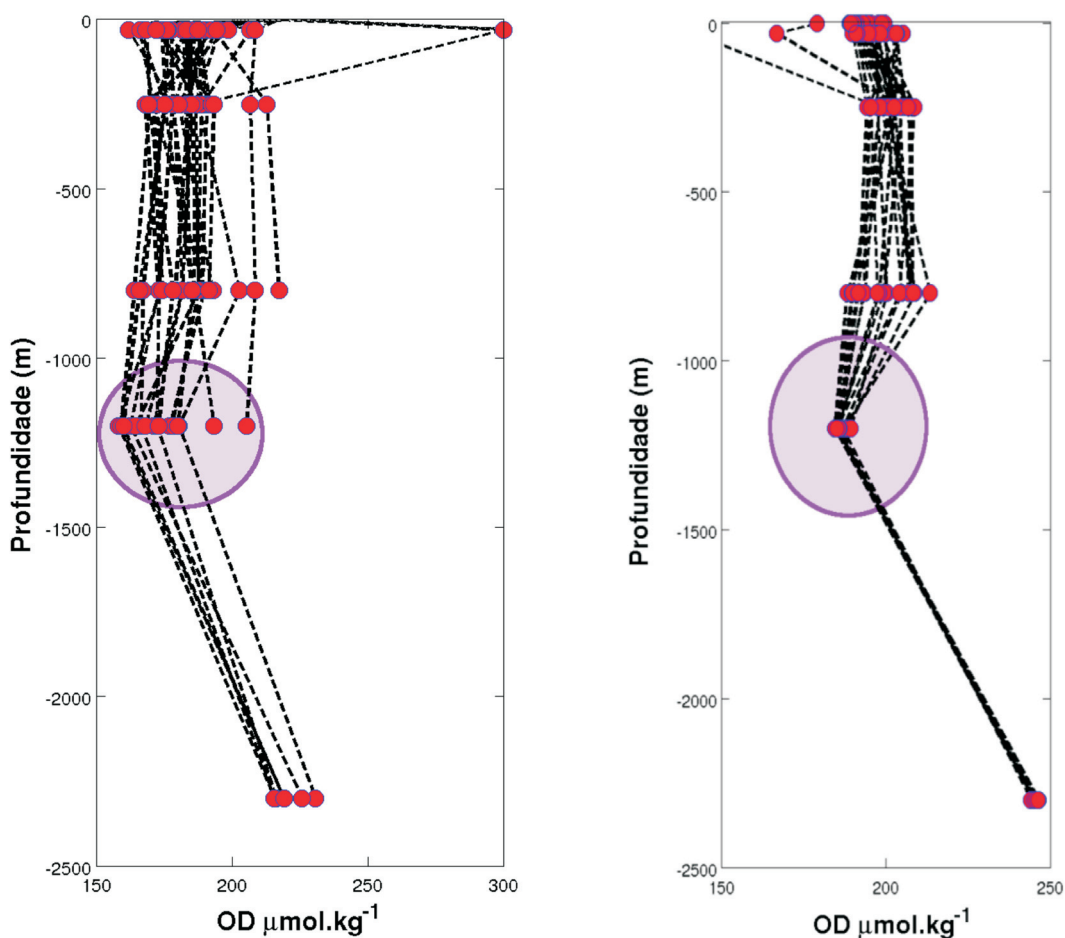


Figura 2.9 - Perfis verticais de oxigênio dissolvido para os cruzeiros de verão (esquerda) e inverno (direita) de 2009 do Projeto HABITATS. O círculo magenta ilustra o mínimo associado à ACS.

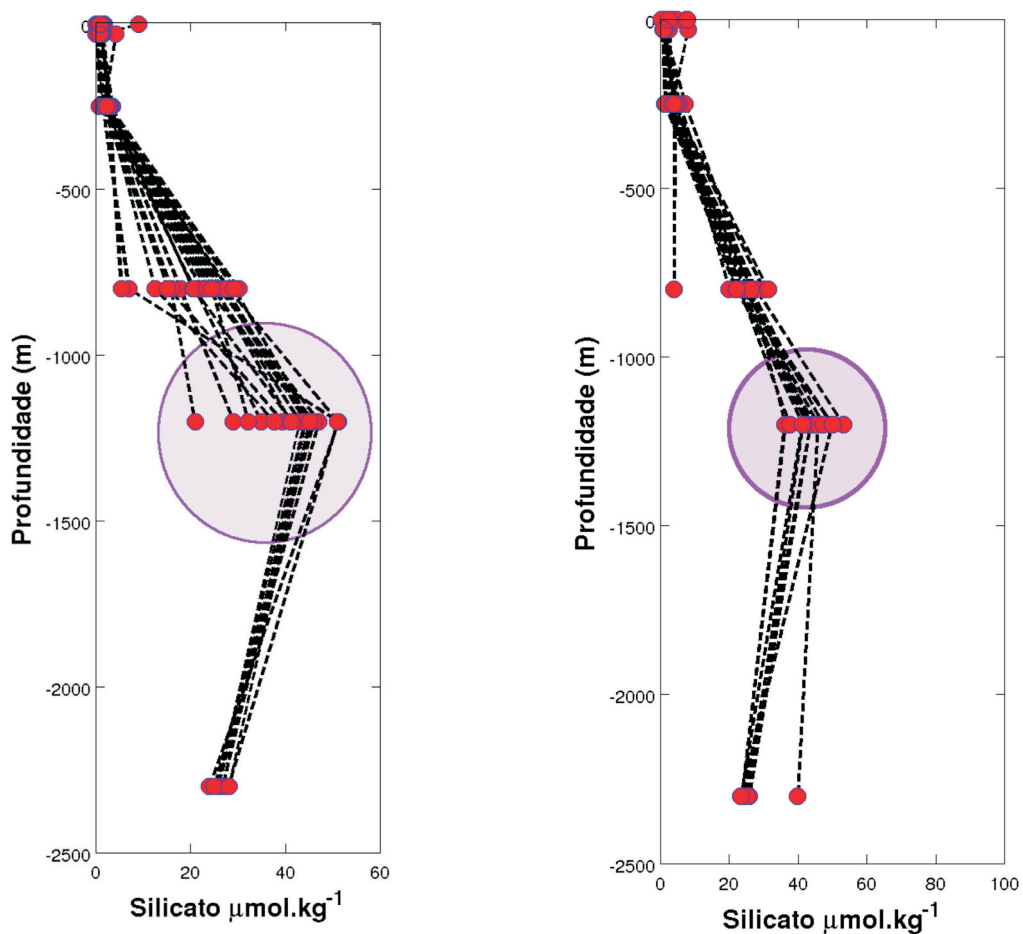


Figura 2.10 - Perfis verticais de silicato para os cruzeiros de verão (esquerda) e inverno (direita) de 2009 do Projeto HABITATS. O círculo magenta ilustra o máximo associado à ACS.

Tabela 2.5 - Valores dos resíduos médio e máximos percentuais da conservação de massa da AMO para cada massa de água oceânica da água. A análise é considerada não-satisfatória se valores de resíduo excederem 20%.

Massa de Água	Resíduo Médio (%)	Resíduo Máximo (%)
AT	5	7
ACAS	2	3
AIA	2	2,8
ACS	1,5	2,2
APAN	2,5	3,5

Finalizamos, assim, esta seção rerepresentando os resultados da AMO não através de uma seção vertical média, como exibido na Figura 2.8, mas sobre o chamado plano T-S. A plotagem das interfaces sobre a curva T-S no diagrama de estado consiste para a maioria dos oceanógrafos numa forma mais usual de apresentação, visto que além da identificação das massas de água, verificam-se também propriedades de estabilidade gravitacional. O chamado diagrama T-S espalhado, contendo todos os pares de temperatura e salinidade medidos pelo perfilador CTD durante os dois cruzeiros HABITATS, é apresentado na Figura 2.11.

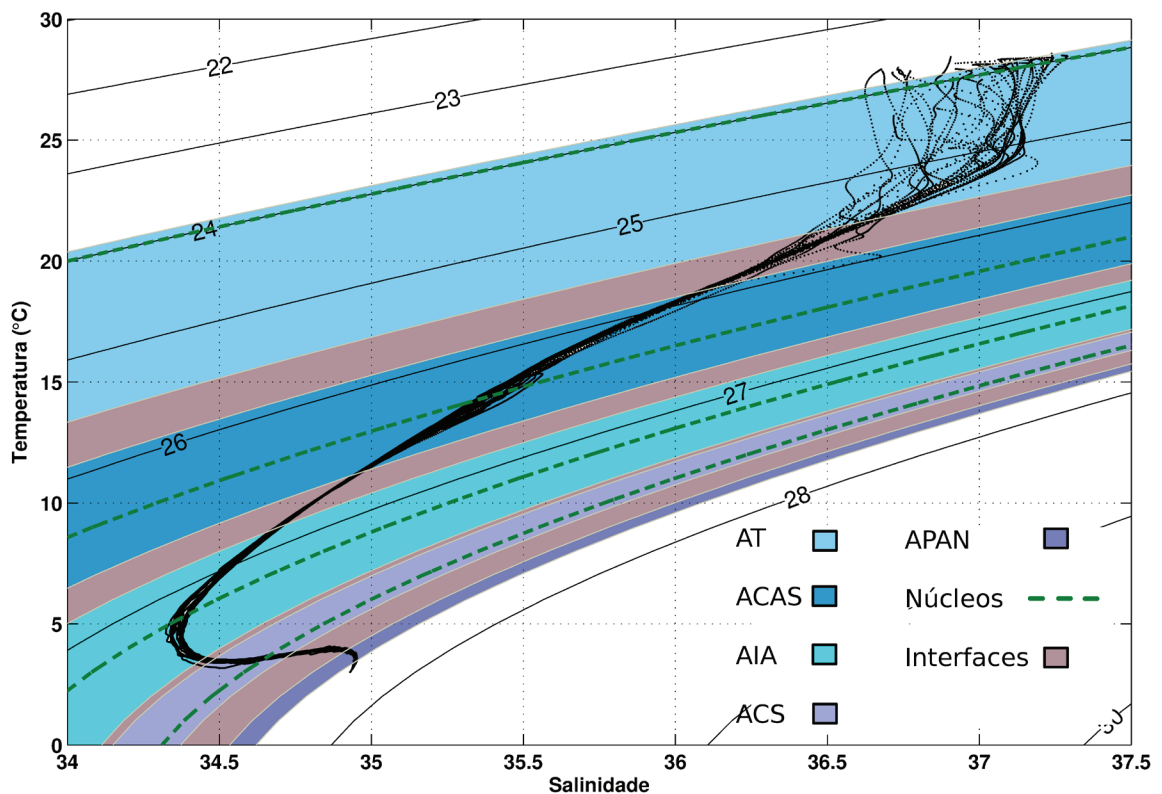


Figura 2.11 - Representação gráfica da posição dos núcleos e interfaces entre as massas de água oceânicas sobre a Bacia de Campos no diagrama de estado ou T-S, de acordo com os resultados da AMO para os 18 transectos dos cruzeiros oceanográficos do Projeto HABITATS. As linhas contínuas são as isopicnais em unidades de $\sigma\text{-t}$ (kg m^{-3}).

3 - Estrutura Vertical das Correntes Oceânicas

Na seção anterior, apresentamos a estrutura vertical das massas de água oceânicas na Bacia de Campos, nesta iremos descrever e caracterizar o padrão seccional (ou *cross-stream*) da CB e da CCI.

Como já dito, o sistema de correntes de contorno oeste entre a quebra de plataforma e o Platô de São Paulo, na Bacia de Campos, é essencialmente formado pela CB e CCI. Segundo a literatura, CB ocupa os primeiros 400-500 m de coluna de água e flui para sul-sudoeste transportando AT e ACAS. Já a CCI flui para norte-nordeste transportando AIA e ACS. Entretanto, são raras as apresentações de observações na literatura que forneçam o padrão longitudinal das correntes na Bacia de Campos. Quando estas ocorrem, resultam de cálculo geostrofico onde a velocidade da corrente foi inferida a partir de dados de temperatura e salinidade via princípio do vento térmico, como por exemplo, Signorini (1978).

Assim, efetuamos uma extensão e detalhamento do estudo de Silveira et al. (2004), parceria entre o Instituto Oceanográfico da USP e o CENPES, que resultou na primeira descrição do padrão seccional da CB e CCI a partir de perfilagens de velocidade. Silveira et al. (2004) conduziram reanálise da clássica e singular série de perfilagens sinóticas de velocidades de Evans e Signorini (1985). Tais perfilagens são originalmente parte constante do Projeto “Transporte da Corrente do Brasil – TRANSCOBRA” realizado nos anos 80 pelo Instituto Oceanográfico da USP e pela Graduate School of Oceanography da Universidade de Rhode Island (EUA). Destacamos que este conjunto de observações consiste, até a presente data, nas únicas perfilagens de velocidade superfície-fundo reportadas na literatura como realizadas ao largo da costa sudeste brasileira e, aqui, incluídas como essenciais na caracterização da estrutura vertical das correntes oceânicas na Bacia de Campos.

De posse dos perfis, os autores mapearam uma seção de velocidades observadas para o Sistema CB. No artigo que apresentou a descrição original dos dados, Evans e Signorini (1985) se valeram apenas das descrições dos perfis verticais individualmente. A atenção foi voltada para a descrição e extensão vertical somente da CB. A CCI não foi discutida naquele renomado trabalho. Já Silveira et al. (2004) não só construíram a seção de velocidades, mas também calcularam efetivamente as componentes barotrópica e baroclínica do jato CB-CCI.

O conjunto de dados do Projeto TRANSCOBRA, a nós disponibilizados, consiste em cinco perfis de velocidades zonal e meridional tomados por lançamentos do perfilador PEGASUS em abril de 1983. Detalhes dos lançamentos estão listados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - A Radial TRANSCOBRA: data, hora, posição geográfica e profundidade local dos lançamentos do perfilador PEGASUS na Bacia de Campos.

Data	Hora (GMT)	Latitude (S)	Longitude (W)	Profundidade (m)
16/04/1983	16:00	23° 23,7'	040° 06,6'	2700
17/04/1983	01:00	23° 5,6'	040° 20,8'	2550
17/04/1983	08:00	23° 08,9'	040° 32,0'	2190
17/04/1983	14:00	23° 00,1'	040° 42,0'	1190
17/04/1983	20:00	23° 04,3'	04° 52,7'	200

Denominamos de Radial TRANSCOBRA os cinco perfis do vetor velocidade dispostos normalmente à quebra da plataforma e cujos detalhes de amostragem estão listados na Tabela 2.1. As componentes zonal (leste-oeste) e meridional (norte-sul) foram rotacionadas para obtermos componentes de velocidade normal e paralela à radial. As velocidades normais à radial foram justamente aquelas utilizadas na construção da seção de velocidades por Silveira et al. (2004) e que aqui estendemos a análise.

Para o mapeamento da seção, Silveira et al. (2004) utilizaram interpolação por Análise Objetiva, seguindo os fundamentos da metodologia apresentada por Carter e Robinson (1987). A Análise Objetiva é um estimador linear baseado no Teorema de Gauss-Markov e cuja função-peso depende da função de correlação entre as observações. Como usualmente as matrizes de função de correlação calculadas a partir de observações não são inversíveis enquanto matriz de dados, utiliza-se uma forma teórica aproximada da mesma. Silveira et al. (2004) adotaram uma função de correlação espacial anisotrópica de forma gaussiana. Todo esquema de Análise Objetiva produz além do campo de interesse gradeado, também um mapa da raiz do erro médio quadrático normalizado (REMQ-N).

A Figura 3.1 exibe o padrão de velocidades normais à Radial TRANSCOBRA e o correspondente campo de REMQ-N. Mais especificamente, o painel superior apresenta a seção de velocidades totais, o painel central a seção de velocidades baroclínicas e o painel inferior, a seção com os erros normalizados de interpolação. A velocidade baroclínica foi computada simplesmente subtraindo-se a média vertical da velocidade, ou seja, a média de cada coluna da matriz que compõe a grade da seção interpolada.

Adicionalmente, Silveira et al. (2004) computaram os transportes de volume para as seções de velocidade total e baroclínica. O cálculo foi feito individualmente para CB e CCI, limitando-se as áreas ocupadas pelas correntes à isotaca de $\pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$. Este valor “limite” (em magnitude) foi escolhido por corresponder à precisão do PEGASUS fornecida por Evans e Signorini (1985). As incertezas no transporte de volume foram computadas baseadas no mapa de REMQ-N para cada ponto da grade das velocidades interpoladas. Os valores estão sumarizados na Tabela 3.2.

Observamos no painel superior da Figura 3.1 que a CB está confinada a 450-500 m de profundidade e exibe um núcleo em superfície que excede $0,5 \text{ m s}^{-1}$ em magnitude. Considerando-se a isotaca de $-0,02 \text{ m s}^{-1}$, notamos que a CB ocupa a porção superior da coluna de água ao longo de toda a extensão da Radial TRANSCOBRA. O núcleo da corrente está situado sobre a isóbata de 1000 m e a CB apresenta uma distribuição seccional que sugere uma forma razoavelmente parabólica, que é característica de outras correntes de contorno oeste e de jatos geofísicos em geral. A leve assimetria se deve à interação com a topografia.

Como mostrado na Tabela 3.2, o transporte da CB de $-5,6 \pm 1,4 \text{ Sv}$ (onde $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) é bastante próximo da estimativa de -6 Sv apresentada pelo artigo original de Evans e Signorini (1985). Os autores, no entanto, não reportam como o valor do transporte de volume foi exatamente calculado. Também é importante ressaltar que este transporte refere-se apenas ao escoamento exterior à isóbata de 200 m (que é a profundidade da estação PEGASUS mais rasa, como mostra a Tabela 3.1). É claro que a CB, na seção apresentada, adentra a plataforma continental e que o valor de transporte, portanto, não inclui toda a estrutura da CB.

O avanço na descrição da CB apresentada por Silveira et al. (2004) e aqui detalhada, relativamente ao trabalho de Evans e Signorini (1985), deve-se principalmente à apresentação de sua distribuição seccional. A Análise Objetiva permite uma filtragem espacial, capaz de reduzir ruídos associados a movimentos não

resolvíveis pela estratégia amostral dos autores originais. A CB é reportada por uma corrente de cerca de 400-500 m e de largura entre 80 e 100 km tipicamente. O formato parabólico da CB na seção mostrada na Figura 3.1 é característica das correntes de contorno. A assimetria no jato parabólico se deve provavelmente à interação com a topografia.

Entretanto, se Evans e Signorini (1985) descreveram a CB em detalhe, o mesmo não pode ser dito a cerca da CCI. Os autores se resumiram a apontar que existia um “contra-fluxo” abaixo da CB, e portanto, abaixo dos 500 m dominado pelo movimento da AIA em direção ao norte-nordeste. Também chamaram atenção para a relevância da escolha do nível de referência que cálculos geostroáficos devem utilizar na região. Mencionaram que, por exemplo, se escolhido um nível de 900 m, a velocidade máxima da CB geostrofica seria aumentada em cerca de 50% do possível valor real e que boa parte da AIA seria transportada (geostroficamente) no sentido inverso. Como o método dinâmico está associado às velocidades baroclínicas, guardaremos a discussão acerca do nível de referência ideal para quando descrevermos o painel central da Figura 3.1.

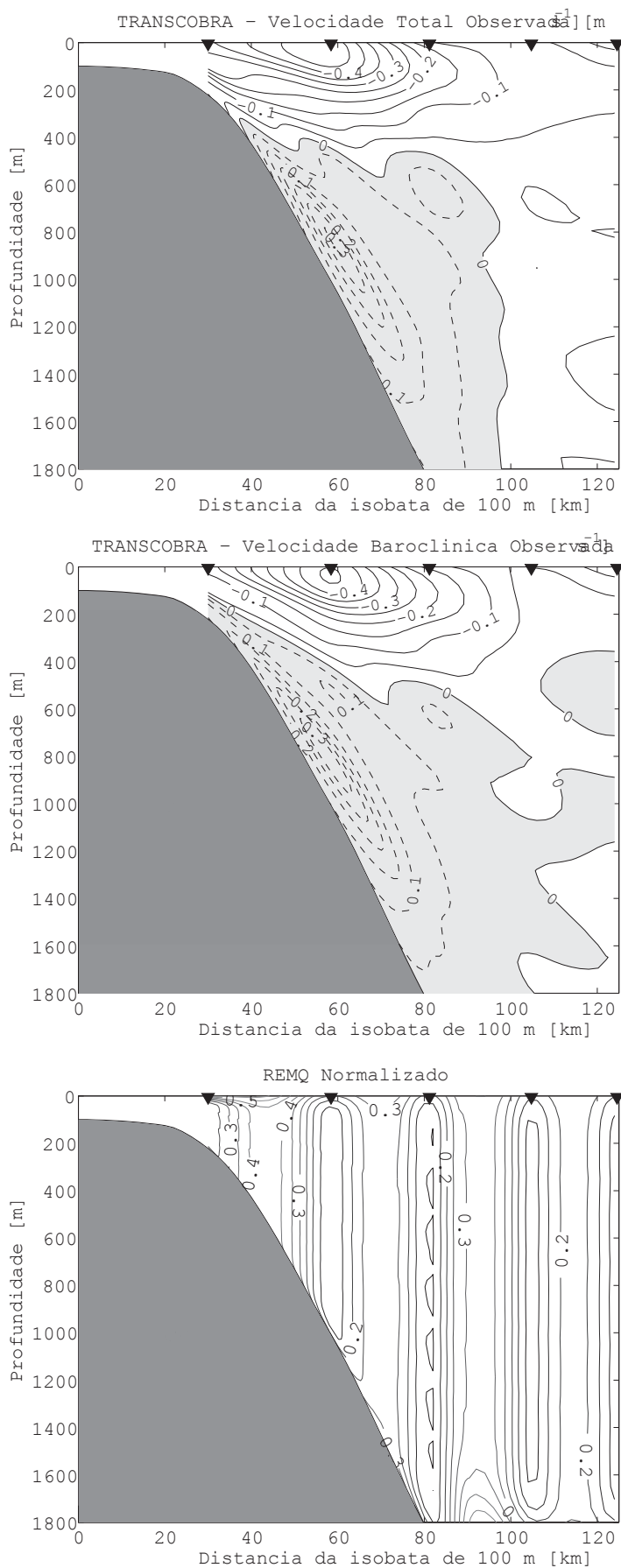


Figura 3.1 - Seções de velocidades normais à Radial TRANSCOBRA (abril de 1983): velocidades totais (painel superior), velocidades baroclínicas (painel central) e a associada REMQ-N (painel inferior). Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ para velocidade e $0,05$ para o erro de interpolação. Valores positivos são relativos ao sentido nordeste e negativos ao sudoeste. Modificado de Silveira et al. (2004).

A CCI exibida na seção da Radial TRANSCOBRA apresenta características bastante distintas da CB. Primeiramente, é mais estreita e assimétrica que sua contraparte em superfície. Seu núcleo está junto ao talude e à profundidade de cerca de 800 m. Isto corresponde à profundidade do mínimo de salinidade associado à AIA na área de estudo (vide Figura 2.8). Suas velocidades máximas atingem $0,3 \text{ m s}^{-1}$. Sua espessura é de cerca de 1300-1500 m e largura máxima de cerca de 70 km, considerando a isotaca de $0,02 \text{ m s}^{-1}$ como limite. Os valores de transporte de volume apresentados na Tabela 3.2 são de $3,6 \pm 0,8 \text{ Sv}$.

Tabela 3.2 - Transportes de volume (em Sv) para a CB e CCI normais à Radial TRANSCOBRA. Valores negativos são para sudoeste e positivos para nordeste.

Transporte	CB	CCI
Total	$-5,6 \pm 1,4$	$3,6 \pm 0,8$
Baroclínico	$-4,2 \pm 1,0$	$4,1 \pm 1,2$

É interessante comparar estes resultados com outros obtidos a partir de observações de velocidade para a CCI: os trabalhos de Boebel et al. (1997) e Boebel et al. (1999). Estes autores computaram velocidades máximas para a CCI de $0,3 \text{ m s}^{-1}$ e transporte de $4,0 \pm 2,0 \text{ Sv}$ a partir de flutuadores isopícnais para a latitude de 23° S . Tais valores são semelhantes às estimativas de velocidade perfiladas sinoticamente aqui apresentadas. Entretanto, Boebel et al. (1997) afirmaram que o jato da CCI teria 400 m de espessura e 40 km de largura na porção sul da Bacia de Santos. De fato, a média da largura da CCI mapeada na Figura 3.1 é de cerca de 50 km. Sua extensão vertical é, no entanto, cerca de quatro vezes aquela estimada pelos autores. Tal espessura se aproxima mais das estimativas de Lima (1997), realizada por meio de fundeios correntográficos. A diferença em extensão vertical entre os nossos resultados e os de Boebel et al. (1997) podem ser resultantes da diferença de estratégias amostrais. Já a concordância em transportes entre os trabalhos de Silveira et al. (2004) e Boebel et al. (1999) nos convida a calculá-lo considerando a espessura de 400 m. Para tanto, usamos este valor de espessura a partir do núcleo da CCI (200 m para cima e para baixo da profundidade onde encontramos velocidade máxima) e obtemos $2,7 \pm 0,5 \text{ Sv}$. Tal valor corresponde ao limite inferior da estimativa de Boebel et al. (1999). Isto nos leva a concluir que a maior porção

do transporte da CCI (cerca de 75%) está confinada em 400 m de espessura e que a maior porção do transporte da CCI é composta, de fato, por AIA. Ao menos, estas são as características da CCI na Bacia de Campos.

Como mencionado anteriormente, a componente barotrópica foi estimada pela média vertical da velocidade total na coluna de água. A Figura 3.2 apresenta a distribuição seccional obtida. Como podemos observar, os valores variaram entre $-0,2 \text{ m s}^{-1}$ e $0,01 \text{ m s}^{-1}$. O valor de maior magnitude foi encontrado na porção interior da radial, onde a CB se projeta em direção à plataforma continental. Já o maior valor positivo se situa na região central da radial, onde estão localizados os núcleos das CB e CCI. Apesar das menores velocidades, a CCI apresenta maior extensão vertical nesta região da seção e, por consequência, a velocidade barotrópica é para o nordeste nesta região. O transporte barotrópico integrado ao longo de toda a extensão da Radial TRANSCOBRA é de $-2,4 \pm 0,7 \text{ Sv}$.

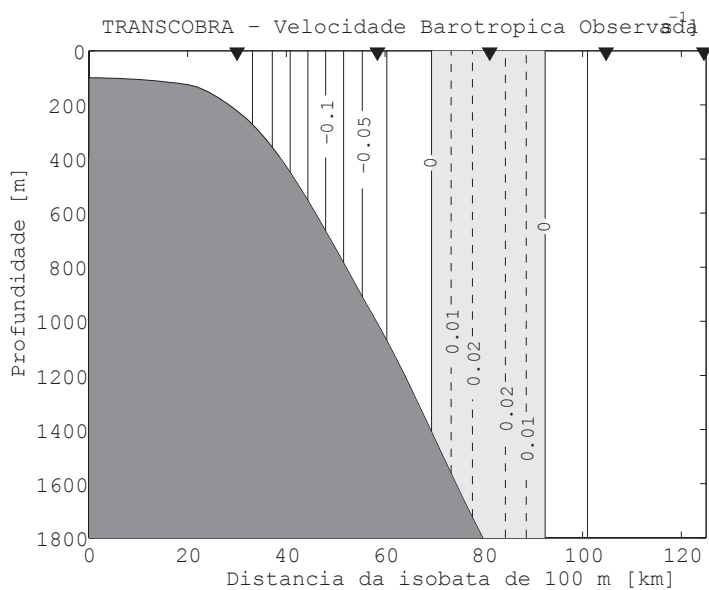


Figura 3.2 - Seções de velocidades barotrópicas normais à Radial TRANSCOBRA (abril de 1983). Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$. Valores positivos são relativos ao sentido nordeste, e negativos ao sudoeste.

A subtração do perfil apresentado na Figura 3.2 em cada nível da seção de velocidades totais (Figura 3.1, painel superior), consiste no campo de velocidades baroclínicas apresentado no painel central da Figura 3.1. É evidente que o campo baroclínico difere muito pouco do campo total. Mais importante, o nível de inversão de escoamento entre CB e CCI permanece inalterado nos entornos dos 500 m de profundidade. Entre as sutis diferenças, observamos que o núcleo da CB se enfraqueceu ligeiramente e, como consequência, o da CCI se intensificou. Como listado na Tabela 3.2, o transporte da CB baroclínica é de $-4,2 \pm 1,0 \text{ Sv}$, enquanto o da CCI baroclínica é de $4,1 \pm 1,2 \text{ Sv}$.

Os resultados obtidos são importantes por que sugerem que estimativas de velocidades geostróficas do sistema CB-CCI pelo Método Dinâmico, que consideram apenas a componente baroclínica, devem utilizar um nível de referência nos entornos dos 500 m de profundidade na Bacia de Campos, nível este que aproximadamente coincide com a profundidade média da interface ACAS-AIA estimada pela AMO (Figura 2.8 e Tabela 2.3).

Visto que os poucos trabalhos presentes na literatura são baseados em métodos que assumem geostrofia e inferência da velocidade da CB por temperatura e salinidade, é certamente esclarecedor responder o quão geostrófico seria o campo que foi por nós mapeado a partir das medições de Evans Signorini (1985).

Como só dispomos de dados de velocidade perfilada da Radial TRANSCOBRA, usaremos o método empregado por Silveira et al. (2000) para avaliar o número de Rossby (Ro). Estes autores calcularam-no como a razão entre a média dos valores da magnitude da vorticidade relativa e o valor médio da vorticidade planetária na região da Corrente Norte do Brasil (CNB). Faremos exatamente o mesmo procedimento, obtendo um valor de Ro para a CB e outro para a CCI, calculando como o módulo do valor da vorticidade relativa média normalizado pelo módulo do parâmetro de Coriolis (f) médio (ou vorticidade planetária média) da Bacia de Campos. As médias foram computadas exclusivamente na região das duas correntes delimitadas pelas isotacas de $\pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$. O valor de f médio = $-5,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ corresponde à latitude considerada central da radial de $23^{\circ} 12' \text{ S}$.

A Figura 3.3 exibe o mapa da vorticidade relativa para a Radial TRANSCOBRA. Os valores do número de Rossby encontrados são: $Ro = 0,11$ para CB e $Ro = 0,12$ para a CCI. Ou seja, o escoamento sobre o talude intermediário da Bacia de Campos estaria próximo do balanço geostrófico, visto que a magnitude dos termos inerciais representariam cerca de 11-12% da magnitude da força de Coriolis e da força do gradiente horizontal de pressão na equação geral do movimento dos oceanos

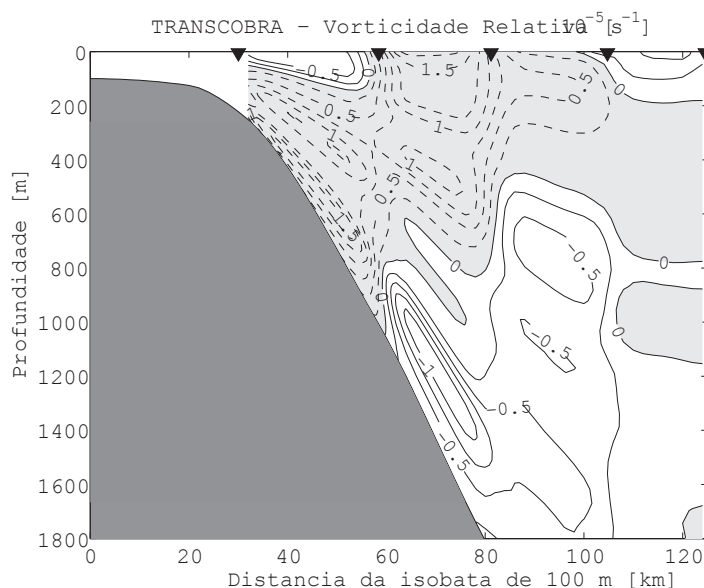


Figura 3.3 - Seção de vorticidade relativa (em 10^{-5} s^{-1}) da Radial TRANSCOBRA. Valores positivos tem rotação anticiclônica, e negativos, rotação ciclônica.

4 - Perfil Médio e Variabilidade Vertical das Correntes

Na seção anterior, descrevemos a estrutura seccional das correntes de contorno oeste ocorrentes na Bacia de Campos, CB e CCI a partir dos únicos dados disponíveis na literatura de perfilagem de velocidade da superfície ao fundo. Nesta seção, faremos uma descrição unidimensional do jato baroclínico constituído por CB e CCI e sua variabilidade temporal. Apresentaremos o perfil vertical médio e o perfil característico dos meandros e vórtices da Bacia de Campos.

Para tanto, faremos uso do Fundeio Correntográfico Marlim, nome dado a este por fazer parte da região de exploração da PETROBRAS na Bacia de Campos: o campo MARLIM. Os dados foram coletados durante o Projeto "PROCAP-1000 - Programa de Capacitação Tecnológica em Águas Profundas. O fundeio está localizado nas coordenadas $22^{\circ} 42'S$ e $40^{\circ} 12'W$ na isóbata de 1250 m (Figura 4.1) onde onze correntômetros foram dispostos para que fossem realizadas as medições ao longo de todo o perfil. As profundidades para estas medições iniciam-se aos 50 m e perfilando através dos 100 m, 250 m, 350 m, 450 m, 550 m, 650 m, 750 m, 950 m, 1050 m, 1200 m. Ainda, o conjunto de medidas contempla uma série ao longo do ano de 1992 entre os meses de fevereiro e dezembro com medições de 1 em 1 hora.

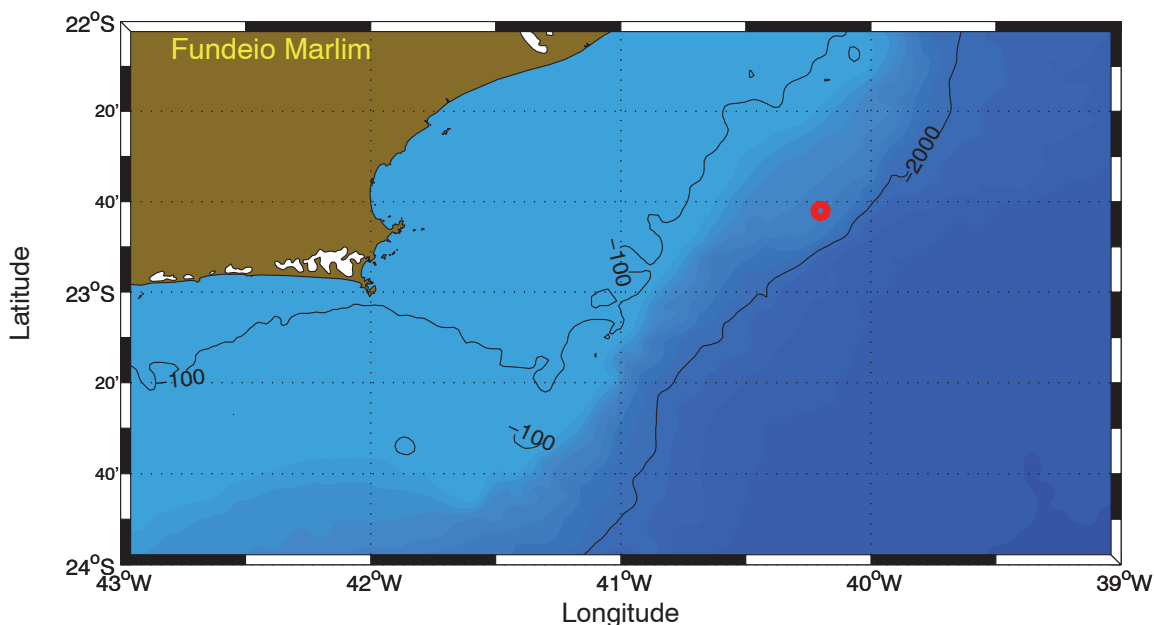


Figura 4.1 - Localização geográfica do Fundeio Marlim na Bacia de Campos, assinalada no mapa pelo círculo vermelho. São onze níveis correntográficos.

Os dados do correntômetro disponibilizados para esta análise pela PETROBRAS foram previamente analisados, tendo passado por rigorosos testes de consistência. Vale destacar que os dados, como mostra a Figura 4.2, sofreram uma interpolação do tipo linear em alguns períodos faltantes da série, como é caso para os períodos dos meses entre maio e junho em todas as profundidades. Foi aplicado um filtro passa-baixa tipo Lanczos de 40 horas para remoção de fenômenos suprainerciais. É possível observar na Figura 4.2 a série correntográfica ao longo de todo o ano para as profundidades de 50 m, 150 m, 350 m, 750 m e 900 m após a filtragem.

A Figura 4.3. mostra que o escoamento médio para a série Marlim em todas as profundidades e observamos que, tanto ao domínio da CB quanto à CCI, as velocidades acompanham aproximadamente o padrão das isóbatas locais com valores de magnitude média de $0,40 \text{ m s}^{-1}$ para a CB. À medida que se atinge maiores profundidades, a CB diminui sua magnitude e em aproximadamente 350 m há o início da inversão de sentido. Abaixo desta profundidade, já é possível constatar o domínio da CCI com velocidades médias em direção ao N-NE, porém com magnitudes que não ultrapassam valores de $0,30 \text{ m s}^{-1}$.

Dada a direção dominante do escoamento médio ser ao longo das isóbatas, rotacionamos todos os vetores velocidade da série Marlim das originais direções leste-oeste e norte-sul para as direções paralela e normal às isóbatas de 1200 m. São nes-

tas direções que procederemos as análises descritas a seguir. Assim, apresentamos na Tabela 4.1 os valores médios encontrados para a CB e CCI já rotacionados.

A primeira destas análises é construir um perfil vertical médio desta série de mais de onze meses de informação. A interpolação entre os valores correntográficas utilizou a técnica desenvolvida por Silveira et al. (2008) que utiliza a projeção dos modos normais quase-geostróficos no perfil discreto de velocidade ao invés de técnicas meramente estatísticas tais como *spline* e cúbica.

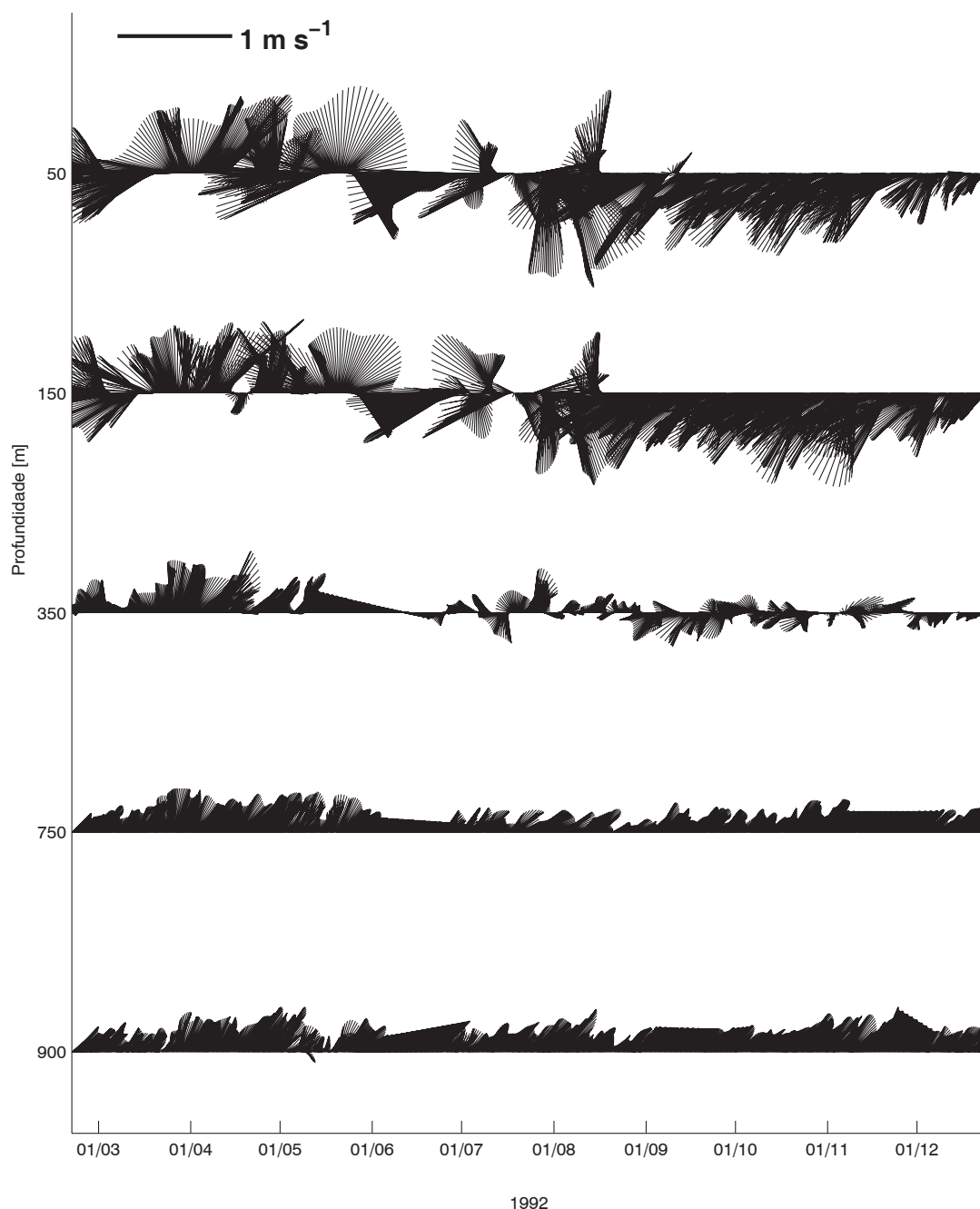


Figura 4.2 - Diagrama vetorial da série Marlim para níveis correntográficos selecionados. O eixo y denota direção norte-sul e o eixo x, direção leste-oeste.

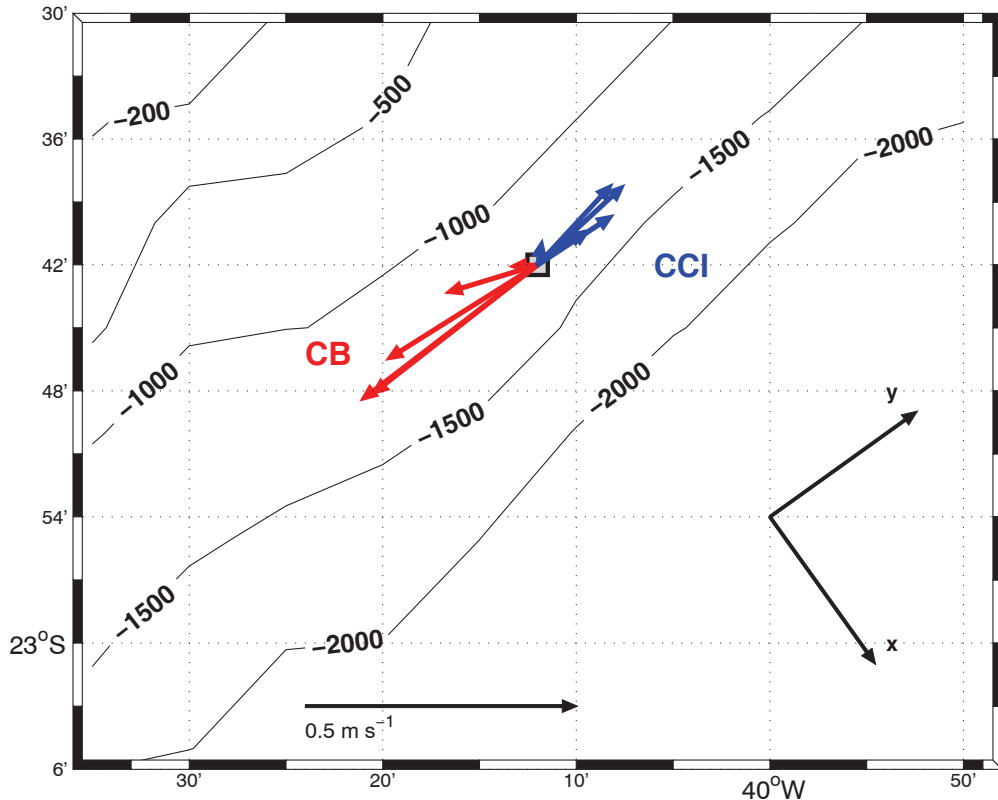


Figura 4.3 - vetores médios da série Marlim sugerindo que o sistema de referência a ser trabalhado deve ser o que utilizada a direção normal e paralela à isóbata de 1200 m. Os vetores vermelhos se encontram no domínio da CB e os azuis, no da CCI. O maior vetor tem $0,4 \text{ m s}^{-1}$ de magnitude e deve ser considerado para escala desta ilustração.

Tabela 4.1 - Valores médios encontrados para as componentes normal (u) e paralela (v) à isóbata de 1200 m da série Marlim, segundo a orientação apresentada na Figura 4.3.

Nível (m)	u (m s^{-1})	v (m s^{-1})
50	-0,03	-0,31
100	-0,03	-0,26
250	-0,06	-0,08
350	-0,05	0,01
450	-0,06	0,08
550	-0,05	0,11
650	-0,01	0,18
750	-0,04	0,19
950	-0,05	0,22
1050	-0,03	0,22
1200	-0,01	0,09

A Figura 4.4 apresenta o perfil vertical médio interpolado para a velocidade ao longo das isóbatas. O padrão é de fato uma estrutura de primeiro modo baroclínico essencialmente, com a única inversão ao longo da vertical.

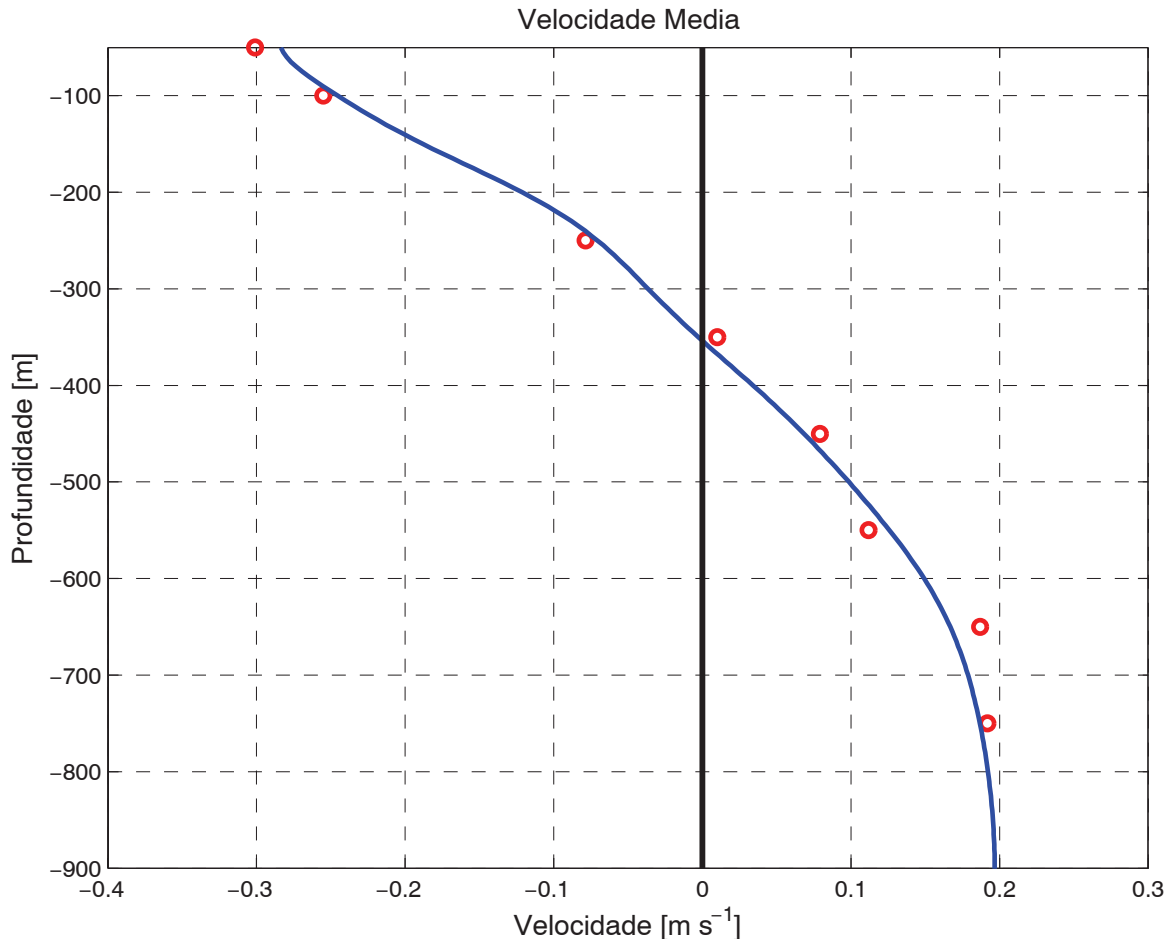


Figura 4.4 - Perfil vertical médio da velocidade paralela à isóbata de 1200 m. Os círculos vermelhos plotam os dados exibidos na terceira coluna da Tabela 4.1 e a curva azul representa a interpolação dinâmica destes seguindo o método de Silveira et al. (2008).

Após a descrição do perfil médio de velocidades, cabe-nos utilizar a série Marlim para investigar os padrões verticais de variabilidade associada aos meandros de mesoescala da CB. Para tanto, a primeira e óbvia medida é a subtração do escoamento médio das séries correntográficas e elaboração do campo de anomalias. Exibimos as séries de anomalia obtidas na Figura 4.5.

No intuito de caracterizar padrões verticais característicos dos meandros das CB e CCI a partir da série correntográfica Marlim, realizamos a análise por Funções Ortogonais Empíricas (FOE), que nada mais é que Análise de Componentes Principais aplicada a dados geofísicos. Várias são as formas de computação das FOE: análise

individual por componentes (Emery e Thomson, 1998), análise conjunta das componentes na forma complexa (Kundu et al., 1976), análise das componentes ponderadas pela distâncias entre os níveis correntográficos (Denbo e Allen, 1984) e análise das componentes ponderadas pelas variâncias de cada série temporal do fundeio (Lippert e Briscoe, 1990). Optamos aqui pela primeira e mais simples forma de aplicação, efetuando apenas a análise FOE na série de anomalias da componente de velocidade.

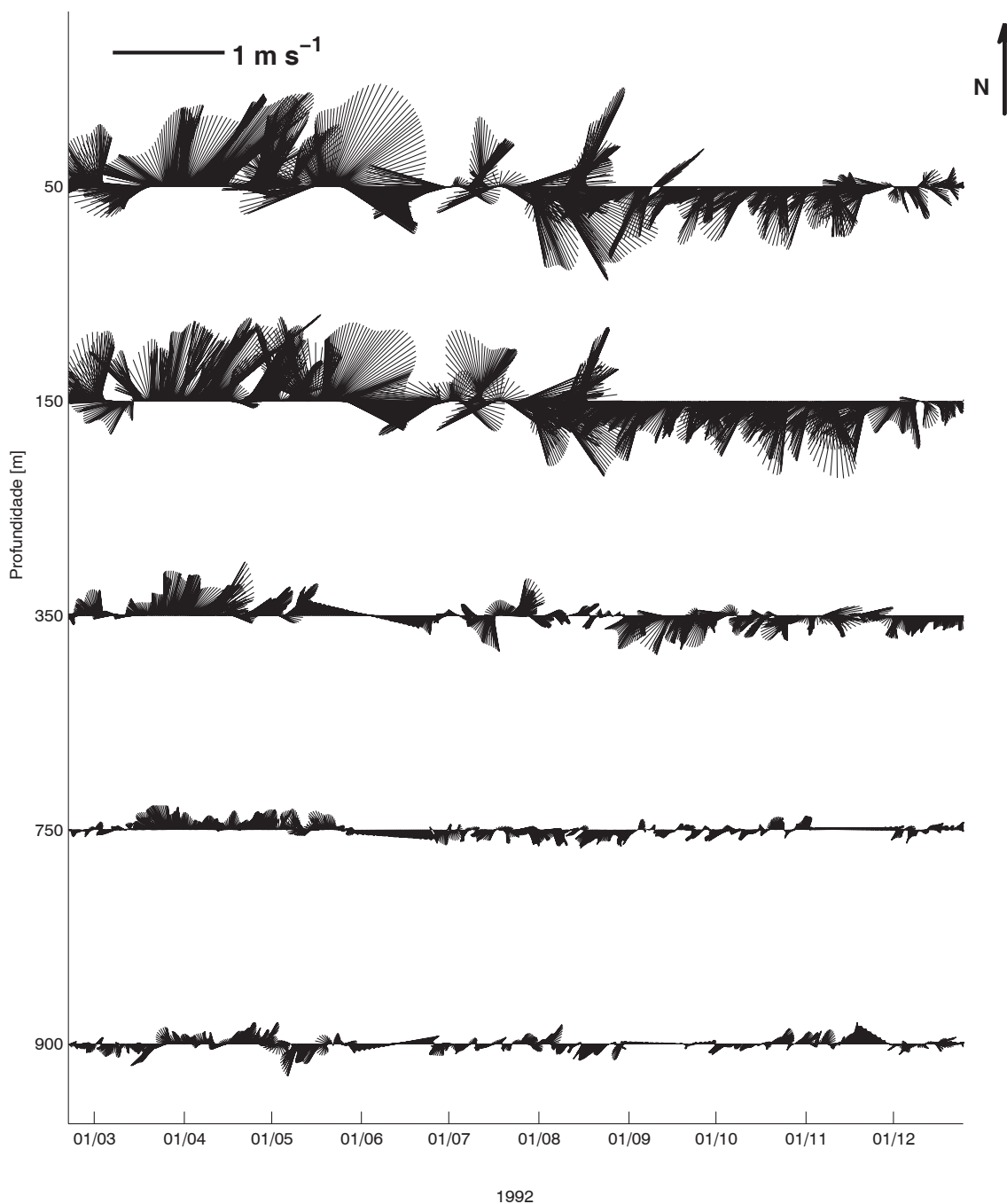


Figura 4.5 - Diagrama vetorial das anomalias de velocidade (relativamente à média) da série Marlim para níveis correntográficos selecionados. O eixo y denota direção norte-sul e o eixo x, direção leste-oeste.

Realizamos um conjunto de 1000 simulações de Monte Carlo usando séries artificiais de números aleatórios. O tamanho da matriz envolvendo estes dados sintéticos é igual ao número de observações estatisticamente independentes nas séries originais do Fundeio Marlim. Em outras palavras, usaremos o tamanho amostral efetivo estatisticamente para, seguindo Preisendorfer (1998), determinar as barras de erros associadas às variâncias explicadas (ou autovalores empíricos do método FOE) pelos modos FOE das séries randômicas. Por esta comparação com as séries de Monte Carlo, apenas o primeiro modo FOE do Fundeio Marlim é estatisticamente significativo ao nível de confiança de 95%. Este modo explica 82% da variância total dos dados de velocidade das séries Marlim. Sua estrutura vertical (adimensional) está plotada no painel superior da Figura 4.6. A série da amplitude temporal (dimensional) correspondente está plotada no painel inferior da Figura 4.7 para as componentes normal e paralela à isóbata de 1200 m.

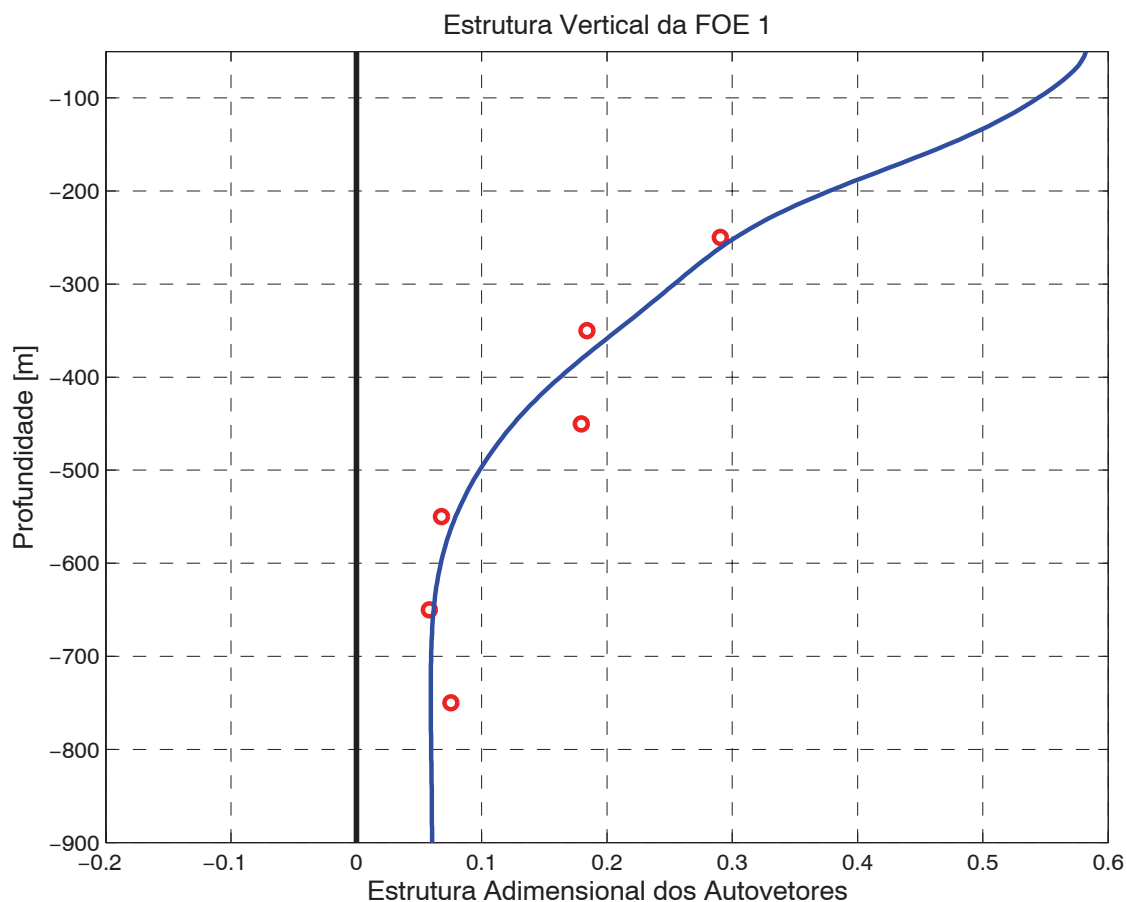


Figura 4.6 - Perfil vertical do modo (adimensional) FOE 1 de velocidades que representa a estrutura vertical dos meandros e vórtices na Bacia de Campos. Este modo sozinho explica 82% da variância das séries de u e v . Os círculos vermelhos representam os valores do modo FOE discretos enquanto a curva azul representa o perfil deste interpolado dinamicamente seguindo Silveira et al. (2008).

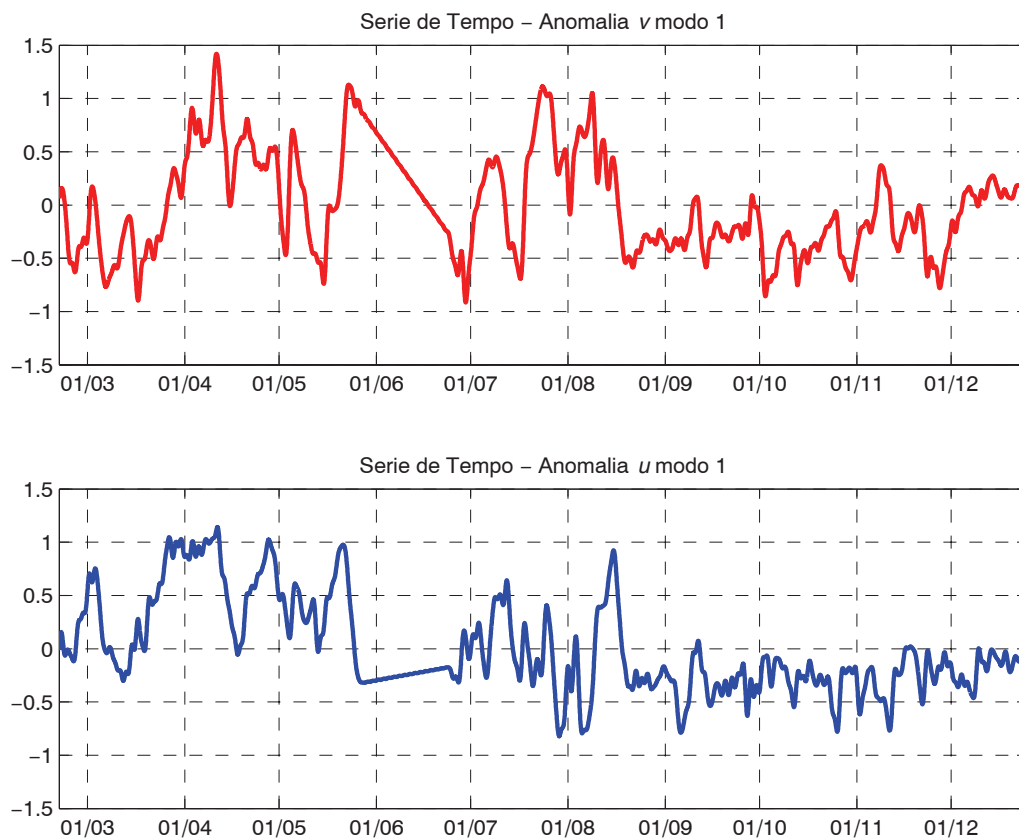


Figura 4.7 - Séries temporais da amplitude do modo FOE 1 das componentes v (painel superior) e u (painel inferior) em $m\ s^{-1}$.

O que constatamos pela Figura 4.6 é que a composição dinâmica da estrutura do meandro é mais rica e complexa que aquela associada ao jato CB-CCI médio. E mais importante, o meandro é caracterizado por uma forte atenuação ao longo do eixo vertical e não há inversão de velocidades entre CB e CCI. Em outras palavras, o perfil vertical do modo FOE 1 mostra que a CB é bastante mais perturbada que a CCI durante a passagem de vórtice. Esta última, raramente irá reverter de sinal, visto que a amplitude do vórtice é apenas uma pequena fração do valor de superfície. Comprovamos também que a componente barotrópica é mais importante na estrutura dos meandros que na do jato médio.

Por fim, cabe fazermos uma breve análise e discussão da série temporal da amplitude do modo FOE 1. Concentremo-nos na amplitude da componente de velocidade paralela à isóbata de 1200 m (Figura 4.7, painel superior). O padrão da série mostra um comportamento acentuadamente não-estacionário (estatisticamente), com a primeira metade da série sendo dominada por meandramen-

to vigoroso e muito maior variância que a segunda. Apesar deste aspecto, foi calculada a função densidade espectral após a remoção de tendência linear. O método de Welch foi aplicado com janelas de extensão de cerca de 50 dias (Figura 4.8). O resultado da análise espectral sugere que a energia em escala subinercial está espalhada e não há nenhum pico significativo ao nível de 95%. Tal resultado é semelhante àquele encontrado por Lima (1997) ao realizar análise espectral em séries de aproximadamente 365 dias de fundeios correntográficos sobre o talude intermediário em 22° S.

Concluindo, obtivemos perfis verticais que caracterizam tanto o jato CB-CCI quanto os meandros e vórtices sobre o talude continental e Platô de São Paulo na Bacia de Campos. Não foi possível identificar períodos e frequências que caracterizam a passagem ou recorrência dos vórtices e meandros. O espectro da série Marlim é vermelho.

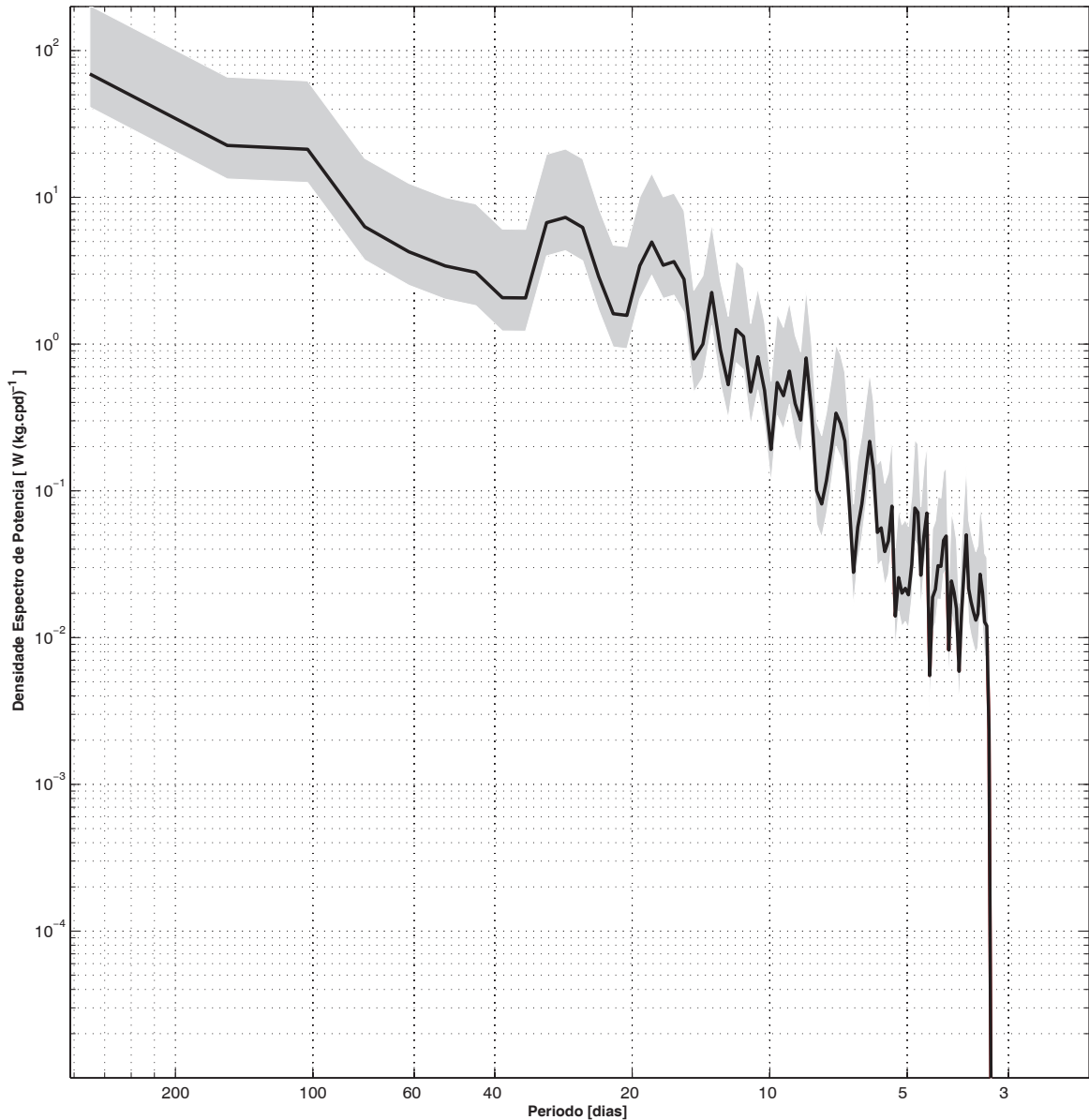


Figura 4.8 - Função densidade espectral da série de amplitudes do primeiro modo FOE das anomalias da velocidade ao longo das isóbatas do Fundeio Marlim. A área sombreada indica o intervalo de confiança ao nível de 95%.

5 - Padrões de Variabilidade Espacial das Correntes

Nesta seção, buscamos entender os padrões de variabilidade espaciais (horizontais) das correntes de contorno e procurar informações acerca do comprimento de onda dos meandros e dimensões dos vórtices recorrentes. Para tanto, subdividiremos esta seção em duas partes. A primeira buscará definir qual sentido preferencial de propagação dos meandros a partir de dados de velocidade. A segunda tratará da análise de padrões da frente termal e busca de padrões recorrentes de meandros na Bacia de Campos.

5.1. Análise dos Padrões de Velocidade Derivados do Sistema OCEANOP

A necessidade do monitoramento contínuo das condições meteo-oceanográficas na Bacia de Campos levou à instalação de vários equipamentos nas plataformas de exploração para medir as principais propriedades físicas da atmosfera e do oceano superior. Estas informações são armazenadas e enviadas para o banco de dados central da companhia para que neste local sejam tratados e qualificados todos os dados. A este sistema, a PETROBRAS denominou o sistema de OCEANOP - Oceanografia Operacional.

Para o Projeto HABITATS, foram disponibilizadas séries simultâneas e contínuas de quatro plataformas do sistema para o segundo semestre de 2007. Estas são séries temporais de perfis parciais da coluna de água obtidos por ADCPs fixos às plataformas de exploração. As Figuras 5.1 a 5.3 exibem a distribuição das estações OCEANOP e os vetores médios para o período de estudo, bem como os diagramas vetoriais das quatro séries temporais em análise. Estão representadas as três plataformas que se encontram em águas mais profundas (P48, FPSOBR e P40) designadas no gráfico da figura 5.2 como 1, 2 e 3 respectivamente e a quarta, próxima à região de quebra da plataforma continental na Bacia de Campos, a PPG1 e designada como plataforma 4.

O alcance vertical dos ADCPs do sistema OCEANOP é em torno de 400 m em média. Escolhemos para nossas análises o nível de 50 m visto que se encontra próximo da superfície, onde está localizado o núcleo da CB. É a região de máximo cisalhamento e minimiza o efeito do vento local por se situar no limite inferior da camada de Ekman local.

As Figuras 5.2 e 5.3 mostram que, em 50 m, para as plataformas sobre o talude, a CB flui para S-SO com maiores intensidades nos pontos 1 e 3 (P48 e P40).

Para a plataforma 2 (FPSOBR) o fluxo se apresenta bem menos intenso que suas análogas, e com sentido mais orientado em direção à SO. Fica evidente que todas as plataformas estão dentro do regime do Sistema CB. E que a CB influencia a região da quebra da plataforma e, provavelmente, a plataforma externa da Bacia de Campos. O baixo valor médio da velocidade no ponto 4 (PPG1), sugere que o núcleo da CB está sobre o talude intermediário e que as eventuais incursões da CB à região da quebra de plataforma e plataforma continental externa são devido a meandramento.

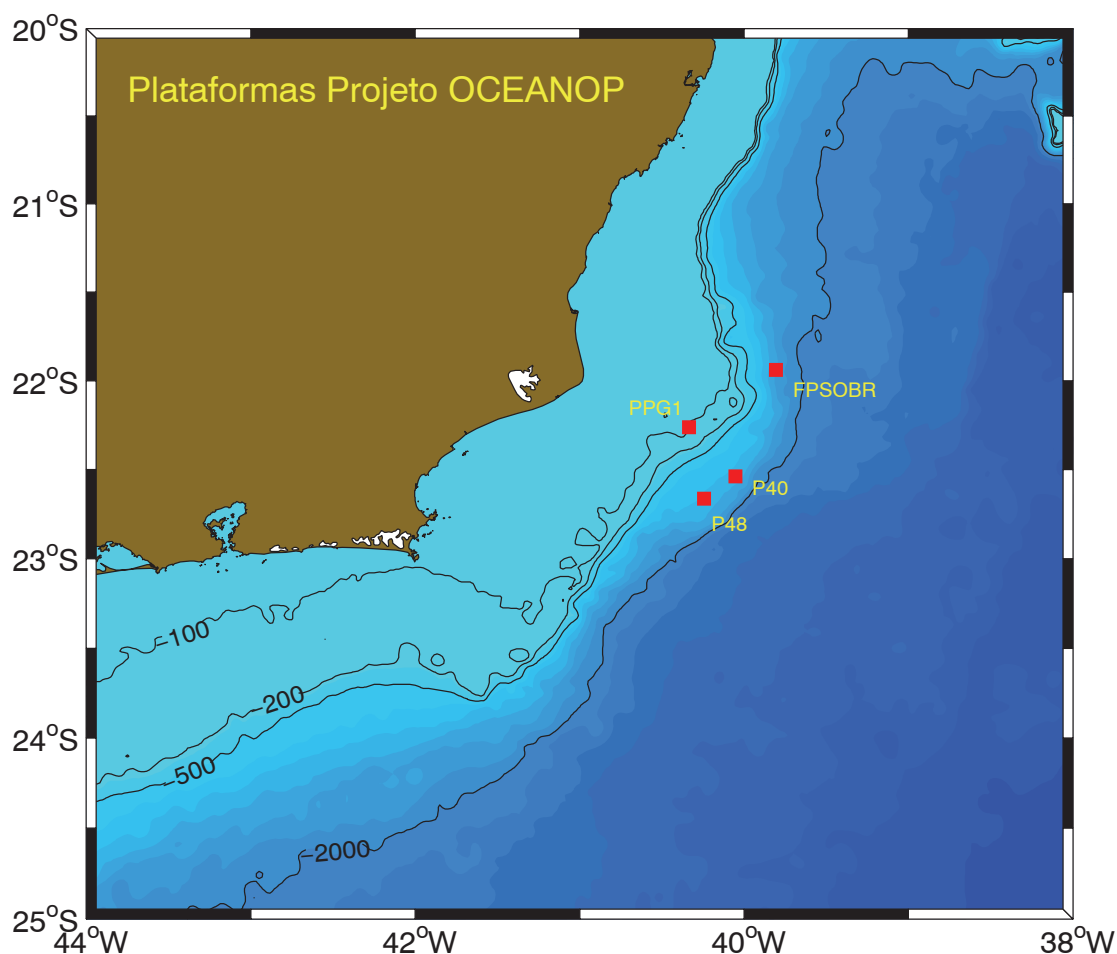


Figura 5.1 - Distribuição espacial das quatro plataformas do Sistema OCEANOP utilizadas no presente estudo. Séries contínuas para o segundo semestre de 2007, único período disponível em que há simultaneidade e dados integralmente aprovados pelos critérios de qualidade utilizados, são apresentadas na Figura 5.2.

Em todas as séries (Figura 5.2), é possível notar variações importantes no padrão de escoamento da CB, indicando possivelmente a presença de feições de mesoescala. No entanto, não são notadas fortes e duradouras inversões de velo-

cidade. O aspecto dos diagramas vetoriais se assemelha mais àquele que corresponde ao segundo semestre de 1992 do Fundeio Marlim (Figura 4.2) do que ao primeiro, onde vigoroso meandramento é observado. Especulamos a possibilidade de haver uma modulação sazonal no processo de formação dos meandros de grande amplitude (ou instáveis), com eventual arrefecimento da atividade vortical na segunda metade do ano. Obviamente, séries temporais mais longas serão necessárias para definir não só esta modulação, mas também inferir o ciclo sazonal da CB, que não consta de nenhuma publicação na literatura.

Outra constatação relevante é que a inspeção da Figura 5.3 revela um escoamento sensivelmente paralelo às isóbatas. Em outras palavras, apesar da extensão das séries de apenas 06 meses, conseguimos representar o que seria um “estado básico” da CB e que deve e pode ser utilizado para representar a configuração média e característica de um escoamento geofísico livre virtualmente de perturbações devido a meandros e vórtices.

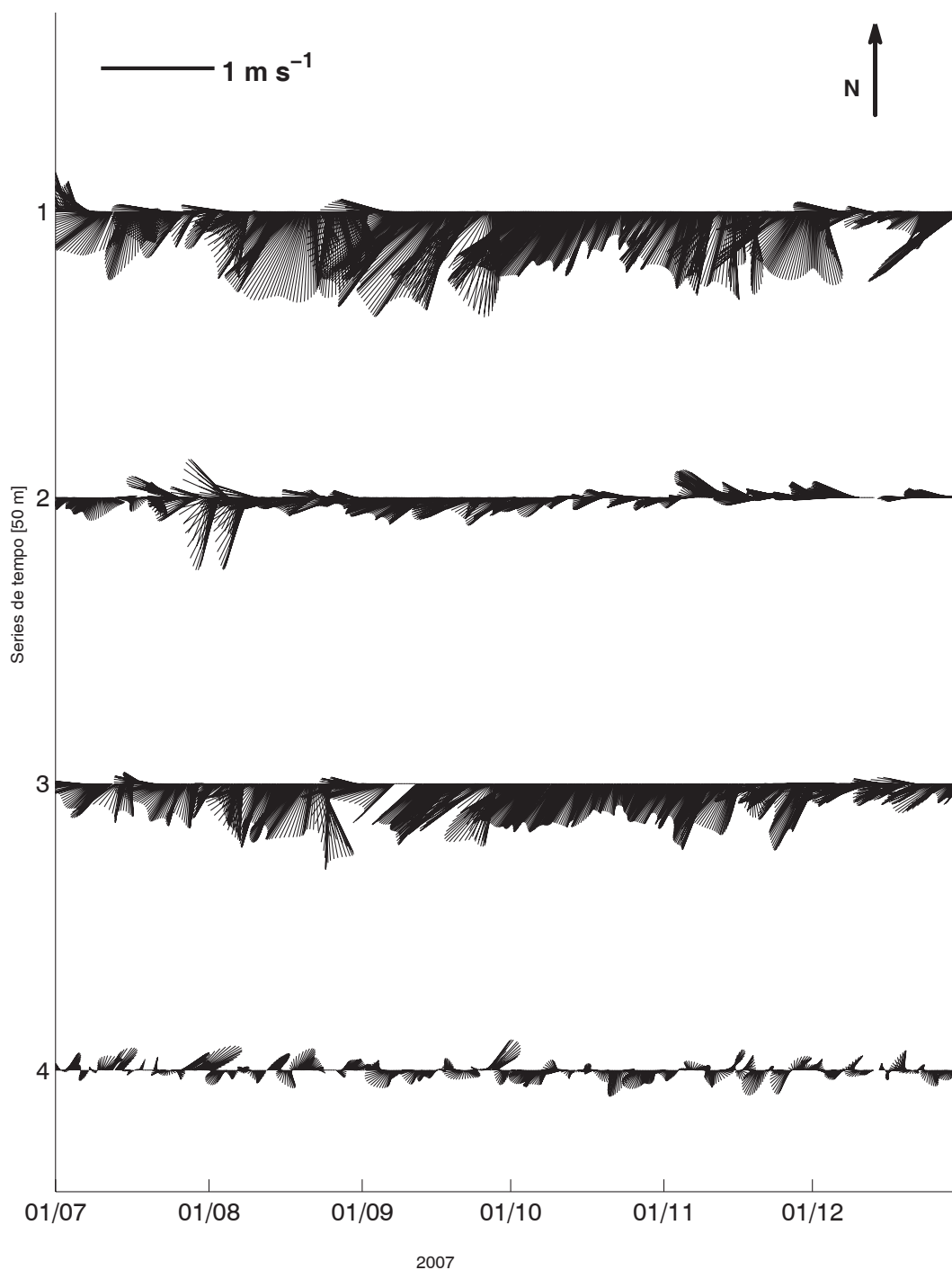


Figura 5.2 - Diagrama vetorial das séries de velocidade observada por ADCP do Sistema OCEANOP para o nível de 50 m. A numeração das estações são associadas a : 1- P48, 2- FPSOBR, 3-P40 e 4- PPG1, conforme ilustrado na Figura 5.1. O eixo y denota direção norte-sul e o eixo x, direção leste-oeste.

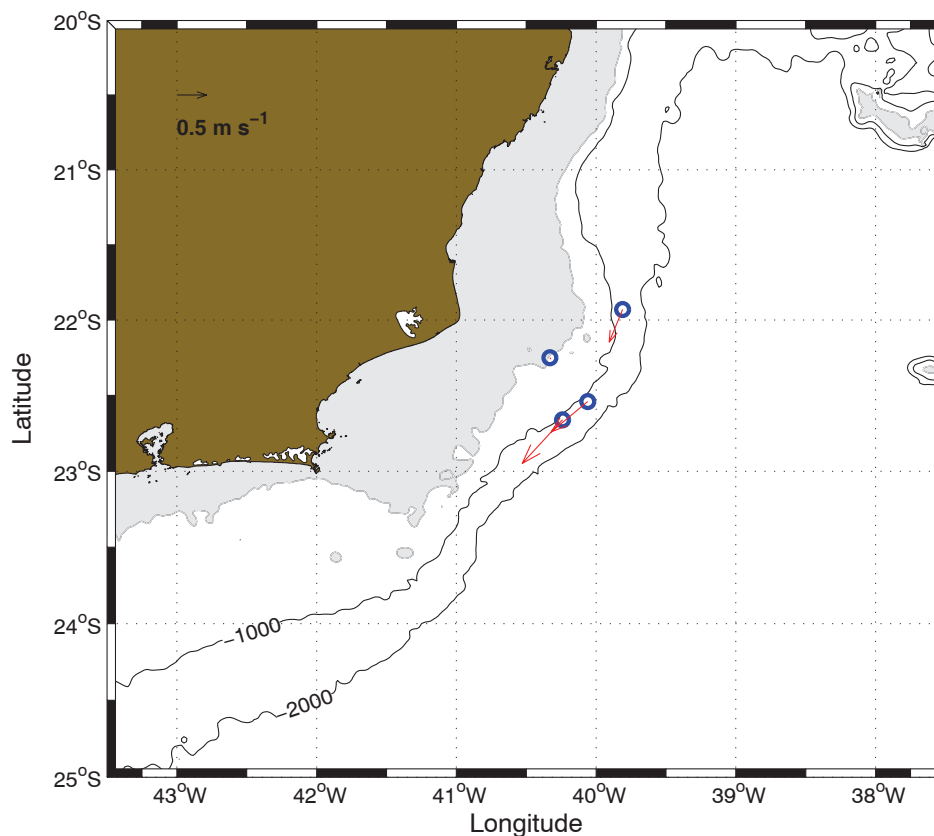


Figura 5.3 - Valores dos vetores médios de velocidade em 50 m do Sistema OCEANOP correspondentes às séries apresentadas na Figura 5.2. Áreas da plataforma continental em profundidades menores que 100 m está destacadas em tom cinza.

Discutido o padrão médio, devemos buscar informações sobre o que esta série singular nos oferece em termos de variabilidade espaço-temporal. A Figura 5.4 exemplifica o processo de formação de um meandramento ciclônico de forma singular na literatura. Esta figura corresponde às médias semanais de três primeiras semanas agosto de 2007. Observamos que o padrão de velocidades na primeira semana de agosto é próximo ao médio (Figura 5.3), com escoamento seguindo as isóbatas. Nas duas semanas seguintes, relevante escoamento normal à batimetria se desenvolve. As velocidades na região da plataforma PPG1 se orientam para nordeste e as da P48 e FPSOBR virtualmente para oeste. As velocidades na região da plataforma P40 adquire orientação sudeste. É clara a existência de feição de rotação horária superposta à estrutura da CB. Mais que isso, é evidente que toda a estrutura da CB adquire curvatura ciclônica. O fenômeno aqui retratado se trata de um meandro ciclônico frontal, onde toda a frente da corrente se deforma durante a passagem da estrutura vortical.

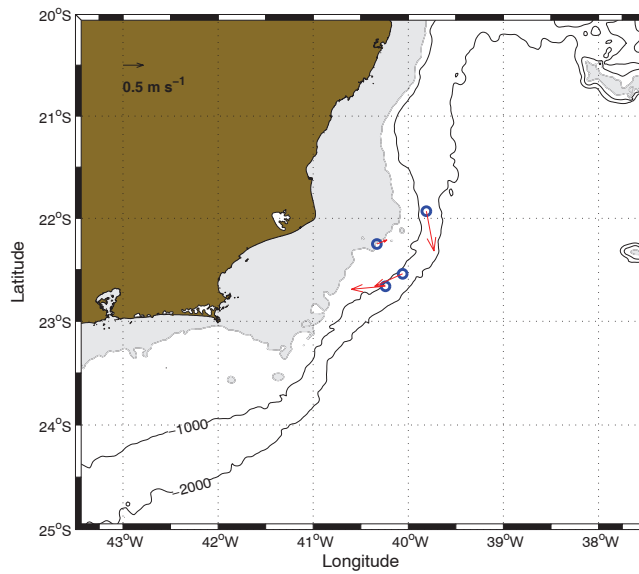
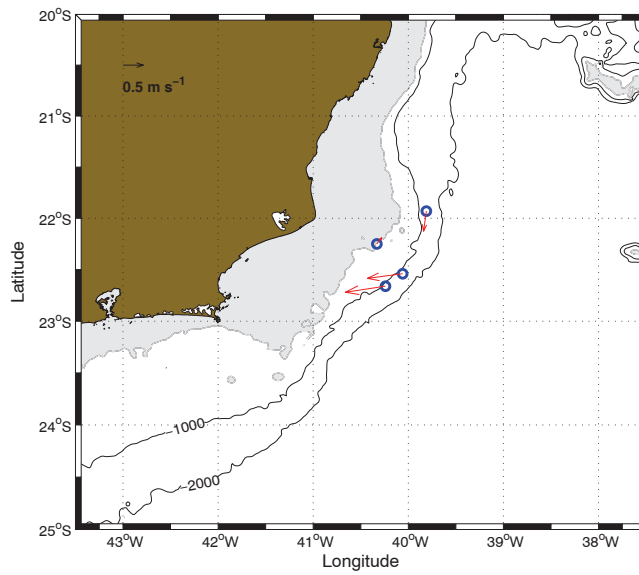
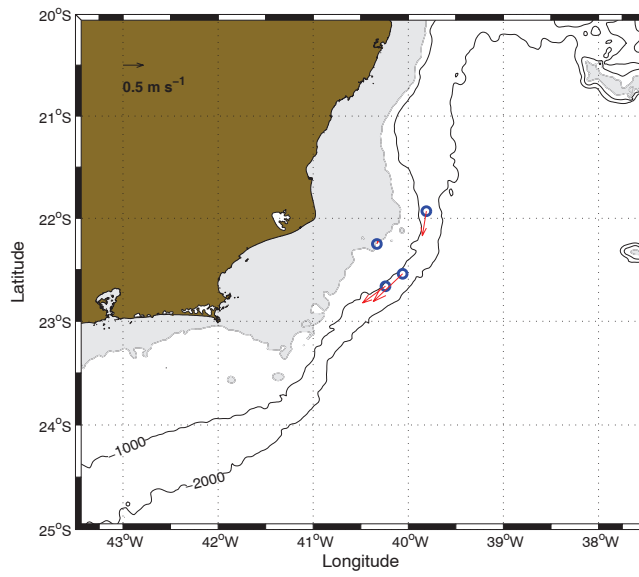


Figura 5.4 - Vetores médios semanais de velocidades em 50 m do Sistema OCEANOP para as três primeiras semanas de agosto de 2007. Áreas da plataforma continental em profundidades menores que 100 m estão destacadas em tom cinza.

A descrição acima é a primeira que apresenta simultâneas velocidades observadas na CB que permitem inferir um padrão de meandramento ciclônico. Há registro na literatura, tal qual Lima (1997) e Muller et al. (1998) de observações de velocidades múltiplas da CB na Bacia de Campos. Entretanto, estes trabalhos apresentam os fundeios correntográficos dispostos em radial não permitindo a visualização espacial do fenômeno do meandramento, tal qual o que é observado pelo Sistema OCEANOP. Destacamos a relevância que as séries deste sistema virão a ter para o entendimento da dinâmica da CB à medida que se tornarem mais longas e mais plataformas de exploração sejam adicionadas a ele.

Busquemos caracterizar a variabilidade da CB em termo mais quantitativos. Tentemos responder se existe uma direção preferencial de propagação destes meandros. Para tanto, recorramos novamente à utilização do cálculo das Funções Ortogonais Empíricas, mas agora em sua forma complexa e vetorial, seguindo Kundu et al. (1976). As séries dos desvios de velocidade utilizados na análise FOE são mostradas na Figura 5.5 e consistem das séries dispostas na Figura 5.2 subtraídas do padrão médio exibido na Figura 5.3.

O resultado da análise FOE revela que apenas o primeiro modo que explica 78% da variância do conjunto de dados é significativo ao nível de 95% de confiança. Tanto os modos de estrutura horizontal quanto suas séries de amplitude (i.e., as componentes principais) apresentam parte real e parte imaginária. A Figura 5.6 exibe um gráfico em que a parte real da série da amplitude do FOE1 é plotada contra a parte imaginária. O que vemos, é uma nuvem de pontos sem qualquer orientação preferencial. Ou seja, se pensarmos no gráfico da Figura 5.6 como um diagrama de dispersão, seria absolutamente inócuo tentar estabelecer uma relação funcional geral entre a quantidade no eixo x (a parte real da série de amplitude) e a quantidade no eixo y (a parte imaginária). Há forte variação ao longo do decorrer da série de tempo. Não existe evidência de que os meandros se propagam unissonamente para sul-sudoeste “carregados” pelo escoamento médio. É sugerido que haja propagação em direção ao longo das isóbatas, mas também normal à batimetria. O meandro pode crescer na direção offshore, tal qual proposto por Silveira et al. (2008). Tal cenário é complexo e vislumbra a possibilidade de meandros mais longos terem até mesmo propagação para norte, conforme simulado numericamente por Campos (2006). Assim, terminamos esta seção concluindo que a variabilidade espaço-temporal da CB em escala subinercial é dominada por meandros, provavel-

mente de natureza frontal, e que estes cobrem uma vasta gama de comprimentos de ondas e períodos com características dispersivas e distintas velocidade de fase e grupo.

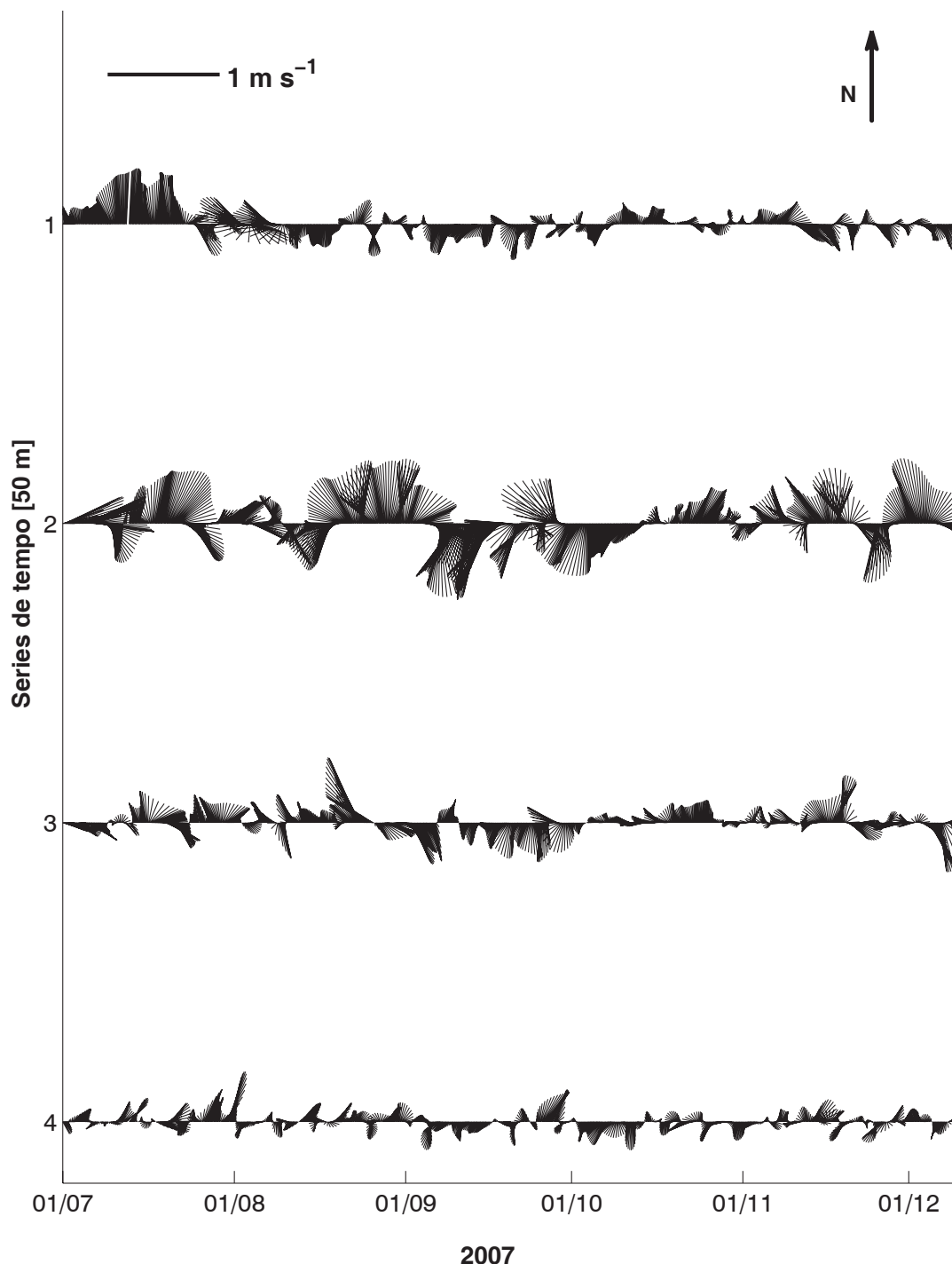


Figura 5.5 - Diagrama vetorial das séries de desvios da velocidade observada por ADCP do Sistema OCEANOP para o nível de 50 m. A numeração das estações são associadas a : 1- P48, 2- FPSOBR, 3-P40 e 4- PPG1, conforme ilustrado na Figura 5.1. O eixo y denota direção norte-sul e o eixo x, direção leste-oeste.

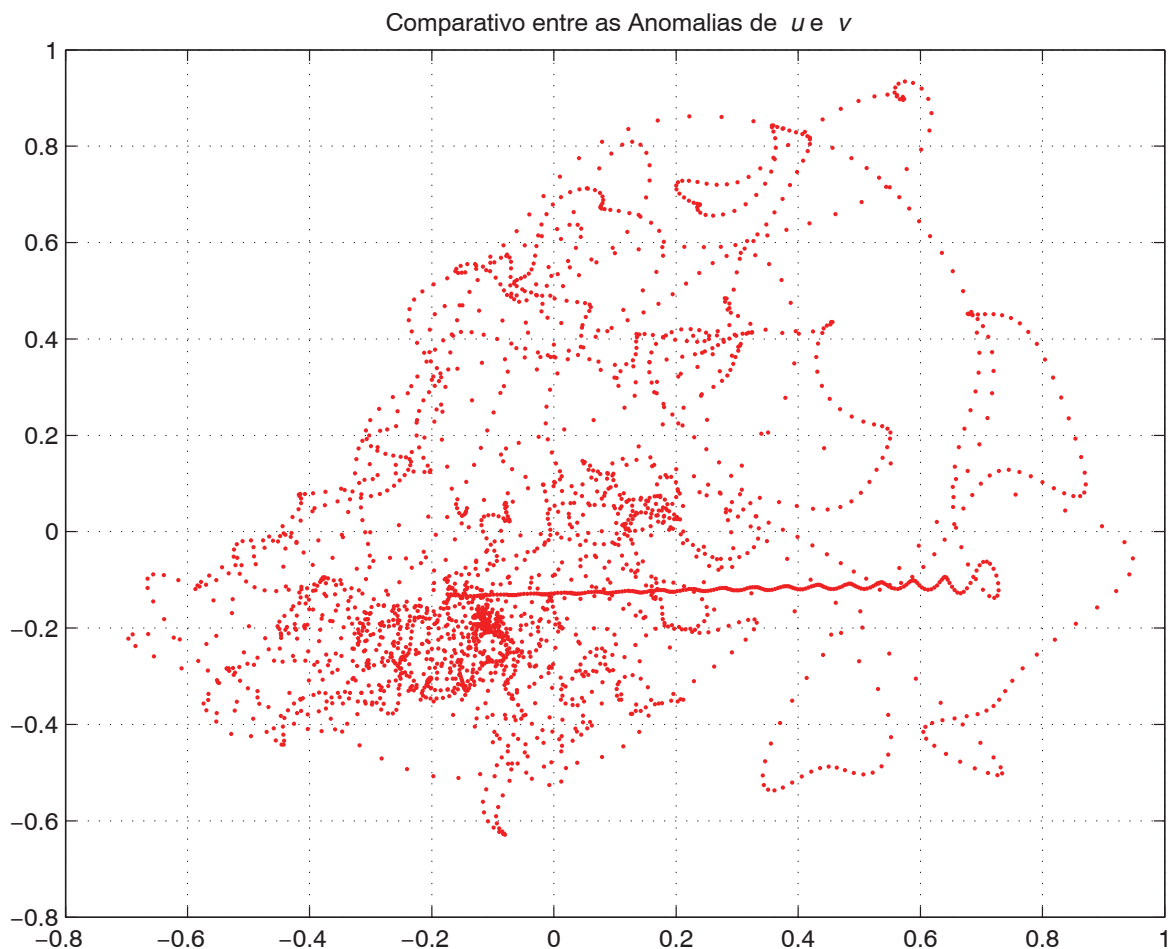


Figura 5.6 - Diagrama de dispersão entre a parte real da amplitude de velocidade do modo FOE1 das séries do Sistema OCEANOP (eixo x) e parte imaginária (eixo y). Valores em $m s^{-1}$.

5.2. Análise dos Padrões da Frente Interna da Corrente do Brasil

Os resultados apresentados nas últimas duas seções nos convidam a investigar de forma mais abrangente espacialmente o fenômeno do meandramento frontal. Nesta seção, para tanto, iremos estudar padrões de variabilidade associados ao monitoramento da frente interna da CB, facilmente diagnosticada em imagens de satélite termais (AVHRR) como a região de máximo gradiente térmico junto às imediações da quebra de plataforma e característica da interface lateral entre AT e as águas frias sobre a plataforma continental. . O conjunto de dados, a metodologia e os resultados a serem apresentados aqui são parte constante do Projeto "Estudos da Climatologia de Meandros e Vórtices da Corrente do Brasil – VÓRTICES", fruto da parceria entre o CENPES/PETROBRAS e o IOUSP. Este estudo consiste no detalhamento da investigação apresentada por Silveira et al. (2008), contendo os principais resultados do projeto supracitado.

Para alcançarmos o intento da investigação de padrões de variabilidade espacial do sistema de correntes de contorno, utilizaremos um conjunto de dados constituído por posições (latitude, longitude) de frentes termais da CB em superfície, digitalizadas a partir de imagens AVHRR. Este conjunto foi constituído originalmente por um total de 105 frentes entre os anos de 1993 e 2001. Parte do conjunto de imagens foi cedido por J. A. Lorenzetti (INPE) ao IOUSP (período de 1993-1998), e outra porção é pertencente ao acervo da PETROBRAS.

A digitalização das imagens termais foi conduzida por A. Sartori Neto (CENPES/PETROBRAS). Detalhes acerca da obtenção das posições da frente da CB a partir do contraste entre AT e as águas mais frias sobre a plataforma continental são encontradas em Sartori Neto (2004).

Os limites geográficos abrangidos pelas frentes termais da CB se estendem de 20°S a 28°S, sendo que nem todas atingem as latitudes mais austrais. Tal limitação é decorrente da região ao largo da costa sudeste brasileira apresentar uma frequente e densa cobertura de nuvens. O diagrama-espaguete correspondente a essas frentes consiste na Figura 5.7. Devemos ressaltar que as séries de padrões espaciais da frente da CB obtidas não são seqüenciais temporalmente.

Adiantamos que, na análise de variabilidade espacial das frentes, necessitamos que todas detenham e cubram rigorosamente a mesma faixa latitudinal. Assim, das 105 frentes fornecidas, apenas um subconjunto de 51 estruturas frontais são empregadas no presente estudo.

A investigação dos padrões espaciais das frentes termais consiste em uma aplicação especializada da técnica FOE, bastante distinta das que realizamos na Seção 5 com os dados do Fundeio Marlim. Para aplicarmos a técnica FOE, urge que determinemos a configuração da frente termal média associada à CB a partir das 51 imagens. Afinal, esta empregará as posições dos desvios de cada uma destas frentes relativamente à sua média.

A determinação da posição média da frente termal referente à CB ao largo da região sudeste brasileira é realizada utilizando-se adaptação da técnica de Olson et al. 1983. Tal técnica consiste em duas etapas. Na primeira etapa, adotamos a isóbata de 200 m como sistema de referência quase que “natural” para o escoamento da CB. Afinal, a localização da frente termal está relacionada com a quebra de plataforma (de profundidade média de 180 m na faixa latitudinal aqui considerada). Desta forma, interpolamos a isóbata de 200 m, utilizando um intervalo de

30 km e se estendendo de 20° 30'S a 25° 30'S. Cobrimos, assim, uma extensão de cerca de pouco mais de 800 km ao longo desta isóbata de referência. Para a determinação da frente média, traçamos vinte e nove retas ortogonais à isóbata de 200 m equi-espacialmente. De posse destas retas, colecionamos as posições das frentes que as interceptam. A seguir, promediamos estas posições e obtemos uma “versão preliminar” para a frente média da CB.

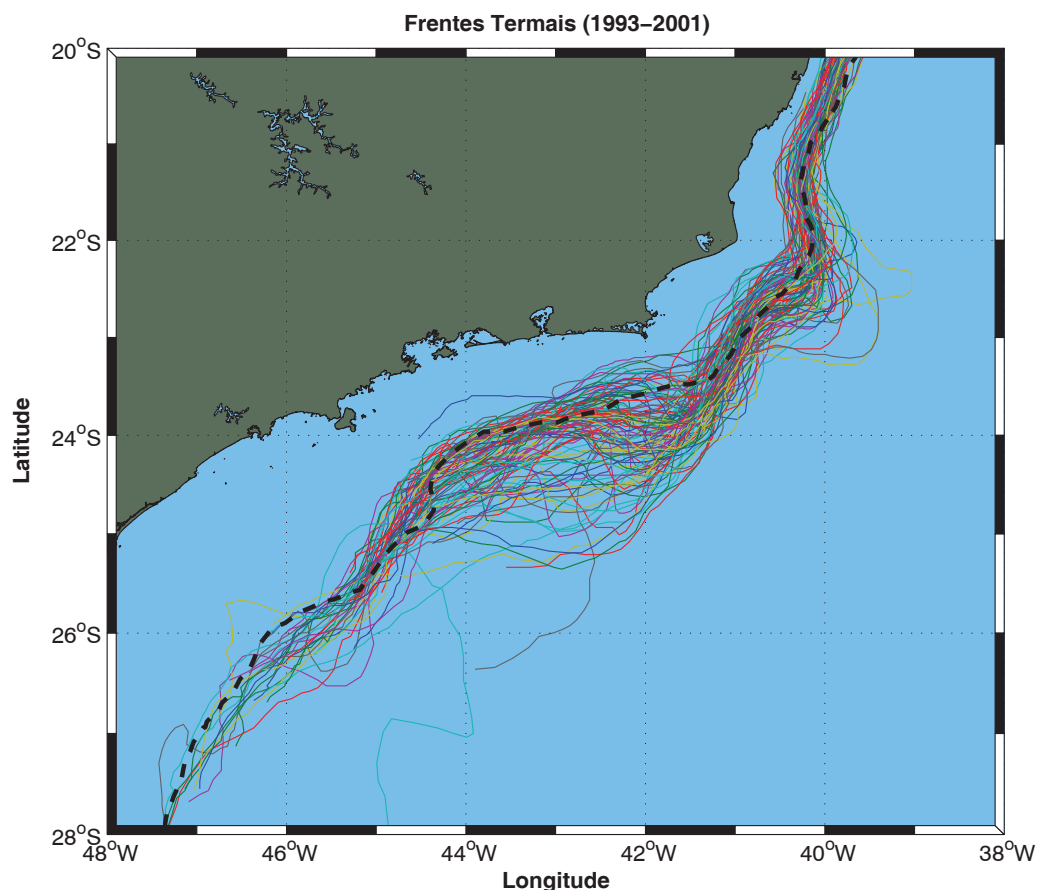


Figura 5.7 - Conjunto das frentes termiais digitalizadas para o período de 1993-2001 na região sudeste brasileira. A linha tracejada representa a isóbata de 200 m.

Na segunda etapa, a frente termal média preliminar funcionará como nosso novo sistema de referência em substituição à isóbata de 200 m. Neste novo sistema, interpolamos a frente média a um intervalo de cerca de 10 km e construímos um conjunto de 81 retas ortogonais. Estas retas são utilizadas para coletar as novas posições das frentes termiais e obtenção de uma segunda e final posição média da frente (Figura 5.8).

O leitor deve estar se perguntando o porquê de calcular e recalculer as posições da frente média. A resposta é que este processo, de natureza iterativa, segundo Olson et al. (1983), permite a conservação da curvatura média da frente média

real. Em outras palavras, construímos uma frente média inicialmente referenciada pela isóbata, cujas correntes de contorno tendem a seguir por argumentos de conservação de vorticidade potencial. Em seguida, refinamos este cálculo usando esta frente média preliminar para inferir uma segunda frente média relativamente à primeira. A não aplicação desta iteração pode conduzir a ambiguidades em termos da avaliação das anomalias relativamente a esta referência de acordo com Olson et al. (1983). No nosso caso, a aplicação do método iterativo gerou uma segunda curva média muito mais suave do que aquela relativamente à isóbata devido à abrupta mudança de orientação da quebra de plataforma em Cabo Frio.

Como reconhecemos a limitação em tamanho do conjunto de imagens aqui usado, comparamos a frente média aqui obtida com aquela utilizada por Garfield (1990) (Figura 5.8). Este autor utilizou técnica semelhante àquela aqui realizada, mas dispôs de um conjunto mais extenso de imagens termais. Garfield (1990) analisou efetivamente 121 imagens (de um conjunto total de 405) que cobriu o período entre os anos de 1982 e 1987. Observamos na Figura 5.8 uma grande semelhança na posição de ambas particularmente entre Vitória e Cabo Frio. A partir de Cabo Frio, onde a linha de costa e isóbatas mudam de orientação, de basicamente Norte-Sul para Leste-Oeste, as duas frentes divergem sutilmente. A frente determinada Garfield (1990) parece seguir mais aproximadamente a mudança de orientação da isóbatas. Já a frente calculada pelo presente trabalho, apresenta excursões oceânicas ligeiramente maiores em relação à isóbata de 200 m.

As frentes médias discordam exatamente onde o estudo de Lorenzetti et al. (2009) sobre a frente interna da CB mostra que a densidade frontal é mais tênue e difusa. Ou seja, existe maior variabilidade em tais locais, resultando em eventuais diferenças dependendo do conjunto e tamanho da série de imagens utilizadas. Logo, a geral boa concordância entre a frente aqui calculada, a de Garfield (1990) e os valores de densidade frontal de Lorenzetti et al. (2009) confirma a robustez de nossos cálculos e nos habilita a investigar os desvios em relação à sua estrutura.

A série de desvios frontais é obtida pela mera subtração da posição de cada uma das 51 frentes (discretizadas nas 81 retas ortogonais) da posição da frente média. Através de 1000 simulações de Monte Carlo, realizado por meio de matrizes de valores aleatórios, determinamos que apenas quatro modos FOE são estatisticamente significativos ao nível de 95%. O método de Preisendorfer (1998) foi aplicado para tal determinação, assim como o fizemos na Seção 4.

Os autovalores FOE são listados na Tabela 5.1. Observamos que os quatro primeiros modos FOE explicam 82% da variância total dos dados. A Figura 5.9 mostra o resultado para as quatro funções amplitude associadas aos quatro modos estatisticamente significativos usando como coordenada a distância ao longo da frente média.

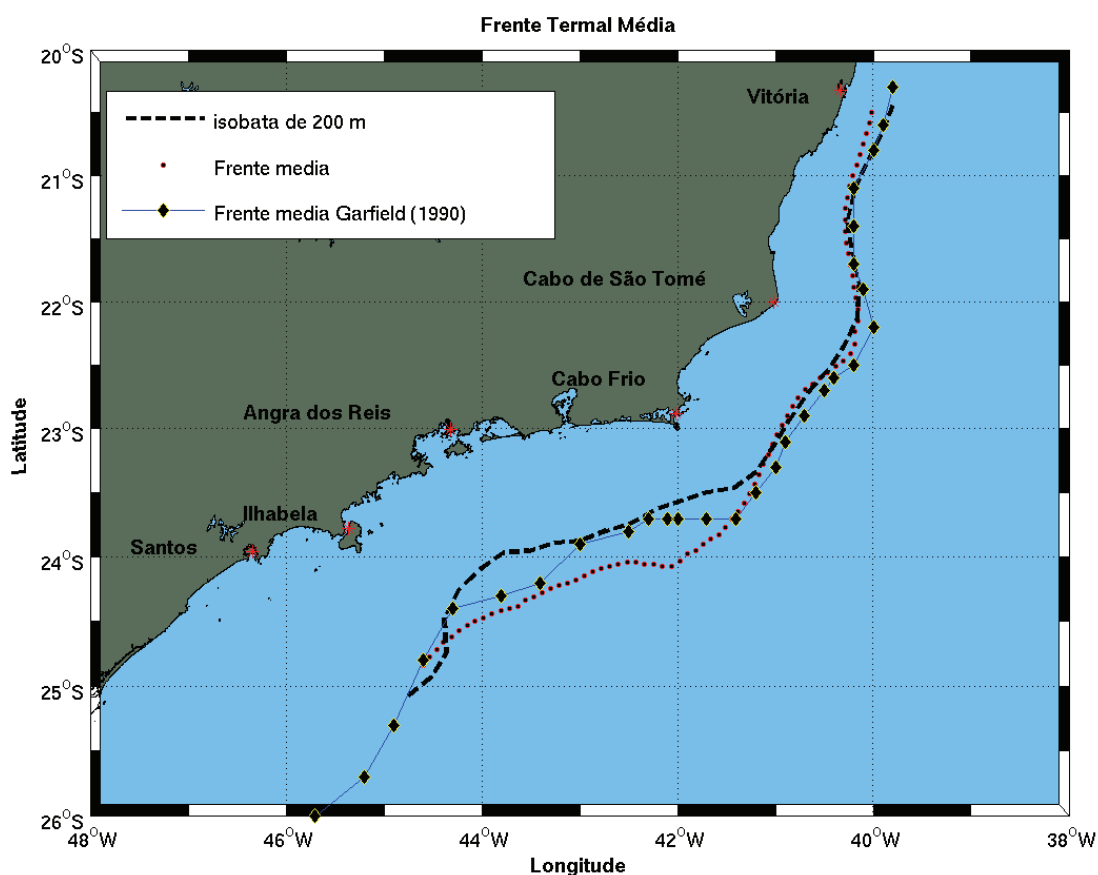


Figura 5.8 - Comparação entre as frentes médias obtidas para o Projeto VÓRTICES (1993-2001) e aquela de Garfield (1990) para o período de 1982-1987.

Tabela 5.1 - Modos estatístico FOE de variabilidade espacial para as frentes termais da CB

Modo FOE	Variância percentual explicada (%)
1	49
2	15
3	11
4	7
Soma	82

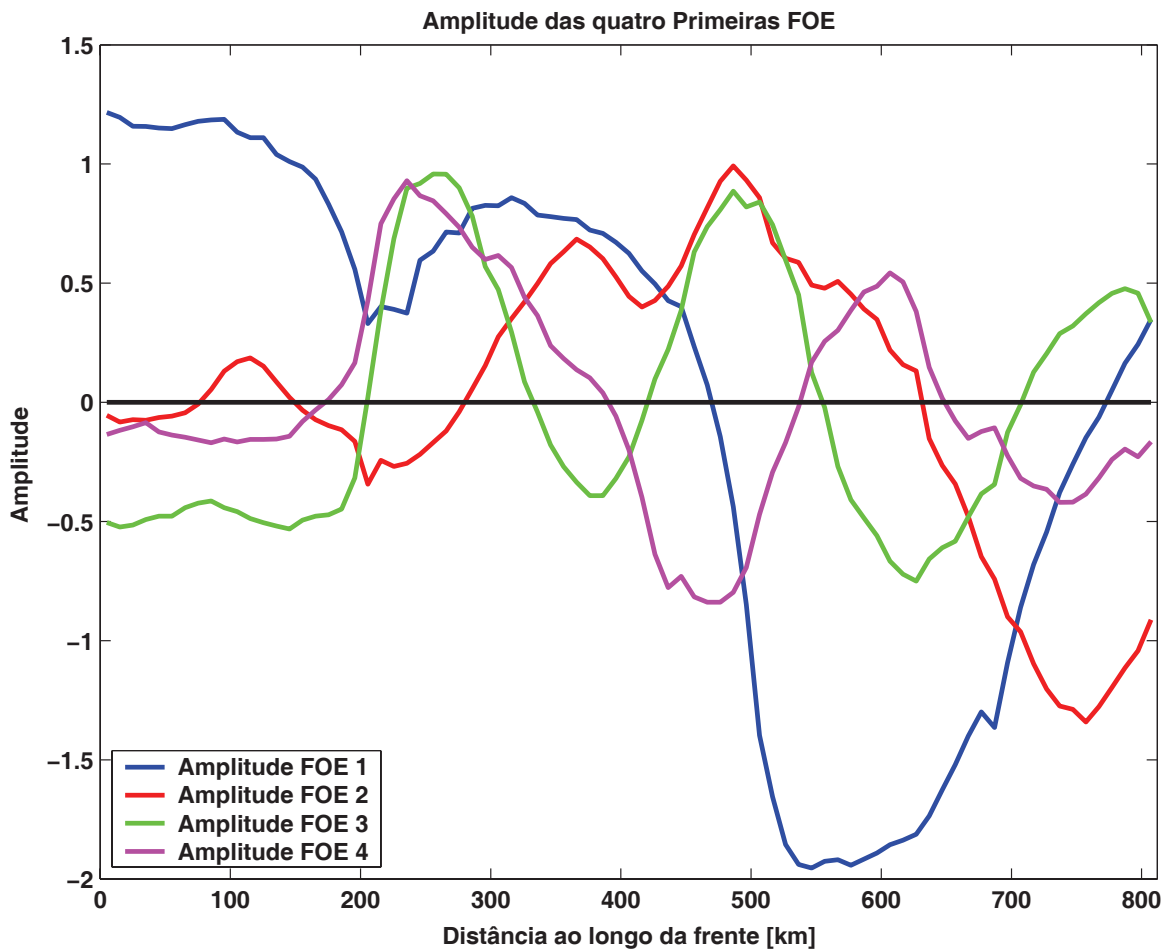


Figura 5.9 - Amplitudes dos quatro primeiros modos FOE no espaço da distância ao longo da frente média. A origem do gráfico está situada no extremo norte da frente média apresentada na Figura 5.9.

Mesmo sem a ponderação pelas autofunções, o que faz a amplitude parecer exagerada, é ilustrativo plotar as funções amplitudes para os quatro modos sobre área de estudo (no espaço horizontal em termos de latitude e longitude). Como podemos observar, tanto pela Figura 5.9 como pelas Figuras 5.10-5.13, as funções amplitude dos terceiro (11% da variância total) e quarto modos (7% da variância total) exibem inequivocamente padrões ondulatórios. O primeiro modo (49% da variância total) também aparenta ter tal comportamento espacial, apesar de maior comprimento de onda relativamente à extensão da área.

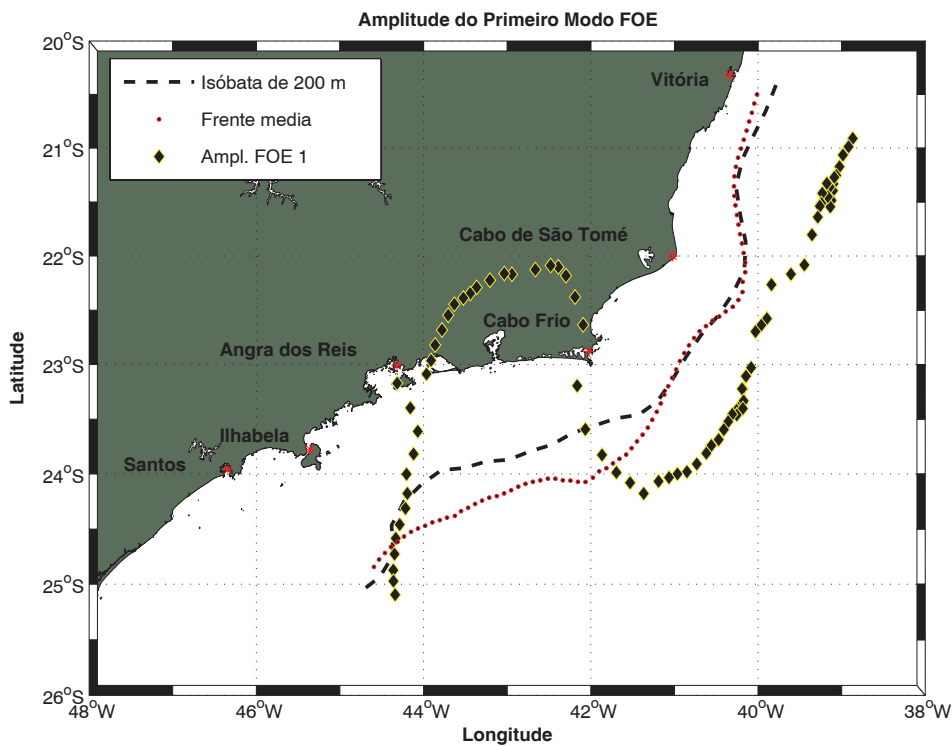


Figura 5.10 - Função amplitude do modo FOE 1.

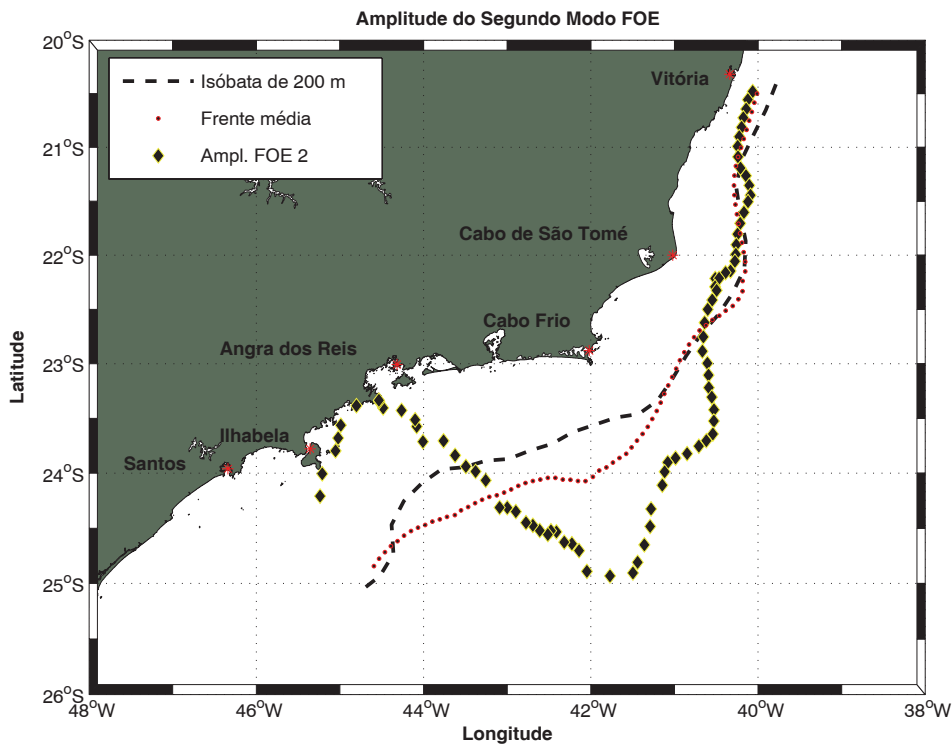


Figura 5.11 - Função amplitude do modo FOE 2.

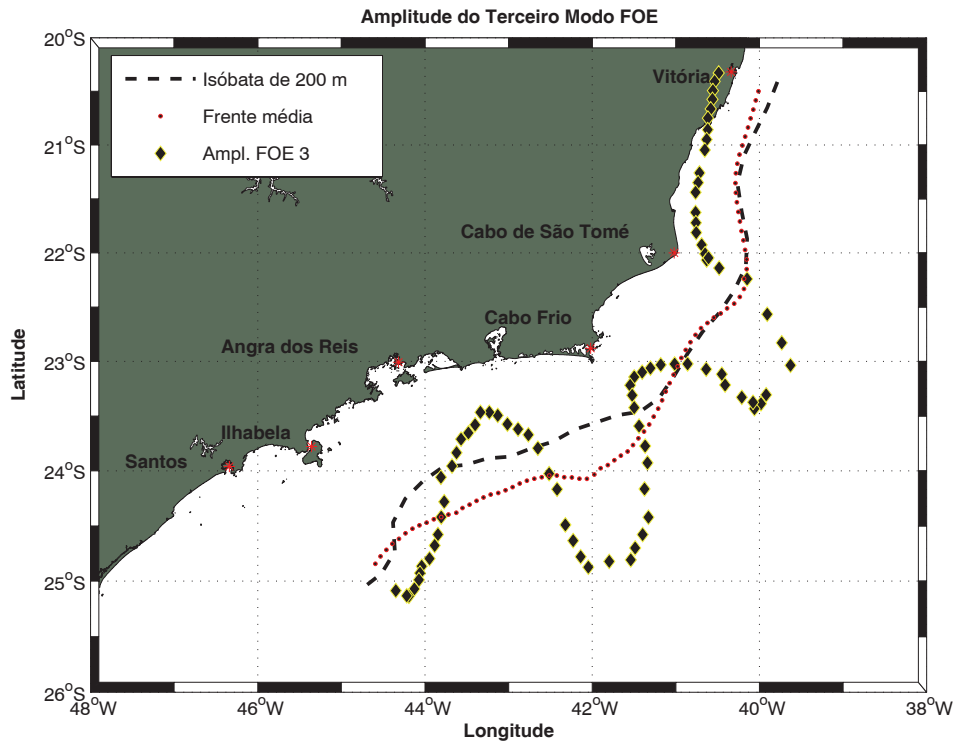


Figura 5.12 - Função amplitude do modo FOE 3.

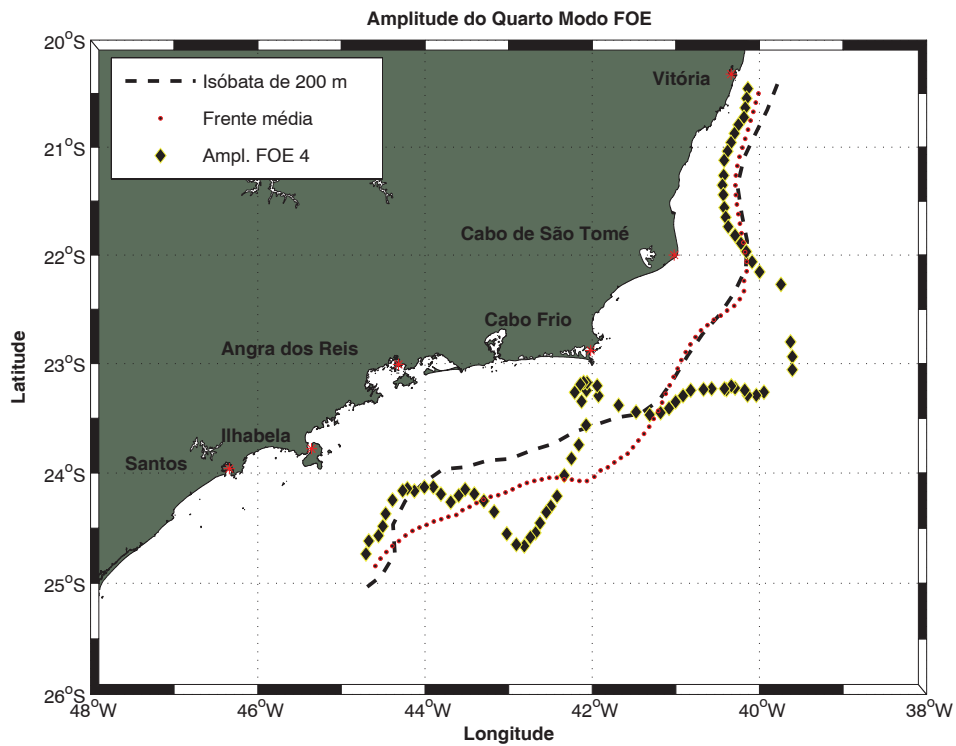


Figura 5.13 - Função amplitude do modo FOE 4

Conduzimos ajustes de mínimos quadrados de formas senoidais nas amplitudes FOE recursivamente. Utilizamos aqui o coeficiente de correlação (CC) como parâmetro estatístico de mérito para efetuar um “ajuste ótimo” a partir de um valor inicial escolhido arbitrariamente. Os comprimentos de onda obtidos e os correspondentes CC são os resultados constantes da Tabela 5.2. A aplicação dos ajustes para as quatro amplitudes dos modos FOE está mostrada na Figura 5.14.

Tabela 5.2. - Ajuste senoidal para as amplitudes dos modos FOE das frentes termais e os correspondentes coeficientes de correlação (CC)

Modo FOE	Compr. de Onda (km)	CC
1	520	0,38
2	685	0,73
3	266	0,79
4	338	0,81

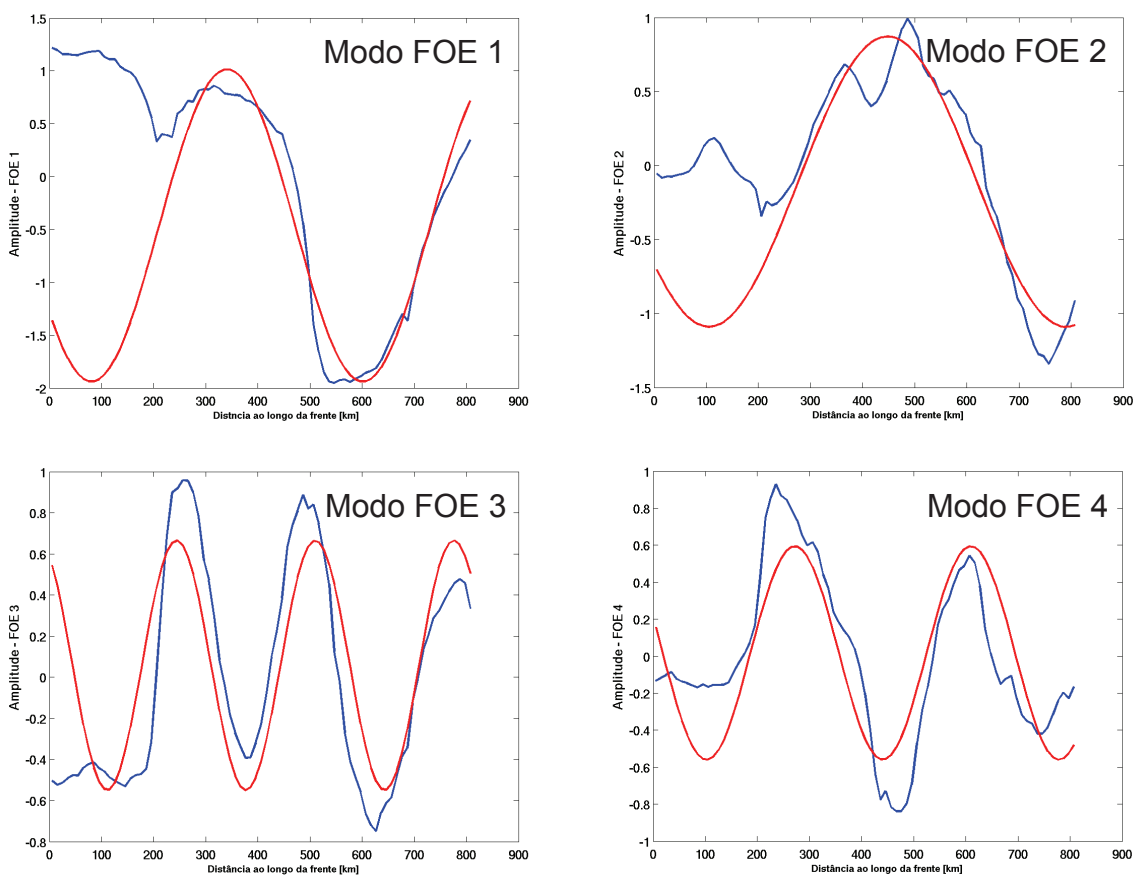


Figura 5.14 - Ajuste senoidal de mínimos quadrados nas amplitudes dos quatro modos FOE de variabilidade espacial da frente térmica da CB.

Observamos que os comprimentos de onda para o terceiro (266 km) e quarto modos (385 km) se encontram dentro da faixa dos comprimentos mencionados na literatura por estimativas quantitativas, qualitativas e estudos numéricos de processos. Sartori Neto (2004) utilizou o mesmo conjunto de dados, mas abordou o problema de forma bastante distinta da aqui apresentada. O autor realizou análise espectral em cada estrutura das frentes digitalizadas individualmente. Encontrou picos significantes (ao nível de 95%) na faixa de 300-400 km. Já Godoi (2005) estimou, de forma qualitativa, a partir de seus mapas de função de corrente geostrofica, comprimentos de cerca de 200-300 km. As simulações numéricas de Fernandes et al. (2009) produziram ondas predominantemente de comprimento de cerca de 200-400 km. É interessante que ressaltamos que tanto nas simulações de Fernandes et al. (2009) como no estudo observacional de Godoi (2005), as ondas estavam associadas a meandros de amplitude finita e com potencial para crescimento. Tal fato foi comprovado no estudo dinâmico conduzido por Silveira et al. (2008), que verificou que as ondas de 200-350 km são instáveis e provavelmente são responsáveis pelos padrões de crescimento e formação do Vórtice de São Tomé (Figura 5.15), amplamente descrito na literatura.

O ajuste senoidal no primeiro modo, que sozinho explica metade da variância dos dados, deve ser encarado com cautela visto que não resolvemos ao longo da extensão da frente média (cerca de 820 km) sequer dois comprimentos de onda completos (no caso, 1370 km). O valor para o CC apresentado é marginalmente significativo ao nível de 95%. Notamos que a concordância entre o padrão senoidal e a amplitude do primeiro modo só é razoável ao sul de 200 km ao longo da frente.

Para o segundo modo, que explica 15% da variância total dos dados, o ajuste consistiu apenas em um exercício sob a hipótese de considerar toda a amplitude FOE como padrões meandros associados a onda de Rossby. Sob esta hipótese, tratar-se-ia de uma onda de vorticidade bem mais longa, de quase 700 km, e cuja área de investigação presente cobre apenas 1,2 comprimentos de onda.

Para finalizar a seção, destacamos os avanços obtidos em que o meandramento frontal da CB parece ser formado por ondas de vorticidade (ou de Rossby) superpostas à estrutura básica da corrente. Embora, expliquem apenas 18% da variância total dos dados, as ondas entre 200-350 km são responsáveis pelo crescimento e formação do Vórtice de São Tomé.

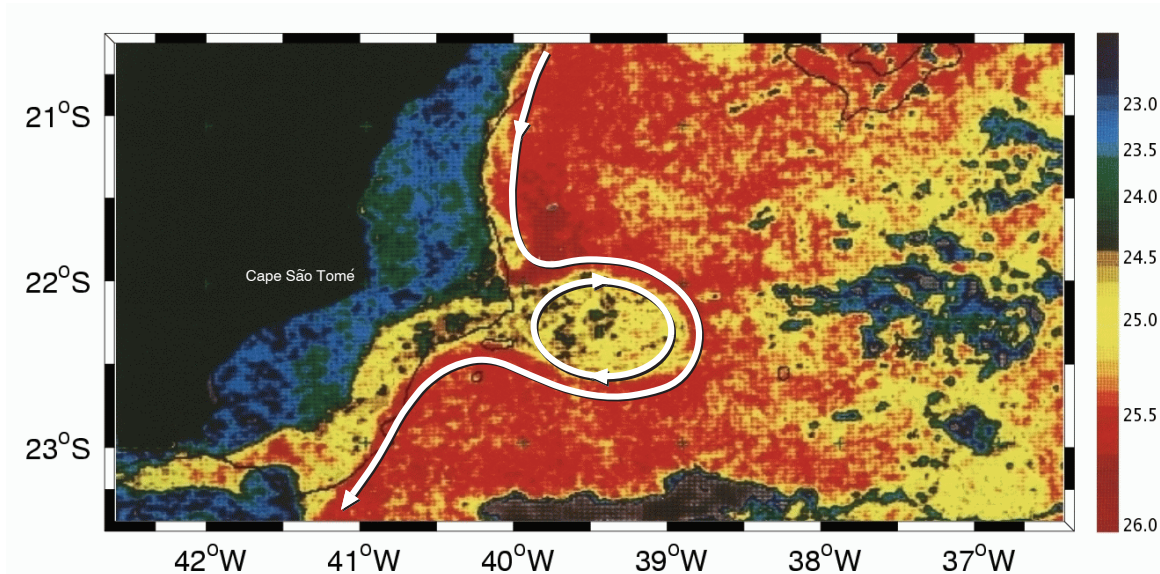


Figura 5.15 - Imagem AVHRR editada denotando a emissão do Vórtice de São Tomé a partir de um meandro instável da CB. Extraído de Silveira et al. (2008)

6 - Modelo Paramétrico Espacial-Temporal da Corrente do Brasil na Bacia de Campos

O conhecimento levantado e adquirido neste estudo de caracterização permite que usemos as informações obtidas para construir um campo tridimensional de velocidade capaz de ser avançado no tempo. Este modelo não é numérico, não resolve as equações hidrodinâmicas discretizadamente. Ele é um modelo paramétrico espaço-temporal que faz uso:

- i. da estrutura seccional levantada para CB a partir das observações descritas nas Seções 2 e 3. Adicionalmente, utilizou-se também dados mais recentes oriundos de cruzeiros oceanográficos realizados pela Marinha do Brasil. Esta estrutura será parametrizada via funções teóricas.
- ii. do fato do meandramento ser frontal e que a variabilidade da posição da frente termal interna da CB é indicativo deste fenômeno de mesoescala, que domina amplamente a variabilidade subinercial das correntes
- iii. das séries de velocidades do Sistema OCEANOP para calibração do modelo.

As seções a seguir narram o desenvolvimento e aplicação do modelo paramétrico espacial de evolução temporal para caracterização do campo sinótico de correntes no domínio da CB. O domínio da CCI não pode ser modelado parametricamente, pois não há como alimentar o modelo com dados sinóticos de sua frente de velocidades.

6.1. Formulação Analítica do Modelo Paramétrico

Os modelos paramétricos de velocidade de corrente são utilizados para estudos de processos para que sejam comprovadas as estruturas dinâmicas ou na determinação de escoamentos básicos na utilização de modelos de instabilidade geofísica. Entretanto, a grande maioria dos modelos desenvolvidos faz menção a Corrente do Golfo (CG), a corrente análoga à CB no Oceano Atlântico Norte. Por isso, a proposta inicial de Schmidt et al. (2007) foi a de aplicar uma formulação analítica para o sistema existente na margem continental brasileira.

O padrão de escoamento da CB varia acentuadamente com a latitude. A CB se concentra ao largo da margem continental brasileira entre 20°S e 28°S, onde daremos maior ênfase na região da Bacia de Campos. Portanto, as funções analíticas que constituem a parte da corrente superficial são ajustadas ao local, principalmente relacionadas à batimetria e às condições dinâmicas da região. Assim, considera-se importante ao modelo variações como o afastamento desta em relação a quebra de plataforma. Considera-se também a inclinação do núcleo de velocidade da CB ocasionando alinhamento ou não do núcleo em relação à isóbata. Tais variações podem estar condicionadas ao meandramento, onde os campos de massa e de velocidade se encontram em situação de quase-equilíbrio geostrófico.

Assim para que todas as condições acima sejam respeitadas é necessário que na descrição das equações, analítica e seccionalmente, seja necessário ajustar vários parâmetros seguindo o que consta o que consta em Schmidt et al. (2007). Na equação governante, as variáveis, como por exemplo largura da corrente, profundidade da CB, eixo, velocidade e inclinação da corrente, devem ser ajustadas afim de tornar possível representá-la e compará-la com os poucos dados observacionais disponíveis.

A equação representativa da estrutura seccional de velocidade da CB é apresentada na Equação 1 abaixo.

$$V_s(x, z) = V0_s \exp\left\{\frac{z}{z_s}\right\} \begin{cases} \exp\left\{-\left[\frac{(x - x_f \beta_c)^2}{l_c}\right]\right\}, & \text{se } x \leq x_f \\ \exp\left\{-\left[\frac{(x - x_f \beta_o)^2}{l_o}\right]\right\}, & \text{se } x > x_f \end{cases} \quad (1)$$

Na equação acima, V_s consiste na velocidade do jato enquanto função da distância ao longo da seção x e da profundidade z , V_0S é a máxima velocidade da corrente em superfície centrada em x_f , z_s representa a escala espacial de decaimento da velocidade com a profundidade. Assim, quanto maior a escala de decaimento, menor é a taxa de decréscimo. A largura da corrente na parte interior é representada na equação pelo termo l_c e o termo l_o representa a largura na parte exterior (offshore).

$$\beta_c = 1 - \frac{z}{z_s A_c} \quad e \quad \beta_o = 1 - \frac{z}{z_s A_o} \quad (2)$$

Os termos acima, referenciados na Equação 2 representam respectivamente, a inclinação da corrente nas partes costeiras ($x \leq x_f$) e oceânica ($x > x_f$) em relação ao eixo vertical da corrente (z). A_c é o parâmetro do grau de inclinação da corrente em superfície e quanto maior A_c , menor a inclinação. Já A_o é o parâmetro de inclinação da corrente de superfície na porção oceânica, o qual depende da largura da corrente e da sua inclinação na parte costeira.

$$A_o = A_c \frac{l_c}{l_o} \quad (3)$$

É importante notar que quando $l_c = l_o$ a corrente é simétrica em relação ao seu eixo z e $\beta_c = \beta_o = \beta$. Assim, se $\beta = 1$, a corrente está alinhada com a vertical, se $\beta > 1$ a corrente se inclina no sentido do oceano aberto e se $\beta < 1$ a corrente se inclina no sentido da costa, como mostra a Figura 01 abaixo.

6.2. Aplicação à Bacia de Campos

A aplicação do modelo se dá em três etapas:

1. A primeira consiste em estabelecer e definir os parâmetros listados na formulação da CB parametrizada. Para tanto, urge que tenhamos dados quase-sinóticos que revelem ao longo da Bacia de Campos a largura, velocidade máxima, profundidade e isóbata sobre a qual está situado o núcleo de velocidades. No presente caso, utilizamos o conjunto de informações cedidas pela Marinha do Brasil. Tratam-se de observações de correntes realizadas por ADCP montado no casco do navio durante a Comissão Oceano Sudeste II. Os dados obtidos

datam de outubro a dezembro de 2002 e percorrem toda a região da Bacia de Campos até a parte central da região da Bacia de Santos.

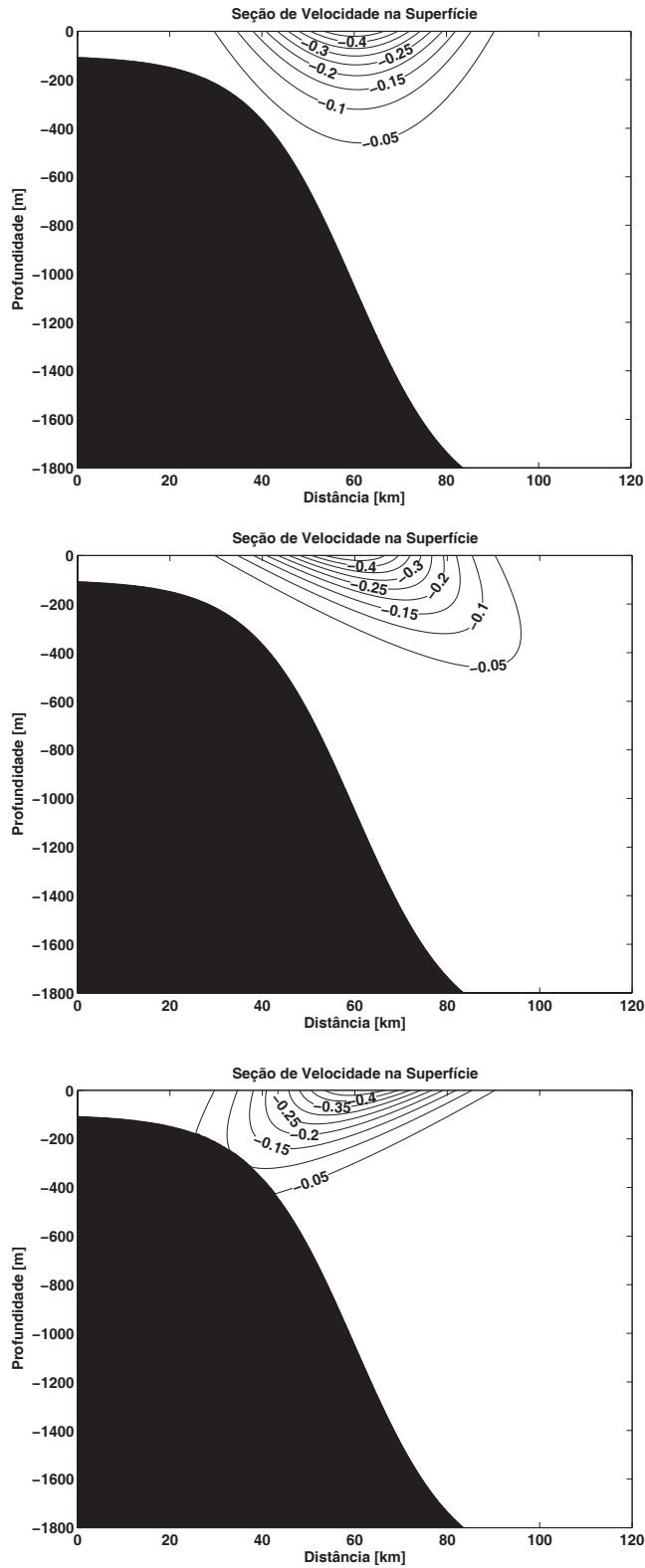


Figura 6.1 - Seções de velocidade básica para $\beta = 1$, $Ao = 100$ (painel superior), $\beta > 1$, $Ao = 5,0$ (painel central) e $\beta < 1$, $Ao = -5,0$ (painel inferior). De acordo com Schmidt et al. (2007).

Assim, de acordo com as Equações 1, 2 e 3, obtemos o escoamento parametrizado da CB considerando de 0,55 m s⁻¹ de velocidade máxima situada sobre a isóbata de 800 m e largura do jato de aproximadamente de 80 km.

2. A segunda consiste em assumir que o meandramento da CB é essencialmente frontal. Portanto, se dispusermos da posição da frente interna, que representa o limite costeiro do jato da CB, podemos aplicar a seção paramétrica em qualquer radial perpendicular à frente. Neste estudo, restringimo-nos a usar compósitos semanais de imagens do programa Pathfinder – NASA. Um exemplo é fornecido na Figura 6.2, que corresponde à primeira semana de julho de 2007. A digitalização da frente térmica é feita utilizando o método do máximo gradiente térmico. A partir da frente digitalizada, radiais virtuais foram distribuídas ao longo de toda Bacia de Campos e nela aplicado o modelo seccional paramétrico. A Figura 6.3 representa frente térmica digitalizada para a mesma região sobre as quais 10 radiais virtuais foram montadas. No painel direito desta figura, encontra-se representada a parametrização da CB para a radial em verde exibida no painel esquerdo.

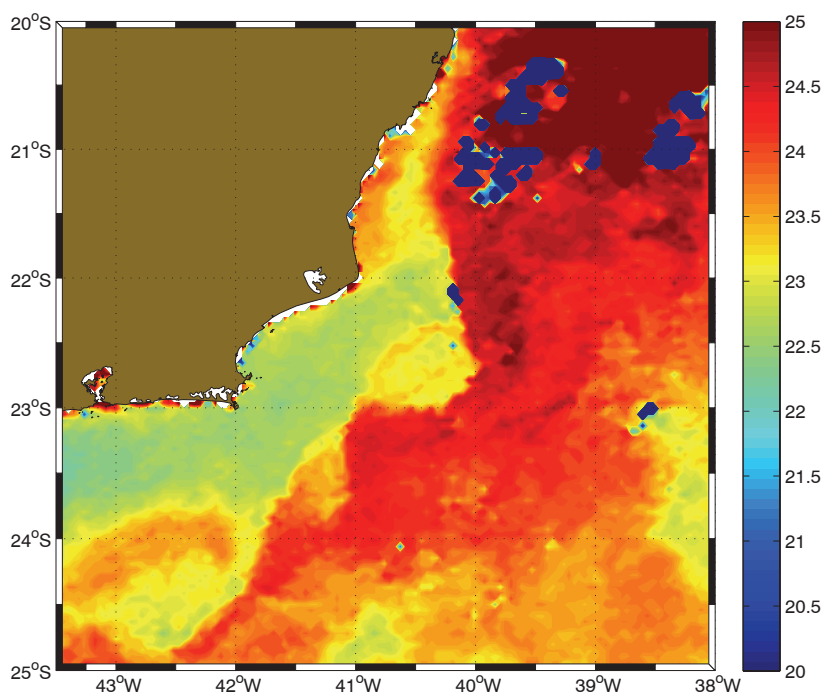


Figura 6.2 - Imagem de TSM média para a primeira semana de julho de 2007 realçando a estrutura frontal da Corrente do Brasil. Próximo à latitude do Cabo de São Tomé, a estrutura frontal localiza-se na região oceânica denotando uma estrutura ciclônica. As linhas sólidas negras representam as isóbatas de 100 m e 2000 m.

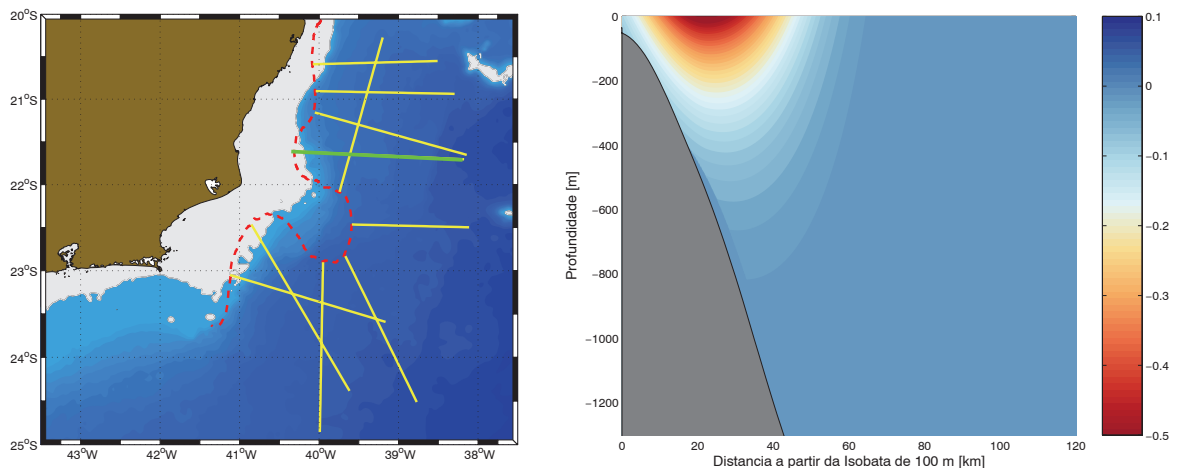


Figura 6.3 - Frente térmica média da CB para a primeira semana de julho de 2007 digitalizada (linha tracejada vermelha) na região da Bacia de Campos. Em amarelo estão representadas as radiais virtuais normais à frente térmica. O painel direito representa a parametrização da Corrente do Brasil na única radial referenciada em verde no painel esquerdo. A corrente possui valor médio de 0,55 m s⁻¹ atingindo o nível de escoamento até a profundidade de 500 m.

3. A terceira etapa diz respeito a mapear o campo de velocidade horizontalmente não-divergente e função de corrente. Para tanto, escolhemos um nível de profundidades – no caso, 50 m – e utilizamos mapeamento ótimo por Análise Objetiva para construir o campo. Seguiu-se aqui a metodologia apresentada por Silveira et al. (2000). O resultado, correspondente ao campo discreto da Figura 6.3, está apresentado na Figura 6.4. Notamos claramente que onde a frente no painel esquerdo da Figura 6.3 se inflexiona, no campo de função de corrente, é obtido um amplo meandro ciclônico.

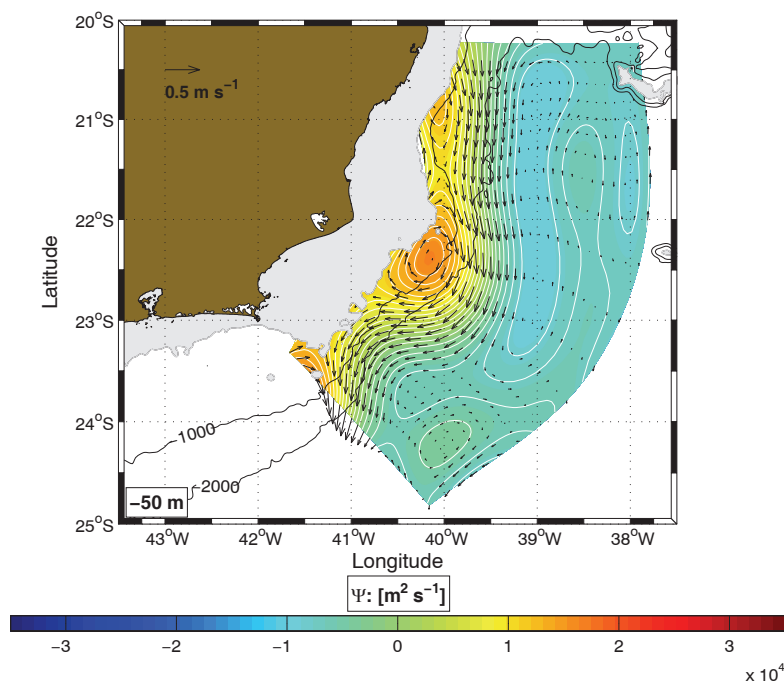


Figura 6.4 - Distribuição horizontal de Função de Corrente modelada no nível de 50 m para a primeira semana de julho de 2007, correspondente aos campos apresentados na Figura 6.3.

6.3. Estudo de Caso

Testamos a eficiência do modelo comparando os resultados de sua aplicação com as observações de velocidades feitas pelos ADCPs montados em plataformas de exploração (Sistema OCEANOP). Neste estudo de caso, utilizaremos as médias semanais das três primeiras semanas de agosto de 2007 e apresentadas na Figura 5.4.

Enfatizamos aqui que a comparação realizada é independente. Para a construção do modelo nas três semanas, ou seja, evoluindo o modelo temporalmente, utilizamos apenas os compósitos semanais de imagens AVHRR e a CB seccional parametrizada. Os campos de velocidade horizontalmente não-divergente são então confrontados com as velocidades observadas do OCEANOP promediadas para o mesmo período das imagens AVHRR.

O resultado da aplicação do modelo para as três semanas de agosto de 2007 é mostrado nas Figuras 6.5-6.7. As Figuras, que consistem na superposição do resultado do modelo com a posição da frente térmica (digitalizada a partir de imagens AVHRR) e os vetores médios semanais nas 4 plataformas de exploração (e já apresentados na Figura 5.4) exibem relevante concordância e reproduzem de forma inequívoca o desenvolvimento do meandro ou vórtice de São Tomé.

Dada a simplicidade do modelo, consideramos o resultado da aplicação deste uma síntese do conhecimento levantado e produzido para a circulação sobre o talude e Platô de São Paulo na Bacia de Campos. A estrutura vertical da CB e a dinâmica de mesoescala vinculada ao fenômeno do meandramento frontal permitem que, de posse de apenas posições da frente interna da CB digitalmente, consigamos reproduzir a caráter essencial do sistema CB na Bacia de Campos tridimensionalmente e estendê-lo a toda extensão desta bacia sedimentar.

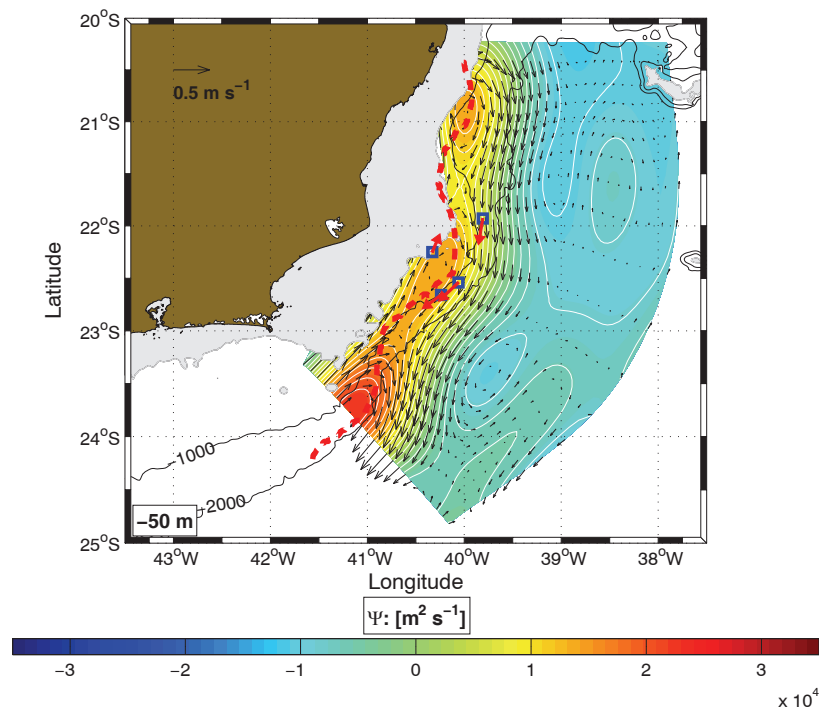


Figura 6.5 - Resultado do modelo paramétrico espacial temporal em 50 m para a primeira semana de agosto de 2007. Superpostos ao resultado do modelo estão a frente média digitalizada (linha vermelha tracejada) e os vetores médios da série OCEANOP para o mesmo período (setas vermelhas).

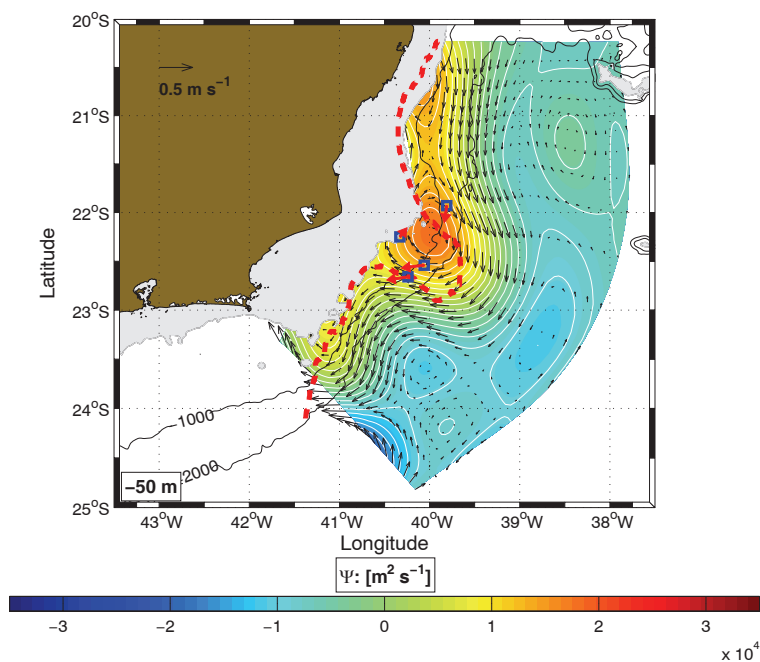


Figura 6.6 - Resultado do modelo paramétrico espacial temporal em 50 m para a segunda semana de agosto de 2007. Superpostos ao resultado do modelo estão a frente média digitalizada (linha vermelha tracejada) e os vetores médios da série OCEANOP para o mesmo período (setas vermelhas).

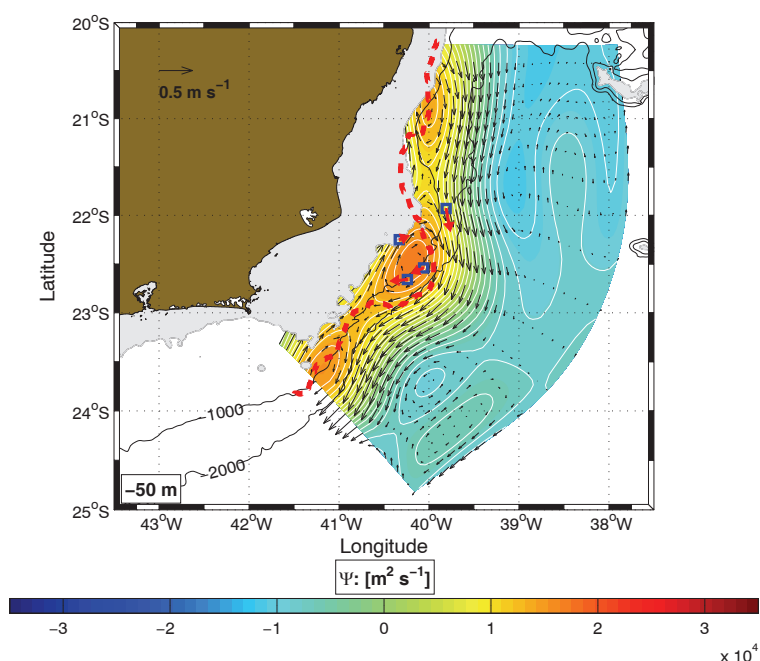


Figura 6.7 - Resultado do modelo paramétrico espacial temporal em 50 m para a terceira semana de agosto de 2007. Superpostos ao resultado do modelo estão a frente média digitalizada (linha vermelha tracejada) e os vetores médios da série OCEANOP para o mesmo período (setas vermelhas).

7. Síntese dos Resultados

Neste capítulo, dedicamo-nos à caracterização das águas oceânicas sobre o talude, Platô de São Paulo e sopé continental da Bacia de Campos em termos de massas de água e circulação. A CB transporta AT e ACAS para o sul-sudoeste, enquanto a CCI transporta AIA e ACS para norte-nordeste. Já a CCP transporta APAN e ACI para o sul, mas esta, por ser deslocada na direção do oceano aberto devido a presença do Platô de São Paulo, não está presente nos limites estruturais da Bacia de Campos.

Realizamos pela primeira vez na oceanografia brasileira uma análise regional de massas de água que coaduna além das variáveis termodinâmicas (temperatura e salinidade), nutrientes e oxigênio dissolvido. Esta técnica, comumente referida na literatura especializada como AMO, propiciou a estimativa das profundidades dos núcleos e das interfaces entre as massas de água. O núcleo da AT está localizado em 20 m, logo abaixo da faixa de contato com a atmosfera e a interface com a ACAS se situa entre 100 e 150 m. O núcleo da ACAS está em torno de 300 m de profundidade e a interface com AIA, entre 450 e 550 m. O núcleo da AIA é encontrado em 800 m de profundidade e a interface com ACS, em 1100-1150 m de profundidade. O núcleo da ACS, apesar de bastante “erodido” por mistura com as massas de água sub e sobrejacente, pôde ser identificado em 1350 m de profundidade e sua interface com a APAN está entre 1500-1800 m. Não foi possível a detecção do núcleo da APAN, pois a profundidade deste não é atingida nos limites da Bacia de Campos.

Em termos de circulação, a CB e CCI formam um sistema singular de correntes de contorno oeste no oceano mundial. A CB se estende até cerca de 450-500 m, apresenta núcleo de velocidades em superfície e formato parabólico típico de um jato geofísico. Seu transporte de volume é tipicamente em torno de 6 Sv na Bacia de Campos. Já CCI apresenta-se como uma subcorrente com núcleo associado ao mínimo de salinidade da AIA em 800 m. Seu perfil seccional é elíptico e assimétrico com núcleo adjacente ao talude continental. Seu transporte é também em torno de 4 Sv.

Análise da série de 11 meses do Fundeio Correntográfico Marlim mostra que CB e CCI se comportam como um jato essencialmente de primeiro modo baroclínico. As duas correntes eventualmente se acoplam durante a passagem de meandro. O perfil vertical característico de um meandro do jato CB-CCI decai exponencialmente com a profundidade, o que indica que a CB deve apresentar uma variabilidade subinercial bastante mais rica que a da CCI. Também é mostrado pela análise que os meandros,

que são cristas ou cavados de ondas de vorticidade, não apresentam períodos dominantes. A energia é espalhada por vários períodos ou frequências. No entanto, é evidente que a variabilidade das correntes está concentrada na faixa subinercial associada à atividade de mesoescala da CB.

Análise simultânea de quatro séries de seis meses do Sistema OCEANOP sugere que o meandramento da CB é essencialmente frontal, ou seja, o meandro é formado quando a frente da CB se dobra ou se inflexiona. Baseado neste achado, conduzimos uma análise de frentes termais para buscar encontrar comprimentos de onda dominantes. Esta análise consiste em procurar padrões de variabilidade espacial dominantes. Encontramos que os meandros associados a ondas de 200-350 km apresentam potencial de crescimento, e são estes comprimentos de onda que parecem caracterizar a variabilidade da CB na região e a formação do Meandro de São Tomé.

Por fim, um modelo paramétrico espacial-temporal é formulado e aplicado na CB para ilustrar que o meandramento frontal é dominante e para obter uma caracterização tridimensional da circulação oceânica ao longo de toda a extensão da Bacia de Campos. Apesar da simplicidade do modelo, uma vez conhecida a posição da frente interna da CB, somos capazes tanto de reproduzir de forma bastante robusta o padrão de circulação medido pela rede de ADCPs montados nas plataformas de exploração do Sistema OCEANOP como de estendê-lo por toda extensão desta bacia sedimentar.

Referências

- Böebel, O., R. E. Davis, M. Ollittraut, R. G. Peterson, P. L. Richard, C. Schmid, & W. Zenk, 1999: The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3329–3332.
- Böebel, O., C. Schmid, & W. Zenk, 1997: Flow and recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise. *J. Geophys. Res.*, 102(C9), 20.967–20.986.
- Bostock, H. C., 2005: Geochemically tracing the intermediate and surface waters in the Tasman Sea, southwest Pacific. Tese de Doutorado, The Australian National University, 207 pp.
- Budillon, G., M. Pacciaroni, S. Cozzi, P. Rivaro, G. Catalano, C. Ianni, & C. Cantoni, 2003: An optimum multiparameter mixing analysis of the shelf waters in the Ross Sea. *Antarctic Science*, 15 (1), 105-118.
- Campos, E.J.D. 2006. The Equatorward Translation of the Vitoria Eddy in a Numerical Simulation. *Geophysical Research Letters*, v. 33, p. L22607.
- Castro, B. M.; Lorenzetti, J. A.; Silveira, I. C. A.; Miranda, L. B. 2006. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região Sudeste-Sul do Brasil. [s.n.] p.11-120.
- Carter, E. F. & A. R. Robinson, 1987: Analysis models for the estimation of oceanic fields. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 4(1), 49–74.
- Deacon, G. E. R., 1937:, The hydrology of the Southern Ocean. *Discovery reports*, 15, 1 124, plates I XLIV. *Southern Ocean, Q. J. R. Meteorol.Soc.*, 123, 929–951.
- Denbo, D. W. & J. S. Allen, 1984: Rotary empirical orthogonal functions analysis of currents near the Oregon coast. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 35–46.
- Dengler, M., F. A. Schott, C. Eden, P. Brandt, J. Fischer, and R. Zantopp, 2004: Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8°S. *Nature*, 432, 1018–1020.
- Emery, W. J. & R. E. Thomson, 1998: Data analysis methods in physical oceanography. Pergamon, Great Britain, 634 pp.
-

-
- Emilson, I., 1961: The shelf and coastal waters off Southern Brazil. *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 17(2), 101–112.
- Evans, D. & S. R. Signorini, 1985: Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315, 48–50.
- Fernandes, A. M. ; Silveira, I. C. A. ; Calado, L. ; Campos, E. J. D. ; Paiva, A. M., 2009 . A two layer approximation to the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System between 20 S and 28 S. *Ocean Modelling (Oxford)*, v. 29, p. 154-158.
- Garfield, N., 1990: The Brazil Current at subtropical latitudes. Tese de Doutorado, University of Rhode Island, Rhode Island, 121 pp.
- Godoi, S. S., 2005. Dinâmica Quase-Geostrofica do Sistema Corrente do Brasil no Embaiamento de São Paulo (23,5° - 27°S). Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 133 p.
- Hinrichsen, H. and Tomczak, M. (1993). Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the western North Atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research* 98(C6): doi: 10.1029/93JC00180. issn: 0148-0227.
- Karstensen, J. & M. Tomczak, 1998: Age determination of mixed water masses using CFC and oxygen data. *J. Geophys. Res.*, 103 , 18.599{18.610.
- Kundu, J. S., P.K. and Allen & R. Smith, 1976: Modal decomposition of the velocity near the Oregon coast. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 683–704.
- Lima, J. A. M., 1997: Oceanic circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22° S. Tese de Doutorado, University of New SouthWales, New SouthWales, 144 pp.
- Lippert, A. & M. G. Briscoe, 1990: Observations and EOF analysis of low frequency variability in the western part of the Gulf Stream recirculation. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 646–656.
- Lorenzzetti, J. A., Stech, L. A., Mello Filho, W. I & Assireu, A. T.: 2009. Satellite observation of the Brazil Current inshore front in the SW Atlantic: space/time variability and sea surface temperatures. *Cont. Shelf Res.*, 29(17):2061-2068.
- Maamaatuaiahutapu, K., V. Garçon, C. Provost, M. Boulahdid, and A. A. Bianchi. 1994. Spring and winter water mass composition in the Brazil-Malvinas Confluence, *J. Mar. Res.*, 52, 397-426.
-

-
- Mahiques, M. M., M. C. Bícego, I. C. A. Silveira, S. H. M. Sousa, R. Lourenço, & M. M. Fukamoto, 2005: Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. *Anais Acad. Bras. de Ciências*, 73(3), 535–548.
- Mamayev, O. I., 1975: Temperature-salinity analysis of world ocean waters. Elsevier Scientific Publ., Amsterdam, 374 pp.
- Mémery, L., M. Arhan, X. A. Alvarez-Salgado, M.-J. Messia, H. Mercier, C. G. Castro, & A. F. Rios, 2000: The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 47, 69–98.
- Muller, J. M., Y. Ikeda, N. Zangenberg, & L. V. Nonato, 1998: Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20 S and 28 S. *J. Geophys. Res.*, 103(C3), 5429–5437.
- Olson, D. B., Brown, O.B. & Emmerson, S.R. 1983. Gulf Stream frontal statistics from Florida Straits to Cape Hatteras derived from satellite and historical data. *J. Geophys. Res.*, 88: 4569-4577.
- Poole, R. & M. Tomczak, 1999: Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep-Sea Res.*, 46(11), 1895–1921.
- Preisendorfer, R.W., 1988: Principal component analysis in Meteorology and Oceanography. Elsevier, Amsterdam, 126 pp.
- Reid, J. L., W. D. Nowlin, & W. C. Patzert, 1977: On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 7(1), 62–91.
- Reid, J. L. 1989: On the total geostrophic flow of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Prog. Oceanog.*, 23:149-244.
- Rezende, C. E., L. Andrade, M. S. Suzuki, B. C. M. T. Faro, A. S. M. Gonzalez, & R. Paranhos, 2007: Hidroquímica. In: Características hidrobiológicas da região central da Zona Econômica Exclusiva brasileira (Salvador, BA, ao Cabo de São Tomé, RJ). Ed: J. L. Valentin. Série Documentos REVIZEE/Score Central-Ministério do Meio Ambiente, Brasília. 168 pp.
- Sartori Neto, A. 2004: Análise de imagens termais AVHRR utilizando transformada de Fourier e ondaletas para determinação de padrões em vórtices e meandros. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Viçosa., 103 pp.
-

-
- Schmidt, A.C.K., W. Ceccopieri Belo, I.C.A. Silveira & J. A. M. Lima, 2007: Modelo Paramétrico Analítico para a Estrutura de Velocidade do Sistema Corrente do Brasil. *Rev. Bras. Geofis.*, 25(1), 75-91.
- Shtokman, V. B., 1943: Geometrical properties of σ_t -S curves in the mixing of three water masses in a infinite sea. *Problems of Arctic*, 1, 32–71.
- Signorini, S. R., 1978: On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25(5), 481–490.
- Silveira, Ilson C.A. ; CASTRO, B. M. ; SOUTELINO, Rafael Guarino . Circulação Oceânica - A Dinâmica das Correntes.. *Scientific America Brasil - Coleção Oceanos, Brasil*, p. 24 - 29, 15 set. 2009.
- Silveira, I. C. A. 2007. Tese de Livre Docência. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 181 p.
- Silveira, I. C. A., W. S. Brown, & G. R. Flierl, 2000: Dynamics of the North Brazil Current retroflection from the WESTRAX observations. *J. Geophys. Res.*, 105(C12), 28.559– 28.583.
- Silveira, I. C. A., L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, & A. S. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System. *Geophys. Res. Lett.*, 31(14), L14.308.
- Silveira, I. C. A., J. A. Lima, A. C. K. Schmidt, W. Ceccopieri, A. Sartori, & R. F. C. Fontes, 2008: Is the meander growth in the Brazil Current system due to baroclinic stability? *Dyn. Atm. Oceans*, 45:187-207.
- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20.863–20.883.
- Suga, T. & L.D. Talley, Antarctic Intermediate Water Circulation in the tropical and subtropical Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 100 C(7), 134441-13453, 1995.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, & R. H. Fleming, 1942: *The Oceans, their physics, chemistry, and general biology*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 1087 pp.
- Talley, L.D., 1997: North Pacific intermediate water transports in the mixed water region. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1795–1803.
-

-
- Tomczak, M., 1981: A multiparameter extension of temperatura/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Prog. Oceanogr.*, 10(3), 147–171.
- Tomczak, M. & J. S. Godfrey, 1994: *Regional oceanography: an introduction*. Pergamon, Great Britain, 422 pp.
- Tomczak, M., Large, D., 1989. Optimum Multiparameter Analysis of Mixing in the Thermocline of the Eastern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 94: 146-149.
- Wüst, G., 1936: Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans: Das Bodenwasser und die gliederung der Atlantischen Tiefsee. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition "Meteor" 1925-1927*, VI(1), 3–107.
- Zemba, J. C., 1991: The structure and transport of the Brazil Current between 27_ and 36_ South. Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts, 160 pp.
- Zembruski, J. 1979: Geomorfologia da margem continental sul brasileira e as bacia sedimentares oceânicas adjacentes. In: PROJETO REMAC - geomorfologia da margem continental e áreas oceânicas adjacentes. PETROBRAS, CENPES, DINTEP (Série REMAC no. 7), 129-177.
- Zhang, L., Z. Liu, J. Zhang, G. Hong, Y. Park, & H. Zhang, 2007: Reevaluation of mixing among multiple water masses in the shelf: An example from the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, 27 , 1969-1979.
-

V. CORRENTES E MASSAS DE ÁGUA NA PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE CAMPOS

1 - Introdução

A Bacia de Campos é uma bacia sedimentar localizada na margem continental sudeste brasileira entre o Alto de Vitória (20,5°S) e o Alto de Cabo Frio (23°S), situada, portanto, entre a costa norte do Estado do Rio de Janeiro e o sul do Estado de Espírito Santo (Figura 1). Abrange área de 115.800 km² (Viana et al., 1998), desde uma pequena superfície emersa no continente, com cerca de 500 km² (Lopes, 2004), até a lâmina d'água de 3400 m. Como a maior parte desta bacia encontra-se submersa, assim como os maiores campos de petróleo e gás, o conhecimento da oceanografia física da região é um subsídio primário para aumentar a segurança do meio ambiente nas atividades de exploração e produção.

A descrição da oceanografia física da Bacia de Campos pode ser subdividida entre duas grandes províncias fisiográficas que possuem, também, características dinâmicas próprias, em muitos aspectos distintas entre si: a plataforma continental e o talude continental. A Plataforma Continental da Bacia de Campos (PCBC) tem largura típica de 100 km. A porção mais larga, com 118 km, localiza-se ao largo da cidade de Macaé (RJ), e a parte mais estreita, com 85 km, em frente a Cabo Frio (RJ) (Brehme, 1984). A profundidade da quebra da plataforma continental, que demarca a transição entre esta província e o talude continental, varia entre 80 m na porção norte e 130 m na parte sul (Silveira, 2007). Essa quebra tem orientação quase paralela à linha de costa em grandes trechos, apresentando orientação geral NE-SO, ocorrendo mudanças para NW-SE ao largo do Cabo de São Tomé e do Cabo Frio.

Na Bacia de Campos, poucas observações e estudos foram realizados na plataforma continental localizada ao norte do Cabo de São Tomé (Figura 1). Entretanto, para a região ao sul desse Cabo há uma quantidade maior de trabalhos publicados nas últimas décadas. Essa profusão de trabalhos (Allard, 1955; Emilsson, 1959, 1961; Okuda, 1962, Silva, 1971; Mascarenhas et al., 1971; Ikeda et al., 1974; Ikeda, 1976; Signorini, 1978; Miranda, 1982, 1985; Matsuura, 1985; Castro, 1997; Castro e Miranda, 1998; Rodrigues e Lorenzetti, 2001; Calado, 2001; Rezende, 2003; Amor, 2004; Castelão e Barth, 2006, entre outros) deve-se ao interesse científico despertado pela ressurgência costeira de Cabo Frio, tanto pelo processo físico

quanto pelos seus efeitos sobre a ecologia marinha e o clima (Castro et al., 2006).

Entretanto, apesar dos avanços obtidos no estudo da estrutura termohalina das águas costeiras entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio, pouco ainda se conhece sobre a circulação em quase toda PCBC.

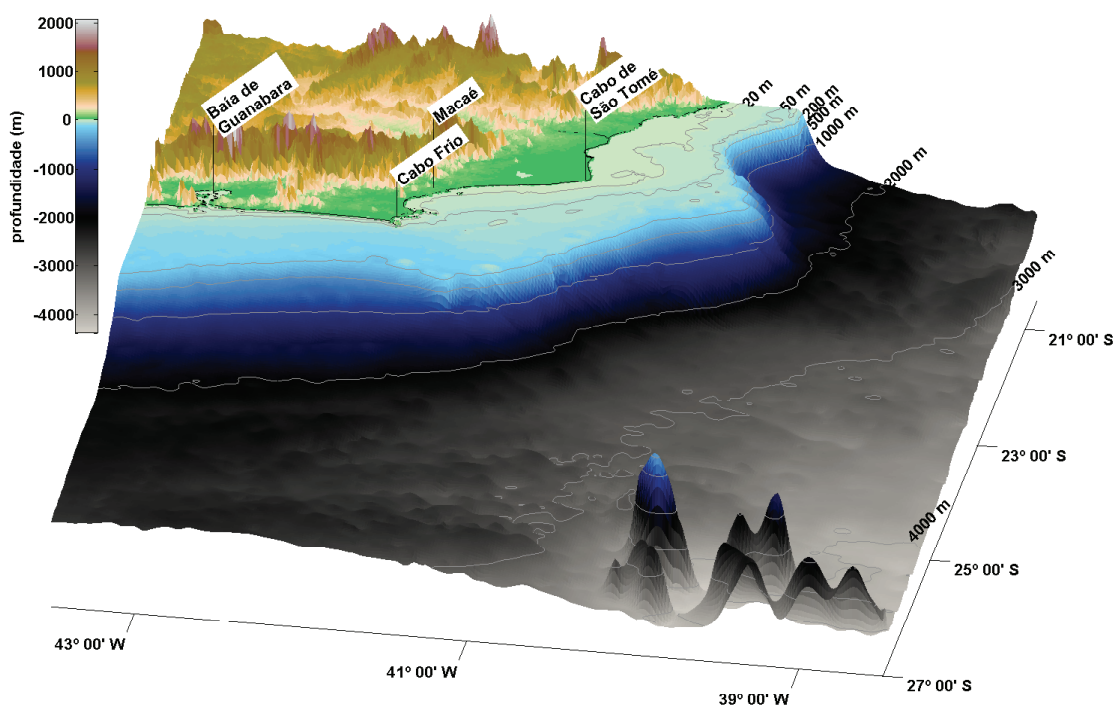


Figura 1 - Bacia de Campos: topografia e região costeira.

2 - Características termohalinas

Da mesma forma que em praticamente toda a plataforma continental brasileira, sobre a PCBC a estrutura termohalina é definida pela mistura de três massas de água: a Água Costeira (AC), que ocupa a franja costeira, apresentando tipicamente baixas salinidades devido ao aporte fluvial, a Água Tropical (AT), caracterizada pela alta salinidade (usualmente $S > 36$), e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), cuja presença é indicada por baixas temperaturas (usualmente $T < 18^{\circ}\text{C}$), conforme Castro e Miranda, 1998.

AT e ACAS, transportadas pela Corrente do Brasil (CB), situam-se quase permanentemente na parte mais externa da plataforma continental, em continuidade à estrutura existente no talude continental (Emilsson, 1961; Miranda, 1982). Tal distribuição de massas de água está representada esquematicamente na Figura 2.

Dependendo do grau de intrusão em direção à costa das duas águas oceânicas (AT e ACAS), e da extensão e características físicas (particularmente a baixa salinidade) da AC, a PCBC apresentará maiores ou menores volumes de cada uma dessas três massas de água, definindo o formato das superfícies isotérmicas, isohalinas e, conseqüentemente, isopicnais.

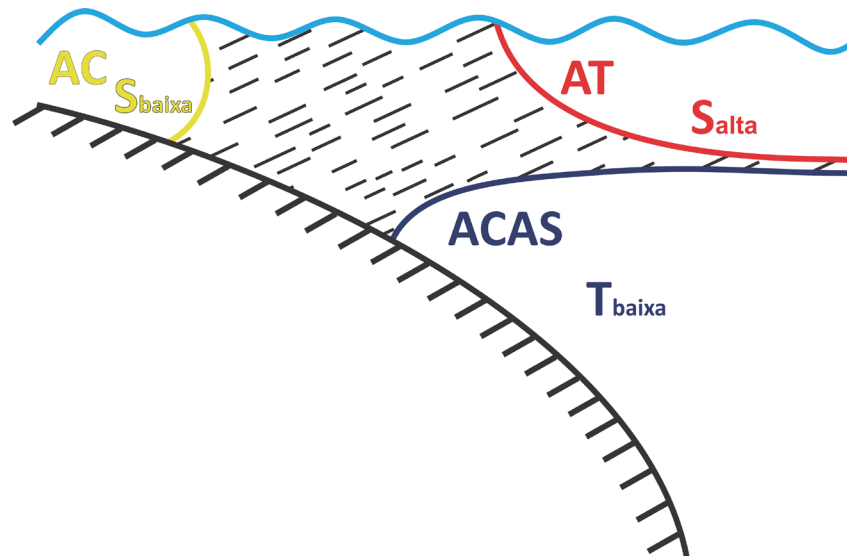


Figura 2 - Diagrama esquemático mostrando, num plano vertical, as três massas de água presentes na Plataforma Continental da Bacia de Campos: AC – Água Costeira; AT – Água Tropical; ACAS – Água Central do Atlântico Sul; T – temperatura; S - salinidade. A região hachurada, na parte central da plataforma continental, contém o resultado da mistura dessas três massas de água, em proporções variáveis espacial e temporalmente.

Amor (2004) analisou uma grande quantidade de dados de temperatura e salinidade coletados em cruzeiros oceanográficos realizados na Plataforma Continental Sudeste (PCSE) e na parte sul da Plataforma Continental da Bacia de Campos (PS-PCBC), situada entre Cabo Frio e Cabo de São Tomé. Dessa análise foi possível construir climatologias de temperatura (T) e de salinidade (S) para a região. Embora cobrindo também parte da PCSE, estando, portanto, fora do escopo deste capítulo, utilizaremos alguns resultados de Amor (2004) para descrever as características termohalinas climatológicas da PS-PCBC. A Figura 3 contém as temperaturas próximas à superfície e ao fundo, para verão e inverno. Nota-se claramente o ciclo sazonal para T. Na superfície (Figura 3a), as temperaturas médias de verão ficam entre 21°C e 25°C, os menores valores na região mais costeira de Cabo Frio (CF) e suas imediações nordeste, refletindo a influência da intermitente ressurgência costeira. A maior parte da PS-PCBC contém, nessa época do ano, temperatu-

ras superficiais maiores do que 23°C . No inverno, as temperaturas superficiais na PS-PCBC (Figura 3b) variam pouco espacialmente, ficando entre 20°C e 22°C . Os maiores valores ($T > 22^{\circ}\text{C}$) aparecem nas proximidades da quebra da plataforma continental, indicando a presença da AT da CB; os menores valores, novamente, concentram-se em torno de CF. Nessa época fria, o sinal médio da ressurgência costeira é significativamente menor do que durante o verão. As temperaturas climatológicas no fundo da PS-PCBC mostram valores compreendidos entre 16°C e 20°C no verão (Figura 3c), com as isotermas médias praticamente perpendiculares à linha de costa, aumentando de sul para norte. Nesse mesmo nível, durante o inverno (Figura 3d), a área ocupada pelas águas mais quentes é maior, com máximos de até 22°C na região costeira imediatamente a sudoeste do Cabo de São Tomé.

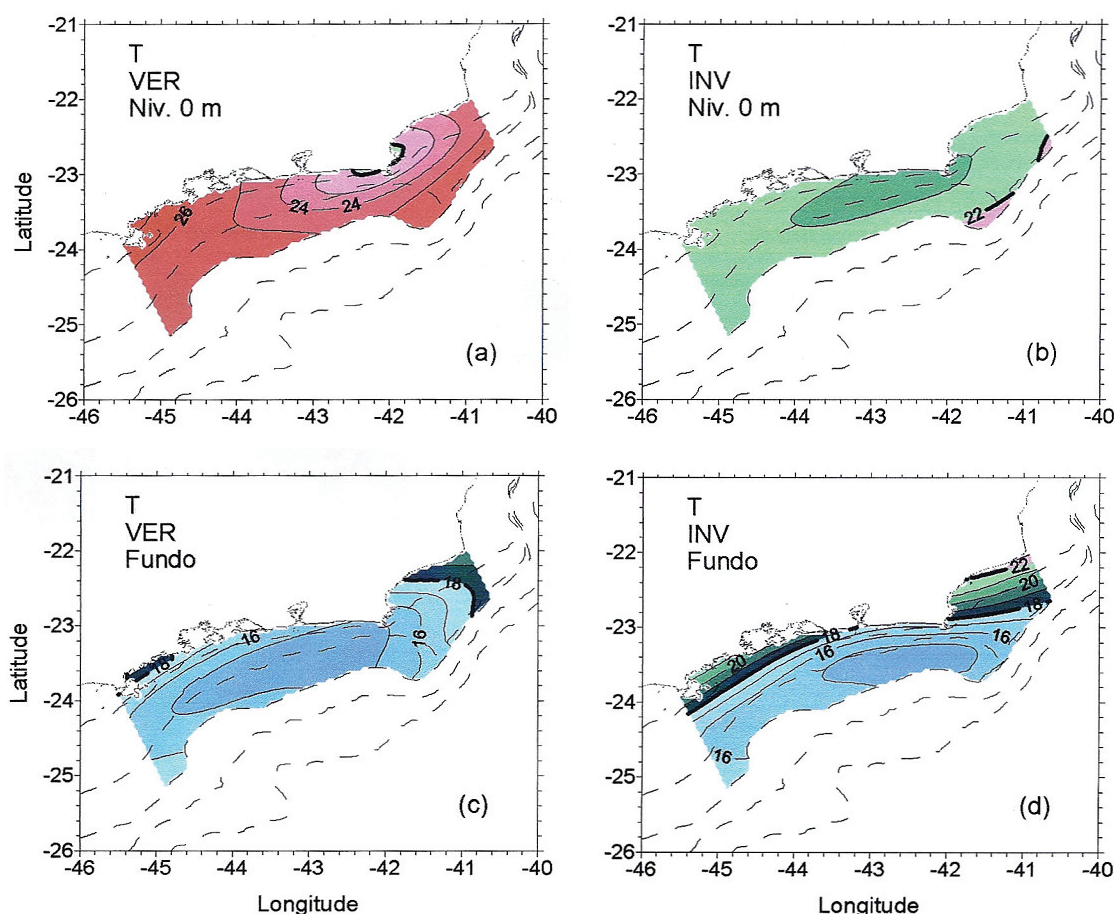


Figura 3 - Climatologia de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em partes da Plataforma Continental Sudeste e da Plataforma Continental da Bacia de Campos: verão, superfície (a); inverno, superfície (b); verão, fundo (c) e inverno, fundo (d). Isotermas desenhadas com intervalo de 1°C . Isóbatas de 50, 100, 200, 500 e 1000 m são mostradas em linhas tracejadas. Adaptada de Amor (2004).

Seguindo na análise do trabalho de Amor (2004) nota-se que, durante o verão, as salinidades médias superficiais na PS-PCBC (Figura 4a) apresentam valores superiores a 36, indicativos da presença da AT da CB, apenas na parte mais externa da plataforma continental, nas proximidades da quebra. Salinidades inferiores a 35,4 são observadas na região mais interna da plataforma continental, imediatamente ao norte de Cabo Frio. A posição da isohalina superficial média de 36 pouco muda do verão para o inverno (Figura 4b), continuando situada ao largo, próxima à quebra da plataforma continental; as salinidades médias no restante da PS-PCBC no período frio, entretanto, são maiores do que durante o verão, com valores sempre superiores a 35,6. Próximo ao fundo, durante o verão, as salinidades médias (Figura 4c) na PS-PCBC ficam entre 35,6 e 36,0, aumentando ao longo da costa em direção NE. Nesse último nível, as salinidades médias durante o inverno (Figura 4d) também variam entre 35,6 e 36, aumentando para NE, da mesma forma que durante o verão. Entretanto, durante o inverno a área localizada a NE, ocupada por águas com salinidades médias superiores a 36, é maior do que no verão.

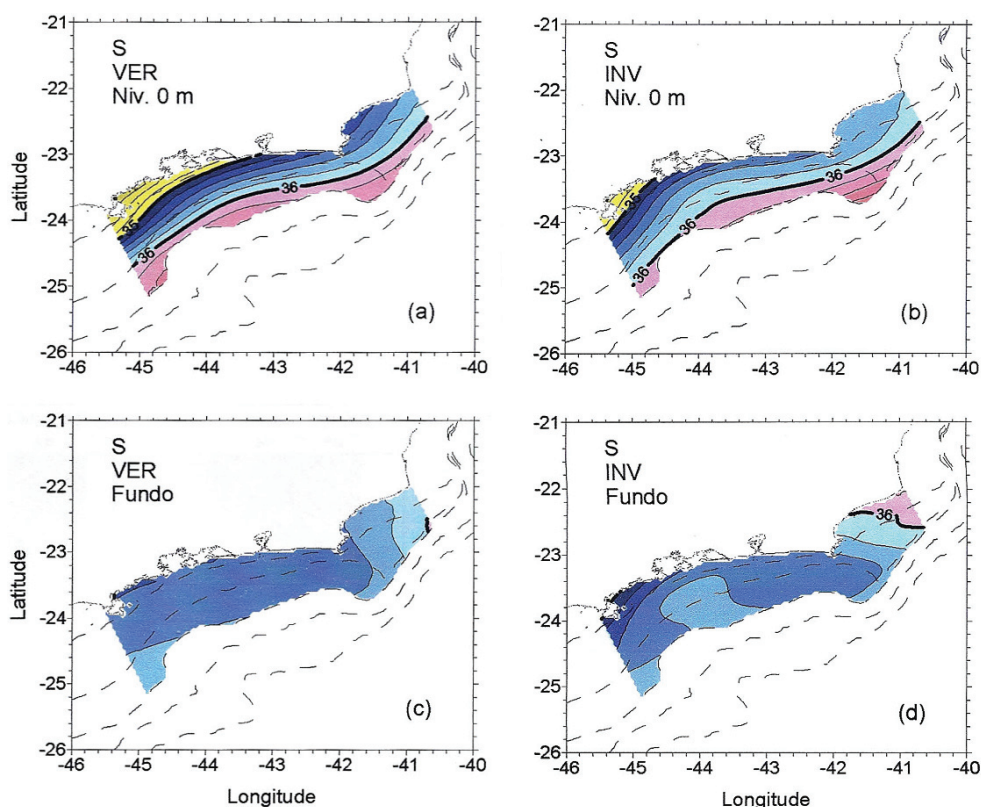


Figura 4 - Climatologia de salinidade em partes da Plataforma Continental Sudeste e da Plataforma Continental da Bacia de Campos: verão, superfície (a); inverno, superfície (b); verão, fundo (c) e inverno, fundo (d). Isohalinas desenhadas com intervalo de 0,2. Isóbatas de 50, 100, 200, 500 e 1000 m são mostradas em linhas tracejadas. Adaptada de Amor (2004).

A Figura 5 contém seções verticais para as quais Amor (2004) estabeleceu climatologias de T e S. Apresentaremos, em seguida, essas climatologias para as seções verticais 10 a 14, que se estendem desde o Cabo Frio (10) até o Cabo de São Tomé (14).

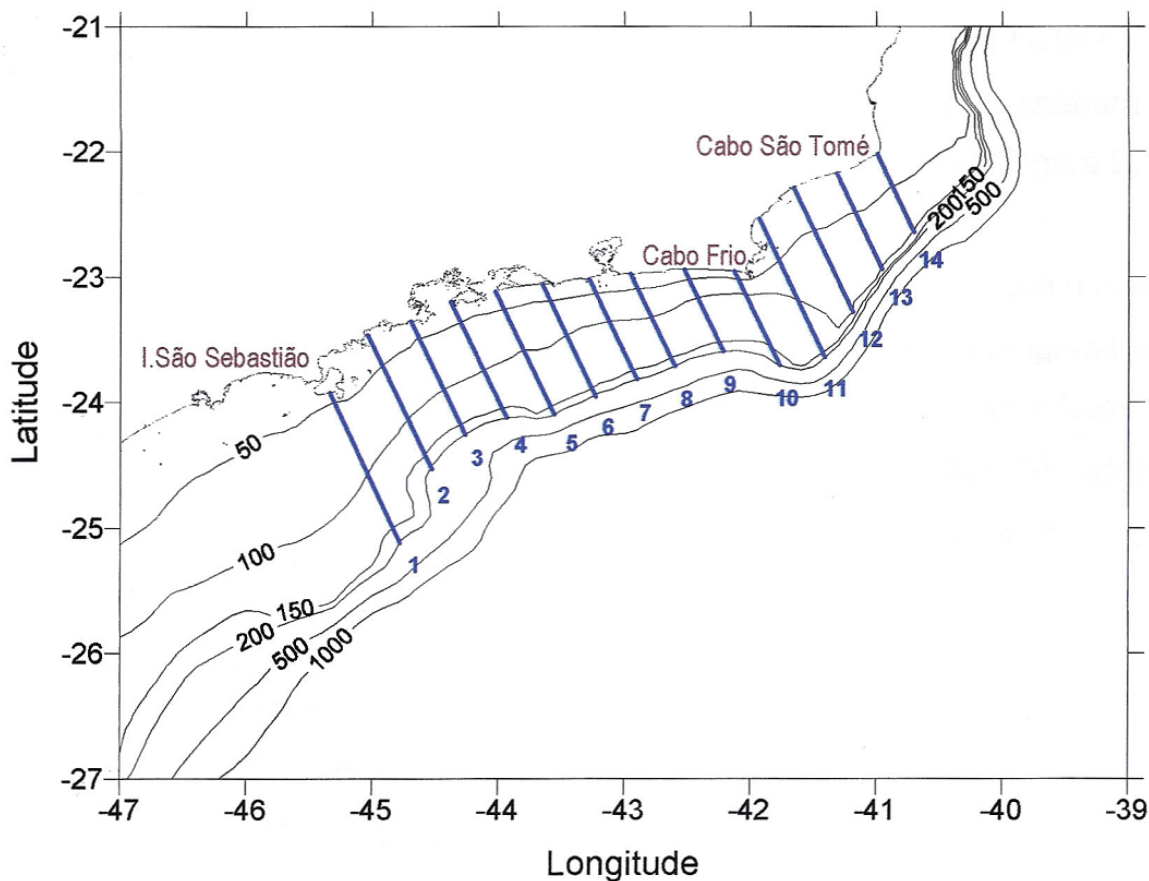


Figura 5 - Posição de seções verticais para as quais Amor (2004) construiu climatologias.

A Figura 6 e a Figura 7 apresentam as climatologias de verão, construídas por Amor (2004), para as seções selecionadas. Confirma-se que, no sentido de sul para norte, nas proximidades do fundo as temperaturas aumentam e, na camada superficial, temperaturas mais altas aproximam-se cada vez mais da costa (Figura 6). As salinidades também aumentam de sul para norte (Figura 7), havendo intrusões subsuperficiais na forma de línguas, com núcleo no nível de 20-30 m, do máximo de salinidade da AT.

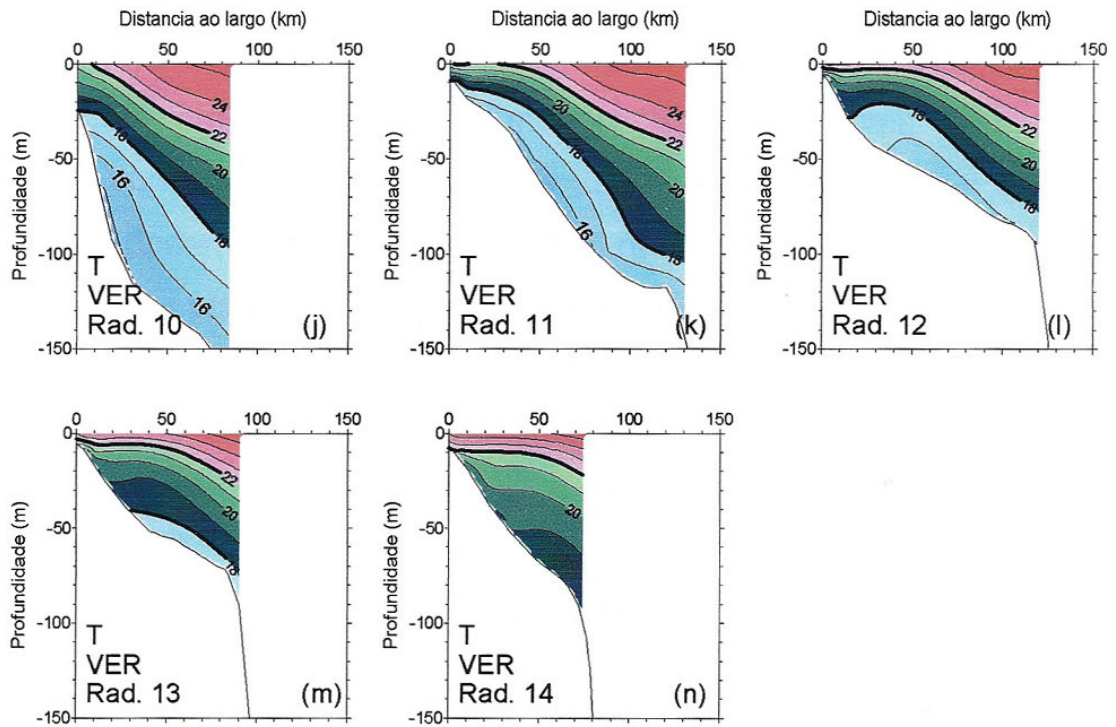


Figura 6 - Seções verticais da climatologia de verão da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) nas seções 10 a 14 (ver Figura 5), construídas por Amor (2004). Isotermas representadas em intervalo de 1°C . A distância a partir da costa é representada no eixo x em km.

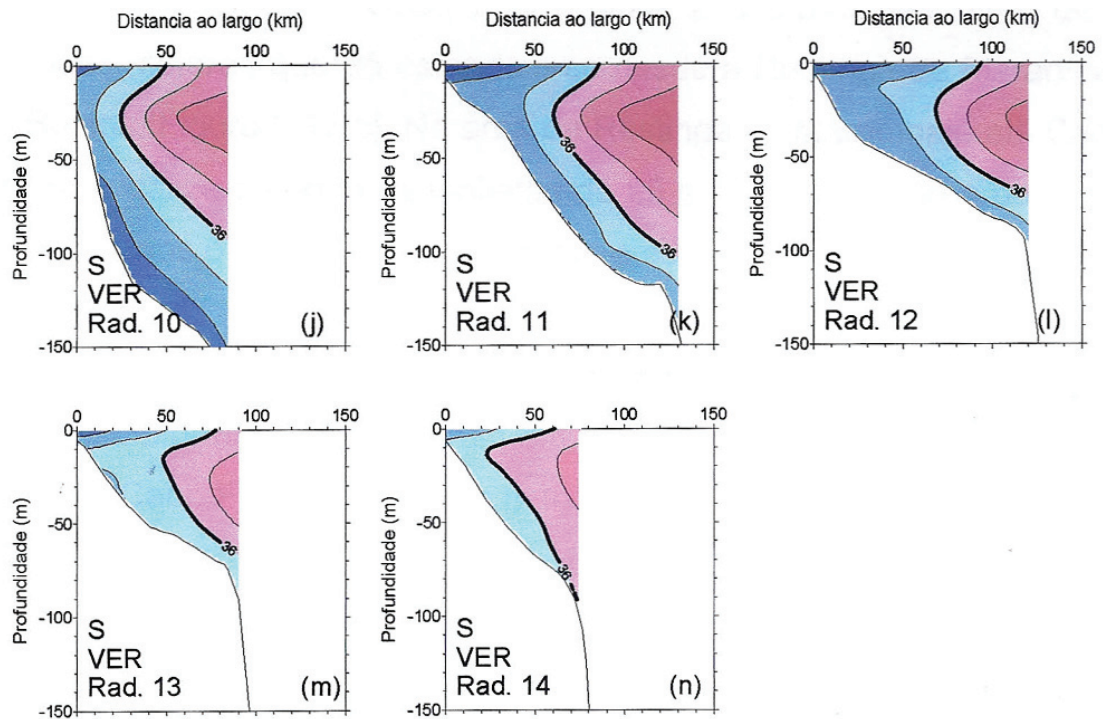


Figura 7 - Seções verticais da climatologia de verão da salinidade nas seções 10 a 14 (ver Figura 5), construídas por Amor (2004). Isohalinas desenhadas com intervalo de 0,2. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km.

As climatologias de inverno nas seções verticais (Figura 8 e Figura 9) também apresentam aumento de temperatura de sul para norte, da mesma forma que no verão. Entretanto, observa-se que na estação fria as águas com temperaturas menores ($T < 18^{\circ}\text{C}$) afastam-se da costa, pela camada de fundo e, também, que as temperaturas na camada superficial são menores (Figura 8). Quanto à variação sazonal da salinidade média, pode-se observar que no inverno aumenta a área ocupada pelo núcleo subsuperficial de salinidade máxima, típico da AT (Figura 9), chegando o mesmo a interceptar o fundo no extremo norte da PS-PCBC.

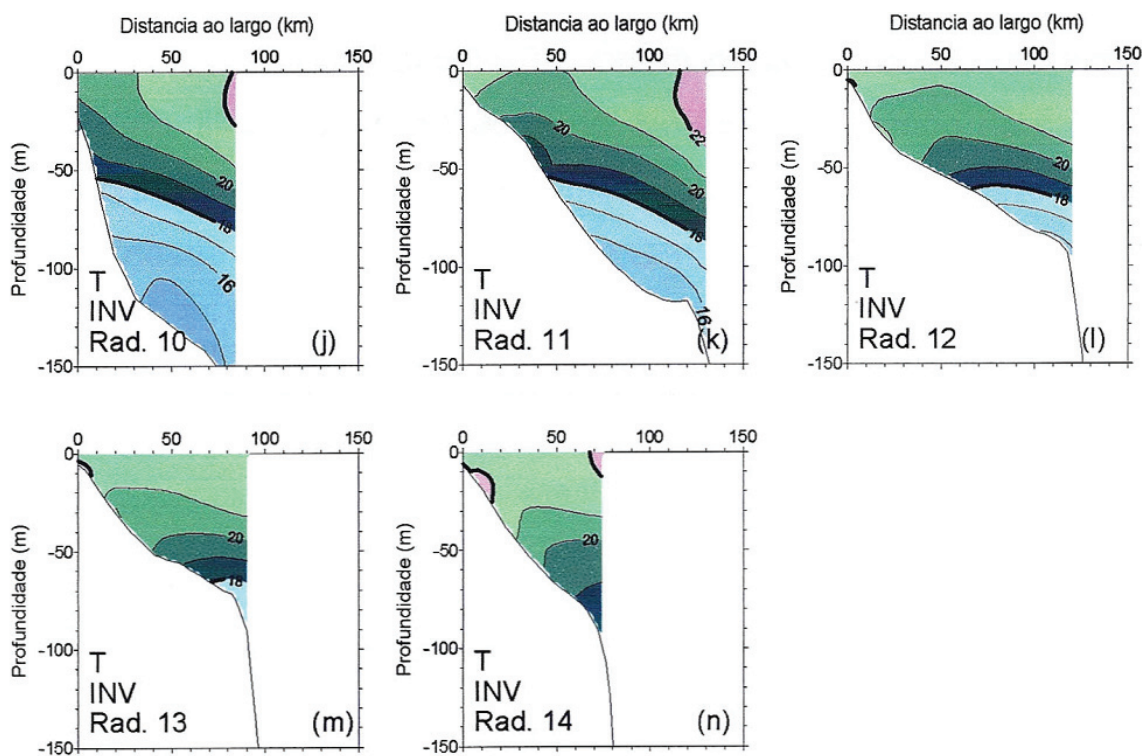


Figura 8 - Seções verticais da climatologia de inverno da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) nas seções 10 a 14 (ver Figura 5), construídas por Amor (2004). Isotermas representadas em intervalo de 1°C . A distância a partir da costa é representada no eixo x em km.

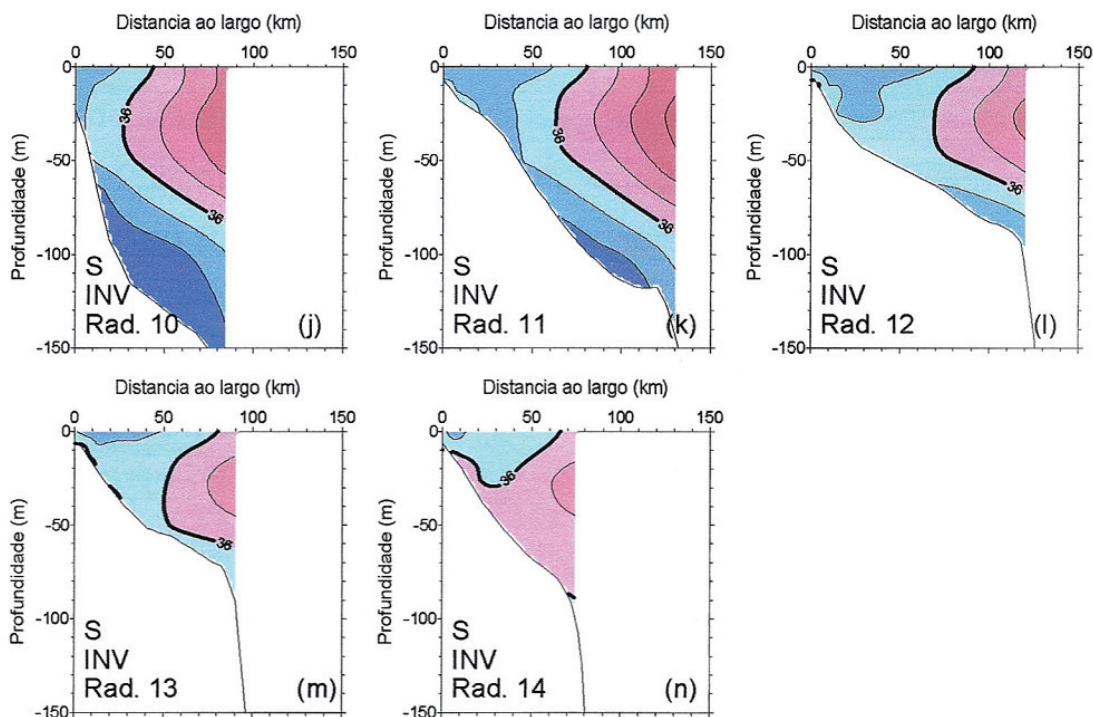


Figura 9 - Seções verticais da climatologia de inverno da salinidade nas seções 10 a 14 (ver Figura 5), construídas por Amor (2004). Isohalinas desenhadas com intervalo de 0,2. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km.

Em síntese, o trabalho de Amor (2004) indica que, climatologicamente, as águas superficiais na PS-PCBC são mais quentes e um pouco menos salinas no verão do que no inverno. Ao contrário, nas proximidades do fundo as águas são mais frias e, também, um pouco menos salinas no verão do que no inverno. Sinais da AT da CB sobre a PS-PCBC são mais destacados no inverno do que no verão, principalmente no setor NE.

O cruzeiro de verão do projeto Dinâmica do Ecossistema de Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul (DEPROAS), realizado em janeiro de 2002, apresenta claramente a ressurgência costeira de Cabo Frio (Figura 10, painel superior), assinalada por temperaturas superficiais entre 16°C e 18°C próximo a Cabo Frio. No restante da plataforma, entretanto, as temperaturas são inferiores a 25°C, aumentando para NE, de acordo com a climatologia apresentada na Figura 3a. Nota-se, também, concordância entre salinidades superficiais medidas nesse cruzeiro (Figura 10, painel inferior) e a climatologia (Figura 4a). A estrutura vertical de T típica do processo de ressurgência costeira pode ser apreciada na Figura 11 para duas radiais, uma em frente a Cabo Frio e outra ao largo do Cabo de São Tomé. Para a primeira (Figura 11, painel superior), a isoterma de 16°C, certamente associada à ACAS, provavelmente intercepta a

superfície do mar em áreas mais costeiras do que aquelas amostradas no cruzeiro. A área vertical ocupada por águas com temperaturas menores do que 18°C na seção é relativamente grande e o gradiente horizontal de temperatura na camada superficial é intenso entre a primeira estação costeira e cerca de 50 km de distância da mesma: as temperaturas aumentam quase 6°C nessa distância. Ao largo do Cabo de São Tomé (Figura 11, painel inferior), a ressurgência costeira é menos notável, pois o volume de águas mais frias do que 18°C, ou de ACAS, é relativamente pequeno.

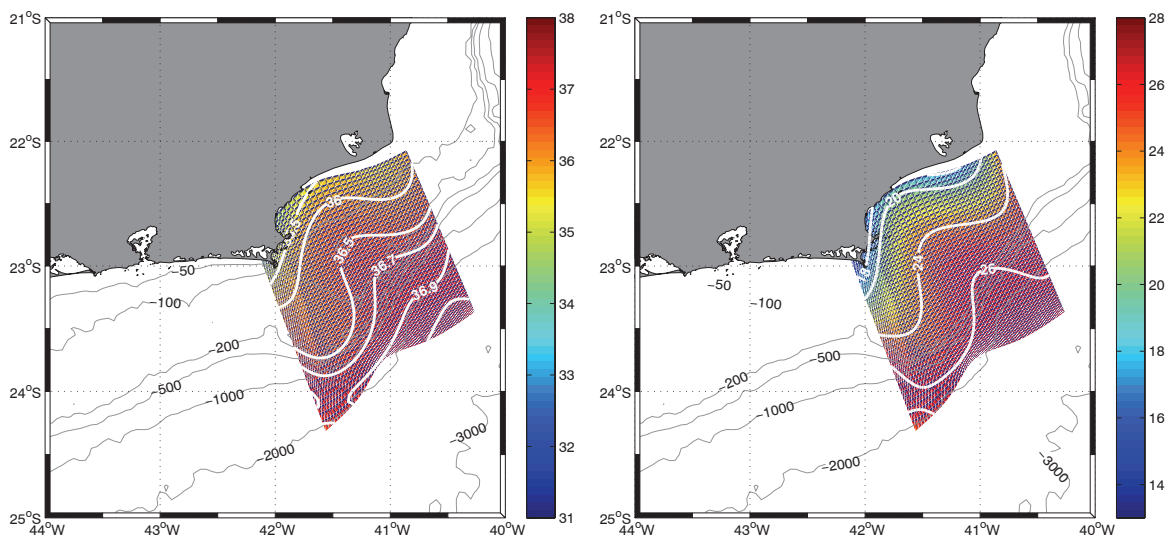


Figura 10 - Distribuições superficiais de temperatura (°C, painel superior) e de salinidade (painel inferior) durante cruzeiro de verão do projeto DEPROAS, realizado em janeiro de 2002, durante evento de ressurgência costeira.

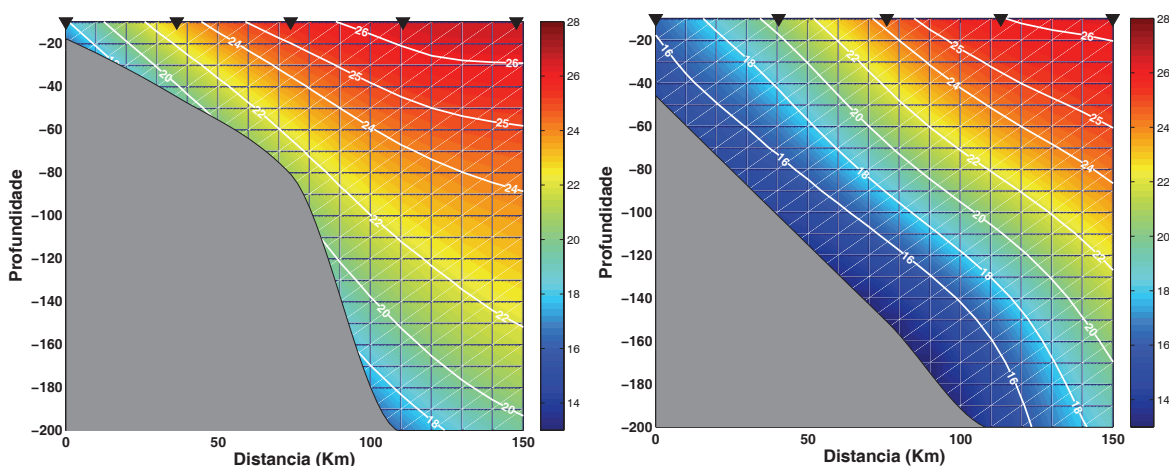


Figura 11 - Distribuições verticais de temperatura (°C) para duas radiais: em frente a Cabo Frio (painel superior) e ao largo do Cabo de São Tomé (painel inferior), durante cruzeiro de verão do projeto DEPROAS, realizado em janeiro de 2002, durante evento de ressurgência costeira. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Os triângulos mostrados na parte superior de ambos painéis indicam a posição das estações hidrográficas realizadas.

Os cruzeiros oceanográficos do projeto Caracterização Ambiental da Bacia de Campos (HABITATS), ramo pelágico, foram realizados no ano de 2009, entre os meses de fevereiro e abril (denominaremos esses cruzeiros, genericamente, por cruzeiros de verão) e entre agosto e setembro (inverno). A Figura 12 apresenta a distribuição vertical de T na seção A, localizada em frente a Cabo Frio, período de verão, indicando ausência da ressurgência costeira. Águas com temperaturas inferiores a 18°C, típicas da ACAS, ocupam restritivamente uma lâmina delgada ao longo do fundo, em contraste com as temperaturas maiores nas proximidades da superfície, entre 25°C e 26°C. No mesmo cruzeiro, as temperaturas superficiais medidas na Parte Norte da Plataforma Continental da Bacia de Campos (PN-PCBC, situada ao norte do Cabo de São Tomé), ultrapassaram 27°C (Figura 13). Os valores de T observados na PS-PCBC estão próximos ao máximo da climatologia (Figura 3a); entretanto, nestes cruzeiros, devido à ausência da ressurgência costeira, os altos valores ocupam toda a largura da plataforma continental, não ficando restritos à região da quebra. Pode-se verificar ainda, na Figura 12 e na Figura 13, que as temperaturas nas proximidades do fundo aumentam desde o extremo sul da PS-PCBC (em torno de 16°C) até o extremo norte amostrado (em torno de 25°C). Esse aumento concorda com a climatologia da PS-PCBC (Figura 3b).

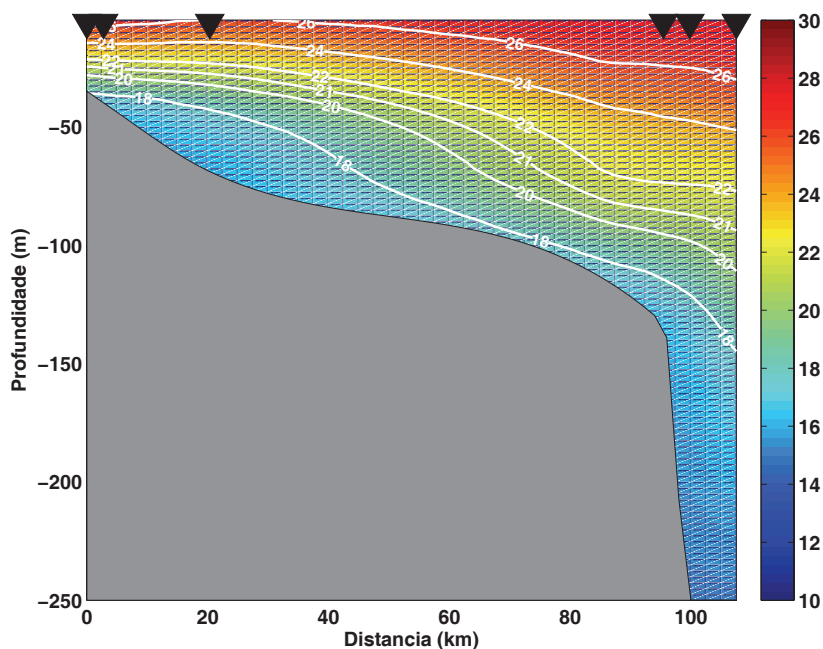


Figura 12 - Distribuição vertical de temperatura (°C) em radial situada em frente a Cabo Frio, durante cruzeiro de verão do projeto HABITATS, pelágico, realizada em março de 2009, na ausência de ressurgência costeira. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Os triângulos mostrados na parte superior de ambos painéis indicam a posição das estações hidrográficas realizadas.

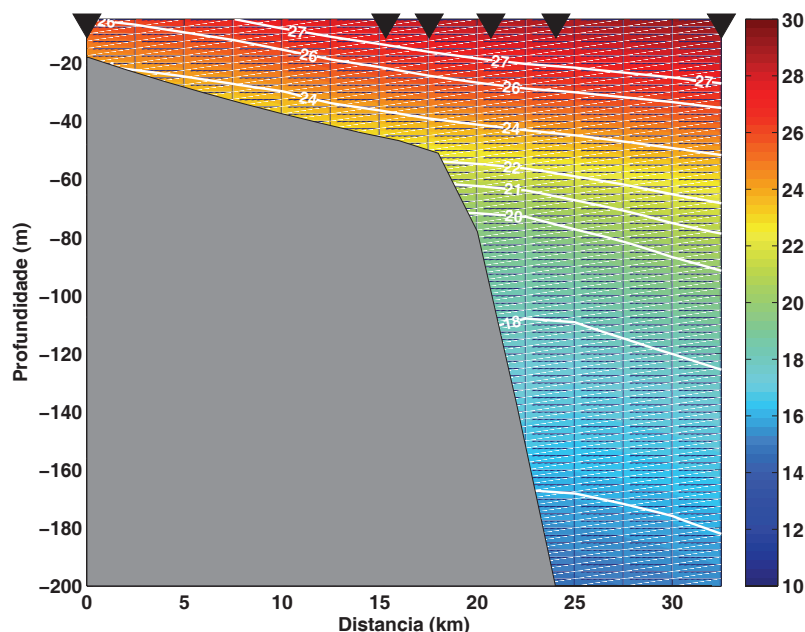


Figura 13 - Distribuição vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em radial situada no extremo norte da Bacia de Campos, durante cruzeiro de verão do projeto HABITATS, pelágico, realizada em março de 2009, na ausência de ressurgência costeira. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Os triângulos mostrados na parte superior de ambos painéis indicam a posição das estações hidrográficas realizadas.

As salinidades na amostragem de verão do projeto HABITATS não diferem muito da climatologia; nota-se monotônico aumento de sul para norte da salinidade, com máximos de 36,5 na PN-PCBC (Figura 14 e Figura 15). As salinidades nas proximidades do fundo (Figura 14) são superiores à climatologia (Figura 4a) no extremo sul da PS-PCBC, devido, novamente, à ausência de ressurgência costeira. Entretanto, o valor máximo observado na climatologia, cerca de 36 no extremo norte da PS-PCBC, é repetido no cruzeiro do projeto HABITATS (figura não apresentada). Na PN-PCBC, as salinidades próximas ao fundo são maiores do que na parte sul, atingindo valores superiores a 36,5 no extremo norte (Figura 15).

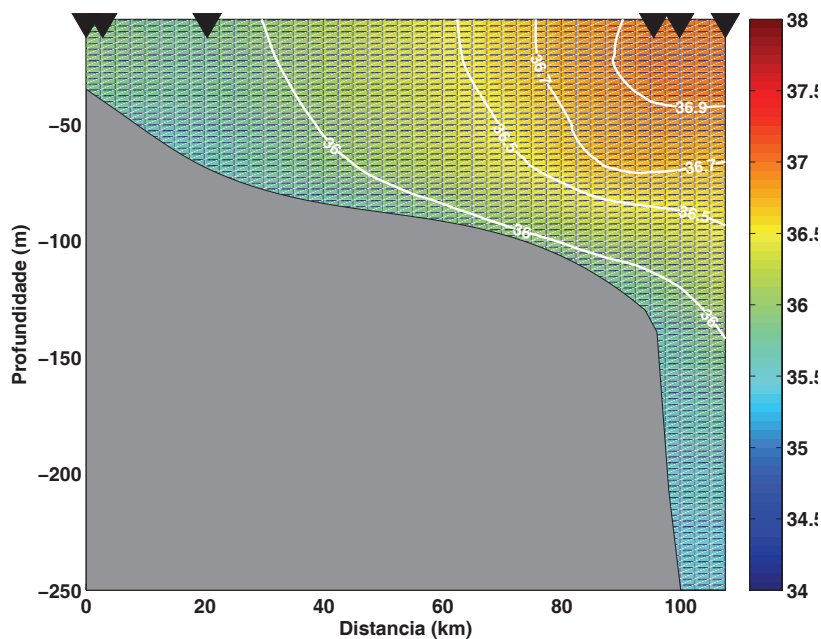


Figura 14 - Distribuição vertical de salinidade em radial situada em frente a Cabo Frio, durante cruzeiro de verão do projeto HABILATS, pelágico, realizada em março de 2009, na ausência de ressurgência costeira. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Os triângulos mostrados na parte superior de ambos painéis indicam a posição das estações hidrográficas realizadas.

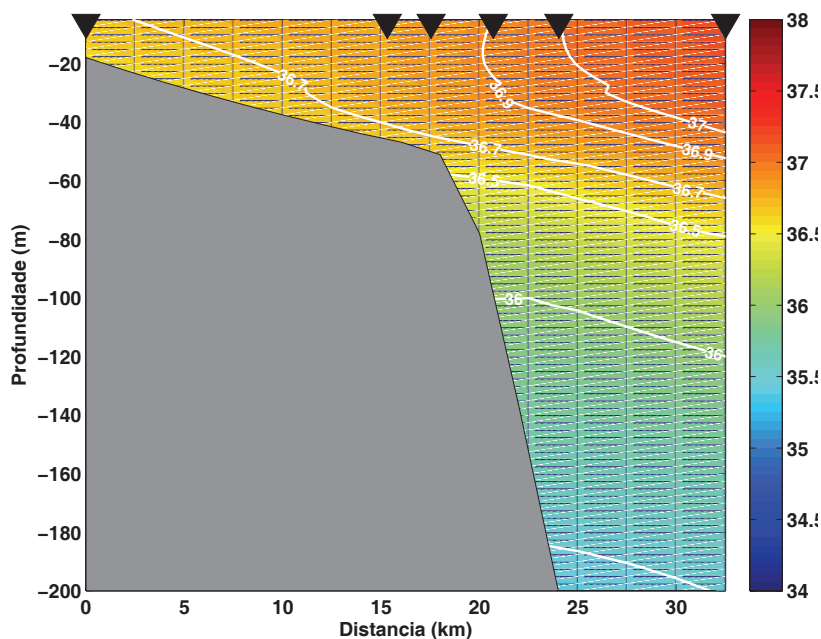


Figura 15 - Distribuição vertical de salinidade em radial situada no extremo norte da Bacia de Campos, durante cruzeiro de verão do projeto HABILATS, pelágico, realizada em março de 2009, na ausência de ressurgência costeira. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Os triângulos mostrados na parte superior de ambos painéis indicam a posição das estações hidrográficas realizadas.

A ausência de ressurgência costeira foi observada também na amostragem de inverno, ramo pelágico, do projeto HABITATS, como pode ser comprovado na distribuição vertical de T na radial A, situada ao largo de Cabo Frio (Figura 16). Nota-se que a maior parte da plataforma continental, nessa seção, está preenchida por águas com temperaturas superiores a 18°C, sendo os valores próximos à superfície, ao largo, maiores que 22°C. Nesse extremo sul da PS-PCBC, os dados observados concordam com a climatologia (Figura 3b e Figura 3d). No mesmo cruzeiro de inverno do projeto HABITATS, o extremo norte da PN-PCBC apresentou temperaturas compreendidas aproximadamente entre 18°C (fundo) e 20°C (superfície) (Figura 17).

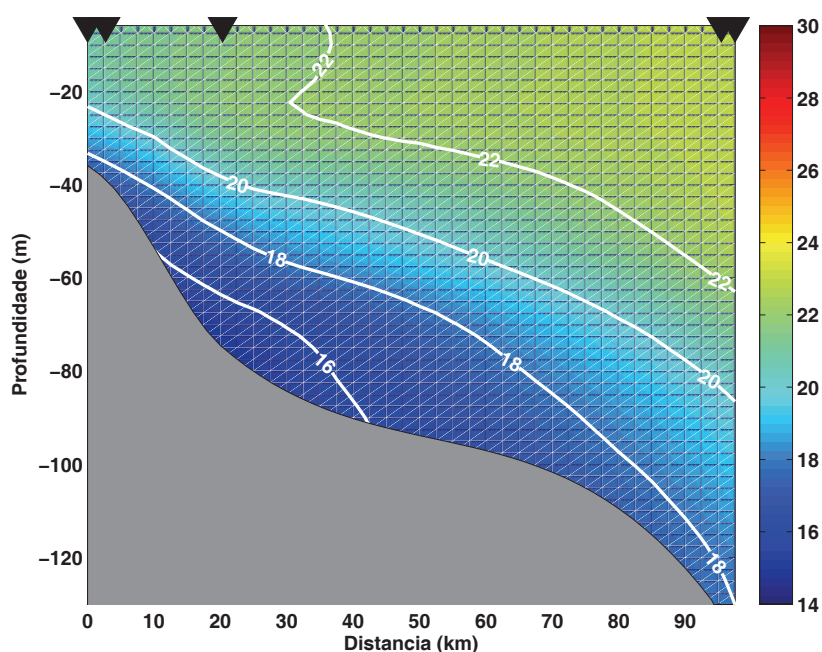


Figura 16 - Distribuição vertical de temperatura (°C) em radial situada em frente a Cabo Frio, durante cruzeiro de inverno do projeto HABITATS, pelágico, realizada em setembro de 2009, na ausência de ressurgência costeira. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Os triângulos mostrados na parte superior de ambos painéis indicam a posição das estações hidrográficas realizadas.

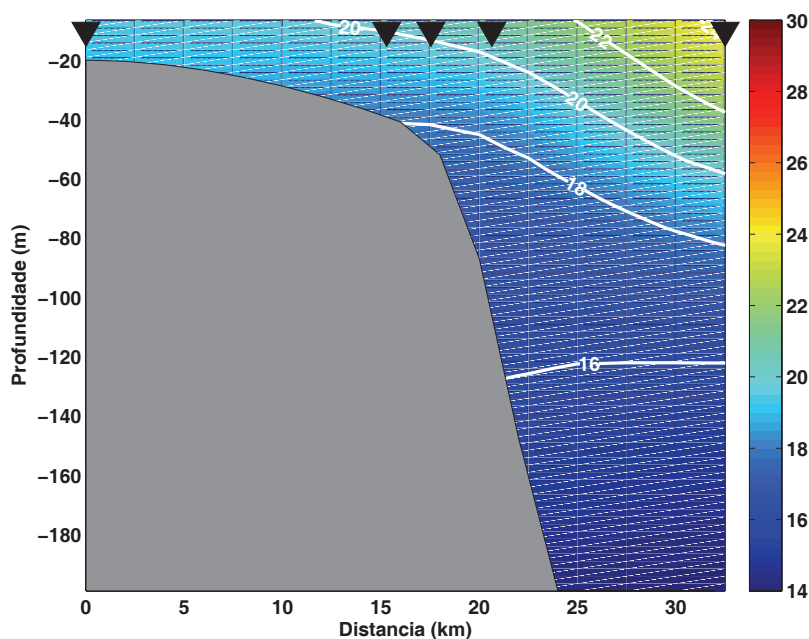


Figura 17 - Distribuição vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em radial situada no extremo norte da Bacia de Campos, durante cruzeiro de inverno do projeto HABITATS, pelágico, realizada em setembro de 2009, na ausência de ressurgência costeira. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Os triângulos mostrados na parte superior de ambos painéis indicam a posição das estações hidrográficas realizadas.

As salinidades nas amostragens de inverno do projeto HABITATS aumentaram de sul para norte, tanto na superfície quanto no fundo (Figura 18 e Figura 19). Tanto esse aumento quanto os valores observados na PS-PCBC, compreendidos entre aproximadamente 35,7 e 36,0, estão em concordância com a climatologia da PS-PCBC (Figura 4b e Figura 4d).

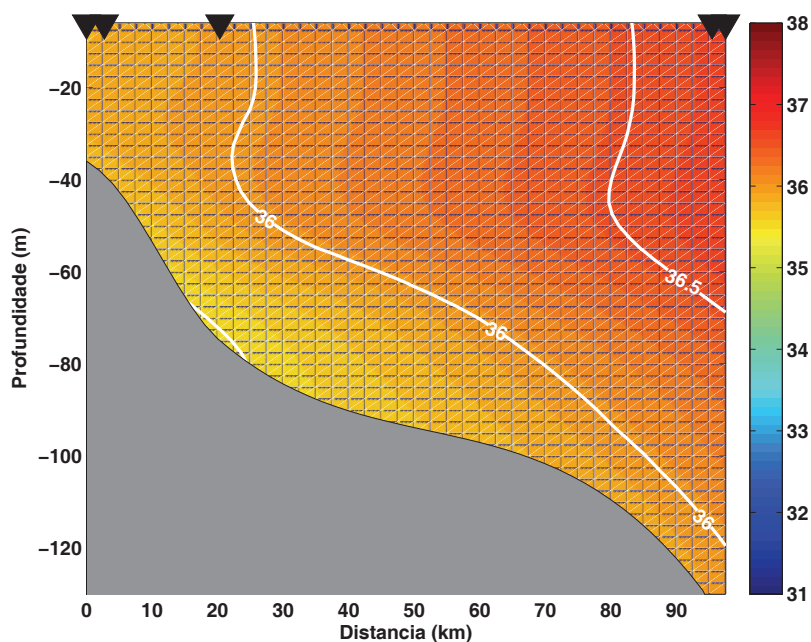


Figura 18 - Distribuição vertical de salinidade em radial situada em frente a Cabo Frio, durante cruzeiro de inverno do projeto HABITATS, pelágico, realizada em setembro de 2009, na ausência de ressurgência costeira. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Os triângulos mostrados na parte superior de ambos painéis indicam a posição das estações hidrográficas realizadas.

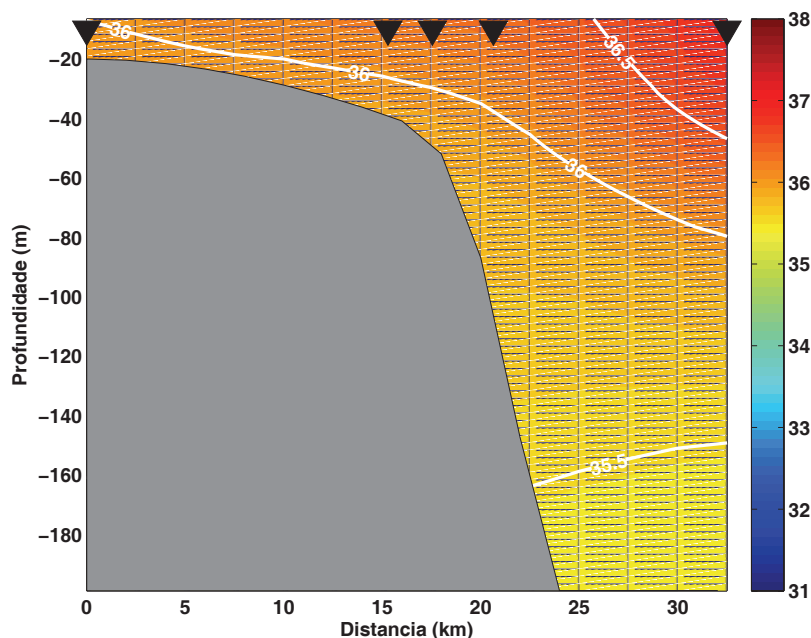


Figura 19 - Distribuição vertical de salinidade em radial situada no extremo norte da Bacia de Campos, durante cruzeiro de inverno do projeto HABITATS, pelágico, realizada em setembro de 2009, na ausência de ressurgência costeira. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Os triângulos mostrados na parte superior de ambos painéis indicam a posição das estações hidrográficas realizadas.

3. Massas de água

Temperatura e salinidade não são propriedades conservativas em regiões costeiras, podendo ser alteradas por diversos processos físicos além da advecção e da difusão. Nesta Seção apresentamos resultados obtidos considerando que esses outros processos têm variabilidade primordialmente sazonal. Portanto, a escala de tempo dos mesmos é maior do que o tempo necessário para realizar uma seção hidrográfica sobre a plataforma continental. Conseqüentemente, pode-se considerar T e S como aproximadamente conservativas. A técnica utilizada, conhecida como Análise Percentual de Massas de Água ou Triângulo de Mistura (Shtokman, 1946) exige o conhecimento dos índices termohalinos dos tipos de água envolvidos no processo de mistura.

A análise climatológica de massas de água realizada por Amor (2004) utilizou os seguintes índices termohalinos: AT (24°C, 37), ACAS (13°C, 35,2) e AC (26°C, 34,2, verão; 22°C, 34,5, inverno). Os resultados obtidos apresentam, na PS-PCBC, durante o verão, predomínio de AC próximo à superfície, cujas concentrações aumentam em direção NE (Figura 20a). Devido à intermitência do processo de ressurgência costeira, a ACAS não aparece nessa climatologia superficial. Na parte mais externa da PS-PCBC há predomínio da AT. No inverno, ainda próximo à superfície, a concentração percentual de AC é menor, restrita à porção imediatamente a NE de Cabo Frio (Figura 20b). A AT aparece, também, nesta estação do ano, na região mais externa da PS-PCBC. Na estação fria, parte substancial da camada superficial da PS-PCBC é ocupada pela mistura das três massas de água, sem haver predomínio de nenhuma delas. Próximo ao fundo, durante o verão, há total predomínio da ACAS na PS-PCBC, cujas concentrações diminuem na direção NE (Figura 20c). No inverno, por outro lado, próximo ao fundo há extensa área sem predomínio de nenhuma massa de água (Figura 20d). Nesse nível, a ACAS concentra-se no extremo sul da PS-PCBC enquanto que, no extremo norte, a AT ocupa a banda costeira.

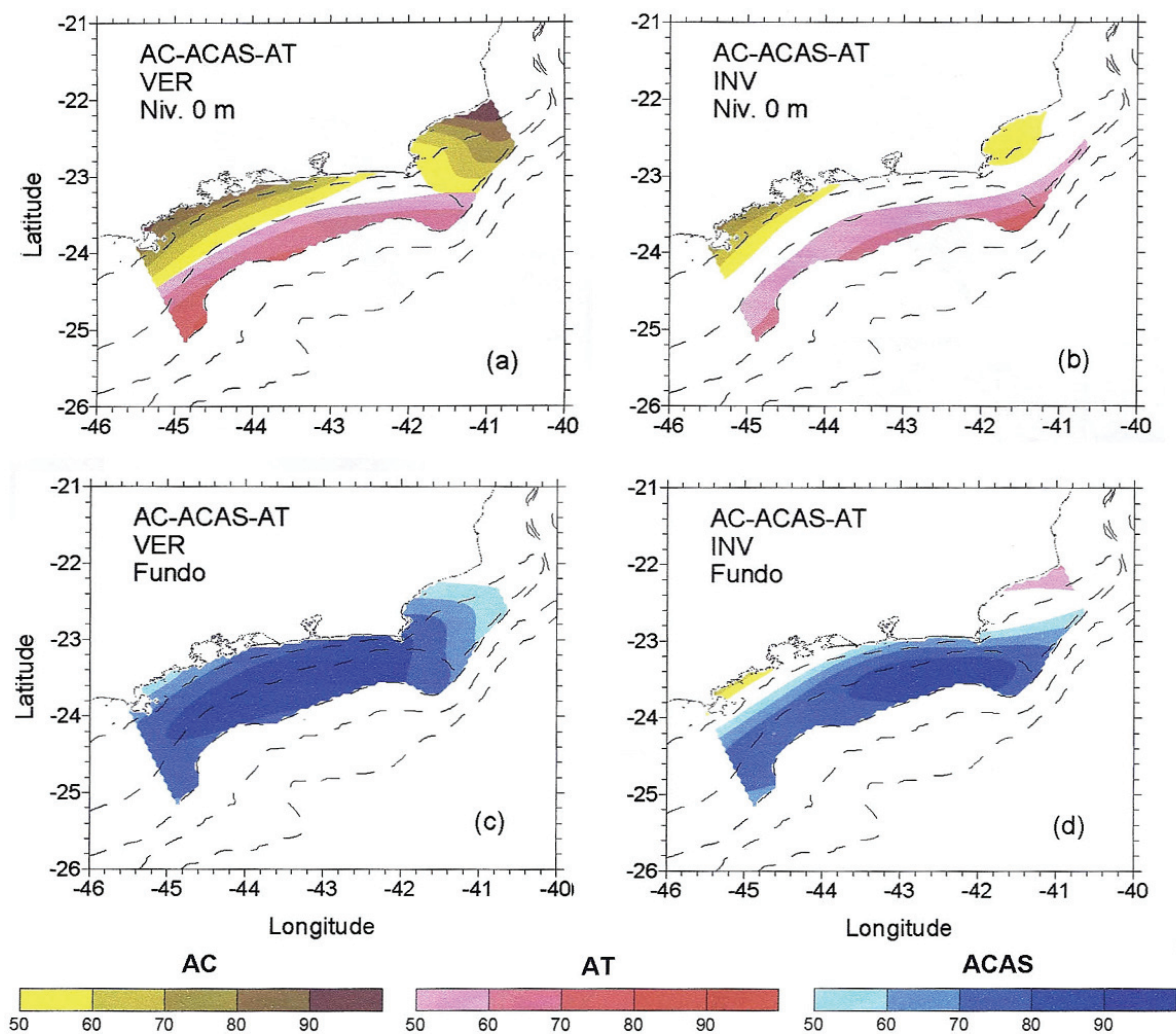


Figura 20 - Climatologia do percentual de ocorrência de massas de água em partes da Plataforma Continental Sudeste e da Plataforma Continental da Bacia de Campos: verão, superfície (a); inverno, superfície (b); verão, fundo (c) e inverno, fundo (d). CW é Água Costeira (AC), TW é Água Tropical (AT) e SACW é Água Central do Atlântico Sul (ACAS). Adaptada de Amor (2004).

Para as seções verticais 10 a 14 (Figura 5) da PS-PCBC, a climatologia de verão (Amor, 2004) mostra diminuições do percentual de ACAS, na camada de fundo, e de AT, na camada superficial e intermediária, do sul para o norte e, ao mesmo tempo, aumento do percentual de AC e de águas resultantes da mistura sem predomínio de nenhuma das três massas de água (Figura 21). A climatologia de inverno (Figura 22) apresenta quadro semelhante, mas com as seguintes diferenças principais quando comparada com a do verão: menor percentual de ACAS na camada de fundo, maior percentual de AT na camada superficial e intermediária, bem como pouca influência da AC.

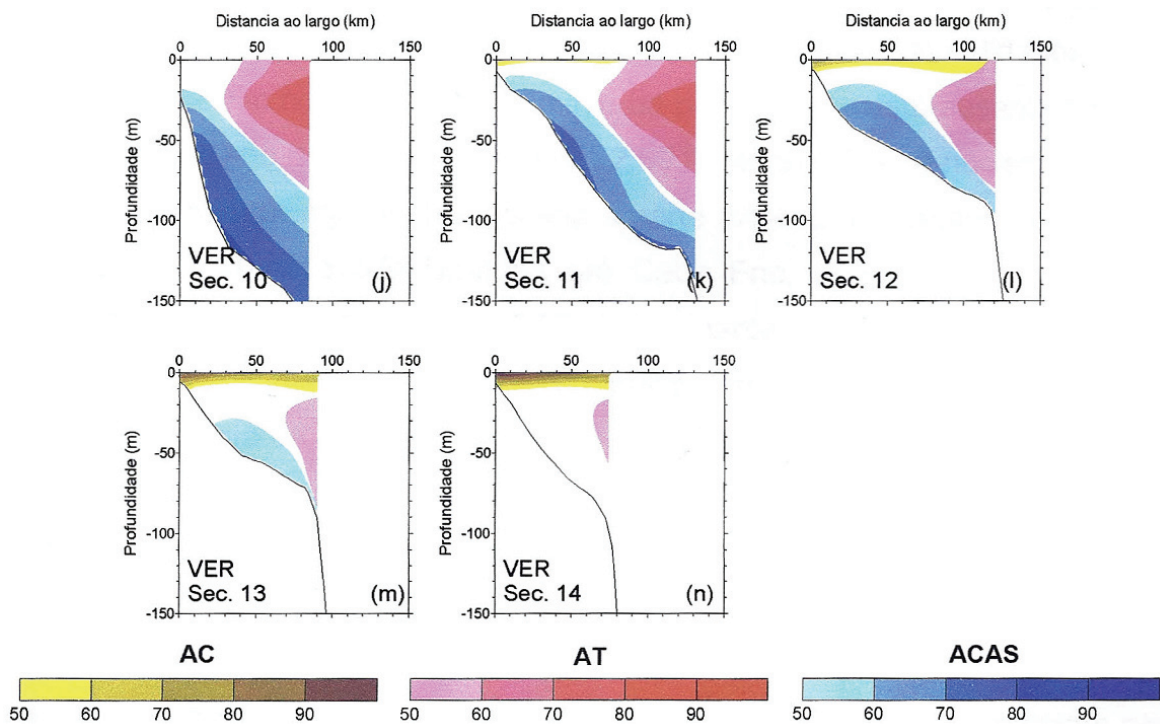


Figura 21 - Seções verticais da climatologia de verão do percentual de ocorrência de massas de água nas seções 10 a 14 (ver Figura 5), construídas por Amor (2004). A distância a partir da costa é representada no eixo x em km.

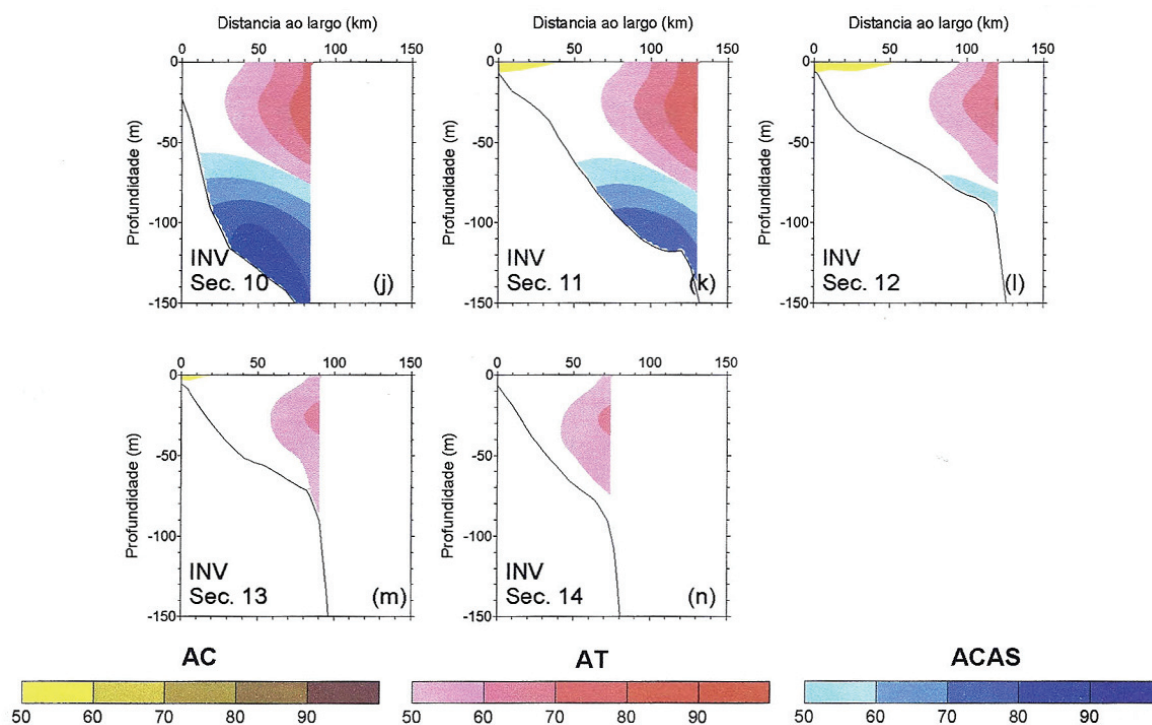


Figura 22 - Seções verticais da climatologia de inverno do percentual de ocorrência de massas de água nas seções 10 a 14 (ver Figura 5), construídas por Amor (2004). A distância a partir da costa é representada no eixo x em km.

Na análise percentual de massas de água para os dados dos cruzeiros de verão dos projetos HABITATS e DEPROAS foram empregados os seguintes índices termohalinos: AT (26,81°C, 37,12), ACAS (16,26°C, 35,8) e AC (26°C, 34,2, verão; 22°C, 34,5, inverno), conforme FOLONI NETO (2010). Durante períodos de ressurgência costeira, como durante o cruzeiro de verão do projeto DEPROAS (Figura 10 e Figura 11), a ACAS comparece com grandes percentuais na PS-PCBC, principalmente no extremo sul, próximo a Cabo Frio (Figura 23). Em tais situações, praticamente não há traços de AC e a ACAS aflora na faixa austral e costeira da PCBC; além disso, o fundo da PS-PCBC é totalmente preenchido por ACAS (Figura 24).

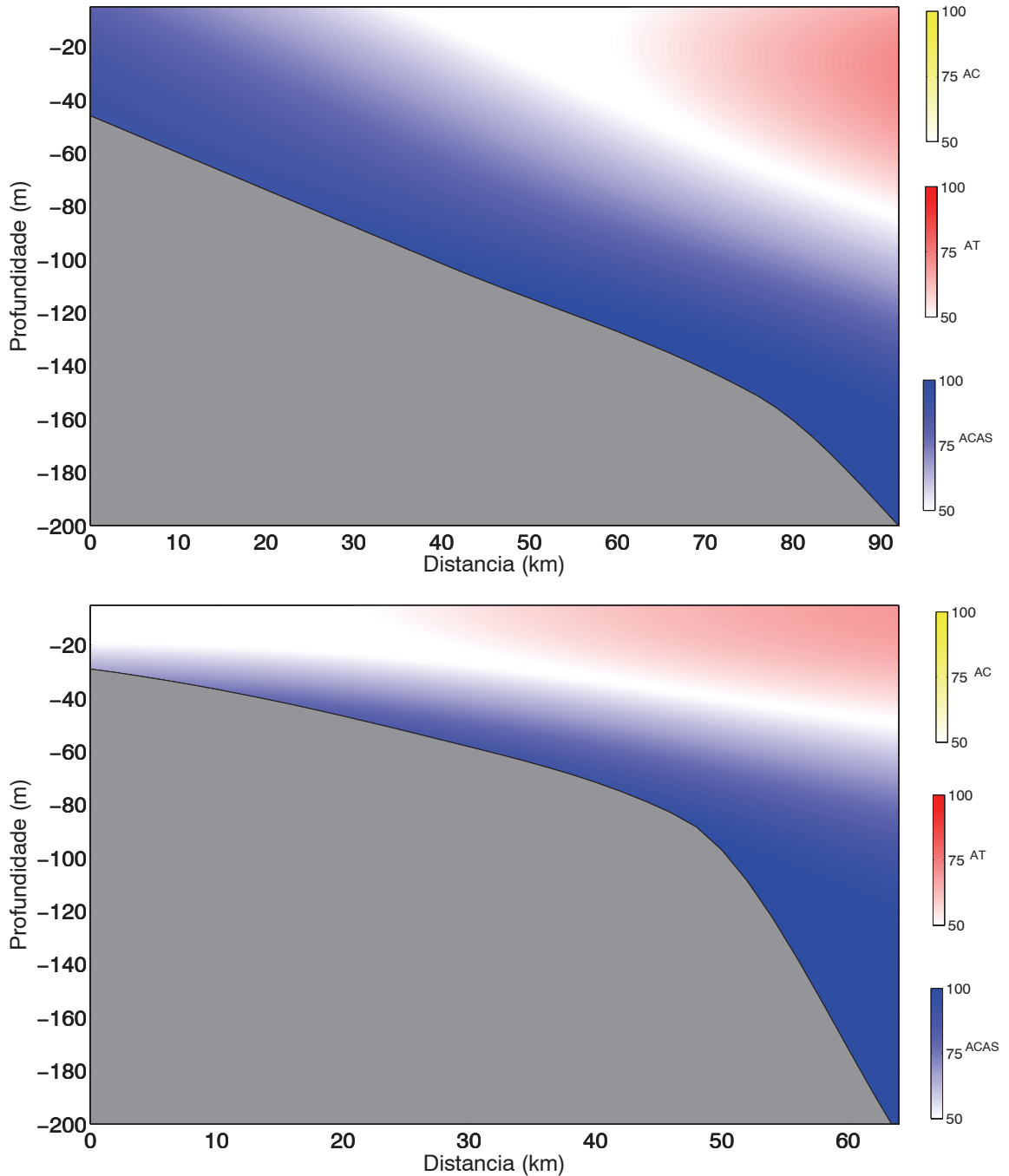
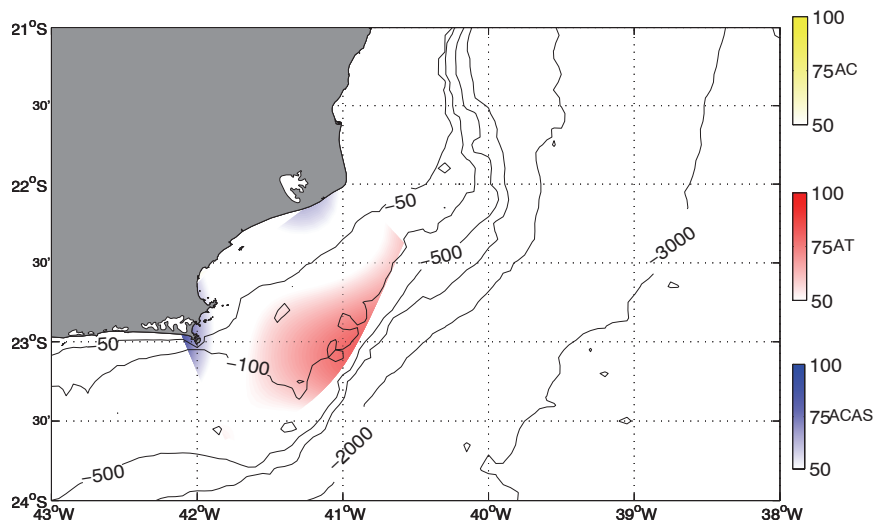


Figura 23 - Distribuições verticais do percentual de ocorrência de massas de água em radiais situadas em frente a Cabo Frio (painel superior) e em frente ao Cabo de São Tomé (painel inferior), durante cruzeiro de verão do projeto DEPROAS, realizado em janeiro de 2002, durante evento de ressurgência costeira. AC é Água Costeira, AT é Água Tropical e ACAS é Água Central do Atlântico Sul. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km.



Distribuição de Massas de Água(Fundo) – Projeto Deproas Verão de 2002

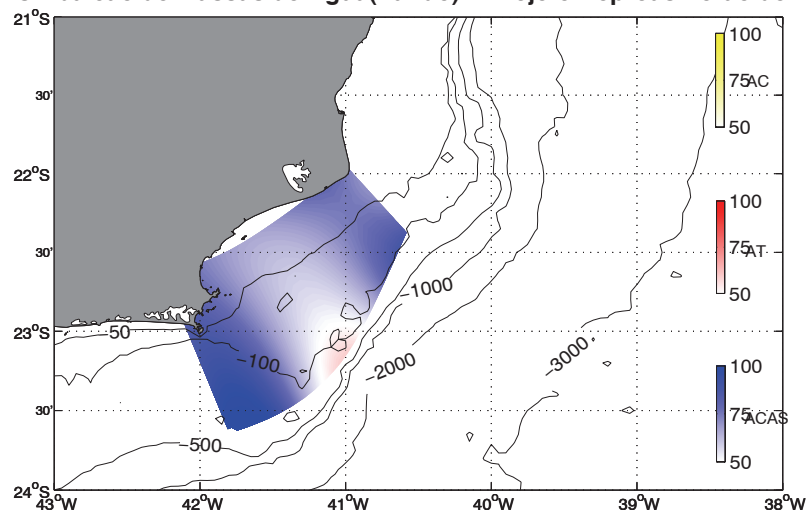


Figura 24 - Distribuições do percentual de ocorrência de massas de água nas proximidades da superfície (painel superior) e do fundo (painel inferior) durante cruzeiro de verão do projeto DEPROAS, realizado em janeiro de 2002, durante evento de ressurgência costeira. AC é Água Costeira, AT é Água Tropical e ACAS é Água Central do Atlântico Sul.

Principalmente nos meses de verão, mesmo quando não há ressurgência costeira, isto é, quando não há afloramento da ACAS, o percentual dessa massa de água na PS-PCBC é elevado, como pode ser inferido dos dados da amostragem de verão do projeto HABITATS (Figura 25, painel superior). Nessa situação, na PN-PCBC, entretanto, a presença da ACAS é mínima, havendo predomínio da AT (Figura 25, painéis do meio e inferior). Em resumo, tal compartimentação durante o verão: ACAS abaixo de 10-20 m na parte sul, AT na parte norte e traços de AC na banda costeira entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio, foi observada na PCBC na ausência de ressurgência costeira.

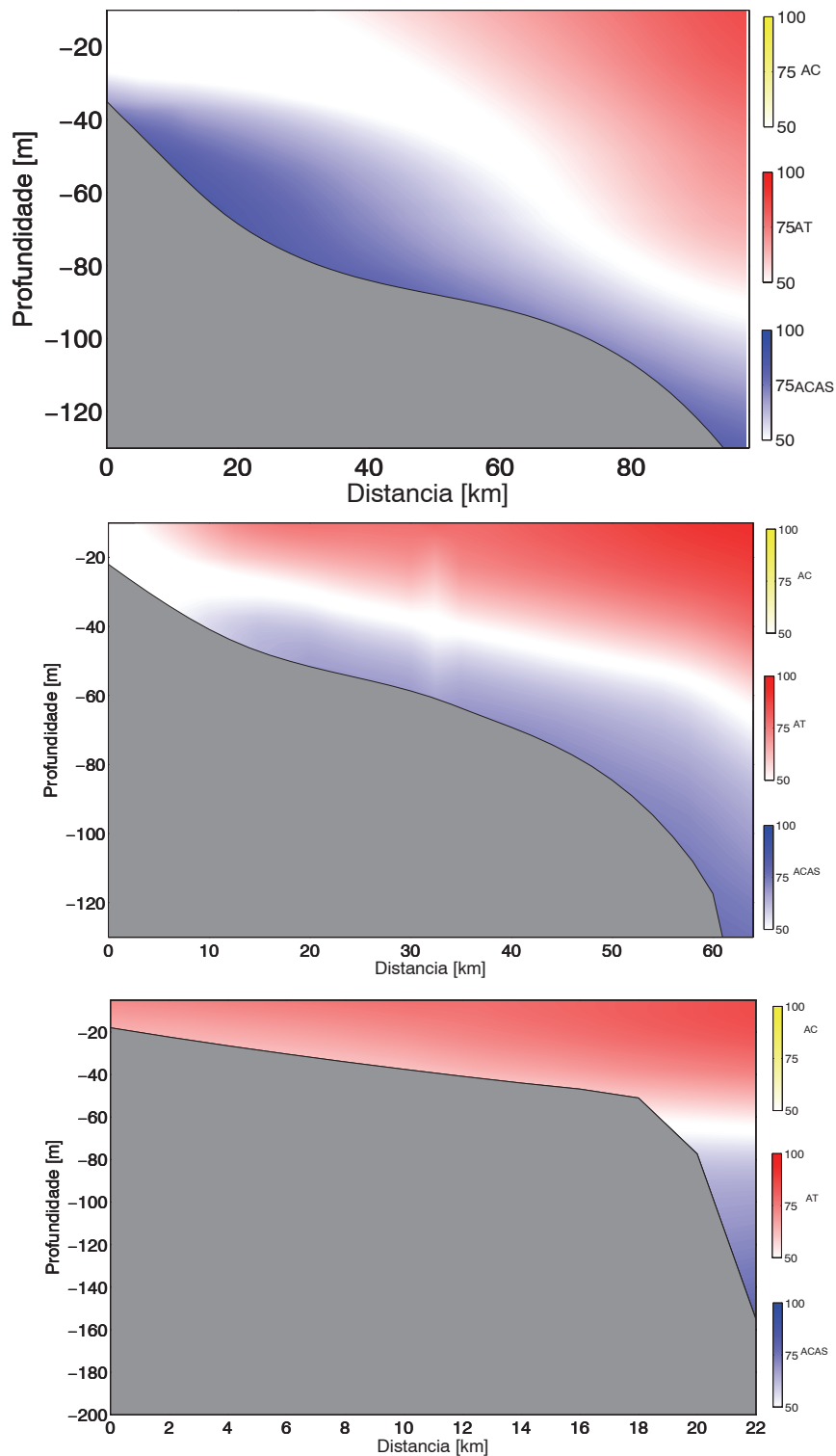


Figura 25 - Distribuição vertical do percentual de ocorrência de massas de água em radiais situadas em frente a Cabo Frio (painel superior), ao Cabo de São Tomé (painel do meio) e no extremo norte da Bacia de Campos (painel inferior), durante cruzeiro de verão do projeto HABITATS, pelágico, realizada em março de 2009, na ausência de ressurgência costeira. AC é Água Costeira, AT é Água Tropical e ACAS é Água Central do Atlântico Sul. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Adaptada de FOLONI NETO (2010).

Dados analisados, provenientes do cruzeiro de inverno do projeto DEPROAS, concordam amplamente com a climatologia de Amor (2004): há extensas áreas sem predomínio de nenhuma das três massas de água em qualquer nível da PS-PCBC (Figura 26). Nesse cruzeiro, próximo à superfície, a ACAS aparece em torno de Cabo Frio e a AT ao largo da isóbata de 50 m (Figura 26, painel superior). Próximo ao fundo, a ACAS se afasta da costa ao norte de Cabo Frio (Figura 26, painel inferior). Durante os meses frios, a influência da AT na PN-PCBC é menor do que no verão, tanto nas proximidades da superfície quanto do fundo (Figura 27).

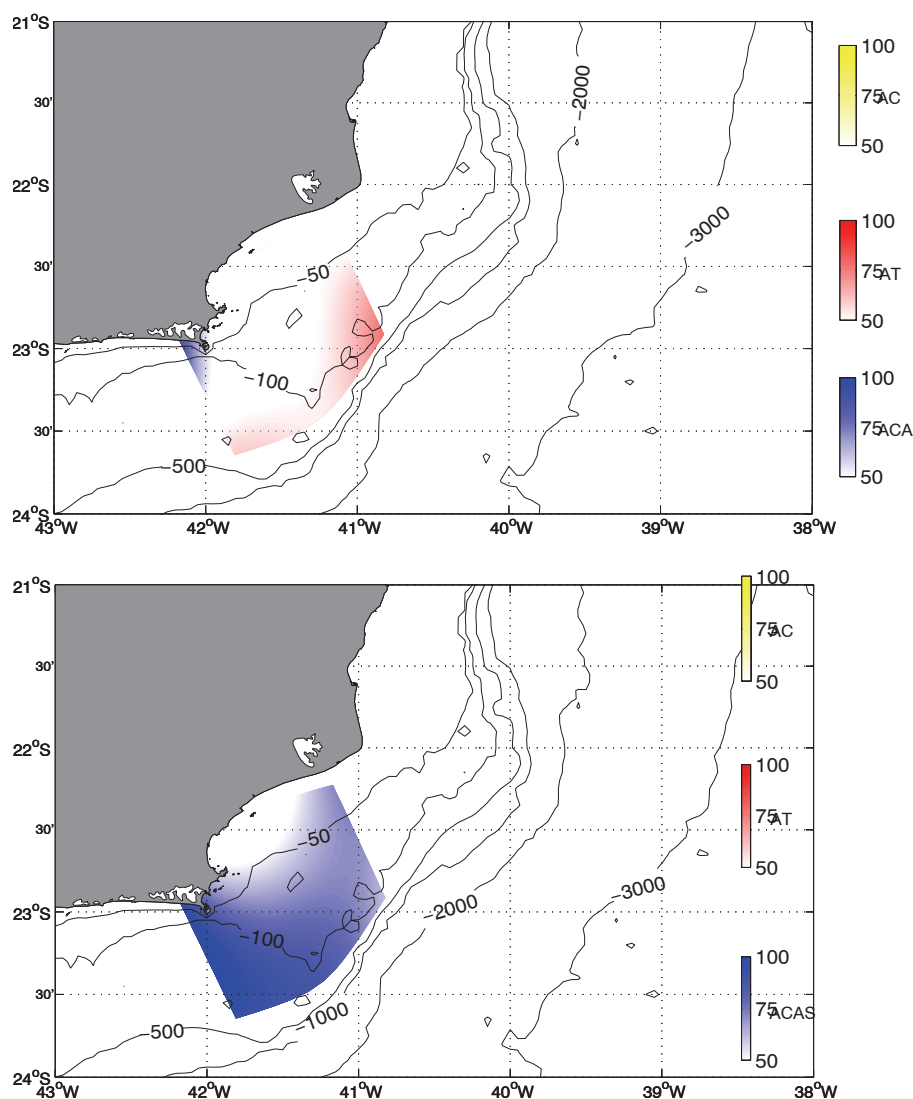


Figura 26 - Distribuições do percentual de ocorrência de massas de água nas proximidades da superfície (painel superior) e do fundo (painel inferior) durante cruzeiro de inverno do projeto DEPROAS, realizado em agosto de 2002, durante evento de ressurgência costeira. AC é Água Costeira, AT é Água Tropical e ACAS é Água Central do Atlântico Sul.

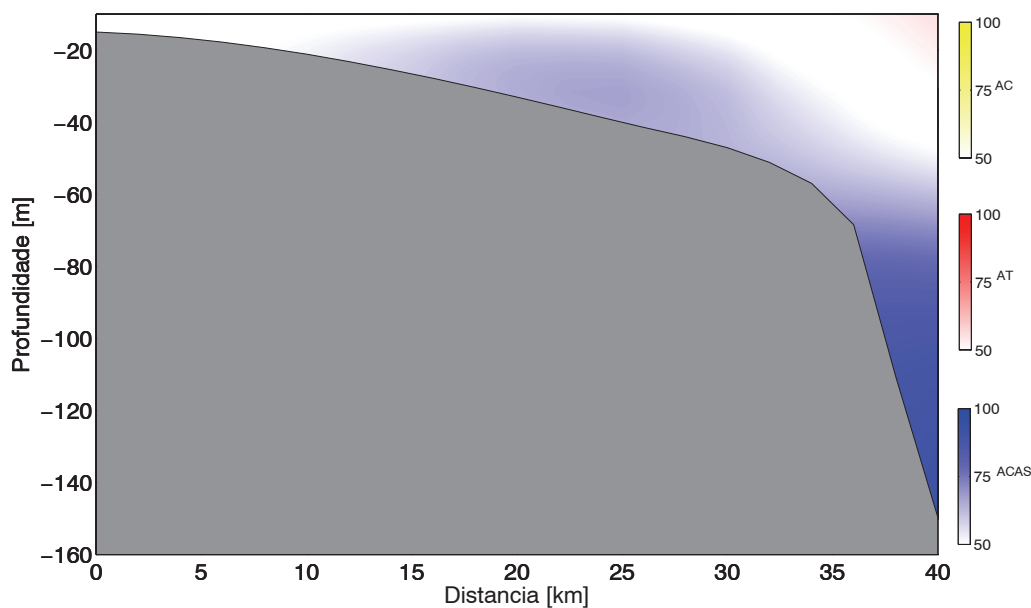


Figura 27 - Distribuição vertical do percentual de ocorrência de massas de água em radial situada no extremo norte da Bacia de Campos, durante cruzeiro de inverno do projeto HABITATS, pelágico, realizada em setembro de 2009, na ausência de ressurgência costeira. AC é Água Costeira, AT é Água Tropical e ACAS é Água Central do Atlântico Sul. A distância a partir da costa é representada no eixo x em km. Adaptada de Foloni Neto (2010).

4. Circulação

Os dados correntográficos usados para auxiliar na caracterização das correntes na PCBC foram coletados entre fevereiro de 1992 e março de 1993 por três fundeios situados nos pontos P1, P2 e P3 (Figura 28), instrumentados com três correntógrafos cada. Esses três pontos estão em regiões intermediárias da plataforma continental, entre a costa e a quebra. As séries temporais obtidas não são contínuas, apresentando vários períodos nos quais não houve coleta de dados. Assim, serão analisados os períodos mais longos. Além dos dados desses três fundeios, foram analisadas outras séries de tempo coletadas por um Perfilador Acústico de Correntes por Doppler (ADCP, do acrônimo inglês) instalado na plataforma de produção de óleo PPG1 da Petrobras (Figura 28), situada nas proximidades da quebra da plataforma continental. Estes dados foram coletados entre junho e agosto de 2006 e setembro e dezembro de 2007. A taxa de amostragem dos dados correntométricos foi de 10 min nos fundeios P1, P2 e P3 e de 15 min no fundeio PPG1. A Tabela 1 sumariza informações sobre os dados correntográficos analisados.

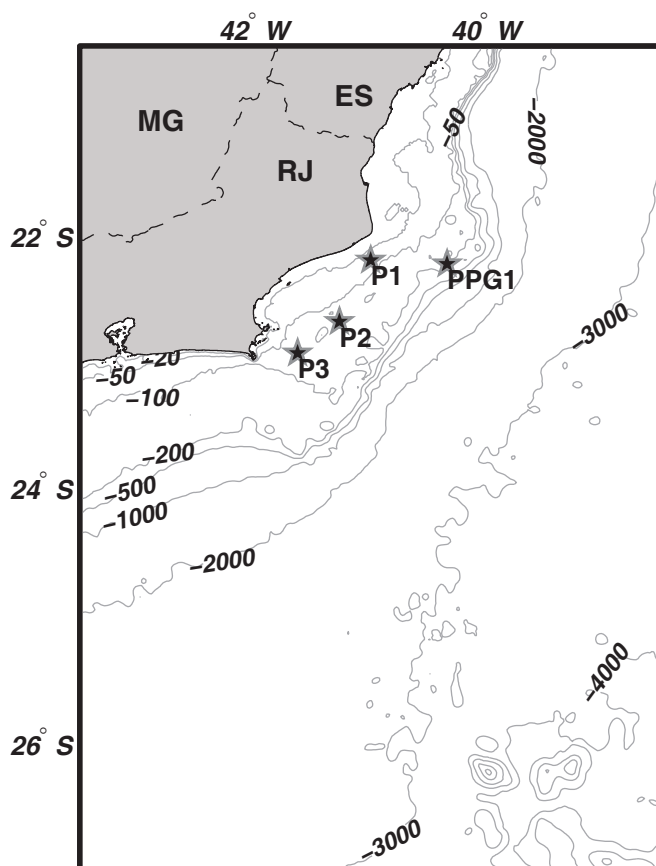


Figura 28 - Localização dos fundeios de correntógrafos P1, P2, P3, no interior da Plataforma Continental da Bacia de Campos, e da plataforma PPG1, situada próximo à quebra da plataforma continental, onde foi instalado um ADCP. As profundidades estão indicadas em metros.

Tabela 1 - Informações sobre os dados correntográficos obtidos nos pontos P1, P2 e P3 e na plataforma PPG1. Lat é latitude, Lon é longitude, Prof. é profundidade.

Ponto	Lat	Lon	Prof. Local	Prof. Amostrada	Séries Temporais Analisadas
P1	22,22°S	40,99°W	35 m	15 m	02.02.1992 - 23.05.1992 (P11_1)
				25 m	02.02.1992 - 23.05.1992 (P12_1) 22.07.1992 - 13.10.1992 (P12_2)
				35 m	02.02.1992 - 11.04.1992 (P13_1)
P2	22,71°S	41,26°W	60 m	15 m	13.02.1992 - 23.05.1992 (P21_1) 22.07.1992 - 14.10.1992 (P21_2) 10.10.1992 - 02.02.1993 (P21_3)
				35 m	13.02.1992 - 23.05.1992 (P22_1) 22.07.1992 - 14.10.1992 (P22_2) 10.10.1992 - 02.02.1993 (P22_3)
				55 m	13.02.1992 - 11.04.1992 (P23_1)
P3	22,96°S	41,62°W	75 m	15 m	08.03.1992 - 25.05.1992 (P31_1)
				35 m	08.03.1992 - 25.05.1992 (P32_1)
				55 m	08.03.1992 - 13.04.1992 (P33_1)
PPG1	22,25°S	40,33°W	101 m	16 a 28 m	05.06.2006 - 31.08.2006 (PPG1_1) 01.09.2007 - 31.12.2007 (PPG1_2)

Os vetores velocidade, após correção para a declinação magnética, foram rotacionados para alinhamento com a direção de variância máxima, relativa ao norte verdadeiro (Tabela 2), seguindo metodologia descrita em Emery e Thompson (1998). Em seguida, os vetores foram decompostos nas componentes normal (u) e paralela (v) à direção de máxima variância ($u > 0$ aponta para o largo e $v > 0$ aponta para nordeste). Nota-se visualmente que essas componentes, u e v , são aproximadamente normais e paralelas às isóbatas, respectivamente.

4.1 Características gerais das correntes

Os primeiros momentos estatísticos para as séries de tempo de corrente são apresentados na Tabela 2. Em geral, os valores médios, máximos e mínimos da componente normal são menores do que os da componente paralela às isóbatas. Exceções são as séries obtidas em P3 e PPG1 nas quais o valor médio da componente normal é similar ao da componente paralela. Comparando-se a variância das componentes paralelas e normais amostradas nos fundeios P1, P2 e P3, verifica-se que as primeiras são maiores que as segundas, em qualquer época do ano e em qualquer profundidade, exceto na série P21_3 na qual a variância é igual para ambas componentes. Já no fundeio PPG1, a variância é similar para as duas componentes do vetor velocidade. Portanto, nos fundeios P1, P2 e P3, as correntes paralelas são, em geral, mais intensas e apresentam variabilidade temporal com maior energia do que as correntes normais. Entretanto, é importante destacar que, para todas as séries temporais consideradas, o desvio padrão da média é sempre superior à própria média, implicando em intensa variabilidade de ambas componentes do vetor velocidade. Na maioria das observações dos fundeios P1, P2 e P3, a corrente paralela média é negativa, indicando sentido preferencial de fluxo de NE para SW. No ponto PPG1, o fluxo médio também tem sentido de NE para SW, apesar das correntes normais e paralelas apresentarem intensidades e variabilidades temporais similares.

Tabela 2 - Primeiros momentos estatísticos para as séries correntográficas. U e V referem-se às componentes normal e paralela à isóbata local no Sistema Internacional de Unidades ($m s^{-1}$), respectivamente. A terceira coluna lista a direção de maior variância (graus); Mín., Máx. e Méd. indicam o valor mínimo, máximo e médio da série, respectivamente; DP é o desvio padrão da média.

Série	Prof.	Dir. Max. Var.	Mín. U	Máx. U	Méd. U	DP U	Mín. V	Máx. V	Méd. V	DP V
P11_1	15	31°	-0,17	0,19	0,0	0,05	-0,68	0,55	0,11	0,19
P12_1	25	7°	-0,26	0,37	0,03	0,07	-0,47	0,50	-0,08	0,15
P12_2	25	28°	-0,21	0,25	-0,02	0,06	-0,61	0,55	-0,07	0,22
P13_1	35	17°	-0,17	0,14	0,0	0,4	-0,35	0,26	-0,09	0,10
P21_1	15	69°	-0,36	0,19	-0,03	0,07	-0,57	0,62	-0,09	0,16
P22_1	35	46°	-0,17	0,24	0,0	0,05	-0,56	0,37	-0,07	0,12
P21_2	15	71°	-0,31	0,32	-0,02	0,06	-0,69	0,62	-0,05	0,18
P22_2	35	70°	-0,34	0,22	-0,01	0,06	-0,55	0,59	-0,06	0,18
P21_3	15	60°	-0,22	0,17	-0,01	0,05	-0,70	0,17	-0,01	0,05
P22_3	35	54°	-0,19	0,17	0,0	0,05	-0,42	0,22	-0,09	0,11
P23_1	55	42°	-0,16	0,13	-0,01	0,04	-0,29	0,19	-0,06	0,08
P31_1	15	55°	-0,27	0,61	0,0	0,09	-0,42	0,89	0,0	0,15
P32_1	35	50°	-0,24	0,43	0,01	0,07	-0,36	0,68	0,0	0,10
P33_1	55	53°	-0,16	0,14	0,02	0,04	-0,30	0,23	-0,02	0,08
PPG11_1	16	48°	-0,52	0,41	-0,03	0,11	-0,40	0,31	-0,03	0,11
PPG12_1	20	47°	-0,49	0,50	-0,02	0,10	-0,39	0,28	-0,01	0,11
PPG13_1	24	42°	-0,39	0,48	-0,01	0,09	-0,31	0,29	0,0	0,09
PPG14_1	28	42°	-0,34	0,40	-0,01	0,08	-0,27	0,27	0,01	0,07
PPG11_2	16	89°	-0,38	0,36	-0,01	0,09	-0,37	0,47	-0,04	0,10
PPG12_2	20	67°	-0,38	0,30	-0,02	0,09	-0,41	0,45	-0,03	0,10
PPG13_2	24	60°	-0,39	0,30	-0,02	0,09	-0,46	0,43	-0,02	0,10
PPG14_2	28	56°	-0,41	0,32	-0,02	0,08	-0,39	0,40	-0,01	0,09

Os histogramas direcionais das correntes nos pontos P1 e P2 são apresentados na Figura 29 e na Figura 30, respectivamente. As correntes mais freqüentes, em qualquer profundidade e em qualquer época do ano, fluem para o quadrante S-W, com sentido predominante para SW. O segundo grupo de correntes mais freqüentes aponta para o quadrante N-E, com sentido predominante para NE. Isto é, as correntes preponderantes são aproximadamente paralelas à isóbata local. Nota-se, entretanto, que nas séries que abrangem períodos de inverno e primavera, há aumento da frequência de ocorrência de correntes que fluem para NE como pode ser observado nas séries P12_1 e P12_2 do fundeio P1 (Figura 29) e nas séries do fundeio P2,

P21_1, P21_2 e P21_3 (Figura 30), por exemplo. A análise indica que, de uma forma geral, o padrão de correntes observado nesses dois pontos é similar.

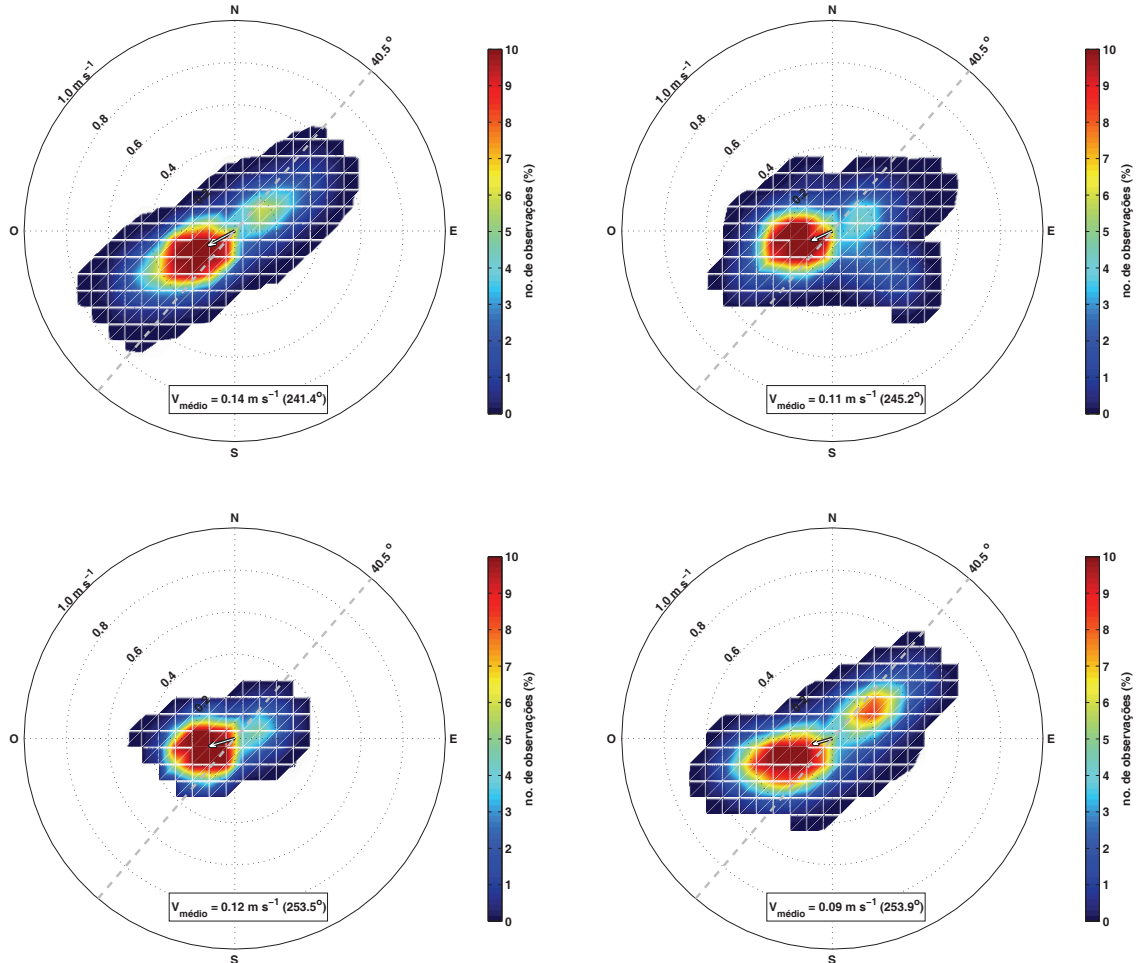


Figura 29 - Intensidade ($m s^{-1}$), direção ($^{\circ}$) e frequência de ocorrência (%) das correntes observadas no fundeio P1: P11_1, painel superior esquerdo; P12_1, painel superior direito; P13_1, painel inferior esquerdo; P12_2, painel inferior direito. A linha tracejada indica a inclinação média das isóbatas. A intensidade média ($m s^{-1}$) e respectiva direção ($^{\circ}$) estão indicadas na parte inferior do gráfico.

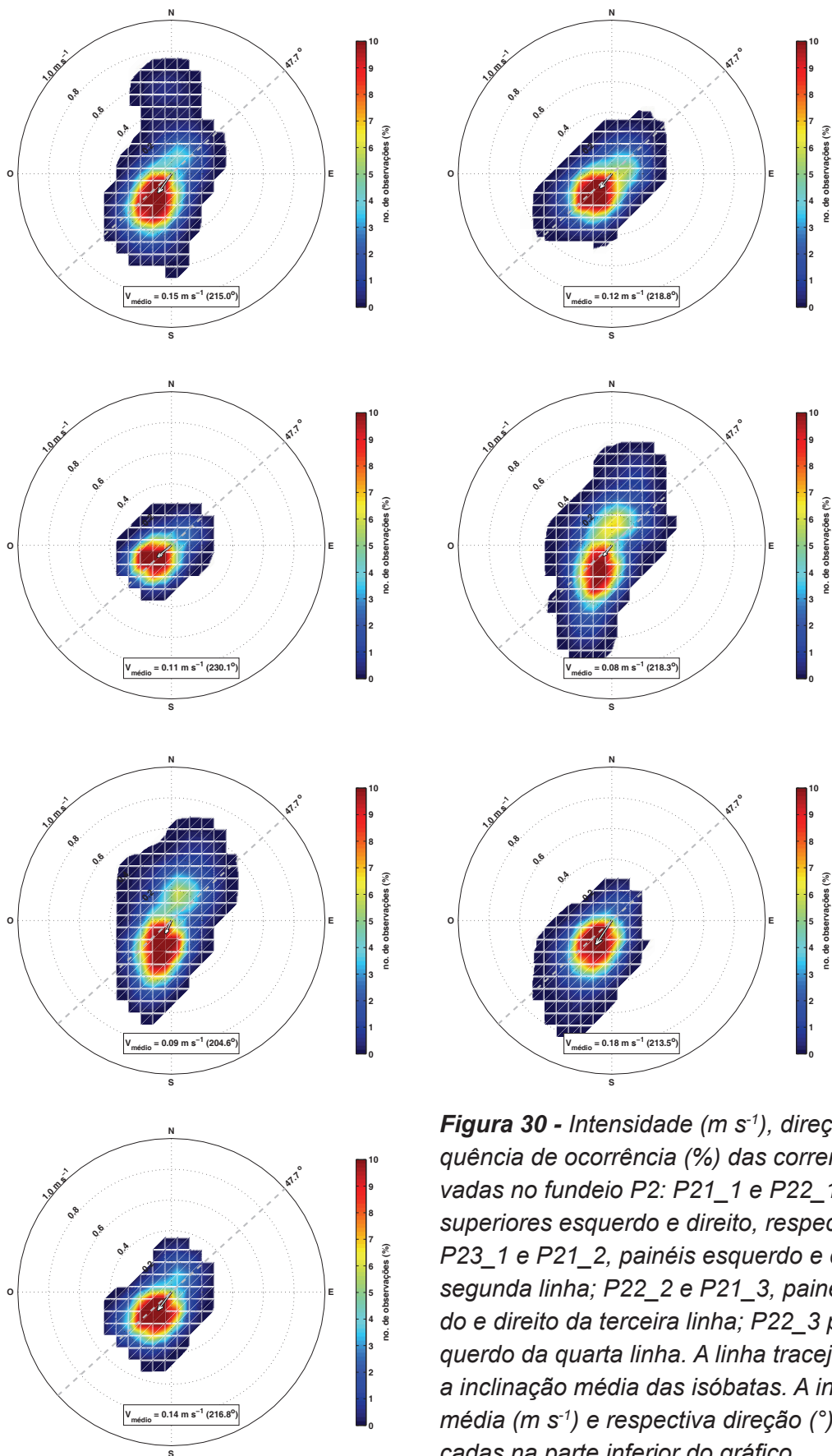


Figura 30 - Intensidade ($m s^{-1}$), direção ($^{\circ}$) e frequência de ocorrência (%) das correntes observadas no fundo P2: P21_1 e P22_1, painéis superiores esquerdo e direito, respectivamente; P23_1 e P21_2, painéis esquerdo e direito da segunda linha; P22_2 e P21_3, painéis esquerdo e direito da terceira linha; P22_3 painel esquerdo da quarta linha. A linha tracejada indica a inclinação média das isóbatas. A intensidade média ($m s^{-1}$) e respectiva direção ($^{\circ}$) estão indicadas na parte inferior do gráfico.

As correntes amostradas no fundeio P3 (Figura 31) apresentam padrão distinto daquelas observadas nos pontos P1 (Figura 29) e P2 (Figura 30). No nível de 15 m, tanto correntes quase normais (alinhadas ao eixo N-S) quanto paralelas (direção SW) às isóbatas são observadas com frequência. Já a 35 m, correntes com direção SW são um pouco mais frequentes que nas demais direções. Entretanto, correntes nos quadrantes W-S, S-E e E-N possuem similares frequências de observação. Apenas a 55 m, as correntes são similares àquelas observadas nos fundeios P1 e P2: as correntes mais frequentes fluem para SW, aproximadamente paralelas à isóbata local.

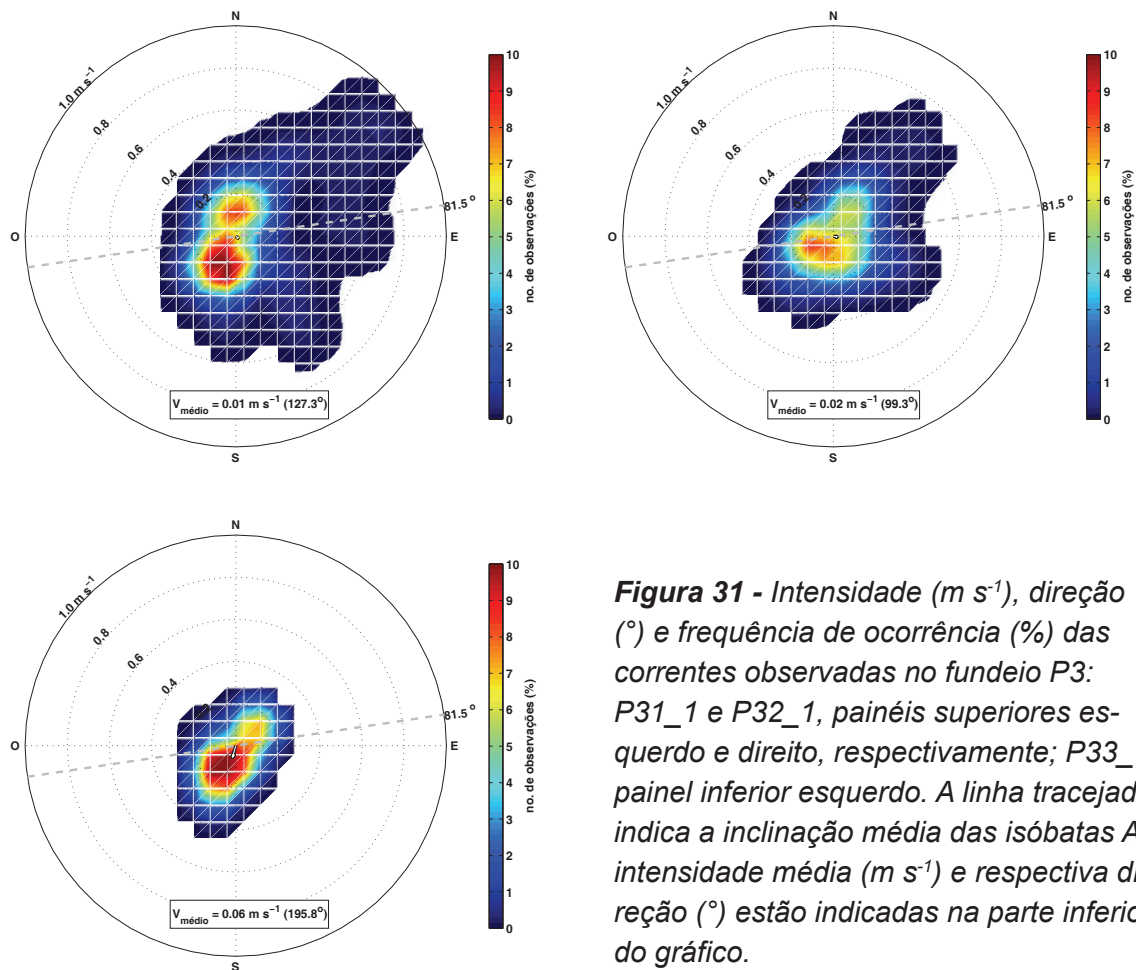


Figura 31 - Intensidade ($m s^{-1}$), direção ($^{\circ}$) e frequência de ocorrência (%) das correntes observadas no fundeio P3: P31_1 e P32_1, painéis superiores esquerdo e direito, respectivamente; P33_1, painel inferior esquerdo. A linha tracejada indica a inclinação média das isóbatas. A intensidade média ($m s^{-1}$) e respectiva direção ($^{\circ}$) estão indicadas na parte inferior do gráfico.

Os histogramas direcionais das correntes observadas no ponto PPG1 para cada uma das séries analisadas são apresentados na Figura 32 e na Figura 33. Os dados coletados entre junho e agosto de 2006 (série PPG1_1, Figura 32) mostram padrão distinto da série amostrada entre setembro e dezembro de 2007 (série PPG1_2, Figura 33). Na série PPG1_2, as correntes mais frequentes entre 16 e 28 m de profundidade fluem para o quadrante S-W, com sentido predominante para SW. Já na série PPG1_1, nos níveis de 16 e 20 m (painéis superiores, Figura 32), as correntes mais frequentes fluem no quadrante N-E, com sentido predominante para NE. A 24 e 28 m, as correntes mais frequentes ocorrem tanto no quadrante N-E quanto no quadrante S-W. Em ambas as séries, as correntes preponderantes são aproximadamente paralelas à isóbata local.

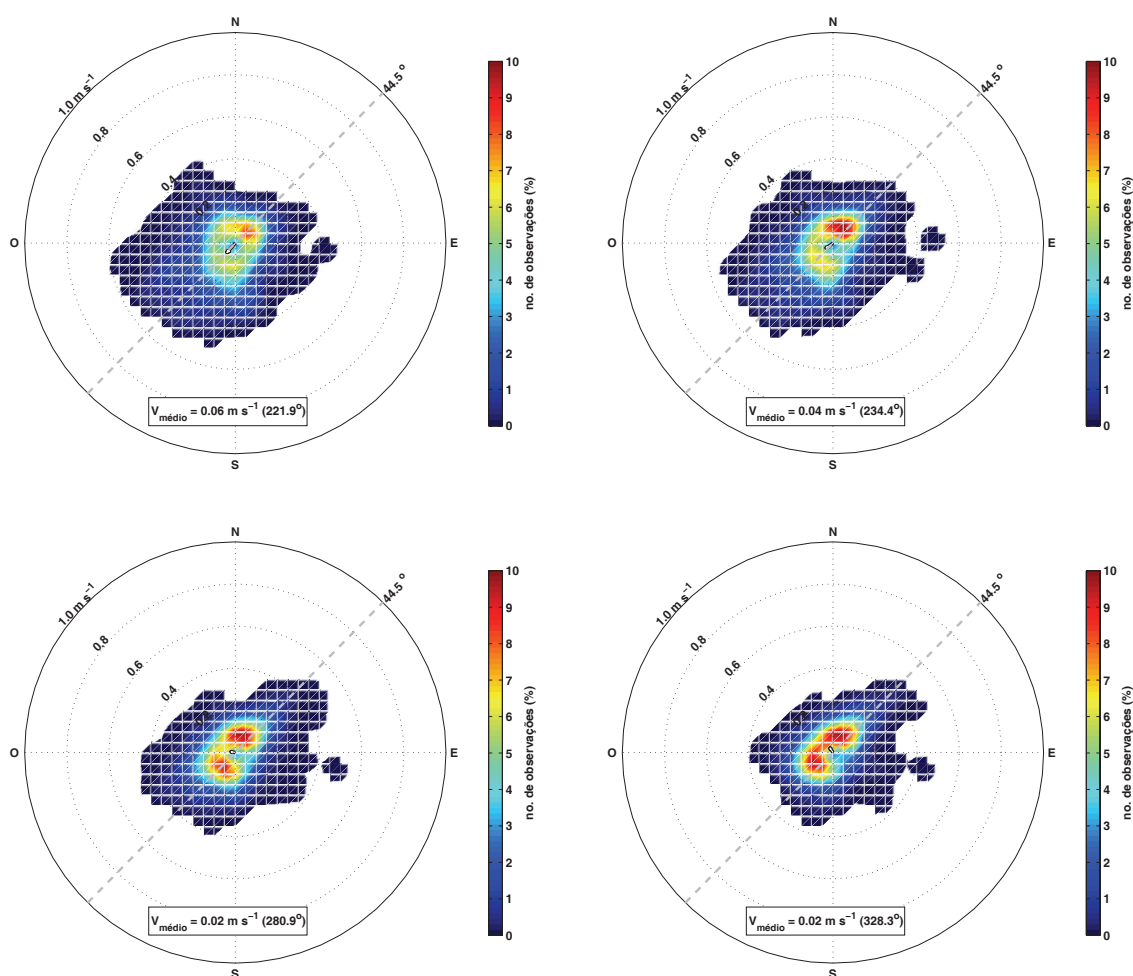


Figura 32 - Intensidade (m s^{-1}), direção ($^{\circ}$) e frequência de ocorrência (%) das correntes observadas no fundo PPG1_1: 16 m e 20 m, painéis superiores esquerdo e direito, respectivamente; 24 m e 28 m, painéis esquerdo e direito da segunda linha. A linha tracejada indica a inclinação média das isóbatas. A intensidade média (m s^{-1}) e respectiva direção ($^{\circ}$) estão indicadas na parte inferior do gráfico.

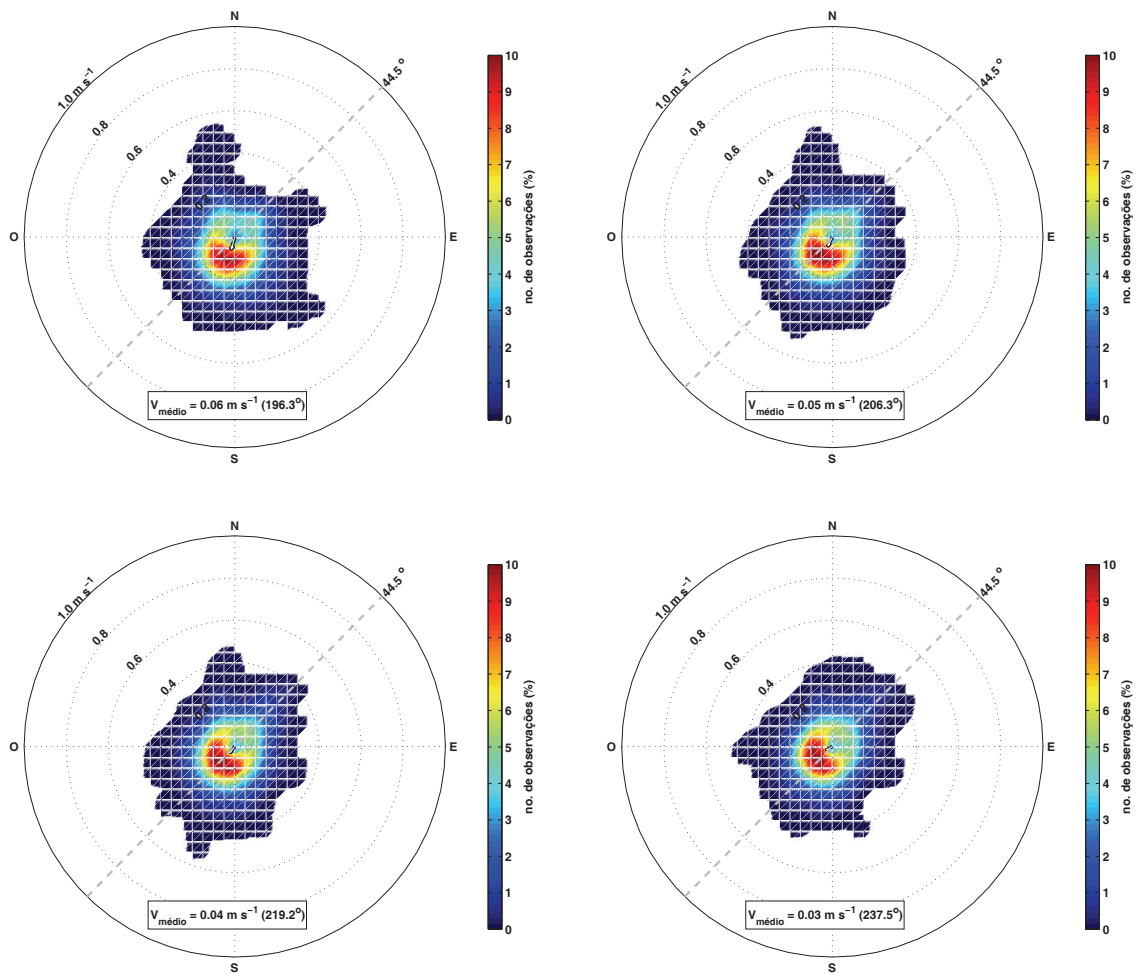


Figura 33 - Intensidade ($m s^{-1}$), direção ($^{\circ}$) e frequência de ocorrência (%) das correntes observadas no fundeio PPG1_2: 16 m e 20 m, painéis superiores esquerdo e direito, respectivamente; 24 m e 28 m, painéis esquerdo e direito da segunda linha. A linha tracejada indica a inclinação média das isóbatas. A intensidade média ($m s^{-1}$) e respectiva direção ($^{\circ}$) estão indicadas na parte inferior do gráfico.

As diferenças entre as correntes superficiais nos pontos P1, P2 e P3 podem ser observadas também nos diagramas vetoriais progressivos (Figura 34). Durante fevereiro e maio de 1992, o deslocamento preponderante foi para o quadrante S-W em direção aproximadamente paralela à isóbata local nos fundeios P1 e P2. Já no fundeio P3, para a mesma época do ano, nota-se uma influência maior dos deslocamentos normais à isóbata.

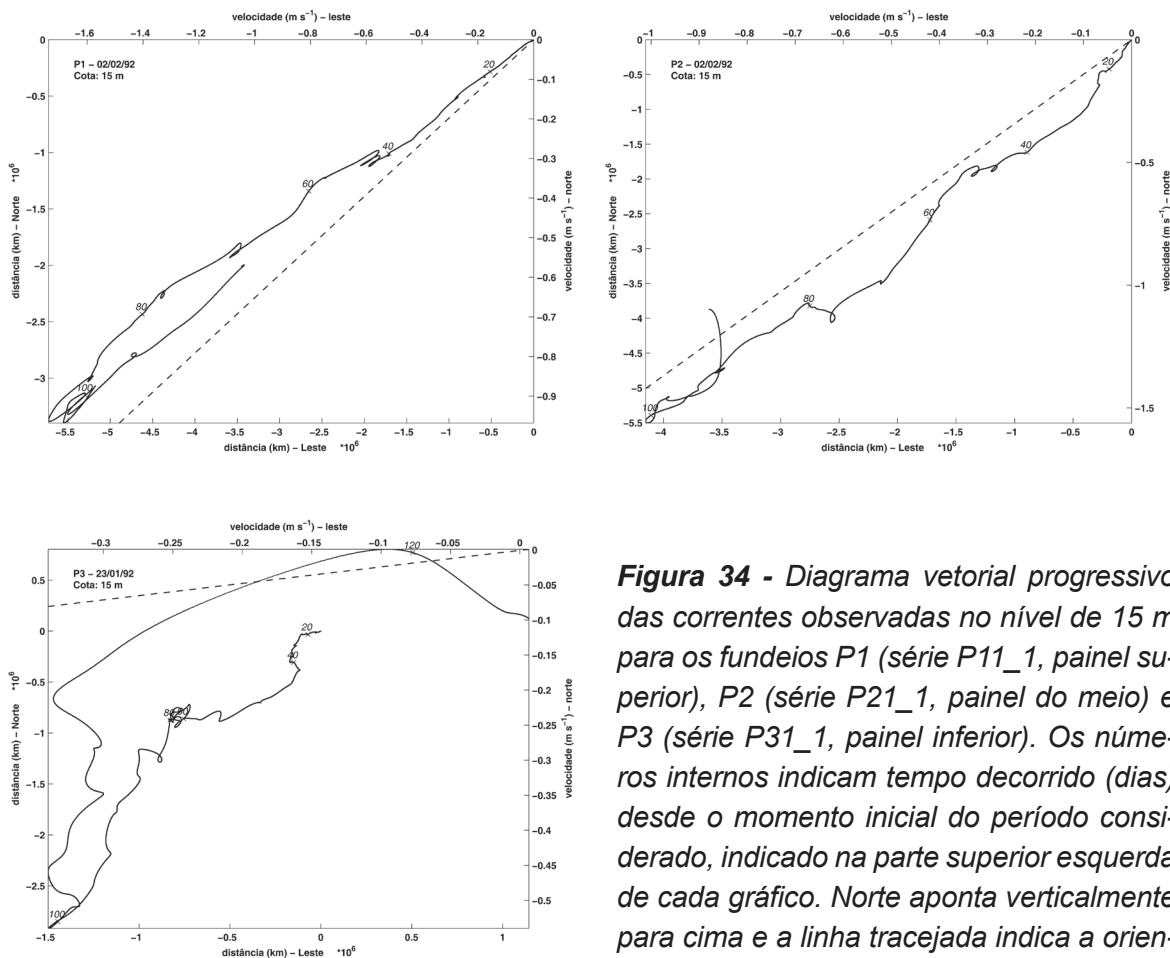


Figura 34 - Diagrama vetorial progressivo das correntes observadas no nível de 15 m para os fundeios P1 (série P11_1, painel superior), P2 (série P21_1, painel do meio) e P3 (série P31_1, painel inferior). Os números internos indicam tempo decorrido (dias) desde o momento inicial do período considerado, indicado na parte superior esquerda de cada gráfico. Norte aponta verticalmente para cima e a linha tracejada indica a orientação aproximada da isobatimétrica local.

A Figura 35 e a Figura 36 apresentam diagramas vetoriais progressivos para o fundeio PPG1. Durante junho e agosto de 2006 (série PPG1_1, Figura 35), no nível de 20 m, o deslocamento preponderante foi normal à isóbata local, intercalado com deslocamentos paralelos a esta, tanto na direção NE quanto SW. Já a 28 m, o deslocamento paralelo à isóbata local foi predominante, tanto na direção NE quanto SW. Entre setembro e dezembro de 2007 (série PPG1_2, Figura 36) a direção predominante do deslocamento foi para S-W tanto a 20 m quanto a 28 m de profundidade.

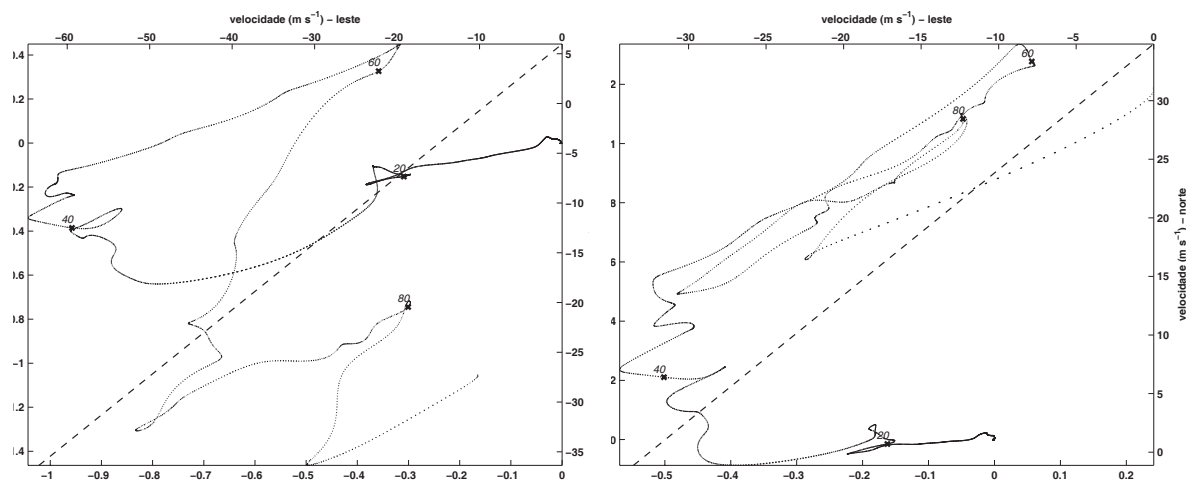


Figura 35 - Diagrama vetorial progressivo das correntes observadas no ponto PPG1, período 1 (PPG1_1), nos níveis de 20 m (painel superior) e 28 m (painel inferior). Os números internos indicam tempo decorrido (dias) desde o momento inicial do período considerado, indicando na parte superior esquerda de cada gráfico. Norte aponta verticalmente para cima e a linha tracejada localizada no interior de cada gráfico indica a orientação aproximada da isobatimétrica local.

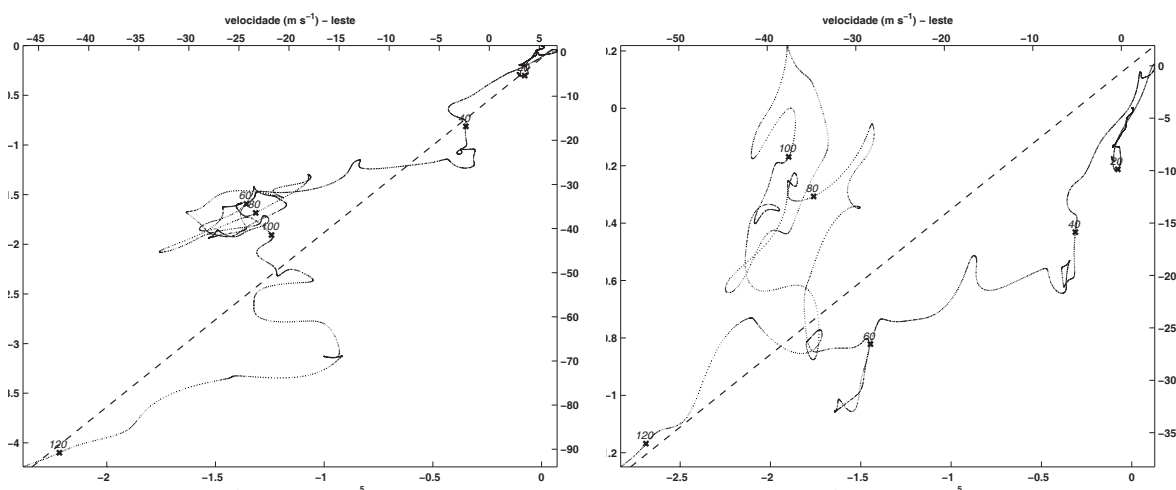


Figura 36 - Diagrama vetorial progressivo das correntes observadas no ponto PPG1, período 2 (PPG1_2), nos níveis de 20 m (painel superior) e 28 m (painel inferior). Os números internos indicam tempo decorrido (dias) desde o momento inicial do período considerado, indicando na parte superior esquerda de cada gráfico. Norte aponta verticalmente para cima e a linha tracejada localizada no interior de cada gráfico indica a orientação aproximada da isobatimétrica local.

Os dados dos fundeios P1, P2 e P3, bem como as análises efetuadas, mostram que, nas séries que abrangem períodos de inverno e primavera, o fluxo apresentou-se altamente polarizado na direção NE-SW em toda a coluna d' água, com sentido dominante para o quadrante S-W, tanto no fundeio P1 quanto no fundeio P2. Nestes mesmos pontos, nas séries amostradas em períodos de verão, a frequência

de ocorrência é menor na direção NE. A exceção ficou por conta das correntes a 15 e 35 m de profundidade, observadas no fundeio P3 durante março e maio de 1992 (séries P31_1 e P32_1). No fundeio PPG1, as correntes na camada superficial também se apresentam polarizadas, entretanto, durante a primavera (série PPG1_2), o fluxo apresentou-se polarizado apenas na direção SW. Além disso, no inverno, estas correntes podem fluir para NE com frequência de observação superior (no caso dos níveis de 16 e 20 m) ou similar a quando fluem para SW.

4.2 Correntes subinerciais

Nesta seção, as correntes de baixa frequência (períodos entre 2-3 e 10-15 dias), denominadas correntes subinerciais, serão analisadas. Para isso, os dados de corrente brutos foram filtrados utilizando um filtro passa-baixa, tipo Lanczos Quadrático, com frequência de corte associada ao período de 40 h (Walters e Heston, 1982) para retirar o sinal de maré e das oscilações inerciais das séries temporais (o período inercial local é de aproximadamente 32 h). Os primeiros momentos estatísticos para as séries filtradas de corrente são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3 - Primeiros momentos estatísticos para as séries correntográficas subinerciais filtradas com o filtro passa-baixa. U e V referem-se às componentes normal e paralela à isóbata local no Sistema Internacional de Unidades ($m s^{-1}$), respectivamente. Mín., Máx. e Méd. indicam o valor mínimo, máximo e médio da série, respectivamente; DP é o desvio padrão da média.

Série	Prof.	Dir. Max. Var.	Mín. U	Máx. U	Méd. U	DP U	Mín. V	Máx. V	Méd. V	DP V
P11_1	15	31°	-0,17	0,19	0,0	0,05	-0,68	0,55	0,11	0,19
P12_1	25	7°	-0,26	0,37	0,03	0,07	-0,47	0,50	-0,08	0,15
P12_2	25	28°	-0,21	0,25	-0,02	0,06	-0,61	0,55	-0,07	0,22
P13_1	35	17°	-0,17	0,14	0,0	0,4	-0,35	0,26	-0,09	0,10
P21_1	15	69°	-0,36	0,19	-0,03	0,07	-0,57	0,62	-0,09	0,16
P22_1	35	46°	-0,17	0,24	0,0	0,05	-0,56	0,37	-0,07	0,12
P21_2	15	71°	-0,31	0,32	-0,02	0,06	-0,69	0,62	-0,05	0,18
P22_2	35	70°	-0,34	0,22	-0,01	0,06	-0,55	0,59	-0,06	0,18
P21_3	15	60°	-0,22	0,17	-0,01	0,05	-0,70	0,17	-0,01	0,05
P22_3	35	54°	-0,19	0,17	0,0	0,05	-0,42	0,22	-0,09	0,11
P23_1	55	42°	-0,16	0,13	-0,01	0,04	-0,29	0,19	-0,06	0,08
P31_1	15	55°	-0,27	0,61	0,0	0,09	-0,42	0,89	0,0	0,15
P32_1	35	50°	-0,24	0,43	0,01	0,07	-0,36	0,68	0,0	0,10
P33_1	55	53°	-0,16	0,14	0,02	0,04	-0,30	0,23	-0,02	0,08
PPG11_1	16	48°	-0,52	0,41	-0,03	0,11	-0,40	0,31	-0,03	0,11
PPG12_1	20	47°	-0,49	0,50	-0,02	0,10	-0,39	0,28	-0,01	0,11
PPG13_1	24	42°	-0,39	0,48	-0,01	0,09	-0,31	0,29	0,0	0,09
PPG14_1	28	42°	-0,34	0,40	-0,01	0,08	-0,27	0,27	0,01	0,07
PPG11_2	16	89°	-0,38	0,36	-0,01	0,09	-0,37	0,47	-0,04	0,10
PPG12_2	20	67°	-0,38	0,30	-0,02	0,09	-0,41	0,45	-0,03	0,10
PPG13_2	24	60°	-0,39	0,30	-0,02	0,09	-0,46	0,43	-0,02	0,10
PPG14_2	28	56°	-0,41	0,32	-0,02	0,08	-0,39	0,40	-0,01	0,09

Analisando os dados da Tabela 3, verifica-se que, nos fundeios P1 e P2, as correntes paralelas à isobatimétrica local são mais intensas e apresentam maior variabilidade do que as correntes normais. Esse fato havia sido observado também para as séries brutas, não filtradas (Tabela 2). Nos fundeios P3 e PPG1 a média de ambas componentes do vetor velocidade é similar nos níveis da coluna de água analisados. Além disso, apresentam variabilidades também similares. Em todos os fundeios as médias calculadas apresentam, novamente, desvio padrão sempre superior à própria média. A redução de variância, obtida com a aplicação do filtro passa-baixa, é sistematicamente maior para as componentes normais do que para as componentes paralelas.

As distribuições temporais dos vetores velocidade de corrente subinercial são apresentadas entre a Figura 37 e a Figura 42. A variabilidade subinercial, já comentada como sendo a mais energética, aparece claramente nos diversos gráficos. Nos fundeios P1, P2 e P3 existe correlação visual entre eventos ocorridos nos diversos níveis. Essa correlação é constatada nas inversões de corrente que ocorrem no nível mais raso, as quais estão também quase sempre presentes nos dados dos correntógrafos mais profundos. Nota-se visualmente, entretanto, degradação da correlação para os dados coletados nas proximidades do fundo, devido à dinâmica nesses níveis ser afetada pela presença da camada limite de fundo. De qualquer forma, os dados sugerem comportamento aproximadamente barotrópico (pequeno cisalhamento vertical) para as correntes subinerciais. A direção predominante das correntes, em concordância com os resultados apresentados previamente, é no alinhamento NE-SW, com sugestão de que os eventos com sentido SW são, em geral, mais longos do que aqueles com sentido NE.

Comparando o número de eventos de inversão de corrente nas duas séries temporais disponíveis para o fundeio P2, verifica-se tendência para maior número de inversões no período compreendido entre julho e outubro de 1992 (Figura 40) do que entre fevereiro e abril (Figura 38).

No fundeio PPG1 (Figura 41 e Figura 42), as inversões de correntes são mais frequentes que aquelas que ocorrem nos fundeios P1 a P3. Na série PPG1_1 (Figura 41), as correntes fluem por períodos relativamente longos para NE, com intensidades menores do que quando fluem para SW. No período de observação da série PPG1_2 (Figura 42), as correntes subinerciais na camada superficial fluíram com maior frequência para SW, em concordância com resultados apresentados anteriormente.

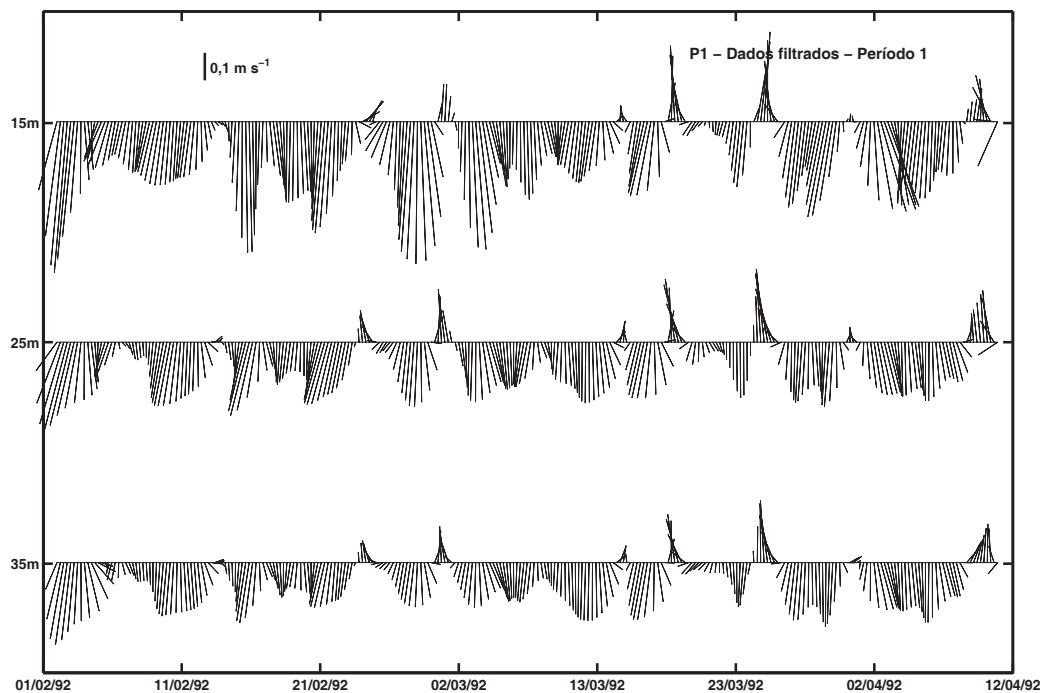


Figura 37- Distribuição temporal dos vetores velocidade de corrente filtrada no fundeio P1, entre fevereiro e abril de 1992. Os dados apresentados são rotacionados para a direção de maior variância em cada nível.

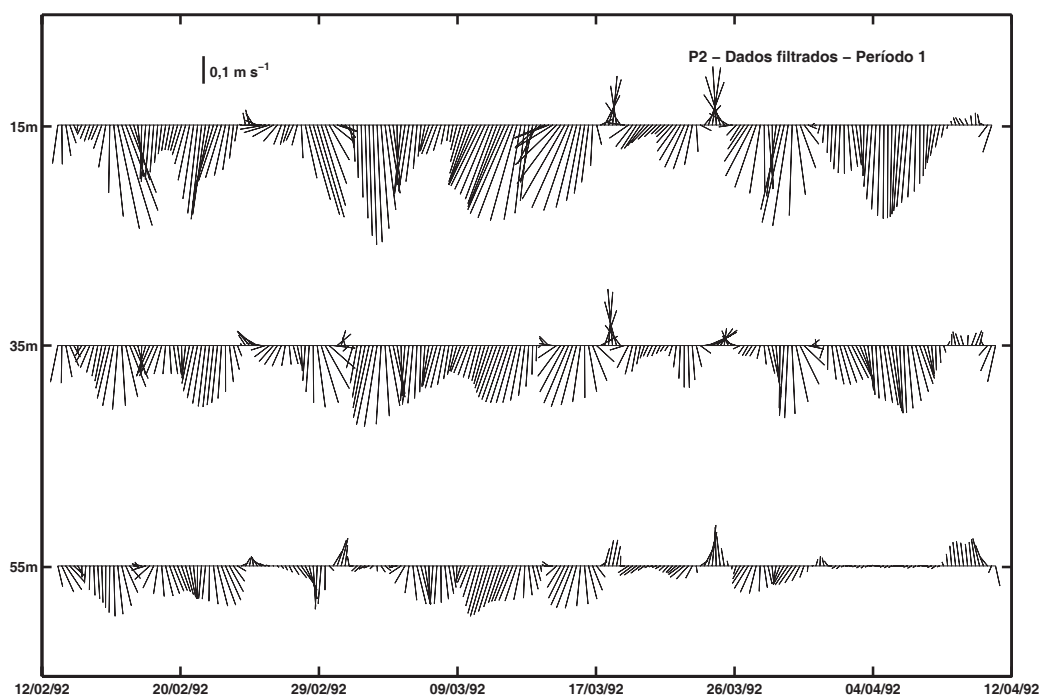


Figura 38 - Distribuição temporal dos vetores velocidade de corrente filtrada no fundeio P2, entre fevereiro e abril de 1992. Os dados apresentados são rotacionados para a direção de maior variância em cada nível.

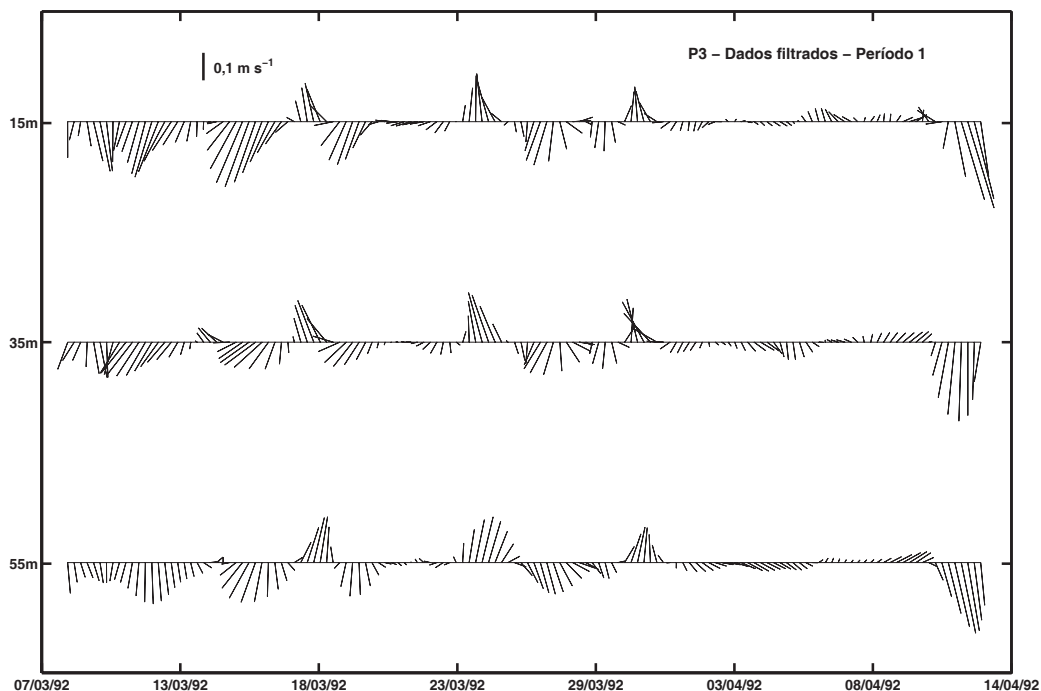


Figura 39 - Distribuição temporal dos vetores velocidade de corrente filtrada no fundeio P3, entre fevereiro e abril de 1992. Os dados apresentados são rotacionados para a direção de maior variância em cada nível.

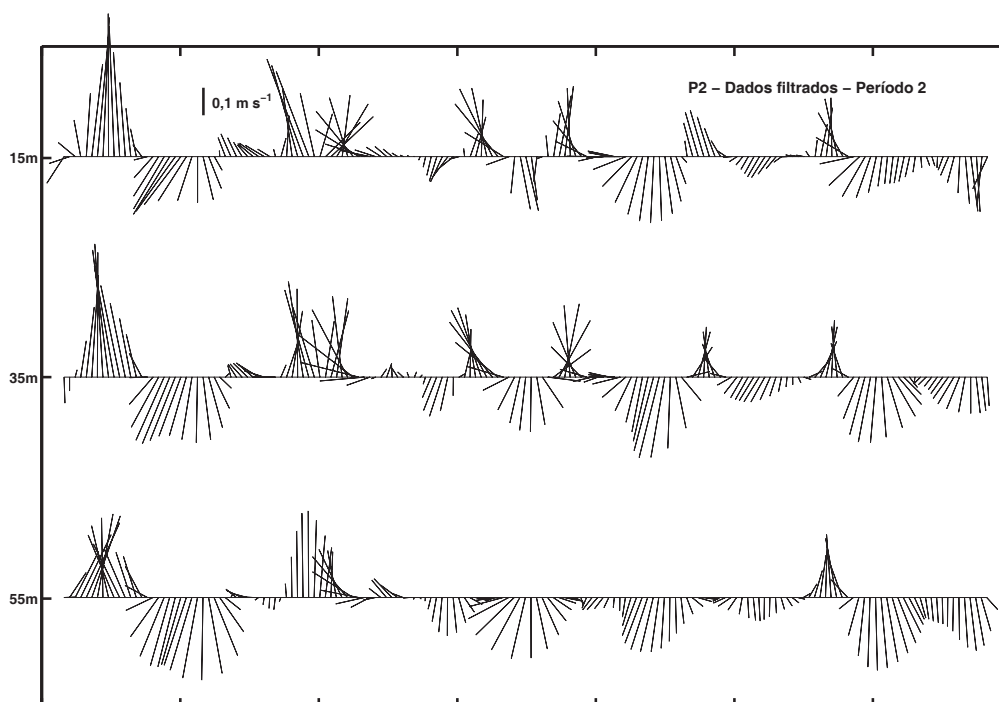


Figura 40 - Distribuição temporal dos vetores velocidade de corrente filtrada no fundeio P2, entre julho e outubro de 1992. Os dados apresentados são rotacionados para a direção de maior variância em cada nível.

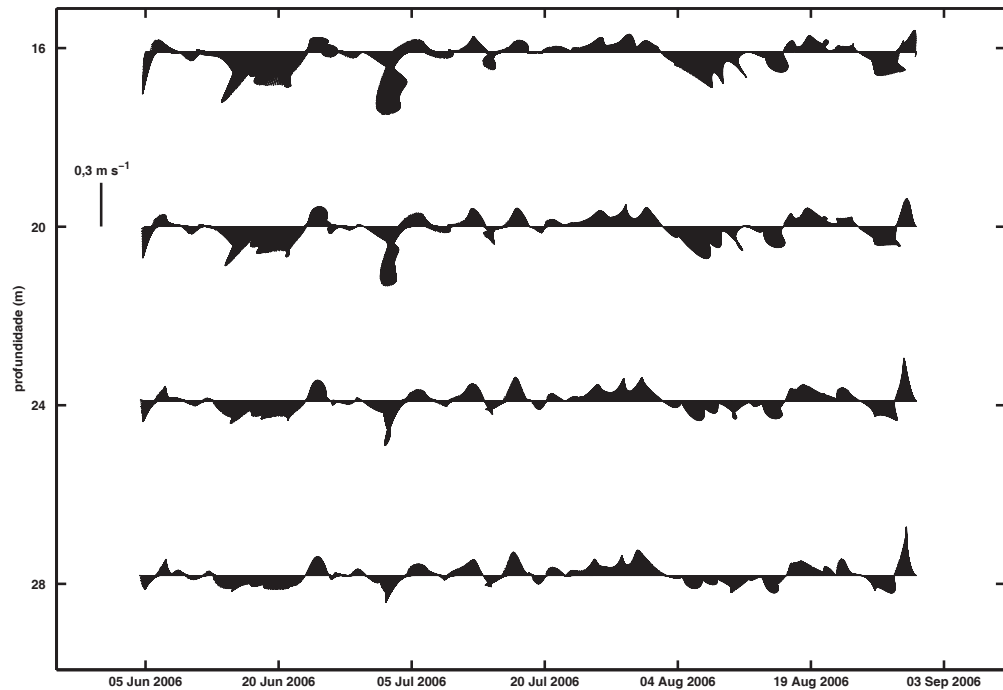


Figura 41 - Distribuição temporal dos vetores velocidade de corrente filtrada no fundo PPG1, período 1, entre junho e agosto de 2006. Os dados apresentados são rotacionados para a direção de maior variância em cada nível.

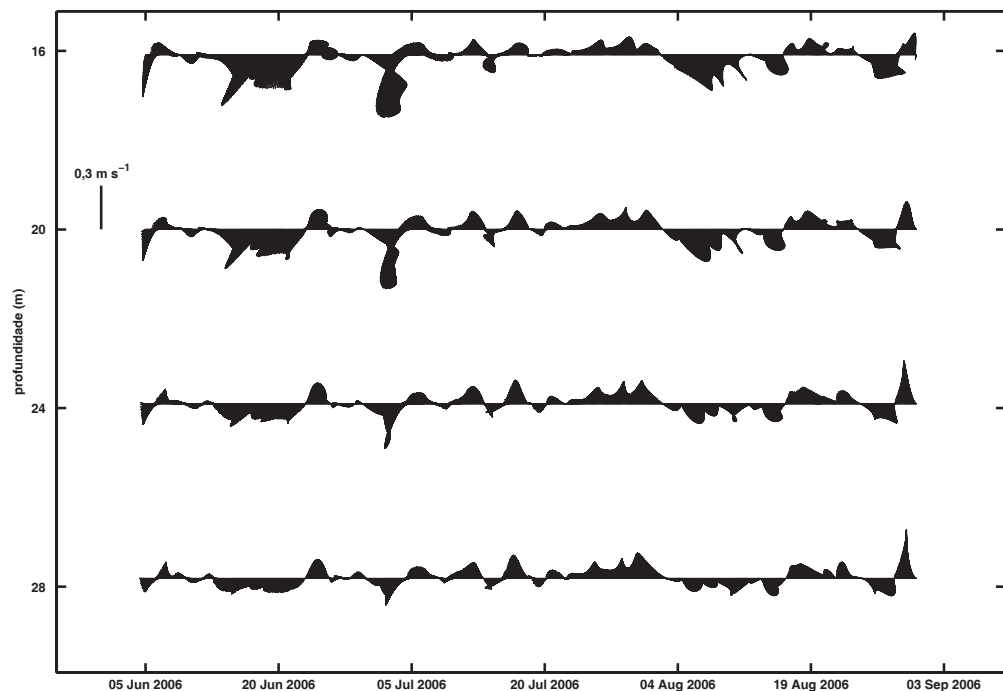


Figura 42 - Distribuição temporal dos vetores velocidade de corrente filtrada no fundo PPG1, período 2, entre setembro e dezembro de 2007. Os dados apresentados são rotacionados para a direção de maior variância em cada nível.

4.3 Correlações nos fundeios P1, P2 e P3

As correlações entre as correntes subinerciais normais e paralelas às isóbatas medidas pelos correntógrafos de um mesmo fundeio são exemplificadas na Figura 43 (fundeio P2) e na Figura 44 (fundeio P3). Para esta análise foi adotado o intervalo de confiança de 95%.

Resultados para o ponto P1 (não apresentados) foram similares aos do ponto P2. Neste último, a maior correlação foi obtida para as correntes paralelas às isóbatas, sendo 0,93 com lag de 1 h para as séries P21_1 e P22_1, 0,96 e lag de 1 h para as séries P21_2 e P22_2, e 0,88 e lag de 3 h para as séries P21_3 e P22_3. Os valores positivos de lag indicam liderança das correntes mais rasas. Apesar das correntes normais à topografia apresentarem menor correlação, esta foi sempre superior a 0,6 nos três períodos analisados.

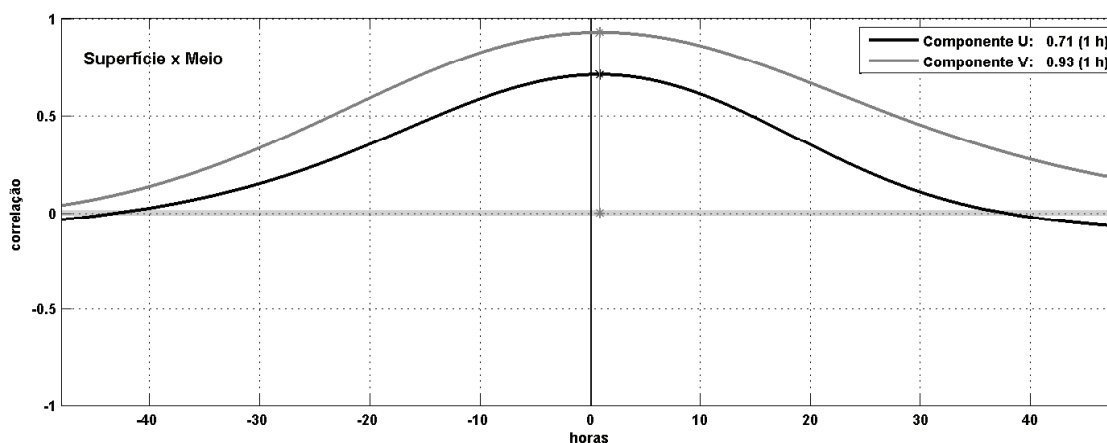


Figura 43 - Correlações entre as componentes de velocidade normal (linha preta) e paralela (linha cinza) à isóbata para dados do fundeio P2 (séries P21_1 e P22_1). Os valores de correlação máxima para cada componente, bem como da diferença de fase associada, estão indicados na caixa superior. O intervalo de confiança adotado foi de 95%. Valores positivos de lag entre as séries de dados indicam liderança das correntes superficiais.

No fundeio P3, assim como nos pontos P1 e P2, a maior correlação também foi obtida para as componentes paralelas às isóbatas (0,74 com lag de -1,5 h para as séries P31_1 e P32_1), havendo liderança das correntes do meio da coluna d'água. Entretanto, as componentes normais às isóbatas não apresentaram correlação significativa.

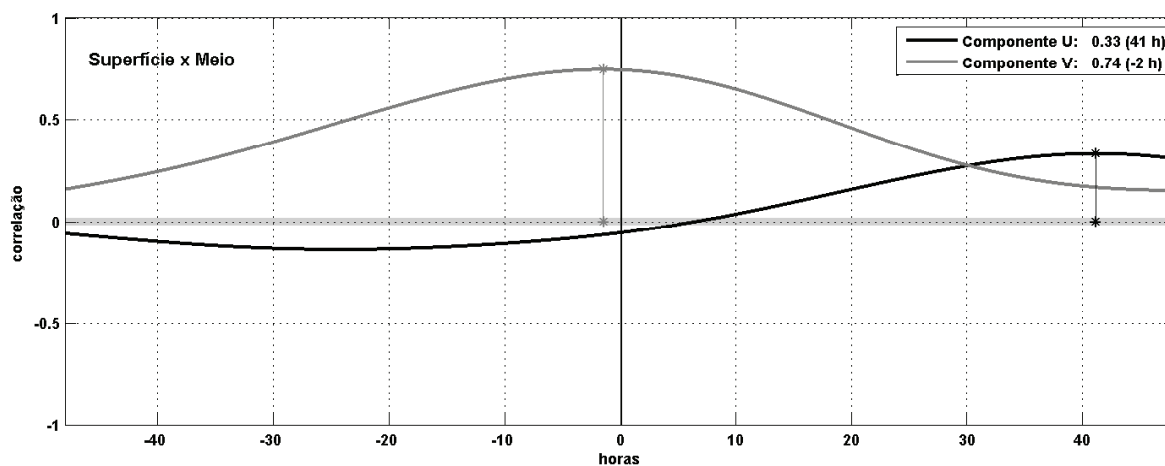


Figura 44 Correlações entre as componentes de velocidade normal (linha preta) e paralela (linha cinza) à isóbata para dados do fundeio P3 (séries P31_1 e P32_1). Os valores de correlação máxima para cada componente, bem como da diferença de fase associada, estão indicados na caixa superior. O intervalo de confiança adotado foi de 95%. Valores positivos de lag entre as séries de dados indicam liderança das correntes superficiais.

4.4 Correlações entre os fundeios P1, P2 e P3

As correlações entre correntes subinerciais observadas nos fundeios P1, P2 e P3 são mostradas na Figura 45 para o nível de 15 m. Para esta análise, os dados utilizados compreenderam o período de fevereiro a maio para os fundeios P1 e P2. Nas análises que envolviam os dados amostrados pelo fundeio P3, o período de dados utilizado foi de março a maio. Desta forma, as correlações foram calculadas para períodos em que houve coleta simultânea de dados (ver Tabela 1).

Neste período de alguns poucos meses, para as correntes paralelas às isóbatas, a maior correlação foi obtida entre os fundeios P1 e P2 e entre P2 e P3, com lag variando entre 2 h (entre P1 e P2) e 10 h (entre P2 e P3), com liderança no tempo do fundeio localizado mais a nordeste em cada par. Para a mesma componente, a correlação foi negativa entre os fundeios P1 e P3, com lag de 31 h, P3 liderando. Para as correntes normais às isóbatas, a maior correlação ocorreu entre os fundeios P1 e P2 e entre P2 e P3. Entretanto, os coeficientes de correlação foram inferiores àqueles obtidos para a componente paralela às isóbatas.

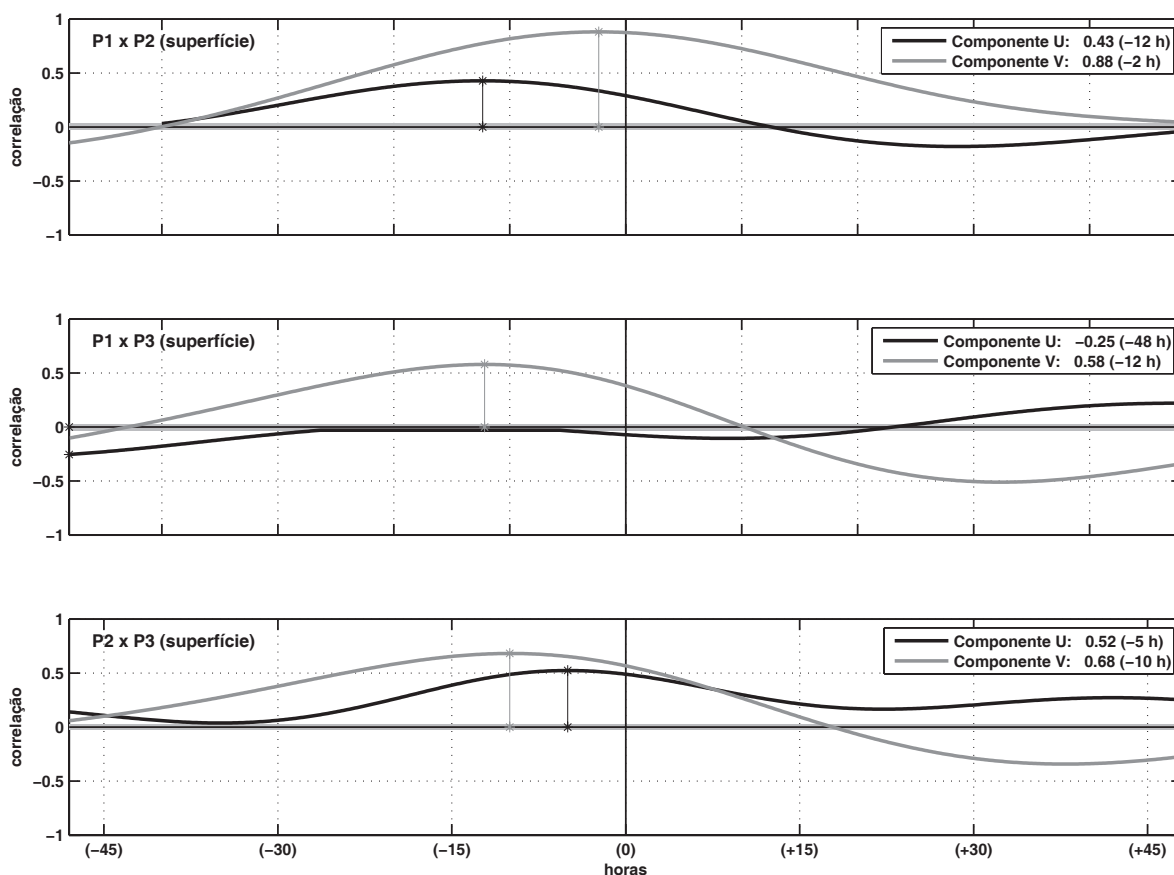


Figura 45 - Correlações entre as componentes de velocidade paralela e normal à isóбата para os dados provenientes dos fundeios P1 (série P11_1), P2 (série P21_1) e P3 (série P31_1), amostrados no nível de 15 m: correlação entre P1 e P2, painel superior; entre P1 e P3, painel do meio e entre P2 e P3, painel inferior. Os valores de correlação máxima para cada componente, bem como da diferença de fase associada, estão indicados na caixa superior. O intervalo de confiança adotado foi de 95%. Valores positivos de lag entre as séries de dados indicam liderança das correntes amostradas no fundeio P1, no caso dos resultados apresentados nos painéis superior e do meio, e no fundeio P2, para os resultados do painel inferior.

À meia água e nas proximidades do fundo, as componentes paralelas às isóbatas (não mostrado) também apresentam correlação significativa entre os fundeios. Nesses níveis inferiores, a maior e a menor correlações calculadas foram 0,88 (lag de 2 h) e 0,72 (lag de 8 h), ambas à meia água, entre os fundeios P1 e P2, e P2 e P3, respectivamente. Em todas as correlações, a liderança foi sempre para os dados coletados mais a nordeste dentro de cada par. Para as correntes normais às isóbatas (não mostrado), os coeficientes de correlação foram inferiores àqueles obtidos para as correntes paralelas: 0,64 (lag de 9 h, meia água) e 0,27 (lag de 15 h, próximo ao fundo) para os fundeios P2 e P3, e P1 e P3, respectivamente.

Apesar das correlações das correntes observadas entre P1 e P3 terem passado no intervalo de confiança adotado (95%), verifica-se que, comparativamente aos resultados da análise para P1/P2 e P2/P3, os valores de correlação mais baixos e os altos lags demonstram menor acoplamento entre as correntes observadas nestes fundeios.

4.5 Funções empíricas ortogonais

Funções Empíricas Ortogonais (FEO) no domínio de tempo (Wallace e Dickinson, 1972; Wang, 1979; Halliwell e Allen, 1984) foram calculadas para cada uma das componentes de corrente, para um mesmo fundeio e uma mesma época. As FEO estimadas correspondem a dados coletados entre fevereiro e abril de 1992 nos fundeios P1, P2 e P3; para o fundeio P2 também foi possível determiná-las para o período de julho a setembro de 1992. A aplicação deste método fornece informações dos modos estatísticos, e por inferência dos modos dinâmicos, relevantes para interpretação das correntes.

Os resultados para o fundeio P1 (Figura 46) mostram que, para a corrente paralela o primeiro modo empírico (M1) explica 94,7% da variância de todos os registros de velocidade; o segundo (M2) e terceiro (M3) modos empíricos explicam 4,8% e 0,4%, respectivamente. O primeiro modo empírico apresenta ligeiro aumento em direção ao fundo na amplitude do autovetor. O segundo modo empírico tem amplitude maior na menor e na maior profundidade, havendo mudança de sinal abaixo da profundidade intermediária. Para a corrente normal, apesar de haver uma diminuição da importância do primeiro modo empírico, explicando 73,8% da variância, ocorre aumento notável da variância para o segundo (20,4%) e terceiro (5,7%) modos empíricos.

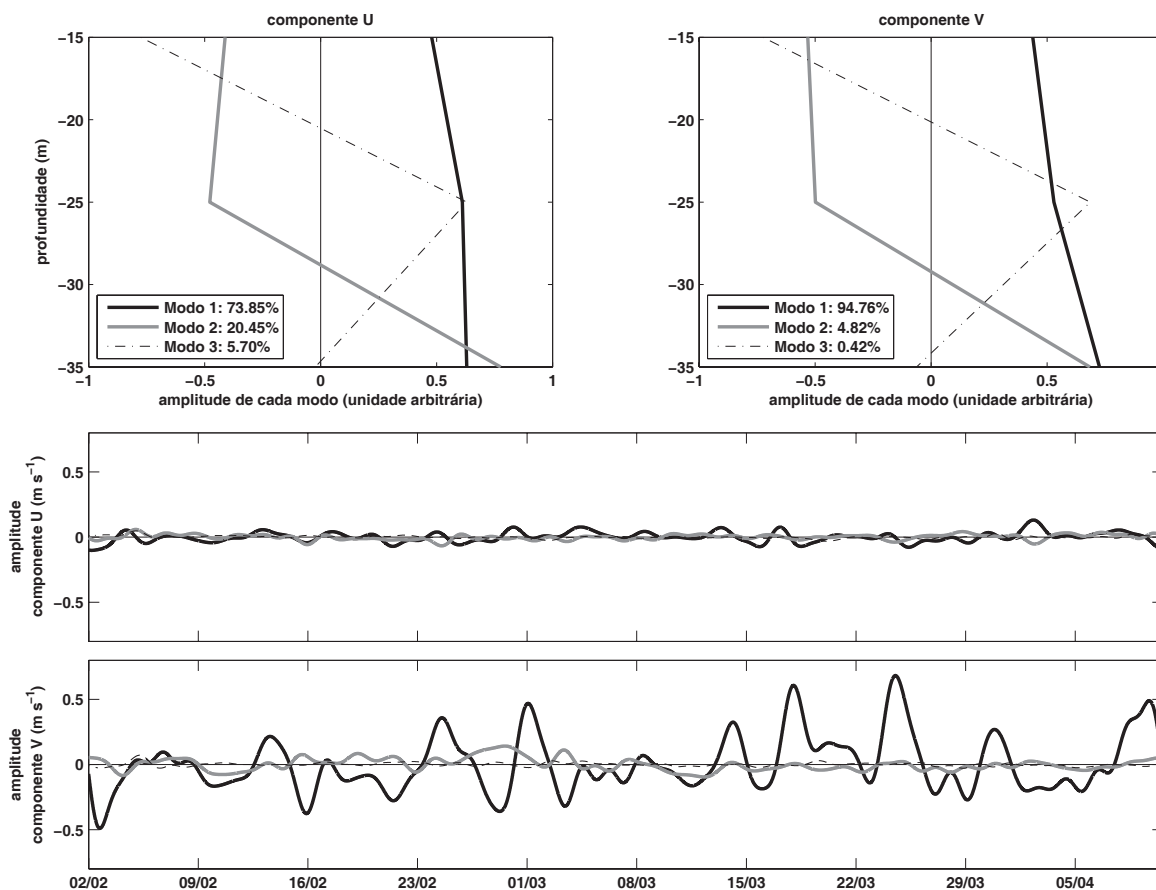


Figura 46 - Funções Empíricas Ortogonais para os dados correntográficos do fundeio P1 no período de fevereiro a abril de 1992. Painéis superiores indicam a porcentagem de variância explicada por cada um dos modos empíricos (M1, M2 e M3) na componente normal (esquerdo) e paralela (direito) à isóbata. Já os dois painéis inferiores apresentam a amplitude do autovetor de cada um dos modos, em unidades arbitrárias para cada uma das componentes do vetor velocidade.

Entre fevereiro e abril de 1992, no fundeio P2, o primeiro modo empírico é dominante para as correntes paralelas e normais, explicando 88,1% e 78,0% da variância, respectivamente (Figura 47). Assim como observado no fundeio P1 (Figura 46), o primeiro modo empírico não apresenta mudança de sinal na coluna de água. O segundo modo empírico muda de sinal entre os correntógrafos situados a 15 m e a 55 m no caso da componente normal às isóbatas, e abaixo de 35 m no caso da componente paralela.

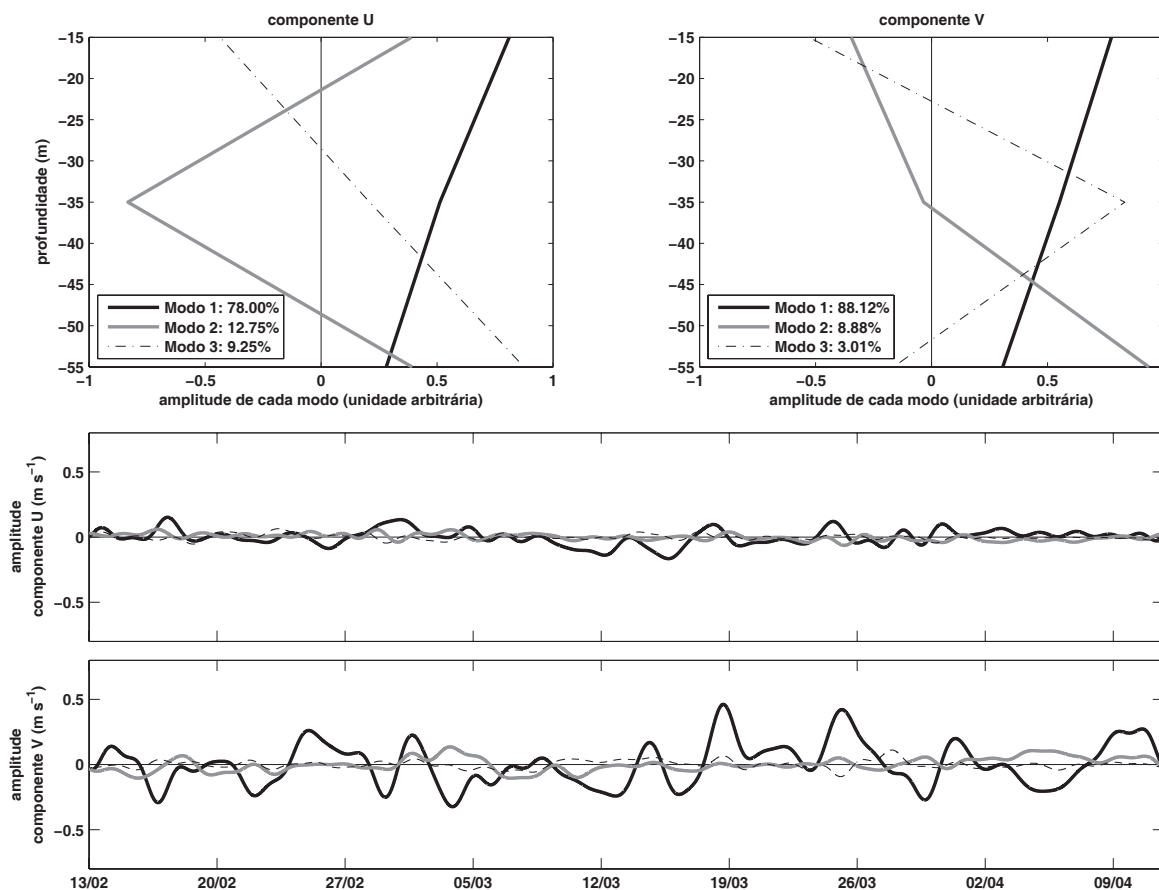


Figura 47 - Funções empíricas ortogonais para os dados correntográficos do fundeio P2 no período de fevereiro a abril de 1992. Painéis superiores indicam a porcentagem de variância explicada por cada um dos modos empíricos (M1, M2 e M3) na componente normal (esquerdo) e paralela (direito) à isóbata. Já os dois painéis inferiores apresentam a amplitude do autovetor de cada um dos modos, em unidades arbitrárias para cada uma das componentes do vetor velocidade.

Entre julho e setembro de 1992, no fundeio P2 (Figura 48), há um pequeno acréscimo na importância do primeiro modo empírico para a corrente paralela, comparativamente ao período analisado anteriormente (Figura 47). A distribuição vertical da amplitude dos modos é, entretanto, muito parecida nos dois períodos do ano para a corrente paralela à isóbata local. Para a corrente normal, a variação entre estes dois períodos é maior: o segundo modo muda de sinal próximo a 35 m.

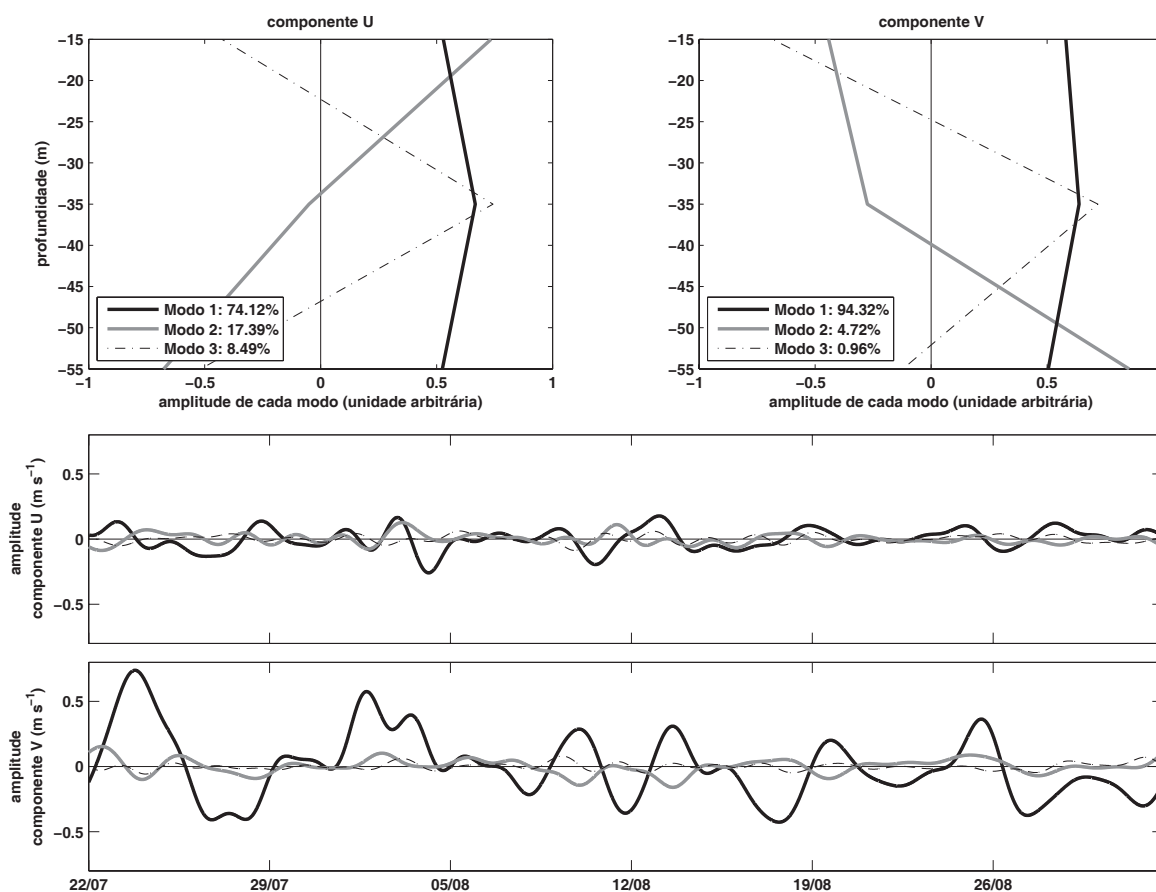


Figura 48 Funções empíricas ortogonais para os dados correntográficos do fundeio P2 no período de julho a setembro. Painéis superiores indicam a porcentagem de variância explicada por cada um dos modos empíricos (M1, M2 e M3) na componente normal (esquerdo) e paralela (direito) à isóbata. Já os dois painéis inferiores apresentam a amplitude do autovetor de cada um dos modos, em unidades arbitrárias para cada uma das componentes do vetor velocidade.

Os resultados para o fundeio P3 (Figura 49) mostram que, para a corrente paralela, o primeiro modo empírico representa 94,3% da variância de todos os registros de velocidade; o segundo modo empírico representa 4,5% e o terceiro 1,2%. O segundo modo empírico tem maior amplitude em 15 m, ocorrendo mudança de sinal entre 35 m e 55 m. Para a corrente normal, apesar de haver uma diminuição da importância do primeiro modo empírico, explicando 80,4% da variância, ocorrem aumentos para o segundo (10,6%) e terceiro (9,0%) modos empíricos.

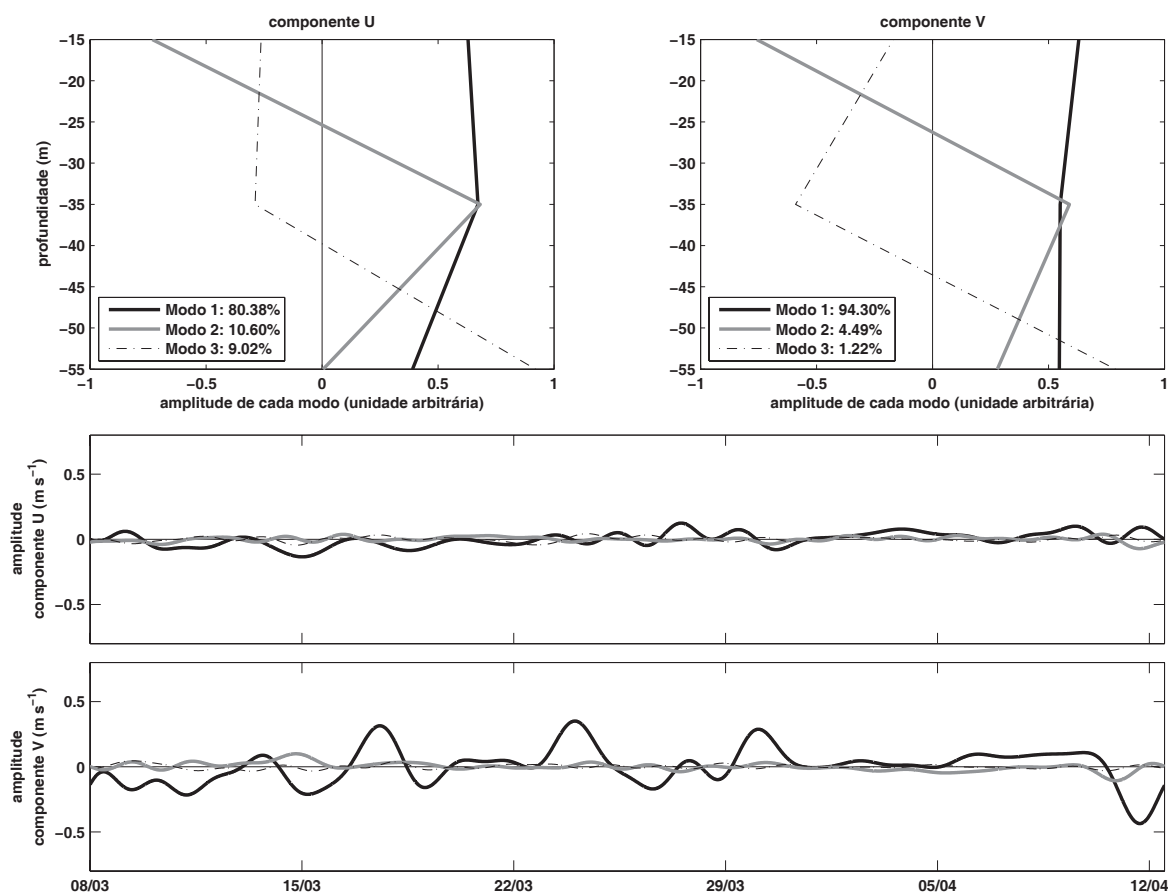


Figura 49 - Funções empíricas ortogonais para os dados correntográficos do fundeio P3 no período de março a abril de 1992. Painéis superiores indicam a porcentagem de variância explicada por cada um dos modos empíricos (M1, M2 e M3) na componente normal (esquerdo) e paralela (direito) à isóbata. Já os dois painéis inferiores apresentam a amplitude do autovetor de cada um dos modos, em unidades arbitrárias para cada uma das componentes do vetor velocidade.

Assim, o quadro geral que emerge dessa análise em funções empíricas ortogonais é a dominância do primeiro modo empírico para as correntes paralelas à topografia nos fundeios P1, P2 e P3, explicando sempre mais do que 85% da variância observada. A ausência de mudança de sinal desse modo ao longo da coluna de água, bem como os resultados anteriores que mostraram pequeno cisalhamento vertical entre as correntes, sugere a identificação desse modo empírico com o modo dinâmico barotrópico. Para as correntes normais às isóbatas nestes fundeios, por outro lado, ainda há dominância do primeiro modo empírico, notando-se, entretanto, aumento da importância do segundo e terceiro modos empíricos, comparativamente com as correntes paralelas. Assim, a importância do segundo

modo empírico, que pode ser identificado com o modo dinâmico denominado primeiro modo baroclínico, é maior para as correntes perpendiculares do que para as correntes paralelas.

4.6 - Autoespectros de correntes

Os autoespectros para as correntes subinerciais paralelas e normais às isóbatas nos fundeios P1, P2, P3 e PPG1 (Figura 50 e Figura 51) não revelaram máximos de energia significativos devido, provavelmente, ao comprimento insuficiente de muitas das séries temporais analisadas, como exemplificado na Figura 50. Apenas na análise da série mais longa (PPG1_2), um pico com período pouco maior do que 2 dias pôde ser identificado em ambas componentes da corrente, além de um pico de 4 dias na componente normal às isóbatas (Figura 51). Nos fundeios P1, P2 e P3, os resultados mostram que a energia das componentes de velocidade paralelas é pelo menos uma ordem de grandeza maior do que a das componentes normais (Figura 50). Já no fundeio PPG1, as componentes têm energias similares (Figura 51).

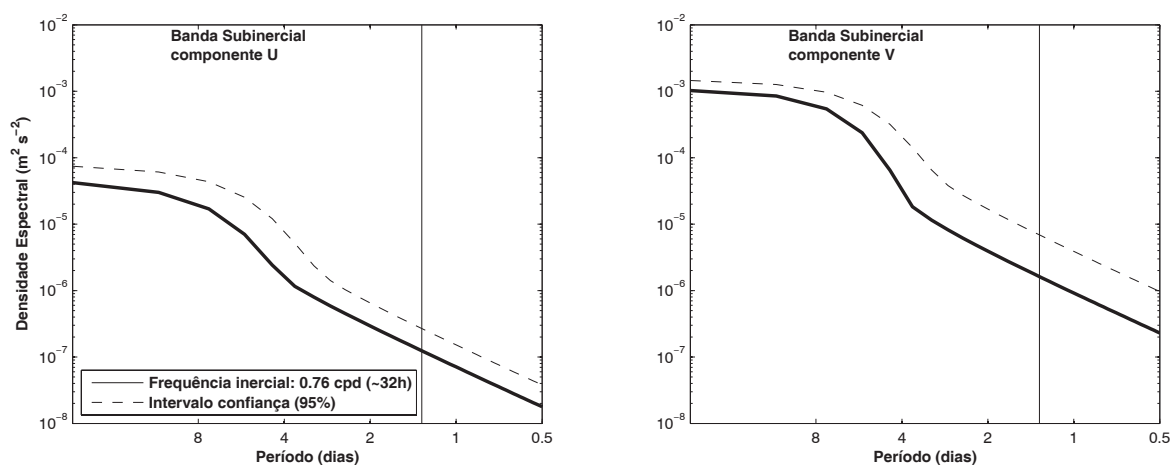


Figura 50 - Espectros de energia para a corrente normal (esquerda) e paralela (direita) à isóбата, medida a 15 m de profundidade no fundeio P1 (série P11_1). A linha tracejada indica o intervalo de confiança igual a 95%.

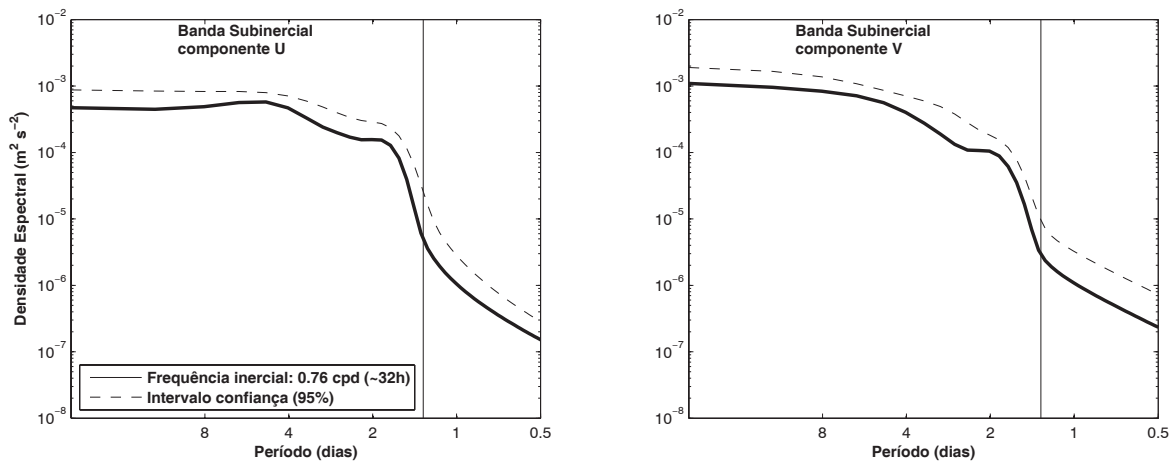


Figura 51 - Espectros de energia ($m^2 s^{-2}$) para a corrente normal (esquerda) e paralela (direita) à isóbata, medida a 16 m de profundidade no fundeio PPG-1 (série PP2_1). A linha tracejada indica o intervalo de confiança igual a 95%.

4.7 - Ventos

Uma característica marcante das plataformas continentais não estreitas é a resposta de suas águas a ventos superficiais com escala temporal sazonal e sinótica (Castro, 1997). Dependendo da combinação entre a largura e a topografia da plataforma continental, e a intensidade, a direção e a persistência da tensão de cisalhamento do vento, as correntes geradas podem ser as mais energéticas na PCBC. Essas correntes são, em geral, paralelas às isóbatas para manter o balanço geostrófico na direção normal à topografia.

Não há dados meteorológicos observacionais coletados sobre a PCBC. Por isso, com o objetivo de correlacionar as correntes observadas nos pontos P1, P2, P3 e PPG1 com o vento, dados do NECP/DOE Reanalysis -2 (Kanamitsu et al., 2002) foram empregados. Estes dados têm intervalo amostral de 6 h e resolução espacial original de 2,125°, tendo sido interpolados para cada 0,5°.

A fim de descrever a variabilidade sazonal dos ventos, a Tabela 4 apresenta a estatística para os períodos de 02/02/1992 a 23/05/1992 e de 22/07/1992 a 14/10/1992, enquanto que a Figura 52 apresenta os vetores médios calculados para os mesmos períodos.

Tabela 4 - Primeiros momentos estatísticos para as séries de vento. UEO e VNS referem-se às componentes zonal (E-O) e meridional (N-S), respectivamente, no Sistema Internacional de Unidades ($m s^{-1}$). Mín., Máx. e Méd. indicam o valor mínimo, máximo e médio da série, respectivamente; DP é o desvio padrão da média.

Período	Mín. UEO	Máx. UEO	Méd. UEO	DP UEO	Mín. VNS	Máx. VNS	Méd. VNS	DP VNS
02.02.1992-23.05.1992	-13,54	13,83	-2,75	3,12	-15,96	11,17	-2,24	4,05
22.07.1992-14.10.1992	-13,05	15,84	-3,26	3,70	-16,22	15,51	-0,44	5,52

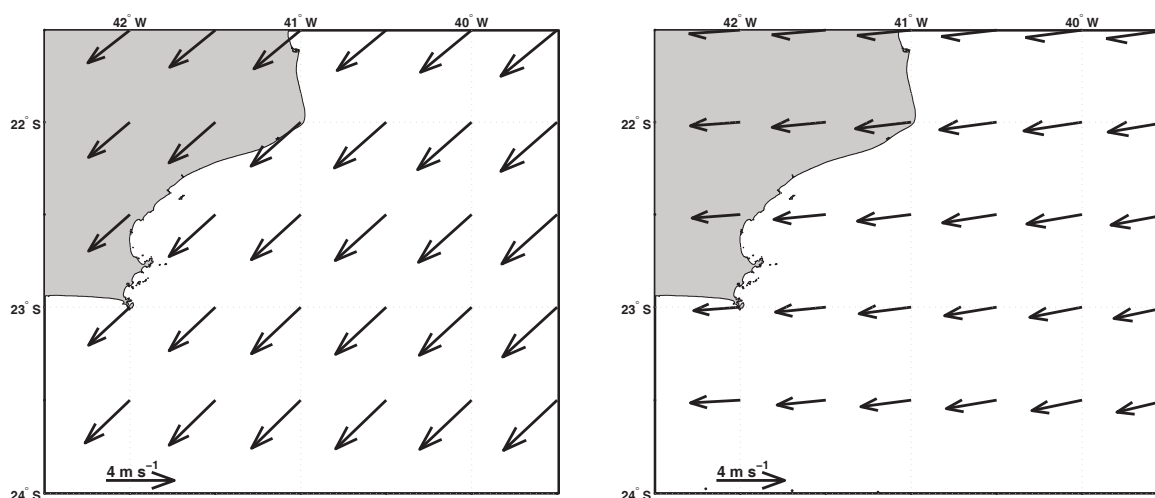


Figura 52 - Ventos médios para o período de 02.02.1992 a 23.05.1992 (painel da esquerda) e 22.07.1992 a 14.10.1992 (painel da direita) na BC. A escala dos vetores está indicada no canto inferior esquerdo de cada figura.

A região da BC em estudo está meteorologicamente situada na parte oeste do giro anticiclônico conhecido como Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS, Figura 52). Em geral, esse giro é caracterizado por ventos provenientes de sudeste-nordeste soprando em direção à costa entre 15 e 25°S, e ventos provenientes de sudoeste-noroeste soprando para o largo entre as latitudes de 35 e 40°S (Castro, 1997). Como indicado pelos dados analisados do NCEP/DOE, o padrão de ventos oscila sazonalmente, de acordo com a posição da ASAS. Entre fevereiro e maio a ASAS está mais próxima do continente sul americano, resultando em ventos predominantes provenientes de NE (painel da esquerda, Figura 52). O afastamento da ASAS nos meses de inverno é refletido na direção e intensidade dos ventos: estes sopram predominantemente de leste e diminuem de intensidade (painel da direita, Figura 52).

Os autoespectros para as componentes zonal e meridional do vetor velocidade do vento na banda subinercial durante o ano de 1992 (Figura 53) mostram a presença de oscilações sinóticas com períodos entre 2 e 10 dias. Pode-se notar, ainda, que ambas componentes têm espectro de energia similar.

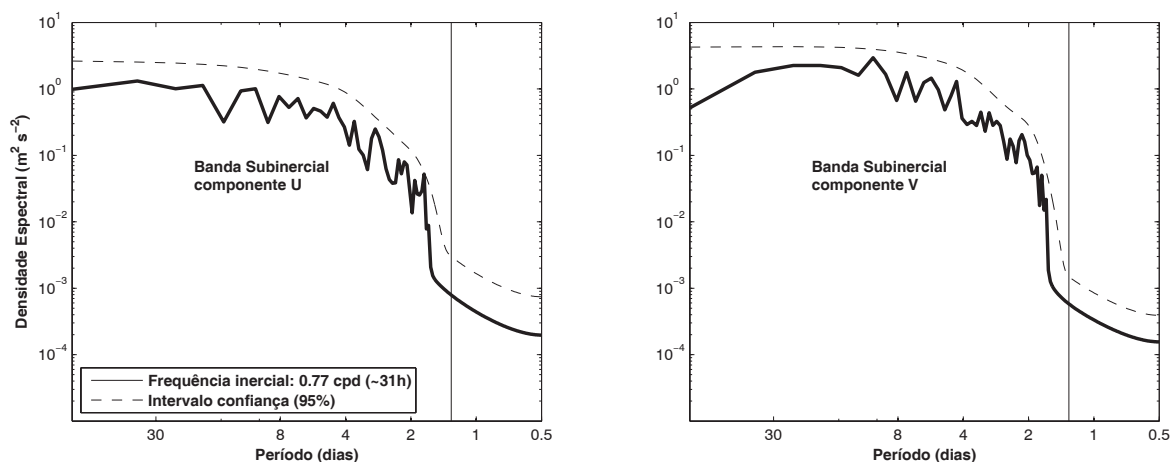


Figura 53 - Espectros de energia para a componente zonal (esquerda) e meridional (direita) da velocidade do vento para o período de 01.01.1992 a 31.12.1992. A linha tracejada indica o intervalo de confiança igual a 95%.

Oscilações sinóticas estão, em geral, associadas à passagem de sistemas meteorológicos frontais (frentes frias), sendo estes as perturbações meteorológicas em escala sinótica mais importantes sobre a PCBC. Esses sistemas propagam-se em direção ao Equador, apresentando deslocamento preferencial de SW para NE ao longo da costa leste do Brasil. Em geral, atingem a latitude de 20°S com pouca energia, embora possam atingir latitudes menores, especialmente durante o inverno (Kousky, 1979).

4.8 - Correlações entre ventos e correntes

Para esta análise, utilizamos as séries de correntes subinerciais e de ventos filtrados com o mesmo filtro passa-baixa já apresentado, a fim de focar a análise na banda subinercial. A correlação entre estes dados foi feita seguindo os períodos de dados amostrados para cada série listados na Tabela 1.

As correlações entre corrente e vento mostram que, para lags de tempo realistas (máximo de $\pm 1,5$ dias, considerando o valor do período inercial local), as maiores correlações para os pontos P1, P2 e P3 ocorrem entre as componentes paralelas à topografia da corrente e dos ventos, conforme exemplificado na Figura

54. Entretanto, para muitas das séries de correntes não há máximos de correlação bem definidos para nenhum lag realista e, além disso, muitos dos valores de correlação são marginalmente significativos. Esse quadro geral para a PCBC, baixas correlações entre vento e corrente, ausência na maior parte dos casos de máximos de correlação e geralmente liderança do vento foi observado também por Santos (2009) para dados correntográficos obtidos de fundeios situados ao largo de Arraial do Cabo (PS-PCBC). Em PPG1, para lags realistas, não são observadas correlações significativas entre ventos e correntes.

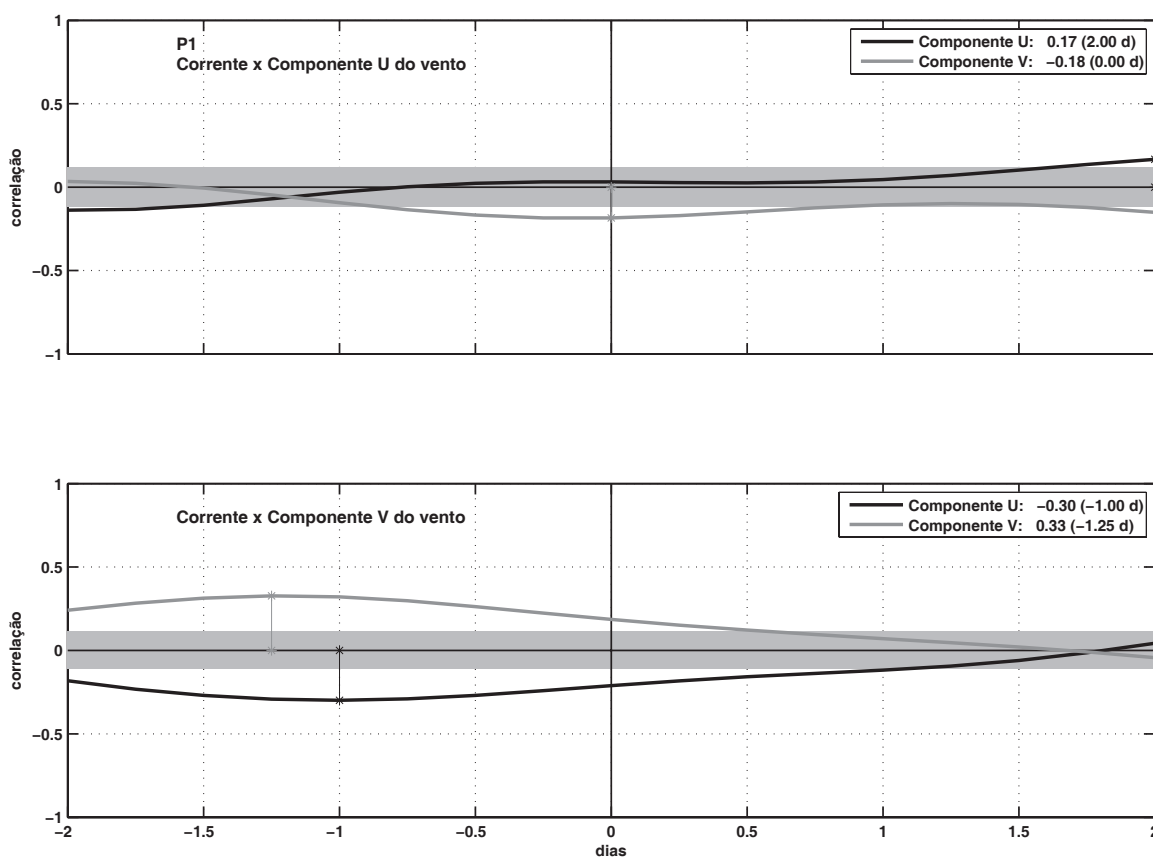


Figura 54 - Correlação entre ventos e correntes à meia água no ponto P1, período 1 (P12_1). Figura superior: componentes de corrente normal (u) e paralela (v) à topografia e vento normal à topografia; figura inferior: componentes de corrente normal (u) e paralela (v) à topografia e vento paralelo à topografia. O intervalo de confiança adotado foi de 95% (área sombreada em cinza). Valores positivos de lag indicam liderança do vento em relação às correntes.

As baixas correlações entre ventos e correntes para medições sobre a plataforma continental (P1, P2 e P3) podem ser devidas tanto ao pequeno comprimento das séries de tempo quanto a outros processos forçantes com escala temporal no mínimo subinercial, que não o vento local. Castro e Lee (1995) mostraram que Ondas de Plataforma Continental que se propagam em direção ao equador, geradas remotamente ao sul da PCSE, são responsáveis pela maior parte da variabilidade subinercial da elevação da superfície do mar até Cabo Frio. Essas ondas confinadas na plataforma continental, com períodos entre 4 e 12 dias, foram observadas também em dados correntográficos por Dottori e Castro (2009) ao largo da costa do Estado de São Paulo. Há possibilidade que tais ondas, que certamente atingem Cabo Frio, continuem se propagando em direção ao extremo norte da PCBC. Se esse for o caso, então as correlações entre as correntes medidas e os ventos locais ficam degradadas.

A posição de PPG1, na quebra da PCBC, indica a possibilidade que oscilações de meso-escala da CB, que em geral têm escala temporal maior que algumas poucas semanas, forcem as variabilidades subinerciais observadas nas correntes medidas. A influência dessas variabilidades da CB na dinâmica das águas situadas nas posições P1, P2 e P3 ainda não está definida. Entretanto, dadas as baixas correlações entre ventos e correntes que obtivemos, há possibilidade que na relativamente estreita PCBC essa influência atinja até regiões médias da plataforma continental, o que não é observado mais ao sul, na larga PCSE.

5. Correntes suprainerciais

Os primeiros momentos estatísticos para as correntes suprainerciais, ou maregráficas, são apresentados na Tabela 5. Na direção paralela à costa as correntes máximas são significativamente menores do que as correntes subinerciais (Tabela 4), particularmente nos fundeios que estiveram situados sobre a PCBC (P1, P2 e P3).

Tabela 5 - Primeiros momentos estatísticos para as correntes suprainerciais. U e V são a componente normal e paralela à isóbata local, respectivamente, no Sistema Internacional de Unidades ($m\ s^{-1}$). Mín., Máx. e Méd. indicam o valor mínimo, máximo e médio da série, respectivamente; DP é o desvio padrão da média.

Série	Prof.	Mín. U	Máx. U	Méd. U	DP U	Mín. V	Máx. V	Méd. V	DP V
P11_1	15	-0,14	0,14	0,0	0,03	-0,31	0,22	0,0	0,05
P12_1	25	-0,18	0,19	0,0	0,04	-0,15	0,20	0,0	0,03
P12_2	25	-0,15	0,20	0,0	0,04	-0,29	0,32	0,0	0,05
P13_1	35	-0,13	0,11	0,0	0,03	-0,15	0,12	0,0	0,02
P21_1	15	-0,18	0,16	0,0	0,04	-0,28	0,26	0,0	0,04
P22_1	35	-0,20	0,26	0,0	0,03	-0,25	0,17	0,0	0,03
P21_2	15	-0,18	0,23	0,0	0,04	-0,25	0,20	0,0	0,05
P22_2	35	-0,20	0,18	0,0	0,04	-0,20	0,22	0,0	0,04
P21_3	15	-0,18	0,19	0,0	0,03	-0,18	0,17	0,0	0,04
P22_3	35	-0,12	0,15	0,0	0,03	-0,11	0,17	0,0	0,03
P23_1	55	-0,17	0,10	0,0	0,02	-0,11	0,12	0,0	0,02
P31_1	15	-0,22	0,30	0,0	0,04	-0,23	0,26	0,0	0,05
P32_1	35	-0,21	0,17	0,0	0,03	-0,16	0,22	0,0	0,04
P33_1	55	-0,10	0,09	0,0	0,02	-0,14	0,10	0,0	0,03
PPG11_1	16	-0,29	0,49	0,0	0,06	-0,21	0,22	0,0	0,06
PPG12_1	20	-0,33	0,55	0,0	0,06	-0,21	0,22	0,0	0,06
PPG13_1	24	-0,31	0,48	0,0	0,05	-0,25	0,19	0,0	0,05
PPG14_1	28	-0,25	0,39	0,0	0,05	-0,27	0,18	0,0	0,05
PPG11_2	16	-0,21	0,30	0,0	0,06	-0,22	0,31	0,0	0,07
PPG12_2	20	-0,22	0,21	0,0	0,06	-0,25	0,30	0,0	0,06
PPG13_2	24	-0,23	0,19	0,0	0,05	-0,33	0,29	0,0	0,06
PPG14_2	28	-0,22	0,21	0,0	0,05	-0,28	0,27	0,0	0,06

Os autoespectros para as componentes de velocidade suprainercial paralela e normal nos fundeios P1, P2, P3 e PPG1 revelaram, como era esperado, dois picos principais: diurno e semidiurno, como exemplificado na. No fundeio P1, localizado mais próximo à costa (Figura 55), o pico semidiurno da componente normal à isóbata pode ter, ainda, contribuição da brisa marinha como forçante (Franchito et al., 1998).

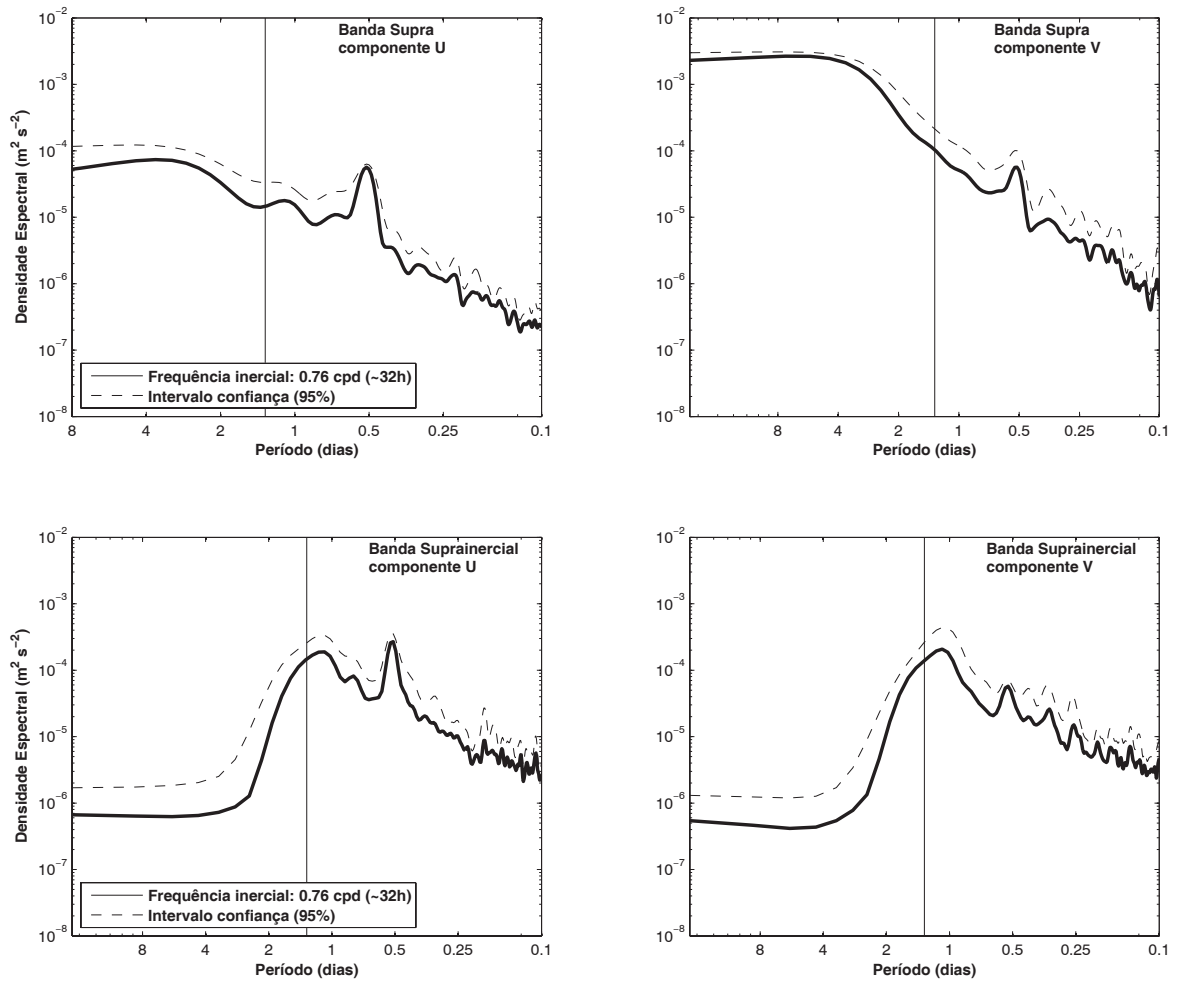


Figura 55 Espectros de energia para as correntes normal (esquerda) e paralela (direita) à isóbata, medidas a 15 m de profundidade no fundeio P1 (série P11_1, painel superior) e a 16 m no fundeio PPG1 (série PPG11_1, painel inferior). A linha tracejada indica o intervalo de confiança igual a 95%.

Resultados da análise harmônica para a média vertical das correntes em cada fundeio, refletindo a contribuição da maré barotrópica, são exemplificados na Figura 56 para as componentes mais energéticas: M2 (semidiurna) e O1 (diurna). As elipses da componente semi-diurna (Figura 56, painel superior) são polarizadas perpendicularmente às isóbatas, tendo intensidade máxima de $0,04 m s^{-1}$ e sentido de rotação horário. Já as elipses da componente O1 (Figura 56, painel inferior) observadas nos fundeios P1, P2 e P3 também são orientadas quase perpendicularmente às isóbatas, mas com sentido de rotação horário nos pontos P1 e P2 e anti-horário no ponto P3. No fundeio PPG1, a elipse é quase circular com rotação horária (Figura 56, painel inferior). A intensidade máxima das correntes na frequência O1 é de aproximadamente $0,02 m s^{-1}$.

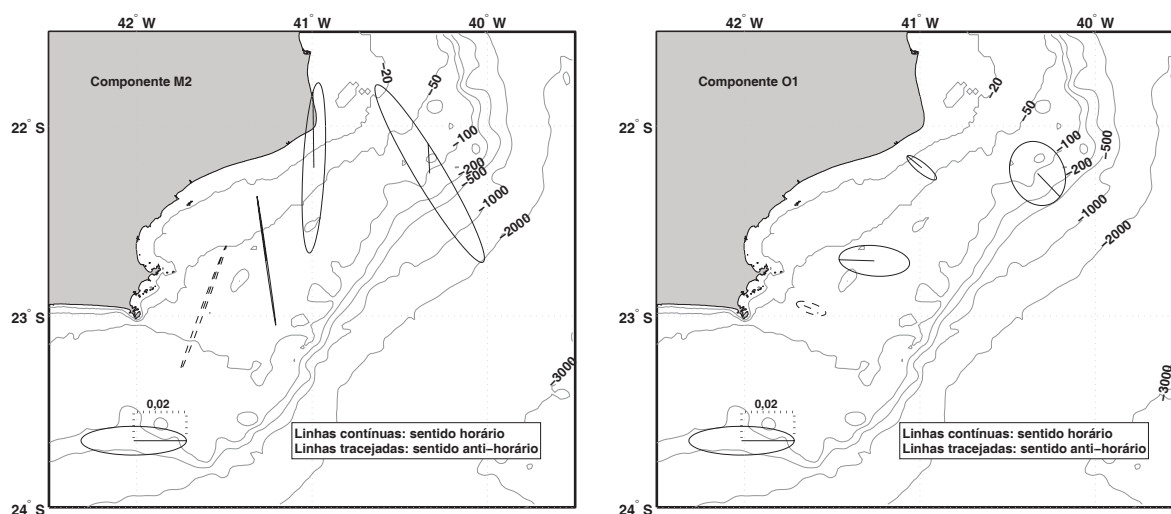


Figura 56 - Elipses de maré barotrópica M_2 (painel superior) e $O1$ (painel inferior) observadas nos fundeios P1, P2, P3 e PPG1. Elipses desenhadas com linhas sólidas (tracejadas) indicam sentido horário (anti-horário) de rotação. A linha na parte interna da elipse indica a fase em relação a Greenwich. A elipse no canto inferior esquerdo em cada uma das figuras é a escala. As isóbatas de 20, 50, 100, 200, 500, 1000 e 2000 m também são mostradas.

A maior intensidade das correntes semidiurnas pode ser explicada analisando as características das oscilações do nível do mar devidas às marés. Para isso, dados de amplitude e fase das principais constituintes de maré na região, obtidos a partir do modelo inverso de maré barotrópica TPXO7.1 aplicado para o Oceano Atlântico (Egbert e Erofeeva, 2002) foram utilizados. Este modelo tem resolução de $1/12^\circ$ e assimila dados altimétricos dos satélites TOPEX/Poseidon e TOPEX Tandem. Na PCBC, a componente M_2 da maré é a dominante nas oscilações maregráficas do nível do mar, seguida pelas componentes S_2 , O_1 e K_1 (FEMAR, 2000; Egbert e Erofeeva, 2002; Pereira e Castro, 2007). A Figura 57 apresenta o mapeamento das características gerais das componentes M_2 (painel superior) e O_1 (painel inferior) na região da Bacia de Campos a partir do modelo TPXO7.1. As componentes semidiurna, S_2 , e diurna, K_1 , apresentam distribuições de amplitude similares àquelas das frequências M_2 e O_1 , respectivamente. Entretanto suas amplitudes são cerca de $2/3$ das amplitudes das respectivas componentes M_2 e O_1 . Para a componente M_2 (Figura 57, painel superior), as amplitudes aumentam de sul para norte na região do talude e mantêm valores de cerca de 0,40 m na plataforma continental ao norte de Cabo Frio. Já a amplitude da componente O_1 (Figura 57, painel inferior) decresce de norte para sul na área do talude, tendo valor máximo de 0,06 m na

plataforma continental localizada entre o Cabo de São Tomé e o Cabo Frio. Ambas as ondas de maré, semidiurna e diurna, propagam-se de sudoeste para nordeste na região mais profunda da Bacia de Campos. Na plataforma continental, as isolinhas de fase são quase paralelas à costa, indicando que tanto as oscilações do nível do mar quanto as correntes nas frequências analisadas apresentam-se como cooscilações com o oceano profundo. Isto é, a maior parte da energia fica com as ondas excitadas na região costeira pelas oscilações globais do oceano profundo, sendo a comunicação estabelecida através do talude e da quebra da plataforma continental.

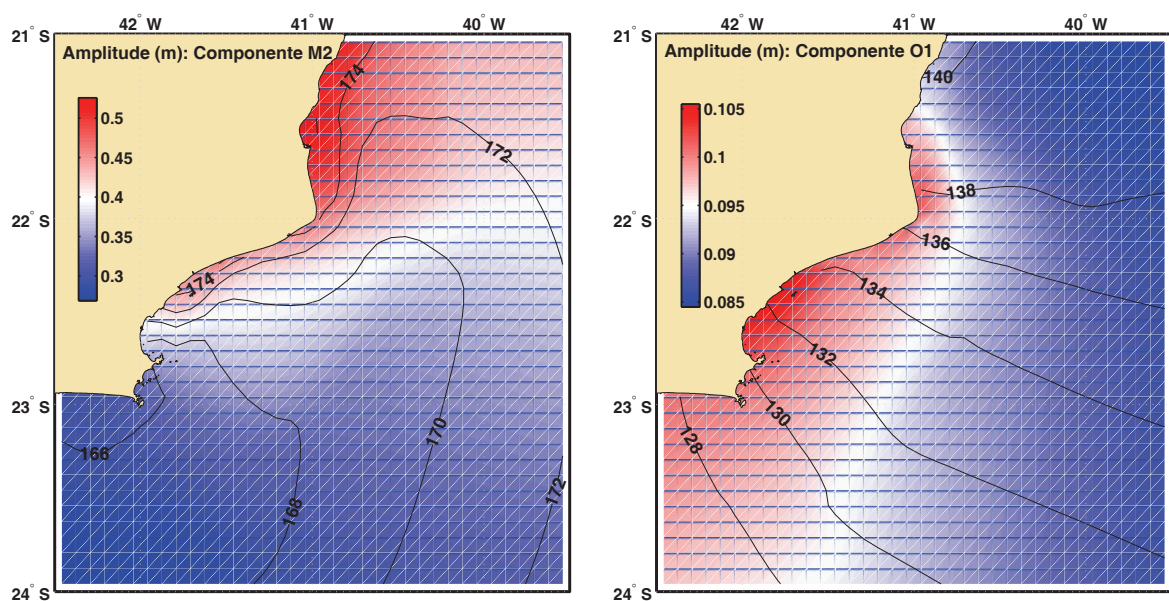


Figura 57 - Amplitude (m) e fase em relação a Greenwich (graus) das componentes M2 (painel superior) e O1 (painel inferior) da maré barotrópica na região da Bacia de Campos a partir do modelo TPXO7.1 (Egbert e Erofeeva, 2002).

Dados de amplitude e fase de dez componentes de maré (M2, S2, K2, K1, O1, P1, Q1, M4, MS4, MN4) obtidos a partir de medições in situ (FEMAR, 2000) foram usados a fim de verificar a exatidão do modelo inverso na área costeira da Bacia de Campos. A Figura 58 apresenta a comparação entre as previsões da amplitude de maré para o ano de 2011, calculadas a partir de observações e a partir de dados do modelo para Cabo de São Tomé (22° 07,7'S 41° 03,2'W), na Ponta de Imbetiba (22° 23,0'S 41° 46,4'W) e no Porto de Macaé (22° 23,0'S 41° 47,0'W). É evidente a correspondência entre as duas previsões, dando suporte à utilização do modelo mencionado para estudar as marés na PCBC.

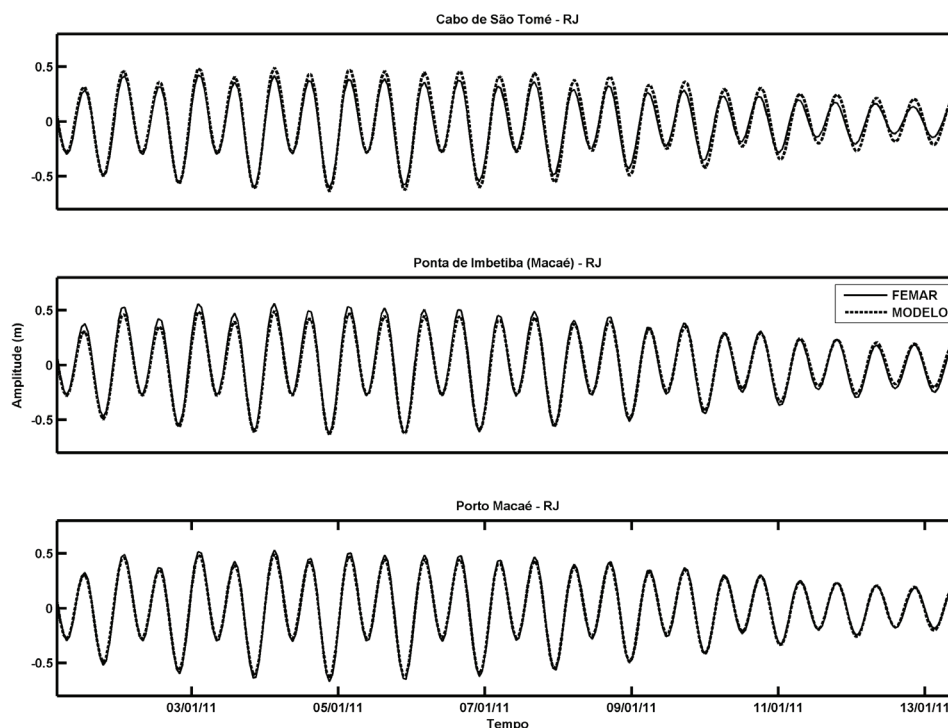


Figura 58 - Comparação da variação da amplitude da maré (m) ao longo do ano de 2011 no Cabo de São Tomé ($22^{\circ} 07,7'S 41^{\circ} 03,2'W$, painel superior), na Ponta de Imbetiba ($22^{\circ} 23,0'S 41^{\circ} 46,4'W$, painel do meio) e no Porto de Macaé ($22^{\circ} 23,0'S 41^{\circ} 47,0'W$, painel inferior) a partir de dados observados (linha sólida) e modelados (linha tracejada).

6. - Intrusões de águas oceânicas

As intrusões na PCBC das águas oceânicas transportadas pela CB ao longo do talude continental (AT na camada superficial e ACAS na camada de pycnoclina) definem as características termohalinas e a distribuição de massas de água nessa plataforma continental e, também, influem na circulação. Conforme analisamos em seções anteriores, as intrusões da ACAS pelas camadas de fundo e profunda ocorrem principalmente na PS-PCBC. Intrusões da AT, por outro lado, são mais comuns na PN-PCBC, ocorrendo em toda coluna de água.

Desde os trabalhos pioneiros de Allard (1955), Emilsson (1961) e Silva e Rodriguez (1966) é aceito como inconteste o papel do vento sazonal e sinótico como forçante da ressurgência costeira de Cabo Frio, isto é, do afloramento da ACAS na PS-PCBC. Miranda (1982) analisou séries de tempo longas de ventos e de temperatura superficial do mar (TSM) obtidas na região costeira de Cabo Frio, mostrando a alta correlação existente entre eventos com presença de água fria na superfície e os ventos de E-NE. Mais recentemente, Franchito et al. (2008) expandiram essa análise entre TSM e ven-

tos, correlacionando séries com duração de 10 anos, e comprovaram os resultados dos trabalhos pioneiros. Isto é, não há ressurgência costeira na PS-PCBC caso não exista a presença de ventos de E-NE soprando por períodos de vários dias.

Embora mais conhecido como ressurgência costeira de Cabo Frio, o afloramento da ACAS na PCBC pode ocorrer também ao norte, nas proximidades do Cabo de São Tomé e de Vitória (ES). Rodrigues e Lorenzetti (2001) comprovaram trabalhos observacionais anteriores (Ikeda, 1976; Maglioca et al., 1979) através de uma série de experimentos numéricos idealizados mas extremamente relevantes para o estudo e para a sistematização do conhecimento do fenômeno da ressurgência costeira na PCBC. Os três centros de ressurgência costeira, Cabo Frio, Cabo de São Tomé e Vitória, apresentam algumas características diferentes e, em muitas situações, a ACAS ressurgida em cada um deles não volta a banhar a costa em regiões remotas. Esses autores (Rodrigues e Lorenzetti, 2001) mostram que a ACAS ressurgida em Vitória desloca-se para SW ao longo da costa, mas logo deflete em direção à quebra da plataforma continental, atingindo-a ao largo do Cabo de São Tomé. A ACAS ressurgida na costa desse último Cabo apresenta comportamento similar, chegando à borda da plataforma continental ao largo de Cabo Frio. A ACAS que ressurgiu neste último desloca-se para W e para SW ao longo da costa. Isto é, pode haver três filamentos quase independentes de ACAS ressurgida na costa, estendendo-se para SW (Vitória e Cabo de São Tomé) ou para W (Cabo Frio), e para o talude continental.

As teorias clássicas de ressurgência costeira (Ekman, 1905; Hidaka, 1954; revisão em Defant, 1961) associam o afloramento de águas subsuperficiais à divergência do transporte de Ekman perpendicular à costa gerado pela componente do vento paralela à costa. Embora a PCBC desenvolva-se tipicamente no eixo NE-SW, há acidentes costeiros que, localmente, mudam a orientação da linha de costa, sendo o Cabo de São Tomé e o Cabo Frio os dois principais. Imediatamente a oeste-sudoeste do primeiro e a oeste do segundo, a linha de costa configura-se com maior desenvolvimento para oeste, possibilitando aos ventos de E-NE preponderantes apresentarem componentes quase paralelas à costa mais intensas. Daí serem essas regiões locais adequados para o afloramento costeiro da ACAS, conforme mostram as observações hidrográficas, sumarizadas na climatologia de temperatura superficial (Figura 3). A importância desses dois acidentes da linha de costa na localização dos núcleos de ressurgência costeira da ACAS foi também demonstrada por Rodrigues e Lorenzetti (2001).

O afloramento costeiro da ACAS na PCBC é precedido por intrusões dessa massa de água em direção à costa, desde a região do talude continental. Tais intrusões podem ser facilitadas, ou dificultadas, por características ambientais ou topográficas. Calado et al. (2010) mostraram a importância que instabilidades da CB na região do talude podem ter para o fenômeno de ressurgência costeira na PCBC, particularmente nas proximidades do Cabo de São Tomé. Esses autores demonstraram, numericamente, que o crescimento de um meandro ciclônico quase estacionário da CB, gerando o chamado Vórtice de São Tomé (Figura 59), pode induzir intrusões da ACAS em direção à costa, diminuindo assim o trabalho que a tensão de cisalhamento do vento precisa realizar para trazer essa massa de água até as proximidades da costa. Em frente ao Cabo Frio, porém, a presença de estruturas vorticais ciclônicas da CB que se estendem até o fundo nas proximidades da isóbata de 200 m, como observadas em diversos trabalhos desde Signorini (1978), podem dificultar as intrusões da ACAS na plataforma continental, pois fecham a camada limite de fundo ao transporte de retorno convergente à costa que tende a compensar o transporte de deriva do vento favorável à ressurgência costeira (Amor, 2004).

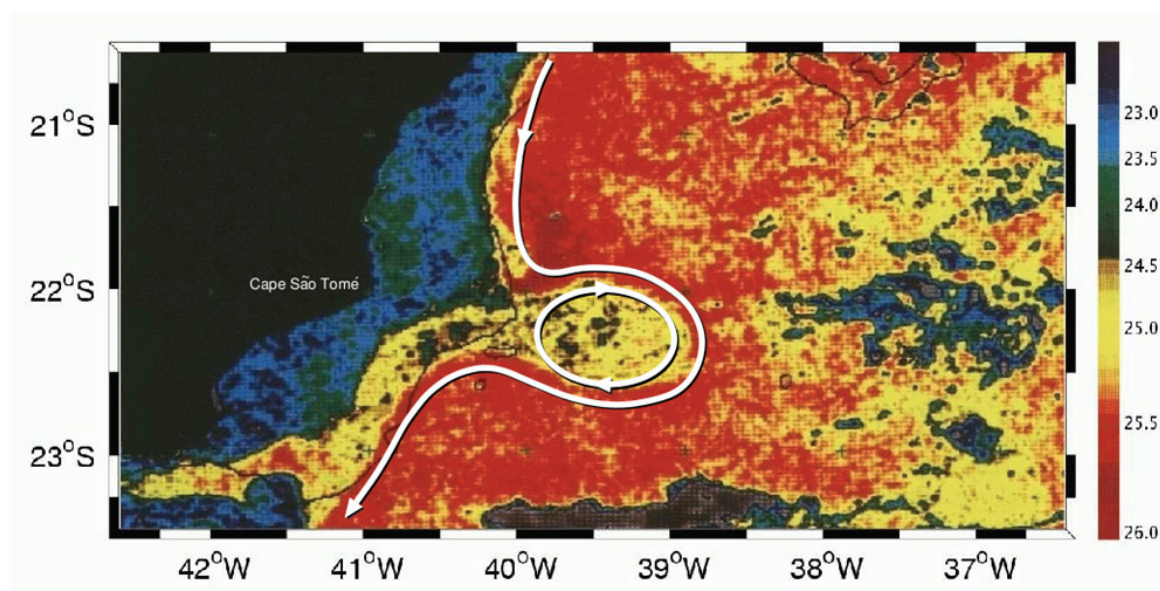


Figura 59 - Imagem AVHRR da temperatura superficial do mar (°C) editada denotando a emissão do Vórtice de São Tomé a partir de um meandro instável da CB. Extraído de Silveira et al. (2008).

Outra característica ambiental que favorece as intrusões da ACAS na PCBC é o bombeamento de Ekman devido ao rotacional da tensão de cisalhamento do vento (Amor, 2004; Castelão e Barth, 2006). A não homogeneidade espacial dos ventos típicos de E-NE está associada a um rotacional ciclônico da tensão de cisalhamento do vento, o qual força divergência do transporte de deriva do vento na camada superficial e, por continuidade, essa divergência é compensada por movimentos verticais ascendentes de águas subsuperficiais denominados bombeamento de Ekman. Valores máximos desse rotacional ocorrem sobre o talude continental entre Cabo Frio e Cabo de São Tomé, nos meses de verão e de primavera (Castelão e Barth, 2006), facilitando o fenômeno de ressurgência de quebra de plataforma continental. Essa última pode disponibilizar volumes de ACAS próximo à superfície, reduzindo também o trabalho que os ventos de E-NE devem realizar para levar essa massa de água para a zona costeira e fechar o ciclo de ressurgência costeira.

Uma importante característica topográfica da PS-PCBC é a divergência entre as isóbatas de aproximadamente 100 m e 180 m nas proximidades de Cabo Frio (Figura 1). Essa divergência é devida à aproximação da isóbata de 100 m da costa, tornando a plataforma continental em frente ao Cabo Frio mais profunda do que em frente ao Cabo de São Tomé. Isto é, a área vertical de uma seção transversal que se estende desde a costa até a quebra da plataforma continental é maior em Cabo Frio do que no Cabo de São Tomé. Neste capítulo, comprovamos o caráter essencialmente barotrópico, e a direção média de NE para SW, da corrente paralela à costa entre esses dois cabos. Conforme concluído por Amor (2004), esses dois fatos – divergência das isóbatas e caráter barotrópico da corrente que aponta para SW – acarretam uma divergência do transporte de volume paralelo à costa forçado pelo vento predominante de E-NE entre o Cabo de São Tomé e o Cabo Frio. Essa divergência, estimada por Amor (2004) em 0,8 Sv (1 Sv = 10⁶ m³/s), deve ser compensada por transporte de volume perpendicular e convergente à costa, segundo a mesma autora, o que torna a região próxima a Cabo Frio numa das principais vias de intrusão da ACAS na PCBC (Figura 60).

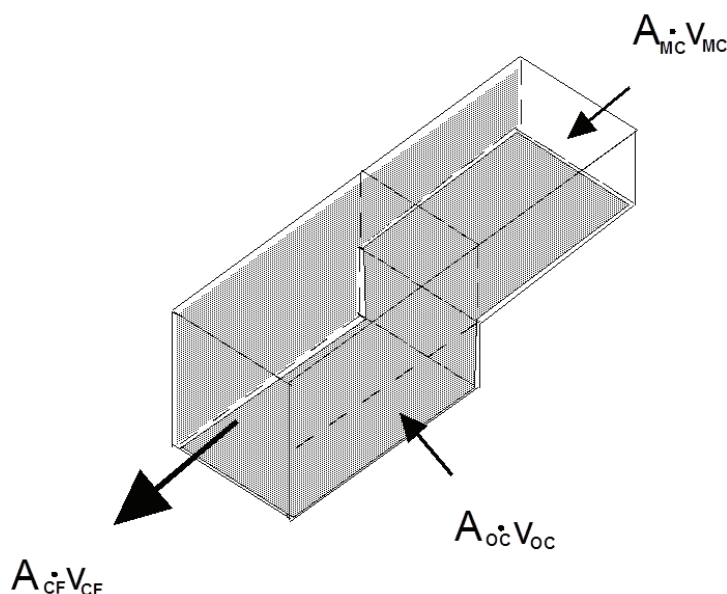


Figura 60 - Conservação de volume esquemática numa plataforma continental reta que apresenta gradiente batimétrico. “A” é a área da seção vertical, “V” é a velocidade da água e “A.V” é o transporte de volume. Os índices representam: MC – Cabo de São Tomé, CF – Cabo Frio, OC – oceano fora da plataforma continental; AOC. VOC representa o transporte de volume de água oceânica que deve penetrar na PS-PCBC para garantir conservação de volume quando da ação forçante de ventos provenientes de E-NE (adaptado de Amor, 2004).

A região próxima à quebra da plataforma continental e do talude superior na Bacia de Campos pode ser geradora, intermitentemente, de marés internas (Pereira e Castro, 2007). Embora na maior parte do tempo essas ondas internas propaguem-se para o largo, em alguns experimentos numéricos realizados para o período de verão, os autores observaram que podem ocorrer ondas que se propagam até a parte externa da PCBC (Pereira e Castro, 2007). Tais oscilações internas podem induzir ressurgência de quebra de plataforma continental enquanto estiverem ativas, novamente disponibilizando a ACAS em níveis mais rasos e facilitando o trabalho da tensão de cisalhamento do vento para fechar o ciclo de ressurgência costeira. Esta elevação das isotermas em direção à superfície do mar, em períodos maregráficos, foi observada por Pereira e Castro (op. cit.) em dados correntográficos e termográficos obtidos de fundeio situado na isóbata de 220 m ao largo de Arraial do Cabo.

Outro fator que pode ser importante para intrusões da ACAS na PCBC são as variações espaciais da força de gradiente de pressão paralela ao talude continental causadas por variações topográficas ao longo da trajetória da CB. Esse mecanismo, estudado por Oke e Middleton (2000) para a costa da Austrália e Palma e Matano

(2009) para a PCSE, pode ocasionar, através da geostrofia, movimentos na direção da costa pela camada de fundo na forma de ressurgência de quebra de plataforma continental. Não há, entretanto, estudos observacionais detalhados sobre a importância desse mecanismo para a ressurgência costeira na PCBC.

7. - *Sumário*

O desenvolvimento deste trabalho possibilitou avanços no conhecimento dos processos físicos que ocorrem na PCBC. Entre os resultados principais, destaca-se a identificação de duas regiões com características hidrotermodinâmicas distintas: a PN-PCBC, localizada ao norte do Cabo de São Tomé, e a PS-PCBC, compreendida entre o Cabo de São Tomé e o Cabo Frio. Em cada uma dessas regiões, o grau de intrusão em direção à costa das duas águas oceânicas, AT e ACAS, é diferenciado. Enquanto que a ACAS comparece com grandes volumes na PS-PCBC tanto no verão quanto no inverno, ocupando extensas áreas da camada de fundo e profunda, principalmente no extremo sul, próximo a Cabo Frio, na PN-PCBC a presença da ACAS é menor, havendo em geral predomínio da AT.

A análise de dados, da climatologia e de trabalhos anteriores, robusteceu a ideia que a ressurgência costeira de Cabo Frio (afioramento de ACAS na PS-PCBC), de característica intermitente, é controlada pelo vento em escala sazonal e sinótica. Durante períodos de ressurgência costeira, a ACAS comparece com maiores volumes na PS-PCBC, principalmente próximo a Cabo Frio. Em tais situações, praticamente não há traços de AC e a ACAS aflora na faixa austral e costeira da PCBC.

Na circulação da PCBC preponderam fluxos com sentido SW, desde a quebra da plataforma continental até a isóbata de 20-30 m, durante todo o ano. Isto ocorre devido à direção predominante E-NE dos ventos que sopram sobre a região. Inversões de direção das correntes para NE estão associadas, principalmente, a ventos de S-SW que ocorrem durante passagens de frentes frias. As frentes frias são mais frequentes e intensas no inverno e primavera.

As correntes paralelas às isóbatas, predominantemente forçadas pelo vento, são essencialmente barotrópicas e, por isso, apresentam pequeno cisalhamento vertical. Já na direção normal à isóbata, é necessário considerar também o primeiro modo baroclínico para explicar a maior parte da variância subinercial das correntes. Na banda suprainercial, as correntes máximas, na direção paralela à costa, são significativa-

mente menores do que as correntes subinerciais na mesma direção, particularmente nos fundeios que estiveram situados sobre a PCBC (P1, P2 e P3), resultado da baixa intensidade das correntes de maré. A circulação para SW está associada, em geral, a correntes convergentes à costa na camada de fundo, contribuindo para a intrusão de ACAS.

8. - Referências

- Allard, P., 1955. Anomalies dans les temperatures de l'eau de la mer observées au Cabo Frio au Brésil. Bull. Inf. Com. Oceanogr. Étude Cotes, 7(2), 58-63.
- Amor, C.C., 2004. Intrusões da Água Central do Atlântico Sul sobre a plataforma continental situada entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé (RJ). Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 254 pp.
- Brehme, I., 1984. Vales submarinos entre o Banco de Abrolhos e Cabo Frio (Rio de Janeiro). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 116 pp.
- Calado, L., 2001. Dinâmica da formação de meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 85 pp.
- Calado, L., Silveira, I.C.A. da, Gangopadhyay, A., Castro, B.M., 2010. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). Cont. Shelf Res., 30, 1181-1188.
- Castelão, R.M., Barth, J.A., 2006. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl. Geophys. Res. Lett., 33, L03602, doi: 10.1029/2005GL025182.
- Castro, B.M., 1997. Correntes e Massas de Água da Plataforma Continental Norte de São Paulo. Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 248 pp.
- Castro, B.M., Lee, T.N., 1995. Wind forced sea level variability on the Southeast Brazilian Shelf. J. Geophys. Res., 100(8), 16045-16056.
- Castro, B.M., Miranda, L.B., 1998. Physical Oceanography of the Western Atlantic Continental Shelf located between 4°N and 34°S. In: The Sea - The Global Coastal Ocean-Regional Studies and Synthesis, Robinson, A.R., Brink, K.H. (ed.). John Wiley & Sons, New York, 11, 209-251.
-

-
- Castro, B.M., Lorenzetti, J.A., Silveira, I.C.A., Miranda, L.B., 2006. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e Chuí (RS). In: O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil, Rossi-Wongtschowski, C. L.B., Madureira, L.S.P. (org.). EDUSP, São Paulo, 11-120.
- Defant, A., 1961. Physical Oceanography. Vol. 1, MacMillan Co., New York, 729 pp.
- Dottori, M., Castro, B.M., 2009. The response of the Sao Paulo continental shelf, Brazil, to synoptic winds. Ocean Dynamics, 59(4), 603-614.
- Egbert, G.D., Erofeeva, S.Y., 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. J. Atmos. Oceanic Tech., 19(2), 183-204.
- Ekman, V.W., 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. Arkiv. Mat. Astron. Fysik, 2 (11), 1-53.
- Emery, W. J., Thompson, R. E. 1998. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. Pergamon Elsevier Science. 638 pp.
- Emilsson, I. 1959. Alguns aspectos físicos e químicos das águas marinhas brasileiras. Cienc. Cult., São Paulo, 11(2), 44-54.
- Emilsson, I. 1961. The shelf and coastal waters of southern Brazil. Bolm. Inst. oceanogr., São Paulo, 7(2), 101-112.
- FEMAR, 2000. Catálogo de Estações Maregráficas Brasileiras, Salles, F.J.P., Bentes, F.C.M., Santos, J.A. (ed.), Rio de Janeiro, Brasil, 280 pp.
- Foloni Neto, H., 2010. As massas de água na Bacia de Campos, RJ. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 143 pp.
- Franchito, S.H., Rao, V.B., Stech, J.L., Lorenzetti, J.A., 1998. The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment. Ann. Geophys., 16, 866-881.
- Franchito, S.H., Oda, T.O., Rao, V.B., Kayano, M.T., 2008. Interaction between coastal upwelling and local wind at Cabo Frio, Brazil: an observational study. J. Appl. Meteorol., 47, 1590-1598.
- Halliwel, G.R., Allen, J.S., 1984. Large-scale sea level response to atmospheric forcing along the west coast of North America, summer 1973. J. Phys. Oceanogr., 14, 864-886.
-

-
- Hidaka, K., 1954. A contribution to the theory of upwelling on coastal currents. Trans. Amer. Geophys. Union, 35, 431-444.
- Ikeda, Y., 1976. Variações em escala média da temperatura e da salinidade do mar na região entre a Baía de Guanabara e Cabo Frio (17/08 a 26/08/1971). Bolm. Inst. oceanogr., São Paulo, 25, 221-280.
- Ikeda, Y., Miranda, L.B., Rock, N.J., 1974. Observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements. Bolm. Inst. oceanogr., São Paulo, 23, 33-46.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yarg, S.K., Hnilo, J.J., Fiorino, M., Potter, G.L., 2002. NCEP/DOE AMIP-II reanalysis (R-2). Bull. Am. Meteorol. Soc., 83, 1631-1643.
- Kousky, V.E., 1979. Frontal influences on northeast Brazil. Mon. Weather Rev., 107(9), 1140-1153.
- Lopes, A.L.M., 2004. Análise da evolução sedimentar quaternária da plataforma continental sul da Bacia de Campos com base em estratigrafia sísmica e sonografia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, 77 pp.
- Maglioca, A., Miranda, L.B., Signorini, S.R., 1979. Physical and chemical aspects of transient stages of upwelling at southwest of Cabo Frio (Lat. 23°S – Long. 42°W). Bolm. Inst. oceanogr., São Paulo, 28(2), 37-46.
- Mascarenhas Jr., A.S., Miranda, L.B., Rock, N.J., 1971. A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. In: Fertility of the Sea, Costlow, J.D. (ed.). Gordon and Breach Science Publishers, New York, v. 1, 285-308.
- Matsuura, Y., 1985. Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). Cienc. Cult., 38(8), 1439-1450.
- Miranda, L.B., 1982. Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) à Ilha de São Sebastião (SP). Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 194 pp.
- Miranda, L.B., 1985. Forma da correlação T-S de massas de água das regiões costeiras e oceânicas entre o Cabo de São Tomé (RJ) e Ilha de São Sebastião (SP), Brasil. Bolm. Inst. oceanogr., São Paulo, 33(2), 105-119.
-

-
- Oke, P.R., Middleton, J.H., 2000. Topographically induced upwelling off Eastern Australia. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 512-531.
- Okuda, T., 1962. Physical and chemical oceanography over the continental shelf between Cabo Frio and Vitoria (Central Brazil). *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20th Anniversary Volume, 514-540.
- Palma, E.D., Matano, R.P., 2009. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. *Cont. Shelf Res.*, 29, 1525-1534.
- Pereira, A.F., Castro, B.M., 2007. Internal tides in the southwestern Atlantic off Brazil: observations and numerical modeling. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1512-1526.
- Rezende, J.H., 2003. Intrusões da Água Central do Atlântico Sul na Plataforma Continental Sudeste durante o verão. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 120 pp.
- Rodrigues, R.R., Lorenzetti, J.A., 2001. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the southeast Brazilian coastal upwelling. *Cont. Shelf Res.*, 21, 371-394.
- Santos, L.F.S., 2009. Variabilidade subinercial das correntes na plataforma continental ao largo do Cabo Frio (RJ): observações. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 150 pp.
- Shtokman, V.B., 1946. A theory of T-S curves as a method for studying the mixing of water masses in the sea. *J. Mar. Res.*, 6, 1-24.
- Signorini, S.R., 1978. On the circulation and volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25, 481-490.
- Silva, P.C.M., 1971. Upwelling and its biological effects in southern Brazil. In: *Fertility of the Sea*, Costlow, J.D. (ed.). Gordon and Breach Science Publishers, New York, v. 1, 469-474.
- Silva, P.C.M., Rodriguez, R.F., 1966. Modificações da estrutura vertical das águas sobre a plataforma continental, por influência do vento. *Nota Tec. Inst. Pesq. Mar.*, 35, 1-13.
- Silveira, I.C.A., 2007. O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 181 pp.
-

-
- Silveira, I.C.A., Lima, J.A., Schmidt, A.C.K., Ceccopieri, W., Sartori, A., Fontes, R.F.C., 2008. Is the meander growth in the Brazil Current system due to baroclinic stability? *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45, 187-207.
- Viana, A.R., Faugères, J.C., Kowsmann, R.O., Lima, J.A.M., Caddah, L.F.G., Rizzo, J.G., 1998. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sediment. Geol.*, 115, 133-157.
- Wallace, J.M., Dickinson, R.E., 1972. Empirical orthogonal representation of time series in the frequency domain. Part I: Theoretical considerations. *J. Appl. Meteorol.*, 11, 887-892.
- Walters, R.A., Heston, C., 1982. Removing tidal-period variations from time series data using low-pass digital filters. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 112-115.
- Wang, D.P., 1979. Low frequency sea level variability on the Middle Atlantic Bight. *J. Mar. Res.*, 37, 683-697.
-

AUTORES – VOLUME II***I - METEOROLOGIA DA BACIA DE CAMPOS***

Responsável Técnico	Claudine Dereczynski
Instituição	IGEO/UFRJ
Conselho Profissional	CREA-RJ 1989100954
CTF	5270323
Assinatura	_____

II - CLIMATOLOGIA DE ONDAS NA BACIA DE CAMPOS

Responsável Técnico	Renato Parkinson Martins
Instituição	Petrobras
Conselho Profissional	não possui
CTF	58598
Assinatura	_____

***III - TRANSFORMAÇÃO DE ONDAS SOBRE A PLATAFORMA CONTINENTAL
E CORRENTES INDUZIDAS POR ONDAS***

Responsável Técnico	Valéria S. Rego
Instituição	Petrobras
Conselho Profissional	não possui
CTF	1794637
Assinatura	_____

**IV - CARACTERIZAÇÃO DAS MASSAS DE ÁGUA E DAS CORRENTES NO
TALUDE CONTINENTAL E NA REGIÃO OCEÂNICA DA BACIA DE CAMPOS**

Responsável Técnico	Renato Parkinson Martins
Instituição	Petrobras
Conselho Profissional	não possui
CTF	58598
Assinatura	_____

**V - CORRENTES E MASSAS DE ÁGUA NA PLATAFORMA DA BACIA DE
CAMPOS**

Responsável Técnico	Renato Parkinson Martins
Instituição	Petrobras
Conselho Profissional	não possui
CTF	58598
Assinatura	_____



Ministério do Meio Ambiente
Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis



CADASTRO TÉCNICO FEDERAL
CERTIFICADO DE REGULARIDADE - CR

Registro n.º	Data da Consulta:	CR emitido em:	CR válido até:
5270323	11/12/2013	11/12/2013	11/03/2014
Dados Básicos:			
CPF:	787.483.217-53		
Nome:	Claudine Pereira Dereczynski		
Endereço:			
Logradouro:	Praia de Botafogo, 528 - Bloco C - apto. 402		
N.º:	Complemento:		
Bairro:	Botafogo	Município:	RIO DE JANEIRO
CEP:	22250-040	UF:	RJ
Atividades de Defesa Ambiental:			
Categoria:			
Código	Descrição		
1	5001 - Consultor Técnico Ambiental - Classe 5.0		
Atividade:			
Código	Descrição		
1	5 - Educação Ambiental		
<p>Conforme dados disponíveis na presente data, CERTIFICA-SE que a pessoa jurídica está em conformidade com as obrigações cadastrais e de prestação de informações ambientais sobre as atividades desenvolvidas sob controle e fiscalização do Ibama.</p> <p>O Certificado de Regularidade emitido pelo CTF não desobriga a pessoa inscrita de obter licenças, autorizações, permissões, concessões, alvarar e demais documentos exigíveis por instituições federais, estaduais, distritais ou municipais para o exercício de suas atividades.</p> <p>O Certificado de Regularidade não habilita o transporte e produtos e subprodutos floretais e faunísticos.</p> <p>O Certificado de Regularidade tem validade de três meses, a contar da data de sua emissão.</p>			
Chave de autenticação		<i>gdsd.jjxw.h44z.bzr5</i>	



Ministério do Meio Ambiente
Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis



CADASTRO TÉCNICO FEDERAL
CERTIFICADO DE REGULARIDADE - CR

Registro n.º	Data da Consulta:	CR emitido em:	CR válido até:
58598	11/12/2013	11/12/2013	11/03/2014
Dados Básicos:			
CPF:	971.274.187-72		
Nome:	RENATO PARKINSON MARTINS		
Endereço:			
Logradouro:	Rua Hans Staden, 10/606		
N.º:	Complemento:		
Bairro:	Botafogo	Município:	RIO DE JANEIRO
CEP:	22281-060	UF:	RJ
Atividades de Defesa Ambiental:			
Categoria:			
Código	Descrição		
1	5001 - Consultor Técnico Ambiental - Classe 5.0		
Atividade:			
Código	Descrição		
1	7 - Controle da Poluição		
2	6 - Recursos Hídricos		
<p>Conforme dados disponíveis na presente data, CERTIFICA-SE que a pessoa jurídica está em conformidade com as obrigações cadastrais e de prestação de informações ambientais sobre as atividades desenvolvidas sob controle e fiscalização do Ibama.</p> <p>O Certificado de Regularidade emitido pelo CTF não desobriga a pessoa inscrita de obter licenças, autorizações, permissões, concessões, alvará e demais documentos exigíveis por instituições federais, estaduais, distritais ou municipais para o exercício de suas atividades.</p> <p>O Certificado de Regularidade não habilita o transporte e produtos e subprodutos florestais e faunísticos.</p> <p>O Certificado de Regularidade tem validade de três meses, a contar da data de sua emissão.</p>			
Chave de autenticação		<i>nlpn.gshh.cum5.x9ri</i>	



Ministério do Meio Ambiente
Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis



CADASTRO TÉCNICO FEDERAL
CERTIFICADO DE REGULARIDADE - CR

Registro n.º	Data da Consulta:	CR emitido em:	CR válido até:
1794637	13/12/2013	30/10/2013	30/01/2014

Dados Básicos:

CPF: 416.309.471-72

Nome: Valeria Souza Rego

Endereço:

Logradouro: R. Dona Mariana 72 ap. 708

N.º: Complemento:

Bairro: Botafogo Município: RIO DE JANEIRO

CEP: 22280-020 UF: RJ

Atividades de Defesa Ambiental:

Categoria:

Código	Descrição
1	5001 - Consultor Técnico Ambiental - Classe 5.0

Atividade:

Código	Descrição
1	6 - Recursos Hídricos

Conforme dados disponíveis na presente data, CERTIFICA-SE que a pessoa jurídica está em conformidade com as obrigações cadastrais e de prestação de informações ambientais sobre as atividades desenvolvidas sob controle e fiscalização do Ibama.

O Certificado de Regularidade emitido pelo CTF não desobriga a pessoa inscrita de obter licenças, autorizações, permissões, concessões, alvarar e demais documentos exigíveis por instituições federais, estaduais, distritais ou municipais para o exercício de suas atividades.

O Certificado de Regularidade não habilita o transporte e produtos e subprodutos florestais e faunísticos.

O Certificado de Regularidade tem validade de três meses, a contar da data de sua emissão.

Chave de autenticação	8jqe.3642.sgkr.1fcb
-----------------------	---------------------

