

**Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas
Universidade de São Paulo**

RELATÓRIO DE ATIVIDADES

Área : Doutorado em Meteorologia

Projeto : *“Estudo numérico dos padrões de circulação na camada limite atmosférica da região de ressurgência costeira de Cabo Frio”*

Aluna : Flávia Noronha Dutra Ribeiro

Orientadora : Profa. Dra. Jacyra Soares

Data de entrega : 13/04/2009

1. Resumo do plano inicial:

1.1 – INTRODUÇÃO

A camada limite planetária (CLP) é a região turbulenta da atmosfera que está em contato direto com a superfície e onde a maior parte das atividades humanas é desenvolvida. Nela está localizada também grande parte das fontes naturais e antropogênicas de gases e material particulado.

A CLP tem sua origem ligada às trocas de energia, momento e massa entre atmosfera e superfície, moduladas pela turbulência em escalas de tempo da ordem ou inferiores a 1 hora. Neste intervalo de escala de tempo, os fluxos turbulentos de calor sensível e latente determinam em grande parte a estrutura vertical média da temperatura e da umidade na CLP, enquanto o fluxo turbulento de momento horizontal condiciona a estrutura dinâmica média da CLP, tanto sobre regiões continentais quanto oceânicas.

É difícil estabelecer conclusões gerais a respeito do comportamento da CLP sobre regiões com topografia complexa e ocupação do solo heterogênea utilizando medidas em um único ponto ou em um único experimento (Roth, 2000). De modo geral, isto é difícil por que a turbulência induz heterogeneidades horizontais no escoamento até mesmo quando a superfície é plana e homogênea (Kanda *et al.*, 2004). Além disso, a maioria dos fenômenos associados à topografia e ocupação do solo heterogêneos não é detectada em uma rede de superfície convencional, pois a natureza dos fluxos turbulentos associados aos efeitos topográficos e de ocupação do solo apresenta um caráter local (Garratt *et al.*, 1996; Stivari *et al.*, 2003).

Assim, do ponto de vista observacional a descrição do efeito topográfico e da ocupação do solo sobre o escoamento requer o emprego de uma rede de observação envolvendo, por um longo período de tempo, a operação de sensores de resposta rápida distribuídos com grande resolução espacial, de forma a amostrar adequadamente não só os fenômenos de grande escala, mas também os de micro escala (Grimmond *et al.*, 1998; Roth, 2000). O alto custo da implementação de experimentos micrometeorológicos, tanto em termos de recursos técnicos quanto humanos, inviabiliza a obtenção de dados por longos períodos de tempo. Desse modo, praticamente não há dados observacionais que

caracterizem a interação entre as escalas do movimento que afetam a estrutura dinâmica e termodinâmica da CLP (Wood, 2000).

Também sobre o oceano, apesar da sua enorme importância, estudos observacionais da CLP, são praticamente inexistentes no Brasil (Dourado and Oliveira, 2001; Wainer *et al.*, 2003). Essa ausência se deve em grande parte as dificuldades técnicas associadas aos métodos de medidas. Observações meteorológicas sobre o oceano requerem equipamentos robustos (Bradley *et al.*, 1991), pois a severidade do ambiente marinho provoca a rápida deterioração dos sensores, alterando o desempenho dos mesmos. Além disso, se as observações forem realizadas em plataformas móveis (navios ou bóias) a interferência dos movimentos da plataforma dificulta, ou até inviabiliza, a obtenção dos dados turbulentos, especialmente os fluxos verticais. No caso de observações efetuadas com aviões, além do alto custo, que impede a caracterização climatológica da região, existe também uma limitação de operação do avião, uma vez que não é possível obter medidas abaixo de 30 metros (Enriquez e Friche, 1997).

A presença da ressurgência costeira (Miller *et. al*, 2003) e das brisas marítima e terrestre (Clancy *et. al*, 1979) influenciam diretamente o desenvolvimento da CLP, e conseqüentemente a circulação local e o transporte de poluentes e umidade na região (Clappier *et. al*, 2000; Ding *et. al*, 2004). Como a brisa pode se estender por quilômetros em direção ao continente, essa influência também se estende para as cidades próximas (Gilliam *et. al*, 2004).

Em todo o globo observa-se a presença de ressurgência costeira principalmente nas margens leste dos oceanos, por exemplo, Peru, Equador e Estados Unidos (Califórnia e Oregon) e noroeste da África, mas também embora menos intensa, podemos observá-la nas costas oeste, como no Cabo Canaveral (EUA) no verão, e na Plataforma Continental Sudeste Brasileira (PCSE).

A PCSE constitui a região delimitada pelos Cabos Frio (RJ) e de Santa Marta (SC), desde a linha da costa até sua borda, situada entre as isobatimétricas de 120 e 180 m. A área total da PCSE é da ordem de 150 000 km². Nessa área, especialmente na região de Cabo Frio, constantemente observamos o fenômeno de ressurgência costeira, pois há um centro atmosférico de alta pressão de larga escala semipermanente sobre o Oceano Atlântico Sul (Stech and Lorenzetti, 1992), que mantém na região ventos de nordeste, favoráveis à

ocorrência do fenômeno. Esse fenômeno faz com que a temperatura da superfície do mar (TSM) diminua em aproximadamente 10°C perto da costa. Essa configuração é alterada na passagem de frentes frias, que mudam o vento dominante para de sudoeste, que é desfavorável à ressurgência.

Franchito *et. al* (1998) utilizaram dois modelos, um atmosférico e outro oceânico, para estudar a influência da ressurgência costeira na brisa marítima na região de Cabo Frio, e obtiveram, como resultado, uma retroalimentação positiva entre a brisa marítima e a ressurgência, isto é, o maior gradiente de temperatura devido à ressurgência intensifica a brisa marítima, e uma maior intensidade do vento devida à brisa marítima intensifica a ressurgência.

O estudo da circulação, dos processos turbulentos na atmosfera e da altura da CLP é de extrema importância para entender os padrões de dispersão de poluentes, conforme os estudos de Clappier *et. al* (2000), Martilli *et. al* (2002) e Ding *et. al* (2004). Além disso, o transporte de umidade pode alterar as condições meteorológicas da região, por exemplo, causando tempestades (Miller *et. al*, 2003; Gilliam *et. al*, 2004).

A circulação atmosférica é influenciada pelas brisas marítima e terrestre, e as brisas são influenciadas pela ressurgência. Além disso, a alteração da estabilidade estática da atmosfera, devida à temperatura mais baixa da superfície gerada pela ressurgência, influencia diretamente o desenvolvimento da CLP, através da diminuição da produção térmica de turbulência. Por outro lado, os ventos gerados pelas brisas marítima e terrestre, através da produção mecânica de turbulência, também influenciam o desenvolvimento da CLP. Clancy *et. al* (1979) apontam que o efeito da estabilidade da atmosfera nos fluxos turbulentos verticais e na altura da CLP devem ser considerados no estudo da interação oceano-atmosfera em situações de ressurgência, pois isso possibilita a análise sobre o efeito da ressurgência nas características turbulentas da CLP.

Contudo, não há ainda nenhum estudo, na literatura, que investigue a influência conjunta da brisa marítima, da ressurgência costeira, da topografia e ocupação do solo no desenvolvimento da CLP, como também não há concordância sobre a retroalimentação entre a brisa marítima e a ressurgência.

1.2 – OBJETIVOS

O objetivo geral da presente proposta é determinar, utilizando um modelo numérico oceânico, baseado na formulação de Carbonel (1998), acoplado ao modelo numérico atmosférico de mesoescala TVM-NH, como os padrões locais de circulação devidos à ocupação do solo e a topografia, os padrões de circulação de mesoescala (brisa marítima) e a ressurgência costeira influenciam a CLP na região de Cabo Frio.

O modelo oceânico é acoplado ao modelo atmosférico através dos valores do fluxo de calor e do cisalhamento do vento gerados na superfície, permitindo, dessa forma, obter um campo de TSM representativo de situações com e sem ressurgência costeira. O código anterior do modelo atmosférico assumia constantes as temperaturas sobre regiões cobertas de água.

A validação dos modelos acoplados será feita através de comparação dos resultados modelados com dados disponíveis da atmosfera e do oceano da região de estudo.

Uma vez acoplado os modelos, serão feitos experimentos com diferentes cenários, a fim de isolar os mecanismos físicos, que podem influenciar a variação temporal e espacial da CLP local: (i) topografia, (ii) ocupação do solo, (iii) brisa marítima e terrestre e (iv) presença e ausência da ressurgência costeira.

Após esses experimentos será possível precisar, entre outras coisas, se de fato existe a ocorrência de uma retroalimentação entre a brisa marítima e a ressurgência costeira, conforme proposto por Franchito *et. al* (1998).

1.3 - MODELOS NUMÉRICOS

1.3.1 – MODELO ATMOSFÉRICO

Os estudos da CLP serão baseados em simulações numéricas do escoamento utilizando o modelo TVM-NH (*Topographic Vorticity Mesoscale – Non Hydrostatic*) versão não-hidrostática.

A série de modelos denominada TVM teve sua origem no modelo bidimensional ‘URBMET’, Bornstein (1975) expandido, depois, para três dimensões Bornstein et al. (1991). Nestas duas versões iniciais do modelo, a topografia era considerada plana, e as equações da vorticidade na direção x e y eram obtidas a partir das aproximações de Boussinesq e hidrostática para as equações do movimento

Os efeitos topográficos foram incluídos no TVM, através da introdução do sistema de coordenadas sigma (Bornstein, et al., 1996; Schayes et al ,1996).

A versão hidrostática do modelo TVM, com coordenadas sigma, já foi utilizada, pelo Grupo de Micrometeorologia, para investigar o efeito topográfico sobre a evolução da camada limite planetária na região em Iperó, SP (Karam, 1995, Karam e Oliveira, 1998, Karam e Oliveira, 2000).

Thunis (1995) desenvolveu uma versão não hidrostática do modelo TVM, ou seja, o modelo TVM-NH. Esse modelo já foi utilizado, pelo Grupo de Micrometeorologia, para estudar a brisa lacustre do lago de Itaipu (Stivari et al., 2003).

Estudos realizados utilizando o TVM tem mostrado que ele simula com precisão, muitas características observadas da evolução diurna da camada limite planetária em ambientes sob influência de brisas, em áreas de terrenos complexos (Orgaz e Fortez, 1998).

O modelo TVM-NH, que será utilizado neste trabalho, é um modelo tridimensional, não hidrostático, incompressível e segue as aproximações de Boussinesq. O modelo contém duas camadas de solo e duas camadas atmosféricas.

Camadas de solo: O sistema de solo contém duas camadas, a primeira com profundidade de 10 cm. A profundidade da segunda camada corresponde a alcançada pela onda anual de temperatura. A temperatura da superfície de cada classe de ocupação do solo é prognosticada pelo método da força restauradora (Deardorff, 1978), exceto para a temperatura do oceano que é mantida constante.

Camada Limite Superficial (CLS): A CLS é a camada mais próxima da superfície e corresponde aos dois primeiros níveis do modelo. Nesta camada os fluxos turbulentos são considerados constantes e diagnosticados através da teoria da similaridade de Monin-Obukov.

Camada Atmosférica acima da CLS: Acima da CLS as equações que descrevem a estrutura dinâmica e termodinâmica do modelo são derivadas das equações de conservação de momento, calor e umidade para convecção rasa. O TVM utiliza para prognóstico do campo do vento as equações de vorticidade. As componentes da velocidade do vento são recuperadas da vorticidade via funções de corrente.

1.3.2 – MODELO OCEÂNICO

Foi desenvolvido um modelo, na forma de subrotina, baseado na formulação de Carbonel (1998), que foi revista em Carbonel (2003), por ser uma formulação simples, mas que reproduz satisfatoriamente as correntes e a variação da TSM em situações de ressurgência, especialmente em Cabo Frio.

O modelo baroclínico, bidimensional, utiliza o método de diferenças finitas e considera uma estrutura vertical descrita por uma camada ativa sobre uma camada profunda, inerte, com temperatura constante e gradiente de pressão igual a zero. Na camada superior, o modelo inclui a versão turbulenta, não-linear e verticalmente integrada das equações de momento, continuidade e calor.

Condições iniciais e de contorno: as condições iniciais são alimentadas pelo modelo atmosférico através do fluxo de calor e do cisalhamento do vento. Os demais parâmetros (profundidade da camada ativa, densidades das duas camadas temperatura inicial da camada ativa, temperatura da camada inferior, etc.) são os mesmos do artigo de Carbonel e Valentin (1999), pois se trata da mesma região. Na costa são utilizadas como condições de contorno valores homogêneos da profundidade da camada superior (h) e da TSM (T), ou seja, $\partial T / \partial x_n = \partial h / \partial x_n = 0$, sendo x_n a direção normal à costa, e as velocidades serão nulas $U_i = u_i = 0$. Nas fronteiras abertas, é utilizada a condição chamada “Weakly reflective boundary condition”, descrita pelo artigo de Verboom e Slob (1984). Essa condição é baseada no método das características. Os valores de TSM obtidos pelo modelo oceânico alimentam o modelo atmosférico.

1.3.3 – ACOPLAMENTO

Na inicialização da temperatura da superfície no modelo atmosférico, o modelo oceânico é chamado para inicializar o campo de TSM. A partir disso, o modelo atmosférico chama novamente o modelo oceânico a cada 20 passos no tempo, alimentando-o com os campos de tensão de cisalhamento do vento e fluxo de calor na superfície e o modelo oceânico alimenta o modelo atmosférico com a TSM atualizada. O modelo atmosférico é atualizado a cada 30 segundos e o oceânico a cada 600 segundos. O acoplamento foi simulado por 31 horas em todos os experimentos.

2. Desenvolvimento do trabalho

No semestre passado, foi desenvolvido um artigo para publicação no *Brazilian Oceanography Journal*, no qual é estudada a ocorrência da retroalimentação positiva entre a ressurgência costeira e a brisa marítima em Cabo Frio, sugerida por Franchito *et al*(1998). Os resultados apresentados nesse artigo já foram apresentados no relatório de atividades anterior.

Foi também realizado um estudo sobre os dados disponíveis da região, que constarão na tese desse trabalho. Esses dados são: valores horários de 11 anos de medidas de TSM e intensidade e direção de vento a 10 m, cedidos pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil; dados de direção e intensidade de vento medidos pela bóia meteorológica, na altura 10 m, durante o projeto DEPROAS em 2001, cedidas pelo Laboratório de Hidrologia Costeira (LHICO) do Instituto Oceanográfico da USP (IO-USP); radiossondagens realizadas em Arraial do Cabo em 1995 e 1996, cedidas por Tânia Ocimoto Oda e radiossondagens e sondas oceânicas realizadas a bordo do navio oceanográfico Antares da Marinha do Brasil, cedidas por Marcelo Dourado.

3. Resultados preliminares

Médias dos dados coletados pela Marinha em Arraial do Cabo

Foram coletados pelo DHN dados de vento a 10m e de TSM a cada hora em Arraial do Cabo e os dados considerados aqui abrangem os anos de 1970 a 1980. Para análise do vento, foram considerados como sendo ventos de NE os que apresentam direção entre 10° e 80° e como ventos de SW os que apresentam direção entre 190° e 260°.

A Figura 1 apresenta a média anual dos dados de vento com ventos de NE (Fig. 1a) e ventos de SW (Fig. 1b). As colunas apresentam o número de ocorrências de ventos considerados nas médias (eixo à direita). Pelas figuras pode-se perceber que a direção predominante é de NE (Fig. 1a). O eixo à esquerda indica a intensidade média anual do vento e nota-se que a intensidade média dos ventos de NE é maior que a intensidade média dos ventos de SW em aproximadamente 1 ms^{-1} . A barra de erro mostra o desvio padrão

para cada média e percebe-se que o mesmo é bastante grande nas duas séries. O total de ocorrências válidas para cada ano está indicado na tabela 1.

Ano	Quantidade total de medidas válidas	Ventos de NE (%)	Ventos de SW (%)
1970	8124	61	19
1971	8195	57	14
1972	8208	59	18
1973	8168	57	18
1974	6719	56	18
1975	8444	52	17
1976	8659	48	17
1977	8701	59	13
1978	8285	52	18
1979	5070	54	17
1980	8453	63	15

Tabela 1: Quantidade total anual de medições válidas de vento pelo DHN.

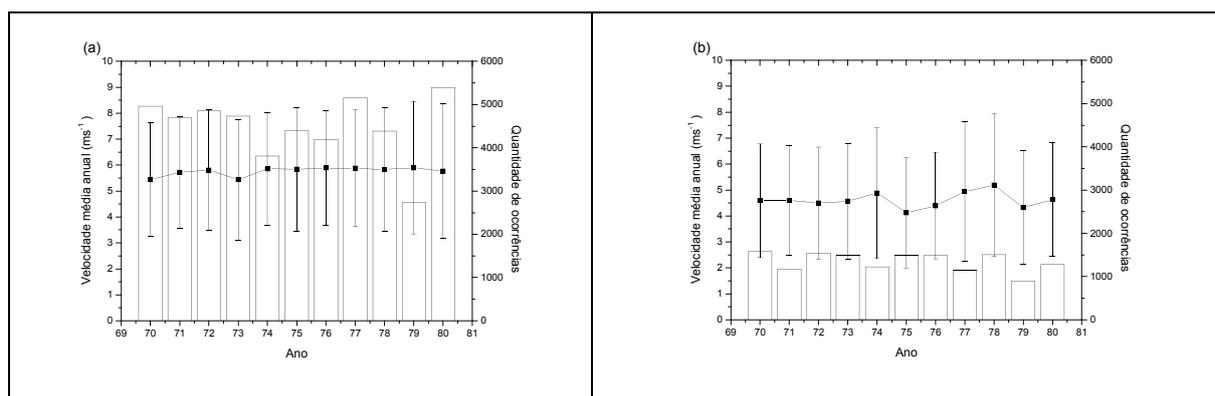


Figura 1: Velocidade média anual e número de ocorrências de ventos (a) de NE e (b) de SW segundo dados de 1970 a 1980 do DHN. As barras verticais indicam o desvio padrão da média.

A Figura 2 mostra as médias mensais para os 11 anos, novamente com os ventos de NE (Fig. 2a) e os ventos de SW (Fig. 2b). As figuras confirmam que a presença de frentes frias que mudam o vento de NE para SW é menor nos meses de verão (DJF) com a máxima intensidade de ventos de NE na primavera (SON) e que nos meses de outono-inverno (MAMJJA) os ventos de NE tem menor ocorrência e também menor intensidade. A intensidade dos ventos de SW aparenta menor variação sazonal, mas é maior nos meses de outono-inverno que nos meses de primavera-verão.

A Figura 3 mostra as médias anuais para a TSM considerada de ressurgência (Fig 3a) e considerada sem ressurgência (Fig. 3b). O critério utilizado foi considerar TSM

menor que 20°C como ocorrência de ressurgência, já que essa é a temperatura característica da Águas Centrais do Atlântico Sul (ACAS), e TSM maior que 20°C como não apresentando o fenômeno. Nota-se que mesmo os ventos sendo predominantemente de NE, o número de ocorrências com ressurgência é ligeiramente menor que sem ressurgência na maioria dos anos.

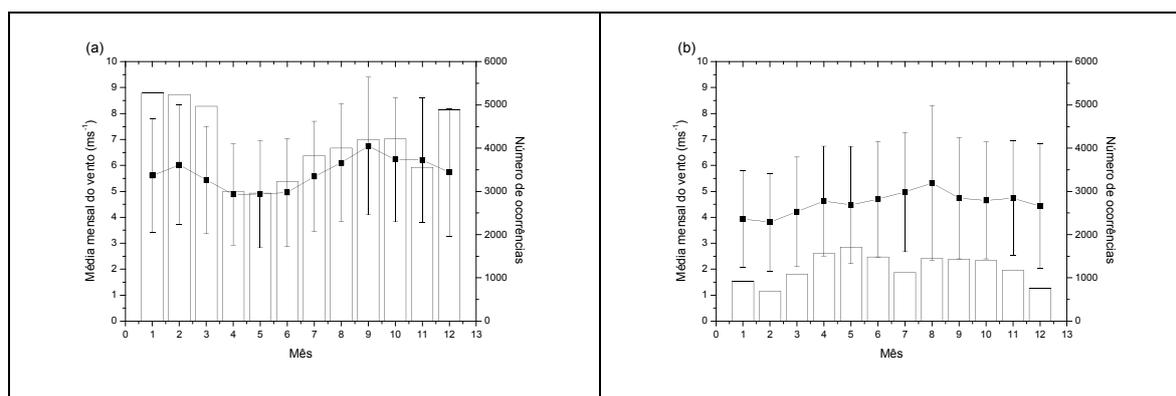


Figura 2: Velocidade média mensal e número de ocorrências de ventos (a) de NE e (b) de SW segundo dados de 1970 a 1980 do DHN. As barras verticais indicam o desvio padrão da média.

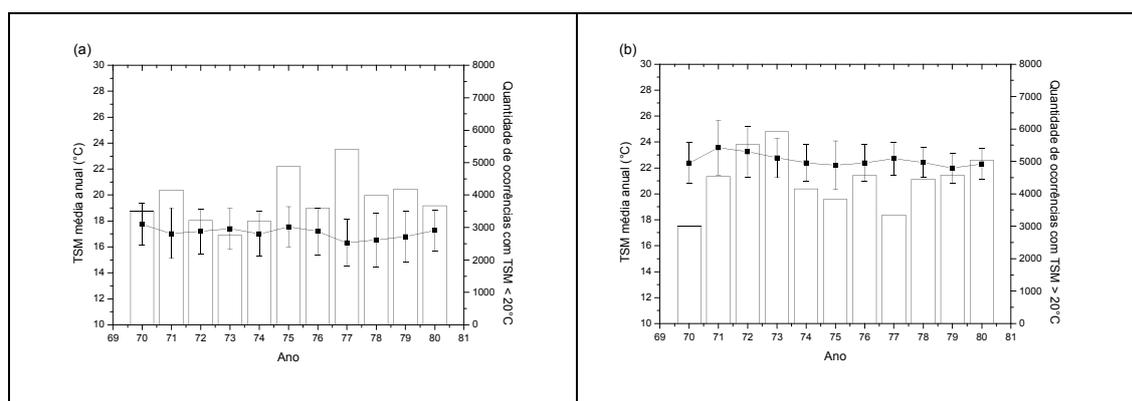


Figura 3: TSM média anual e número de ocorrências de TSM (a) < 20°C e (b) > 20°C segundo dados de 1970 a 1980 do DHN. As barras verticais indicam o desvio padrão da média.

A Figura 4 mostra as médias mensais para a TSM considerada de ressurgência (Fig. 4a) e considerada sem ressurgência (Fig. 4b). Nota-se um número consideravelmente menor de ocorrências de ressurgência nos meses de outono-inverno que nos meses de primavera-verão, com destaque para o mês de novembro, apesar de haver mais ocorrências de ventos de NE que de ventos de SW nesses meses. Provavelmente essa característica está associada ao fato de a ACAS estar mais disponível no verão (Campos, 1995), além da intensidade dos ventos de NE ser menor no período de outono-inverno. Vale também notar que nos meses de inverno a TSM média com ressurgência é maior que nos meses de verão

e a TSM média sem ressurgência é menor que nos meses de verão, sugerindo maior amplitude da variação da TSM no verão que no inverno.

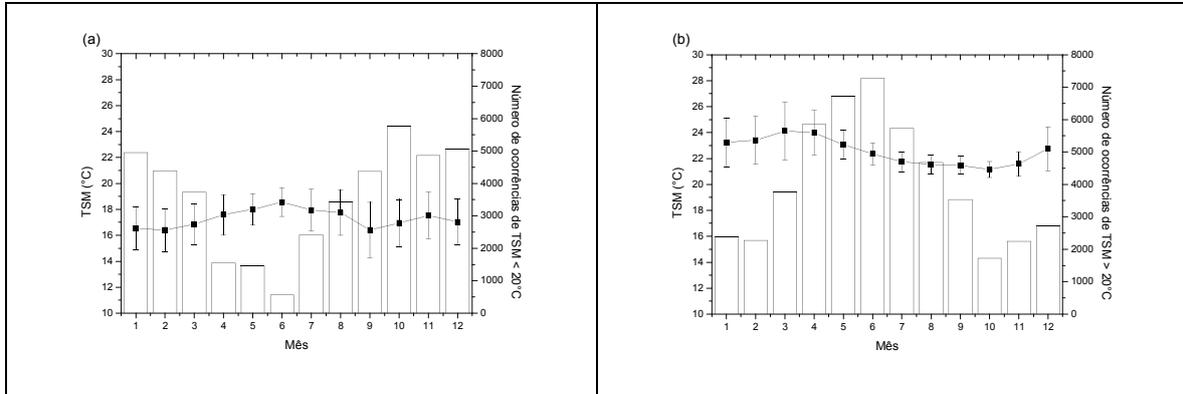


Figura 4: TSM média mensal e número de ocorrências de TSM (a) $< 20^{\circ}\text{C}$ e (b) $> 20^{\circ}\text{C}$ segundo dados de 1970 a 1980 do DHN. As barras verticais indicam o desvio padrão da média.

Oda (1997) realizou uma análise espectral com a mesma série de dados acima. Em sua análise, a frequência predominante na série de TSM foi a de período anual e na série de vento foi a de período diurno (associada à circulação de brisa marítima), sendo que a segunda apresentou também picos nas frequências correspondentes a variações sinóticas (18 dias), semi-anual (3 meses), anual (sazonal), inter-anual e semi-diurna. A análise das componentes zonal e meridional mostrou que a componente zonal é mais afetada pela circulação de brisa marítima e a componente meridional é mais afetada pela passagem de sistemas frontais.

Além da análise espectral, Oda (1997) também realizou médias horárias dos mesmos dados e investigou as variações diurnas de TSM e vento para cada mês e para cada ano da série. Em sua investigação, a autora verificou que a variação diurna da TSM apresentou pequena amplitude e a atribuiu ao aquecimento radiativo, conforme sugerido por Miranda (1982), e a uma possível modulação da TSM pelo ciclo diurno da circulação atmosférica, conforme sugerido por Rodrigues (1997). Os vetores de vento médio, segundo a autora, mostraram a circulação de brisa marítima que provoca ventos mais zonais durante o dia e a ausência da brisa terrestre em quase todo o ano, com exceção do período de AMJ, sendo que os vetores considerados nesse estudo continham a variação diurna somada à circulação sinótica. Foi verificado também que a componente zonal do vento mostrou-se mais sensível à circulação de brisa, mostrando máxima intensidade no mês de fevereiro e mínima em AMJ. A máxima intensidade da brisa ocorre entre 14 e 17h durante todo o ano.

Já sobre a componente meridional, foi verificado que mostra valores mínimos durante o máximo da componente zonal e valores máximos após o decaimento da circulação de brisa marítima. Na análise das médias horárias de TSM e vento para os anos da série, foi notado que existe uma variabilidade interanual, conforme sugerido pela análise espectral.

Dados coletados pela bóia meteorológica

Leite (2005) realizou experimentos com Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) em Cabo Frio. Os dados apresentados nas figuras a seguir foram coletados por uma bóia meteorológica durante o projeto DEPROAS na radial de Cabo Frio em 2001 e foram cedidos pelo LHICO do IO-USP. A figura 5 apresenta o campo de vento medido durante o verão de 2001, do dia 2 de fevereiro ao dia 4 de março. Observa-se que os ventos são predominantemente de NE (70% de frequência), e quando mudam de direção, sua intensidade é bem menor. A velocidade média dos ventos de NE observados nessa série de dados foi de $5,6 \text{ ms}^{-1}$ enquanto a velocidade média dos ventos de SW foi de $0,9 \text{ ms}^{-1}$ e sua frequência foi de 6%.

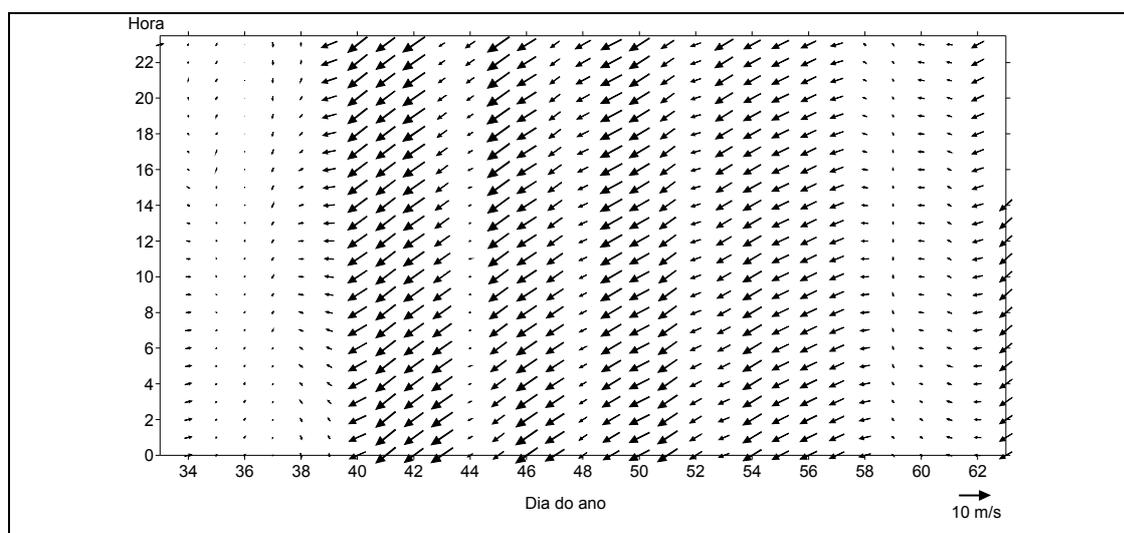


Figura 5: Vetores de vento medidos pela bóia do projeto DEPROAS na radial de Cabo Frio no verão de 2001.

No período de inverno, de 29 de julho a 26 de setembro, esse padrão muda bastante, conforme se pode observar na figura 6. Nesse período, a frequência dos ventos de NE continua alta (69%), mas sua intensidade média cai para $4,9 \text{ ms}^{-1}$, enquanto a frequência dos ventos de SW sobe para 19% e sua intensidade média para $5,2 \text{ ms}^{-1}$. Os dados de Leite

(2005) apresentam concordância com os valores médios calculados acima utilizando os dados da marinha no período de inverno, mas apresentam um período de verão com menor frequência e mais baixa intensidade de ventos de SW que esses valores médios.

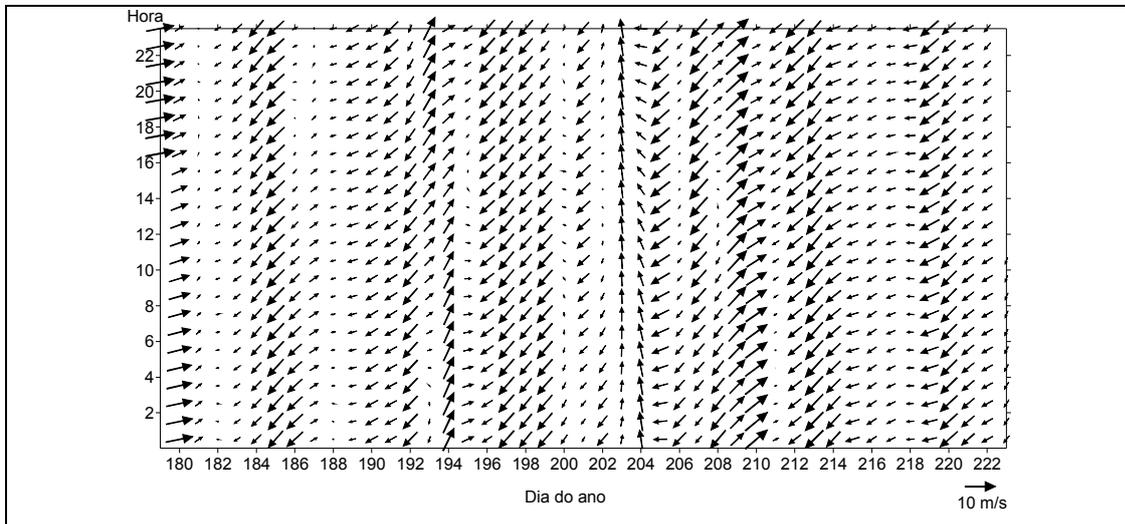


Figura 6: Vetores de vento medidos pela bóia do projeto DEPROAS na radial de Cabo Frio no inverno de 2001.

Perfis verticais atmosféricos e oceânicos da região de Cabo Frio

Experimentos realizados por Oda (1997)

Oda (1997) realizou uma série de experimentos com radiossondagens durante o verão de 1995 e os invernos de 1995 e 1996, totalizando 56 sondagens distribuídas em 12 dias. Neste trabalho serão apresentados apenas os resultados das sondagens de 2 dias, sendo o primeiro característico da presença da ressurgência no verão de 1995 (dia 09/01), quando a TSM era de 18°C e os ventos eram de NE, e o segundo característico da presença de uma frente fria no inverno de 1995, quando a TSM era maior que 23°C e os ventos eram de SW (dia 04/08).

A figura 7 apresenta os perfis verticais atmosféricos obtidos pelas sondagens realizadas no dia 09/01/1995 de temperatura potencial virtual (Fig. 7a), razão de mistura (Fig. 7b), componente zonal (Fig. 7c) e componente meridional do vento (Fig. 7d).

Os perfis da temperatura potencial virtual mostram uma camada estável próxima à superfície e uma forte inversão térmica em torno dos 300 m, causadas pela advecção do ar mais frio do oceano para o continente próximo à superfície, devido à brisa marítima ou à

circulação de larga escala. Os perfis de razão de mistura mostram um grande gradiente vertical de umidade próximo à superfície também devido à advecção de ar de origem marítima sobre o continente.

Os perfis das componentes do vento mostram a predominância dos ventos de NE. A componente zonal está associada à circulação de brisa marítima, apresentando um máximo às 18 HL e o escoamento de retorno da brisa entre 600 e 1200 m. A componente meridional apresenta valores máximos às 22 HL. Próximo aos 300m de altura há o surgimento de um jato de baixos níveis. Oda (1997) sugere que esse jato pode ter sido causado pelo surgimento de uma oscilação inercial após o desacoplamento do escoamento acima da camada superficial em relação à superfície.

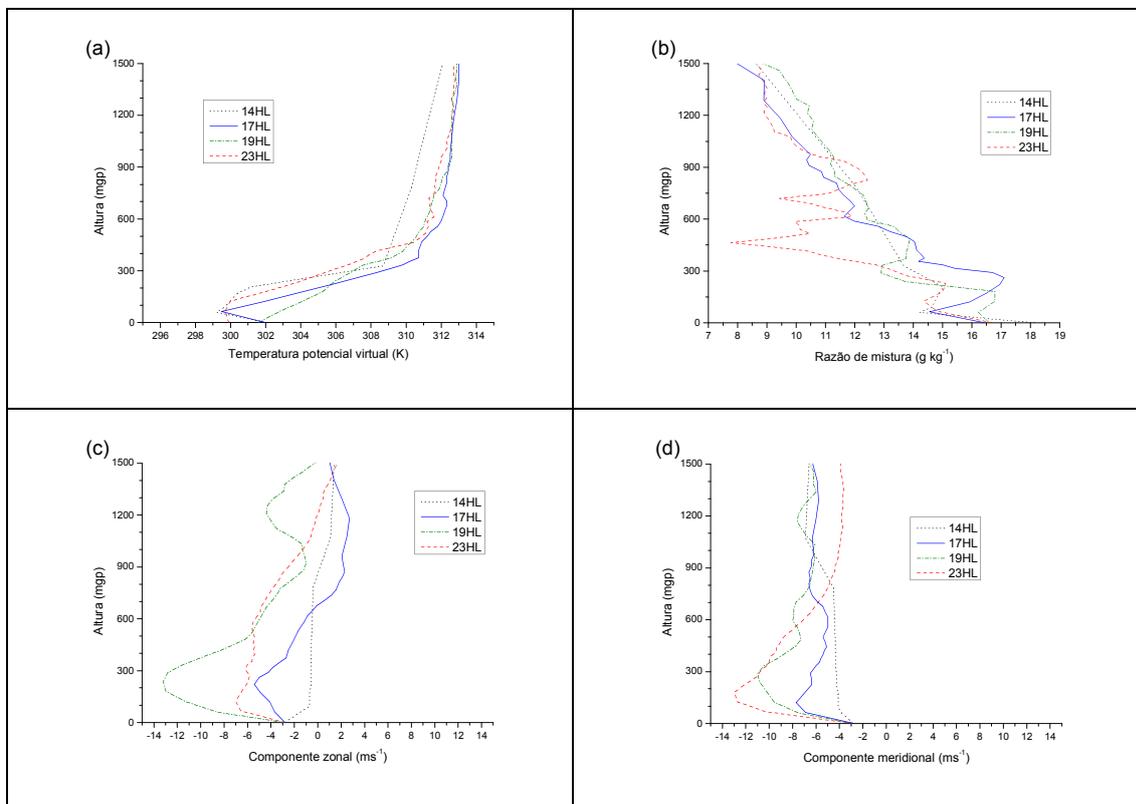


Figura 7: Perfis verticais de (a) temperatura potencial virtual; (b) razão de mistura; (c) componente zonal do vento; e (d) componente meridional do vento, medidos através de radiossondagens realizadas por Oda (1997) em 09/01/1995.

As sondagens realizadas no dia 04 de agosto de 1995, que representam a passagem de uma frente fria pela região, estão representadas na Figura 8.

O perfil de temperatura potencial virtual (Fig. 8a) mostra uma camada de mistura de 300 m às 11HL que cresce com o tempo até atingir 900m às 17HL. A razão de mistura (Fig. 8b) aumenta seu valor com o tempo.

A componente zonal do vento (Fig. 8c) é inicialmente de oeste devido à propagação da frente fria, mas após às 17HL percebe-se o desenvolvimento da brisa marítima próximo à superfície. A componente meridional (Fig. 8d) é de sul, com um máximo em torno de 300m. Novamente nota-se o desenvolvimento de um jato de baixos níveis, atribuído por Oda (1997) à baroclinicidade de grande escala.

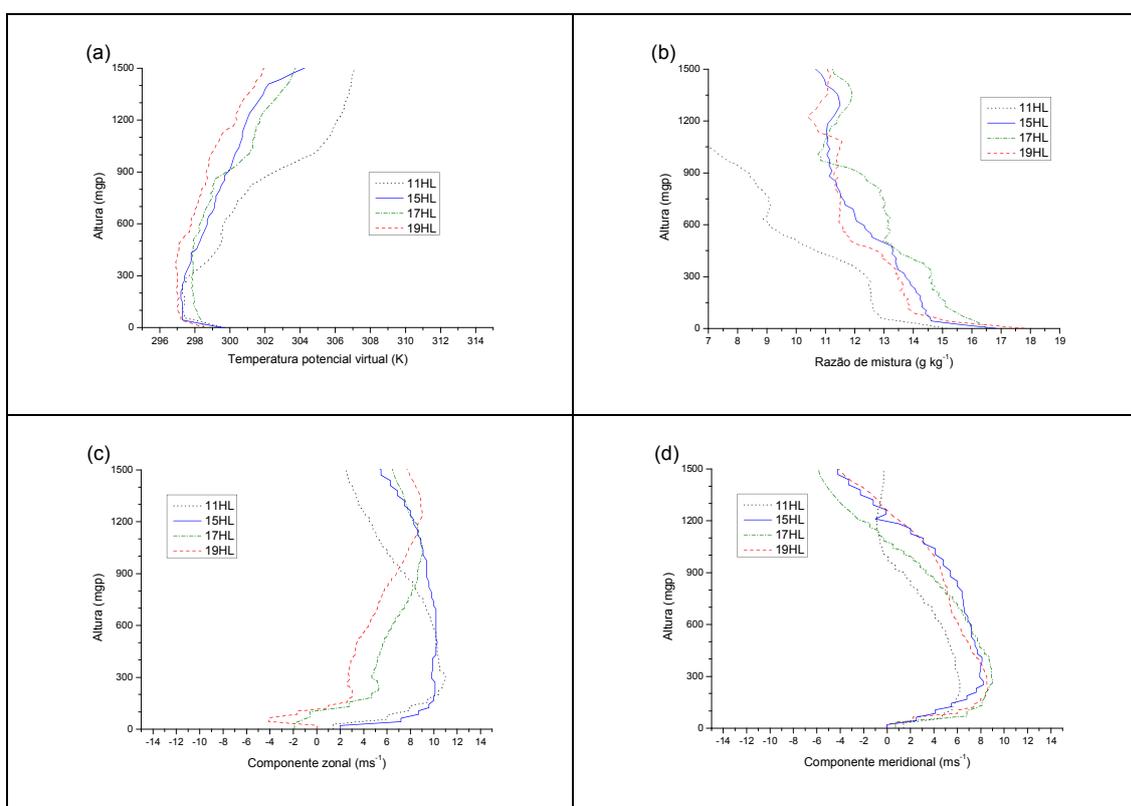


Figura 8: Perfis verticais de (a) temperatura potencial virtual; (b) razão de mistura; (c) componente zonal do vento; e (d) componente meridional do vento, medidos através de radiossondagens realizadas por Oda (1997) em 04/08/1995.

Oda (1997) também comparou as sondagens dos 3 experimentos e notou que a estabilidade atmosférica é ligeiramente maior no verão, atribuindo essa característica às menores temperaturas do oceano nesse período.

Experimentos realizados por Dourado and Oliveira (2001)

Dourado and Oliveira (2001) realizaram um experimento de 7 a 10 de julho de 1992 a bordo do navio oceanográfico Antares da Marinha do Brasil durante a passagem de uma

frente fria. Foram lançadas radiossondagens atmosféricas e sondas oceânicas simultaneamente a cada 4 horas, totalizando 21 sondas atmosféricas e 19 sondas oceânicas, já que 2 sondas oceânicas foram descartadas.

A Figura 9 mostra os perfis verticais atmosféricos observados para temperatura potencial (Fig. 9a), e umidade específica (Fig. 9b) para o dia 7. A figura 10 mostra os mesmos perfis para o dia 8 e a figura 11 mostra os mesmos perfis para o dia 9. As observações mostram que a camada de mistura atmosférica (CMA) esfriou 6°C, ficou 6 g/kg mais seca e aumentou sua altura de 200 para 1000m no dia 7, devido à chegada da frente fria.

Nos dias seguintes (Figs. 10 e 11), a temperatura potencial e a umidade aumentaram e a estabilidade da atmosfera aumentou também, apresentando uma CMA com no máximo 300m de altura.

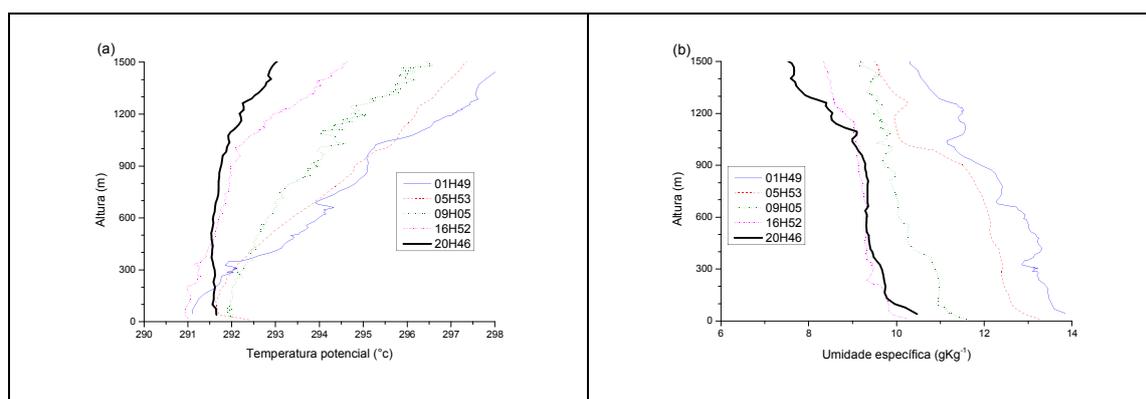


Figura 9: Perfis verticais de (a) temperatura potencial e (b) umidade específica medidos através de radiossondagens realizadas por Dourado and Oliveira (2001) em 07/07/1992.

Comparando as observações feitas por Oda(1997) no dia 04 de agosto de 1995(Fig. 8a,b) com as feitas por Dourado and Oliveira (2001) no dia 07 de julho de 1992 (Fig. 9), nota-se que o perfil vertical de temperatura potencial de ambos os experimentos apresenta uma altura máxima da CMA similar.

A temperatura potencial no experimento de 1992 (Fig. 9a) tem menores valores que no experimento de 1995 (Fig. 8a) em todo o perfil, mas vale lembrar que o primeiro foi realizado sobre o oceano e o segundo foi realizado sobre o continente.

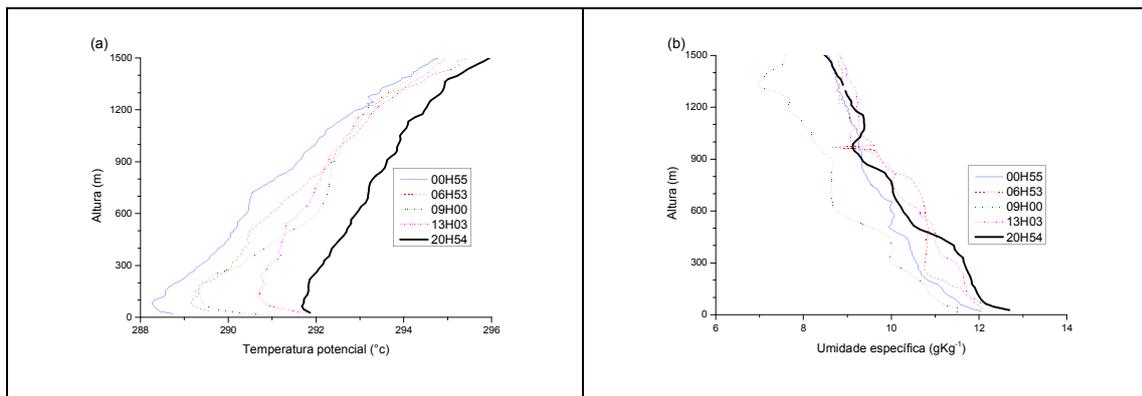


Figura 10: Perfis verticais de (a) temperatura potencial e (b) umidade específica medidos através de radiossondagens realizadas por Dourado and Oliveira (2001) em 08/07/1992.

O perfil vertical de umidade do experimento de 1992 (Fig. 9b) também é bastante similar ao do experimento de 1995 (Fig. 8b), mas bem mais seco.

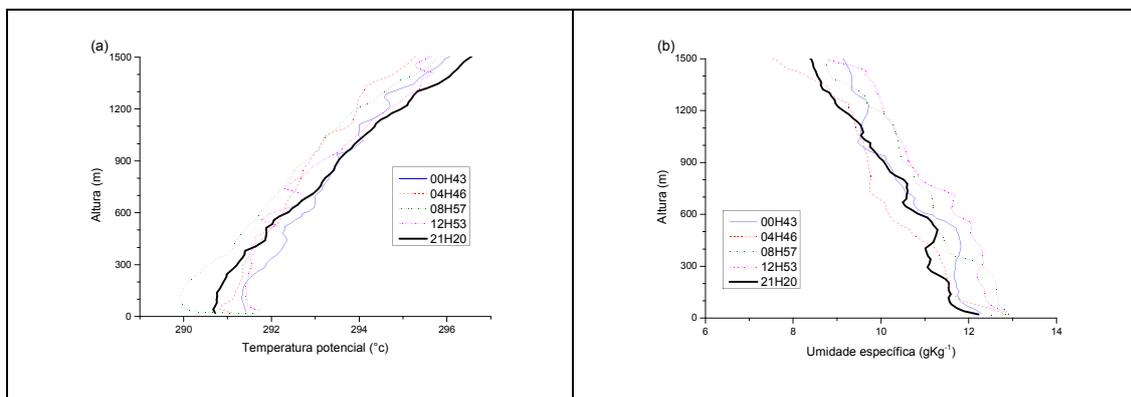


Figura 11: Perfis verticais de (a) temperatura potencial e (b) umidade específica medidos através de radiossondagens realizadas por Dourado and Oliveira (2001) em 09/07/1992.

A figura 12 mostra os perfis verticais oceânicos de temperatura da água para os dias 7 (Fig. 12a), 8 (Fig. 12b) e 9 (Fig. 12c) obtidos no experimento de 1992. Nota-se que a altura da camada de mistura oceânica (CMO) aumenta 46m e a TSM aumenta 1,2°C do dia 7 para o dia 8.

Dourado and Oliveira (2001) sugerem que as variações observadas na CMA e na CMO estão ligadas à passagem da frente fria das seguintes maneiras:

- a CMO aumenta devido ao regime de subsidência causado pela convergência de água mais quente e com maior CMO na costa, provocada pelos ventos de SW;
- a CMO aumenta devido ao aumento da turbulência de origem mecânica provocado pelos ventos mais intensos da frente fria;

- a CMA aumenta devido à advecção de ar mais frio sobre o oceano com TSM mais quente;

- a CMA aumenta devido à advecção de CMA terrestre sobre o oceano.

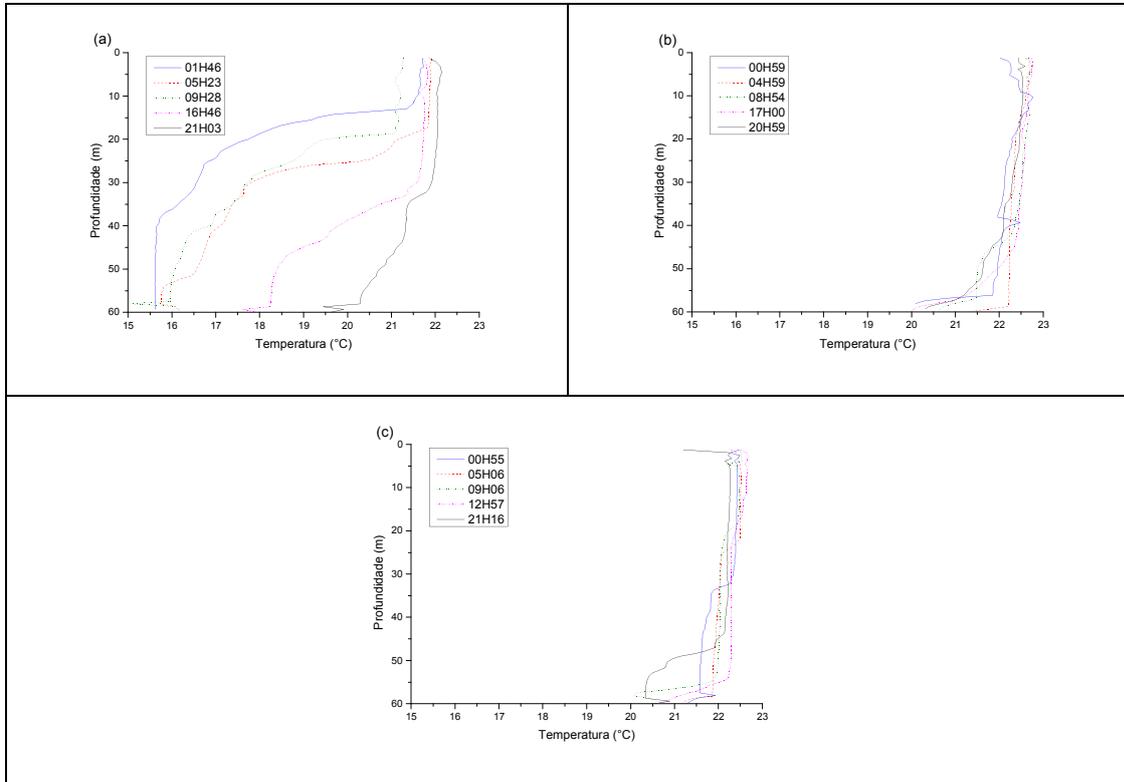


Figura 12: Perfis verticais de temperatura do oceano nos dias (a) 7; (b) 8; e (c) 9 de julho de 1992 por Dourado and Oliveira (2001).

Os autores investigaram essas hipóteses em artigo posterior utilizando um modelo unidimensional atmosférico com fechamento de segunda ordem acoplado a um modelo oceânico de camada de mistura (Dourado and Oliveira, 2008). As simulações tinham o objetivo de investigar o papel do contraste térmico entre o oceano e a atmosfera no desenvolvimento da CMA e da CMO. No entanto, os resultados sugerem que o contraste térmico tem um maior impacto no crescimento da CMO que no crescimento da CMA, e que esse contraste não é forte o suficiente para explicar as variações observadas em ambas as camadas durante o experimento de 1992 (Figs. 9, 10, 11 e 12).

4. Atividades Desenvolvidas

4.1 – Participação no IV SBO 2008:

Foi feita uma apresentação oral no IV Simpósio Brasileiro de Oceanografia (IV-SBO), realizado em São Paulo de 8 a 12 de dezembro de 2008. O trabalho foi intitulado “The coinfluence of the sea breeze and the coastal upwelling at Cabo Frio: A numerical investigation using coupled models” e utilizou os resultados apresentados no item 3 deste relatório. Além disso, foi desenvolvido um artigo com o mesmo título para publicação no Brazilian Journal of Oceanography.

4.2 – Publicação de artigo:

O artigo referente ao trabalho exposto no III-SBO em 2006 sob o título “Estudo numérico dos padrões de circulação na camada limite atmosférica da região de ressurgência costeira de Cabo Frio” foi publicado no livro: “Oceanografia e mudanças globais”, ISBN 978-85-98729-24-4, impresso pelo Instituto Oceanográfico da USP.

5. Perspectivas

Nesse semestre será efetuada a redação da tese. Pretende-se defender a tese em agosto de 2009.

6. Bibliografia

- Bornstein, R. D., 1975: The two-dimensional URBMET Urban Boundary Layer Model. *J. Appl. Meteor.*, 14, 1459-1477.
- Bornstein, R. D.; J. Cordova, R. Salvador and L. J. Shieh, 1991: Modeling the Polluted Coastal Urban Environment; Electric Power Research Institute EPRI, Report EA-5091, Vol. 3, Research Project 1630-13. 235 pp.
- Bornstein, R. D., P. Thunis, P. Grossi and G. Schayes, 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale-B (TVM) Model. Part II: Evaluation, *J. of Appl. Meteor.*, 35, 1814-1834.
- Bradley, E.F., Coppin, P.A. and Godfrey, J.S., 1991: Measurements of sensible and latent heat flux in the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, 3375-3389.
- Campos, E. J. D., Gonçalves, J. E., & Ikeda, Y., 1995: Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. *Journal of Geophysical Research*, 100(9), 18537-18550.
- Carbonel, C. A. A. H., 1998: Modelling of upwelling in the coastal area of Cabo Frio. *Rev. bras. oceanogr.*, 46(1), 1-17.

- Carbonel, C. A. A. H. and Valentin, J. L., 1999: Numerical modelling of phytoplankton bloom in the upwelling ecosystem of Cabo Frio (Brazil). *Ecological Modelling*, 116, 135-148.
- Carbonel, C. A. A. H., 2003: Modelling of upwelling-downwelling cycles caused by variable wind in a very sensitive coastal system. *Continental Shelf Research*, 23, 1559-1578.
- Clancy, R. M., Thompson, J. D., Hurlburt, H. E. and Lee, J. D., 1979: A model of mesoscale air-sea interaction in a sea breeze-coastal upwelling regime. *Monthly Weather Review*, 107, 1476-1505.
- Clappier, A., Martilli, A., Grossi, P., Thunis, P., Pasi, F., Krueger, B. C., Calpini, B., Graziani, G. and Van den Bergh, H., 2000: Effect of Sea Breeze on Air Pollution in the Greater Athens Area. Part I: numerical simulations and field observations. *J. Appl. Meteorology*, 39(4), 546-562.
- Deardorff, J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83, C4, 1889-1903.
- Ding, A., Wang, T., Zhao, M., Wang, T. and Li, Z., 2004: Simulation of sea-land breezes and discussion of their implications on the transport of air pollution during a multi-day ozone episode in the Pearl River Delta of China. *Atmospheric environment*, 38, 6737-6750.
- Dourado, M. and Oliveira, A. P., 2001: Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layer over the Atlantic Ocean. *Rev. Bras. Oceanogr.*, 49(1/2), 49-59.
- Dourado, M.S. and Oliveira, A.P., 2008: A numerical investigation of the atmosphere-ocean thermal contrast over the coastal upwelling region of Cabo Frio , Brazil, *Atmosfera* , 21(1) ,13-34.
- Enriquez, A.G. and Friehe, C.A., 1997: Bulk parameterization of momentum, heat and moisture fluxes over coastal upwelling area. *Journal of Geophysical Research*, 102, 5781-5798.
- Franchito, S. H., Rao, V. B., Stech, J. L. and Lorenzetti, J. A., 1998: The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment. *Ann. Geophysicae*, 16, 866-881.
- Garratt, J.R., Hess, G.D., Physick, W.L., Bougeault, P., 1996: The Atmospheric Boundary Layer – Advances in Knowledge and Application. *Boundary-Layer Meteorology*, 78, 9-37.
- Gilliam, R. C., Raman, S. and Niyogi, D. D. S., 2004: Observational and numerical study on the influence of large-scale flow direction and coastline shape on sea-breeze evolution. *Boundary-layer meteorology*, 111, 275-300.
- Grimmond, C.S.B, King, T.S., Roth, M. and Oke, T.R., 1998: Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations. *Boundary-Layer Meteorology*, 89, 1-24.
- Kanda, M., Inagaki, A., Letzel, M.O., Raasch, S. and Watanabe, T., 2004: LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 110, 381–404.
- Karam, H.A., 1995: Simulação Numérica da CLP na região de Iperó através de um modelo de 3 Dimensões. *Dissertação de Mestrado, Dep. de Ciências Atm., IAG-USP*, 112 pp.
- Karam, H.A e A P. Oliveira,1998: Estudo do Efeito Topográfico no Ciclo Diurno do Vento na Superfície no Estado de São Paulo, *X Congr. Bras. De Meteorologia*, 26-30 de outubro de 1998, Brasília, DF.
- Karam, H. A. and Oliveira, A. P., 2000: Patterns of Local Circulation Induced by Topography: Observation and Numerical Modeling. Submitted to *Boundary-Layer Meteorology*, June.
- Leite, J. R. B., 2005: Correntes na Plataforma Continental ao largo de Arraial do Cabo (RJ): medições com perfilador acústico (ADCP). *Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP*, 167 pp.

- Martilli, A., Thunis, P., Müller, F., Russel, A. G. and Clappier, A., 2002: An optimised method to coupled meteorological and photochemical models. *Environmental modelling & software*, 17, 169-178.
- Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W. and Mao, H., 2003: Sea breeze: structure, forecasting and impacts. *Reviews of geophysics*, 41(3), 1-31.
- Miranda, L.B., 1982: Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) a Ilha de São Sebastião (SP). Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo para a obtenção do Título de Livre-Docente. São Paulo.
- Oda, T. O., 1997: Influencia da ressurgência costeira sobre a circulação local em Cabo Frio (RJ). Dissertação de Mestrado em Meteorologia. INPE.
- Orgaz, M.D.M. e J.L. Fortes, 1998: Estudo das brisas costeiras na região de Aveiro. In Proceedings do 1^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica Hispano Português. Lagos, Portugal.
- Rodrigues, R. R. , 1997: Um estudo numérico da ressurgência costeira de Cabo Frio (RJ). Dissertação de Mestrado em Oceanografia Física - Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico.
- Rodrigues, R. R. and Lorenzetti, J. A., 2001: A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental shelf research*, 21, 371-394.
- Roth, M., 2000: Review of atmospheric turbulence over cities. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 941-990.
- Schayes, G, P. Thunis, R. Bornstein, 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale-B (TVM) Model. Part I: Formulation, *J. Appl. Meteor.*, 35, 1815-1823.
- Stech, J. L. and Lorenzetti, J. A., 1992: The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *J. Geophys. Res.*, 97 (C6), 9957-9520.
- Stivari, S.M, A.P.Oliveira, H.A.Karam, J.Soaes, 2003: Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze. *Journal of Applied Meteorology*. 42 (1), 37-50.
- Thunis, P., 1995: Formulation and Evaluation of a Nonhydrostatic Vorticity Mesoscale Model, Ph.D Thesis, Institut d'Astronomie et de Géophysique G. Lamaître, Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belgium, 151 pp.
- Verboom, G. K., Slob, A., 1984: Weakly reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems. *Delft Laborator*. Publication n° 322.
- Wainer, I., Taschetto, A.; Soares, J.; Oliveira, A.P., Otto-Bliesner, B. and Brady, E., 2003: Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part 1: The Seasonal Cycle. *Journal of Climate*, 16(4), 706-714.
- Wood, N., 2000: Wind flow over complex terrain: a historical perspective and the prospect for large-eddy modelling. *Boundary-Layer Meteorology*, 96, 11-32.