

**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 : 05/10/2009

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 e 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 Friehe, 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., 2001).

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 submissão no periódico *Environmetrics*, no qual o acoplamento dos modelos atmosférico e oceânico foi detalhado e testado. Além disso, foi avaliada a contribuição do acoplamento dos modelos para um melhor entendimento dos processos de interação oceano-atmosfera na região de Cabo Frio, o que mostrou que os resultados obtidos com os modelos acoplados se aproximam melhor dos dados observacionais disponíveis que a utilização de apenas um dos modelos.

Foi também realizada a implementação da rotina de cálculo do calor latente descrita por Fairall (1996a, 1996b, 2003), no modelo atmosférico TVM-NH, somente para a parte do domínio sobre o oceano. Essa implementação foi realizada a fim de tornar o cálculo mais próximo aos padrões internacionais, mas não acarretou mudança significativa nos resultados obtidos anteriormente.

Foi iniciada também a redação da tese.

3. Resultados preliminares

Foram realizados dois experimentos com os modelos atmosférico e oceânico acoplados, um deles considerando a topografia da região (apresentada na Figura 1) que será chamado de TOPO de agora em diante, e o outro considerando a topografia plana, chamado de PLANA. Ambos os experimentos foram forçados com campo de vento inicial de NE e 6 ms^{-1} . O campo inicial de TSM está representado na Figura 2 e é o resultado de dois dias de simulação do modelo oceânico apenas, forçado também com vento de NE e 6 ms^{-1} .

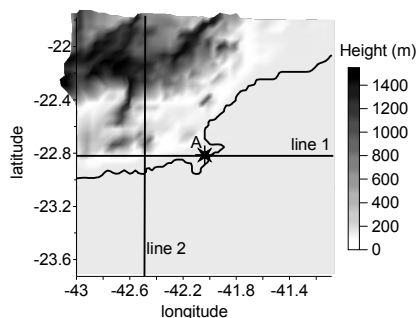


Figura 1: Topografia e linha de costa da região de estudo. As linhas 1 e 2 e o ponto A serão referenciados nos resultados.

Aqui serão apresentados somente os resultados referentes às 15HL e 18HL, pois são os horários de maior desenvolvimento da brisa marítima e maior intensidade da energia cinética turbulenta (ECT).

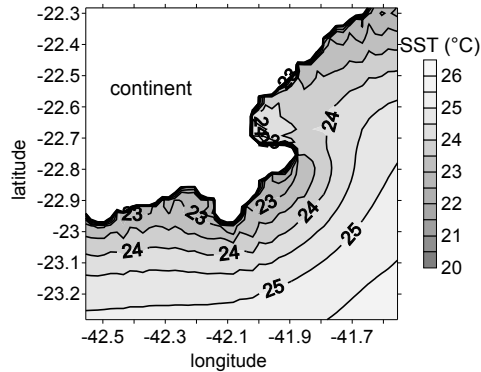


Figura 2: Campo inicial de TSM.

A Figura 3 apresenta a temperatura do ar e vento a 15 m de altura às 15HL, para o experimento PLANA (Fig. 3a) e para o experimento TOPO (Fig. 3b), e às 18HL para o experimento PLANA (Fig. 3c) e para o experimento TOPO (Fig. 3d).

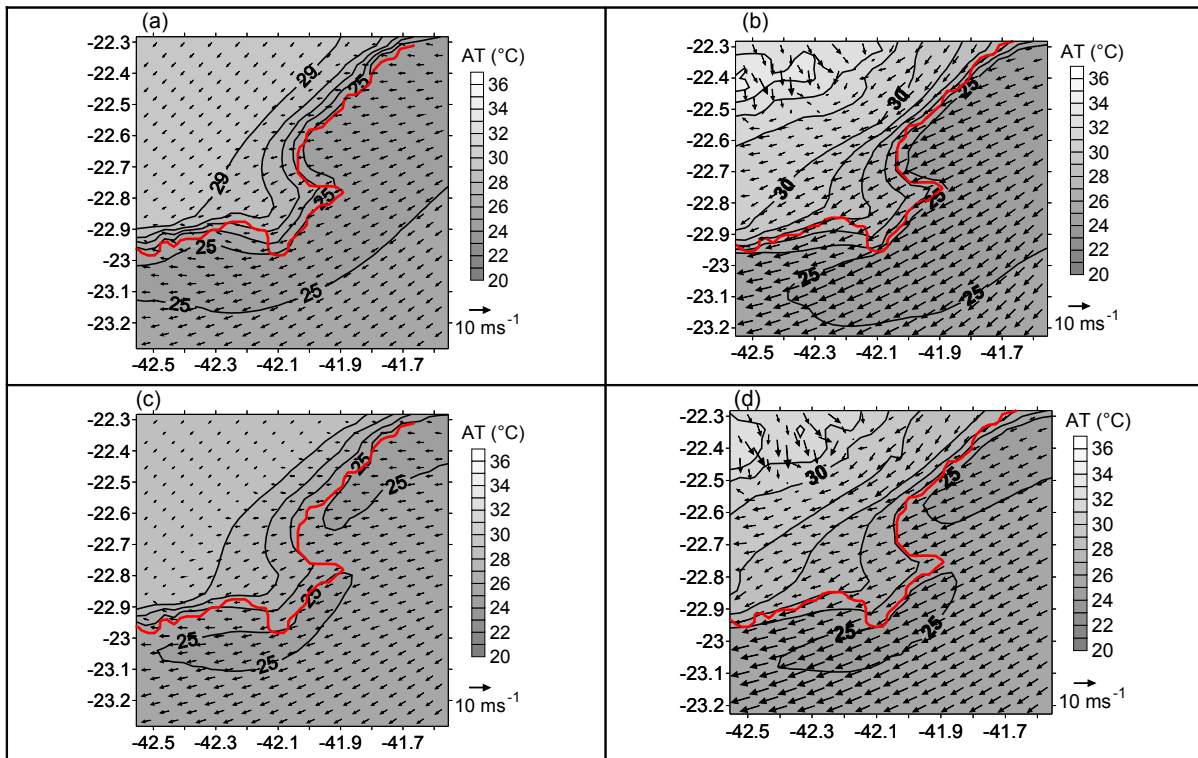


Figura 3: Temperatura do ar e vento a 15 m de altitude para o experimento PLANA às (a) 15HL e (c) 18HL e para o experimento TOPO às (b) 15HL e (d) 18HL. Em vermelho a linha da costa.

Percebe-se que no experimento PLANA a intensidade do vento é menor em todo o domínio que no experimento TOPO e o vento sobre o continente é menos intenso que sobre o oceano, em ambos os horários. A mudança de direção do vento neste experimento deixa clara a presença da brisa marítima (direção do oceano para o continente), sendo mais intensa às 18HL. As isolinhas de temperatura do ar também mostram a penetração da brisa e percebe-se que esta é mais intensa na parte superior do domínio, onde a direção do vento de larga escala coincide com a direção da brisa.

No experimento TOPO não há uniformidade no campo de vento sobre o continente (já que a topografia agora é considerada) e não é evidente a presença da brisa na direção do campo de vento, mas as isolinhas de temperatura do ar demonstram uma maior penetração na parte superior do domínio. Em ambos os experimentos temos ar de origem marinha, com menor temperatura, sendo advectado sobre o continente, devido ao efeito conjunto da brisa e do vento de larga escala.

Como consequência da maior intensidade do vento no experimento TOPO às 18HL (Fig.4b), o campo de TSM desse experimento mostra menores temperaturas (em torno de 1°C menores) que no experimento PLANA(Fig.4a).

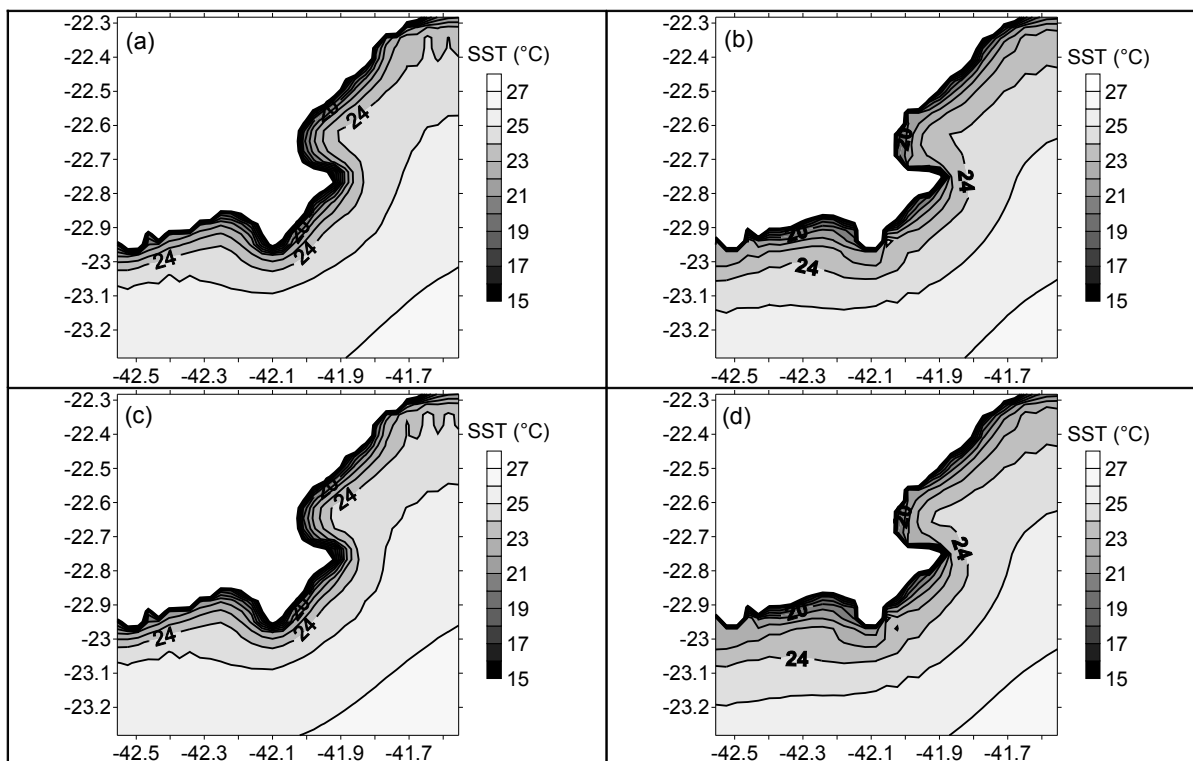


Figura 4: Campo de TSM para o experimento PLANA às (a) 15HL e (c) 18HL e para o experimento TOPO às (b) 15HL e (d) 18HL.

Para uma melhor análise dos resultados, foi feito um corte vertical sobre a linha 1, representada na Fig. 1. A Figura 5 mostra o corte vertical da componente zonal do vento sobre a linha 1 para o experimento PLANA às 15HL (Fig 5a) e às 18HL (Fig 5c) e para o experimento TOPO às 15HL (Fig 5b) e às 18HL (Fig 5d). No experimento PLANA percebe-se a evolução da circulação de brisa marítima, com maior velocidade próximo à superfície e direção do oceano para o continente e menor intensidade entre 400 e 1500 m de altitude, evidenciando a circulação de retorno da brisa sobreposta ao vento de larga escala. Essa circulação é intensificada das 15HL(Fig 5a) para as 18HL(Fig 5c).

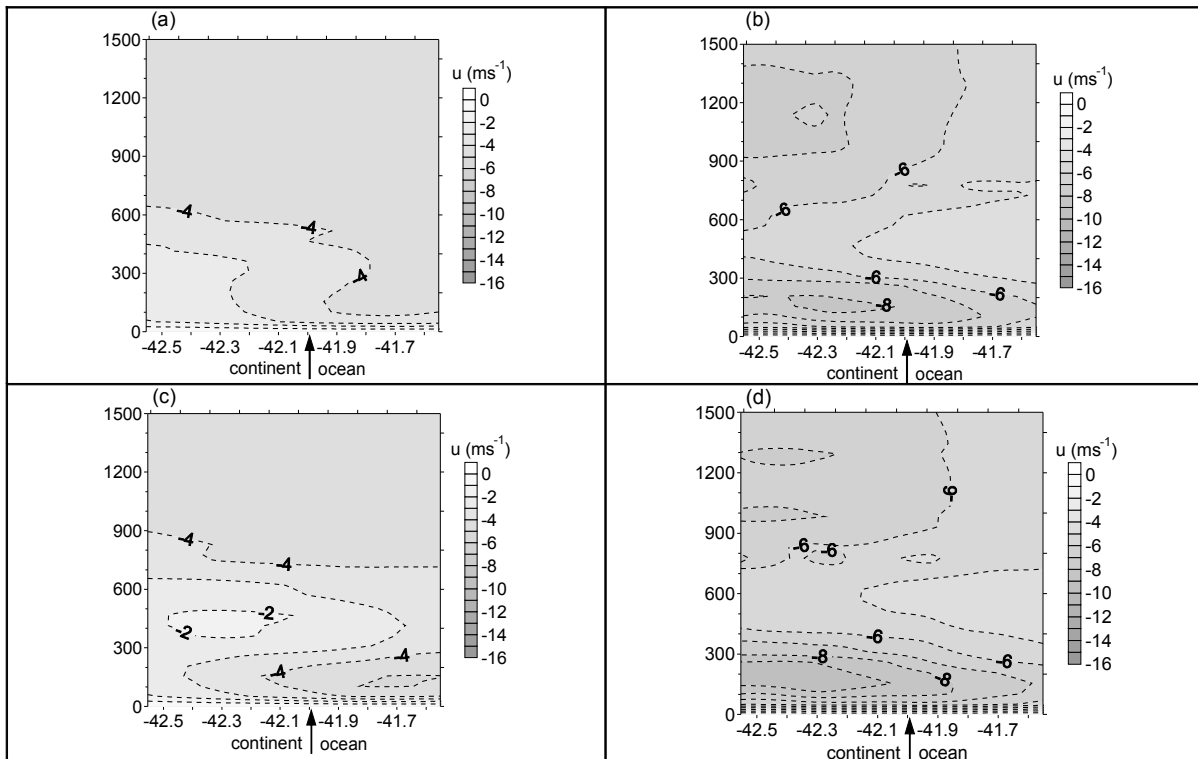


Figura 5: Corte vertical sobre a linha 1 da componente zonal do vento para o experimento PLANA às (a) 15HL e (c) 18HL e para o experimento TOPO às (b) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

No experimento TOPO percebe-se também maior velocidade próximo à superfície e menor velocidade entre 400 e 500 m de altitude, mas, ao contrário do experimento PLANA, as maiores velocidades estão sobre o continente entre 100 e 300 m de altitude. Além disso, as velocidades são mais do que duas vezes mais intensas que no experimento PLANA.

O corte vertical da componente meridional do vento (Fig. 6) no experimento PLANA mostra desaceleração sobre o continente, tanto às 15HL (Fig. 6a) como às 18HL (Fig. 6c), indicando influência da circulação de brisa marítima na parte esquerda do

domínio, onde a linha de costa é paralela à linha 1. Entre 500 e 700 m de altitude às 18HL (Fig. 6c) temos maiores intensidades do vento para sul, indicando a circulação de retorno da brisa.

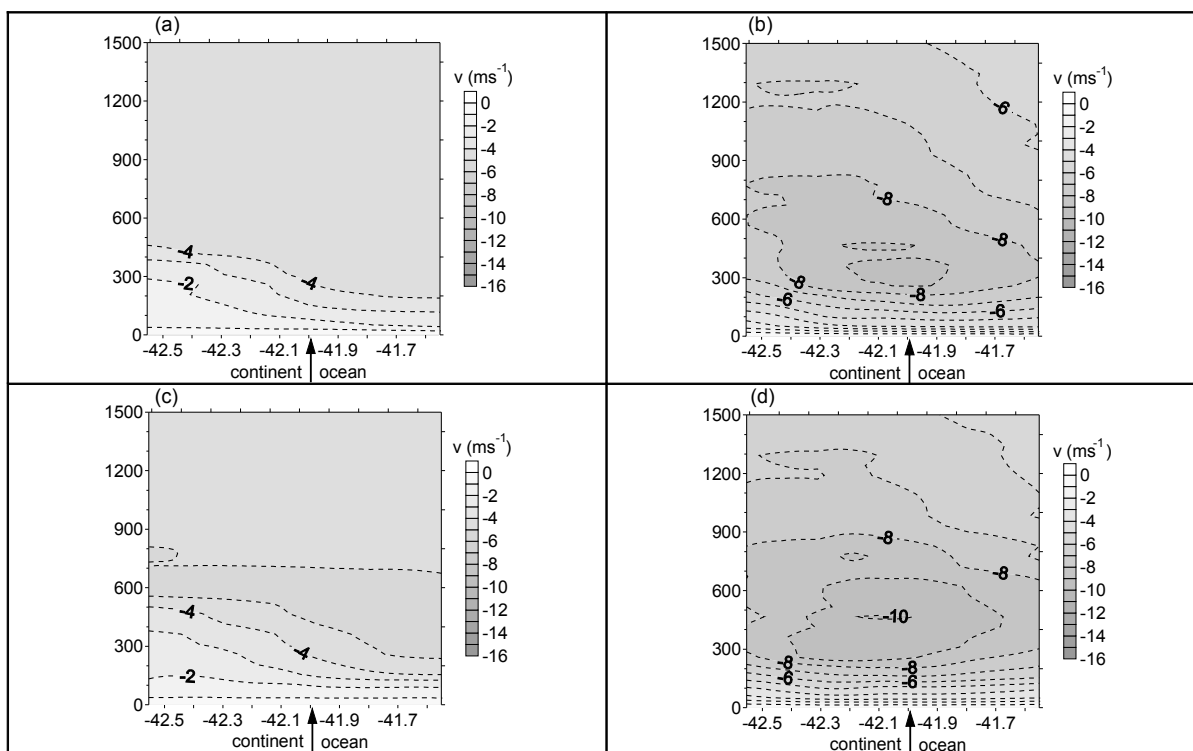


Figura 6: Corte vertical sobre a linha 1 da componente meridional do vento para o experimento PLANA às (a) 15HL e (c) 18HL e para o experimento TOPO às (b) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

No experimento TOPO não se percebe essa desaceleração, mas nota-se um jato de baixos níveis entre 300 e 800 m de altitude, tanto às 15HL (Fig. 6b) como às 18HL (Fig. 6d).

A figura 7 mostra o corte vertical de temperatura potencial sobre a linha 1 às 15HL para o experimento PLANA (Fig. 7a) e para o experimento TOPO (Fig. 7b) e às 18HL para o experimento PLANA (Fig. 7c) e para o experimento TOPO (Fig. 7d). No experimento PLANA, a partir de 700 m de altitude, as isolinhas são praticamente horizontais. Percebe-se também as frente de brisa marítima, trazendo ar mais frio para o continente e aumentando a estabilidade da atmosfera, mais próximo à costa às 15HL e em toda extensão horizontal do corte às 18HL. No experimento TOPO as isolinhas demonstram a baroclinicidade associada à topografia da região, e nota-se que o ar mais frio de origem marinha já alcançou maiores

distâncias horizontais dentro do continente, tornando a atmosfera ainda mais estável que no experimento PLANA, tanto às 15HL quanto às 18HL.

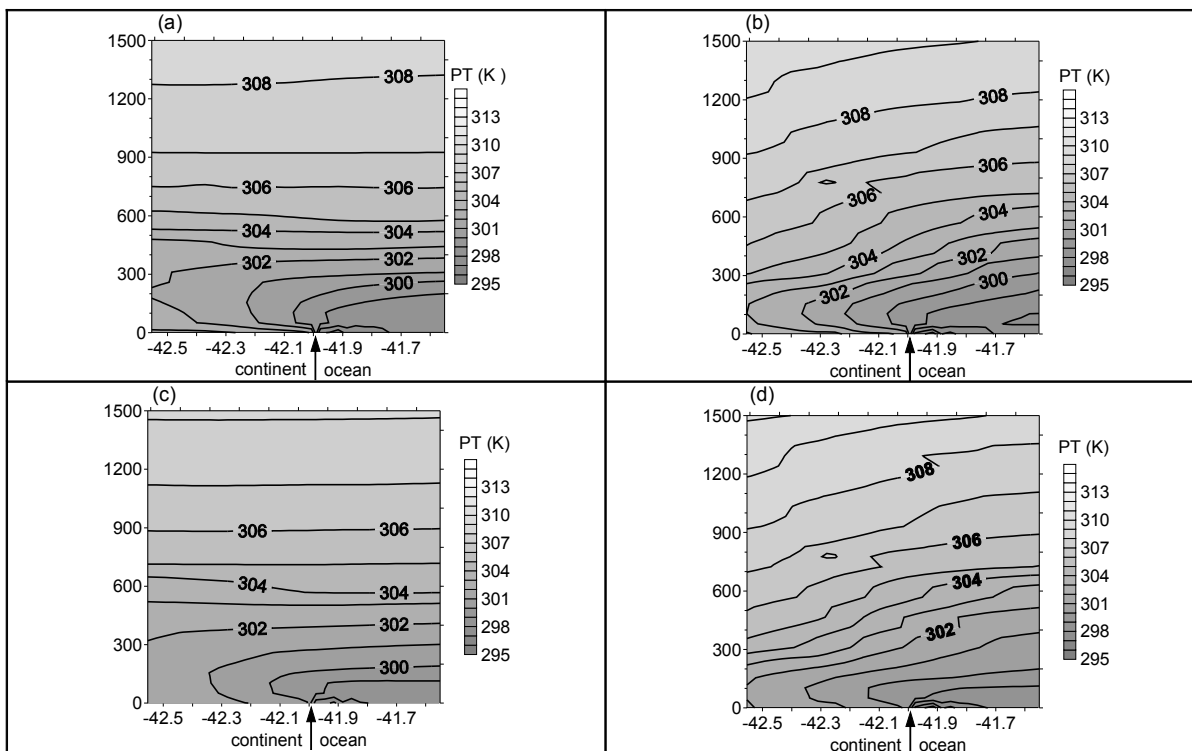


Figura 7: Corte vertical sobre a linha 1 da temperatura potencial para o experimento PLANA às (a) 15HL e (c) 18HL e para o experimento TOPO às (b) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

Essa baroclinicidade parece ser a causa dos altos valores da componente zonal de velocidade encontrados sobre o continente nas Figs.5b,d, já que sobre o oceano a baroclinicidade é menor.

Para analisar a presença dos jatos de baixos níveis no corte vertical da componente meridional do vento no experimento TOPO (Figs. 6b,d), foi feito um corte vertical sobre a linha 2 (Fig. 1), e na Figura 8 é apresentado o corte vertical da temperatura potencial para o experimento PLANA às 15HL (Fig.8a) e às 18HL(Fig.8c) e para o experimento TOPO às 15HL (Fig.8b) e às 18HL(Fig.8d). Vemos novamente que a grande diferença entre os campos do experimento TOPO e PLANA é a baroclinicidade associada à topografia da região.

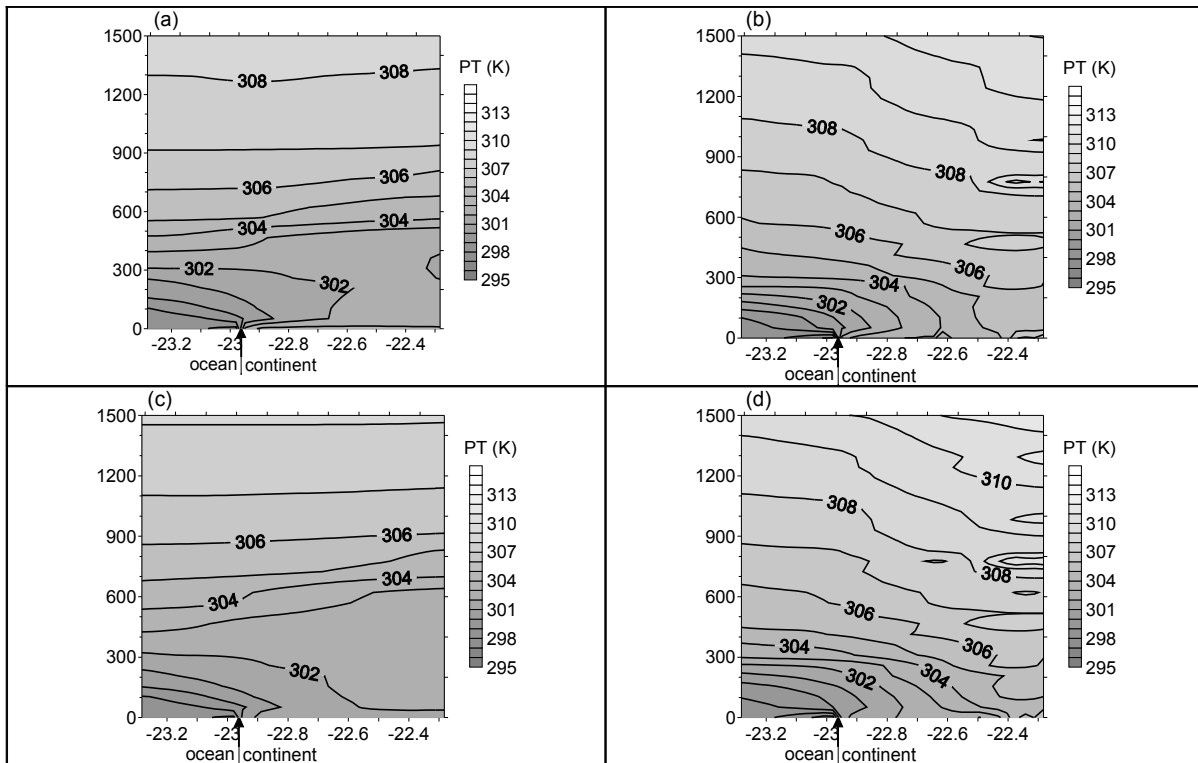
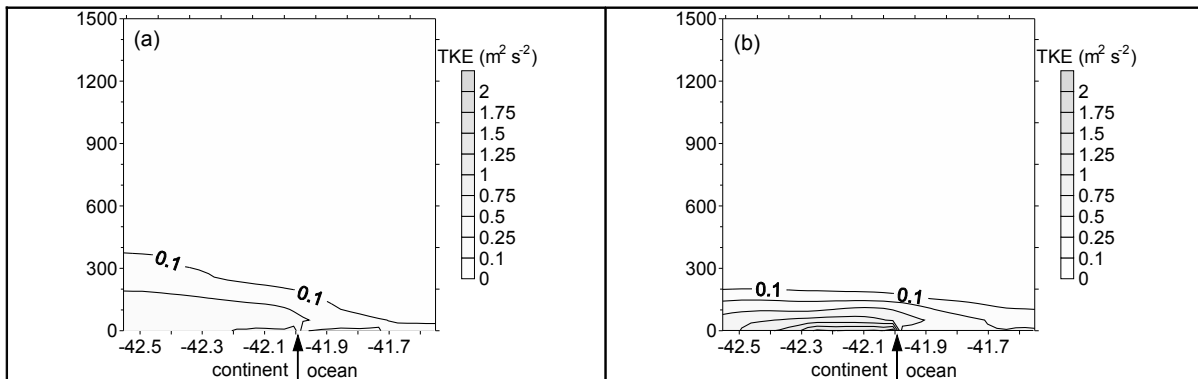


Figura 8: Corte vertical sobre a linha 2 da temperatura potencial para o experimento PLANA às (a) 15HL e (c) 18HL e para o experimento TOPO às (b) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

A figura 9 mostra o corte vertical sobre a linha 1 da ECT para o experimento PLANA às 15HL (Fig.9a) e às 18HL (Fig.9c) e para o experimento TOPO às 15HL (Fig.9b) e às 18HL (Fig.9d). Pode-se notar que no experimento TOPO há maiores valores de ECT, mas estes estão confinados em uma camada de menor altitude às 15HL que no experimento PLANA. No experimento PLANA os valores de ECT são menores, mas temos maiores altitudes sobre o continente às 15HL.



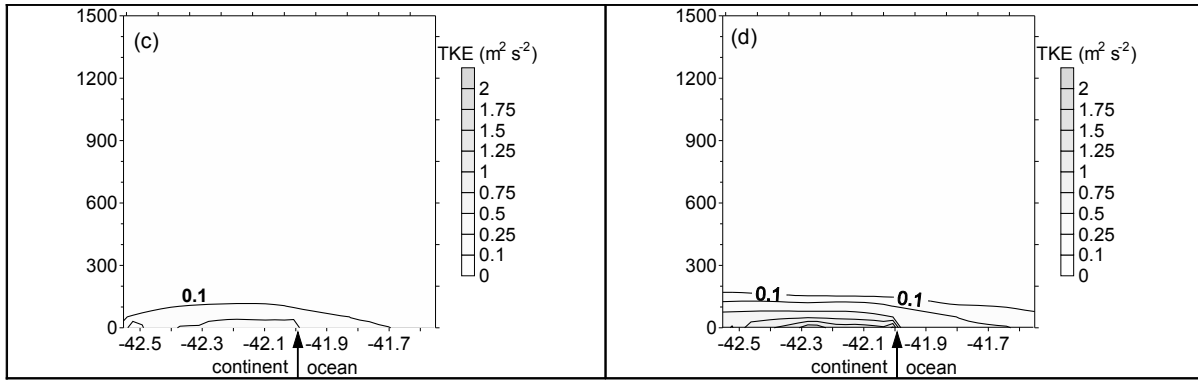


Figura 9: Corte vertical sobre a linha 1 da energia cinética turbulenta (ECT) para o experimento PLANA às (a) 15HL e (c) 18HL e para o experimento TOPO às (b) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

Os dados observacionais na região são escassos. Para comparar os resultados com a realidade, utilizamos os dados de sondagem de Oda (1997) do dia 12/01/1995. A Figura 10 mostra o perfil vertical da componente zonal do vento obtidos pelas sondagens (Fig.10a), pelo experimento TOPO (Fig.10b) e pelo experimento PLANA (Fig.10c), sobre o ponto A (Fig.1). Nota-se que os valores obtidos pelo experimento TOPO aproximam-se mais dos valores medidos que dos obtidos pelo experimento PLANA.

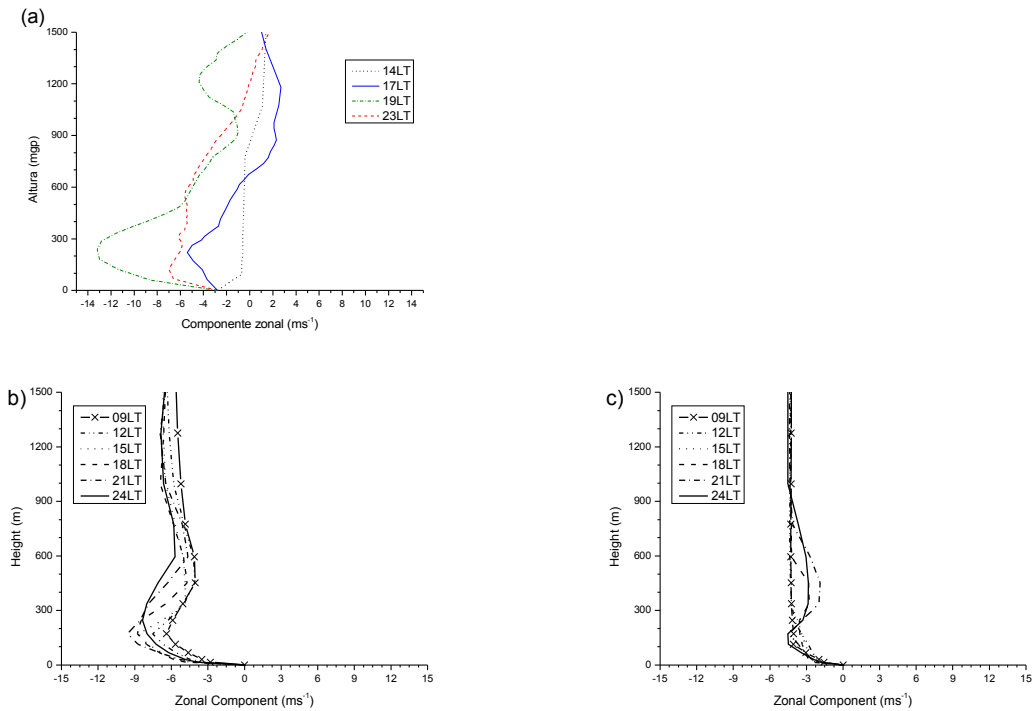


Figura 10: Perfil vertical sobre o ponto A da componente zonal do vento (a) obtido nas sondagens de Oda (1997) (b) para o experimento TOPO e (c) para o experimento PLANA.

O mesmo acontece com a componente meridional, apresentada na figura 11, onde o jato evidenciado pelas observações (Fig.11a) não aparece no experimento PLANA (Fig.11c), porém está presente no experimento TOPO (Fig.11b).

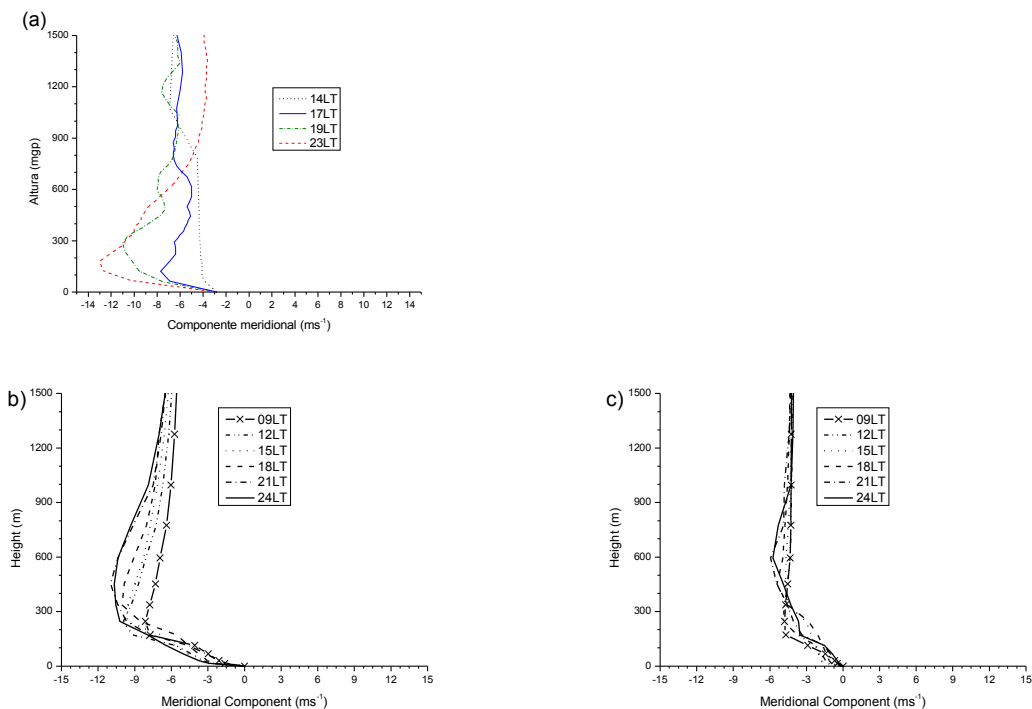


Figura 11: Perfil vertical sobre o ponto A da componente meridional do vento (a) obtido nas sondagens de Oda (1997) (b) para o experimento TOPO e (c) para o experimento PLANA.

A figura 12 apresenta o campo de TSM às 24HL para o experimento PLANA (Fig.12a) e para o experimento TOPO (Fig.12b). Observa-se que o campo de TSM é menor para o experimento TOPO em quase todo o domínio e principalmente perto da costa em relação ao experimento PLANA, devido às maiores intensidades do campo de vento obtidas no primeiro experimento.

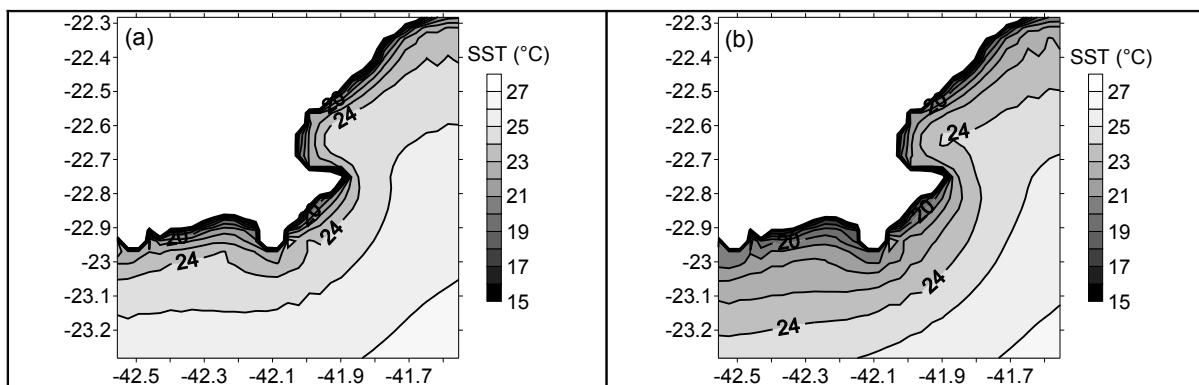


Figura 12: Campo de TSM às 24HL (a) para o experimento PLANA e (b) para o experimento TOPO.

Estes resultados sugerem que a topografia da região tem grande influência na circulação atmosférica e é fator importante também no surgimento e intensidade do fenômeno de ressurgência observado na região.

4. Atividades Desenvolvidas

4.1 – Estágio docência do PAE:

Em julho foi iniciado o estágio docência do PAE na Escola de Artes, Ciências e Humanidades (EACH-USP) na disciplina Ambiente Atmosférico (ACH1034), que tem duração até novembro de 2009.

5. Perspectivas

Nesse semestre deverá ser concluída a redação da tese e deverá ser escrito um artigo sobre os resultados apresentados acima.

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.
- 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.
- Castelao, R. M., Campos, E. J. D. and Miller, J. L., 2004: A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil Current. *J. of coastal research*, 20(3), 662-671.
- 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.
- 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.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Godfrey, J. S., Wick, G. A., Edson, J. B. and Young, G.S., 1996a: Cool-skin and warmer-layer effects on sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 101, 1295-1308.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B. and Young, G.S., 1996b: Bulk parameterization of air-sea fluxes for Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 101, 3747-3764.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A. A. and Edson, J. B., 2003: Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of Climate*, 16, 571-591.
- 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.
- Lorenzo, M. D., 2003: Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current system. *Deep-sea research II*, 50, 2371-2388.
- 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.
- Mizzi, A. P. and Pielke, R. A., 1983: A numerical study of the mesoscale atmospheric circulation observed during a coastal upwelling event on 23 august 1972. Part I: sensitivity studies. *Monthly Weather Review*, 112, 76-90.
- 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.
- Rao, A. D., Dube, S. K. and Sinha, P. C., 1995: Numerical modelling of coastal upwelling in the bay of Bengal. *Environment international*, 21(5), 667-670.
- 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.
- Takagi, K., Yamada, M. and Uematsu, Y., 1999: A coupled simulation model for mesoscale airflow and water current. *J. of wind engineering and industrial aerodynamics*, 81, 249-259.
- 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., 1982: Weakly reflective boundary conditions for the shallow water equations. *Delft Laboratory*, Publication n. 26.
- 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.
- Wang, J. D. and Connor, J. J., 1975; Mathematical modelling of near coastal circulation. *Technical Report 200*, R. M. Parsons Laboratory, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA.
- Wood, N., 2000: Wind flow over complex terrain: a historical perspective and the prospect for large-eddy modelling. *Boundary-Layer Meteorology*, 96, 11-32.

7. Cronograma

Já foram realizadas as etapas: definição do tema, preparação e apresentação do projeto de Tese, coleta de dados, processamento de dados, análise de dados e conclusão. A etapa de redação final está em desenvolvimento e deve ser concluída até dezembro de 2009. A etapa de apresentação da tese deve ser concluída até fevereiro de 2010.