

ESTUDO NUMÉRICO DOS PADRÕES DE CIRCULAÇÃO NA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NA REGIÃO DE RESSURGÊNCIA COSTEIRA DE CABO FRIO

Flávia Noronha Dutra¹, Jacyra Soares² e Amauri Pereira de Oliveira³

RESUMO

Em Cabo Frio (RJ-BR) freqüentemente observa-se o fenômeno de ressurgência costeira, causado pelo padrão de ventos predominante na região. Esse padrão é alterado na passagem de frentes frias, o que provoca um aumento da temperatura da superfície do mar (TSM). Esse trabalho objetiva o estudo numérico da influência conjunta da brisa marítima, da ressurgência costeira, da topografia e da ocupação do solo no desenvolvimento da camada limite planetária (CLP) na região de Cabo Frio. Para isso, foi desenvolvido um modelo numérico oceânico de duas camadas, que representa satisfatoriamente a resposta da TSM à forçante do vento, especialmente na região de estudo. Esse modelo foi acoplado ao modelo atmosférico TVM-NH, e foram realizados dois testes; um representando a situação com ressurgência e outro a situação sem ressurgência. Foram analisados os campos horizontais de TSM e temperatura do ar e vento a 30 metros de altura, bem como a altura da CLP e o campo vertical de energia cinética turbulenta (ECT) sobre uma linha do domínio. Os resultados mostram uma atmosfera mais estável na situação com ressurgência, e uma CLP noturna maior sobre o oceano do que sobre a costa continental na situação sem ressurgência.

ABSTRACT

At Cabo Frio (RJ-BR) is frequently seen the occurrence of coastal upwelling, caused by the predominant wind pattern at this region. This pattern is modified by the passage of cold fronts that causes an increase of the sea surface temperature (SST). This paper intend to study numerically the influence of the sea breeze, coastal upwelling, topography and land use in the development of the planetary boundary layer (PBL) at Cabo Frio region. Therefore, a two-layer numerical oceanic model was developed, that represents well the response of the SST to the wind forcing, especially at this area. This model was coupled to the atmospheric model TVM-NH and two tests were performed: one simulating a situation with coastal upwelling and the other a situation without coastal upwelling. The horizontal fields of SST and air temperature and wind at 30m height were analyzed as well as the height of the PBL and the vertical field of the kinetic turbulent energy (KTE) above one line of the domain. The results show a more stable atmosphere at the situation with upwelling and a higher nocturne PBL above the ocean than the one above the continental coast at the situation without upwelling.

Palavras-Chave: camada limite planetária, acoplamento de modelos numéricos atmosférico e oceânico, interação ar-mar.

¹ Aluna de doutorado do IAG-USP, Rua do Matão, 1226, São Paulo, SP, tel.: 3091-2851, fax: 3091-4714, fdutra@model.iag.usp.br

² Professora Doutora do IAG-USP, tel.: 3091-4711, fax: 3091-4714, jacyra@usp.br

³ Professor associado do IAG-USP, tel 3091-4701, apdolive@usp.br

INTRODUÇÃO

A ressurgência costeira em Cabo Frio (RJ – Brasil) é provocada pela predominância de ventos de NE na região, produzidos por um centro atmosférico de alta pressão de larga escala, semipermanente sobre o Oceano Atlântico Sul (Stech & Lorenzetti, 1992). Essa configuração é alterada na passagem de frentes frias, que mudam a direção dos ventos para de SW, que são desfavoráveis à ocorrência de ressurgência. A ressurgência faz com que a temperatura da superfície do mar (TSM) nessa região diminua cerca de 10°C em relação à TSM nos períodos sem o fenômeno (Franchito et al., 1998). Essa diminuição aumenta o gradiente térmico entre o oceano e a costa e afeta a circulação local, principalmente a brisa marítima (Miller et al., 2003). Nessa região, esse fenômeno tem sido bastante estudado do ponto de vista oceanográfico, mas poucos estudos foram feitos sobre sua influência na atmosfera (Franchito et al., 1998; Dourado & Oliveira, 2000; Oda, 1997). A circulação da brisa marítima é um fator determinante do clima local em regiões costeiras, podendo afetar o regime de precipitação e provocar fortes tempestades, além de afetar a circulação atmosférica e o regime de dispersão de poluentes. Esse trabalho objetiva, através do acoplamento do modelo numérico atmosférico TVM-NH (Topographic Vorticity-mode Mesoscale – Non Hydrostatic) com um modelo numérico oceânico, estudar os mecanismos físicos que determinam a interação entre a ressurgência costeira, a brisa marítima, a topografia e a ocupação do solo na CLP, na região de Cabo Frio.

DESCRIÇÃO DOS MODELOS

Modelo Atmosférico

O TVM-NH é um modelo numérico de diferenças finitas que utiliza as equações da vorticidade, eliminando assim a necessidade de tratar a pressão (Thunis, 1995; Bornstein et al., 1996; Schayes et al., 1996). A área de estudo utilizada foi uma superfície de 99 km x 99 km, centralizada em 22,80°S e 42,05°W, com um espaçamento de 3 km x 3 km (34 x 34 pontos de grade), que envolve parte da costa e parte do oceano da região de Cabo Frio. Para as fronteiras laterais, foram adicionados 8 pontos de

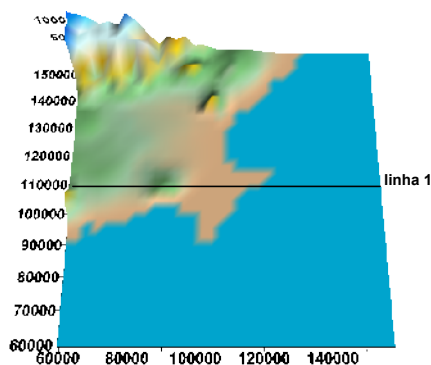


Figura 1: Topografia da área de estudo. A linha representa a posição do corte vertical que será estudado neste trabalho.

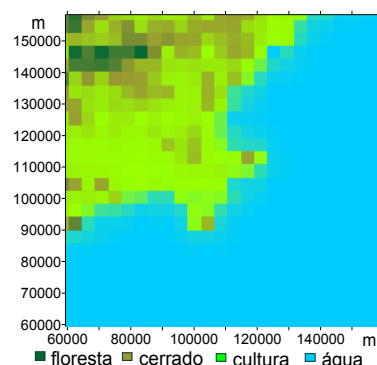


Figura 2: Tipo de ocupação de solo da área de estudo.

grade, com espaçamento variando de 3,6 km a 12,9 km (PG de razão 1,2), totalizando um domínio de 218 km x 218 km (50 x 50 pontos de grade), a fim de minimizar a influência das fronteiras sobre a área de estudo. Na direção vertical são utilizados 25 pontos de grade e o espaçamento varia de 30m próximo à superfície até 1200 m no topo, permitindo uma maior resolução nos níveis inferiores do modelo. Foram consideradas a topografia (Fig. 1) e a ocupação do solo (considerando 4 classes, Fig. 2) da região, a fim de prognosticar a temperatura e os fluxos turbulentos na superfície, segundo o método “force restore” (Deardorff, 1978).

Modelo Oceânico

Foi desenvolvido um modelo numérico oceânico, 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. Esse modelo é baroclínico e bidimensional, utiliza o método de diferenças finitas e considera uma estrutura vertical descrita por uma camada ativa, que inclui a versão turbulenta, não-linear e verticalmente integrada das equações de momento, continuidade e calor, sobre uma camada profunda, inerte, com temperatura constante e gradiente de pressão nulo. As condições iniciais de fluxo de calor e do cisalhamento do vento são alimentadas pelo modelo atmosférico, e os demais parâmetros são os mesmos do artigo de CARBONEL *et al.* (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) e velocidades nulas. Nas fronteiras abertas, é usada a condição chamada “*Weakly reflective boundary condition*”, descrita pelo artigo de VERBOOM *et al.* (1984). O domínio e o espaçamento do modelo oceânico coincidem com os do modelo atmosférico, para facilitar o acoplamento.

Acoplamento

Na inicialização da temperatura da superfície no modelo atmosférico, o modelo oceânico é chamado para, na situação sem ressurgência, inicializar todo o campo de TSM com a temperatura de 26°C (Fig. 3), e, na situação com ressurgência, inicializar o campo de TSM com os resultados da simulação de dois dias gerada com o modelo oceânico utilizando um vento de NE e 9 ms⁻¹ (Fig.4). 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 ambos os experimentos, sendo que na situação com ressurgência o modelo atmosférico foi

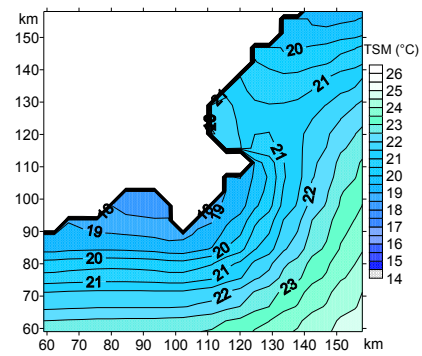
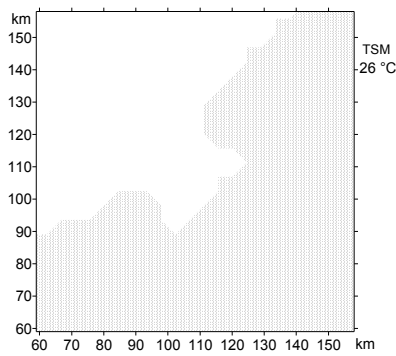


Figura 3: Campo inicial de TSM, situação sem ressurgência. Figura 4: Campo inicial de TSM, situação com ressurgência.

forçado por ventos de NE e na sem ressurgência por ventos de SW, ambos com 9ms^{-1} .

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A figura 5 apresenta os campos de temperatura do ar e vento a 30m de altura às 15h (5a) e às 21h (5b), na situação com ressurgência. Percebe-se o grande gradiente térmico na Fig. 5, característico do aquecimento diferenciado da superfície durante o dia, e a conseqüente mudança de direção do vento (de NE para E próximo à costa) caracterizando a brisa marítima. Na Fig. 5b o gradiente entre a costa e o oceano diminui, e já não há mais brisa. Nota-se na Fig. 5b que o vento é mais intenso sobre o oceano, com exceção do canto superior esquerdo do domínio, onde há elevação do terreno (Fig. 1).

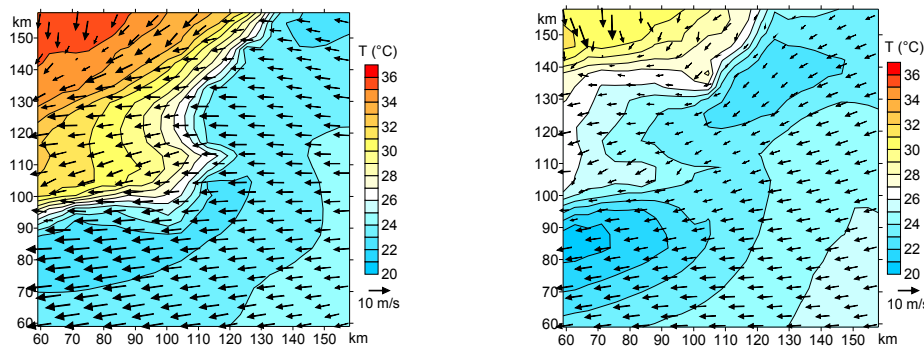


Figura 5: Campo de temperatura do ar e vento a 30m de altura (a) 15h e às (b) 21h, com ressurgência.

A figura 6 apresenta os campos de temperatura do ar e vento a 30m de altura às 15h (6a) e às 21h (6b), sem ressurgência. Novamente percebe-se maior gradiente térmico na Fig. 6a, mas este já não é tão intenso como na Fig. 5a, pois o oceano tem uma temperatura maior nesta situação. O desvio da direção do vento só ocorre no canto superior direito do domínio. Na Fig. 6b desaparece o gradiente térmico entre a costa e o oceano e também nota-se ventos mais intensos sobre o oceano. Vale ressaltar que o ar sobre o oceano na Fig. 6 tem uma temperatura maior que na Fig. 5.

Na figura 7 estão representadas as alturas da CLP sobre a linha 1 (Fig. 1), tanto na situação com ressurgência como na situação sem ressurgência, às 15h (7a) e às 21h (7b). Nota-se, em ambos os horários, que a altura da CLP é maior na situação sem ressurgência que na situação com ressurgência, com exceção do trecho entre 90 e 100 km às 15h. Neste trecho há uma elevação no terreno (Fig. 1), que

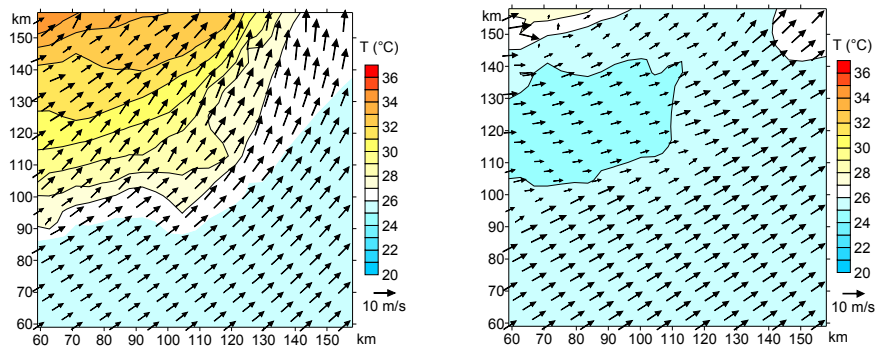


Figura 6: Campo de temperatura do ar e vento a 30m de altura (a) 15h e às (b) 21h, sem ressurgência.

pode aumentar a intensidade do vento na situação com ressurgência e diminuí-la na situação sem.

Observa-se que às 21h a altura da CLP na situação com ressurgência sobre o oceano ainda é mais baixa que sobre a costa, embora os valores sejam parecidos. Já na situação sem ressurgência às 21h, a altura da CLP sobre o oceano é muito maior que sobre a costa. Isso se deve à inversão do gradiente térmico entre o oceano e a costa e à maior intensidade do vento sobre o oceano que se pode notar na Fig 6b.

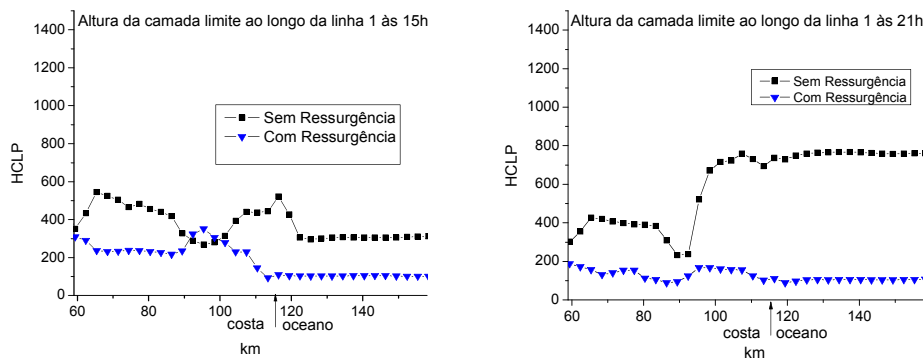


Figura 7: Altura da CLP nas situações com e sem ressurgência às (a) 15h e às (b) 21h, sobre a linha 1.

A Fig. 8 apresenta um corte vertical sobre a linha 1 da ECT às 15h (8a) e às 21h (8b) com ressurgência. Percebe-se que a ECT é mais intensa durante o dia em todo o domínio, e sobre o oceano é muito menos intensa que sobre a costa, nos dois horários. A altura em que a ECT atinge 10% do seu valor na superfície pode ser considerada como correspondente à altura da CLP. As Figs. 7 e 8 mostram concordância com esse critério, pois verifica-se que na altura onde a ECT chega a 10% do seu valor na superfície (Fig. 8) chega-se a uma altura próxima à da mostrada na Fig. 7.

A Fig. 9 é correspondente à Fig. 8 para a situação sem ressurgência. Como esperado, nota-se que

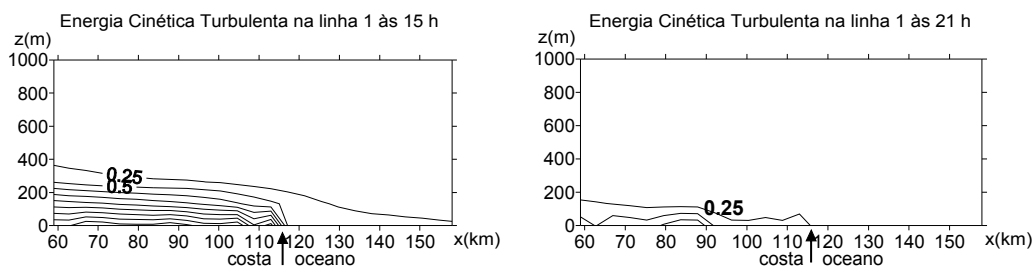


Figura 8: Corte vertical sobre a linha 1 do campo de ECT às (a) 15h e às (b) 21h, com ressurgência.

a ECT é mais intensa nessa situação do que na anterior. Novamente a ECT na superfície é mais intensa sobre a costa que sobre o oceano, e que há correspondência entre o perfil vertical da ECT e a altura da CLP. Vale ressaltar o perfil vertical da ECT às 21h (Fig. 9b), que mostra uma ECT pouco intensa na superfície sobre o oceano, mas só chega a 10% desse valor em uma altura maior que o perfil sobre a costa, concordando com a altura da CLP obtida na Fig. 7b.

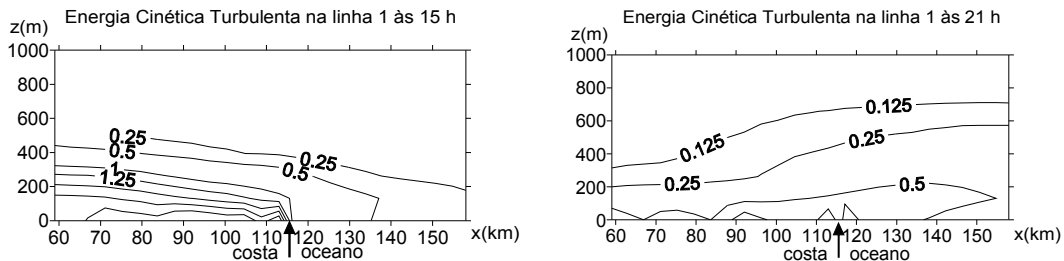


Figura 9: Corte vertical sobre a linha 1 do campo de ECT (a) 15h e às (b) 21h, sem ressurgência.

Conclui-se então, que a ressurgência causa uma CLP em geral mais estável, devido às menores temperaturas do ar e à ausência de inversão do gradiente térmico horizontal à noite.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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.; 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.
- 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.
- Dourado, M.; 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.
- 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. Geophysicae*, 16, 866-881.
- Miller, S. T. K.; Keim, B. D.; Talbot, R. W.; Mao, H. 2003: Sea breeze: structure, forecasting and impacts. *Reviews of geophysics*, 41(3), 1-31.
- Oda, T. O. 1997: Influencia da ressurgência costeira sobre a circulação local em Cabo Frio (RJ). Dissertação de Mestrado em Meteorologia. INPE.
- 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.; 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.
- 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.