

Estudo numérico dos padrões de circulação na camada limite atmosférica na região de ressurgência costeira de Cabo Frio

Dutra, F. N.¹, Soares, J.² & Oliveira, A. P.³

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

Rua do Matão, 1226, São Paulo, SP, Brasil

fdutra@model.iag.usp.br ² jacyra@usp.br ³ apdolive@usp.br

ABSTRACT

A 1 ½ layer oceanic model was developed and coupled to the TVM-NH atmospheric model to analyze the influence of the coastal upwelling, the sea breeze and the topography at the atmospheric circulation and the development of the Planetary Boundary Layer (PBL) at Cabo Frio. Two experiments were performed, one simulating the presence of upwelling and another without upwelling. Situations with upwelling or not were obtained by the initial conditions of wind direction and sea surface temperature (SST). In order to couple the models, the fluxes of heat and momentum calculated by the atmospheric model are used by the oceanic model to calculate the SST and the updated SST values are used by the atmospheric model to estimate the turbulent surface fluxes to the atmosphere. The processing time was 31 hours for both cases, and it was concluded that the sea breeze influences the spatial distribution of the SST, the upwelling causes a more stable PBL and the local topography influences the development of the PBL.

RESUMO

Um modelo oceânico de 1 ½ camada foi desenvolvido e acoplado ao modelo atmosférico TVM-NH para analisar a influência da ressurgência costeira, da brisa marítima e da topografia na circulação atmosférica e no desenvolvimento da Camada Limite Planetária (CLP) em Cabo Frio. Foram realizados dois experimentos, um considerando ressurgência e outro sem ressurgência. Situações com ou sem ressurgência foram obtidas através das condições iniciais da direção do vento e da temperatura da superfície do mar (TSM). No acoplamento entre os modelos, os fluxos de calor e de momento calculados pelo modelo atmosférico são usados pelo modelo oceânico para calcular os valores de TSM e os valores atualizados de TSM são usados pelo modelo atmosférico para estimar os fluxos turbulentos para a atmosfera. O tempo de processamento foi de 31 horas para ambas as situações e concluiu-se que a brisa marítima influencia a distribuição espacial da TSM, que a ressurgência causa uma CLP mais estável e que a topografia da região influencia o desenvolvimento da CLP.

PALAVRAS-CHAVE: ressurgência costeira, Cabo Frio, Camada Limite Planetária, brisa marítima, acoplamento de modelos atmosférico e oceânico.

INTRODUÇÃO

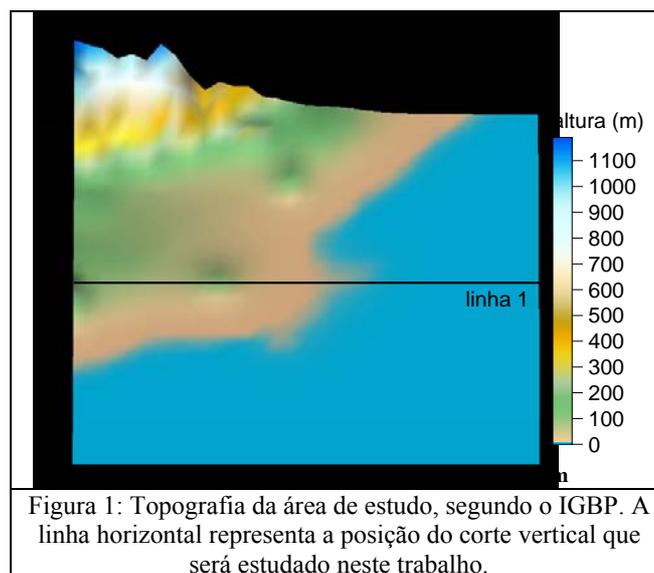
A ressurgência costeira em Cabo Frio (RJ – Brasil) é provocada pela predominância de ventos de NE na região, produzidos por um centro atmosférico semipermanente de alta pressão de larga escala sobre o Oceano Atlântico Sul (Stech & Lorenzetti, 1992). Esses ventos têm uma forte componente paralela à costa, deixando a mesma à direita, provocando, após atingido o equilíbrio, o transporte das águas superficiais da costa para o largo (transporte de Ekman) e favorecendo o afloramento das águas sub-superficiais. Essa configuração é alterada na passagem de frentes frias, que mudam a direção dos ventos para SW, desfavoráveis à ocorrência de ressurgência, uma vez que deixam a costa à sua esquerda e provocam o transporte das águas superficiais do largo para a costa. 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 ocorrência do fenômeno (Franchito *et al.*, 1998). Essa diminuição na TSM 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, o desenvolvimento da Camada Limite Planetária (CLP) 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 e a topografia na CLP da região de Cabo Frio.

MATERIAL E MÉTODOS

Modelo Atmosférico

O TVM-NH é um modelo numérico tridimensional não-hidrostático de diferenças finitas bastante utilizado no estudo de circulações atmosféricas de mesoescala, especialmente brisa marítima (Stivari *et al.*, 2003; Orgaz & Fortes, 1998; Clappier *et al.*, 2000). Esse modelo utiliza as equações da vorticidade, eliminando assim a necessidade de tratar a pressão (Thunis, 1995; Bornstein *et al.*, 1996; Schayes *et al.*, 1996) e utiliza coordenadas sigma a fim de considerar os efeitos da topografia. A área de estudo utilizada foi uma superfície horizontal 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. Nas fronteiras laterais, foram adicionados 8 pontos de 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), para 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 realística (Fig. 1) e a ocupação do solo, considerando as 4 classes predominantes na região: floresta, cerrado, cultura e água (Fig. 2), a fim de prognosticar a temperatura e os fluxos turbulentos na superfície, segundo o método “*force restore*” (Deardorff, 1978).



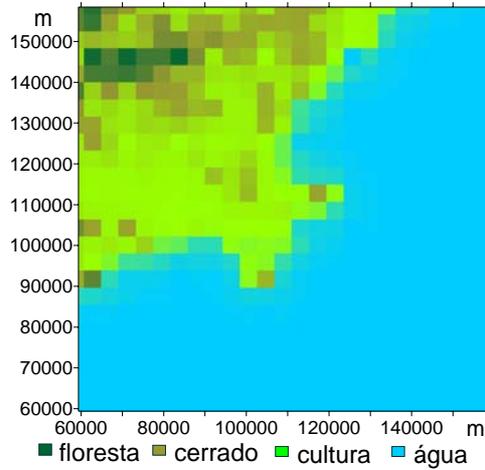


Figura 2: Tipo de ocupação de solo da área de estudo, segundo classificação do IGBP.

Modelo Oceânico

Foi desenvolvido um modelo numérico oceânico, na forma de sub-rotina, 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, bidimensional, utiliza o método de diferenças finitas e considera uma estrutura vertical com duas camadas: uma camada superficial ativa, que inclui a versão turbulenta, não-linear e verticalmente integrada das equações de momento, continuidade e calor (Tab. 1); e uma camada profunda inerte, com temperatura constante e gradiente de pressão nulo.

$$\begin{aligned}
 \text{(a)} \quad & \frac{\partial U_i}{\partial t} + \frac{\partial u_j U_i}{\partial x_j} + \varepsilon_{ij} U_j + gh \left\{ \sigma \frac{\partial h}{\partial x_i} + \frac{h\theta}{2\bar{\mu}} \frac{\partial T}{\partial x_i} \right\} + rU_i - \frac{\tau_i}{\rho^u} = 0 \\
 \text{(b)} \quad & \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial U_i}{\partial x_i} - w_e = 0 \\
 \text{(c)} \quad & \frac{\partial T}{\partial t} + u_i \frac{\partial T}{\partial x_i} + \frac{1}{h}(q - Q) = 0
 \end{aligned}$$

Tabela 1: Equações (a) de momento, (b) continuidade e (c) calor verticalmente integradas, onde $U_i = u_i h$ são as componentes do fluxo, u_i são as componentes da velocidade na camada superior, h é a espessura da camada superior, w_e é a velocidade de entranhamento, τ_i são as componentes da tensão de cisalhamento do vento, alimentadas pelo modelo atmosférico, r é o coeficiente de atrito de Rayleigh, ε_{ij} corresponde ao parâmetro de Coriolis, ρ^u, ρ^l são as densidades da água nas camadas superior e inferior respectivamente, σ e $\bar{\mu}$ são relações entre as densidades das camadas profunda e superficial, T é a TSM, θ é o coeficiente de expansão térmica e Q é o fluxo de calor na superfície e q representa as fontes ou sorvedouros de calor na camada superficial.

As condições iniciais do 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 (Tab. 2).

Parâmetro	Notação	Valor
Espessura inicial da camada superior	H	30 m
Espessura de entranhamento	H_e	20 m
Densidade da camada superior	ρ^u	1023 kg m ⁻³
Densidade da camada inferior	ρ^l	1026.7 kg m ⁻³
Parâmetro de Coriolis	f	-5.68x10 ⁻⁵ s ⁻¹
Coefficiente de fricção de Rayleigh	r	1.8x10 ⁻⁶ s ⁻¹
Temperatura inicial da camada superior	T^u	26°C
Temperatura da camada inferior	T^l	14°C
Coefficiente de expansão térmica	θ	3.0x10 ⁻⁴ °C ⁻¹
Escala de tempo de entranhamento	t_e	½ dia

Tabela 2: Parâmetros utilizados nas equações do modelo oceânico.

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) que utiliza o método das equações características. O domínio e o espaçamento do modelo oceânico coincidem com os do modelo atmosférico, para facilitar o acoplamento.

Acoplamento

A temperatura da superfície oceânica, na situação sem ressurgência, é dada pelo campo de TSM com temperatura espacialmente homogênea de 26°C (Fig. 3) no modelo oceânico e, na situação com ressurgência, pelo campo de TSM gerado através da simulação de dois dias do modelo oceânico utilizando vento de direção NE e intensidade de 9 ms⁻¹ (Fig.4).

A partir disso, o modelo atmosférico se comunica com o modelo oceânico a cada 20 passos no tempo, alimentando-o com os campos de tensão de cisalhamento do vento e fluxo turbulento de calor na superfície. O modelo oceânico força seu domínio com esses campos e alimenta o modelo atmosférico com a TSM atualizada. O passo de tempo do modelo atmosférico é de 30 segundos e o do modelo oceânico é de 600 segundos. O acoplamento foi simulado por 31 horas em ambos os experimentos, a partir da 0 hora local, sendo que na situação com ressurgência o modelo atmosférico foi forçado por ventos de NE e sem ressurgência por ventos de SW, ambos constantes e com 9ms⁻¹ de intensidade.

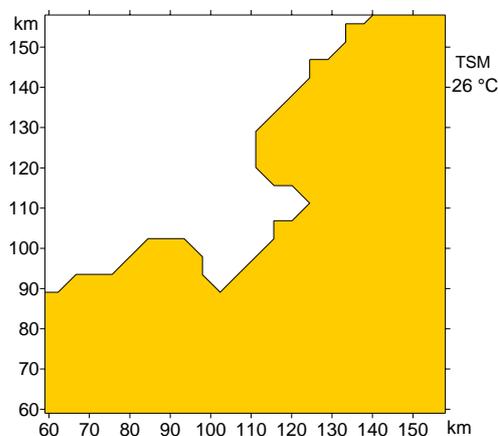


Figura 3: Campo inicial de TSM, situação sem ressurgência.

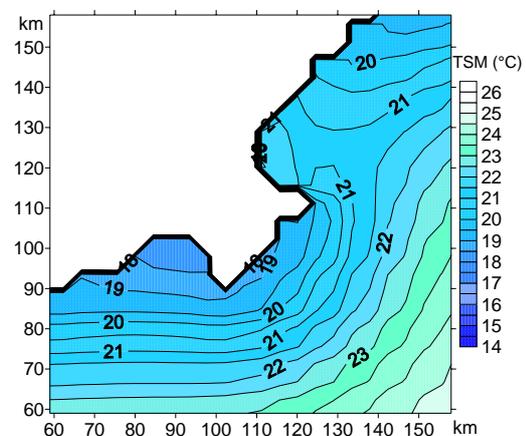


Figura 4: Campo inicial de TSM, situação com ressurgência.

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. 5a, 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, embora o ar sobre o oceano continue mais frio que o ar sobre o continente, e já não se nota o efeito da brisa na mudança de direção do vento. Nota-se também 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).

A figura 6 apresenta o campo de TSM às 15h (6a) e às 21h (6b), com ressurgência. Nota-se em relação à situação inicial (Fig. 4), um pequeno aquecimento na região próxima à costa no quadrante inferior esquerdo do domínio e pequeno resfriamento na região mais ao largo no quadrante superior direito do domínio.

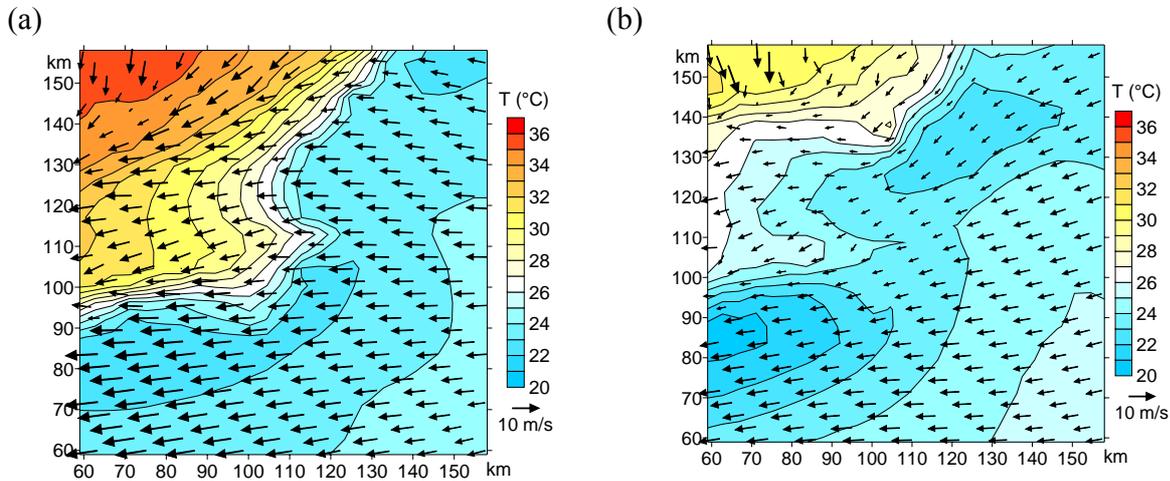


Figura 5: Campo de temperatura do ar e vento a 30m de altura (a) 15h e às (b) 21h, com ressurgência. .

Já às 21h (Fig. 6b), percebe-se maior resfriamento do quadrante inferior esquerdo, onde o vento persistiu paralelo à costa, (deixando a mesma à direita e oferecendo situação favorável à ressurgência), e maior aquecimento do quadrante superior direito, onde o vento é perpendicular à costa e tem sentido do oceano para o continente, oferecendo situação desfavorável à ressurgência.

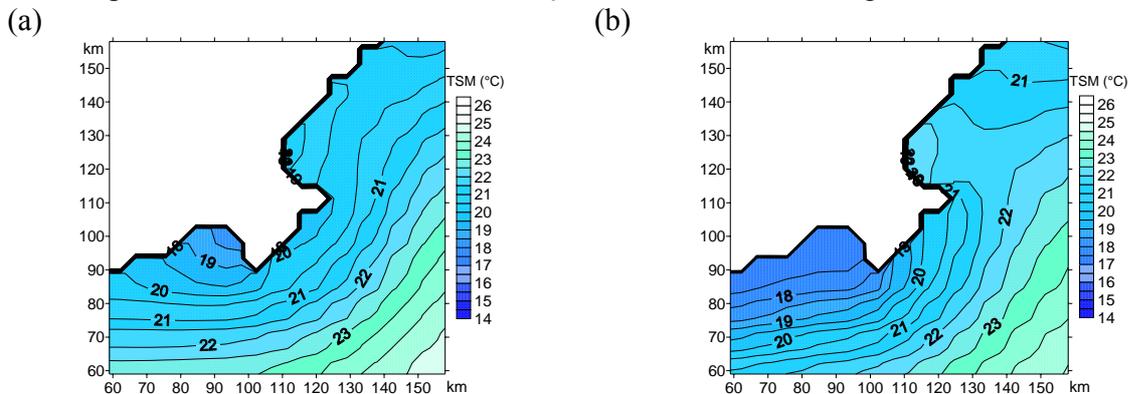


Figura 6: Campo de TSM (a) às 15h e (b) às 21h, com ressurgência. .

A figura 7 apresenta os campos de temperatura do ar e vento a 30m de altura às 15h (7a) e às 21h (7b), sem ressurgência. Novamente percebe-se maior gradiente térmico horizontal na Fig. 7a, 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 de SW para S só ocorre no canto superior direito do domínio. Na Fig. 7b desaparece o gradiente térmico entre a costa e o oceano, mais há uma região sobre o continente mais fria que sobre o oceano. Também nota-se ventos mais intensos sobre o oceano, como na figura 5b. Vale ressaltar que o ar sobre o oceano na Fig. 7 tem uma temperatura maior que na Fig. 5 em praticamente todo o domínio, com exceção do canto inferior direito da Fig. 5b.

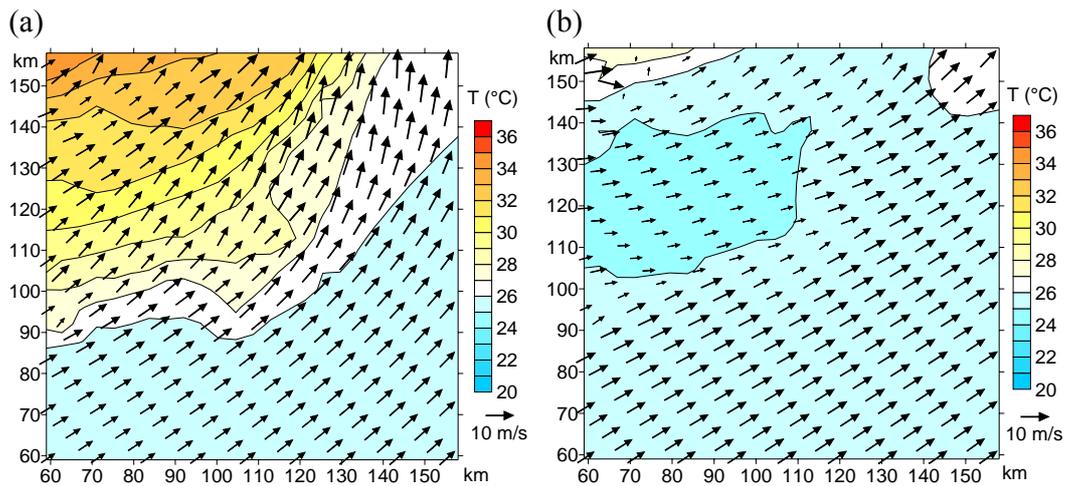


Figura 7: Campo de temperatura do ar e vento a 30m de altura (a) 15h e às (b) 21h, sem ressurgência.

A figura 8 apresenta o campo de TSM às 15h (8a) e às 21h (8b), sem ressurgência. Nota-se, em relação à situação inicial (Fig. 3), aquecimento ao longo de toda a linha de costa, sendo mais intenso onde o vento é perpendicular à mesma e tem sentido do oceano para o continente e menos intenso onde seu sentido é do continente para o oceano (centro do domínio). Na região superior direita também há aquecimento, pois o vento é paralelo à costa, deixando-a à esquerda, o que favorece a subsidência. Às 21h (Fig. 8b), a TSM é maior em quase todo o domínio, devido à persistência dos ventos de SW. As maiores temperaturas se encontram novamente na região central e também no quadrante superior direito do domínio, onde o vento é paralelo à costa.

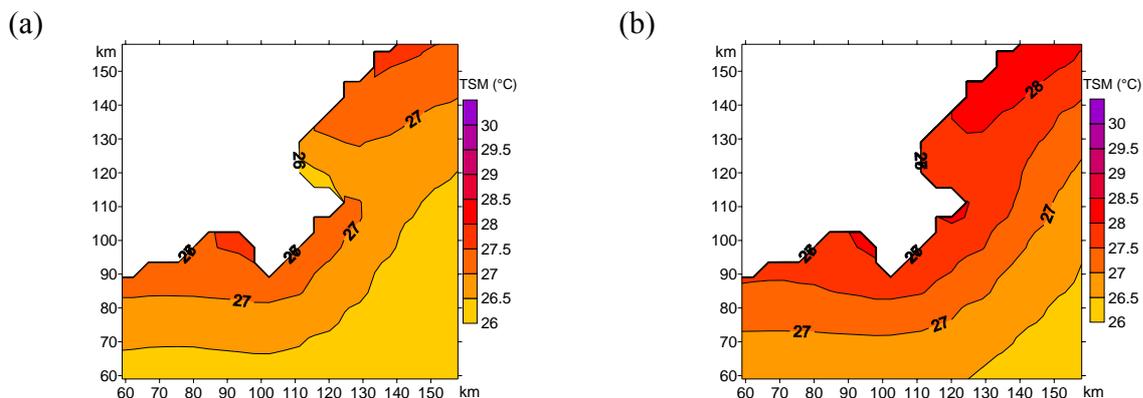


Figura 8: Campo de TSM (a) às 15h e (b) às 21h, sem ressurgência. .

Na figura 9 estão representadas as alturas da CLP sobre a linha 1 (Fig. 1), tanto na situação com ressurgência como na situação sem ressurgência, às 15h (9a) e às 21h (9b). A altura da CLP indica o

limite vertical da influência da turbulência na atmosfera. A turbulência é gerada principalmente através de processos térmicos (fluxos turbulentos de calor sensível e latente) e de processos mecânicos (fluxo turbulento de momento).

Sobre o continente, durante o dia, a CLP tende a se desenvolver atingindo sua maior altura entre as 16h e 18h, pois o aquecimento da superfície pela radiação solar faz com que o ar sobre a mesma tenha maior temperatura que o ar em maiores altitudes. Isso gera instabilidade na atmosfera, produzindo turbulência através de um processo térmico. Durante a noite, a superfície do continente se esfria mais rapidamente que o ar sobre ela, gerando uma atmosfera mais estável, onde a turbulência é produzida apenas por processos mecânicos, e por isso a CLP geralmente tem uma altura menor. Já sobre o oceano, temos a situação inversa. Durante o dia, comparada à superfície do continente, a superfície do oceano tem menor temperatura, e por isso a atmosfera sobre o oceano geralmente é mais estável que sobre o continente. Já durante a noite, a TSM não diminui tão rapidamente como a temperatura da superfície do continente, e então espera-se uma maior altura da CLP sobre o oceano do que sobre o continente.

Na figura 9 nota-se, em ambos os horários, que a altura da CLP é maior na situação sem ressurgência com exceção do trecho entre 90 e 100 km às 15h (Fig. 9a). Neste trecho há uma elevação no terreno (Fig. 1), que pode aumentar a intensidade do vento na superfície na situação com ressurgência (produção mecânica de turbulência) e diminuí-la na situação sem. Observa-se que às 21h (Fig. 9b) a altura da CLP sobre o oceano, na situação com ressurgência, ainda é mais baixa que sobre a costa, embora os valores sejam parecidos, mas nota-se novamente o aumento da altura da CLP no trecho entre 90 e 100 km, em comparação à sua vizinhança. 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 o continente (produção térmica de turbulência) e à maior intensidade do vento na superfície sobre o oceano (produção mecânica de turbulência) que se pode notar na Fig 7b.

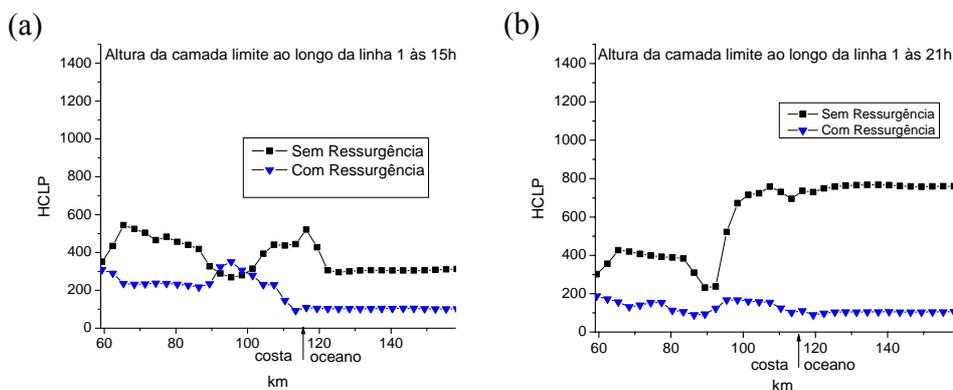


Figura 9: Altura da CLP nas situações com e sem ressurgência às (a) 15h e às (b) 21h, sobre a linha 1.

CONCLUSÃO

Pode-se verificar que a: (i) variação da direção do vento devido à brisa marítima, bem como a geometria da costa, são fatores determinantes da distribuição espacial de TSM; (ii) 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 e (iii) topografia da região tem influência importante no desenvolvimento da CLP através de processos mecânicos.

AGRADECIMENTOS

Esse trabalho foi financiado pelo CNPq, processo nº 142007/2005-6.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bornstein, R. D., P. Thunis, P. Grossi & 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.
- Clappier, A., Martilli, A., Grossi, P., Thunis, P., Pasi, F., Krueger, B. C., Calpini, B., Graziani, G. & 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.
- 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.
- Orgaz, M.D.M. & Fortes, J.L., 1998: Estudo das brisas costeiras na região de Aveiro. In Proceedings do 1^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica Hispano Português. Lagos, Portugal.
- Schayes, G., Thunis, P. & Bornstein, R., 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.
- Stivari, S.M, Oliveira, A.P., Karam, H.A. & Soares, J., 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. Lemaître, 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 nº 322.

Estudo numérico dos padrões de circulação na Camada Limite Atmosférica na região costeira de Cabo Frio

Flávia Noronha Dutra¹, Jacyra Soares² e Amauri Pereira de Oliveira³

OBJETIVOS

Estudar os mecanismos físicos que determinam a interação entre a ressurgência costeira, a brisa marítima, a topografia e a ocupação do solo na Camada Limite Planetária (CLP), em Cabo Frio (RJ) através do acoplamento do modelo numérico atmosférico TVM-NH (Topographic Vorticity-mode Mesoscale – Non Hydrostatic) com um modelo oceânico.

METODOLOGIA

MODELO ATMOSFÉRICO

TVM-NH: diferenças finitas e utiliza as equações da vorticidade.
 Área de estudo: 99 km x 99 km, com um espaçamento horizontal de 3 km x 3 km (34 x 34 pontos de grade).
 Direção vertical: 25 pontos de grade e o espaçamento varia de 30m próximo à superfície até 1200 m no topo.
 Foram consideradas a topografia (Fig. 1) e a ocupação do solo (considerando 4 classes, Fig. 2) da região.

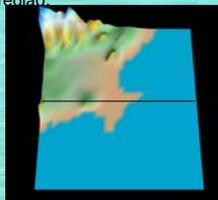


Figura 1: topografia da área de estudo. A linha representa a posição do corte vertical que será estudado neste trabalho.

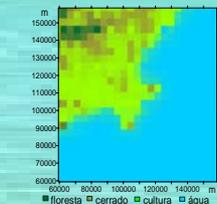


Figura 2: Tipo de ocupação de solo da área de estudo.

MODELO OCEÂNICO

Diferenças finitas, baroclínico e bidimensional baseado na formulação de CARBONEL (1998). O domínio e o espaçamento do modelo oceânico coincidem com os do atmosférico, para facilitar o acoplamento.

Condições de contorno:

Costa: valores homogêneos da profundidade da camada superior e da temperatura da superfície do mar (TSM) e velocidades nulas.
 Fronteiras abertas: "Weakly reflective boundary condition" (VERBOOM *et al.*, 1984).

ACOPLAMENTO

O modelo atmosférico interage com o modelo oceânico a cada 20 passos no tempo (10 min), alimentando-o com os campos de tensão de cisalhamento do vento e fluxo de calor na superfície. O modelo oceânico alimenta o modelo atmosférico com a TSM atualizada. O acoplamento foi simulado por 31 horas em ambos os experimentos, e os campos iniciais de vento e TSM estão apresentados na tabela 1.

EXPERIMENTO	DIREÇÃO INICIAL DO VENTO	INTENSIDADE INICIAL DO VENTO	CAMPO INICIAL DE TSM
Com Ressurgência	NE	9ms ⁻¹	Simulação do modelo oceânico por 2 dias (Fig.3)
Sem Ressurgência	SW	9ms ⁻¹	26°C (Fig. 4)

Tabela 1: Condições iniciais de vento e TSM para os 2 experimentos realizados.

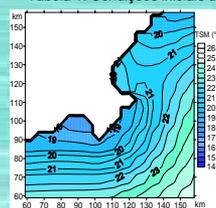


Figura 3: Campo inicial de TSM, situação com ressurgência.

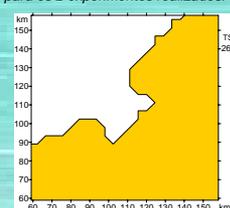


Figura 4: Campo inicial de TSM, situação sem ressurgência.

RESULTADOS

ANÁLISE DA TSM, DO VENTO E DA TEMPERATURA DO AR A 30 M

•COM RESSURGÊNCIA:

Os campos atmosféricos às 15h (Fig. 5a) mostram grande gradiente térmico horizontal entre o oceano e o continente e mudança da direção do vento de NE para E próximo ao continente. Às 21h (Fig. 5b) o gradiente térmico diminui e já não há desvio da direção do vento. O vento é mais intenso sobre o oceano, com exceção do canto superior esquerdo do domínio, onde há elevação do terreno (Fig. 1).

O campo de TSM mostra às 15h (Fig. 6a), em relação à situação inicial, um pequeno aquecimento na região próxima à costa no quadrante inferior esquerdo do domínio e pequeno resfriamento na região mais ao largo no quadrante superior direito do domínio. Já às 21h (Fig. 6b), percebemos maior resfriamento do quadrante inferior esquerdo, onde o vento é paralelo à costa, e maior aquecimento do quadrante superior direito, onde o vento é perpendicular à costa e tem sentido do oceano para o continente.

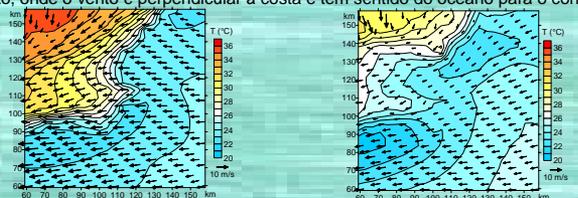


Figura 5: Campo de temperatura do ar e vento a 30m de altura (a) 15h e às (b) 21h, com ressurgência.

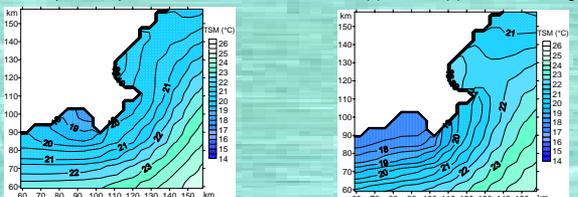


Figura 6: Campo de TSM (a) 15h e às (b) 21h, com ressurgência.

•SEM RESSURGÊNCIA:

Os campos atmosféricos às 15h (Fig. 7a) mostram gradiente térmico entre o oceano e o continente menos intenso que na situação com ressurgência (Fig. 5a). O desvio da direção do vento só ocorre no canto superior direito do domínio. Às 21h (Fig. 7b) o gradiente térmico desaparece e o vento é mais intenso sobre o oceano.

O campo de TSM às 15h (Fig. 8a) mostra aquecimento ao longo de toda a linha de costa, sendo mais intenso onde o vento é perpendicular à mesma e tem sentido do oceano para o continente e menos intenso onde seu sentido é do continente para o oceano (centro do domínio). Às 21h (Fig. 8b), a TSM é maior em quase todo o domínio, devido à persistência dos ventos de SW. As maiores temperaturas se encontram novamente na região central, mas também no quadrante superior direito do domínio, onde o vento é paralelo à costa.

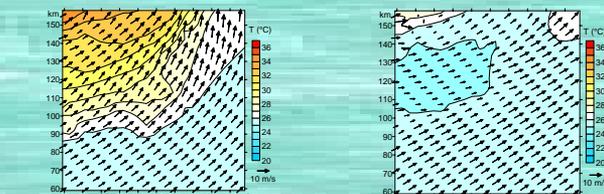


Figura 7: Campo de temperatura do ar e vento a 30m de altura (a) 15h e às (b) 21h, sem ressurgência.

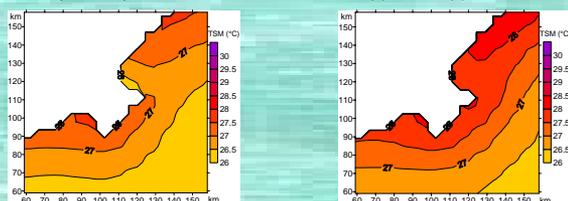


Figura 8: Campo de TSM (a) 15h e às (b) 21h, sem ressurgência.

ALTURA DA CLP

•COM RESSURGÊNCIA:

Tanto às 15h (Fig. 9a) como às 21h (Fig. 9b) a altura da CLP é menor que na situação sem ressurgência.

A altura da CLP sobre o oceano é menor que sobre o continente.

•SEM RESSURGÊNCIA:

Às 21h (Fig. 9b) a altura da CLP é maior sobre o oceano que sobre o continente e maior que a altura da CLP às 15h.

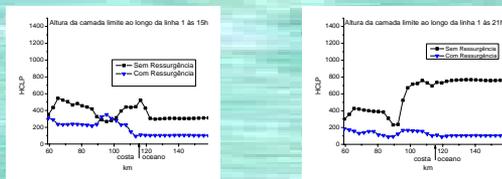


Figura 9: Altura da CLP nas situações com e sem ressurgência às (a) 15h e às (b) 21h, sobre a linha 1.

CONCLUSÕES

- A variação da direção do vento devido à brisa marítima bem como a geometria da costa são fatores determinantes da distribuição espacial de TSM.
- 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

- Carbonel, C. A. A. H. 1998: Modelling of upwelling in the coastal area of Cabo Frio. Rev. Bras. Oceanogr., 46(1), 1-17.
 Verboom, G. K.; Slob, A. 1984: Weakly reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems. Delft Laborator. Publication n° 322.

AGRADECIMENTO

Esse trabalho foi financiado pelo CNPq, processo n° 142007/2005-6.

1-fndutra@model.lag.usp.br; 2-jacyra@usp.br; 3-apolive@usp.br

