

# ESTUDO NUMÉRICO DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA NA REGIÃO DE RESSURGÊNCIA COSTEIRA DE CABO FRIO

Dutra 1, F. N.; Soares 2, J.

1-Aluna de Doutorado do IAG-USP, Rua do Matão, 1226, São Paulo, SP, tel.:3091-2851, fax: 3091-4714, [fnutra@model.iag.usp.br](mailto:fnutra@model.iag.usp.br).

2-Professora Doutora no IAG-USP, Rua do Matão, 1226, São Paulo, SP, tel.:3091-4711, fax: 3091-4714, [jacyra@usp.br](mailto:jacyra@usp.br).

Palavras chave: modelo numérico oceânico

## Introdução

Na região de Cabo Frio (RJ – Brasil) frequentemente observamos o fenômeno de ressurgência costeira. Esse fenômeno é gerado por ventos de nordeste(NE), produzidos por um centro atmosférico de alta pressão de larga escala semipermanente sobre o Oceano Atlântico Sul (STECH *et al.*, 1992). Essa configuração é alterada na passagem de frentes frias, que mudam a direção dos ventos predominantes de NE para de sudoeste (SW), e são desfavoráveis à ocorrência de ressurgência. A ressurgência nessa região faz com que a temperatura da superfície do mar (TSM) diminua cerca de 10°C em relação à TSM nos períodos sem ressurgência (FRANCHITO *et al.*, 1998). Essa diminuição da TSM aumenta o gradiente térmico entre o oceano e a terra e afeta a circulação local, principalmente a brisa marítima (MILLER *et al.*, 2003). Estudos anteriores (FRANCHITO *et al.*, 1998) indicam que há uma retroalimentação positiva entre a brisa marítima e a ressurgência na região de Cabo Frio, onde o maior gradiente térmico entre a terra e o oceano devido à ressurgência intensifica a brisa, e a brisa, devido à mudança brusca de direção da costa, intensifica a ressurgência. O fenômeno da ressurgência na região de Cabo Frio tem sido bastante estudado do ponto de vista oceanográfico, mas poucos estudos foram feitos sobre sua influência na atmosfera (FRANCHITO *et al.*, 1998; DOURADO *et al.*, 2001; 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 o desenvolvimento de um modelo oceânico que reproduza o fenômeno de ressurgência, representando com precisão suficiente a distribuição espacial e a evolução temporal de TSM encontrada na região, com a finalidade de futuramente acoplá-lo a um modelo numérico atmosférico e estudar os mecanismos físicos que determinam a interação entre a ressurgência costeira, a brisa marítima e a camada limite planetária (CLP), na região de Cabo Frio.

## Materiais e Métodos

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. A subrotina será futuramente acoplada ao modelo atmosférico TVM-NH. O modelo oceânico é baroclínico e 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 nulo. Na camada superior, o modelo inclui a versão turbulenta, não-linear e verticalmente integrada das equações de momento, continuidade e calor. As condições iniciais de fluxo de calor e do cisalhamento do vento serão alimentadas futuramente pelo modelo atmosférico, quando for implementado o acoplamento. 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 *et al.* (1999), apresentados na Tab. 1, 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 de fronteira chamada “Weakly reflective boundary condition”, descrita pelo artigo de VERBOOM *et al.* (1984). Essa condição é baseada no método das equações características. Os valores de TSM obtidos pelo modelo oceânico deverão alimentar o modelo atmosférico quando for implementado o acoplamento.

Parâmetro	Valor
Espessura inicial da camada superior	30 m
Espessura de entranhamento	20 m
Densidade da camada superior	1023 kg m <sup>-3</sup>
Densidade da camada inferior	1026.7 kg m <sup>-3</sup>
Parâmetro de Coriolis	-5.68x10 <sup>-5</sup> s <sup>-1</sup>
Coefficiente de fricção de Rayleigh	1.8x10 <sup>-6</sup> s <sup>-1</sup>
Temperatura inicial da camada superior	26°C
Temperatura da camada inferior	14°C
Coefficiente de expansão térmica	3.0x10 <sup>-4</sup> °C <sup>-1</sup>
Escala de tempo de entranhamento	½ dia

Tabela 1: Parâmetros utilizados no modelo oceânico para a região de Cabo Frio, segundo CARBONEL *et al.* (1999).

## Resultados e Discussões

**Testes de fronteira:** foram feitos testes com o modelo utilizando uma região com geografia da costa idealizada, e variando-se a intensidade e a direção do vento. A área total utilizada foi de 153km na direção horizontal (91 pontos de grade) e 102 km na vertical (61 pontos de grade), na qual a costa foi definida como um retângulo de 76,5 km na horizontal (23 pontos de grade) e 39,1 km na vertical (45 pontos de grade) localizado no canto superior esquerdo do domínio. O tempo total de execução foi de quatro dias. A fim de verificar a influência das fronteiras abertas, foram feitos testes de referência, utilizando-se os mesmos parâmetros iniciais anteriores mas dobrando as dimensões da área total, ou seja, utilizando-se uma área com 180 pontos de grade na horizontal e 120 pontos na vertical, onde a costa foi definida com 90 pontos na horizontal e 63 pontos na vertical no canto superior esquerdo do domínio. Foram então comparadas as regiões centrais de cada experimento. A intensidade do vento foi de 10 ms<sup>-1</sup>, por ser a maior intensidade encontrada na região, e por representar o caso mais extremo para a resolução das fronteiras.

A Fig. 1a apresenta a TSM após 4 dias de simulação com vento de NE e de intensidade constante de 10 ms<sup>-1</sup>, e a Fig. 1b mostra a parte central do experimento com a região aumentada. Pode-se observar que há influência das fronteiras na Fig. 1a (menor temperatura nas fronteiras leste e sul em relação à Fig. 1b), mas a região central de ambas as figuras é bastante parecida.

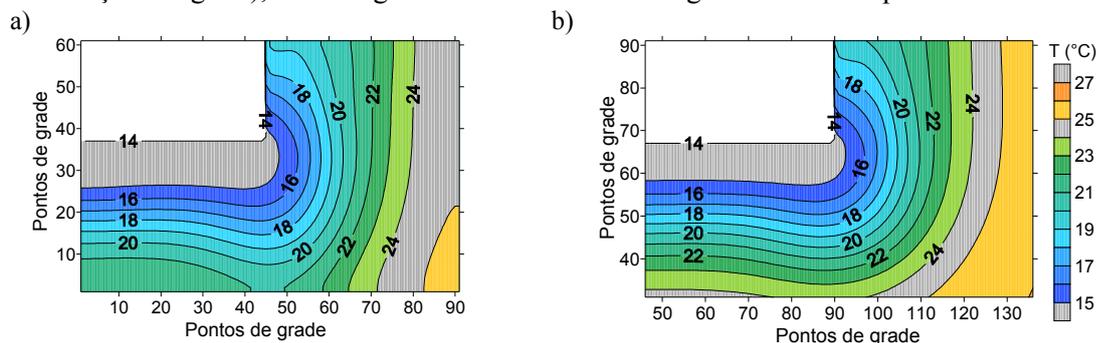


Figura 1: Campo de TSM após 4 dias de simulação com vento constante de NE de 10 ms<sup>-1</sup> a) com grade de 91 por 61 pontos e b) área central da grade de 181 por 121 pontos.

A Fig. 2 apresenta apenas a parte central das Figs. 1a e 1b, onde podemos observar concordância na distribuição espacial da TSM.

Na Fig. 3a, observa-se a TSM após 4 dias de simulação com vento de SW e de intensidade constante de 10 ms<sup>-1</sup>, e a Fig. 3b mostra a parte central da simulação com a região aumentada.

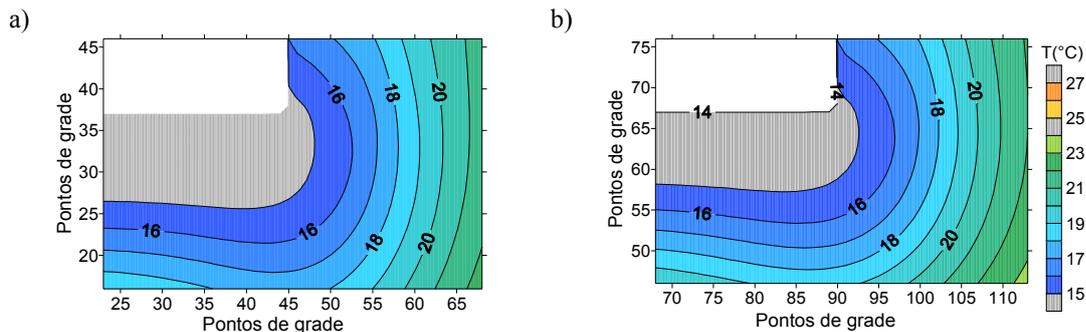


Figura 2: Campo de TSM após 4 dias de simulação com vento constante de NE de  $10 \text{ ms}^{-1}$  a) área central da grade de 91 por 61 pontos e b) área central correspondente da grade de 181 por 121 pontos.

Novamente observa-se influência da fronteira na Fig. 3a (maiores temperaturas nas fronteiras leste e sul em comparação à Fig. 3b), mas a região central não difere muito entre as Figs. 3a e 3b.

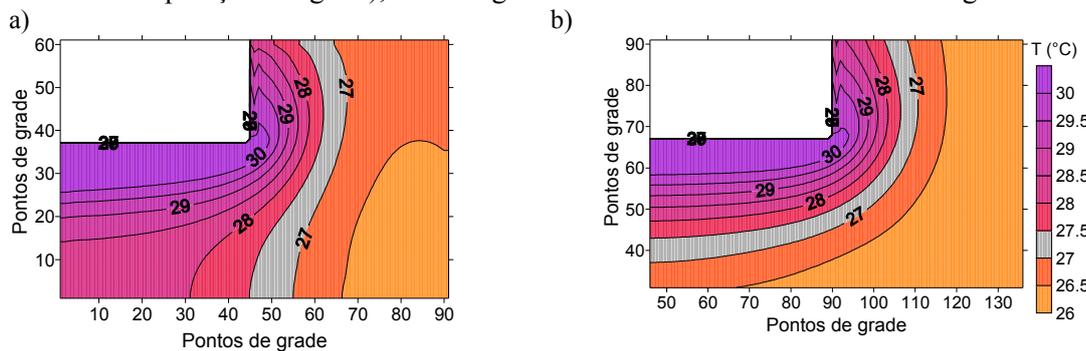


Figura 3: Campo de TSM após 4 dias de simulação com vento constante de SW de  $10 \text{ ms}^{-1}$  a) com grade de 91 por 61 pontos e b) área central da grade de 181 por 121 pontos.

Essa concordância é melhor observada na Figs. 4a e 4b, onde a área central das das Figs. 3a e 3b é comparada. Observa-se também TSM um pouco elevada perto da costa, pois o modelo calcula essa temperatura com base no aumento da espessura da camada superior do oceano, e ainda não possui troca de calor com a atmosfera.

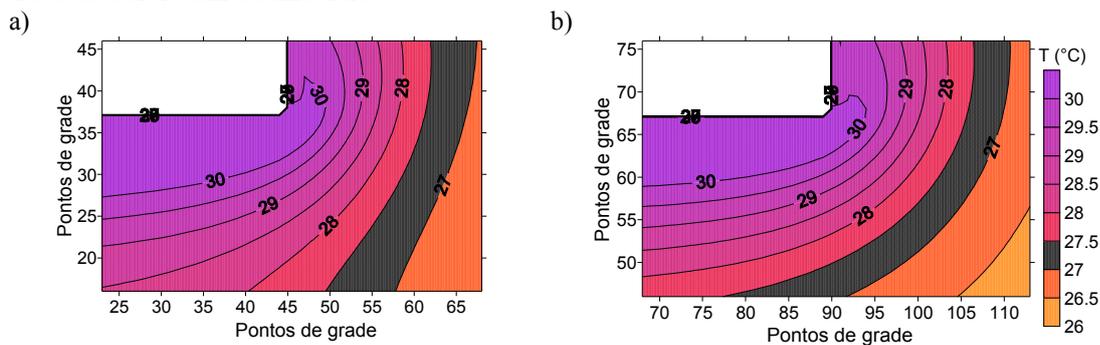


Figura 4: Campo de TSM após 4 dias de simulação com vento constante de SW de  $10 \text{ ms}^{-1}$  a) área central da grade de 91 por 61 pontos e b) área central correspondente da grade de 181 por 121 pontos.

Os resultados dos testes foram considerados satisfatórios, pois a velocidade do vento de  $10 \text{ ms}^{-1}$  é a maior velocidade encontrada na região. O tempo de simulação também é satisfatório, pois dois dias são suficientes para caracterizar a situação de ressurgência, e o modelo atmosférico será simulado por um dia e meio, não ultrapassando o total de 4 dias.

Teste com geografia da costa realística: a seguir foi feito um teste com geografia da costa realística, usando a região que também deverá ser utilizada no experimento de acoplamento com o modelo atmosférico. A região tem 50 pontos de grade, tanto na horizontal como na vertical, onde os 34 pontos centrais têm espaçamento de 3000m e 8 pontos em cada limite têm espaçamento aumentando em direção à fronteira conforme uma PG de razão 1.2. A área central tem 100km x 100km, e a área total tem 200km x 200km.

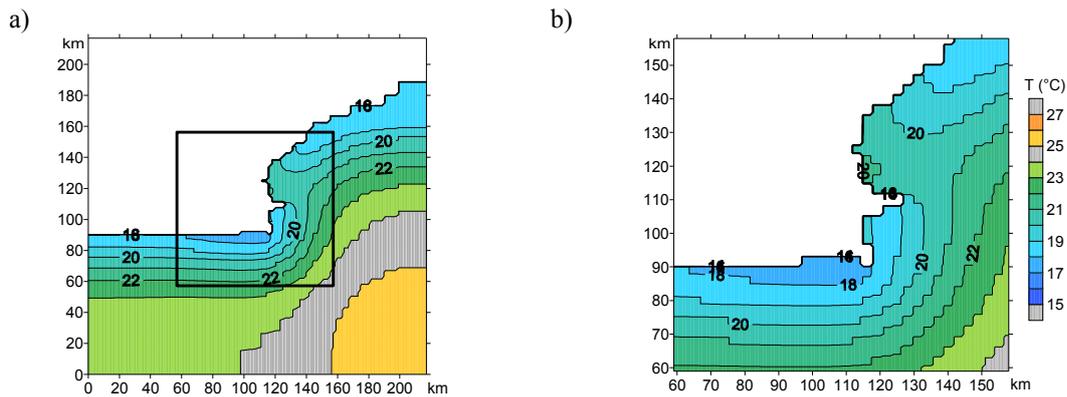


Figura 5: Campo de TSM após 2 dias de simulação com vento constante de NE de  $10 \text{ ms}^{-1}$  a) área total e b) área central.

Os testes utilizam vento de intensidade de  $10 \text{ ms}^{-1}$  e direção de NE e a duração da simulação foi de dois dias. A Fig. 5a apresenta a TSM da região total na simulação com a geografia da costa realística, enquanto a Fig. 5b apresenta apenas a região central (definida pelo retângulo). Pode-se observar que a situação de ressurgência está estabelecida e reproduz aproximadamente a distribuição espacial de TSM observada na literatura para a região, conforme mostra a Fig. 6.

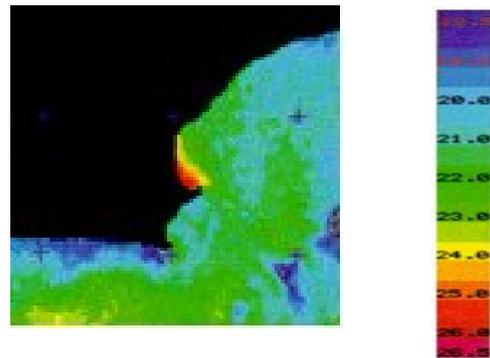


Figura 6: Imagem AVHRR-NOAA de TSM da região de Cabo Frio em 17/01/95, segundo Rodrigues (1997).

## Conclusões

O modelo oceânico responde satisfatoriamente à forçante do vento, reproduzindo o fenômeno de ressurgência, representando com precisão suficiente a distribuição espacial de TSM encontrada na região e melhorando, portanto, as informações que serão utilizadas futuramente para a integração do modelo atmosférico.

## Referências

- 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.
- Dourado, M.; Oliveira, A. P.** 2001: Observational descriptio 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.
- 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.
- Verboom, G. K.; Slob, A.** 1984: Weakly reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems. *Delft Laborator*. Publication n° 322.