

PADRÕES DE CIRCULAÇÃO OCEÂNICA DURANTE A PASSAGEM DE FRENTES FRIAS NA REGIÃO DE RESSURGÊNCIA COSTEIRA DE CABO FRIO

Flávia Noronha Dutra Ribeiro¹; Jacyra Soares²; Amauri Pereira de Oliveira³

¹ Professora Doutora do EACH-USP, Rua Arlindo Béttio, 1000, São Paulo, SP, tel.: 8260-4062, fndutra@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

RESUMO

Este trabalho visa estudar a mudança de direção das correntes oceânicas superficiais e o aprofundamento da camada de mistura oceânica quando a passagem de frentes frias altera a direção dos ventos predominantes e interrompe o regime de ressurgência costeira na região de Cabo Frio, por meio de simulações numéricas com um modelo oceânico-atmosférico acoplado.

INTRODUÇÃO

A ressurgência costeira em Cabo Frio (RJ – Brasil) é provocada pela predominância de ventos de NE na região, produzidos pelo centro atmosférico de alta pressão de larga escala semipermanente sobre o Oceano Atlântico Sul (Stech & Lorenzetti, 1992). A ressurgência costeira é caracterizada por baixos valores da temperatura da superfície do mar (TSM) próximo à costa e faz com que a TSM nessa região diminua cerca de 10 °C (Franchito et al., 1998). Essa configuração é alterada na passagem de frentes frias, que mudam a direção dos ventos para de SW. Estes ventos são desfavoráveis à ocorrência de ressurgência e provocam o aumento dos valores de TSM, mudanças nas correntes superficiais e aumento da espessura da camada de mistura oceânica (Dourado & Oliveira, 2001). A ressurgência costeira é um importante fenômeno em Cabo Frio, pois traz água rica em nutrientes para a costa, aumentando a produção pesqueira (Diniz et al., 2003). Além disso, no caso de acidentes com vazamento de substâncias nocivas ao ambiente aquático, é de suma importância conhecer a dinâmica da camada superficial oceânica (Petrobrás, 2006). 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 padrões de circulação oceânica costeira resultantes da passagem de uma frente fria sobre a região de Cabo Frio.

MATERIAIS E MÉTODOS

Modelo Atmosférico

O TVM-NH é um modelo numérico de diferenças finitas que utiliza as equações da vortacidade, eliminando assim a necessidade de tratar a pressão (Thunis, 1995; Bornstein et al., 1996; Schayes et al., 1996). A área de estudo utilizada (Fig. 1) 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 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 15 m próximo à superfície até 1200 m no topo, permitindo uma maior resolução nos níveis inferiores do modelo. A topografia e a linha de costa utilizadas estão representadas na Figura 1. A ocupação do solo utilizada para a porção continental do domínio foi cultura, por ser a mais frequente na região. A temperatura e os fluxos turbulentos na superfície são prognosticados segundo o método “force restore” (Deardorff, 1978).

Modelo Oceânico

Foi desenvolvido um modelo numérico oceânico, na forma de subrotina, baseado na formulação de 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 superficial 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 (2003), pois se trata da mesma região. Na costa são utilizados, 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 & Slob (1984). O domínio e o espaçamento do modelo oceânico coincidem com os do modelo atmosférico, para facilitar o acoplamento.

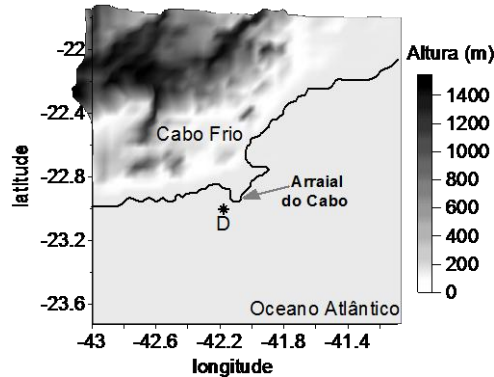


Figura 1: Topografia, linha de costa da região de estudo e ponto “D” onde foram feitas as medidas de Dourado e Oliveira (2001).

Acoplamento

O modelo oceânico foi inicializado utilizando um campo de vento homogêneo e constante de NE e 8 m s⁻¹, durante 48 h, para simular uma situação de ressurgência oceânica. A partir dessas 48 h (chamada aqui de zero hora local, 00 HL) os modelos são acoplados a cada 20 passos de tempo do modelo atmosférico, pois o modelo atmosférico é atualizado a cada 30 segundos e o oceânico a cada 600 segundos. O modelo oceânico é forçado com os campos de tensão de cisalhamento do vento e fluxo de calor na superfície, gerados pelo modelo atmosférico. O modelo oceânico força o modelo atmosférico com o campo de TSM atualizado. O acoplamento foi simulado por 31 horas, a partir da 00 HL e o modelo atmosférico utiliza ventos geostróficos de SW de 8 m s⁻¹, para simular a chegada de uma frente fria. A Fig. 2a ilustra os campos iniciais de TSM e de correntes superficiais as 00 HL.

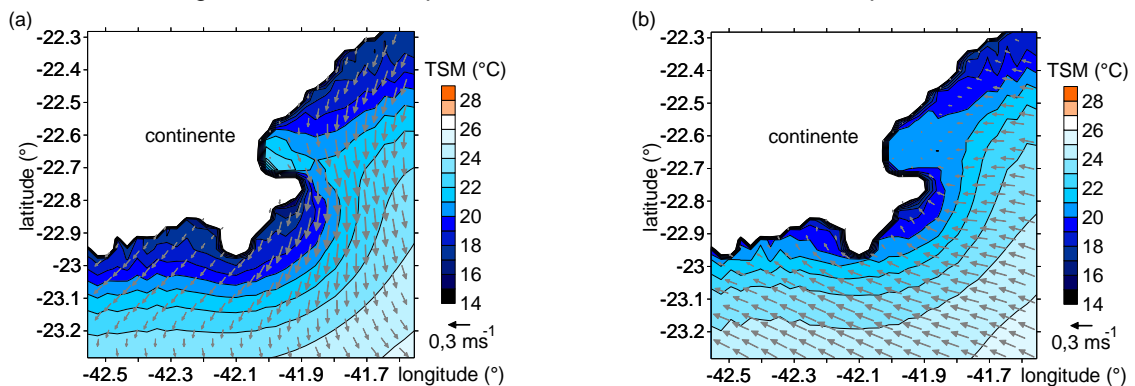


Figura 2: Campo de TSM e correntes oceânicas superficiais na região central do domínio (a) às 00 HL e (b) às 15 HL.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Figura 2b apresenta os campos de TSM e de correntes superficiais após 15 horas de simulação do modelo acoplado (15 HL) com ventos geostróficos de SW e representativo da passagem de frente fria. Observa-se o aumento dos valores de TSM às 15 HL, especialmente próximo à costa, em relação ao campo inicial (00 HL, Fig. 2a). Isso se deve à interrupção do fenômeno de ressurgência, pois a direção SW dos ventos tem componente paralela à costa que deixa a costa à esquerda, provocando assim o transporte de Ekman do largo para o continente. Essa alteração é visível no campo de

correntes superficiais e esse transporte provoca a advecção de águas superficiais mais quentes em direção ao continente e a subsidência dessas águas na linha de costa.

Tanto a convergência das correntes na região próxima à linha de costa quanto a subsidência favorecem o aprofundamento da camada de mistura oceânica, a primeira por provocar empilhamento de água e a segunda por provocar movimentos descendentes que favorecem o entranhamento de água subsuperficial na camada superficial. O aprofundamento pode ser observado comparando-se as Figuras 3a-b.

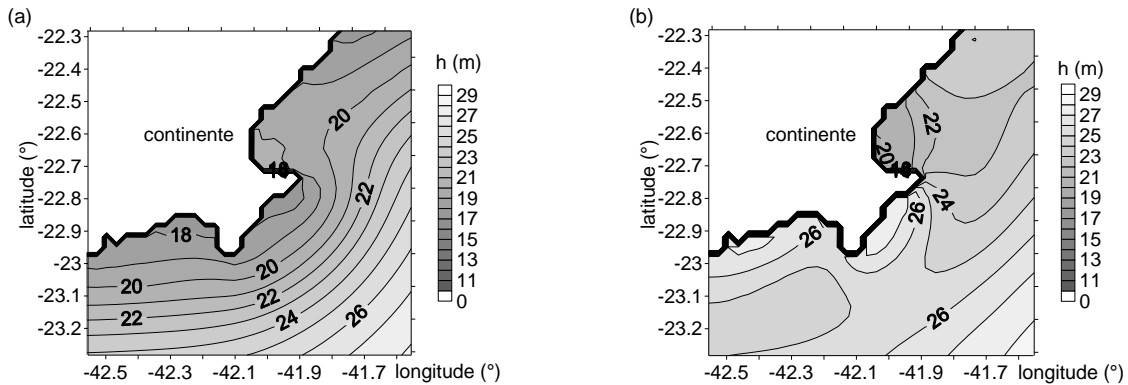


Figura3: Campo de espessura da camada de mistura superficial (a) às 00 HL e (b) às 15 HL.

Na Figura 3a, onde é apresentado o campo inicial de espessura da camada superficial (h), se observam valores inferiores a 18 m. Os menores valores para a espessura da camada coincidem com os menores valores de TSM (Fig. 2a) e são devidos à divergência das águas superficiais na região próxima à linha de costa causada pelo transporte de Ekman para o largo. Já na Figura 3b, nota-se o aumento da espessura da camada superficial em quase todo o domínio após 15 horas de simulação do modelo acoplado, chegando a apresentar diferenças de 8 m em alguns pontos.

Destaca-se a região a norte do cabo (aproximadamente $22,7^{\circ}\text{S}$ e 42°W), onde a espessura da camada não se altera significativamente. Isso ocorre porque nessa região a linha de costa é perpendicular ao vento predominante e este provoca divergência da água superficial nesse ponto.

Dourado & Oliveira (2001) realizaram medidas simultâneas do oceano e da atmosfera a bordo do navio Antares da Marinha do Brasil, ancorado em $23^{\circ}00'\text{S}$ e $42^{\circ}08'\text{W}$ (ponto "D" Fig. 1), de 7 a 10/07/1992, imediatamente após a passagem de uma frente fria na noite do dia 6. A Fig. 4a apresenta perfis verticais de temperatura do oceano durante o dia 7, e pode-se observar a profundidade da camada de mistura oceânica com cerca de 13 m às 01HL46 e de 30 m às 16HL46, com um aprofundamento de 17 m.

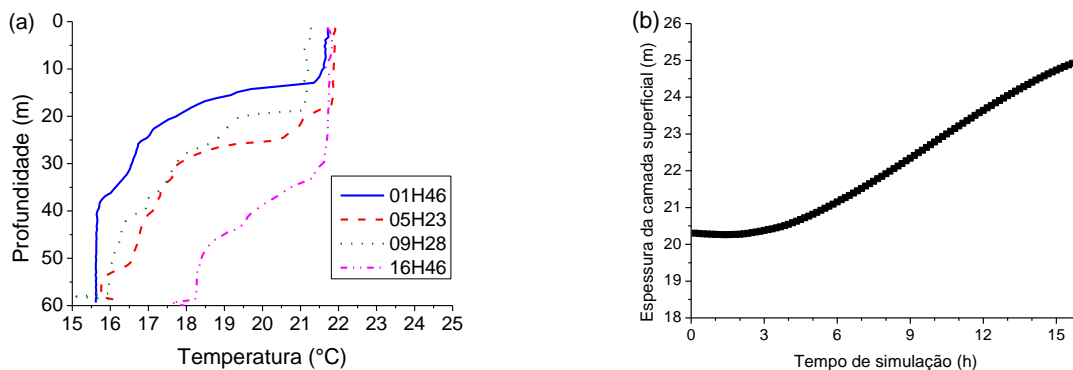


Figura 4: (a) Perfil vertical de temperatura do oceano medida no ponto "D" em 07/08/1992, de Dourado e Oliveira (2001) e (b) evolução temporal da espessura da camada de mistura superficial no ponto "D" simulada pelo modelo acoplado.

A evolução temporal da espessura da camada limite oceânica simulada pelo modelo no ponto "D" mostra uma variação de 19 m às 00 HL até pouco mais de 25 m às 16 HL (Fig. 4b). Embora também apresente aumento na espessura da camada, o modelo não reproduz a magnitude desse aumento (17 m na observação e 6 m na simulação). Esse resultado é semelhante ao do estudo de Dourado & Oliveira (2008) que utilizaram um modelo unidimensional atmosférico de fechamento de segunda

ordem acoplado a um modelo de camada de mistura oceânica. Eles apontaram como prováveis causas dos menores valores encontrados para a espessura da camada a ausência do efeito de nuvens sobre a radiação solar e a ausência de mistura convectiva no fundo da camada de mistura. O presente trabalho também não considera esses efeitos.

CONCLUSÕES

A complexidade da linha de costa da região estudada é responsável por interessantes variações espaciais nos padrões de circulação oceânica. A passagem de uma frente fria sobre a região de ressurgência costeira de Cabo Frio provoca a alteração da direção das correntes superficiais, provocando o transporte de Ekman do largo para a costa. Essa alteração provoca convergência de águas superficiais próximo à linha de costa e subsidência dessas águas nessa área. Ambos os fenômenos são responsáveis em grande parte pelo aprofundamento da camada de mistura oceânica em quase toda a área, com exceção da região logo a norte do Cabo, onde não se observa alteração da camada de mistura nas simulações realizadas.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao CNPq (processos número 142007/2005-6 e 305893/2009-2) por financiar este trabalho e ao apoio dado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP).

REFERÊNCIAS

- BORNSTEIN, R. D.; THUNIS P.; GROSSI P. & SCHAYES G., 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale-B (TVM) Model. Part II: Evaluation, *J. of Appl. Meteor.*, 35, 1814-1834.
- 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.
- DINIZ, A. G., HAMACHER, C., WAGENER, A.L.R., e RODRIGUEZ-GONZALEZ, E. 2003: Is copper inhibiting factor for primary production in the upwelling waters of Cabo Frio, *J. Braz. Chem. Soc.*, vol. 14(5), p. 815-821.
- 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.
- DOURADO, M. & OLIVEIRA, A.P. 2008: A numerical investigation of the atmosphere-ocean thermal contrast over the coastal upwelling region of Cabo Frio, Brazil, *Atmosfera*, vol. 21(1), p. 13-34.
- FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; STECH, J. L. & LORENZZETTI, 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.
- SCHAYES, G.; THUNIS P. & BORNSTEIN R., 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale-B (TVM) Model. Part I: Formulation, *J. Appl. Meteor.*, 35, 1815-1823.
- PETROBRÁS. 2006: Modelagem de Vazamento de Condensado a partir do Gasoduto do Campo de Camarupim, Bacia do Espírito Santo. http://siscom.ibama.gov.br/licenciamento_ambiental/Petroleo/Campo%20de%20Camarupim/II.13%20-%20Anexos/Anexos%20II.6/Anexo%20II.6.2-Modelagem%20Condensado%20Camarupim.pdf. Acesso em 06/11/2010.
- STECH, J. L. & LORENZZETTI, 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. 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 n° 322.