

COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DO MODELO ACOPLADO OCEANO-ATMOSFERA COM OS DADOS DA REGIÃO DA PISCINA DE ÁGUA QUENTE DO LESTE DO OCEANO PACÍFICO (EXPERIMENTO ECAC-MEXICO)

América Murguía Espinosa¹ e Jacyra Soares²

RESUMO: A região estudada apresenta como característica a temperatura da superfície do mar (TSM) maior que 28 °C, convecção profunda e ventos fracos e é chamada de piscina de água quente (PAQ). Estas regiões encontram-se principalmente nos trópicos e são importantes para o clima local e circulação global. A distribuição da precipitação no sul do México e na América Central é afetada pela presença da piscina de água quente, respectivamente, no oceano Pacífico tropical leste e no mar do Caribe. Devido a importância da interação entre o oceano e a atmosfera nesta região foi realizado o “*Experimento Climático de las Albercas de Agua Caliente de las Américas*” (ECAC). Foram obtidas observações da atmosfera e do oceano, assim como as componentes de radiação de onda longa e curta. Neste trabalho foi utilizado um modelo de fechamento de segunda ordem unidimensional acoplado a um modelo de camada de mistura oceânica (CMO) para simular as componentes do balanço de radiação e energia na camada de limite planetária (CLP) acima da piscina de água quente do Pacífico leste. Estes resultados foram comparados com um dia de céu claro observado durante a segunda campanha (ECAC2).

Palavras-chave: Piscina de água quente no oceano Pacífico tropical leste, ECAC

Abstract: The region studied has the sea surface temperature superior to 28°C, deep convection and weak winds and is called of warm pool. These regions occur mainly in the tropics and are important for the local climate and the global circulation. The distribution of precipitation in south of Mexico and Central America is affected by the presence of warm pools, respectively, in the eastern tropical Pacific and in the Caribbean sea. Due to the importance of the interaction between the ocean and atmosphere in these regions, it was carried out the experiment called “*Experimento Climático de las Albercas de Agua Caliente de las Américas*” (ECAC) in the eastern tropical Pacific. In this experiment were obtained observations of atmosphere and ocean parameters and long and short wave components of the radiation. The present work used an atmospheric second order closure model coupled to a layer model of oceanic mixture to simulate the components of the radiation balance and the energy balance inside the planetary boundary layer above the warm pool of the eastern tropical Pacific. The numerical results were compared with one day of observed clean sky, occurred during the second campaign of the ECAC.

Key words: Eastern tropical Pacific warm pool, ECAC

¹ Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica and Ciências Atmosféricas, Rua de Matão 1226, Cidade Universitária USP São Paulo, SP Brasil, CEP 05508-090. Tel: +55 11 3091- 2837, Fax: +55 11 3091-4714, americam@model.iag.usp.br; ²jacyra@usp.br.

INTRODUÇÃO

Nos oceanos tropicais existem regiões onde a temperatura da superfície do mar (TSM) é maior que 28°C e são conhecidas como piscinas de água quente (PAQs) as quais associam-se com variações locais e globais do clima. As regiões afetadas pelas PAQs apresentam duas fases típicas características. Uma fase quente com a presença de convecção profunda, precipitação intensa e ventos fracos principalmente nos períodos em que a TSM encontra-se com valores elevados e uma fase fria com ventos relativamente fortes e pouca precipitação (Webster, 1994; Fasullo e Webster, 1999). As PAQs estão localizadas acima dos oceanos Pacífico oeste e leste, Índico e mar do Caribe (Webster, 1994). Existem diversas teorias que descrevem o acoplamento entre o oceano e atmosfera na região das PAQs. Em geral elas sugerem a relação entre a convecção profunda, TSM e o balanço de energia na superfície, começando com movimentos verticais turbulentos na atmosfera e mistura oceânica, incluindo também as mudanças de velocidades do vento dentro da camada limite planetária (CLP) (Ramanathan e Collins, 1991; Wallace, 1992; Hartmann e Michelsen, 1993; Ramathan e Collins, 1992; Fasullo e Webster, 1999). O Experimento Climático das PAQs das Américas (ECAC), realizado no Pacífico leste, foi dividido em três campanhas durante o verão: a primeira e a terceira tiveram a finalidade de observar os máximos na distribuição da TSM e da precipitação, e a segunda, na metade do verão, medindo o mínimo relativo das duas distribuições. A importância em estudar as PAQs do Pacífico leste e do mar do Caribe reside no fato de que elas determinam a distribuição da precipitação no centro sul do México e América Central.

METODOLOGIA

Para a CLP foi utilizado o modelo de fechamento de segunda ordem de Oliveira (2003). Esse modelo consiste em resolver as equações formadas pelos momentos estatísticos de primeira e segunda ordem, parametrizando os termos de terceira ordem para diminuir o número de incógnitas. Os momentos estatísticos são obtidos pela média de Reynolds das equações de movimento, termodinâmica e conservação de vapor de água, válidas para escalas de movimentos dentro da CLP. Assume-se que a CLP satisfaz a aproximação de Boussinesq, e é horizontalmente homogênea, ou seja, as equações apenas apresentam dependência na vertical.

O modelo de CMO, desenvolvido por Dourado (1994) que é acoplado ao modelo de fechamento de segunda ordem para CLP consiste de uma versão integrada da equação da termodinâmica e uma versão simplificada da equação da energia cinética turbulenta (ECT). O modelo é do tipo integrado, considera que a temperatura e a salinidade são uniformes na CMO.

O modelo de CMO assume que a mistura turbulenta é forte o suficiente para considerar que a temperatura não varia verticalmente dentro da camada de mistura; que a camada de transição entre a camada de mistura e o oceano não turbulento é menor que a camada de mistura e que a variação vertical da temperatura pode ser indicada por uma descontinuidade, ou um salto, na temperatura e que a energia requerida para manter a mistura é provida pela convergência do fluxo vertical turbulento da ECT.

RESULTADOS

Foram comparados os dados observacionais do dia 15 de julho de 2001 (ECAC2), com os resultados obtidos numericamente. Este dia apresentou condições adequadas ao modelo de CLP utilizado, um dia de céu relativamente claro. A simulação apresentada no trabalho considera inicialmente uma TSM 2 °C mais quente que a temperatura do ar, referenciada na diferença entre a TSM média e a temperatura do ar média obtidas durante o ECAC. O modelo rodou por 48 horas, começando às 17 horas, mas só foram considerados os resultados após a meia noite, esperando que com esta inicialização o campo turbulento entre em equilíbrio com o campo médio. Os perfis da temperatura potencial virtual e da umidade específica (Fig. 1 a, b) foram obtidos de acordo com as condições climatológicas da região. A variação da temperatura da CMO na base da termoclina e a taxa vertical da variação da temperatura do oceano, correspondem à climatologia (1900-1997) para o mês de julho do WOAD Levitus 1998 (Fig. 1c).

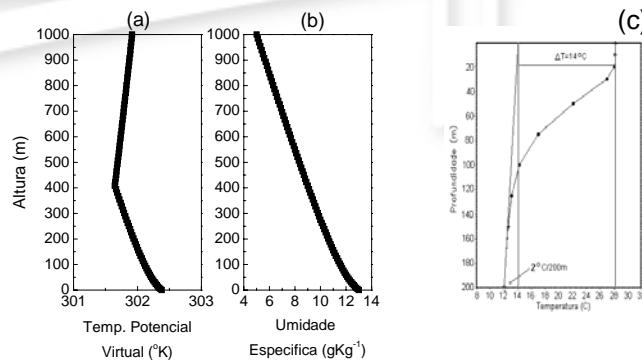


Figura 1. Perfis iniciais de (a) temperatura potencial virtual e (b) umidade específica (c) Perfil vertical climatológico (1900-1997) para julho (WOAD, Levitus 1998).

Os parâmetros utilizados para simular a CLP acima da PAQ do Pacífico leste foram, latitude (12°), declinação solar (23,26°), emissividade da superfície (0,98), domínio do modelo (1000m) número de pontos de grade (81), passo de tempo (5s) e o tempo de integração (48h).

Comparação entre os resultados observados e numéricos

Na Fig. 2 são apresentados as componentes do balanço de radiação e os fluxos turbulentos de calor sensível e latente modelados e observados. O modelo foi capaz de reproduzir razoavelmente bem

radiação solar que chega à superfície (R_s) (Fig. 2a) tendendo a superestimar com um valor máximo diurno cerca de 10% do valor observado. As radiações solares refletida pela superfície do oceano (R_r) (Fig. 2b) modelada e observada apresentaram diferenças podendo ser devidas ao albedo que no modelo foi obtido com a expressão de Fresnel. Assim, o albedo é uma função do ângulo zenital, causando os valores máximos.

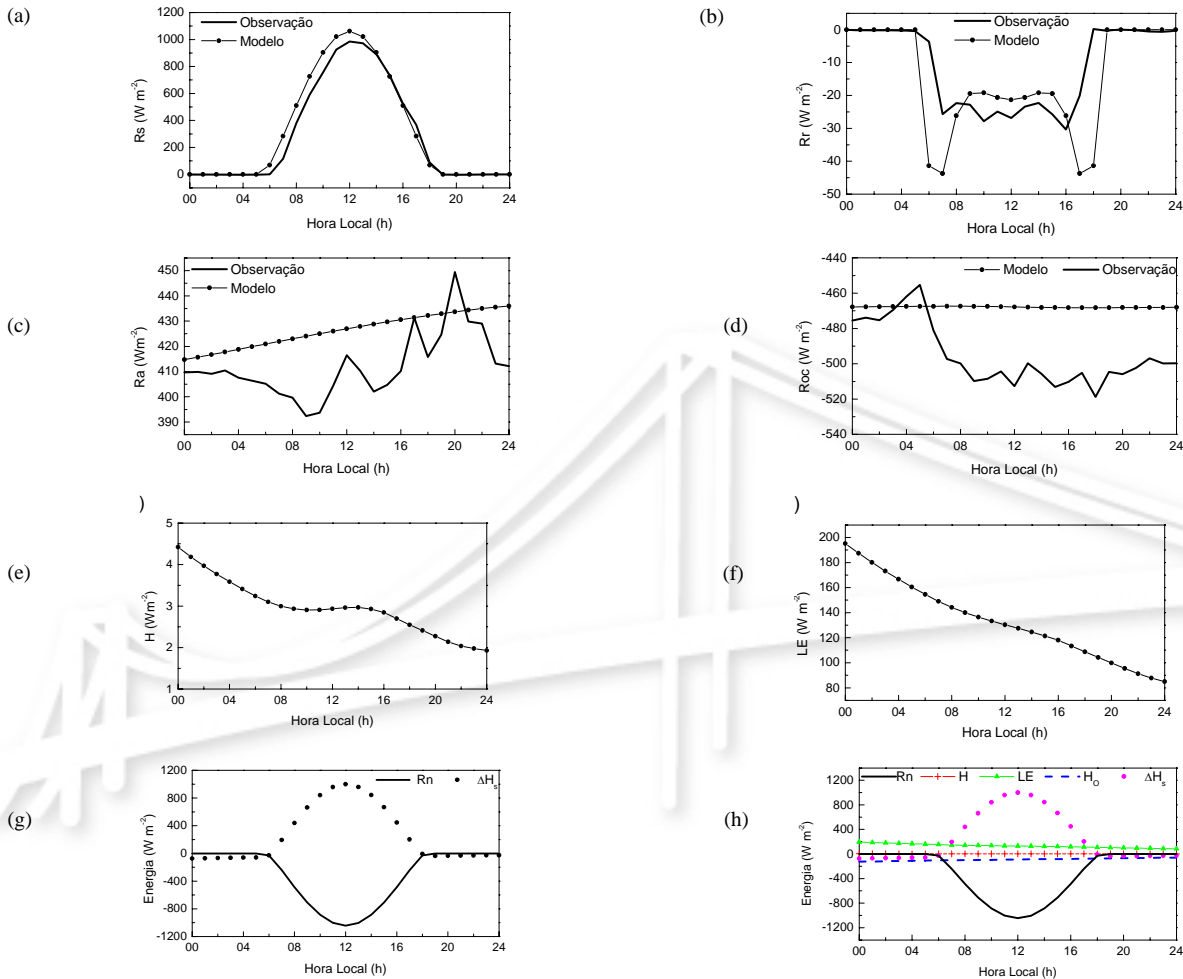


Figura 2. Variação temporal dos valores modelados e observados da (a) radiação solar que atinge a superfície; (b) radiação solar refletida pela superfície do oceano; (c) radiação de onda longa emitida pela atmosfera; (d) radiação de onda longa emitida pela superfície do oceano; (e) fluxo de calor sensível; (f) fluxo de calor latente; (g) radiação líquida e armazenamento de calor no oceano e (h) balanço de energia na interface oceano-atmosfera, em que R_n é a radiação líquida, H é o fluxo de calor sensível, LE é o fluxo de calor latente, H_o é o fluxo de calor sensível na interface inferior e ΔH_s é a energia armazenada na CMO para condição do céu claro no dia 15 de julho de 2001 na PAQ do Pacífico leste.

O modelo não foi capaz de reproduzir as variações observadas na radiação de onda longa emitida pela atmosfera, R_a (Fig. 2c). Foram grandes as diferenças entre a radiação de onda longa emitida pela superfície do oceano (R_{oc}) modelada com uma distribuição praticamente constante (Fig. 2d), com uma amplitude pequena do ciclo diurno (1 W m^{-2}) devido a TSM modelada não apresentar grande variação em sua amplitude durante o dia e R_{oc} observada acompanhou o aquecimento radiativo da superfície

(Fig. 2d). Os valores das componentes observadas são comparáveis as de Godfrey *et al.* (1991) no Pacífico tropical oeste, onde definindo um “dia típico” a R_s teve seu máximo de 850 W m^{-2} às 12 HL e pequenas perturbações durante o dia. A R_r foi de aproximadamente 20 W m^{-2} durante o período diurno, com perturbações semelhantes a R_s . R_a e R_{oc} apresentaram valores aproximadamente constantes de 405 W m^{-2} e 480 W m^{-2} , respectivamente.

Como esperado o fluxo de calor sensível (H) é muito menor do que o fluxo de calor latente (LE) devido a grande disponibilidade de água e ao pouco contraste térmico do local (Fig. 2e, f). O fluxo de calor latente teve grande amplitude variando de 195 a 85 W m^{-2} , uma vez que existe grande quantidade de energia disponível, principalmente em regiões de PAQ. Godfrey e Lindstrom (1989) sugerem que algumas ou todas as fórmulas empíricas para estimar os fluxos de calor contêm erros sistemáticos quando são aplicadas às regiões com características semelhantes ao Pacífico equatorial oeste, já que estas não foram avaliadas para regiões muito úmidas, com ventos fracos e altamente convectivas. O comportamento da radiação líquida (R_n) e do armazenamento de energia no oceano (ΔH_s) mostra distribuições opostas no decorrer do tempo (Fig. 2g), indicando que uma grande quantidade de energia é armazenada pelo oceano durante o dia. O balanço de energia entre o oceano e a atmosfera indica que aproximadamente 80% da energia está sendo armazenada na CMO durante o dia (Fig. 2h). O 20% da energia restante corresponde aos fluxos de calor latente e sensível, sendo que 15% corresponde ao fluxo de calor latente. No WCRP/SCOR (2000) identificou-se que os modelos radiativos tendem a subestimar o balanço de energia em condições de céu encoberto e superestimar em condições de céu claro. Fasullo e Webster (1999) observaram que os termos importantes do balanço de energia em superfície são os de radiação de onda longa da atmosfera e da superfície oceânica, sendo os termos mais complexos para se estimar, já que têm pouca diferença acima do oceano.

CONCLUSÃO

O estudo numérico feito com o modelo acoplado mostrou resultados importantes. O modelo foi capaz de reproduzir razoavelmente bem as componentes de onda curta do balanço de radiação, entretanto os resultados mostraram que o modelo tem deficiências em obter as radiações de onda longa, uma vez que a simulação não conseguiu acompanhar as variações apresentadas durante o dia. As simulações do modelo podem ser melhoradas utilizando parametrizações mais realísticas no cálculo das componentes de onda longa. O balanço de energia modelado, para um dia sem nebulosidade, mostra que as principais componentes do balanço são a radiação líquida e o termo de armazenamento dentro da camada de mistura oceânica. O modelo não conseguiu modelar o ciclo diurno da temperatura do ar.

Através do modelo foram simulados os fluxos turbulentos de calor latente e sensível, sobre a região da PAQ. A ordem de grandeza dos fluxos modelados foi compatível com os valores

climatológicos da região. As estimativas dos fluxos turbulentos, entretanto, podem ser melhoradas utilizando coeficientes de transferências mais adequados as condições locais. As discrepâncias obtidas entre o modelo e as observações devem ser discutidas a luz da limitação das observações e da modelagem utilizada. A descrição detalhada deste trabalho se encontra em Murguía (2004).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Fasullo, J., and P. J. Webster, 1999: Warm Pool SST Variability in Relation to the Surface Energy Balance. *J. Clim.*, **12**, 1292-1305.
- Dourado, M. S., 1994: Estudo da Camada Limite Planetária Atmosférica Marítima. Dissertação de mestrado - INPE, 100p.
- Godfrey, J. S. e E. J. Lindstrom, 1989: The heat budget of the western equatorial Pacific surface mixed layer, *J Geophys. Res.*, **94**, 8007-8017.
- Godfrey, J. S., M Nunez, E. F. Bradley, P. A. Coppin and E. J. Lindstrom, 1991: On the Net Surface Heat Flux Into the Western Equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.* **96**, 3391-3400.
- Hartmann, D. L. e M. L. Michelsen, 1993: Large scale effects on the regulation of tropical sea surface temperature, *J. Climate*, **6**, 2049-2062.
- Levitus, S., Boyer, T. P., Conkright, M. E., O'Brien, T., Antonov, J., Stephens, C., Stathopoulos, L., Johnson, D., Gelfeld, R., 1998: World Ocean Database 1998, Volume 1: Introduction. **NOAA Atlas NESDIS 18**, U. S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Oliveira, A. P., 1990: Planetary Boundary Layer Dynamics over the Amazon Rain Forest. Doctoral Dissertation – State University of New York, Albany, 296p.
- Ramanathan, V. e W. Collins, 1991: Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño, *Nature*, **351**, 27-32.
- Ramanathan V. e W. Collins, 1992: Thermostat and global warming, *Nature*, **357**, 649.
- Wallace, J. M., 1992: Effect of deep convection on the regulation of tropical sea surface temperature, *Nature*, **357**, 230-231.
- Webster, P. J, 1994: The role of hydrological processes in ocean-atmosphere Interactions. *Rev. Geophys.*,**32**, 427-476.
- WCRP/SCOR, 2000: Final report on the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes (SCOR Working Group 110). INTERCOMPARISON AND VALIDATION OF OCEAN-ATMOSPHERE ENERGY FLUX FIELDS.
- Zilitinkevich, S., Chalikov, D. V., Resnyasnsky, Y. D., 1979: Modeling the Oceanic Upper Layer. *Oceanologica Acta*, **2** (2): 219-240, Feb.