Simulação Numérica da Camada Limite Planetária Utilizando duas Parametrizações de Turbulência no Modelo B-RAMS para o Estado de Rondônia

Joice Parmezani Staben Barbosa
LAC/INPE
joice.parmezani@lac.inpe.br

Haroldo F. de Campos Velho
LAC/INPE
haroldo@lac.inpe.br

Saulo R. Freitas
CPTEC/INPE
sfreitas@cptec.inpe.br

Resumo

Este trabalho tem como objetivo a comparação entre duas parametrizações de turbulência, a de Mellor e Yamada (1982) já implementada no modelo B-RAMS e a de Degrazia et al. (1997), ambas utilizando o modelo de mesoescala. Essa comparação tem como critério de avaliar o quanto a nova parametrização irá modificar os resultados das simulações, comparando-as com dados observacionais. Os resultados obtidos, de maneira geral, mostraram-se satisfatórias.

Palavras-chave: *camada limite planetária, turbulência, modelagem, mesoescala, B-RAMS.*

1. Introdução

A atmosfera terrestre é a massa de ar ao redor do planeta Terra, contudo não é uma camada homogênea, isto é, possui estratificações. A primeira camada na atmosfera é a Camada Limite Planetária (CLP): uma camada fina em contato direto com o solo e os oceanos, onde os efeitos da viscosidade e da turbulência devem ser considerados. Deste modo, uma adequada representação da CLP é extremamente importante para a modelagem numérica da atmosfera, em particular para os modelos de mesoescala.

Nos últimos anos, inúmeros modelos têm sido desenvolvidos com o propósito de simular a CLP, variando de simples parametrizações a problemas sofisticados de fechamento das equações de segunda ordem ou maiores. Essas parametrizações são então implementadas em modelos numéricos de previsão de tempo. Os pesquisadores brasileiros vêm contribuindo para as parametrizações da turbulência atmosférica, por exemplo, a partir da teoria estatística da turbulência de Taylor (1921). Neste trabalho foi utilizado a modelagem para Camada Limite Convectiva (CLC) desenvolvida por Degrazia *et al*. (1997), onde foi implementada no modelo numérico de mesoescala *Brazilian Regional Atmospheric Model System* – B-RAMS, que vem sendo usado e está em constante desenvolvimento no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC/INPE.

O propósito deste trabalho foi de comparar, com simulações numéricas distintas de duas parametrizações, a variação da CLP sobre dois sítios localizados no estado de Rondônia. A primeira parametrização utilizada é a de Mellor e Yamada (1982), que contêm na versão utilizada do modelo B-RAMS, com a nova parametrização de turbulência de Degrazia *et al.* (1997). Os dados utilizados para iniciar o modelo foram obtidos do experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (*Large Scale Biosphere Atmosphere* – LBA) na campanha realizada em 1999 e do modelo global (*European Center for Medium Range Weather Forecast* – ECMWF).

2. Descrição do modelo

O *Regional Atmospheric Model System* - RAMS é um modelo de circulação prognóstico desenvolvido a partir da junção de dois modelos atmosféricos conduzidos no início da década de 70, sendo um modelo de mesoescala (Pielke, 1974) e de um modelo de nuvens (Trípoli e Cotton, 1982). O planejamento, o projeto e a construção do código do RAMS foram conduzidos primeiramente pelos Drs. Craing J. Tremback e Robert L. Walko. Em 1986, no Depto. de Ciência Atmosférica da Universidade do Estado do Colorado (EUA), combinação das potenciabilidades dos dois modelos foi concluída, surgindo a primeira versão do código do RAMS.

O modelo B-RAMS utilizado pelo CPTEC/INPE foi derivado da versão mais recente do modelo RAMS (5.0) e vem sofrendo constantes melhorias pelos pesquisadores brasileiros.

O B-RAMS é baseado na integração das equações diferenciais de conservação da quantidade de movimento, de massa e de energia, com referimento a um sistema de coordenadas ideais para simulação em lugares de orografia complexas. O modelo é equipado com um sistema de múltiplas grades aninhadas que permite a simulação de sistemas de várias escalas espaciais simultaneamente, permitindo a retro-

alimentação entre estas. O RAMS possui um completo e sofisticado conjunto de parametrizações físicas para simular os processos governantes da evolução do estado atmosférico. Além de possuir um vasto espectro de aplicações: simulações de grande turbilhões, de tempestades, fenômenos de mesoescala e dispersão atmosférica de mesoescala (PIELKE et al., 1992; WALKO et al., 1995). A condição inicial pode ser definida a partir de vários conjuntos de dados observacionais e, como condição de contorno, o modelo tem o esquema 4DDA (assimilação de dados em 4 dimensões) o qual permite que a solução do sistema de equações seja confidente com dados analisados de escala maior, tais como análises atmosféricas de modelos globais.

2.1. Atuais parametrizações de turbulência do B-RAMS

Atualmente o modelo B-RAMS possui quatro parametrizações de turbulência, originárias do modelo RAMS. Estas parametrizações são realizadas para os termos associados à dispersão turbulenta, onde são divididas em duas classes em função da distribuição do espaçamento de grade. O espaçamento horizontal e vertical da grade de um modelo determina as escalas espaciais das variáveis prognosticas que podem ser resolvidas explicitamente e as que não podem determinadas sub-grade. Para o modelo em estudo temos a grade anisotrópica onde o espaçamento horizontal diferente do vertical e a isotrópica, com espaçamento horizontal igual ao vertical. As parametrizações de turbulência referêntes a anisotrópicas foram desenvolvidas por Mellor e Yamada (1982) e Smagorinsky (1963) com modificações realizadas por Lilly (1962) e Hill (1974). Enquanto que, as isotrópicas são de Deadorff (1980) e Kosovíc (1997).

A próxima seção descreve apenas a parametrização utilizada neste trabalho, a desenvolvidas por Mellor e Yamada (1982).

2.1.1. Parametrização de Mellor e Yamada

Uma das opções que o modelo B-RAMS oferece para a parametrização de turbulência é desenvolvida por Mellor e Yamada (1982) que calcula o coeficiente difusivo vertical. Neste caso, o fechamento consiste na solução numérica explícita dos momentos estatísticos duplos (variância e fluxos) das equações prognosticas, com a parametrização dos momentos de terceira ordem. Enquanto que a equação de Energia Cinética Turbulenta (ECT) é utilizada no lugar das equações de variância de velocidade.

Ao utilizar a parametrização de Mellor e Yamada, do B-RAMS, para obter o coeficiente de difusividade vertical para momento, calor e TKE é dado, respectivamente, por

$$\begin{aligned} K_m &= S_m\, l\sqrt{2\,e}, \\ K_h &= S_h\, l\sqrt{2\,e}, \\ K_e &= S_e\, l\sqrt{2\,e}. \end{aligned} \tag{1}$$

A escala de comprimento turbulento, ***l***, é assumida como

$$l = \frac{\kappa\,(z+z_0)}{1+\kappa\,(z+z_0)\,/l_\infty}, \tag{2}$$

onde κ é a constante de Von Karman e z_0 é a roughness length.

Para este fechamento, as difusividades turbulentas adimensionais S_m e S_h dependem dos gradientes adimensionais do vento e da temperatura potencial, enquanto que a difusividade turbulenta S_e é uma constante empírica igual a 0.20 segundo Mellor e Yamada (1982).

3. Nova parametrização usando a teoria de Taylor

Os termos que correspondem a difusidade turbulenta na CLP podem ser devirados a partir da teoria estatística de Taylor (1921) e do espectro de energia cinética.

A teoria clássica de Taylor da difusão afirma que flutuações na velocidade causam dispersão das partículas num fluxo turbulento. Considerando dispersão em uma única direção, se um elemento de fluido deixar a origem no $t = 0$, sua posição X_i em um tempo t é dada por:

$$X_i\,(t) = \int_0^t v_i\,(t')\,dt', \tag{3}$$

onde: X_i é a direção arbitrária associada a componente i da velocidade elemento do fluido ($i=u,v,w$).

Um coeficiente de difusão turbulento pode ser obtido multiplicando a expressão (3) por $v_i(t)$:

$$X_i\,(t)\,v_i\,(t) = X_i\,(t)\,\frac{dX_i}{dt} = \frac{d}{dt}\left(\frac{1}{2}X_i^2\right) = \int_0^t v_i\,(t)\,v_i\,(t')\,dt'. \tag{4}$$

Fazendo uma média sobre o conjunto temos:

$$K_{\alpha\alpha} = \frac{d}{dt}\left(\frac{1}{2}\overline{X_i^2}\right) = \int_0^t \overline{v_i\,(t)\,v_i\,(t')}dt', \tag{5}$$

onde os dois lados da equação têm dimensão de um coeficiente de difusão turbulento (m^2s^{-1}). Pode-se observar que o segundo termo da Equação 5 equivale a variância, podendo ser representado por

$$K_{\alpha\alpha} = \frac{1}{2}\sigma^2 = \int_0^t \overline{v_i\,(t)\,v_i\,(t')}dt'. \tag{6}$$

Com base na teoria Taylor, Degrazia e Moraes (1992) e Degrazia *et al.* (1997) derivaram uma expressão geral para o coeficiente turbulento, onde a taxa de dispersão de um conjunto de partículas em função de um tempo de viagem (t)

$$K_{\alpha\alpha} = \frac{\sigma_i^2\beta_i}{2\pi}\int_0^\infty \frac{S_i^E\,(n)\,sen\left(\frac{2\pi nt}{\beta_i}\right)}{n}dn, \qquad onde\begin{cases} \alpha = x,y,z; \\ i = u,v,w. \end{cases} \tag{7}$$

sendo σ_i^2 a variância da velocidade, S_i^E o modelo espectral Euleriano, n a freqüência e βi a razão entre as escalas de tempo Eulerianas e Lagrangianas dada por

$$\beta_i = \left(\frac{\pi U^2}{16\sigma_i^2}\right)^{1/2}. \tag{8}$$

Quando o tempo de viagem torna-se grande ($n \approx t^{-1}$) a Equação 7 tem um comportamento assintótico, ou seja, a difusão para grandes tempos é dependente do comportamento do S_i^E na origem sendo simplificada para

$$K_{\alpha\alpha} = \frac{\sigma_i^2 \beta_i S_i^E(0)}{4}. \tag{9}$$

É possível observar que, enquanto o coeficiente de difusão na Equação 7 depende do tempo, a expressão assintótica (Equação 9) permite gerar um coeficiente de difusão turbulento independente do tempo.

3.1. Parametrização da CLC

Para a CLC Degrazia *et al.* (1997) derivou o seguinte modelo do espectro turbulento

$$\frac{nS_i^E(n)}{w_2^*} = \frac{0.98c_i\,(f/q)\,(\Psi/q)^{2/3}\,(z/h)^{2/3}}{(f_m)_{n,i}^{5/3}\left[1+\frac{1.5}{(f_m)_{n,i}}\left(\frac{f}{q}\right)\right]^{5/3}}, \tag{10}$$

onde c_i = 0,3 para espectro u, c_i = 0,4 para v e w (Degrazia *et al.*, 1997), ψ é a função dissipação adimensional, podendo ser encontrado na literatura várias expressões que descrevem ψ. Assim existe uma expressão que descreve a função de estabilidade da CLC q dado por

$$q = (f_m)_i\,(f_m)_{n,i}^{-1} = \frac{z/(\lambda_m)_i}{(f_m)_{n,i}} \tag{11}$$

$$(\lambda_m)_i = \begin{cases} 1.5h \quad \text{para} \quad i = u, v; \\ 1.8h\,\{1-\exp[-4(z/h)] - 0.0003exp[8(z/h)]\} \quad \text{para} \quad i = w, \end{cases}$$

onde λ_m é o valor do comprimento de onda no pico espectral, o qual foi obtido a partir de uma relação impírica proposta por Caughey e Palmer (1979).

Obtendo-se a variância da velocidade (σ_i^2) e fazendo as devidas substituições na Equação 9 é determinado o coeficiente de difusividade turbulenta vertical para CLC

$$\frac{K_{zz}}{w_* h} = 0.15\Psi^{1/3}\left[1-\exp\left(-4\frac{z}{h}\right) - 0.0003\exp\left(8\frac{z}{h}\right)\right]. \tag{12}$$

4. Materiais e métodos

4.1. Dados

Para que o modelo B-RAMS possa obter um prognóstico próximo da realidade atmosférica, serão combinados conjuntos distintos de dados para a análise da nova parametrizações. Os dados a serem utilizados são dados de radiossondagens e de análises globais.

Os dados das radiossondagens foram obtidos experimentalmente no Projeto LBA durante a primeira campanha do Wet season Atmospheric Mesoscale Campaign - WETAMC, realizado na estação úmida. O experimento ocorreu durante os meses de Janeiro a Fevereiro de 1999 no Estado de Rondônia, na região sudoeste da Amazônia (Figura 1).

Figura 1. Mapa experimental da primeira campanha do Projeto WETAMC/LBA (Fonte: USP/LBA, 1999).

Os dados observacionais serão utilizados como condição inicial, enquanto que os dados de condição de contorno serão gerados pela própria física do modelo B-RAMS. A Tabela 1 mostra os dados a serem utilizados durante o desenvolvimento deste trabalho.

Tabela 1. Dados de condição inicial e de contorno.

Radiossondagem (3 em 3 hs)	
Variável	**Unidade**
Temperatura	C
Umidade Relativa do Ar	%
Direção do Vento	$graus$
Intensidade do Vento	m/s
Pressão Atmosférica	hPa
Dados gerados pelo B-RAMS	
Variável	**Unidade**
Fluxo de Calor Sensível	W/m^2
Fluxo de Calor Latente	W/m^2

Como pode-se observar na Figura 1, a área onde ocorreu o experimento é composta predominantemente por regiões com floresta e de pastagem. Para o objetivo deste trabalho, foram selecionados dois sítios distintos. O primeiro sítio fica localizado na região de floresta intacta na Reserva Biológica do Jaru (Rebio Jaru: *10°05'S 61°55'W*) e o segundo em uma região de pastagem na cidade de Ouro Preto d'Oeste localizado na Fazenda Nossa Senhora (ABRACOS[1]): *10°46'S 62°20'W*).

Os dados observacionais referentes a cada sítio (Tabela 1) foram analisados para uma seleção do mesmo

[1] Anglo Brazilian Amazonian Climate Observation Study

período para ambos, onde o critério de escolha adotado foi em função de uma boa evolução da CLP. Após a análise dos dados foi adotado um período de 24 horas como estudo de caso iniciando no dia 10/Fev às 00Z até o dia 11/Fev às 00Z.

4.1.1. Área da simulação numérica

A área da simulação numérica realizada pelo modelo B-RAMS é mostrada pela Figura 2, onde abrangem a área da primeira campanha do Projeto WETAMC/LBA (Figura 1). A grade utilizada possui uma resolução de 20km de espaçamento nos eixos *x* e *y*, obtendo desta forma 172 e 88 pontos de grade, respectivamente. Enquanto que, para a altitude foi adotado uma resolução de 100m, obtendo-se assim 40 pontos para o eixo *z*. O intervalo das análises foram de hora em hora de simulação.

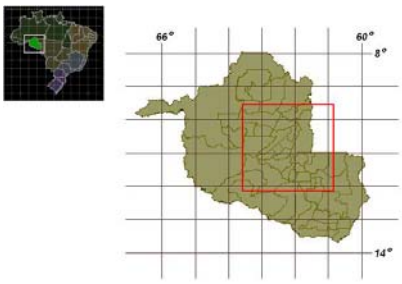

Figura 2. Área da simulação numérica realizada durante o estudo de caso.

4.2. Metodologia

O B-RAMS será inicializado com os dados de radiossondagens juntamente com as condições iniciais atmosféricas fornecidas pelo modelo global ECMWF. O modelo irá gerar seus próprios fluxos, onde serão utilizados como condições de contorno e a cobertura vegetal da área de estudo será baseado nos dados gerados pelo ProVeg (2005), conforme mostrado na Figura 3.

O ProVeg que é uma iniciativa que visa melhorar a representação da variabilidade espacial da vegetação nos modelos de previsão de tempo e clima, a partir da adaptação de uma base de dados mais detalhada e com parâmetros que representem de forma mais acurada as propriedades físicas dos solos e os tipos de vegetação do território brasileiro (PROVEG, 2005).

Primeiramente foi realizada a simulação da parametrização utilizando Mellor e Yamada, com o objetivo de se obter a altura da CLP estimada por essa parametrização. A partir desses dados foi iniciada a simulação da nova parametrização. Para analisar a nova rotina implementada foi utilizado o critério de comparação entre as análises geradas pela atual (Mellor e Yamada, 1982) e a nova parametrização (Degrazia *et al.*, 1997) do modelo B-RAMS com os dados de radiossondagens (WETAMC/LBA, 1999) a cada três horas.

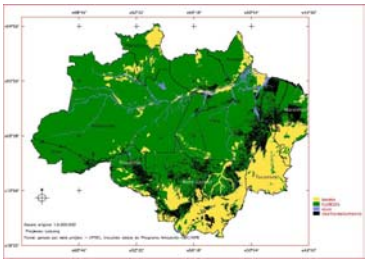

Figura 3. Mapa de vegetação que contém a área principal de estudo gerado pelo PROVEG (2005)

5. Comparação entre as simulações e a observação

Os resultados obtidos pela simulação das duas parametrizações junto com os dados observacionais, são apresentados pelas Figuras 4 – 5 para o sítio de ABRACOS, e pelas Figuras 6 – 7 para o sítio do Rebio Jaru.

Todos os resultados que serão apresentados (Figuras 4 – 7) corresponde ao Perfil de Temperatura do ar (°C) com seus valores representados pelo eixo da abscissa, iniciando em 6° indo até 42°C, com uma variação de 3°C. Enquanto que, no eixo das coordenadas temos a Altitude (m) com indo de 0m até 3500m, com variação de 300m. Ao critério de comparação, os horários das simulações apresentadas como resultados são os mesmos realizados pelas radiossondagens, ou seja, a cada 3 horas. As simulações realizadas pela parametrização de Mellor e Yamada (1982) estão representadas por e a parametrização de Degrazia *et al.* (1997) por , enquanto que as radiossondagens por , respectivamente para cada sítio.

As Figuras 4 (a) – (f) representam os perfis de temperaturas simuladas e observadas para as primeiras 15 horas. Neste período, as simulações de Mellor e Yamada e Degrazia *et al.* apresentam o mesmo comportamento. Também observamos que as simulações reproduziram os perfis com boa concordância ao obtido pelo experimento através das radiossondagens. É importante salientar que para o sítio de ABRACOS no dia 10/02/99 às 03Z, que corresponde ao horário de 23hs local do dia 09/02/99, não houve dados de radiossondagens.

A partir das 18Z, ou seja, 15 hs local mostradas pelas Figura 5 (a) – (c), ouve uma mudança considerável entre as duas simulações nos primeiros metros do perfil analisado. Comparando ambas as simulações neste período com a observação, verificamos que a parametrização de Mellor e Yamada (1982) tiveram um comportamento mais próximo ao observado.

De maneira similar ao apresentado pelo sitio de ABRACOS, as primeiras horas para o sitio do Rebio Jaru, as simulações apresentaram o mesmo

comportamento, além de uma boa concordância aos perfis obtidos pelo observado (Figuras 6 (a) –(d) e Figuras 7 (a) – (b)). Novamente saliento que existe ausência de dados de radiossondagem no dia 10/02/99 às 03Z e 06Z. As Figuras 7 (c) – (e) somente não apresentaram o comportamento similar para os primeiros200m, sendo um comportamento semelhante ao ocorrido em ABRACOS.

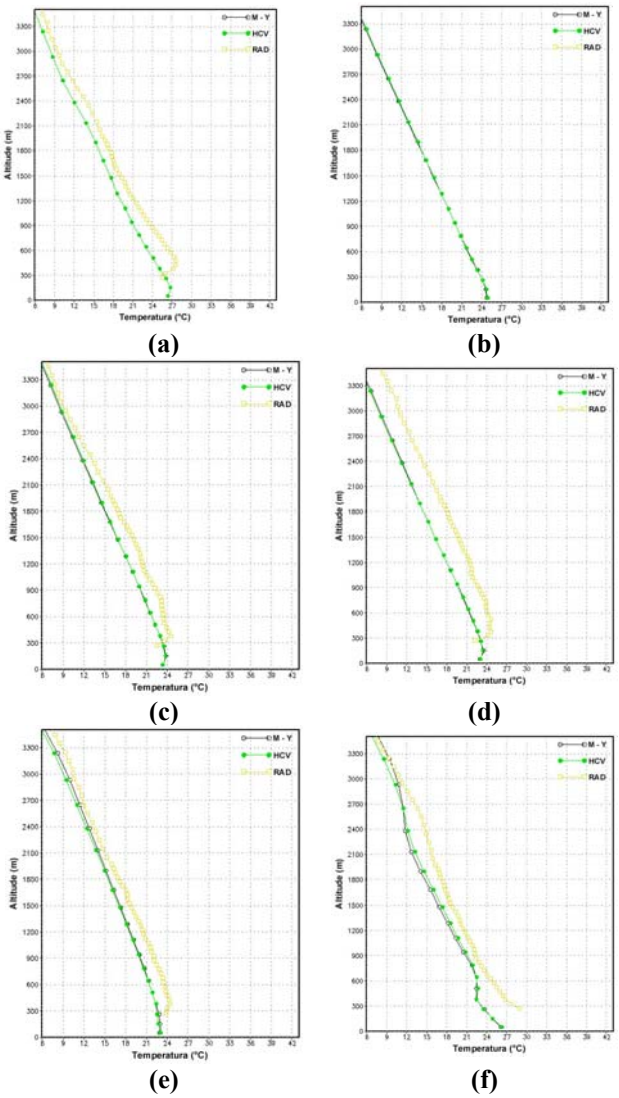

Figura 4. Perfil de temperatura do ar (°C) para o sítio de ABRACOS (a) 10/02/99 - 00Z, (b) 10/02/99 - 03Z, (c) 10/02/99 - 06Z, (d) 10/02/99 - 09Z, (e) 10/02/99 - 12Z e (f) 10/02/99 - 15Z.

Conclusão

O objetivo deste trabalho foi de comparar as duas parametrizações com dados observacionais em um período de 24hs para dois sítios distintos, localizados no estado de Rondônia, a fim de verificar o quanto a nova parametrização iria modificar uma previsão de tempo.

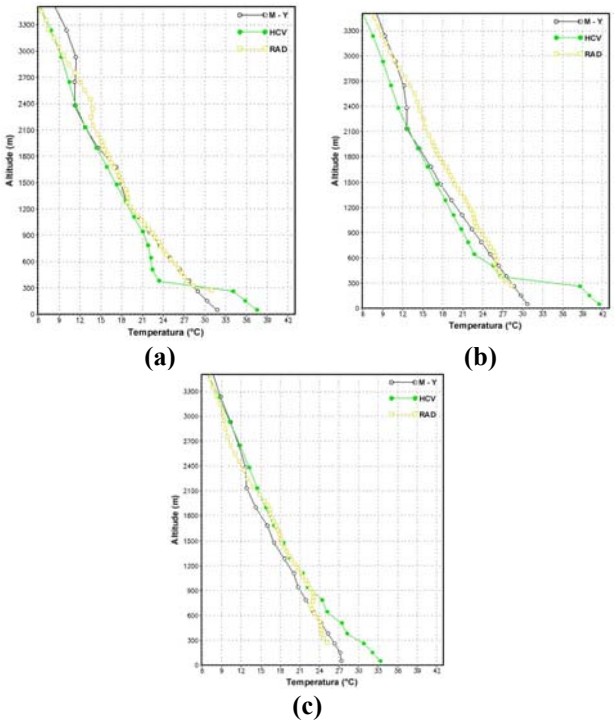

Figura 5. Perfil de temperatura do ar (°C) para o sítio de ABRACOS (a) 10/02/99 - 18Z, (b) 10/02/99 - 21Z e (c) 11/02/99 - 00Z.

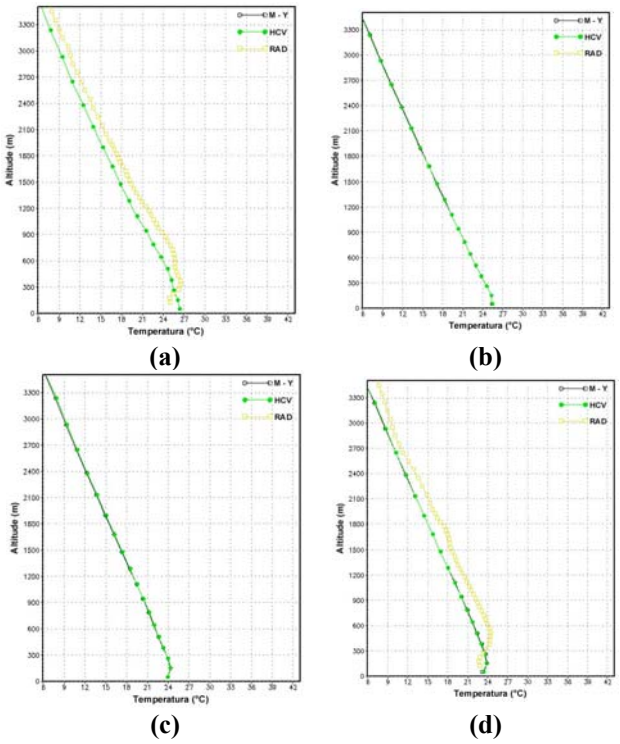

Figura 6. Perfil de temperatura do ar (°C) para o sítio de REBIO JARU (a) 10/02/99 - 00Z, (b) 10/02/99 - 03Z, (c) 10/02/99 - 06Z e (d) 10/02/99 - 09Z.

Ao comparar os resultados obtidos, verificamos que para o período das primeiras 15hs, em ambos os sítios,

temos um bom comportamentos das parametrizações com relação a observação. Um dos motivos a ser considerado para tal resultado é a presença de fraca turbulência de origem mecânica associada aos ventos próximos à superfície, para as primeiras 9hs (Figuras 4 (a) - (c) e Figuras 6 (a) – (c)). Nas demais 6hs, os resultados apresentados também são bons em nível de comparação, enquanto que, meteorologicamente ocorre uma mudança mais significativa próxima à superfície, isso ocorre devido ao aquecimento do solo permitindo assim, uma turbulência térmica, tanto para as áreas de floresta como a de pastagem (Figuras 4 (d) – (f), Figuras 6 (d) e Figura 7 (a) –(b)). Esse aquecimento aumenta a partir das 18Z, que corresponde às 14horas local, onde a turbulência térmica é máxima e a atmosfera encontra-se bem misturada. Neste período observamos que a parametrização de Mellor e Yamada (1982) teve uma melhor concordância com a observada nos primeiros metros analisados. Um dos pontos a serem investigados é a verificação da obtenção da altura da CLP, uma vez que esse valor é extraído durante a simulação de Mellor e Yamada (1982) para obter os resultados pela nova implementação (Degrazia *et al*, 1997).

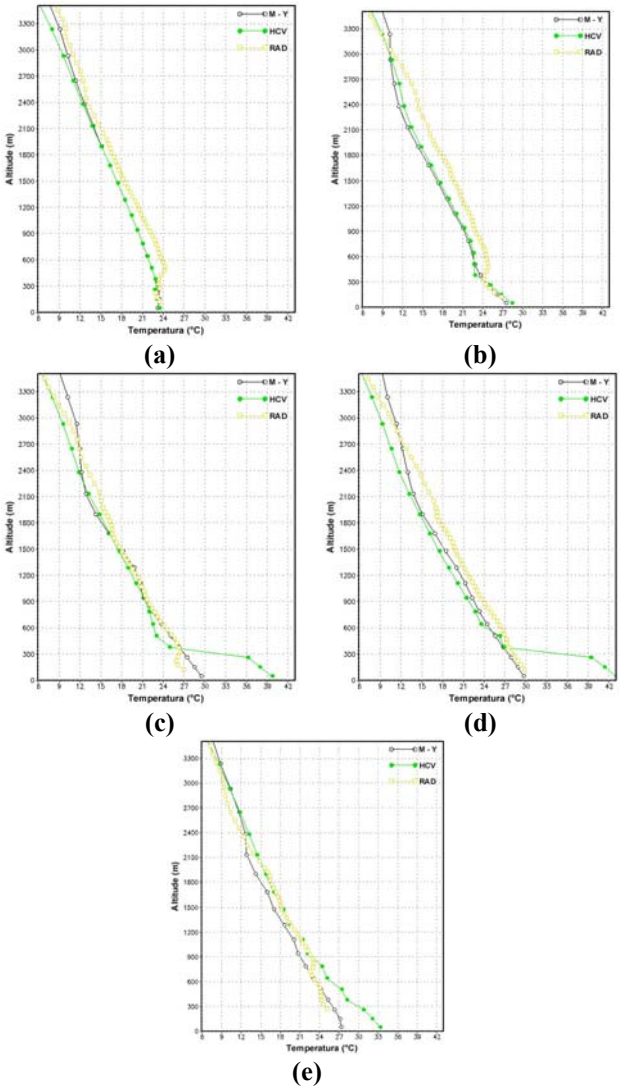

Figura 7. Perfil de temperatura do ar (°C) para o sítio de REBIO JARU (a) 10/02/99 - 12Z e (b) 10/02/99 - 15Z, (c) 10/02/99 - 18Z, (d) 10/02/99 - 21Z e (e) 11/02/99 - 00Z.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Fundação de Amparo a Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP), pelo auxílio financeiro recebido, ao CPTEC/INPE pelo apoio no desenvolvimento deste trabalho e ao LBA/WETACM pelos dados meteorológicos utilizados.

Referências

[1] S. J. Caughey and S. G. Palmer. Some aspects of turbulence structure throught the depht of the convective boundary layer. *Journal of Royal Meteorological Society*, 105:811–827, 1979.

[2] J. W. Deadorff. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Bound. Layer Meteorology*, 18:495–527, 1980.

[3] G. A. Degrazia, H. F. Campos Velho, and J. C. Carvalho. Nonlocal exchange coefficients for the convective boundary layer derived from spectral properties. *Beiträge zur Physic der Atmosphäre*, 70(1):57–64, 1997.

[4] G. A. Degrazia and O. L. L. Moraes. A model for eddy diffusivity in a stable boundarylayer. *Boundary-Layer Meteorology*, 58(3):205–214, 1992.

[5] G. E. Hill. Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, 31:646–673, 1974.

[6] B. Kosovíc. Subgrid-scale modelling for the largeeddy simulation of high-reynoldsnumber boundary layers. *J. Fluid Mech.*, 336:151–182, 1997.

[7] D. K. Lilly. On the numerical simulation of buoyant convection. *Tellus*, 14:168–172, 1962.

[8] G. L. Mellor and T. Yamada. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysical Physics and Space Physics*, 20:851–875, 1982.

[9] R. A. Pielke. *Mesoscale Meterological Modeling*. Academic Press, New York, 1974.

[10] R. A. Pielke, W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee, and J. H. Copeland. A comprehensive meteorological modeling system - rams. *Meteor. Atmos. Phys.*, 49:69–91, 1992.

[11] PROVEG. Atualização da representação da vegetação nos modelos numéricos do CPTEC. <http://www.cptec.inpe.br/proveg>, 2005.

[12] J. Smagorinsky. General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Mon. Weather Rev.*, 91:99–164, 1963.

[13] G. Taylor. Diffusion by continuous movements. *Proc. Lond. Math. Soc.*, 2(20):196–212, 1921.

[14] G. J. Tripoli and W. R. Cotton. The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. Rech. Atmos*. 12:185–219, 1982.

[15] USP/LBA. Large scale biosphere atmosphere experiment in Amazonia (LBA). <http://www.lba.iag.usp.br/>, 1999.

[16] R. L.Walko, C. J. Tremback, and R. F. A. Hertenstein. RAMS - *The Regional Atmospheric Modeling System*. Fort Collins, 1995.