

ANÁLISE DO AMBIENTE CONVECTIVO NA REGIÃO SUDOESTE DA AMAZÔNIA: UM ESTUDO DE CASO.

Éder Paulo Vendrasco¹

Maria Assunção Faus da Silva Dias^{1,2}

ABSTRACT

This study analyses the dynamic and thermodynamic features associated with a convective system that occurred during the DrytoWet/LBA experiment. For this purpose the water vapour, vorticity and thermodynamic budgets were calculated. An analysis in order to establish the relevance of each term of the referred equations, as well as the identification of the strongest terms, was performed. The radiosonde data were interpolated into regular pressure levels and then submitted to a Barnes objective analysis. Both adiabatic expansion and vertical temperature advection terms were shown as the major contributors to the atmospheric cooling and heating, whereas the horizontal absolute vorticity advection and wind divergence terms were the most relevant into vorticity equations. On the other hand, the moisture budget revealed no prominent term. All the residues had their maximal intensity (negative and positive) about 500 hPa, which agrees with the radar reflectivity data.

Keywords: Amazon; water vapour, vorticity and thermodynamic budgets; radiosonde.

RESUMO

O estudo consistiu em analisar as características dinâmicas e termodinâmicas do sistema convectivo ocorrido durante o experimento DrytoWet/LBA através do cálculo dos resíduos da equação de balanço para o vapor d'água, vorticidade e termodinâmica. Foi feita uma análise para estabelecer a importância de cada termo das equações mencionadas e assim identificar os termos predominantes. Foram utilizados os dados de radiossondagens, os quais foram interpolados em

¹ Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo – Rua do Matão, 1226 – Telefone (11) 3091-4808 – Cidade Universitária – São Paulo – Brasil. (eder@master.iag.usp.br).

² Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Rodovia Presidente Dutra, Km 39 – Telefone (12) 3186-8400 - Cachoeira Paulista – São Paulo – Brasil. (assuncao@cptec.inpe.br).

níveis regulares de pressão e feita análise objetiva de Barnes. Mostrou-se que os termos de expansão diabática e advecção vertical de temperatura foram majoritários no resfriamento e aquecimento da atmosfera, enquanto que o termo de advecção horizontal de vorticidade absoluta e o termo de divergência do vento foram os principais responsáveis pelo resíduo da equação da vorticidade, por outro lado o balanço de umidade mostrou uma contribuição mais distribuída entre os termos. Todos os resíduos tiveram seu máximo em módulo por volta de 500 hPa, o que mostrou de acordo com os dados de refletividade do radar.

INTRODUÇÃO

Devido a vasta quantidade de energia associada com a mudança de fase da água em cúmulos precipitantes, assim como as fortes correntes ascendentes e descendentes, geralmente observadas em convecção de cúmulos, estes sistemas exercem um papel importante na dinâmica e termodinâmica de toda a atmosfera. Riehl e Malkus (1958) mostram a importância da convecção de cúmulos no balanço de calor na atmosfera tropical. Muitos fenômenos atmosféricos são afetados fortemente pela convecção de cúmulos, seja pelo transporte de calor, umidade ou momento. Dentre estes fenômenos convectivos importantes estão as linhas de instabilidade tropicais e extratropicais, complexos convectivos de mesoescala, frentes frias e ciclones tropicais [3].

Haja vista a importância da convecção de cúmulos, é necessário ter um profundo conhecimento destes fenômenos para a utilização deste conhecimento em modelos atmosféricos tanto diagnósticos como prognósticos.

Este trabalho tem como objetivo fazer um estudo diagnóstico de um caso de convecção intensa ocorrido durante o experimento DrytoWet/LBA, com isto identificar as condições dinâmicas e termodinâmicas encontradas antes, durante e depois do sistema. Para este fim foram calculados os resíduos das equações de balanço de calor, umidade e vorticidade.

DADOS E METODOLOGIA

Os dados utilizados neste trabalho foram provenientes da campanha de medição DrytoWet realizada no estado de Rondônia a qual esta inserida no projeto LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia). Para este estudo foi feita uma interpolação simples na vertical com os dados de radiossondagens (do experimento e de todas as sondagens operacionais que foram realizadas na área de 70° W à 42.5° W e de 21° S à 1° S). Tendo os dados interpolados em níveis de pressão pôde-se então aplicar uma análise objetiva de Barnes [4] para cada nível, e

para cada variável, com resolução de 1^0 . A comparação dos resultados obtidos dos resíduos foram feitas com imagens geradas a partir dos dados do radar S-Pol (banda S) que se encontrava operando na cidade de Ouro Preto D'Oeste (OPDO) durante o experimento.

As seguintes equações representam a evolução dos processos termodinâmicos, da continuidade do vapor d'água e da vorticidade;

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot VT + \frac{\partial \omega T}{\partial p} - \frac{\omega RT}{c_p p} = \frac{L}{c_p} C^* + Q_R \quad 1.a$$

$$\frac{\partial r_v}{\partial t} + \nabla \cdot Vr_v + \frac{\partial \omega r_v}{\partial p} = -C^* \quad 1.b$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot V\zeta_a + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \hat{k} \cdot \nabla \omega \times \frac{\partial V}{\partial p} = 0 \quad 1.c$$

Onde T é a temperatura, V é o vetor velocidade horizontal ($V = u i + v j$), ω é a velocidade vertical em coordenadas de pressão (dp/dt), R é a constante dos gases para o ar seco, L é o calor latente de condensação, c_p é o calor específico a pressão constante para o ar seco, Q_R representa a mudança de temperatura dada pelos efeitos radiativos, r_v é a razão de mistura do vapor d'água, C^* é a condensação menos evaporação, ζ é a componente vertical da vorticidade relativa, $\zeta_a = \zeta + f$, f é o parâmetro de Coriolis.

Estas equações são válidas para uma pequena parcela de ar cujas propriedades são homogêneas, mas não são imediatamente aplicáveis para propriedades médias em grande escala, aplicando a média de Reynolds e desprezando o fluxo horizontal turbulento obtêm-se;

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot VT + \frac{\partial \omega T}{\partial p} - \frac{\omega \alpha}{c_p} = \frac{L}{c_p} C^* + Q_R - \frac{\overline{\partial \omega'' T''}}{\partial p} - \frac{\overline{\omega'' \alpha''}}{c_p} \quad 2.a$$

$$\frac{\partial r_v}{\partial t} + \nabla \cdot Vr_v + \frac{\partial \omega r_v}{\partial p} = -C^* - \frac{\overline{\partial \omega'' r_v''}}{\partial p} \quad 2.b$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot V\zeta_a + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \hat{k} \cdot \nabla \omega \times \frac{\partial V}{\partial p} = -\overline{\omega'' \frac{\partial \zeta''}{\partial p}} - \hat{k} \cdot \overline{\nabla \omega'' \times \frac{\partial V''}{\partial p}} \quad 2.c$$

Definindo os resíduos;

$$Q_1 = \left[\underbrace{\frac{\partial T}{\partial t}}_A + \underbrace{V \cdot \nabla T}_B + \underbrace{\omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{\alpha}{c_p} \right)}_C \right] \cdot 86400 \cdot c_p \quad 3.a$$

$$Q_2 = - \left[\underbrace{\frac{\partial r_v}{\partial t}}_A + \underbrace{V \cdot \nabla r_v}_B + \underbrace{\omega \frac{\partial r_v}{\partial p}}_C \right] \cdot 86400 \cdot L \quad 3.b$$

$$Z = \left[\underbrace{\frac{\partial \zeta}{\partial t}}_A + \underbrace{V \cdot \nabla \zeta_a}_B + \underbrace{\zeta_a \nabla \cdot V}_{B^*} + \underbrace{\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}}_C + \underbrace{\hat{k} \cdot \nabla \omega \times \frac{\partial V}{\partial p}}_D \right] \cdot 10^{11} \quad 3.c$$

A unidade de Q_1 e Q_2 é $J \text{ Kg}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ e de Z é 10^{-11} s^{-2} .

Na equação da termodinâmica a convecção de cúmulos modifica a temperatura através do aquecimento (resfriamento) diabático dado pela condensação (evaporação) - termo C^* - e através do fluxo turbulento vertical associado com a correlação entre a temperatura e a velocidade vertical.

Na equação da continuidade para o vapor d'água, o termo C^* indica que a convecção de cúmulos diminui (aumenta) a razão de mistura média quando a condensação (evaporação) prevalece em um dado nível. O termo de fluxo turbulento representa o transporte vertical líquido de vapor d'água.

Na equação da vorticidade, o efeito de cúmulos surge apenas através dos termos turbulentos. O primeiro termo do lado direito da equação representa o transporte vertical turbulento associado com a correlação entre a velocidade vertical e a perturbação na vorticidade, o segundo termo representa o efeito de mistura dado pela correlação entre a perturbação na velocidade vertical e cisalhamento vertical do vento.

O caso escolhido para ser analisado foi o sistema formado no dia 8 de outubro de 2002 com maior intensidade em OPDO por volta das 12Z, esta escolha foi baseada nas imagens de satélite e radar.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

As figuras 1 e 2 mostram as imagens de satélite e radar, respectivamente, do evento estudado, enquanto que as figuras 3 e 4 mostram perfis verticais de refletividade do radar variando na latitude e na longitude. A figura 5 mostra o topo das nuvens derivado do radar. Pode-se notar na figura 5, assim como as figuras 3 e 4, que o sistema chegou a atingir alturas da ordem de 12 km. Também houve muita precipitação, segundo a estimativa de precipitação por satélite (TRMM), figura 6, por volta de 70 mm acumulado em três horas em OPDO às 12Z do dia 8 de outubro de 2002.

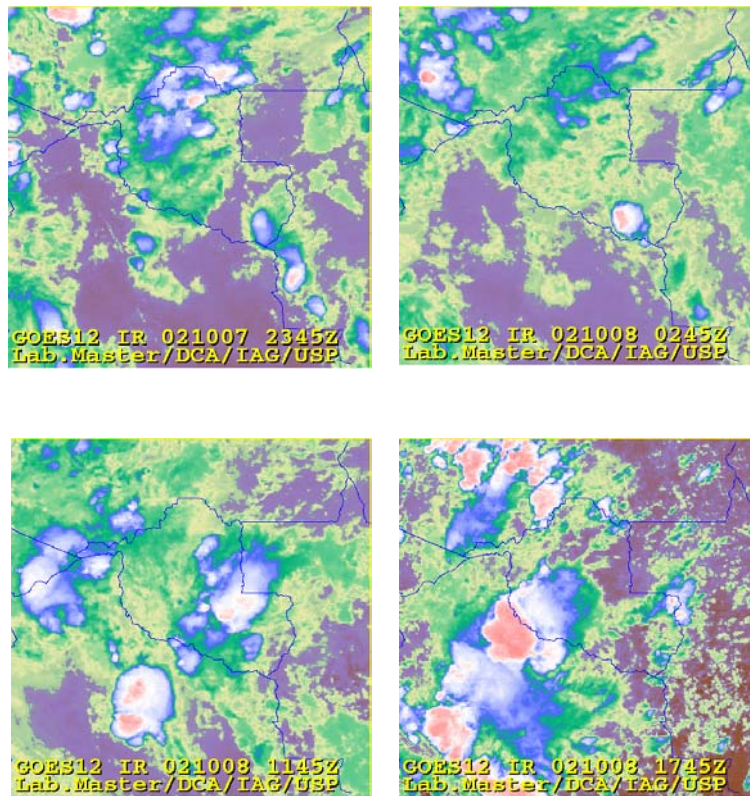


Figura 1 – Imagens de satélite (infravermelho) do evento estudado. As temperaturas de brilho menores são representadas pelas cores brancas e vermelhas.

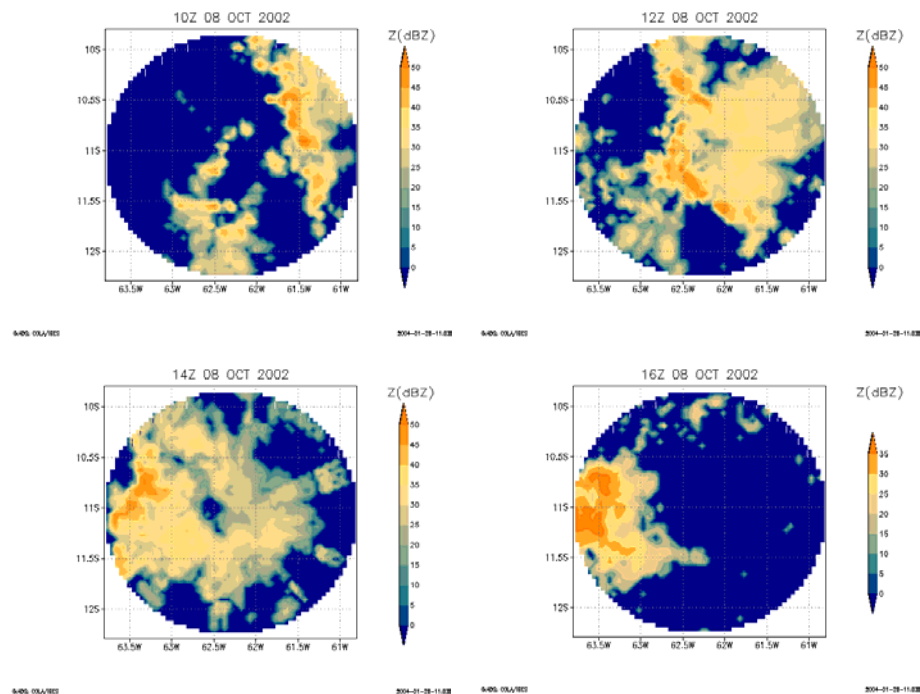


Figura 2 – Cappi de 3 Km para o dia 8 de outubro de 2002 obtidos do radar S-Pol situado em OPDO. Começando da figura superior à esquerda no sentido horário tem-se 10Z, 12Z, 16Z e 14Z.

Figura 3 – Perfil vertical de refletividade do radar na longitude 62.36 W e variando na latitude para o dia 8 de outubro de 2002. Começando da figura superior à esquerda no sentido horário tem-se 11Z, 12Z, 14Z e 13Z.

Figura 4 - Perfil vertical de refletividade do radar na latitude 10.76 S e variando na longitude para o dia 8 de outubro de 2002. Começando da figura superior à esquerda no sentido horário tem-se 11Z, 12Z, 14Z e 13Z.

Figura 5 – “Echo Top” de 20 dBZ às 12Z do dia 8 de outubro de 2002.

Figura 6 – Estimativa de precipitação por satélite (TRMM). Precipitação acumulada em 3 horas às 12Z do dia 8 de outubro de 2002.

$\theta_e(00Z)$ $\theta_e(12Z)$ $\theta_e(18Z)$

$\theta_e(00Z)$ $\theta_e(12Z)$ $\theta_e(18Z)$

Figura 7 – Perfil de θ_e [K] para um instante antes da máxima atividade convectiva (00Z) e após (12Z e 18Z).

Como se pode notar com base nas figuras 1 e 2, a linha de instabilidade estava sobre a estação de radiossondagem de Ouro Preto D'Oeste às 12Z. Na figura 7, mostra-se as radiossondagens nos dois horários indicando que as sondagem das 18Z já se encontra na retaguarda. Nota-se uma diminuição considerável da temperatura potencial equivalente entre as 00Z, 12Z e 18Z nessa seqüência.

Resultados do Cálculo de Q_1 e Q_2

Foi calculada a média de Q_1 e Q_2 para uma área quadrada de 1° de lado com centro em OPDO. Os perfis verticais destas variáveis estão exibidos na figura 8.

(a)

(b)

Figura 8 – Perfil vertical de Q_1 (a) e Q_2 (b).

(a)

(b)

Figura 9 – Perfil vertical de Q_1 (a) e Q_2 (b) para vários horários.

Nas figuras 8 e 9 onde estão plotados Q_1 e Q_2 , pode-se notar valores altos de Q_1 por volta de 500 hPa às 12Z e valores negativos por volta de 200 hPa no mesmo horário, indicando um forte aquecimento diabático na média troposfera e resfriamento em níveis superiores. É interessante notar que no dia 7 às 12Z e dia 8 às 00Z toda a atmosfera está experimentando resfriamento diabático.

Para Q_2 , às 12Z praticamente toda a atmosfera tem tendência de secamento, exceto acima de 400 hPa, é importante notar que neste horário no nível de maior aquecimento, Q_2 é muito próximo de zero, porém, às 00Z Q_2 atinge valores bem baixos, mostrando que está havendo grande tendência à disponibilidade de umidade. Os dois horários do dia 7 também mostram esta tendência, principalmente no dia 7 às 00Z por volta de 700 hPa.

Balanco de Calor, Umidade e Vorticidade

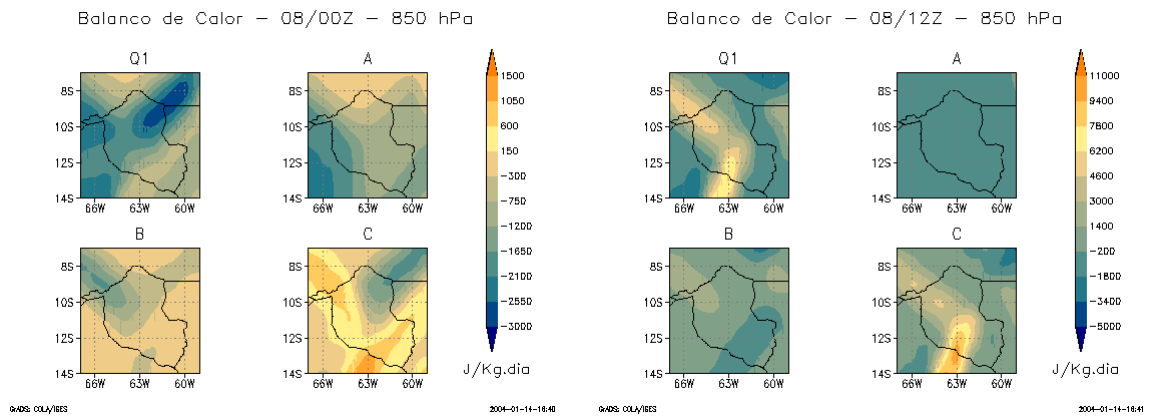


Figura 10 – Balanco de Calor no nível de 850 hPa às 00Z e 12Z.

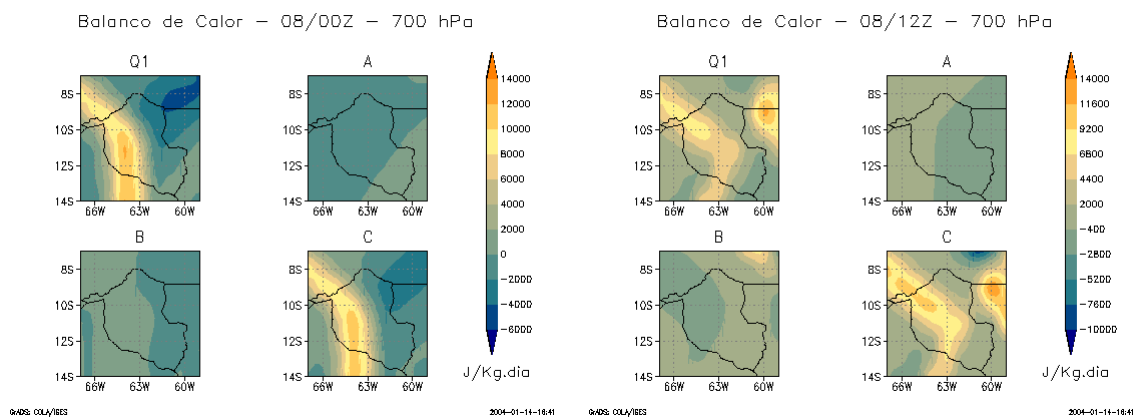


Figura 11 – Balanco de Calor no nível de 700 hPa às 00Z e 12Z.

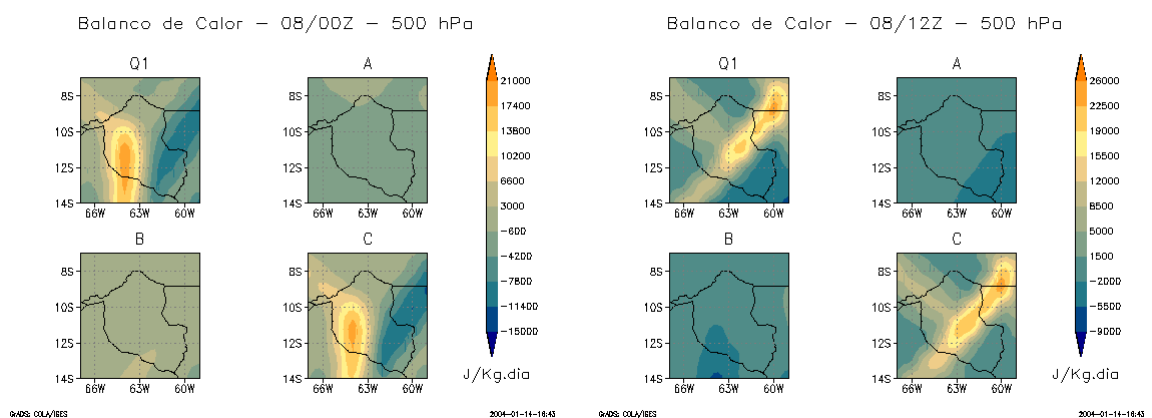


Figura 12 – Balanco de Calor no nível de 500 hPa às 00Z e 12Z.

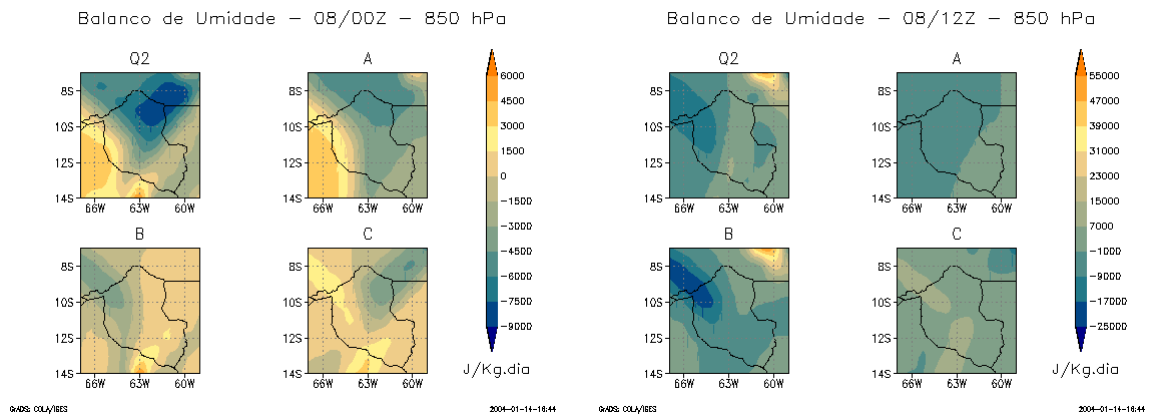


Figura 13 – Balanço de Umidade no nível de 850 hPa às 00Z e 12Z.

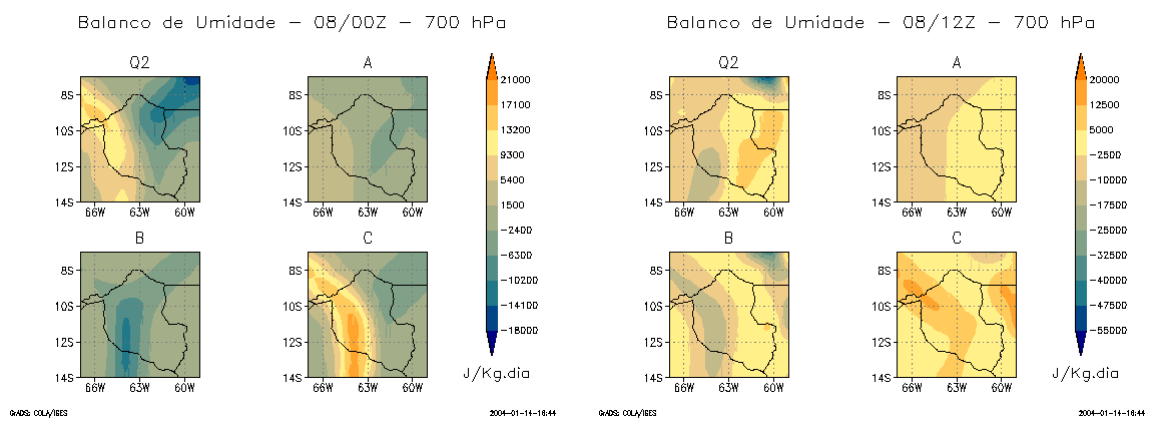


Figura 14 – Balanço de Umidade no nível de 700 hPa às 00Z e 12Z.

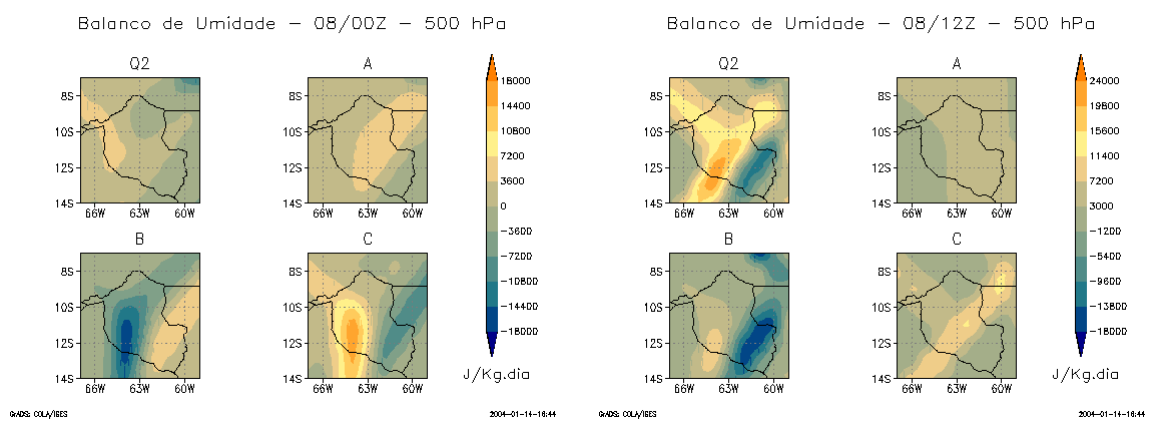


Figura 15 – Balanço de Umidade no nível de 500 hPa às 00Z e 12Z.

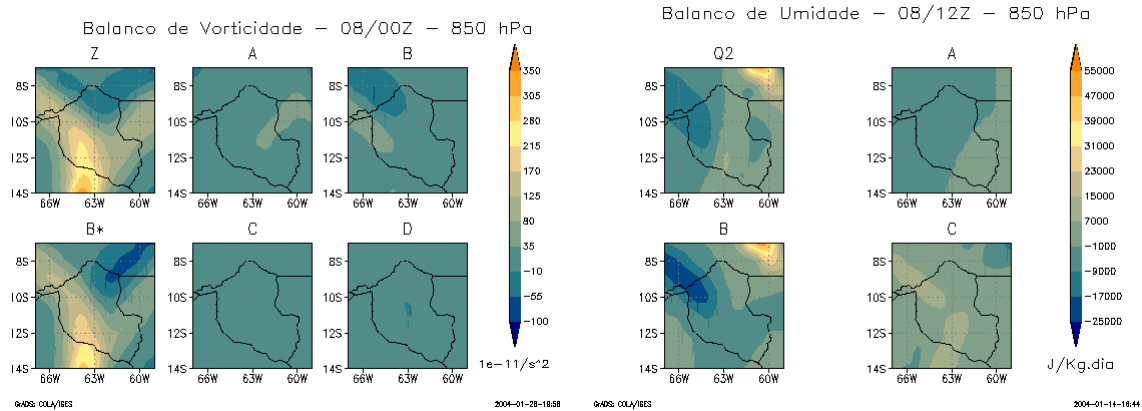


Figura 16 – Balanço de Vorticidade no nível de 850 hPa às 00Z e 12Z.

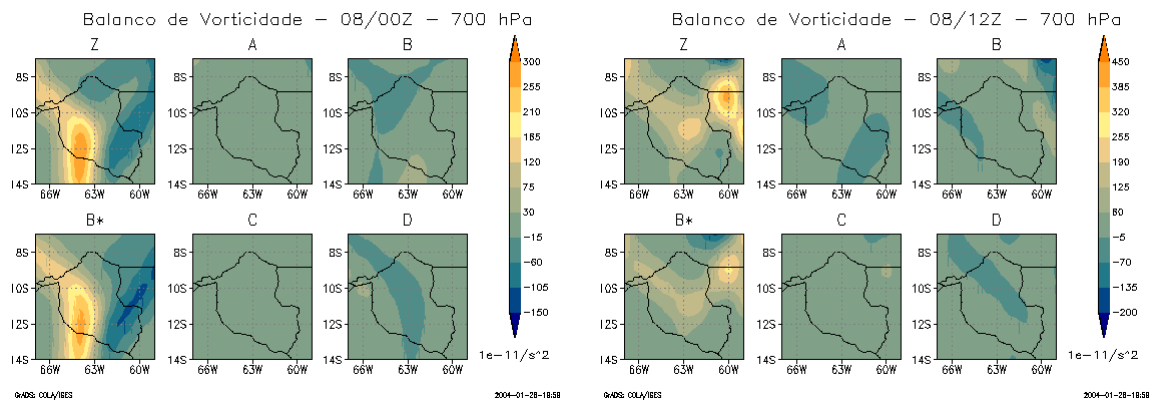


Figura 17 – Balanço de Vorticidade no nível de 700 hPa às 00Z e 12Z.

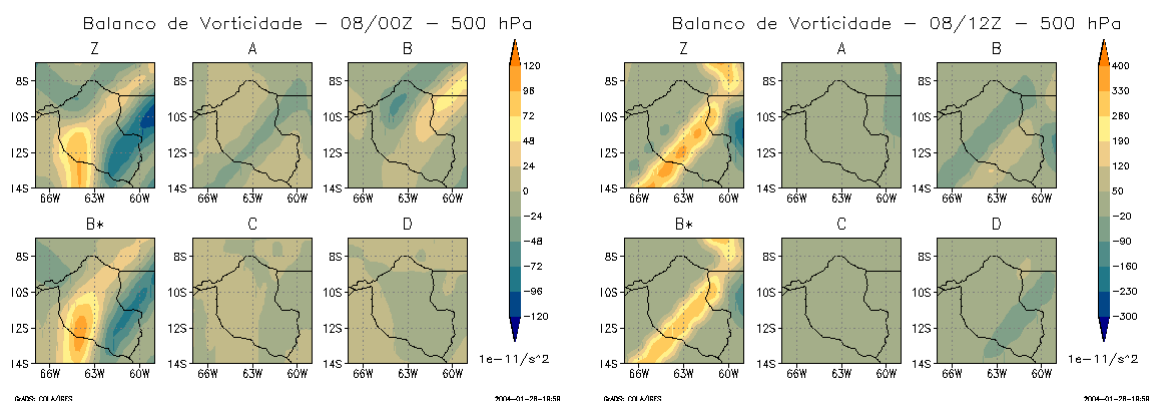


Figura 18 – Balanço de Vorticidade no nível de 500 hPa às 00Z e 12Z.

Em 850 hPa às 00Z praticamente todo o estado de Rondônia está experimentando resfriamento adiabático, exceto algumas regiões onde há um fraco aquecimento devido majoritariamente ao termo C. O forte núcleo negativo de Q_1 a nordeste do estado deve-se a uma

contribuição de todos os termos, principalmente o termo C. Às 12Z Q_1 também tem contribuição majoritária do termo C com um grande núcleo a sul de Rondônia.

Nos níveis de 700 hPa e 500 hPa em ambos os horários, o termo majoritário continua sendo o termo C.

Fica claro como o padrão de aquecimento em 500 hPa representa bem a configuração das nuvens observadas na imagem de satélite.

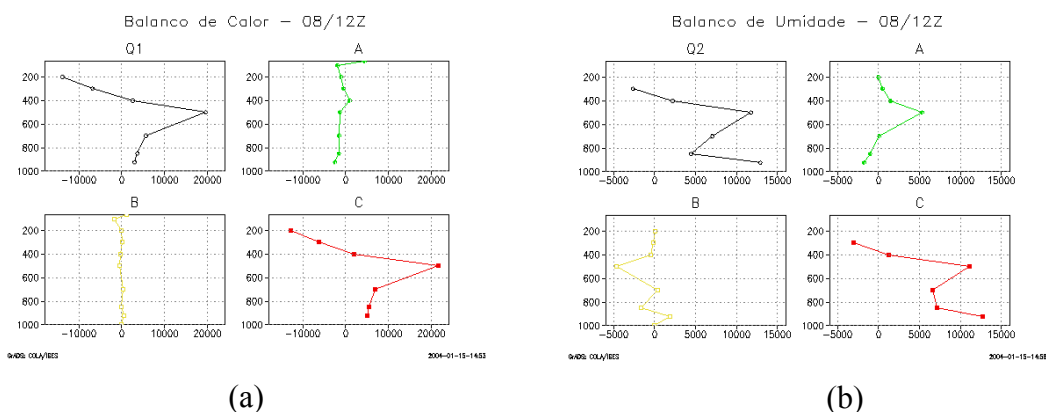
Com relação a Q_2 , no nível de 850 hPa às 00Z nota-se forte tendência de umidificação, contribuição majoritária dos termos A e C, no mesmo local onde há um núcleo de resfriamento ($Q_1 < 0$), também há outro núcleo de $Q_2 > 0$ (tendência de secamento) que tem como principal responsável o termo A. Às 12Z Q_2 fica bem próximo de zero na região de OPDO, porém, o termo B apresenta dois núcleos intensos, um positivo e outro negativo.

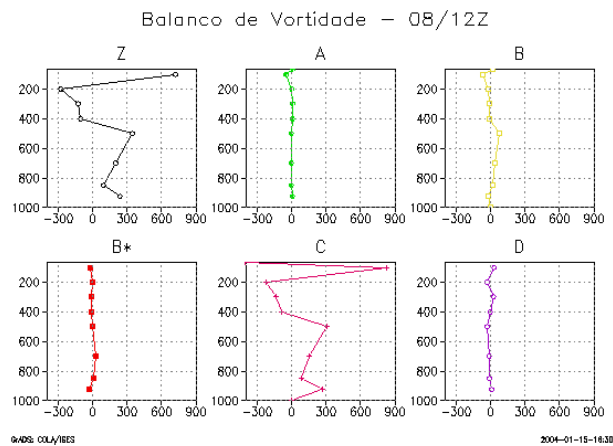
Em 700 hPa às 00Z os termos B e C contribuem para Q_2 com sinal oposto, por outro lado, às 12Z o termo C é majoritário dando o padrão de Q_2 . Assim como em 700 hPa às 00Z, em 500 hPa no mesmo horário, os termos B e C cancelam-se deixando Q_2 com valores baixos. Às 12Z estes mesmos termos somam-se e formam dois fortes núcleos, um positivo e outro negativo gerando um forte gradiente em OPDO.

Em 850 hPa, Z toma valores positivos na região de OPDO, porém, é mais a sul e sudoeste do estado que atinge núcleos mais intensos. Às 00Z a maior contribuição vem do termo B^* , às 12Z a contribuição é mais distribuída entre todos os termos com mais destaque para B e B^* .

Em 700 hPa às 00Z o termo B^* domina e responde por dois núcleos intensos de Z, um positivo e outro negativo. Às 12Z aparece um núcleo intenso no extremo noroeste do Mato Grosso o qual tem forte influência do termo B^* .

Em 500 hPa às 00Z o padrão é bem parecido com o nível de 700 hPa no mesmo horário, porém, agora os termos B e B^* contribuem com maior significância. Às 12Z toda a região de nebulosidade vista na imagem de satélite e representada por Z positivo, sendo que a maior contribuição vem do termo B^* .





(c)

Figura 19 – Perfil do balanço de calor (a), umidade (b) e vorticidade (c) às 12 Z do dia 8 de outubro de 2002 em OPDO.

Os perfis da figura 19 mostram que todos os resíduos coincidem com maior intensidade em 500 hPa, exceto Z que tem um máximo em 100 hPa, porém, tem um máximo relativo em 500 hPa.

Estes resultados concordam com as figuras 3 e 4 que mostram máximos de refletividade por volta de 5 km de altura, aproximadamente 550 hPa.

CONCLUSÕES

A magnitude dos resíduos calculados mostrou como a convecção de cúmulos tem um papel importante no balanço energético e como alteram as condições dinâmicas e termodinâmicas existentes na ausência destes sistemas.

O balanço de calor mostrou que os termos de expansão diabática e advecção vertical de temperatura foram os agentes principais no resfriamento e aquecimento da atmosfera ocorrido durante todos os estágios do sistema. Assim como no balanço de vorticidade os principais agentes foram os termos de advecção horizontal de vorticidade absoluta e divergência do vento. Por outro lado, o balanço de umidade mostrou que para diferentes estágios e níveis, cada termo teve grande contribuição.

AGRADECIMENTOS

O autor gostaria de agradecer ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro na execução deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

[1] Riehl, H., e Malkus J. S., 1958: **On the Heat Balance in the Equatorial Though Zone.** *Geophysica, No 6.*

[2] Holton, J. R., 1992: **An Introduction to Dynamic Meteorology.** Academic Press, Inc.

[3] Anthes, R. A., Cotton, W. R., 1989: **Storm and Cloud Dynamics.** Academic Press, Inc.

[4] Koch, S. E., Desjardins, M. e Kocin, P. J., 1983: **An Interactive Barnes Objective Map Analisys Scheme for Use with Satellite and Conventional Data.** *Journal of Climate and Applied Meteorology, Vol 22, No. 9.*

[5] Hobbs, P. V. e Wallace, J. M., 1977: **Atmospheric Science – An Introductory Survey.** Academic Press, Inc.