

VARIAÇÃO DA ENERGIA POTENCIAL CONVECTIVA DISPONÍVEL (CAPE) E SUA RELAÇÃO COM PRECIPITAÇÃO OBSERVADA DURANTE O Wet-AMC/LBA

MARIA AURORA SANTOS DA MOTA

(Departamento de Meteorologia - CG - UFPa e Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)

(email:auroram@cptec.inpe.br)

CARLOS AFONSO NOBRE

(Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)

ABSTRACT

Radiosonde data from the Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign of the Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazônia (Wet-AMC/LBA), was held in January-February 1999 in Rondônia-Brazil and rainfall data were used in this study. Analysis of the transient variability of convective available potential energy (CAPE) and any possible relationship between precipitation and parcel energy was carried out. Results show that heavy rainfall is not all the time related to the great values of the CAPE, or vice versa. This means that the rainfall was not due only to local thermodynamics effects, associated with surface warming that allows the formation of convective cells, but dynamic factors also contributed for the precipitations occurrence in the region.

1. INTRODUÇÃO

A região tropical, neste caso a Amazônia, apresenta gradientes horizontais de temperatura muito pequenos, onde os perfis mudam lentamente com o tempo. No entanto, o alto teor de umidade presente na atmosfera tem variações bastante acentuadas entre região com forte atividade convectiva e outras com pouca ou nenhuma nebulosidade cumulus. Desta forma, a estrutura termodinâmica da atmosfera pode ser determinada pelo tipo de convecção presente (Betts, 1974; Ribeiro e Mota, 1994), visto que a atmosfera se apresenta mais fria em dias chuvosos que em dias seco (Riehl et al., 1973; Betts, 1976; Albrecht, 1993). Esta estrutura apresenta um ciclo convectivo diurno que está relacionado com a grande quantidade de vapor d'água e energia solar absorvida pela superfície que é transferida verticalmente na atmosfera na forma de calor latente e sensível, o que aumenta a instabilidade ajudando na formação da convecção. Então atividade convectiva local afeta a profundidade inteira da troposfera e serve para unir a camada limite com o resto da atmosfera. Já o estado termodinâmico e dinâmico da circulação de escala maior (meso e grande) é vital para o crescimento, desenvolvimento e manutenção dessa convecção.

Alguns estudos observacionais, feitos em outras regiões do globo, sobre a importância das condições termodinâmicas do meio ambiente e precipitação, procuraram estabelecer um grau de dependência entre as condições termodinâmicas locais e a convecção profunda, desta maneira foi observado que a forçante termodinâmica explica parte da precipitação ocorrida, ou seja a taxa de precipitação varia com a mudança da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) (Zawadzki, 1978; Zhang e Chou, 1999). E também, que as mudanças climáticas no transporte vertical de vapor d'água, dependem no mínimo da variação do CAPE, cisalhamento do vento e umidade relativa do ambiente (Yao e DelGênio, 1999). Estas conclusões complementam o conhecimento de que a convecção é controlada pelas condições da camada limite, pois o CAPE é condição necessária mas não suficiente para formação da convecção profunda.

O presente trabalho utiliza a metodologia desenvolvida por Zawadzki (1978, 1981) para avaliar a importância relativa das condições termodinâmicas local e a precipitação observada durante o Wet AMC/LBA a fim de verificar uma possível relação entre esses parâmetros. Além disso, também é feita uma comparação entre o CAPE da estação chuvosa (época em que ocorreu o Wet AMC/LBA) e o CAPE da estação seca, obtido nas campanhas do Rondônia Boundary Layer Experiment (RBLE 2 e RBLE 3) realizado no mesmo sítio (ABRACOS/Fazenda Nossa Senhora Aparecida) para que a análise da variação temporal do CAPE seja melhor estabelecida.

2. DADOS E METODOLOGIA

Os dados observacionais foram obtidos na Fazenda Nossa Senhora Aparecida (ABRACOS), localizada a 10° 45' S e 062° 20' W, a 293 metros acima do nível médio do mar, distante 50 km de Ji-Paraná no Estado de Rondônia, durante as campanhas do Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (WetAMC-LBA), mostrado na Figura 1. Este experimento foi realizado no período de 10 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999. Além das observações das radiossondagens, também foram usados os dados coletados pelo pluviômetro de balsa durante a campanha do LBA, o que permitiu saber os horários das precipitações ocorridas na região.

Também foram usados dados obtidos em duas campanhas do Rondônia Boundary Layer Experiment (RBLE), realizados no período de 03 a 25 de julho de 1993 (RBLE 2) e no período de 07 a 28 de agosto de 1994 (RBLE 3), ambos na Fazenda Nossa Senhora, o mesmo sítio da campanha do Wet-AMC-LBA.

A determinação da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), que é a área positiva de uma sondagem no Diagrama Termodinâmico, foi feita usando seguinte equação:

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \left(\frac{\theta_{ep(NCL)} - \theta_{esa}}{\theta_{esa}} \right) dZ \quad (1)$$

onde:

NCL – é o nível de condensação por levantamento;

NE- é o nível de equilíbrio;

θ_{ep} é a temperatura potencial equivalente da parcela;

θ_{esa} é a temperatura potencial equivalente saturada do ambiente.

A regra do trapézio para integração, foi aplicada para o cálculo da integral (1), isto é,

$$CAPE = g \sum_{NCL}^{NE} \left(\frac{\theta_{ep(NCL)} - \theta_{esa}}{\theta_{esa}} \right) \Delta Z \quad (2)$$

A Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), ou área positiva do diagrama termodinâmico, existe quando a diferença entre a Temperatura Potencial Equivalente da Parcela (θ_{ep}) e a Temperatura Potencial Equivalente Saturada do ambiente (θ_{esa}) for positiva. Isto significa que a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar está mais quente que o ambiente, ou seja, que a situação é condicionalmente instável. Então área entre a pseudo-adiabática e a sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que a parcela ganha do meio ambiente. Logo o CAPE pode ser usado para verificar as condições de instabilidade da atmosfera ou como critério de equilíbrio da convecção.

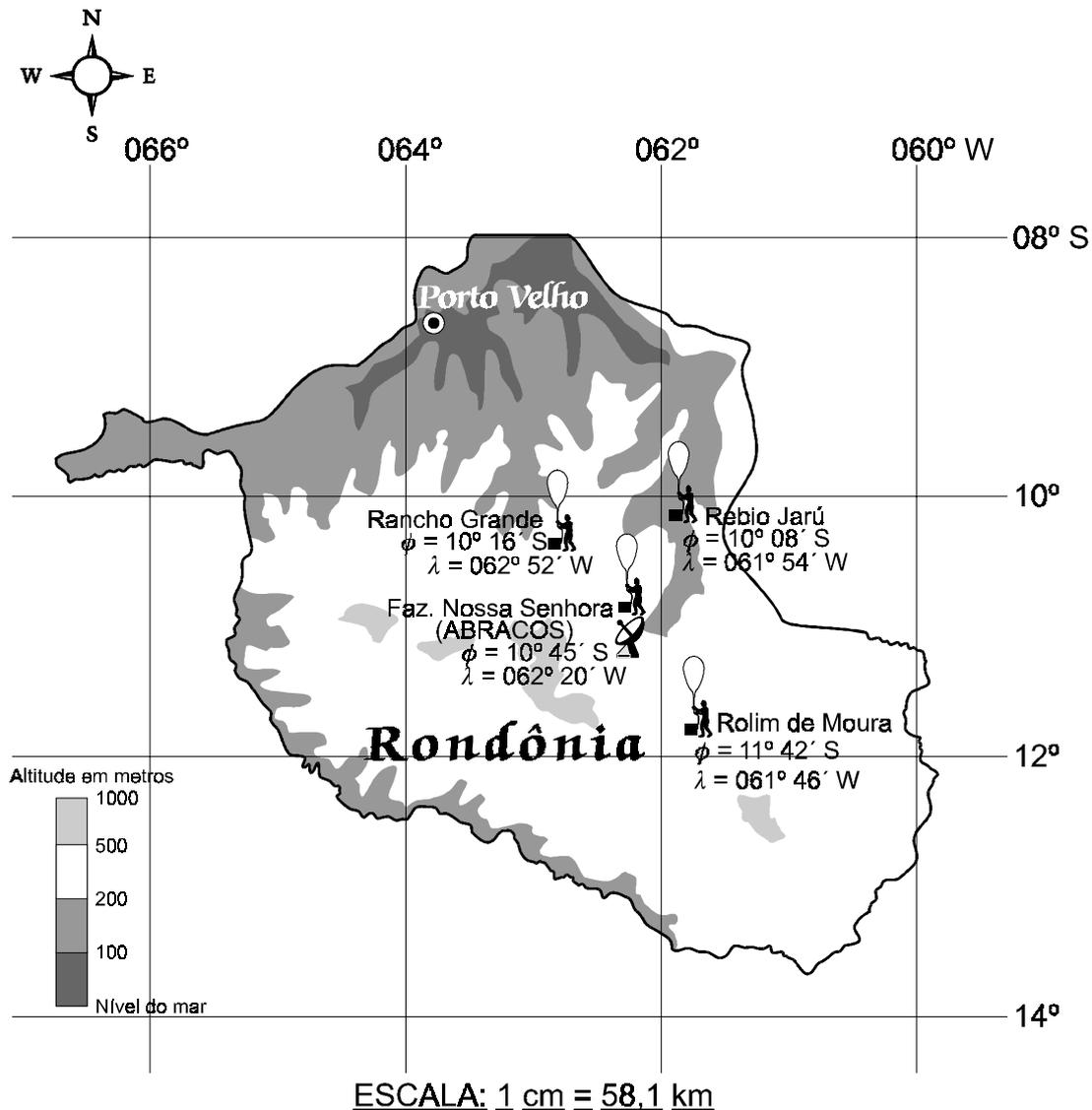


Figura 1. Localização do sítio ABRACOS/Fazenda Nossa Senhora Aparecida em Rondônia.

3- RESULTADOS

A Figura 2 mostra a variação temporal do CAPE e precipitação ocorrida no local, durante a campanha do LBA para o regime de ventos de leste (não ZCAS) no período de 19 a 29 de janeiro e a Figura 3 mostra o regime de ventos de oeste (ZCAS) no período de 22 a 28 de fevereiro, como definido por Rickenbach et al. (2001). Analisando ambas as figuras (2 e 3) pode ser verificado que o CAPE diminui toda vez que ocorre precipitação. Assim, nos horários após a precipitação ou no horário em que ocorre a precipitação os valores do CAPE são menores que os anteriores, confirmando a hipótese de quase-equilíbrio de Arakawa-Schubert (1974). Isto é, o sistema convectivo precipitante consome o CAPE produzido pela grande escala, ou seja, quando a grande escala instabiliza o ambiente produzindo correntes ascendentes, a convecção profunda durante a precipitação produz correntes descendentes que estabilizam o ambiente, o que implica em menor CAPE. Como a quantidade de CAPE presente numa atmosfera convectiva, em condições de equilíbrio estático, é uma medida da quantidade de dissipação mecânica de energia presente nesta atmosfera, um CAPE significativo de aproximadamente 1000 J/kg é necessário para manter as circulações convectivas, contra a dissipação mecânica (Rennó e Ingersoll, 1996). Este quase-equilíbrio da

atmosfera tem um forte acoplamento com as condições de superfície, pois em eventos convectivos a superfície perde mais energia do que ganha (Machado, 2000). Também se percebe que nem sempre quando existe grandes valores de CAPE ocorre precipitação, pois o CAPE é condição necessária para formação da convecção, mas não suficiente para formar convecção profunda precipitante.

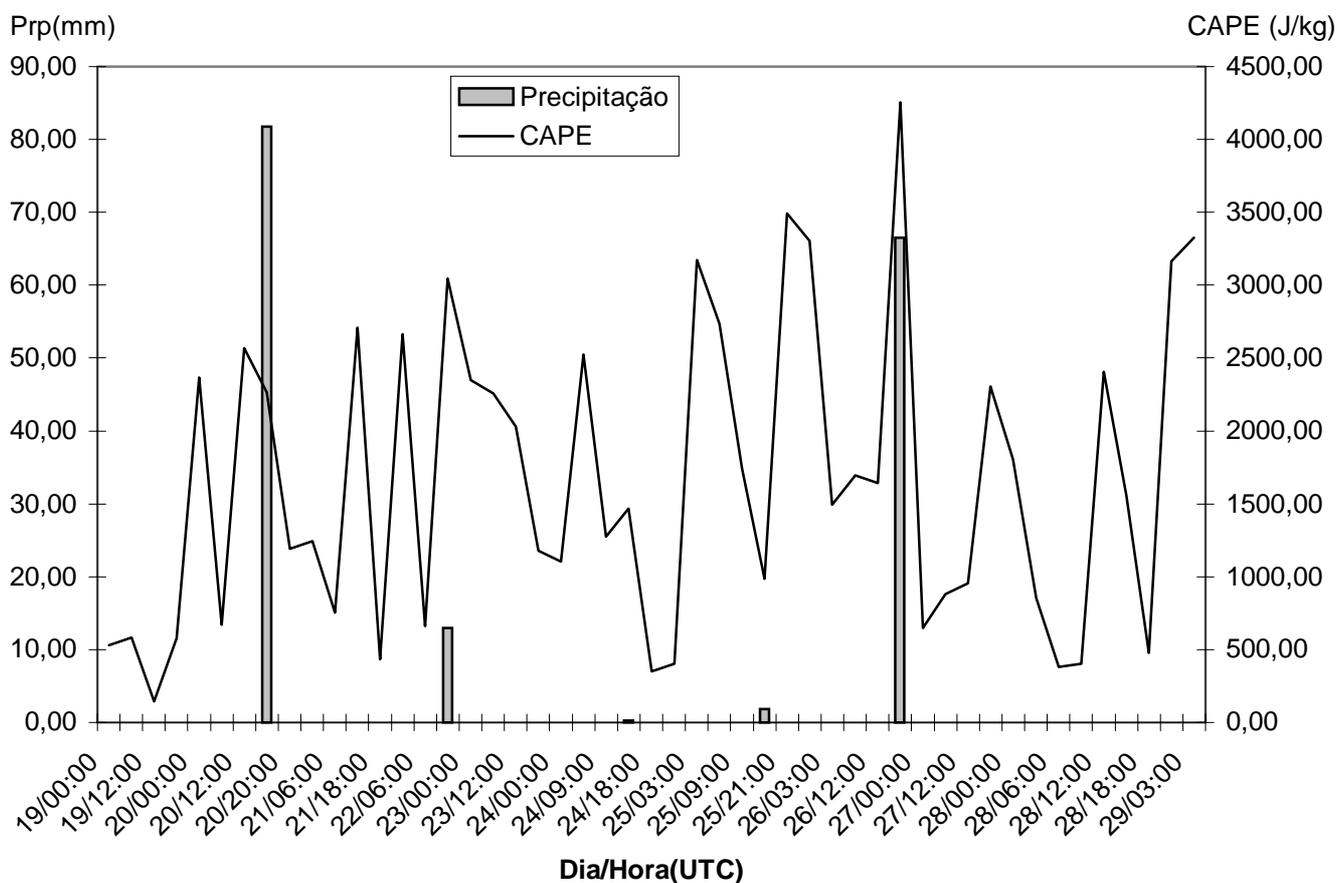


Figura 2 - Variação temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO)- durante o LBA. Período de 19 a 29 de janeiro de 1999, regime de ventos de leste.

Um destaque para os dias 26 de janeiro de 1999 (regime de leste - não ZCAS) e 25 de fevereiro de 1999 (regime de oeste - ZCAS), descrito como regime de “quebra” (26 de janeiro) e “monção” (25 de fevereiro) por Rutledge et al (2000). Nesses dias a precipitação ocorrida foi de 66,5 mm e 112,5 mm respectivamente, no horário entre 12 e 20 HL (Tota et al., 2000). O CAPE máximo para o dia 26/01, foi de aproximadamente 4200 J/kg próximo ao horário da precipitação. Já o CAPE máximo do dia 25/02 foi de aproximadamente 3400 J/kg, próximo ao horário de maior precipitação (92 mm) e com evento de 3000 J/kg no início da tarde (precipitação de 20,5 mm às 13:00 HL). A diferença entre os dois regimes em relação à precipitação e CAPE é que no regime de leste (sem ZCAS) a forçante dinâmica é fraca, e os eventos de chuvas ficam dependentes quase que exclusivamente da forçante termodinâmica, que teve que ser forte (CAPE máximo \approx 4200 J/kg), e produziu nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical e altamente eletrificada (Rutledge et al., 2000), e a chuva teve duração de cerca de 3 horas. Já no regime de oeste, a forçante dinâmica atua fortemente e as parcelas são aceleradas mais rapidamente, o que implica em atingir o nível de equilíbrio mais cedo e as nuvens tem fraco desenvolvimento vertical, mas as chuvas são mais abundantes, pois a forçante termodinâmica também é forte (CAPE máximo \approx 3400 J/kg, antes da chuva) e a duração da chuva foi maior que 4 horas para o evento de 92 mm e de 2 horas para 20,5 mm (Tota et al., 2000).

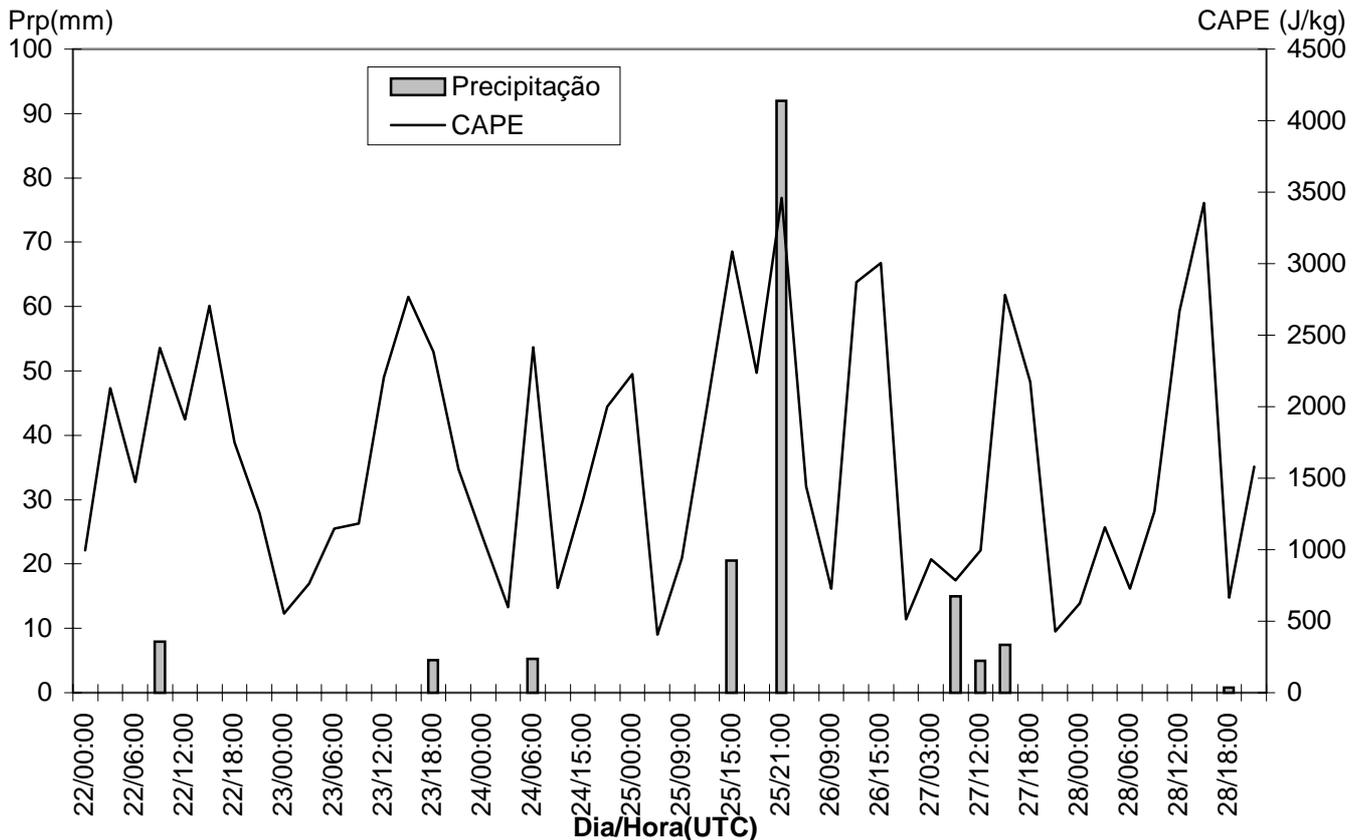


Figura 3 - Variação temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO)- durante o LBA. Período de 22 a 28 de fevereiro de 1999, regime de ventos de oeste.

Analisando os dados da estação seca durante o experimento RBLE2 (03 a 11 de julho de 1993) e RBLE3 (15-25 de agosto de 1994), verifica-se que o CAPE apresentou um ciclo diurno bem definido (Figura 4 e 5), com CAPE aumentando durante o dia, com máximo entre 18:00 e 21:00 UTC (14:00 e 17:00 HL), e sem CAPE no período noturno. Este ciclo não é observado durante a época chuvosa, pois existiu CAPE durante todo o dia com valores na maioria das vezes acima de 1000 J/kg, inclusive no período noturno (noite e madrugada), chegando mesmo a atingir valores acima de 4000 J/kg em alguns dias. Isso caracteriza a forte atividade convectiva na região, pois mesmos valores pequenos de CAPE ainda representam atividade convectiva nesta estação. A estação seca apresenta valores menores que os da época chuvosa, os valores máximos observados não chegam a 4000 J/kg. No RBLE2 foi observado a penetração de um sistema frontal na região, entre 7 e 9 de julho de 1993, o que provocou uma precipitação de 3,7 mm, e precipitação total observada foi de 5,2 mm no pasto e 6,1 mm na floresta (Rocha, 1993). Já no RBLE3 não ocorreu precipitação, durante o período do experimento. Então se percebe que a forçante termodinâmica não foi suficiente para formação de cumulus precipitantes, mesmo com a influencia da circulação de mesoescala, existente na região devido a significativa heterogeneidade espacial do tipo de superfície, com grandes áreas de floresta e áreas desmatadas.

É interessante notar que quando a forçante dinâmica de escala sinótica (sistema frontal) penetrou na região durante o RBLE2, a estrutura termodinâmica foi totalmente modificada. O ciclo diurno bem definido do CAPE foi quebrado com a chegada da frente, gerando CAPE durante a madrugada (05 HL) e depois não havendo CAPE até às 21:00 UTC (17:00 HL) do dia seguinte. Após a passagem da frente retornar o ciclo diurno característico, como descrito por Mota et al., 1994.

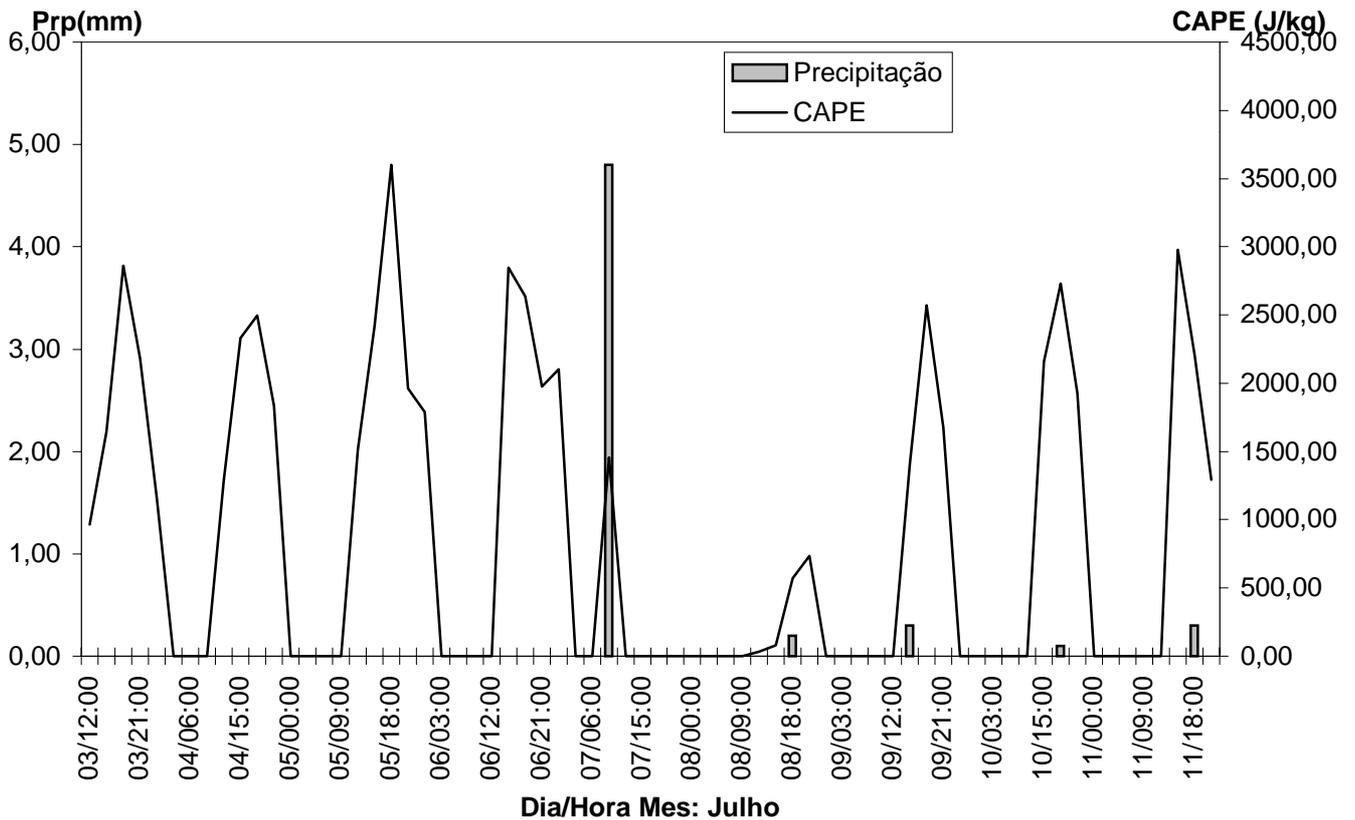


Figura 4- Variação temporal da Precipitação e CAPE no período de 03 a 11 de julho de 1993, para Fazenda Nossa Senhora (RO)- RBLE2.

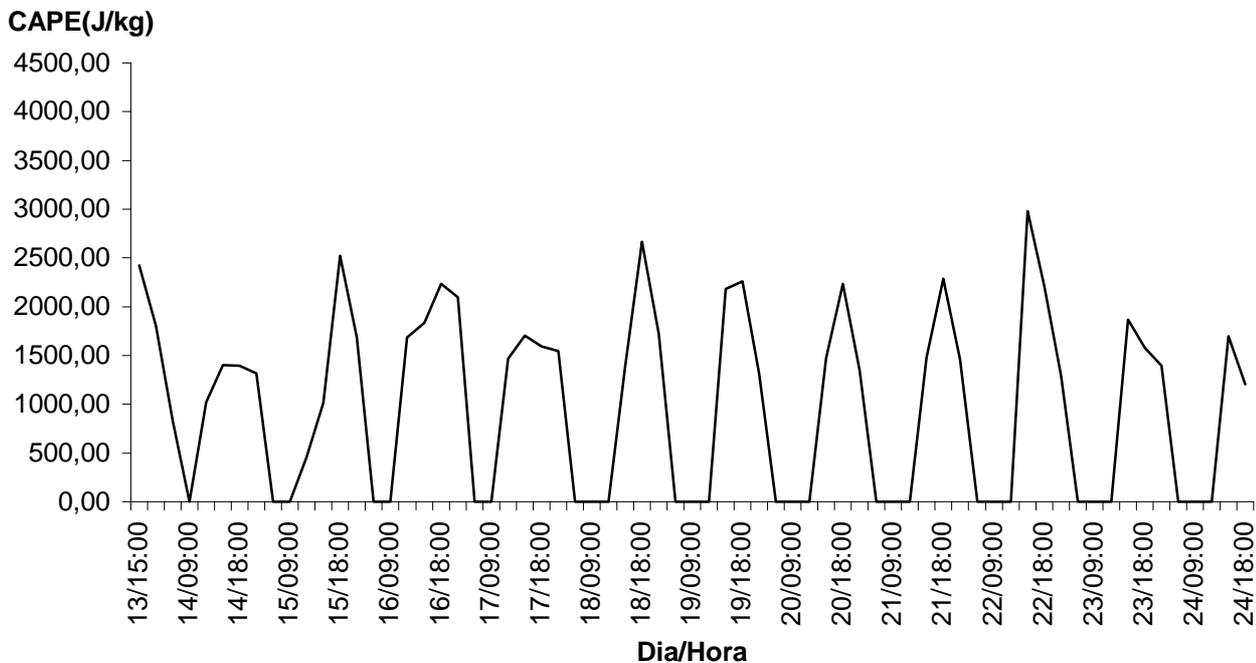


Figura 5 - Variação temporal do CAPE no período de 13 a 24 de agosto de 1994, para a Fazenda Nossa Senhora durante o RBLE3.

4- CONCLUSÃO

Verificou-se que os fatores termodinâmicos não necessariamente iniciaram a precipitação, pois algumas vezes existiam grandes valores de CAPE e nenhuma precipitação foi observada na região, ou mesmo apesar dos grandes valores de CAPE a precipitação ocorrida foi pequena. Então se conclui que há fortes evidências de que a circulação de escala maior que a escala local (meso e grande) tem papel muito importante na formação de nuvens precipitantes.

As fortes chuvas que ocorreram durante o WetAMC/LBA na estação chuvosa em Rondônia não foram devidas exclusivamente a fatores termodinâmicos ou dinâmicos, e sim existiu uma interação entre os dois fatores. A hipótese mais simples que se deve considerar é o fato de que a convecção de parcela que se origina na superfície é o mecanismo principal para produção de fortes chuvas. Na análise percebemos que os valores do CAPE sempre estiveram altos durante todo o período, incluindo noite e madrugada, e essa situação ajudou a gerar fortes chuvas, já que a forçante dinâmica também esteve presente.

Em resumo, pelo que observamos, poderíamos dizer que o CAPE tem que está acima de 2000 J/kg para poder formar convecção profunda, e para ocorrer precipitação sem precisar da forçante dinâmica, ou seja unicamente pelo fator termodinâmico. E ainda, a forçante dinâmica com correntes descendentes (alta subtropical) é tão forte durante a estação seca na região, que inibe a formação de nuvens precipitantes apesar da geração de CAPE ser bastante alta durante o dia, mas foi preciso a forçante dinâmica, como o sistema frontal que penetrou na região entre 7 e 9 de julho de 1993, para ocorrer chuva.

BIBLIOGRAFIA

- Albrechet, B. A. Effects of precipitation on the thermodynamic structure of the trade wind boundary layer. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D4, pp. 7327-7377, 1993.
- Arakawa, A. e Schubert, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, 674- 701, 1974.
- Betts, A.K. Further comments on “a comparison of the equivalent potential temperature and the static energy”. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, pp. 1713-1715, 1974a.
- Betts, A.K. The thermodynamic transformation of the tropical subcloud layer by precipitation and downdrafts. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v 33, pp. 1008-1020, 1976.
- Machado, L.A.T. The Amazon energy budget using the ABLE-2b and FluAmazon data. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 57, pp. 3131- 3144, 2000.
- Machado, L.A.T.; Laurent, H.; Lima, A.A. The diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research**, 2001.
- Mota, M.A.S.; Rocha, E.J.P.; Nunes, H.S.M. - Evolução Termodinâmica da Estrutura da Atmosfera de uma situação de bom tempo para uma situação perturbada associada a um sistema frontal durante o RBLE-2. **Anais do VIII Congresso Bras. de Met.**, 8, Belo Horizonte, Soc. Bras. de Met., CETEC, 1994.
- Rennó, N. O. e Ingersoll, A. P. Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE. **J. Atmos. Sci.**, v. 53, 572-585, 1996.

- Ribeiro, J.B.M. e Mota, M.A.S. Classificação Termodinâmica para atmosfera de Belém-PA para o ano de 1987. **Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia**, 1994, p. 272-275.
- Rickenbach, T.A.; Ferreira, R.N.; Halverson, J.; Silva Dias, M.A.F. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. **Journal of Geophysical Research**, 2001. *in press*.
- Rutledge, S.A.; Petersen, W.A.; Cifelli, R.C.; Carey, L.D. Early results from TRMM-LBA: Kinematic and microphysical characteristics of convection in distinct meteorological regimes. In: **AMS 24th Conf. On Hurricanes and Tropical Meteorology**, Ft. Lauderdale, FL, 2000.
- Tota, J.; Fisch, G.; Oliveira, P.J.; Garstang, M.; Heitz, R.; Sigler, J. Análise da variabilidade diária da precipitação em área de pastagem para a época chuvosa de 1999-projeto TRMM-LBA, **Acta Amazônica**, *in press*.
- Yao, M-S, e Del Genio, A. D. Effects of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM. **J. of Climate**, v. 12, 761-779, 1999.
- Zawadzki, I.; Ro, C.U. Correlations between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters. **J. Appl. Meteor.**, v.17, p. 1327-1334, 1978.
- Zawadzki, I.; Torlaschi, I.E.; Sauvageu, R. The relationship between mesoscale thermodynamics variables and convective precipitation. **J. Atmos. Sci.**, v.38, p. 1535-1540, 1981.
- Zhang, C. e Chou, M-D. Variability of water vapor, infrared radiative cooling, and atmospheric instability for deep convection in the equatorial western Pacific. **J. Atmos. Sci.**, v. 56, 711- 723, 1999.