

RELAÇÃO DA VARIABILIDADE DA ENERGIA POTENCIAL CONVECTIVA DISPONÍVEL (CAPE) COM A PRECIPITAÇÃO E A ALTA DA BOLÍVIA DURANTE A CAMPANHA “WET-AMC/LBA”

MARIA AURORA SANTOS DA MOTA¹ e CARLOS AFONSO NOBRE²

¹ Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Departamento de Meteorologia.
Rua Augusto Corrêa, 1, Campus Básico, Guamá, CEP 666075-900,

Fone: (91) 3201-7410, E-mail: aurora@ufpa.br

² Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos.
E-mail: nobre@cptec.inpe.br

Recebido Março 2005 - Aceito Agosto 2006

RESUMO

A pesquisa utilizou os dados coletados na campanha do WetAMC/LBA realizado no período de 10/01 a 28/02 de 1999 no estado de Rondônia, para estudar a variação e evolução temporal da estrutura termodinâmica da atmosfera e precipitação, verificando as condições de instabilidade da atmosfera (possibilidade de ocorrência ou não de convecção), à luz da teoria da Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE). Observou-se que a atmosfera durante o período estudado esteve com forte instabilidade convectiva. Porém, nem sempre valores elevados da CAPE foram suficientes para gerar precipitação, significando que a chuva ocorrida durante o experimento não foi devida somente aos efeitos termodinâmicos locais, mas fatores dinâmicos também contribuíram para ocorrência da precipitação. A Alta da Bolívia sofre influência da CAPE, pois, quando ocorreu aumento da CAPE, a vorticidade anticiclônica ($\zeta > 0$) aumentou, quando CAPE diminuiu aparece vorticidade ciclônica ($\zeta < 0$) na região, isto é, quando a CAPE foi liberado para formação da convecção profunda, ocorreu convergência nos níveis baixos com movimentos ascendentes na região e divergência nos altos níveis.

Palavras-chave: região Amazônica, convecção, precipitação, CAPE, Alta da Bolívia.

ABSTRACT: RELATIONSHIP BETWEEN CAPE, PRECIPITATION AND BOLIVIAN HIGH DURING WET-AMC/LBA.

This work investigated the variability and temporal evolution of the atmospheric thermodynamic structure and precipitation using the data set collected during the WetAMC/LBA campaign from January 10 to February 28 in the Brazilian State of Rondônia. It was also verified the atmosphere instability conditions (occurrence possibility or not of convection), considering the convective available potential energy theory (CAPE). Strong atmospheric instability was observed during that period. However, high values of CAPE was enough to generate strong precipitation, in many events, i.e., the rain occurred during the experiment was not only due to the local thermodynamic effects, but dynamic factors also contributed to occurrence of the precipitation. The Bolivian High is influenced by the CAPE, since was observed that the increase (decreasing) of CAPE leads to increasing (decreasing) of anti-cyclonic vorticity ($\zeta > 0$). Thus, the convective energy was related to convergence at low levels, with ascending motion and divergence at high levels in the Amazon region.

Keywords: Amazon region, free convection, precipitation, CAPE, Bolivian High.

1. INTRODUÇÃO

A convecção que ocorre na Bacia Amazônica, principalmente durante a estação chuvosa (verão do Hemisfério Sul), tem um papel muito importante na determinação do tempo e clima da região e da América do Sul. A atividade convectiva na Amazônia influencia os sistemas meteorológicos e os padrões climáticos característicos do verão da América do Sul, tais como: a) circulação anticiclônica em altos níveis, denominada de Alta da Bolívia (AB); b) banda de nebulosidade de intensa atividade convectiva com orientação NW-SE, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); c) vórtice ciclônico em alto nível (VCAN), denominado de baixa do Nordeste Brasileiro (NEB); d) a baixa do Chaco. Satyamurty et al. (1998) verificaram que os padrões regionais dessa circulação, como AB, ZCAS e baixa NEB, são quase estacionários no verão e apresentam variações significativas nas cartas diárias em relação as médias climatológicas mensais.

A região tropical, neste caso a Amazônia, apresenta gradientes horizontais de temperatura muito pequenos, onde os perfis mudam lentamente com o tempo. No entanto, a quantidade de umidade presente na atmosfera tem variações bastante acentuadas. Uma região com forte atividade convectiva é diferente de outra com pouca ou nenhuma nebulosidade cúmulos. Desta forma, a estrutura termodinâmica da atmosfera pode ser determinada pelo tipo de convecção presente (Betts, 1974; Ribeiro e Mota, 1994), pois a baixa troposfera geralmente se apresenta mais fria em dias chuvosos que em dias seco (Riehl et al., 1973; Betts, 1976; Albrecht, 1993). Assim, a atividade convectiva local afeta a profundidade inteira da troposfera e serve para unir a camada limite com o resto da atmosfera. O estado termodinâmico e dinâmico da circulação de escala maior (meso e grande) é vital para o crescimento, desenvolvimento e manutenção dessa convecção.

Estudos observacionais mostram que existe relação entre as condições termodinâmicas do meio ambiente e a precipitação, ou seja, a taxa de precipitação varia com a mudança da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) (Zawadzki, 1978; Zhang e Chou, 1999). Contudo, outros fatores como cisalhamento do vento e umidade relativa do ar são também importantes para a formação da precipitação, (Yao e DelGênio, 1999), mostrando que a CAPE é condição necessária mas não suficiente para formação da convecção profunda.

Sabe-se que para iniciar a formação de nuvens são necessários: a) quantidade suficiente de umidade; b) um mecanismo dinâmico para o levantamento das parcelas; e c) uma fonte inicial de energia, por exemplo, o aquecimento do solo devido à radiação. Os fatores (a) e (c) juntos significam forçante termodinâmica (instabilidade). Assim como os fatores (a) e (b), significam forçante dinâmica, por exemplo levantamento frontal ou orográfico. A Amazônia possui grande quantidade de

vapor d'água e calor. Assim sendo, não seria tão especulativo considerar a hipótese de que a precipitação está associada com a instabilidade da atmosfera (forçante termodinâmica), que seria o controle do ambiente na precipitação. Porém, quando se considera uma escala de tempo pequena (poucas horas), isso não é verdade. A forçante termodinâmica requer uma escala temporal de horas para formação de nuvens precipitantes. Isto é, o aquecimento devido à radiação durante o dia produz instabilidade próximo à superfície, o qual, conjuntamente com a grande quantidade de umidade presente na região, formam nuvens convectivas e a chuva ocorre no período da tarde ou início da noite. Essa situação foi observada durante a campanha WetAMC (na estação chuvosa) do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), quando os dados da rede pluviométrica mostraram claramente uma preferência da intensidade máxima de chuva ocorrer entre 12:00 e 16:00 horas local (HL) e às vezes às 18:00 HL (Tota et al., 2000; Silva Dias et al., 2000). Além disso, um aumento na fração de nuvens altas e chuva convectiva no horário de aproximadamente 15:00 HL foram observados por Machado et al. (2000), usando imagens de satélite e dados de radar.

A associação entre a forte atividade convectiva que ocorre na Bacia Amazônica durante o verão da América do Sul e a Alta da Bolívia foi primeiro notada por Gutman e Schawerdtfeger (1965). Eles associaram a liberação de calor latente (devido grande atividade convectiva local) e calor sensível (aquecimento da superfície) no Antiplano Boliviano ao aumento da espessura da camada troposférica entre 200 e 500 hPa, o que também foi confirmado por Virji (1982). Outros estudos usando modelos dinâmicos lineares (Silva Dias et al., 1983; DeMaria, 1985) e não linear (Gandu e Geisler, 1992) mostram o papel importante da fonte de calor latente estacionária na região Amazônica, devida à convecção profunda, para a intensificação da AB. Santos (1986) observou que nos anos menos chuvosos (fraca atividade convectiva) na região, os centros da AB foram menos intensos, significando que a AB apresenta uma variação intra-sazonal e interanual associada à convecção.

Este trabalho avalia a importância relativa das condições termodinâmicas local no controle da convecção úmida e da precipitação observada durante o Wet AMC/LBA. O objetivo é verificar uma possível relação entre a CAPE (fonte de calor) sobre a Amazônia e a evolução da precipitação e da Alta da Bolívia durante o período da campanha (10 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999). Além disso, também foi feita uma comparação entre a CAPE da estação chuvosa (época em que ocorreu o Wet AMC/LBA) e a 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 da CAPE seja melhor estabelecida.

2. MATERIAL E MÉTODOS

Os dados observacionais (radiosondagens e pluviometria) foram obtidos durante a campanha do Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (Wet-AMC/LBA), realizada no período de 10 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999 no Estado de Rondônia. Essa campanha obteve um conjunto de dados únicos sobre a região Amazônica, proporcionando, desta forma, uma excelente oportunidade de se estudar a estrutura termodinâmica e o ciclo diurno da convecção sobre Rondônia (Silva Dias et al., 2000). Rickenbach et al. (2002), utilizou os dados das sondagens da Fazenda Nossa Senhora Aparecida para dividir a campanha em períodos caracterizados pelo regime de vento zonal na baixa troposfera. Assim, a campanha foi definida em seis regimes, sendo três denominados de regimes de oeste (W1, W2 e W3, associado à presença de ‘ZACS’ bem formada) e três de regime de leste (E1, E2 e E3, períodos sem ‘ZACS’) (Tabela 1).

Durante o experimento, as radiosondagens foram realizadas em quatro sítios: ABRACOS/Fazenda Nossa Senhora Aparecida ($10^{\circ} 45' S$ e $062^{\circ} 20' W$); Rebio Jarú ($10^{\circ} 08' S$ e $061^{\circ} 54' W$); Rolim de Moura ($11^{\circ} 42' S$ e $061^{\circ} 46' W$); Ariquemes/Fazenda Rancho Grande ($10^{\circ} 16' S$ e $062^{\circ} 52' W$), como mostra a Figura 1. Foram utilizados dois sistemas: VIZ (Ariquemes e ABRAÇOS) e Väisälä RS80-15G (Rebio Jarú e Rolim de Moura). Fisch et al. (2001) mostraram que as diferenças entre os dois sistemas são significativas, principalmente no que se refere aos dados de umidade. A campanha foi realizada no período chuvoso da Amazônia, então o sensor de umidade foi o que apresentou maiores problemas, sendo que as sondagens feitas pelas sondas VIZ são em geral mais úmidas que aquela das sondas Väisälä. Foram lançadas diariamente oito radiosondas, em intervalos de aproximadamente 3 horas entre elas, nos horários de 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 UTC no período intensivo e em alguns desses horários no período não intensivo.

As medidas de precipitação foram realizadas em 4 redes de estações pluviométricas, assim localizadas: Aeroporto de Ji-Paraná com 13 pluviômetros; EMATER com 13 pluviômetros; Fazenda Triângulo com 5 pluviômetros e Fazenda São José com 5 pluviômetros. Além das redes citadas, pluviômetros foram instalados na Fazenda Nossa Senhora e na Fazenda Rancho Grande. As localizações desses pontos são dadas na Figura 1. A estimativa da precipitação média para a região do experimento, utilizada na pesquisa, é a média entre as redes coletoras e a estação da Fazenda Nossa Senhora. Primeiro foi calculada a média entre os diversos pluviômetros para cada rede, e posteriormente a média entre a Fazenda Nossa Senhora e as redes coletoras.

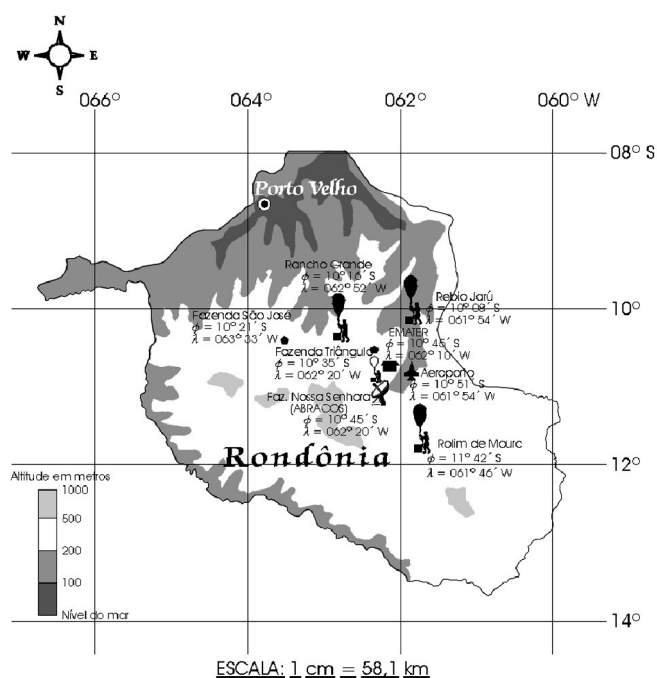


Figura 1 – Localização dos sítios de observação de radiosondagem e precipitação durante a campanha do Wet -AMC/LBA.

Tabela 1 – Período do regime de Vento Zonal durante o experimento Wet-AMC/LBA.

Regime (E= de leste; W= de oeste)	Período
E1- período ‘sem ZCAS’	11 de janeiro 00UTC – 14 de janeiro 00UTC
W1- período de ‘ZCAS’	14 de janeiro 00UTC – 19 de janeiro 00UTC
E2- período ‘sem ZCAS’	19 de janeiro 00UTC – 29 de janeiro 00UTC
W2- período de ‘ZCAS’	29 de janeiro 00UTC – 08 de fevereiro 00UTC
E3- período ‘sem ZCAS’	08 de fevereiro 00UTC – 22 de fevereiro 00UTC
W3- período de ‘ZCAS’	22 de fevereiro 00UTC – 01 de março 00UTC

Fonte: Adaptada de Rickenbach et al. (2002).

Também foram utilizados 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), disponibilizados em CD-ROM. As duas campanhas foram parte do Projeto Anglo-BRasilian Amazonian Climate Observations Study (ABRACOS) (Gash et al., 1996), ambas 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. A área entre a pseudo-adiabática e a sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que a parcela ganha do meio ambiente. Logo a CAPE pode ser usada para verifica as condições de instabilidade da atmosfera ou como critério de equilíbrio da convecção.

Quando a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar está mais fria que o ambiente, significa que a situação é estável, ou seja, é necessário que a parcela de ar receba energia para que se desloque para baixo ou para cima. A área entre a trajetória da parcela que se desloca ao longo da pseudo-adiabática e a curva da sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que deve ser fornecida para deslocá-la verticalmente. Esta “área negativa” nos níveis mais baixos da atmosfera é denominada Energia de Inibição da Convecção (CINE).

A determinação da CINE é feita pela equação:

$$CINE = g \int_{spf}^{NCL} \left(\frac{\theta_{ep} - \theta_{esa}}{\theta_{esa}} \right) dZ \quad (3)$$

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise da variação da Energia Potencial Convectiva disponível para convecção (CAPE) procura determinar a possível relação entre CAPE e os sistemas meteorológicos de grande escala que atuaram na época que ocorreu o LBA na região do estado de Rondônia, especificamente a Alta da Bolívia (AB), e também a relação entre CAPE e a precipitação.

3.1. Variabilidade Diurna da Precipitação

A precipitação média para a rede coletora para janeiro foi de 266 mm (aeroporto=283,1 mm, EMATER= 349,2 mm, Fazenda Triângulo=179,2 mm e Fazenda São José= 252,6 mm) e de 180,1 mm para fevereiro (aeroporto= 182 mm, EMATER= 158,3 mm, Fazenda Triangulo=147,7 mm e Fazenda São José= 232,4 mm). Já na Fazenda Nossa Senhora o valor acumulado para janeiro foi de 322,4 mm e fevereiro de 468,6 mm, sendo que as precipitações no período da tarde e início da noite representaram cerca de 66% do total da precipitação observada durante todo o experimento, com maior frequência no final da tarde em todos os regimes, como descrito por Tota et al., 2000 (Figura 2).

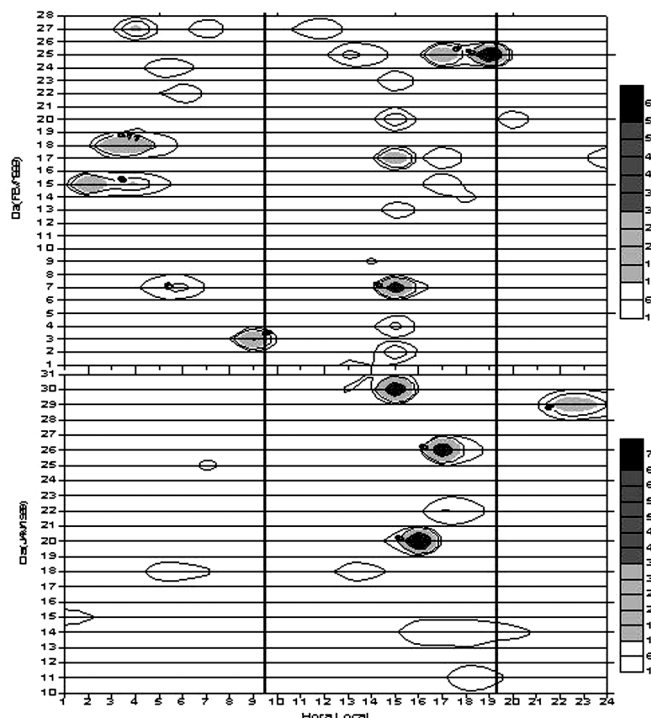


Figura 2 – Distribuição horária da precipitação na Fazenda Nossa Senhora, em Ouro Preto d’Oeste de 10 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999. Fonte: Tota et al., 2000.

Quando os regimes foram de ventos de oeste, ocorreu um segundo máximo de precipitação no horário noturno, devido a forte atividade da forçante dinâmica determinada

pela presença de ZCAS no Brasil e ocorrência de Sistemas Convectivos de Mesoescala. O regime de ventos de oeste podem ser relacionados aos jatos de baixos níveis, que podem se estender a leste dos Andes em direção a Rondônia, fazendo com que a forçante dinâmica seja bastante ativa. As nuvens geradas começam com desenvolvimento convectivo e só depois se tornam estratiformes, cobrindo ampla área espacial com chuva com maior tempo de duração, como pode ser visto na Figura 3, na distribuição horária da precipitação no regime W3. Isso não é observado no regime E2 (Figura 4).

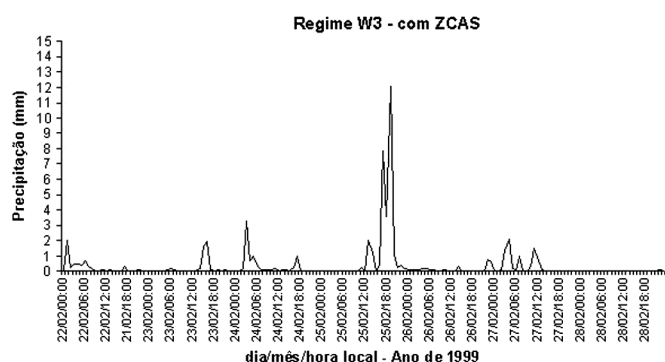


Figura 3 – Distribuição horária da precipitação média entre todas as redes coletoras, ocorrida durante o regime W3, na região do experimento.

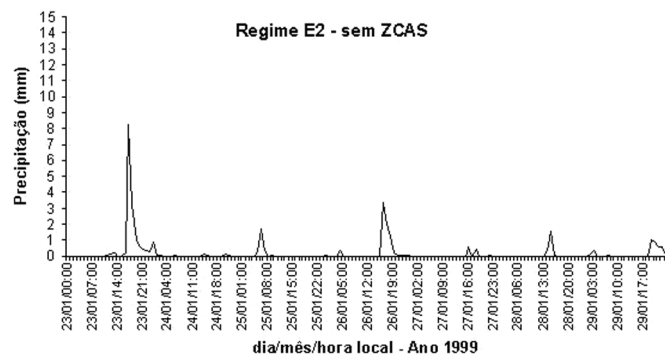


Figura 4 – Distribuição horária da precipitação média entre todas as redes coletoras, ocorrida durante o regime E2, na região do experimento.

3.2. Variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e Precipitação

A análise da variação da precipitação e CAPE para todo período do experimento Wet-AMC/LBA, será realizada com os dados coletados na Fazenda Nossa Senhora localizada a 10° 45’S e 062° 22’W, a 293 metros acima do nível médio do mar, distante 50 km de Ji-Paraná (RO), pois somente este sítio efetuou sondagens durante todo o experimento. Também

será feita a análise para o período de 09 a 20 de fevereiro, período sem ZCAS (regime E3), quando todas as estações lançaram radiossondas em intervalos de 3 em 3 horas, sempre que possível.

As Figuras 5, 6 e 7 mostram a variação da CAPE e precipitação na Fazenda Nossa Senhora, para os regimes de vento zonal de leste E1, E2 e E3 (sem ZCAS), respectivamente e as Figuras 8, 9 e 10 mostram o regime de oeste W1, W2 e W3 (com ZCAS), respectivamente, conforme definido por Rickenbach et al. (2002). Pode ser notado que as CAPEs do período do regime de leste (E1, E2 e E3), Figuras 5, 6 e 7, foram maiores que as CAPEs do regime de oeste (W1, W2 e W3), Figuras 8, 9 e 10 respectivamente, em todos os aspectos, tanto nos máximos quanto na média,. A CAPE média para o regime de leste foi de 1797 J/kg enquanto que no regime de oeste foi de 1420 J/kg. A média dos valores máximos da CAPE para o regime de leste foi de 4804 J/kg, onde todos os regimes de vento de leste tiveram valores máximos acima de 4000 J/kg. Para o regime de oeste a média dos máximos foi de 3320 J/kg, com apenas um máximo acima de 4000 J/kg que ocorreu no regime W3 (CAPEmáxima de 4800 J/kg). Esta diferença entre os dois regimes significa que, quando o processo de precipitação depende principalmente da CAPE, como no caso do regime de leste, esta tem que ser alta para poder gerar chuva, ou seja, a forçante termodinâmica tem que ser bastante intensa para produção de chuva, que tem característica puramente convectiva.

Destaca-se o regime de leste E2 (Figura 6), que teve dois eventos de precipitação significativos: no dia 20 de janeiro a precipitação foi de 81,8 mm e 26 de janeiro, precipitação de 66,5 mm, ambas ocorrendo no período da tarde, no horário entre 15 e 19 HL (Tota et al., 2000). Nesses dias ocorreu CAPE média acima de 2000 J/kg, com evento máximo acima de 4000 J/kg, antes do horário da chuva, em ambos os dias. No regime de oeste, os eventos de precipitação máxima ocorreram no regime W2, dia 30 de janeiro com precipitação de 65,3 mm (Figura 9), e no regime W3, dia 25 de fevereiro com precipitação de 112,5 mm (Figura 10), no horário entre 14 e 20 HL (Tota et al., 2000). Nesses dias, a CAPE média ficou abaixo de 2000 J/kg e eventos máximos, abaixo de 3000 J/kg, no início da tarde antes de ocorrer precipitação.

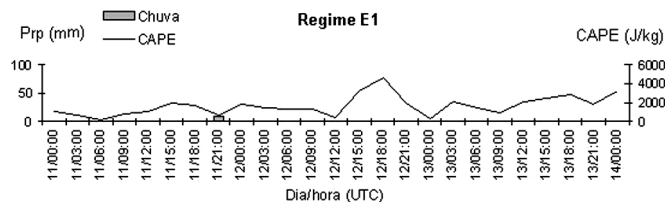


Figura 5 – Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 11 a 14 de janeiro de 1999 - Regime E1 (ventos de leste sem ZCAS).

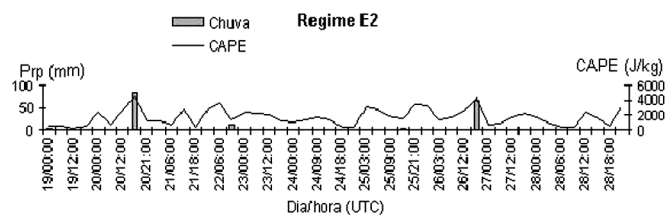


Figura 6 – Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 19 a 29 de janeiro de 1999 - Regime E2 (ventos de leste - sem ZCAS).

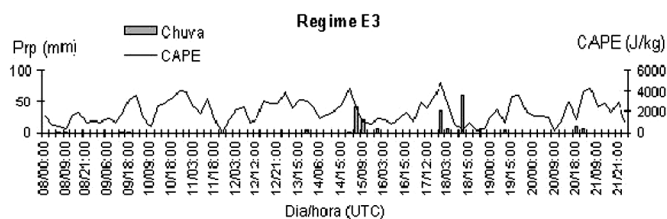


Figura 7 – Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 08 a 22 de fevereiro de 1999 - Regime E3 (ventos de leste - sem ZCAS).

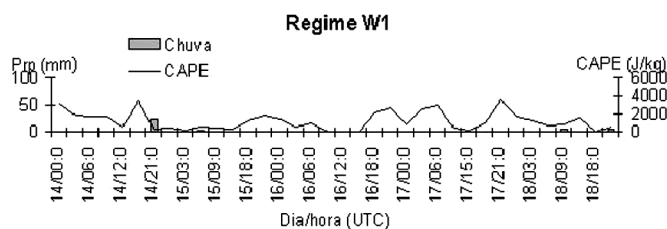


Figura 8 – Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 14 a 19 de janeiro de 1999 - Regime W1 (ventos de oeste - ZCAS).

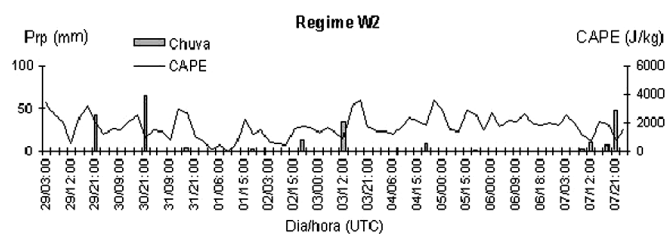


Figura 9 – Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 29 de janeiro a 08 de fevereiro de 1999 - Regime W2 (ventos de oeste - ZCAS).

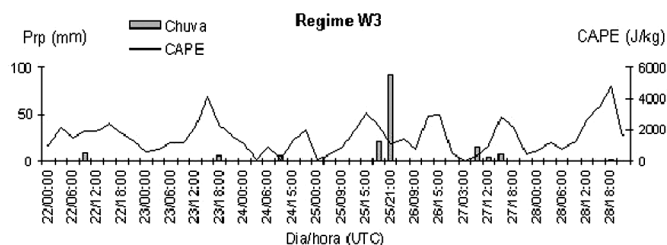


Figura 10 – Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 22 a 28 de fevereiro de 1999 - Regime W3 (ventos de oeste - ZCAS).

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 foi forte ($CAPE_{Max} > 4000$ J/kg) e produziu nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical e altamente eletrificada (Rutledge et al., 2000) e a duração das chuvas foi cerca de 2 horas (Tota et al., 2000). 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 têm menor desenvolvimento vertical, mas as chuvas são mais abundantes, pois a forçante termodinâmica também é forte (2000 J/kg $< CAPE_{Max} < 3000$ J/kg) e a duração da chuva foi maior que 4 horas (Tota et al., 2000). Além disso, quando existe forçante dinâmica, ocorrem eventos de chuvas no período noturno (noite e madrugada), por exemplo no dia 29/01 (regime W2) a precipitação ocorrida foi e 41,7 mm, entre 22 e 24 HL.

A Figura 11 mostra a variação temporal da CAPE e precipitação ocorrida nos 4 sítios no período de 09 a 20 de fevereiro de 1999, regime E3 – período sem ZCAS, quando houve sondagens nos mesmos horários. Porém, como já explicado, nem sempre houve sondagem de 3 em 3 horas de forma contínua, principalmente na Fazenda Rancho Grande como mostrado na Tabela 1. Nota-se que a variação de CAPE é praticamente igual nos quatro sítios, apesar da Fazenda Nossa Senhora e Rancho Grande apresentarem valores mais altos de CAPE devido à diferença de umidade, pela utilização da sonda VIZ.

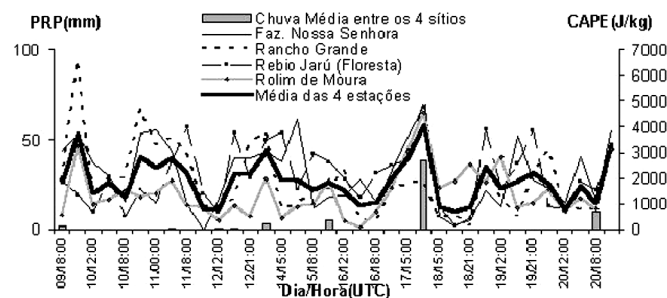


Figura 11 – Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora, Reserva Biológica do Jarú, Rolim de Moura e Fazenda Rancho Grande (RO), no período de 09 a 20 de fevereiro de 1999 - Regime E3 (ventos de leste - sem ZCAS).

Verifica-se que o ciclo diurno da CAPE, durante a época chuvosa, de aumentar durante o dia, atingindo máximo entre 18:00 e 21:00 UTC (14:00 e 17:00 HL), e diminuir no período noturno, é quebrada toda vez que chove. A CAPE diminui quando ocorre precipitação, confirmando a dependência da CAPE das condições termodinâmicas (umidade e temperatura) da superfície e ambiente.

Nos horários após a precipitação ou no horário em que ocorre a precipitação os valores da CAPE são menores que

os anteriores, confirmando a hipótese de quase-equilíbrio de Arakawa-Schubert, pois a convecção úmida profunda atua para restabelecer o gradiente vertical de temperatura da atmosfera para condições neutras e estáveis. Isto é, o sistema convectivo precipitante consome a CAPE gerada pela grande escala, ou seja, quando a grande escala instabiliza o ambiente produzindo correntes ascendentes, a convecção profunda durante a precipitação, cria correntes descendentes que estabilizam o ambiente localmente, o que implica em menor CAPE.

A quantidade de CAPE presente numa atmosfera convectiva em condições de equilíbrio estático é uma medida da quantidade de dissipação mecânica de energia presente nessa atmosfera e um valor significativo da CAPE de aproximadamente 1000 J/kg é necessário para manter as circulações convectivas, contra a dissipação mecânica (Rennó e Ingersoll, 1996). Esse 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 existem grandes valores de CAPE, ocorre precipitação, pois CAPE é condição necessária para formação da convecção, já que mede a instabilidade da atmosfera, mas não suficiente para formar convecção profunda precipitante. Uma justificativa para essa situação é que a CINE frequentemente pode representar uma barreira significativa para a liberação da instabilidade condicional nos trópicos (Willians e Rennó, 1992). De fato, os valores da CINE foram em média 360 J/kg, e embora sejam menores que da CAPE, não são negligenciáveis, pois significaram um limite a ser superado para a liberação da instabilidade condicional na região.

É interessante notar que os valores da CAPE nessa época estiveram na maioria das vezes acima de 1000 J/kg, inclusive no período noturno, chegando a atingir valores acima de 4000 J/kg em alguns dias nesses horários. Isto caracteriza a forte atividade convectiva na região, pois mesmo com CAPE pequena ainda assim, representa atividade convectiva. Essa forte atividade convectiva não é observada no período seco, como mostra as Figuras 12 (experimento RBLE2, 03 a 11 de julho de 1993) e

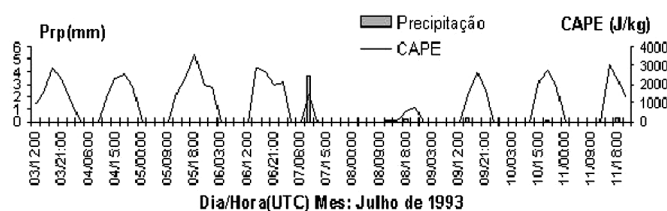


Figura 12 – Variação temporal da Precipitação e CAPE no período de 03 a 11 de julho de 1993, para Fazenda Nossa Senhora (RO) RBLE2.

13 (RBLE3, 15-25 de agosto de 1994). Novamente pode ser verificado que a CAPE apresentou um ciclo diurno bem definido, 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. Também apresenta valores menores que os da época chuvosa. Os valores máximos observados não chegam a 4000 J/kg. No RBLE2 (Figura 12) foi observado a penetração de um sistema frontal na região, entre 7 e 9 de julho, o que provocou uma precipitação de 3,7 mm no dia 7, sendo a precipitação total observada de 5,2 mm na pastagem e 6,1 mm na floresta (Rocha, 1993). Já no RBLE3 (Figura 13), não ocorreu precipitação durante o período do experimento. Conclui-se que a forçante termodinâmica não foi suficiente para formação de cúmulos precipitantes, mesmo com a presença de circulações locais.

Mais uma vez fica evidente a importância da atuação da forçante dinâmica, pois quando a forçante dinâmica de escala sinótica (sistema frontal) penetrou na região durante o RBLE2, a estrutura termodinâmica foi totalmente modificada (Figura 12). O ciclo diurno bem definido da CAPE foi quebrado com a chegada da frente, porque CAPE foi gerada durante a madrugada (05 HL) e depois não houve CAPE até as 21:00 UTC (17:00 HL) do dia seguinte, para então retornar ao ciclo diurno característico (Mota et al., 1994). Em resumo, para formação de convecção profunda na região, exclusivamente devido a forçante termodinâmica, a CAPE tem que estar acima de 4000 J/kg, desde que não haja forçante dinâmica de grande escala inibindo a convecção. Então, durante esse período, a forçante dinâmica com movimento subsidente de grande escala, associadas à penetração da alta sub-tropical no continente, é tão forte que inibe a geração de CAPE. Conseqüentemente, não permite a formação de nuvens precipitantes, caracterizando o período seco na região.

3.3. Relação entre a variabilidade da CAPE e a Alta da Bolívia

Analisando os campos de vorticidade das análises do NCEP em 200 hPa pôde ser observado que existe uma relação direta entre a CAPE média na região de Rondônia (utilizando os dados de radiossondagens dos 4 sítios) e os campos de

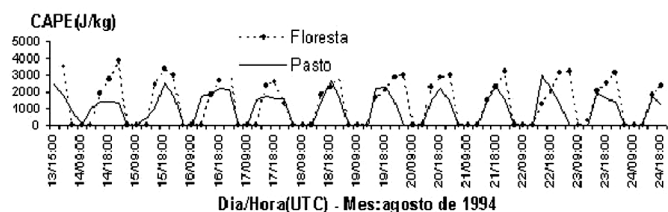


Figura 13 – Variação temporal da CAPE no período de 13 a 24 de agosto de 1994, para o pasto (Fazenda Nossa Senhora) e floresta (Rebio Jarú) durante o RBLE3.

vorticidade, durante o período da campanha do experimento WetAMC/LBA. Quando a CAPE aumenta, a vorticidade anticiclônica ($\zeta > 0$) também aumenta; se a CAPE diminui há ganho de vorticidade ciclônica ($\zeta < 0$), e a vorticidade anticiclônica diminui, aparecendo núcleos de vorticidade ciclônica sobre Rondônia, na região das estações de radiossondagem.

A Figura 14 (a-d) mostra os campos de vorticidade para os dias 24, 25, 26 e 27 de janeiro de 1999 às 18:00 UTC, período de regime de leste E2 – sem ZCAS, em Rondônia. Observa-se que no dia 24 a região está sob forte vorticidade ciclônica ($\zeta < 0$), e sem a presença da AB. Já no dia 25, a vorticidade ciclônica começa a enfraquecer e a AB já forma-se na região do Oceano Pacífico. No dia 26, há vorticidade anticiclônica ($\zeta > 0$) no horário da chuva, que foi às 14 HL (18:00 UTC), o campo de vorticidade positiva apresenta núcleo de $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ no continente da América do Sul próximo à região da Bolívia. No dia 26/01, quando ocorre aumento da CAPE, existe um ganho de vorticidade anticiclônica nos altos níveis, a AB começa se intensificar, aparecendo um centro forte ($6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) sobre o continente, e pelas observações de Rikenbach (2001), a AB ficou com circula-

ção fechada definida mais claramente. No dia 27/01 quando a CAPE diminui (920 J/kg) a AB também fica mais fraca, não tendo mais o núcleo de $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Essas características podem ser bem identificadas, como a definição da AB, na Figura 15 (a-d) que mostra os campos do vento para os dias 24, 25, 26 e 27 de janeiro respectivamente.

A maior precipitação (112,5 mm) de todo o período do experimento ocorreu no dia 25 de fevereiro, no sítio da Fazenda Nossa Senhora, o regime de ventos era de oeste com ZCAS (W3). O começo desse período acontece no dia 22 de fevereiro, quando os campos de vorticidade em 200 hPa são de vorticidade anticiclônica ($\zeta > 0$), tanto às 12:00 UTC quanto às 18:00 UTC, com núcleo de $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, coincidindo com a ocorrência de precipitações durante esse período, que foi do dia 22 a 25 de fevereiro, sendo que o máximo foi em 25/02. Ou seja, no dia 25/02 há expressivo ganho de vorticidade positiva nos altos níveis. Porém, no dia 26 quando não ocorre precipitação na região do experimento, o ganho é de vorticidade ciclônica ($\zeta < 0$). Os campos de vorticidade são anticiclônicos no dia 27 e ciclônicos no dia 28. A CAPE se manteve sempre alta com valo-

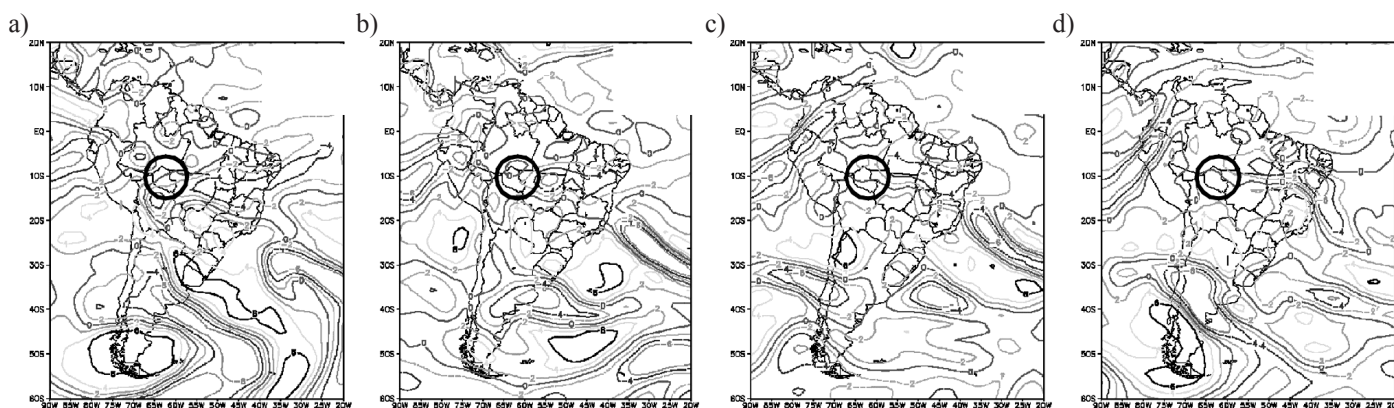


Figura 14 – Campos de Vorticidade das Análises do NCEP em 200 hPa as 18:00 UTC (10^{-5} s^{-1}) e a CAPE média calculada das 4 estações de lançamento de radiossondagem do Wet - AMC/LBA: (a) Dia 24/01/1999, CAPE média = 790 J/kg; (b) Dia 25/01/1999, CAPE média = 1244 J/kg; (c) Dia 26/01/1999, CAPE média = 25 89 J/kg e (d) Dia 27/01/1999, CAPE média = 920 J/kg. Região de Rondônia em destaque no círculo.

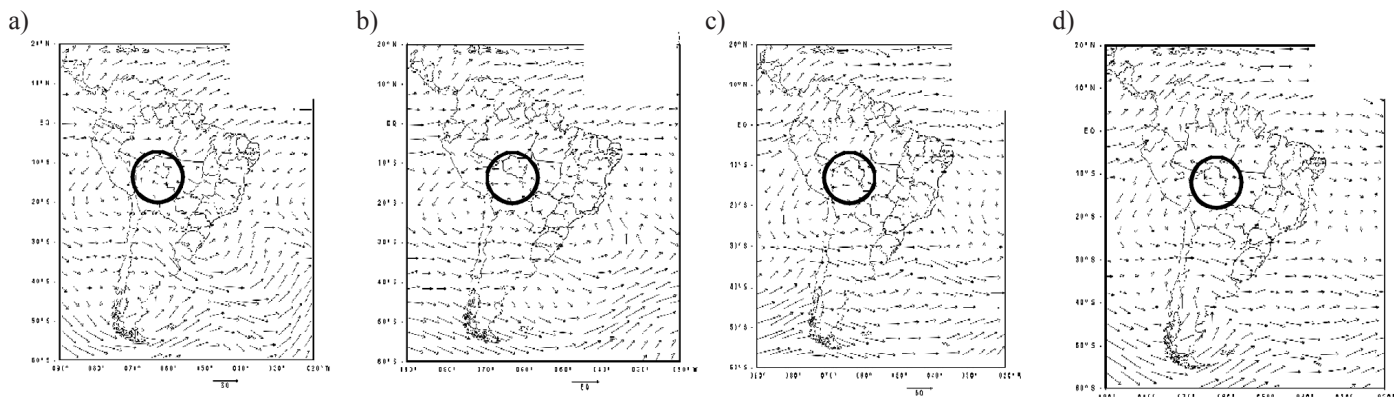


Figura 15 – Vetor vento da análise s do NCEP em 200 hPa as 18:00 UTC: (a) Dia 24/01/1999; (b) Dia 25/01/1999; (c) Dia 26/01/1999, e (d) Dia 27/01/1999. Região de Rondônia em destaque no círculo.

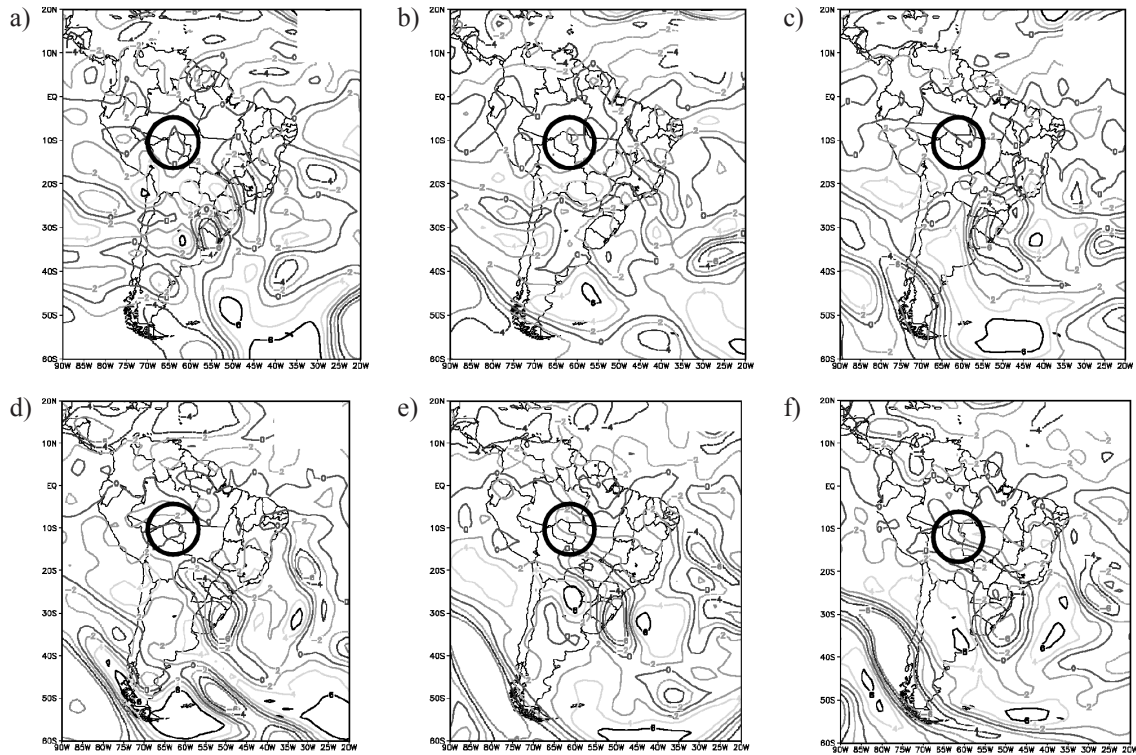


Figura 16 – Campos de Vorticidade das Análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC (10^{-5} s^{-1}) e a CAPE média calculada das 4 estações de lançamento de radiossondagem do WetAMCILBA: **(a)** Dia 23/02/1999, CAPE média = 2656 Jkg; **(b)** Dia 24/02/1999, CAPE média = 3030 Jkg; **(c)** Dia 25/02/1999, CAPE média = 3082 Jkg; **(d)** Dia 26/02/1999, CAPE média = 1372 Jkg; **(e)** Dia 27/02/1999, CAPE média = 2174 Jkg e **(f)** Dia 28/02/1999, CAPE média = 663 Jkg. Região de Rondônia em destaque no círculo.

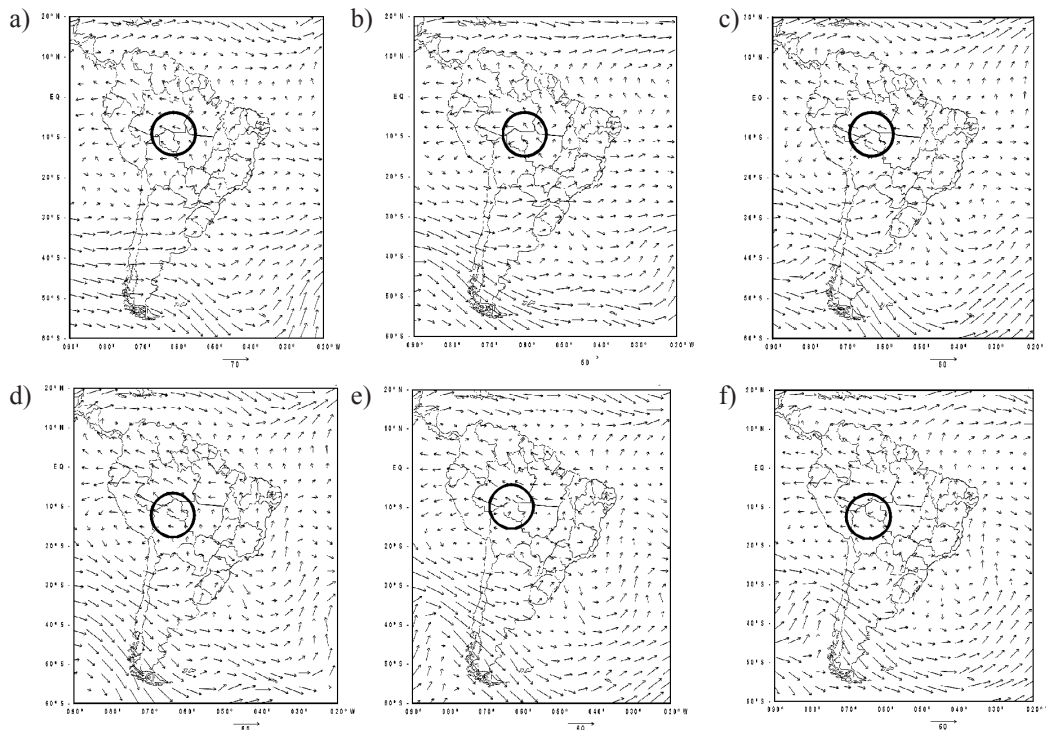


Figura 17 – Vetor vento das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: **(a)** Dia 23/02/1999; **(b)** Dia 24/02/1999; **(c)** Dia 25/01/1999; **(d)** Dia 26/02/1999; **(e)** Dia 27/02/1999 e **(f)** Dia 28/02/1999. Região de Rondônia em destaque no círculo.

res acima de 1000 J/kg, e com variações acentuadas, diminuindo de 3082 J/kg em 25/02 para 1372 J/kg em 26/02, com mínimo de 663 J/kg no dia 28/02. As Figuras 16 (a-f) e 17 (a-f) apresentam os campos de vorticidade e do vento respectivamente para as 18:00 UTC do dia 23 ao dia 28 de fevereiro de 1999, nos quais pode ser verificada a situação descrita.

A explicação para essas observações é que quando a CAPE é liberada para formação da convecção profunda, ocorre convergência nos níveis baixos com movimentos ascendentes na região e divergência nos altos níveis. Existe ganho de vorticidade ciclônica nos baixos níveis e anticiclônica nos altos níveis, favorecendo dessa maneira a formação da AB. Já quando não ocorre precipitação e a CAPE diminui, chegando a zero muitas vezes, a situação se inverte, existe ganho de vorticidade anticiclônica nos níveis mais baixos e ciclônica nos altos níveis, ou seja, divergência nos níveis mais baixos e convergência nos altos níveis com movimento descendente, impedindo a geração de CAPE, tornando a atmosfera estável. Satyarmuty et al. (1998) explicam que o mecanismo básico para formação da AB é o movimento ascendente em escala regional devido à intensa atividade convectiva na Bacia Amazônica.

4. CONCLUSÕES

A análise dos dados de radiossondagens obtidos durante a campanha do WetAMC/LBA, no período de 09 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999, mostrou que os valores da energia potencial disponível para convecção (CAPE) estiveram na maioria das vezes acima de 1000 J/kg, inclusive no período noturno (noite e madrugada), caracterizando potencial para forte atividade convectiva na região. Porém, esses fatores termodinâmicos não necessariamente iniciaram precipitação, pois muitas vezes existiam grandes valores de CAPE e nenhuma precipitação foi observada, ou mesmo apesar dos grandes valores de CAPE a precipitação ocorrida foi pequena. Uma justificativa é que a CINE freqüentemente pode representar uma barreira significativa para a liberação da instabilidade condicional nos trópicos (Williams e Rennó, 1992). De fato, os valores da CINE foram em média 360 J/kg, o que significou um limite a ser superado para a liberação da instabilidade condicional na região. Isto é, a circulação de escala maior (meso e grande) tem um papel muito importante na formação das nuvens precipitantes na região, pois ajuda as parcelas a alcançar a “condição” de instabilidade condicional para formação da convecção profunda.

A situação descrita no parágrafo anterior, demonstra que as fortes chuvas que ocorreram durante o WetAMC/LBA na estação chuvosa em Rondônia não foram devidas exclusivamente aos fatores termodinâmicos ou dinâmicos isoladamente, e sim existiu uma interação muito forte entre os dois fatores. A hipótese mais simples que se deve considerar é o fato de

que a convecção da parcela que se origina na superfície é o mecanismo principal para produção de chuvas fortes, e, como a CAPE sempre esteve alta, ajudou a gerar as chuvas intensas observadas durante o período.

No regime de ventos de leste, quando CAPE foi maior houve nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical e altamente eletrificadas (Rutledge et al., 2000) e a duração das chuvas foi de cerca de 2 horas (Tota et al., 2000). A explicação é que a parcela tem temperatura alta, o que gera grande energia armazenada, ou seja CAPE alta suficiente para gerar convecção profunda e precipitação.

Já no regime de oeste, a forçante dinâmica atuou fortemente devido à presença da ZCAS e as parcelas foram aceleradas, ajudando a “quebrar” a barreira da CINE mais rapidamente, o que implica em atingir o nível de equilíbrio mais cedo, pois a temperatura da parcela é menor. As nuvens, neste caso, têm menor desenvolvimento vertical, mas as chuvas são mais abundantes, uma vez que a forçante termodinâmica também é intensa. As nuvens iniciam seu desenvolvimento como nuvens convectivas pelo aquecimento diabático (CAPE) e gradualmente se tornam estratiformes, a chuva dura mais tempo (maior que 4 horas, Rutledge et al., 2000) e pode formar-se a qualquer hora do dia, fazendo com que chuva ocorra até mesmo em horários de pouco aquecimento diabático.

Essa forte atividade convectiva não é observada na época seca quando a CAPE apresenta ciclo diurno bem definido, com existência da CAPE durante o dia e sem CAPE no período noturno, e apresenta valores menores que os do período de experimento da época chuvosa. Entretanto, neste período, a CAPE não foi suficiente para gerar precipitação na região. Conclui-se que a CAPE tem que estar acima de 4000 J/kg para quebrar a barreira da CINE, e possibilitar a formação da convecção profunda e precipitação na ausência da forçante dinâmica, que durante a estação seca, se manifesta com movimentos descendentes de grande escala (alta subtropical) e inibe a formação de nuvens precipitantes, apesar da grande geração de CAPE durante o dia. Nestes casos, somente a presença de uma de forçante dinâmica mais atuante, como o sistema frontal que penetrou na região em 7 e 9 de julho de 1993, pode alterar esta situação de modo a ocorrer precipitação.

Na análise da importância e influência da CAPE nos padrões de tempo na Amazônia, como a Alta da Bolívia, foi observado que o sistema de circulação de grande escala associado à AB sofre influência da CAPE em escala regional. Quando ocorreu aumento da CAPE, a vorticidade anticiclônica ($\zeta > 0$) aumentou, quando CAPE diminui aparece vorticidade ciclônica ($\zeta < 0$) na região do experimento (estado de Rondônia). Isso significa que quando a CAPE é liberada para formação da convecção profunda, ocorre convergência nos níveis baixos com movimentos ascendentes na região e divergência nos altos níveis. Há ganho

de vorticidade ciclônica nos baixos níveis e anticiclônica nos altos níveis, favorecendo desta maneira a formação da circulação ciclônica de grande escala da AB. Esse padrão é bem definido no dia 25 e 26 de janeiro no regime de vento de leste (E2). Essas observações confirmam as pesquisas de Gutman e Schawerdtfefer (1965), que ligaram a liberação de calor latente (devido a grande atividade convectiva local) e calor sensível (aquecimento da superfície) no Altiplano Boliviano ao aumento da espessura da camada troposférica entre 200 e 500 hPa, confirmado por Virji (1982). Há de se considerar que essa observação, durante a época chuvosa quando a atividade convectiva se apresenta bastante forte (CAPE em todos os horários), também revalida as conclusões de pesquisas que usaram modelos dinâmicos lineares e não linear mostrando o papel importante da fonte de calor latente na região Amazônica, devido à convecção profunda, para a intensificação e manutenção da AB.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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 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 Atmospheric Sciences**, v 33, pp. 1008-1020, 1976.
- DeMaria, M. Linear response of stratified tropical atmosphere to convection forcing. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 18, p. 1944-1959, 1985.
- Fisch, G.; Tota, J. Machado, L.A.T.; Silva Dias, M.A.F.; Nobre, C.; Dolman, A.J.; Fuentes, J.D.; Culf, A.D. Convective boundary layer over pasture and forest sites in the Amazon. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20(8064), LBA , 2002
- Gandu, A. W. e Geisler, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 16, p.1822-1836, 1992.
- Gash, J.H.C; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L. An overview of ABRACOS. In: Gash, J.; Nobre, C.; Robert, J.; Vitória, R. (Eds). **Amazonia deforestation and climate**. Chichester, England: John Wiley & Sons, p. 1-14, 1996.
- Gutman, G. J. e Schwerdtfefer, W.S. A role of the latent and sensible heat for development of high pressure system over the subtropical Andes in the summer. **Meteorologische Rundschau**, v.18, p. 69-75, 1965.
- Machado, L.A.T. The Amazon energy budget using the ABLE-2b and FluAmazon data. **Journal of 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**, v.107, n. D20 (8064), LBA 31.1 – 31.15, 2002.
- 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.
- RBLE- Rondônia Boundary Layer Experiment. **Pre-LBA Initiative CD-ROM data sets**. v.1, oct. 1998.
- Rennó, N. O. e Ingersoll, A. P. Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE. **Journal of Atmospheric Sciences**, 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**, v.107, n. D20 (8064), LBA 7.1-7.13, 2002
- 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.
- Satyarmurty, P.; Nobre, C. A.; Silva Dias, P. L. South America, Chapter 3C. In: Karoly, D.J. e Vincent, D.C. Eds. **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston, Massachusetts: American Meteorological Society, v.27, n. 49, p. 119-139, Dec. 1998.

- Silva Dias, M.A.F. e Regnier, P. Simulation of mesoscale circulation in a deforested area of Rondônia in the dry season. In: Gash, J.; Nobre, C.; Robert, J.; Vitória, R. (Eds). **Amazonia deforestation and climate**. Chichester, England: John Wiley & Sons, p. 531-547, 1996.
- Silva Dias, M.A.F.; Dolman, A.J.; Rutledge, S.; Zipser, E.; Silva Dias, P.L.; Fisch, G.; Nobre, C.; Kabat, P.; Ferrier, A.; Betts, A.K.; Halverson, J.; Garstang, Fuentes, J.; M.; Manzi, A.O.; Rocha, H.; Marengo, J.; Morales, C.; Bink, N.J. Convective systems and surface processes in Amazonia during the WETAMC/LBA. **Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle News**, v.7, p. 3-7, 2000.
- Silva Dias, M.A.F.; Rutledge, S.; Kabat, P.; Silva Dias, P.L.; Nobre, C.; Fisch, G.; Dolman, H.; Zipser, E.; Garstang, M.; Manzi, A.O.; Fuentes, J.; Rocha, H.; Marengo, J.; Plana-Fattori, A.; Sá, L.A.; Alavalá, R.C.; Andreae, M.; Artaxo, P. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon region. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20 (8064), LBA 39.1-39.18, 2002
- Silva Dias, P. L.; Schubert, W. H.; DeMaria, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 11, p.2689-2707, 1983.
- 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**, 30(4), 305-318, 2000.
- Virji, H. An estimative of the summertime tropospheric vorticity budget over South America. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 3, p. 217-224, 1982.
- Williams, E. e Renno, N. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 1, p.21-36, 1993.
- Yao, M-S, e Del Genio, A. D. Effects of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM. **Journal of Climate**, v. 12, 761-779, 1999.
- Zawadzki, I.; Ro, C.U. Correlations between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters. **Journal Applied Meteorology**, v.17, p. 1327-1334, 1978.
- Zawadzki, I.; Torlaschi, I.E.; Sauvageu, R. The relationship between mesoscale thermodynamics variables and convective precipitation. **Journal of Atmospheric Sciences**, 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. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 56, 711- 723, 1999.