

AVALIAÇÃO DE CARACTERÍSTICAS DOS REGIMES DE UMIDADE NA FLONA DE CAXIUANÃ-PA DURANTE O EXPERIMENTO COBRA-PARÁ.

LUDMILA MONTEIRO DA SILVA¹, LEONARDO DEANE DE ABREU SÁ²,
MARIA AURORA SANTOS DA MOTA¹

¹Universidade Federal do Pará/Instituto de Geociências/Faculdade de Meteorologia (UFPA/IG/FM),
Belém, PA, Brasil

²Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro Regional da Amazônia (INPE/CRA), Belém, PA, Brasil

ludmsilva@yahoo.com.br, leodeane@uol.com.br, aurora@ufpa.br

Recebido Novembro 2008 - Aceito Setembro 2009

RESUMO

Procura-se investigar a validade de um método de classificação de regimes de umidade, baseado na caracterização de diferentes “estados” da Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT), acima de uma área de floresta, de acordo com a metodologia proposta por Mahrt (1991). Para essas análises foram utilizados dados de radiossondagens e de uma torre micrometeorológica, coletados durante o período menos chuvoso da região, obtidos durante o experimento “COBRA-PARÁ” (realizado no período de 30/10 a 15/11 de 2006). A análise dos regimes de umidade consiste na representação em espaço de fase dos dados disponíveis da razão de Bowen (β), em função do parâmetro $-h/L$ (onde h é a altura da camada de mistura turbulenta e L é o comprimento de Obukhov). Dependendo da localização dos dados nesse espaço foi possível caracterizar as seguintes classes: classe I - ar seco e instável; classe II - vento seco predominante; classe III - vento úmido; classe IV - condição úmida e instável; classe V - condensação de vapor d'água na superfície; classe VI - condição estável dominante; e classe VII - formação de orvalho induzido por radiação noturna resfriando a superfície. Das classes mencionadas, aquelas mais freqüentemente observadas em Caxiuanã, foram as III, IV e VI.

Palavras-chave: Camada Limite Atmosférica. Regimes de Umidade. Razão de Bowen. Comprimento de Obukhov.

ABSTRACT: EVALUATION OF CHARACTERISTICS OF THE MOISTURE REGIMES IN CAXIUANÃ NATIONAL FOREST DURING COBRA-PARA EXPERIMENT.

We investigate the validity of a method of humidity regimes classification, based on different “states” characterization of the Tropical Atmospheric Boundary Layer (TABL), above a forest area, according to the methodology proposed by Mahrt (1991). To perform this investigation we used radiosonde information and micrometeorological tower data collected during the drier season of the region, during the experiment “COBRA-PARÁ” (carried out from 30/10 to 15/11, 2006). The analysis of moisture regimes is based on the “phase space” data representation, where the Bowen ratio (β) is plotted against the $-h/L$ parameter (where h is the height of the turbulent mixing layer and L is the Obukhov length scale). According to the location of the data value in this “phase space” it was possible to identify the following classes: Class I - dry air and unstable conditions, Class II - dry wind, Class III - wet wind, Class IV - wet air and unstable conditions, Class V - occurrence of water condensation on the surface, Class VI - stable conditions predominance and Class VII - dew formation generated by nocturnal radiative losses with surface cooling. Among the mentioned classes, the III, IV and VI were the most frequently observed at Caxiuanã.

Keywords: Atmospheric Boundary Layer. Moisture Regimes. Bowen Ratio. Obukhov Length Scale.

1. INTRODUÇÃO

A Camada Limite Atmosférica (CLA) da região Amazônica, em particular, ou a Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT), em geral, podem apresentar, sob certas condições, estruturas consideravelmente diferentes daquelas observadas acima de regiões continentais, em latitudes mais elevadas. Garstang e Fitzjarrald (1999) referem-se a essas condições (em que a CLAT apresenta características distintas) como “estados perturbados”, para estabelecer diferença com relação à camada limite convencional sobre o continente (Stull, 1988), em que o estado da atmosfera seria “não perturbado”.

A grande quantidade de vapor d’água existente na Amazônia (sendo que boa parte dessa umidade é proveniente do Oceano Atlântico Tropical (Vera et al., 2006)), juntamente com o forte aquecimento, devido a radiação solar, favorecem uma forte atividade convectiva na região. Riehl (1979) e Ludlam (1966) afirmam que, devido à grande liberação de calor latente de condensação na Amazônia, maior é a fonte de energia para formação de nuvens convectivas, sendo assim, essa situação propicia a existência de um “estado perturbado”, que estabelece complexidades adicionais na mistura turbulenta da CLAT. Ou seja, sob tais condições podem-se formar nuvens convectivas, as quais podem se tornar elos suficientemente potentes entre a superfície e a atmosfera profunda (Garstang e Fitzjarrald, 1999), caracterizando um “estado perturbado” da atmosfera, no qual a formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical (nuvens profundas) produz grande quantidade de precipitação. Em situação não perturbada, o que ocorre é a não formação de nuvens ou nuvens rasas, principalmente, devido à menor quantidade de vapor d’água presente na atmosfera.

Para ressaltar a existência de elos entre a superfície e a atmosfera tropical, menciona-se que Strong et al. (2005) mostraram que, durante a estação úmida, na região sudoeste da Amazônia, o transporte diurno de vapor d’água da Camada de Mistura (CM) atmosférica para a atmosfera profunda, depende tanto da quantidade de nuvens presentes, quanto das características dos campos de velocidade na escala sinótica, tendo sido detectadas oscilações na escala sinótica entre regimes de escoamento de leste e de oeste, os quais determinam dinâmicas distintas no crescimento da CLAT e na convecção acima de Rondônia.

Neste trabalho se faz uma investigação sobre a estrutura termodinâmica da atmosfera em região tropical com floresta primária, com base numa classificação de regimes de umidade proposta por Mahrt (1991). Tal classificação de regimes de umidade da CLAT é de muito interesse no aperfeiçoamento de parametrizações dos processos de troca entre a superfície e a atmosfera, tendo grande aplicação na modelagem numérica para o escoamento acima da região tropical.

Ademais, a floresta Amazônica é conhecida amplamente por constituir uma importante fonte de calor e umidade, a qual tem a função de contribuir para estabelecer e manter a circulação da atmosfera em grande escala, o que a faz possuir características bastante peculiares.

2. DADOS E METODOLOGIA

2.1. Dados

Os dados observacionais (radiossondagens e micrometeorológicos) foram obtidos durante o experimento “Caxiuanã Observations in the Biosphere, River and Atmosphere of Pará (COBRA-PARÁ)”, realizado na Flona de Caxiuanã no período de 30 de outubro a 15 de novembro de 2006. Caxiuanã é uma região composta de floresta primária, que está localizada no leste da Amazônia, no Estado do Pará (latitude $01^{\circ} 42' 30''$ S, longitude $51^{\circ} 31' 45''$ W; 60 m), a cerca de 400 km a oeste da cidade de Belém (Souza Filho et al., 2005), no Município de Melgaço (Figura 1).

2.1.1. Dados de Radiossondagens

O sistema de radiossondagens utilizado durante o experimento COBRA-PARÁ foi o sistema DIGICORA II

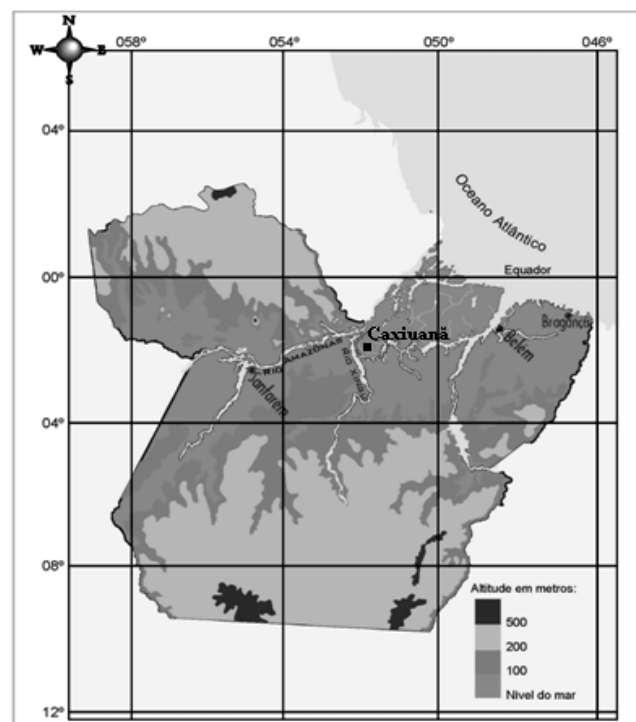


Figura 1 - Localização da área de estudo no Estado do Pará.

da VAISALA, com radiossondas modelo RS80-15G. Os lançamentos foram realizados em intervalos de três horas, nos horários de 00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00 e 21:00 UTC, no período de 06 a 13/11/2006 (Silva, 2008). Dessa forma o período analisado nesse estudo é de 06 a 13/11/2006.

2.1.2. Dados Micrometeorológicos

As medidas micrometeorológicas foram realizadas em uma torre de 52 m de altura, localizada no interior da floresta de Caxiuanã, sendo que a altura média da copa das árvores é de 32 m (Nogueira 2006). Para as estimativas dos fluxos turbulentos foram utilizados sensores de resposta rápida (10 Hz): um anemômetro sônico tridimensional da Campbell, modelo CSAT3 e um analisador de gás CO2/H2O LI-COR-7500 Open Path. Esse sistema foi instalado a 55 m de altura, na torre micrometeorológica, e através dele obtiveram-se medidas das três componentes do vento (u, v, w), temperatura do ar, da concentração de CO2 e da concentração de vapor d’água (H2O). A partir destas informações foram calculados os fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE), velocidade de fricção (u*) e demais grandezas necessárias. Neste trabalho são utilizados dados de fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e fluxo de momentum (), sendo que os cálculos utilizados para esses fluxos são efetuados pelo método das covariâncias (Silva, 2008).

2.2. Metodologia

Para determinação dos regimes de umidade, será utilizada a classificação proposta por Mahrt (1991), baseada em diferentes “estados”, caracterizados em “espaços de fase”, representados neste caso pela razão de Bowen (β) em função de -h/L, sendo h a altura da CLA e L o comprimento de Obukhov, parâmetro básico utilizado na Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (Garratt, 1992).

A razão de Bowen é definida como o quociente entre o fluxo vertical de calor sensível e o fluxo vertical de calor latente (Sá et al., 1988); é o parâmetro comumente utilizado para caracterizar a maneira pela qual é feita a partição da energia disponível para transporte turbulento entre cada um dos fluxos mencionados acima (Sellers, 1985), e é dado por:

$$\beta = \frac{H}{E} \tag{1}$$

O Comprimento de Obukhov descreve até que altura da atmosfera as forças turbulentas mecânicas dominam as forças térmicas (Stull, 1988). Ele pode ser calculado da seguinte forma.

$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \cdot \frac{g}{T} \cdot (\overline{w'T'})} \tag{2}$$

Sendo: u* a velocidade de fricção na superfície (m.s⁻¹); κ a constante de Von Kármán; g a aceleração de gravidade (10 m.s⁻²); T a temperatura absoluta média do ar (K) e (w'T') o fluxo vertical turbulento de calor na superfície.

O trabalho de Mahrt (1991) foi desenvolvido para uma região extratropical acima de uma floresta de pinhos (Sudoeste da França) e para uma área com superfície gramada (Sul dos Estados Unidos). Esses dados foram coletados através de vôos realizados sobre as áreas mencionadas, sendo que foram elaborados diferentes “espaços de fase”, que caracterizaram os diversos Estados de Regimes de Umidade (ERUs) (Figura 2).

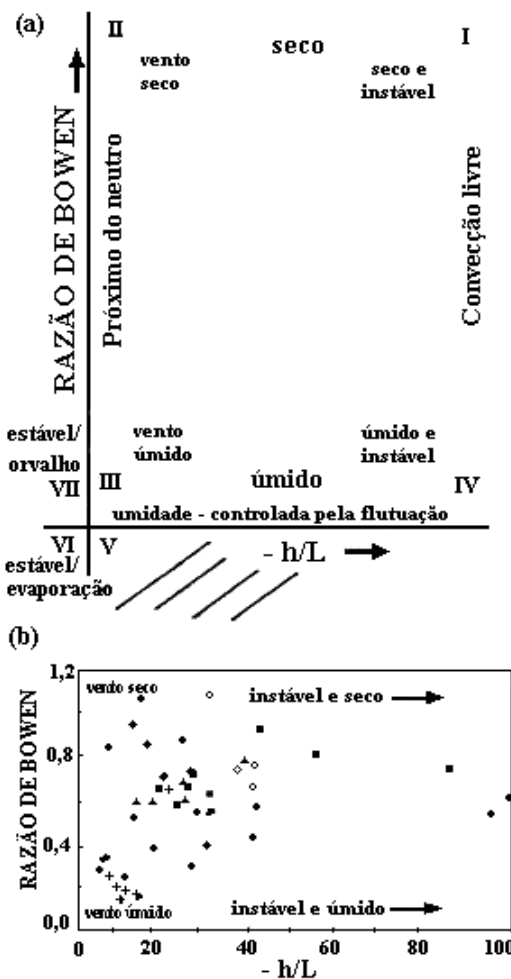


Figura 2 - (a) ERUs representados em “espaços de fase”, em termos de β e do parâmetro de estabilidade da camada limite (-h/L); (b) local, dentro dos ERUs, correspondente aos pontos de medidas realizadas durante os experimentos estudados por Mahrt (1991). Fonte: Adaptada de Mahrt (1991).

De acordo com Mahrt (1991) a Figura 2a é composta por quatro quadrantes. No entanto, para a CM o primeiro quadrante (superior à direita) é o principal, e nele estão representados quatro regimes de umidade, caracterizados da seguinte forma:

(I) Valor de β relativamente elevado e valor de $-h/L$ elevado, maior que 20 ou 30, o que exprime forte aquecimento e fraca evaporação na superfície, além de ventos fracos.

(II) Valores elevados de β , com fraca instabilidade na CLA (valor de $-h/L$ baixo, da ordem de 10) implicam em condições de vento seco. A geração de Energia Cinética Turbulenta (ECT), definida como a metade da soma das médias quadráticas das flutuações turbulentas das componentes de velocidade, é pouco importante quando comparada com a grande geração de cisalhamento vertical do vento médio. Contudo, neste caso, o fluxo de calor sensível é dominante no balanço de energia na superfície, comparativamente ao fluxo de calor latente, com valor relativamente baixo.

(III) Baixos valores de β e $-h/L$, os quais correspondem a condições de vento úmido, nas quais a evaporação à superfície é promovida principalmente pelo cisalhamento vertical do vento, que gera turbulência, o que exprime um fraco aquecimento da superfície.

(IV) Baixos valores de β associados a valores elevados de $-h/L$, situação que corresponde a ventos fracos e forte evaporação à superfície. Neste regime, no balanço de energia superficial, o fluxo de calor sensível é pequeno quando comparado ao fluxo de calor latente. Ainda, a geração da turbulência pela flutuabilidade é grande quando comparada à geração mecânica pelo fraco cisalhamento vertical do vento.

Os quadrantes restantes da figura correspondem a três regimes adicionais:

(V) O regime V corresponde a fluxo ascendente de calor e fluxo descendente de umidade, implicando em condensação de vapor d'água na superfície.

(VI) O regime VI, sobre o continente, em condições de tempo bom, ocorre predominantemente no início da noite, e corresponde a fluxo ascendente de umidade e fluxo descendente de calor na CLA. Isso também pode ocorrer sob condições nubladas, em que a evaporação superficial excede a radiação líquida à superfície.

(VII) Fluxos descendentes, de calor sensível e umidade, incluem os casos comuns de formação de orvalho, induzidos por perdas radiativas noturnas.

A Figura 2b mostra onde estão localizados, dentro dos ERUs, os vários dados coletados durante os experimentos analisados por Mahrt (1991).

A altura da CLA será determinada verificando-se a variabilidade vertical das temperaturas potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), pois dentro dessa camada, essas temperaturas possuem um perfil vertical aproximadamente constante e ao atingirem a camada de inversão os gradientes verticais das mesmas apresentam uma pronunciada declividade, que aumenta com a altura (Stull, 1988), conforme exemplo na Figura 3a. Ademais, para uma melhor precisão na determinação de h , também foi visualizado o perfil vertical da razão de mistura (r), pois o mesmo, ao atingir a camada de inversão, apresenta uma declividade profunda, a qual diminui com a altura (Stull, 1988), conforme exemplo da Figura 3b.

3. RESULTADOS

A Figura 4 mostra a distribuição dos ERUs no “espaço de fase” proposto por Mahrt (1991), para os dias analisados do experimento COBRA-PARÁ, nos horários de 9:00, 12:00 e 15:00 HL. Esses horários caracterizam o período diurno, em que a CM deve estar presente, caracterizando-se pela predominância de condições instáveis. Quando os dados se localizam na região III, espera-se que as condições de tempo

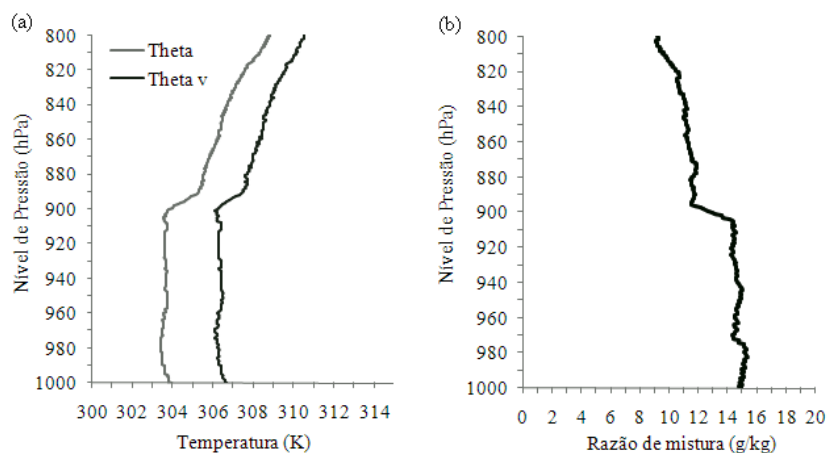


Figura 3 - Perfis verticais de: (a) θ (linha cinza) e θ_v (linha preta); (b) da razão de mistura, às 15:00 HL do dia 06/11/2006, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

sejam as de ventos úmidos, nas quais a evaporação da superfície é predominantemente devida ao cisalhamento do vento, o qual gera turbulência mecânica acompanhada de baixo fluxo de calor sensível à superfície (Mahrt, 1991). Em outras palavras, pode-se dizer que, durante a manhã (nesse acaso, às 9:00 HL), o fluxo de calor sensível é baixo e o fluxo de calor latente é relativamente alto (o que resulta em valores muito baixos de $-h/L$ no período), com maior aproveitamento da energia disponível pelo calor latente, ocasionando um fraco aquecimento da superfície, com geração de condições de estabilidade próximas da neutralidade.

Em decorrência dessas situações caracterizadas por condições instáveis e forte fluxo de calor latente, a umidade específica do ar, acima da floresta de Caxiuanã, apresenta valores significativos durante esse período, enquanto que os valores da temperatura do ar já não são tão elevados (Figura 5). Ou seja, o valor de temperatura média não é muito alto, mas a umidade específica média é bastante elevada. Em termos da geração de ECT, nesse horário as forçantes mecânicas dominam sobre as forçantes térmicas (baixos valores de $-h/L$), pois o cisalhamento do vento prevalece sobre o aquecimento da superfície. Isso faz com que a altura da CLA seja pouco desenvolvida (na média, ficou em torno de 391 m nesse horário).

Pode-se dizer ainda, que a partir desse período (9:00 HL) a CM, sob a ação da convecção térmica, passa a crescer rapidamente e, em consequência disso, o ar é entranhado através da fronteira entre as regiões dessa mistura “ativa” (cuja ação se dá no sentido de baixo para cima “bottom-up”) e aquela da cobertura de ar “passiva” (cuja ação se dá no sentido de cima para baixo “top-down”), sendo que esse rápido crescimento continua até o meio-dia, aproximadamente (Garstang e Fitzjarrald, 1999).

O horário das 12:00 HL, também é característico da região III, porém nesse horário o aquecimento da superfície cresce, pois as forçantes térmicas ainda estão aumentando, com o consequente aumento relativo do termo de geração de ECT via fluxo de calor sensível, comparativamente ao termo de geração de ECT por cisalhamento vertical da velocidade do vento, conforme expresso na equação do balanço da energia cinética turbulenta (Stull, 1988). Isso causa um aumento da temperatura média do ar (que atinge cerca de 28,2 °C). Conseqüentemente, esse maior aquecimento, provoca um aumento no desenvolvimento da CM, a qual passa a ter uma altura média de cerca de 915 m próximo do meio-dia. Por outro lado, com relação à umidade específica média (16 g.kg⁻¹), ressalte-se que ela sofreu uma pequena diminuição nesse horário. Esta pode ser atribuída a muitos fatores, não se descartando aqueles característicos da fisiologia vegetal (controle da abertura dos estômatos pela vegetação), além dos aerodinâmicos, associados à turbulência na CLA e à disponibilidade de água para evapotranspiração.

Efetivamente, Roberts et al. (1990; 1993) ao analisarem características da evapotranspiração da floresta amazônica, a partir de medidas realizadas na Reserva Ducke, próximo de Manaus, AM, durante o experimento “Amazonian Research Micrometeorological Experiment (ARME)”, salientaram que saldo de radiação, gradiente vertical de temperatura, déficit de umidade e velocidade do vento são grandezas que têm uma ação decisiva nos dois fatores associados à vegetação que podem influenciar nas perdas por transpiração: a condutância estomática (g_s), a qual é o controle que os estômatos exercem sobre a transpiração do vapor d’água, assimilação de carbono e respiração (Roberts et al., 1996), e a condutância aerodinâmica

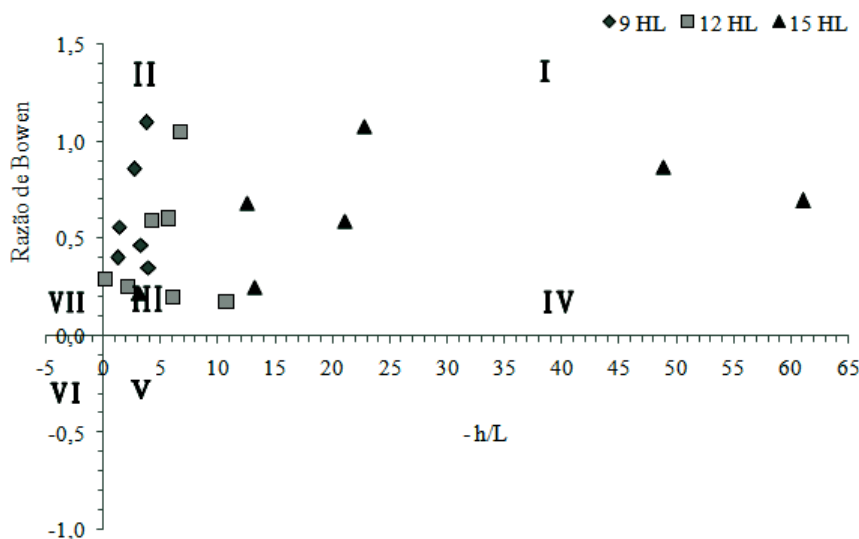


Figura 4 - “Espaço de fase” apresentando ERUs, agrupados nas classes propostas por Mahrt, com dados do experimento COBRA-PARÁ em horários em que predominam condições instáveis.

(g_a), que é o coeficiente de transferência turbulenta do vapor d'água da superfície para a atmosfera (Wright, 1996b). Eles também concluíram que, quando as medidas de g_s foram efetuadas bem no início da manhã, elas mostraram uma variação acentuada desta grandeza até o período entre 9:00 e 10:00 HL, a partir do qual apresentam um leve declínio, que vai se prolongar pelo restante do dia. As árvores, cujos dosséis se encontravam na parte superior da copa florestal, foram as que apresentaram os maiores valores de g_s e também as que apresentaram as maiores quedas no valor desta variável, depois de atingido seu valor máximo matinal. Por outro lado, a vegetação nos níveis mais baixos, próximos da superfície, mostrou valores menores de g_s , os quais variaram menos ao longo do dia, contrariamente ao verificado nos níveis mais altos. As variações diurnas dessa variável sofreram modificações determinadas pelos padrões do tempo verificadas acima da floresta. Por exemplo, quando o saldo de radiação se apresentou bastante elevado, com rápido aumento da temperatura e do déficit de umidade específica, houve queda acentuada nos valores de g_s . Porém, quando a radiação solar incidente esteve abaixo do patamar entre 600 e 700 $W.m^{-2}$, houve uma correlação positiva entre esta última variável e g_s .

Com relação à importância da quantidade de água no solo no controle de g_s , Roberts et al. (1996), em seu trabalho sobre índice de área foliar em áreas de pastagens e de floresta, nas localidades de Manaus, Ji-Paraná e Manaus, afirmam que houve pouca evidência, em todos os sítios de floresta, de que os valores de g_s são influenciados pela redução do conteúdo de água no solo. Porém, há evidência de que eles respondem à radiação e ao déficit de umidade do ar, e de que as respostas são semelhantes para diferentes florestas.

Souza Filho et al. (2005) fazendo um estudo sobre alguns mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração, com base em estimativas para a floresta de Caxiuanã, observaram que a transpiração para o período chuvoso ($2,9 \text{ mm.dia}^{-1}$) foi menor que a encontrada para o período menos chuvoso ($4,3 \text{ mm.dia}^{-1}$). Isso teria ocorrido porque o processo de transpiração é facilitado em função do aumento da condutância aerodinâmica (C_a). Dessa forma, ainda segundo Souza Filho et al. (2005), os maiores valores da velocidade do vento encontrados para a estação menos chuvosa, contribuíram para um maior valor da transpiração nesse período. Considerando também a importância da condutância superficial (C_s), parâmetro que representa a regulação da transpiração pelos estômatos (Wright, 1996a), Souza Filho et al. (2005) observaram um aumento acentuado da mesma nas primeiras horas da manhã, atingindo valores máximos entre 08:00 e 09:00 HL. A partir desse horário, os valores de C_s decresceram até o final da tarde, indicando o fechamento estomático. Ou seja, C_s guarda uma relação exponencial inversa com o déficit de vapor d'água atmosférico, para diferentes intervalos de irradiância solar global. Pode-se perceber que essa variação de C_s é semelhante àquela da umidade específica mostrada na Figura 5, ou seja, mudanças nos valores da umidade específica também dependem do controle estomático exercido pela floresta.

Conforme a classificação de Mahrt (1991), quando os ERUs se localizam na região IV, existem pequenos valores de e e grandes valores de $-h/L$, ocasiões em que a geração da turbulência pelo termo de flutuabilidade é grande, comparada àquela pelo termo de cisalhamento vertical do vento, em virtude deste último ser muito pequeno. Essas características, em parte,

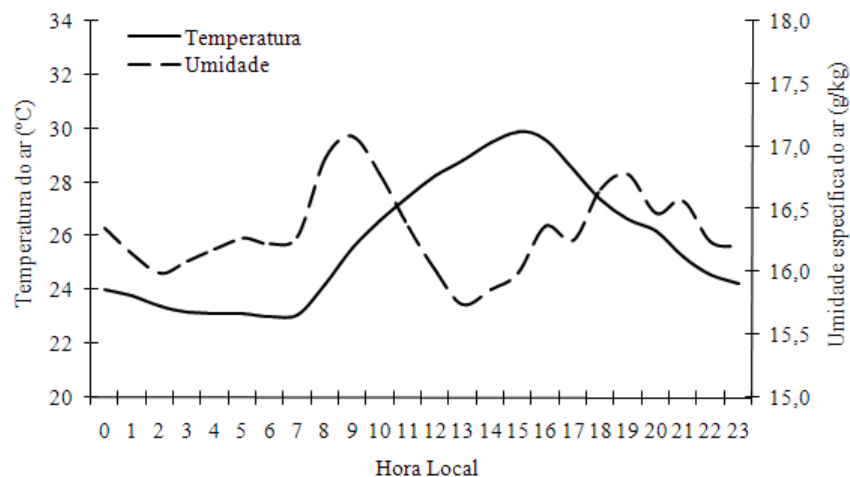


Figura 5 - Variação média horária da temperatura do ar (T) e da umidade específica do ar (q), na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

são semelhantes às observadas durante o experimento COBRA-PARÁ, pois com relação ao parâmetro $-h/L$, realmente nesse regime são observados os seus maiores valores. No entanto, em relação a β , apenas dois dados apresentaram valores entre 0 e 0,5, enquanto que os demais eventos apresentaram valores acima de 0,5, não sendo muito diferentes dos horários anteriores, mas em média, um pouco maiores. Prova disso são os valores médios de β para 09:00, 12:00 e 15:00 HL, que foram de 0,5; 0,5 e 0,6, respectivamente.

Esse regime caracteriza o período de maior desenvolvimento da altura da CLA (que foi de 1.072 m, em média), conseqüência do maior aquecimento da superfície, apresentando forte convecção e condições de grande instabilidade, as quais são ideais para formação de nuvens precipitantes. Garstang e Fitzjarrald (1999) afirmam que, sobre a Floresta Amazônica, uma CM rasa é incapaz de gerar e suportar uma nova convecção para se formarem nuvens precipitantes. Isso concorda com o fato de que para se ter formações de chuvas fortes, são necessárias, em geral, condições de tempo instáveis. Além do mais, durante a tarde o crescimento da CM fica lento, estabilizando-se até atingir uma profundidade máxima depois das 16:00 HL (Garstang e Fitzjarrald, 1999). Nesse horário a temperatura média se elevou para 29,8°C, e a umidade específica média teve uma leve queda em seu valor (15,9 g.kg⁻¹), sendo que essa diminuição da umidade concorda com a idéia de que a divergência do fluxo vertical de vapor d'água na CM resulta em uma queda da umidade específica do período da manhã para o período da tarde (Garstang e Fitzjarrald, 1999).

Através da Figura 4, é possível observar que não existem intervalos de β e $-h/L$, para diferenciar os horários

característicos das classes III e IV. Porém, quando o espaço de fase é representado em escala logarítmica (Figura 6), é possível perceber diferenças entre as duas classes. Nota-se que há uma tendência dos pontos representativos do horário das 15:00 HL se deslocarem da classe III para a classe IV. Na análise dos valores de β , observa-se que realmente não existe muita diferença entre os três horários, mas a Tabela 1 mostra um pequeno aumento no valor médio de β , do período da manhã (0,5) para o período da tarde (0,6), indicando que houve um aumento médio do fluxo de calor sensível. Em relação ao parâmetro $-h/L$, seus valores médios para às 09:00, 12:00 e 15:00 HL foram de -2,3; -3 e -10, respectivamente, o que indica um aumento, em módulo, desse parâmetro. Isso mostra que na metodologia de Mahrt (1991) as classes III e IV são melhor diferenciadas, na região de Caxiuaná, durante o experimento COBRA-PARÁ, no que concerne ao crescimento da CLA e ao cisalhamento do vento.

Ainda, na Figura 6, é possível observar que há diferenças na distribuição dos pontos que representam dias com e sem precipitação. No dia 11/11 (pontos com círculo vazado), não há dados de fluxo de calor latente às 09:00 HL, dificultando a representação desse ponto no espaço de fase. Nesse dia houve ocorrência de chuva, e nos horários das 12:00 e 15:00 HL, a razão de Bowen foi de 0,29 e 0,25, respectivamente, o que mostra que a precipitação causou uma diminuição no valor desse parâmetro. Porém, o parâmetro $-h/L$, teve valores de 0,22 (às 12:00 HL) e 13,1 (às 15:00 HL), indicando que nesse período houve modificação substancial na altura da CLA, que esteve muito baixa em ocasião de precipitação intermitente. Por outro lado, quando não houve precipitação, no caso o dia 9/11 (pontos com círculo contínuo), há uma evolução satisfatória dos pontos

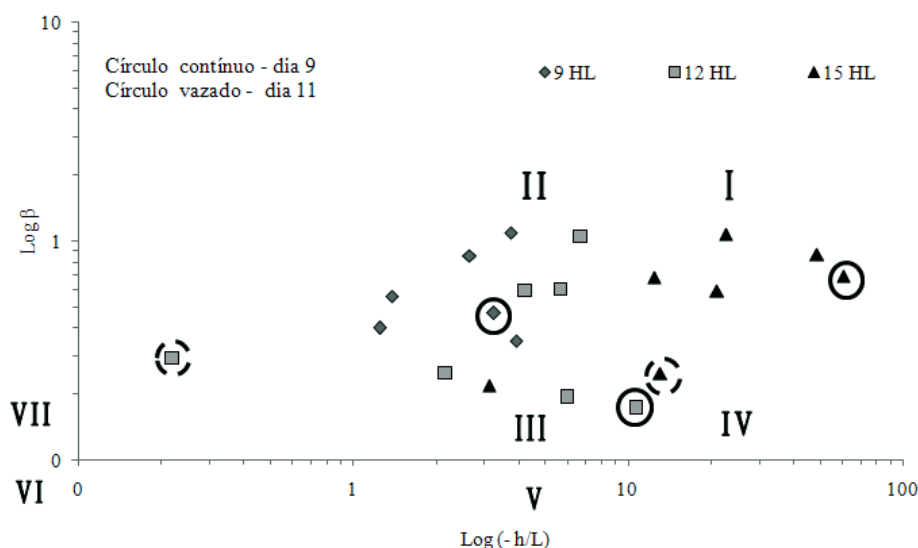


Figura 6 - “Espaço de fase”, em escala logarítmica, apresentando ERUs, agrupados nas classes propostas por Mahrt, com dados do experimento COBRA-PARÁ, às 09:00, 12:00 e 15:00 HL.

representativos dos horários das 09:00, 12:00 e 15:00 HL, que se deslocam da classe III para a classe IV, mostrando um aumento da razão de Bowen e do parâmetro de estabilidade entre 9:00 e 15:00 HL, contrariamente ao ocorrido no dia 11/11.

Vale ressaltar que durante os sete dias analisados, em quatro deles ocorreu chuva (Figura 7), sendo que os maiores valores de precipitação observados nos dias 11 (59 mm) e 12 (32 mm) foram provocados pela presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a qual esteve presente sobre a região no período de 10 a 14/11. A Figura 8 mostra a temperatura de brilho médio obtida pelo satélite GOES-12 nesse período. Nota-se que a ZCAS se formou durante o período do experimento cobrindo a maior parte do estado do Pará (incluindo a região de estudo), e que a presença desse sistema modificou a estrutura termodinâmica da região de Caxiuanã (Silva, 2008). Dessa forma, pode-se supor que caso não houvesse ocorrência de chuva e a influência da ZCAS durante o experimento COBRA-PARÁ, provavelmente, os valores de β e $-h/L$ mostrariam um padrão diferente, condição que possibilitaria classificá-los mais definitivamente entre as classes III e IV.

Condições de tempo diferenciadas dos horários anteriores são mostradas pelos ERUs contidos na região VI, Figura 9, os quais são representativos dos horários das 18:00, 21:00, 00:00 e 03:00 HL. Pois, a partir das 17:00 HL, a ativa mistura da CM decaiu rapidamente com a diminuição do fluxo de calor na superfície (tendendo para zero) e, em seguida, mudou de sinal, (situação discutida por Garstang e Fitzjarrald (1999) para outro experimento na Amazônia) permanecendo negativo ao longo da noite. A Figura 10 representa um exemplo da mudança de sinal do fluxo de calor sensível, quando o saldo de radiação passa a ser negativo a partir das 17:00 HL.

Essa região é caracterizada pela presença de fluxo de calor descendente e fluxo de umidade ascendente (características do período noturno na floresta Amazônica (Sá et al., 1988)). Ou seja, durante a noite, a floresta devolve para a atmosfera uma maior quantidade de energia em forma de calor latente (umidade) e recebe da atmosfera calor sensível para compensar as trocas (Bastable et al., 1993). Por outro lado, à noite, a temperatura do ar à altura da copa da floresta (e aquela da atmosfera acima), é significativamente desacoplada daquela da

Tabela 1 - Valores de H, LE, β , h, L e $-h/L$, nos horários característicos das classes III (9:00 e 12:00 HL) e IV (15:00 HL).

Hora Local	H ($W.m^{-2}$)	LE ($W.m^{-2}$)	β	h (m)	L (m)	$-h/L$
09:00	86,9	185,9	0,5	390,7	-171,7	-2,3
12:00	113,2	242,7	0,5	914,7	-300,9	-3,0
15:00	132,9	238,4	0,6	1072,4	-107,6	-10,0

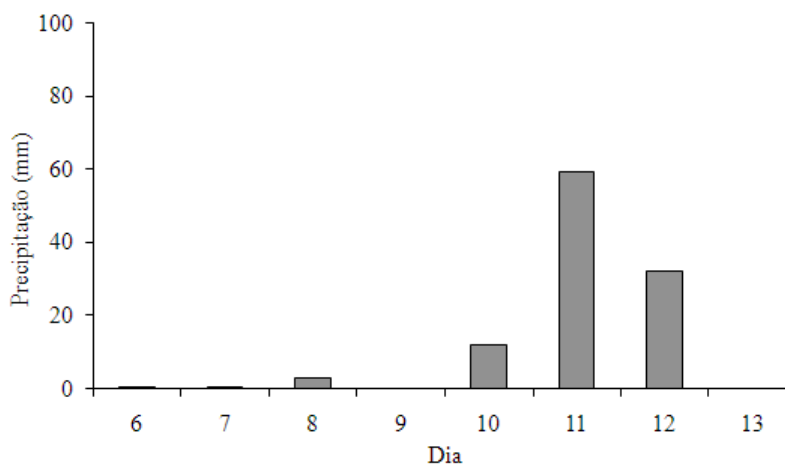


Figura 7 - Variação diária da precipitação durante o período analisado do experimento COBRA-PARÁ.

maior parte da vegetação mais baixa. Sem dúvida, isto é devido à diminuição nas trocas turbulentas com o aumento da estabilidade atmosférica acima do dossel (Shuttleworth et al., 1985).

Nesse regime, não existe mais uma camada de mistura acima da superfície e passa a existir a Camada Limite Noturna (CLN), apresentando uma característica estável próxima da superfície. Porém, em Caxiuanã, há ocorrência de fortes episódios de rajadas de vento entre o fim da tarde e o início da noite, os quais provocam uma queda de temperatura local e estabilizam a atmosfera inferior, possivelmente como consequência da ação de movimentos descendentes de ar (*outflows*) provenientes de nuvens convectivas próximas (Nogueira et al., 2006). Em consonância com esse raciocínio Machado et al. (2002),

ao discutirem a evolução diurna da atividade convectiva na Amazônia, ressaltam que com o aumento da cobertura de nuvens, a partir do final da manhã, a convecção atua como um elemento de retroalimentação (feedback) negativa amortecendo a convecção, saturando a camada limite e extinguindo o fluxo vertical de vapor d'água.

Enquanto a cobertura de nuvens convectivas for importante, a superfície fica aproximadamente saturada e a baixa atmosfera torna-se fortemente estável. Os intensos movimentos descendentes de ar (*downdrafts*), que então ocorrem, estabilizam a subcamada de nuvens via resfriamento e secamento da atmosfera. É possível que esta seja uma das razões de não se chegar à saturação acima do dossel nas noites

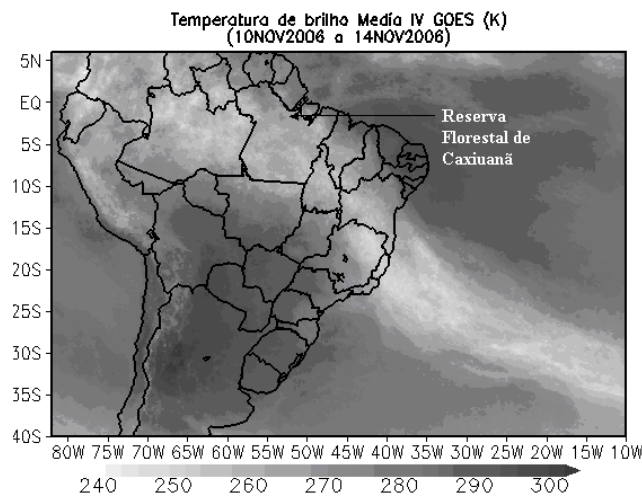


Figura 8 - Campo ilustrativo da temperatura de brilho médio, obtida pelo satélite GOES-12, durante o episódio de ZCAS que ocorreu no período de 10 a 14/11/06.

Fonte: Adaptada de Climanálise (2006).

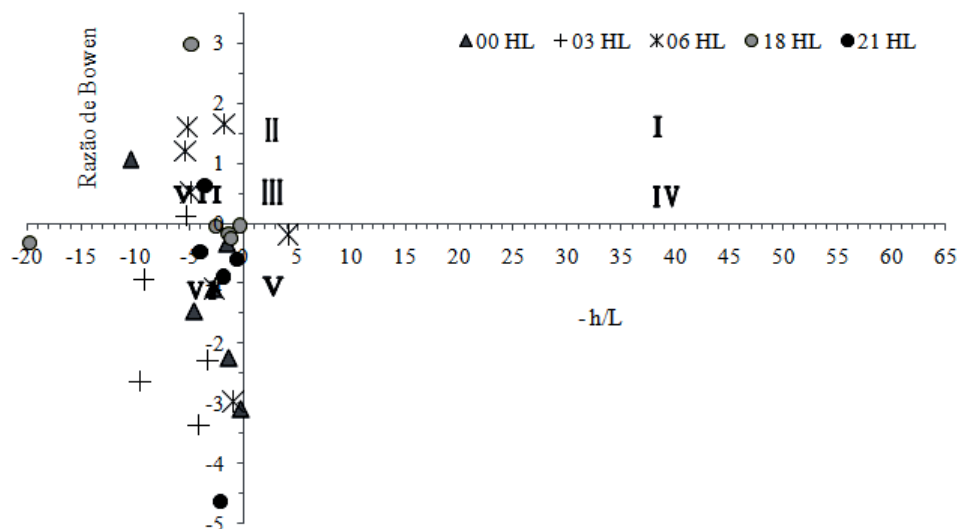


Figura 9 - “Espaço de fase” apresentando ERUs, agrupados nas classes propostas por Mahrt, com dados do experimento COBRA-PARÁ em horários em que predominam condições estáveis.

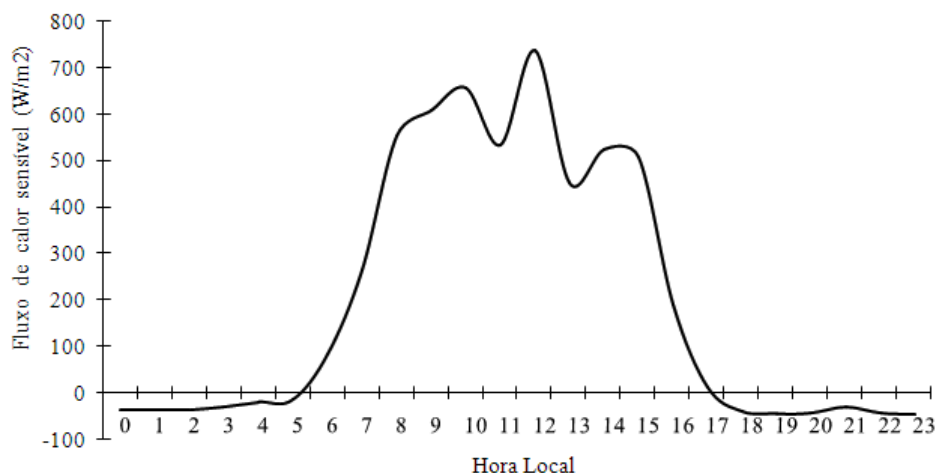


Figura 10 - Ciclo diário do saldo de radiação no dia 07/11/06, em Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

de Caxiuanã. Eventos de rajada em Caxiuanã no início da noite, documentados por Nogueira et al. (2006), ajudam a corroborar as conclusões acima.

Os valores médios da temperatura do ar para os horários de 18:00, 21:00, 00:00 e 03:00 HL foram de 27,4; 25,2; 24 e 23,2 °C, enquanto que a umidade específica do ar, para os mesmos horários, foi de 16,7; 16,6; 16,4 e 16,1 g.kg⁻¹, respectivamente. Isso mostra que das 18:00 para as 03:00 HL ocorreu uma diminuição da temperatura do ar de 4 °C, aproximadamente, (o que pode estar relacionada com o resfriamento radiativo noturno), mas com relação a umidade específica, ocorreu apenas uma diminuição de 0,6 g.kg⁻¹, nesse período, não sendo muito significativo.

Pode-se dizer, também, que nesse período ocorreu uma diminuição dos fluxos de calor sensível e de calor latente, concomitante à formação da CLN. A altura média da CLN às 18:00 HL foi de 278 m, enquanto que seu valor se modificou para 99, 104 e 88 m, nos horários de 21:00, 00:00 e 03:00 HL, respectivamente. Rocha et al. (2002) encontraram, para essa mesma ordem horária, alturas médias da CLN de 200, 250 e 270 m, na Reserva Florestal do Jarú (Rebio Jarú), em Rondônia, durante a época seca. Ou seja, eles observaram um crescimento da CLN ao longo da noite, diferentemente do encontrado aqui, em que houve um decréscimo da altura dessa camada. No entanto, Garstang e Fitzjarrald (1999,) comentam que à noite, em algumas regiões da Floresta Amazônica, devido às fortes perdas radiativas e à formação da inversão noturna, a CLN é reduzida a alturas menores que 200 m, o que está mais de acordo com os resultados encontrados aqui. Ressalte-se que os resultados de Rocha são para floresta em Rondônia, os de Garstang e Fitzjarrald são para Manaus, e os resultados apresentados

aqui são para o Pará. Além disso, a determinação da altura da CLN depende muito do método utilizado. Ademais, padrões do escoamento atmosférico na escala sinótica, também podem interferir no crescimento da CLA e na formação de nuvens, atividade elétrica na atmosfera, dentre outros fenômenos, conforme discutido por Strong et al. (2005), que salientam a importância da direção do vento, em escala sinótica, na determinação das características da evolução da CLA diurna na Amazônia Ocidental.

Já o horário das 06:00 HL foi representativo da região VII, em que a variação de $-h/L$ não se mostrou muito diferente da verificada nos horários anteriores. No entanto, com relação à razão de Bowen os seus valores passaram a ser predominantemente positivos, já que, tanto o fluxo de calor sensível como o de calor latente, foram descendentes nesse período. Isso caracteriza a presença de orvalho, pois nesse horário, o ar acima da superfície (que se encontra mais quente) ao entrar em contato com a mesma (que se encontra mais fria que o ar acima dela, devido à perda de calor por radiação durante a noite) se resfria e condensa.

4. CONCLUSÕES

Nesse estudo foi aplicado um critério de classificação de regimes de umidade proposto na literatura para caracterizar diferentes “estados” da Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT), através de sua representação em um “espaço de fase”, em que os dados são agrupados em função da razão de Bowen, β , e do parâmetro de estabilidade, $-h/L$, (onde h é a altura da Camada Limite Atmosférica (CLA) e L é o comprimento de Obukhov). A partir disso, foi possível observar a ocorrência

das seguintes classes: classe I: ar seco e instável; classe II: vento seco predominante; classe III: vento úmido; classe IV: condição úmida e instável; classe V: condensação de vapor d'água na superfície; classe VI: condição estável dominante; e classe VII: formação de orvalho induzido por radiação noturna resfriando a superfície.

Para essa análise foram utilizados dados de radiossondagens e micrometeorológicos coletados na floresta de Caxiuanã (representando o clima quente e úmido da região Amazônica) durante o Experimento COBRA-PARÁ, no período de 06 a 13/11 de 2006. Os resultados mostraram que nos horários das 09:00 e 12:00 HL, os dados foram representativos da região III, a qual representou 32,7 % dos dados. No período da tarde (15:00 HL), alguns Estados de Regimes de Umidade (ERUs) se enquadraram na região III, mas esse horário foi mais frequentemente representativo da região IV (representando 8,2% dos dados). No entanto, pelo fato de terem ocorrido eventos de precipitação e, principalmente, devido à presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a região, durante o período analisado, a diferenciação entre as classes III e IV aponta para um aspecto interessante de modificação dos regimes de umidade na atmosfera tropical. Ou seja, um padrão diferente poderia ser observado na distribuição dos pontos dentro do espaço de fase, caso não tivesse ocorrido uma modificação da estrutura da atmosfera por tais fenômenos. Já os horários de 18:00, 21:00, 00:00, 03:00 e 06:00 HL foram distribuídos entre as classes V, VI e VII, que representaram 2, 40,8 e 16,3%, respectivamente, do total de 49 pontos utilizados, sendo que nesses horários os ERUs mostraram uma condição estável.

5. AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa foi parcialmente financiada pelo MCT e CNPq/PADCT, através do Instituto do Milênio, com os Projetos nº 62.0056/01-0, e nº 620065/01-0 e pela FADESP/SECTAM/PRONEX, contrato nº 1082. Ludmila Monteiro da Silva agradece a Fundação Djalma Batista (pela bolsa de Mestrado). Leonardo Sá agradece ao CNPq (pela bolsa de produtividade em pesquisa, processo 304981/2007-9 e pelo auxílio proporcionado pelo edital universal, processo 481340/2004-1). Os autores agradecem ao Museu Paraense Emílio Goeldi e ao IBAMA, que proporcionaram todas as facilidades para o bom andamento da coleta de dados, ao Escritório Central do LBA, ao LIM-CPTEC-INPE e a Faculdade de Meteorologia da UFPA pelo apoio às atividades experimentais em Caxiuanã.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BASTABLE, H. G.; SHUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. L. G.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Observations of Climate, Albedo and Surface Radiation Over Cleared and Undisturbed Amazonian Forest. **International Journal of Climatology**, v.13, n. 7, p. 783-796, 1993.
- CLIMANÁLISE. Boletim de monitoramento e análise climática. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, v. 21, n. 11, novembro 2006. Disponível em: <http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim/index1106.shtml>. Acesso em: 6 jul. 2009.
- GARRATT, J. R. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992.
- GARSTANG, M.; FITZJARRALD, D. R. **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics**. New York: Oxford University Press, 1999.
- LUDLAM, F. H. Cumulus and Cumulonimbus Convection. **Tellus**, XVIII, p. 687-698, 1966.
- MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; LIMA, A. A. Diurnal March of the Convection Observed During TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research**, 107 (D20), 0.1029/2001JD000338. 2002.
- MAHRT, L. Boundary-layer Moisture Regimes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 117, n. 497a, p. 151-176, 1991.
- NOGUEIRA, D. S.; SÁ, L. D. A.; COHEN, J. C. P. Rajadas Noturnas e Trocas de CO₂ Acima da Reserva Florestal de Caxiuanã, PA, Durante a Estação Seca. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 213-223, 2006.
- RIEHL, H. **Climate and weather in the tropics**. New York: Academic Press, 1979.
- ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; AGUIAR, L. F. Stomatal and Boundary-Layer Conductances in an Amazonian Terra Firm Rain Forest. **Journal of Applied Ecology**, v. 27, p. 336-353, 1990.
- ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; FISCH, G.; MOLION, L. C. B.; MOORE, C. J.; SHUTTLEWORTH, W. J. Transpiration from an Amazonian Rainforest Calculated from Stomatal Conductance. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 65, n. 3-4, p. 175-196, 1993.
- ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; COSTA, J. P.; McWILLIAM, A. L. C.; SÁ, T. D. A. An Overview of the Leaf Area Index and Physiological Measurements During ABRACOS. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996.
- ROCHA, C. H. E. D. ; LYRA, R. F. F. ; SILVA, M. R. G. ; SILVA, A. E. ; LEITE, C. C. ; SILVA, D. A. F. ; CIAMPI, B. L. Evolução da camada limite atmosférica no Oeste da Amazônia – comparação entre as estações seca e chuvosa - parte 1: em área de floresta nativa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais**. Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002. v. 1, p. 2165-2169.

- SÁ, L. D. A.; VISWANADHAM, Y; MANZI, A. O. Energy Flux Partitioning over the Amazon Forest. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 39, n. 1, p. 1-16, 1988.
- SELLERS, P. J. Canopy Reflectance, Photosynthesis and Transpiration. **International Journal of Remote Sensing**, v. 6, n. 8, p.1335-1372, 1985.
- SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERT, J. MARQUES FILHO, A. O.; FISCH, G.; SILVA FILHO, V. P.; RIBEIRO, M. N.; MOLION, L. C. B.; SÁ, L. D. A.; NOBRE, C. A.; CABRAL, O. M. R.; PATEL, S. R.; MORAES, J. C. Daily Variations of Temperature and Humidity Within and Above Amazonian Forest. **Weather Magazine**, v. 40, n. 4, p. 102-108, 1985.
- SILVA, L. M. **Caracterização de regimes de umidade em regiões tropicais: comparação entre floresta e savana**. 2008. 134f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.
- SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P. Mecanismos de Controle da Variação Sazonal da Transpiração de uma Floresta Tropical no Nordeste da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 223-229, 2005.
- STRONG C.; FUENTES, J. D.; GARSTANG M.; BETTS, A. K. Daytime Cycle of Low-Level Clouds and the Tropical Convective Boundary Layer in Southwestern Amazonia. **American Meteorological Society**, v. 44, n. 10, p. 1607-1619, 2005.
- STULL, R. B. **An introduction on boundary layer meteorology**. London: Kluwer Academic Publishers, 1988.
- VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, D.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E. The South American Low-Level Jet Experiment. **American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63-77, 2006.
- WRIGHT, I. R.; GASH, J. H. C.; ROCHA, H. R.; ROBERTS, J. M. Modelling Surface Conductance for Amazonian Pasture and Forest. In: GASH, J. H. C. et al. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996a.
- WRIGHT, I. R.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; ROCHA, H. R.; ROBERTS, J. M.; VERTAMATTI, E.; CULF, A. D.; ALVALÁ, R. C. S.; HODNETT, M. G.; UBARANA, V. N. Towards a GCM Surface Parameterization of Amazonian. In: GASH, J. H. C. et al. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996b.