

**JOSÉ DANILO DA COSTA SOUZA FILHO**

**VARIAÇÃO SAZONAL DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO  
E ENERGIA SOBRE A FLORESTA DE CAXIUANÃ**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

**VIÇOSA  
MINAS GERAIS - BRASIL  
2002**

**JOSÉ DANILO DA COSTA SOUZA FILHO**

**VARIAÇÃO SAZONAL DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE  
RADIÇÃO E ENERGIA SOBRE A FLORESTA DE CAXIUANÃ**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 28 de fevereiro de 2002.

---

Prof. Marcos Heil Costa  
(Conselheiro)

---

Prof. Julia Clarinda Paiva Cohen  
(Conselheira)

---

Prof. Edson Paulino da Rocha

---

Prof. Luiz Cláudio Costa

---

Prof. Aristides Ribeiro  
(Orientador)

***A Deus por tudo.***

***Aos meus pais, Danilo Souza e Maria Regina (in memoriam).***

***À minha querida esposa, Edjane Souza pelo apoio mesmo em horas difíceis.***

***Aos meus queridos filhos, Kauê e Caio.***

***Aos meus irmãos, Reginaldo, Ricardo, Ronaldo e Érika.***

## **AGRADECIMENTO**

À Universidade Federal de Viçosa pela oportunidade de realizar o curso.

Ao professor Aristides Ribeiro pela confiança e pela orientação.

A CAPES pela concessão da bolsa de estudo.

Aos professores Marcos Heil e Julia Cohen.

Aos colegas do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Pará.

Aos professores Lôla , José Maria e ao grupo do CARBOPARA pela coleta e concessão dos dados.

A minha querida esposa Edjane, pelo estímulo, pela compreensão e pela paciência.

Aos amigos do curso de Meteorologia Agrícola, em especial, a Bérqson, Dalmácio, Guilherme, Gustavo, José Luiz, Leila, Márcia, Meire, Sílvia, que além do incentivo proporcionaram momentos de descontração e amizade.

A todos, que mesmo não citados, contribuíram de forma efetiva na construção deste trabalho.

## **BIOGRAFIA**

JOSÉ DANILO DA COSTA SOUZA FILHO, filho de José Danilo da Costa Souza e Maria Regina Otero Perez Souza, natural de Belém, Pará, nasceu no dia 09 de julho de 1964. Em 1992 graduou-se em Meteorologia pela Universidade Federal do Pará. É Professor do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Pará desde janeiro de 1998. Em fevereiro de 2000 iniciou o curso de Mestrado em Meteorologia Agrícola na Universidade Federal de Viçosa-MG.

## CONTEÚDO

	<b>Página</b>
CONTEÚDO.....	v
LISTA DE TABELAS .....	vii
LISTA DE FIGURAS .....	viii
LISTA DE SÍMBOLOS.....	x
RESUMO .....	xii
1 - INTRODUÇÃO .....	1
2 - REVISÃO DE LITERATURA.....	4
3 - MATERIAIS E MÉTODOS .....	8
3.1 - Descrição do sitio experimental.....	8
3.2 - Sistema de fluxos e instrumentos meteorológicos.....	9
3.3 - Balanço de radiação.....	12
3.3.1 - Balanço de radiação de ondas curtas.....	12

3.3.2 - Balanço de radiação de ondas longas .....	13
3.3.3 - Caracterização de dias de céu claro e céu nublado .....	15
3.4 - Balanço de energia.....	15
3.5 - Determinação da evapotranspiração.....	16
3.5.1 - Condutância da superfície .....	16
3.5.2 - Condutância aerodinâmica .....	18
3.5.3 - Fator de desacoplamento .....	19
4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	20
4.1 - Caracterização dos períodos de estudo .....	20
4.2 - Radiação solar.....	24
4.2.1 - Radiação solar global ( $K\downarrow$ ).....	24
4.2.2 - Radiação solar global refletida ( $K\uparrow$ ) e albedo ( $a$ ).....	28
4.2.3 - Balanço de radiação de ondas curtas ( $K^*$ ).....	32
4.3 - Radiação terrestre e atmosférica (ondas longas).....	33
4.4 - Saldo de radiação ( $R_n$ ) .....	40
4.4.1 - Análise do balanço de radiação para dias de céu claro e nublado	42
4.5 - Balanço de energia.....	46
4.5.1 - Evapotranspiração .....	50
4.5.1.2 - Condutância da superfície .....	50
4.5.1.3 - Condutância aerodinâmica .....	53
4.5.1.3 - Fator de desacoplamento .....	55
5 - CONCLUSÕES .....	58
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	60
APÊNDICE 1 .....	65
APÊNDICE 2.....	66

## LISTA DE TABELAS

	<b>Página</b>
Tabela 1 - Totais diários médios dos componentes do balanço de radiação ( $R_n$ ), para os períodos estudados.....	41
Tabela 2 - Totais diurnos da radiação solar incidente ( $K\downarrow$ ) e da radiação solar extraterrestre ( $R_o$ ), para os dias de céu claro ( $CC = K\downarrow / R_o > 0,5$ ) e céu nublado ( $CN = K\downarrow / R_o < 0,35$ ).....	43
Tabela 3 - Totais diários médios dos componentes do balanço de radiação ( $R_n$ ), para os dias de CC e CN. ....	44
Tabela 4 - Valores médios do saldo da radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor no solo mais a energia armazenada pela biomassa ( $G+S$ ), para os períodos estudados.....	47
Tabela 5 - Resultado da regressão entre $C_s$ ( $m\ s^{-1}$ ) e $DPV$ (hPa) para faixas de $K\downarrow$ .....	53



## LISTA DE FIGURAS

	<b>Página</b>
Figura 1 - Anemômetro sônico (a), IRGA (b), painel solar (c) e saldo de radiação (d) .....	10
Figura 2 - Variação dos totais diários de precipitação durante o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).....	22
Figura 3 - Variação horária dos totais de chuva para os períodos estudados.....	23
Figura 4 - Distribuição de frequência da precipitação no período diurno, para os dias estudados.....	24
Figura 5 - Variação do total diário da irradiância solar global ( $K_{\downarrow}$ ), para o período chuvoso (a) e para o período menos chuvoso(b).....	26
Figura 6 - Variação horária média da radiação solar global ( $K_{\downarrow}$ ) para os períodos chuvoso (a) e menos chuvoso (b). As barras indicam o desvio padrão.....	27
Figura 7 - Variação média diária do albedo para os períodos chuvoso (a) e menos chuvoso (b).....	29
Figura 8 - Variação média horária do albedo, para os períodos estudados. As barras indicam o desvio padrão.....	31
Figura 9 - Comportamento médio horário do balanço de onda curta ( $K^*$ ), para os períodos de estudo.....	33
Figura 10 - Variação do total diário do balanço de onda longa, (a) para o período chuvoso e (b) menos chuvoso.....	34
Figura 11 - Comportamento médio horário da temperatura do ar (a) e (b), pressão de vapor (c) e (d) e concentração de CO <sub>2</sub> (e) e (f).....	36

Figura 12 - Balanço de onda longa medido e modelado.....	37
Figura 13 - Variação temporal do balanço de onda longa, (a) chuvoso e (b) menos chuvoso. Medido (—), modelo gerado (o), modelo de Brunt (●) e modelo de Allen (*). .....	39
Figura 14 - Comportamento médio horário do balanço de radiação de onda longa ( $L^*$ ), para os períodos estudados.....	40
Figura 15 - Comportamento médio horário dos componentes do balanço de radiação para os dias de céu claro (a), e céu nublado (b).....	45
Figura 16 - Variação média horária da radiação de onda longa emitida pela atmosfera ( $L\downarrow$ ), durante os dias de CC e CN.....	46
Figura 17 - Variação média horária das componentes do balanço de energia para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b)...	49
Figura 18 - Variação média diurna da condutância da superfície ( $C_s$ ) para o dossel seco (a) e déficit da pressão de vapor (b).....	51
Figura 19 - Relação entre a condutância da superfície e o déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ), para três faixas de irradiação solar global ( $K\downarrow$ ).....	53
Figura 20 - Variação média diurna da condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) (a) e velocidade média do vento (b).....	55
Figura 21 - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento ( $\Omega$ ), para os períodos estudados.....	57
Figura 22 - Comportamento médio horário do fluxo de vapor d'água medido acima do dossel para os períodos estudados .....	58

## LISTA DE SÍMBOLOS

$a$	- albedo.
$C_a$	- condutância aerodinâmica ( $\text{m s}^{-1}$ ).
$C_s$	- condutância da superfície ( $\text{m s}^{-1}$ ).
$c_p$	- calor específico do ar úmido ( $\text{J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ).
$DJs$	- dia juliano.
$DPV$	- deficit da pressão de vapor (hPa).
$d$	- deslocamento do plano zero.
$\Delta$	- declinação solar.
$E$	- evapotranspiração medida (mm).
$\phi$	- latitude.
$g$	- aceleração da gravidade ( $\text{m s}^{-2}$ ).
$H$	- fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ).
$h$	- altura média do dossel.
$K^*$	- saldo de radiação de ondas curtas ( $\text{W m}^{-2}$ ).
$K^-$	- irradiação solar global incidente ( $\text{W m}^{-2}$ ).

$K$	- irradiação solar global refletida ( $W m^{-2}$ ).
$LE$	- fluxo de calor latente ( $W m^{-2}$ ).
$L^*$	- saldo de radiação de ondas longas ( $W m^{-2}$ ).
$L^-$	- irradiância de onda longa da atmosfera ( $W m^{-2}$ ).
$L$	- radiância de onda longa da superfície terrestre ( $W m^{-2}$ ).
$R_n$	- saldo de radiação ( $W m^{-2}$ ).
$R_o$	- radiação solar extraterrestre ( $MJ m^{-2}$ ).
$S$	- fluxo de calor no solo ( $W m^{-2}$ ).
$T$	- temperatura absoluta do ar (K).
$d$	- declividade da curva de pressão de saturação ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ ).
$r_a$	- massa específica do ar ( $kg m^{-3}$ ).
$g$	- constante psicrométrica ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ ).
$W$	- coeficiente de desacoplamento.
$k$	- constante de von Karman (0,4).
$u$	- velocidade média do vento a altura $z$ (51,5 m).
$z$	- altura onde foi medida a velocidade do vento (60 m)
$z_0$	- rugosidade da superfície.
$\lambda$	- calor latente de vaporização ( $J kg^{-1}$ ).
$\Psi_H$	- fator de correção para o fluxo de calor sensível.
$\Psi_M$	- fator de correção para o fluxo de momentum.
$\zeta$	- parâmetro de estabilidade atmosférica.
$u^*$	- velocidade de fricção ( $m s^{-1}$ ).

## RESUMO

SOUZA FILHO, José Danilo da Costa, M. S., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2002. **Varição sazonal dos componentes do balanço de radiação e energia sobre a floresta de Caxiuanã.** Orientador: Aristides Ribeiro. Conselheiros: Marcos Heil Costa e Julia Clarinda de Paiva Cohen.

No presente trabalho, utilizou-se dados do projeto LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) coletados na reserva florestal de Caxiuanã (latitude 01° 42' 30" S, longitude 51° 31' 45" W e altitude 60 m), leste da Amazônia. Foram avaliados os componentes do balanço de radiação e balanço de energia, coletados no topo de uma torre micrometeorológica de 56 m de altura, para dois períodos distintos, sendo um representativo do período chuvoso, compreendido entre 16/05 a 27/06/99, e outro representativo do período menos chuvoso, compreendido entre 26/08 a 24/09/99. Os elementos meteorológicos, incluindo-se os quatro componentes

do balanço de radiação, foram medidos em uma estação meteorológica automática. Os fluxos de calor latente e calor sensível foram medidos através da técnica de covariância de vórtices turbulentos. O objetivo deste trabalho foi avaliar as variações temporais dos componentes do balanço de radiação e balanço de energia, visando entender os controles biológicos e climáticos destes processos. O albedo médio foi superior durante o período menos chuvoso quando comparado com o período chuvoso. O modelo desenvolvido para estimar o balanço de ondas longas apresentou um bom ajuste, com coeficiente de determinação de 0,79. Em geral, os valores médios dos componentes do balanço de radiação foram maiores no período menos chuvoso. Durante dias de céu claro, o balanço de radiação foi o dobro do observado para dias de céu nublado. A energia disponível para o processo de evapotranspiração ( $LE/R_n$ ), foi 25% superior durante o período menos chuvoso. A evapotranspiração média diária foi  $2,9 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $4,3 \text{ mm dia}^{-1}$ , para o período chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. Verificou-se que a condutância de superfície guarda uma relação exponencial inversa com o déficit de vapor de água atmosférico, para diferentes intervalos de irradiância solar global, satisfatoriamente representada através de um modelo de estimativa gerado. A análise horária do fator de desacoplamento sugere que a evapotranspiração, durante a manhã, tem um maior controle realizado pela disponibilidade de energia, quando comparado ao período menos chuvoso. Durante a tarde verifica-se que o dossel da floresta progressivamente tende a estar mais acoplado à atmosfera, para ambos os períodos estudados.

## ABSTRACT

SOUZA FILHO, José Danilo da Costa, M. S., Universidade Federal de Viçosa, February 2002. **Seasonal variation of the components the radiation and energy balance on the forest of Caxiuanã**. Adviser: Aristides Ribeiro. Committee members: Marcos Heil Costa and Julia Clarinda de Paiva Cohen

This dissertation used data from LBA project (Large scale of Biosphere-Atmosphere Experiment of Amazonia) which was carried out at Caxiuanã Forest, located at part east of Amazônia. It was analyzed Radiation and Energy Balance components collected at the top of a micrometeorological tower of 56 m high, during two different periods, representing both wet (16/05 to 27/06/99), and dry season(26/08 to 24/09/99). Not only meteorological variables but also four Radiation balance components, were measured at an Automatic Weather Station (AWS). Both Sensible and Latent heat fluxes were carried out by using eddy covariance techniques. The aim of this work was to check seasonal variations

of both Radiation and Energy Balance components, where we tried to understand the biological and climatic controls of these processes. The mean albedo was higher during dry than wet season. The diurnal Long Wave Radiation Balance estimated by the model used in this work showed a good adjustment to the collected data, having a coefficient of determination of 0,79. In general, the mean values of the Radiation Balance components were higher during dry season. During clear-sky conditions, the Radiation Balance value was twice that one observed during clouded days. It was found a negative relation, significant, between surface conductance and vapour pressure deficit (VPD), over different bands of Global Solar Radiation. The hourly-analysis of the decoupling factor, suggest that from 14:00 h toward, the canopy of the Forest used to be more decoupling than the atmosphere, for both periods. It was noticed that even we have been observed a higher amount of rain during wet period, the Evapotranspiration was higher during dry period.





## 1 - INTRODUÇÃO

A Floresta Amazônica possui uma área estimada de 6,3 milhões de quilômetros quadrados, sendo cinco milhões aproximadamente, em território brasileiro e o restante dividido entre a Bolívia, Colômbia, Equador e Peru. A região é limitada, a oeste pela cordilheira dos Andes (com elevação de até 6000 m), ao norte pelo Planalto das Guianas (com picos montanhosos de até 3000 m), ao sul pelo Planalto Central (altitudes típicas de 1200 m) e a leste pelo Oceano Atlântico, onde toda a água captada pela bacia deságua. No Brasil, a Amazônia legal é compreendida pelos estados do Pará, Amazonas, Rondônia, Roraima, Acre e Amapá e parte dos estados do Maranhão, Tocantins e Mato Grosso.

Nos últimos anos, a Amazônia tem sido foco de atenção mundial em virtude dos possíveis efeitos, que o desmatamento e queimadas em grande escala podem provocar no clima regional e global.

Nos trópicos, a superfície terrestre e a atmosfera formam um sistema fortemente acoplado. Os fluxos de superfície não somente controlam a disponibilidade de água e energia na atmosfera, como também dependem, das

propriedades dinâmicas e termodinâmicas da camada limite atmosférica, através de processos envolvendo nebulosidade, conteúdo de água no solo, evaporação, hidrologia de superfície e cobertura vegetal.

Nos últimos anos a técnica de covariância de vórtices turbulentos, vêm sendo utilizada em estudos sobre os fluxos de superfície. Este método determina os fluxos de CO<sub>2</sub> e vapor d'água através da covariância entre as flutuações na velocidade vertical do vento, na temperatura e na concentração de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O em todas as frequências. Esses fluxos são utilizados para estimar as trocas líquidas de carbono, água, calor sensível e calor latente, entre a atmosfera e os ecossistemas.

O balanço de energia na superfície e a partição da energia interceptada em fluxo de calor latente e sensível influenciam, de forma direta o microclima da floresta. Neste sentido esse trabalho visa um melhor entendimento sobre o modo como os fluxos de energia são controlados pelos fatores biológicos e climáticos, e como eles variam no tempo, para dois períodos distintos, de modo a afetar os balanços regionais de energia e água. Os resultados proporcionarão melhor compreensão sobre a influência da Floresta Amazônica e sua contribuição para as interações entre o clima e mudanças de cobertura vegetal na Amazônia.

Portanto, este estudo tem por objetivo geral examinar e descrever os diferentes componentes do balanço de radiação e do balanço de energia, assim como sua relação com as condições meteorológicas, para a região nordeste da Floresta Amazônica. Mais especificamente objetiva-se:

- i) estudar a variação nos componentes do balanço de radiação. O albedo da Floresta será estudado com base no balanço de radiação de ondas curtas, enquanto o balanço de radiação de ondas longas será através de modelo,

utilizando-se como parâmetros de entrada, a concentração de vapor d'água e a temperatura do ar.

- ii) estudar a variação nos componentes do balanço de energia. Serão analisados o comportamento temporal do fluxo de calor sensível, do fluxo de calor latente e fluxo de calor no solo, visando entender os controles biológicos e climáticos destes componentes.

## **2 – REVISÃO DE LITERATURA**

Os principais fatores que determinam o clima de uma dada região são a topografia, latitude, circulação geral da atmosfera e a natureza de sua superfície. Quanto ao último, o crescente interesse nas possíveis alterações climáticas decorrentes da substituição das florestas tropicais por outros tipos de cobertura vegetal tem levado ao desenvolvimento de pesquisas que objetivam retratar com maior precisão os mecanismos governantes da interação solo-vegetação-atmosfera neste ambiente. Os efeitos do desmatamento da Amazônia sobre o clima têm sido investigados através de uma série de simulações numéricas utilizando Modelos de Circulação Geral (MCG) (HENDERSON-SELLERS e GORNITZ, 1984; NOBRE et al., 1991; HENDERSON-SELLERS et al., 1993). Em face da mudança na cobertura vegetal, esses experimentos demonstraram redução significativa na precipitação e aumento da temperatura do ar.

O clima da região Amazônica é constituído pela combinação de vários fatores, sendo que o mais importante é a energia solar durante todo o ano. A Amazônia, situada na região entre 5° N e 20° S, recebe no topo da atmosfera

um valor máximo de  $36,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  em dezembro/janeiro e um valor mínimo de  $30,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  em junho/julho (SALATI e MARQUES, 1984).

Estudos climáticos envolvendo radiação solar e terrestre são importantes, pelo fato de ser esta a principal fonte de energia para os processos físicos e biológicos na atmosfera (LEITÃO, 1994). A vegetação é um importante receptor e armazenador de radiação solar, o que ocorre devido à absorção de energia incidente pelo sistema solo-planta, e é dependente do albedo da superfície (JARVIS et al., 1997). Quando a energia solar incide sobre uma superfície vegetada, uma parte é refletida de volta para o espaço, uma segunda parte é absorvida pela vegetação, contribuindo para o aumento de sua temperatura, e uma terceira parte é transportada para a atmosfera através de processos predominantemente turbulentos, que se manifestam por transportes verticais, tanto de calor sensível quanto de calor latente.

A partição de energia, particularmente entre calor sensível e calor latente, determina o conteúdo de vapor d'água e o aquecimento da atmosfera, contribuindo, em última instância, para os processos climáticos em escala regional e global (DIRMEYER, 1994; SETH e GIORGI, 1996). Esta partição de energia determina as propriedades da camada limite planetária, influenciando o transporte vertical (convecção) e transporte horizontal (advecção) de calor e umidade. A razão de Bowen, definida como a razão entre o fluxo vertical de calor sensível e o fluxo vertical de calor latente, é o parâmetro comumente utilizado para caracterizar a partição de energia disponível para transporte turbulento entre cada um dos fluxos mencionados acima.

As transferências de energia e água são as interações mais importantes entre a biosfera e a atmosfera, sendo as magnitudes de cada fluxo variável entre biomas. Neste contexto, especula-se se as trocas mais importantes

dessas propriedades ocorrem nas florestas tropicais. Os balanços de água e energia são reconhecidos por sua importância na determinação dos recursos hídricos globais, devido à existência de uma grande interação de troca de energia, água e quantidade de movimento, entre a vegetação amazônica e a atmosfera (GASH et al., 1996).

As trocas de energia na interface vegetação-atmosfera, que ocorrem por meio dos componentes do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível e calor latente à superfície, são essenciais para modelagem climática, sendo as magnitudes desses fluxos, e suas variações em períodos menores que um dia, muito importantes na calibração de modelos climáticos e hidrológicos (BALDOCCHI e MEYERS, 1998). Em intervalos maiores, essas grandezas também são utilizadas em modelos de impactos climáticos globais resultantes de interações fisiográficas da superfície.

Uma questão relevante é a estimativa da evapotranspiração de superfícies vegetadas. Este não é um processo passivo pelo qual o solo e a floresta perdem água para atmosfera. Ao contrário, a evapotranspiração é o processo de transferência de vapor d'água das superfícies vegetadas, pelos processos físicos simultâneos da evaporação (do solo) e transpiração (controlado pela abertura dos estômatos), transformando a energia disponível no meio em calor latente que será transportado na atmosfera. Nas florestas tropicais úmidas, este processo não é limitado regionalmente, influenciando outras regiões em razão da alta disponibilidade de água e energia. Os períodos chuvoso e menos chuvoso, característicos dessas regiões, são fatores que determinam as trocas de vapor d'água nessas florestas, em razão da variação na quantidade de energia disponível e na disponibilidade de água no solo. COSTA e FOLEY (1997), comparando evapotranspiração simulada com

observações para diferentes tipos de coberturas vegetais, mostram que a evapotranspiração é extremamente dependente do tipo de cobertura do solo, especialmente durante a estação chuvosa.

A condutância da superfície numa floresta tropical, embora seus valores absolutos entre espécies variem muito, apresenta similaridade quanto à resposta a determinadas variáveis ambientais, notadamente ao déficit de pressão de vapor de água atmosférica e a radiação solar (SÁ et al., 1996).

O padrão diário da condutância da superfície, descrito em muitos estudos (McWILLIAM et al., 1996; ROBERTS et al., 1996) indica valores altos durante as primeiras horas do dia (entre 08:00 h e 09:00 h), quando ocorre seu valor máximo, decrescendo a partir daí.

A técnica micrometeorológicas vêm sendo utilizada em estudos dos fluxos entre a superfície e a atmosfera. Uma delas é a covariância de vórtices turbulentos, que determina os fluxos de CO<sub>2</sub> e vapor d'água através da covariância entre as flutuações na velocidade vertical do vento e concentração de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O. Estes fluxos são utilizados para estimar as trocas líquidas de carbono, vapor d'água, calor sensível e calor latente entre a atmosfera e os ecossistemas. Estas medidas fornecem informações úteis quanto às respostas da floresta à radiação solar e temperatura (MALHI et al., 1998). A performance do sistema de medida de vórtices turbulentos foi avaliada a fim de examinar o balanço de energia sobre a superfície vegetada, em vários trabalhos, dentre eles KELL e BALDOCCHI (2000), KELL et al. (2000), BALDOCCHI et al. (1998).



### **3 - MATERIAIS E MÉTODOS**

#### **3.1 – Descrição do sítio experimental**

O sítio experimental está localizado no interior da Floresta Nacional de Caxiuanã (latitude 01° 42' 30" S, longitude 51° 31' 45" W e altitude 60 m), município de Melgaço – PA, a cerca de 400 km a oeste da cidade de Belém-PA, e nordeste da Amazônia. O sítio experimental possui ambientes naturais bem conservados, baixa densidade demográfica e sinais de grande biodiversidade. A floresta apresenta um dossel médio de 40 m de altura, porém algumas árvores chegam a 50 m. Os dados utilizados no presente trabalho fazem parte da cooperação entre Projetos que compõem o CARBOPARA, como parte integrante do projeto Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazon (LBA), os quais vêm sendo coletados desde abril de 1999 no sítio experimental.

O clima da região é do tipo tropical quente e úmido, com temperaturas médias anual de 26° C e médias extremas (mínimos e máximos) de 22° C e

32° C, respectivamente. A região possui período mais chuvoso, entre os meses de janeiro e maio, e período menos chuvoso, entre os meses de setembro e dezembro. A umidade relativa média anual situa-se em torno de 80%. A direção do vento predominante é de nordeste (NE) (MORAES et al. 1997).

### **3.2 – Sistema de fluxos e instrumentos meteorológicos**

A plataforma de instalação dos instrumentos, para medida dos fluxos, se constitui de uma torre de alumínio com 51,5 m de altura, com seção horizontal de 1,7 m × 1,2 m. As medições micrometeorológicas de fluxos de energia, concentração de vapor d'água e CO<sub>2</sub>, foram obtidas através de um sistema de correlação de vórtices turbulentos (eddy covariation), que calcula a covariância entre as flutuações na componente vertical da velocidade do vento e a concentração de vapor d'água e CO<sub>2</sub> na amostra de ar coletada (Apêndice 1). Os sensores de medidas estão instalados 4,5 m acima da torre (ou seja, 56 m acima do solo) orientados para leste (Figura 1). O sistema que mede a concentração de vapor d'água e carbono compõe-se de um anemômetro sônico tridimensional (Solent, Gill Instruments, Lymington, UK), que mede as três componentes do vento (Figura 1a). Um analisador de gás infravermelho (LI-6262, LICOR, Lincoln, Nebraska, USA), nitrogênio gasoso para regulação da câmara de referência do analisador de gás infravermelho e um gabinete com um microcomputador e software para aquisição dos dados (Figura 1b). A concentração de vapor d'água foi obtida através das amostras de ar succionadas acima do dossel e bombeadas através de um tubo até o IRGA,

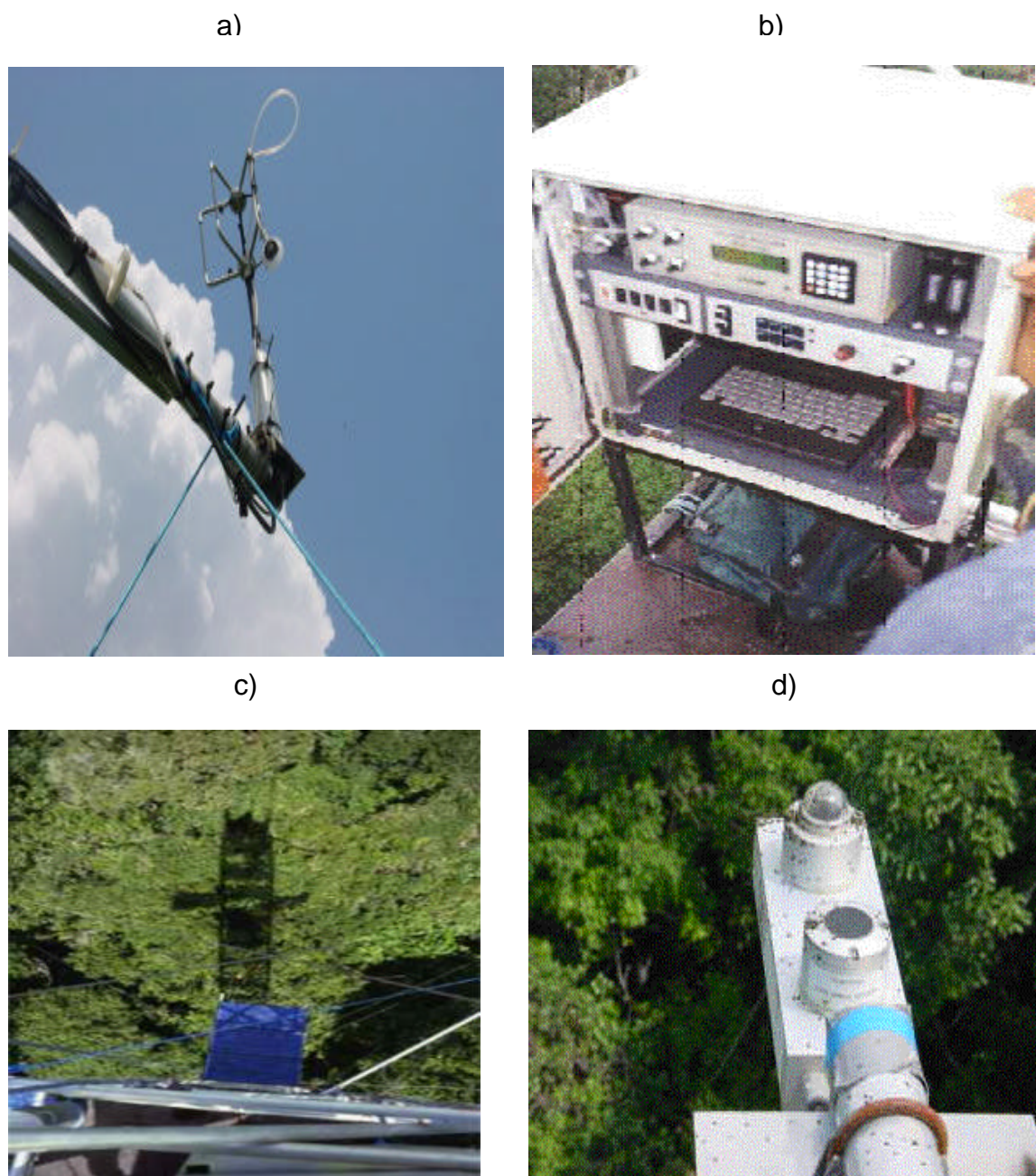


Figura 1 - Anemômetro sônico (a), IRGA (b), painel solar (c) e saldo de radiação (d).

o qual mede a concentração de vapor d'água presente na amostra de ar enviada à sua câmara. Esta informação é correlacionada às componentes do vento zonal ( $u$ ), meridional ( $v$ ) e vertical ( $w$ ) já adquiridas pelo anemômetro

sônico, para calcular os fluxos médios horários de calor latente e concentração de vapor d'água, através do Software Edisol (MONCRIEFF et al., 1997). Todos os equipamentos são mantidos por dois conjuntos de baterias, um com quatro baterias e outro com cinco baterias 150 Ah/12 V DC e também por quatro painéis solares contendo cada um três células fotovoltaicas, montados na torre a 45,5 m de altura (Figura 1c). A radiação solar e terrestre, foi medida utilizando-se um saldo radiômetro (CNR1, Kipp & Zonen, Delft, Holanda), que permite conhecer os quatro componentes separadamente, radiação solar incidente, radiação solar refletida, radiação de onda longa incidente e radiação de onda longa refletida (Figura 3d). A precipitação pluviométrica foi coletada através de dois pluviômetros de balança com resolução de 0,2 mm (21X, Campbell Scientific). A temperatura do bulbo molhado foi medida no topo da torre utilizando um psicrômetro aspirado (WP1-UM2, Delta-T Devices, Cambridge, UK). A direção e velocidade do vento foram medidas utilizando um anemômetro com resolução de  $\pm 2^\circ$  e 1% respectivamente. Todos os dados foram armazenados em sistema de aquisição de dados (21X, Campbell Scientific). Foram registradas médias de 30 minutos para os dados da estação meteorológica.

Para a análise da magnitude e natureza da concentração de vapor d'água e fluxo de energia e suas relações com elementos biológicos e climáticos, foram comparados dois períodos do ano, sendo um representativo do período chuvoso, compreendido entre 16/05 a 27/06/99 (DJs 107 a 148), e outro representativo do período menos chuvoso, compreendido entre 25/08 a 24/09/1999 (DJs 238 a 268). Foram analisados os elementos meteorológicos e as componentes do balanço de radiação e do balanço de energia para ambos os períodos.

### 3.3 – Balanço de radiação

Os componentes do balanço de radiação não são medidos rotineiramente, desta forma, são geralmente estimados com base em formulações empíricas que utilizam elementos meteorológicos de superfície. Neste trabalho, todos os componentes do balanço de energia, radiação solar global, radiação de onda curta refletida pela superfície terrestre, radiação de onda longa emitida pela atmosfera em direção à superfície e radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre foram medidos acima do dossel da floresta de Caxiuanã. A convenção é de que os fluxos em direção a superfície terrestre são positivos e os da superfície para a atmosfera são negativos. O saldo de radiação na superfície terrestre, como um dos componentes do balanço de energia, constitui-se em elemento fundamental para os estudos micrometeorológicos e pode ser expresso em função dos seus componentes conforme a equação abaixo:

$$R_n = K^* + L^* \quad (1)$$

em que,

$R_n$  é o saldo de radiação ( $W\ m^{-2}$ );

$K^*$  é o balanço de radiação de onda curta ( $W\ m^{-2}$ );

$L^*$  é o balanço de radiação de onda longa ( $W\ m^{-2}$ ).

#### 3.3.1 - Balanço de radiação de ondas curtas

O saldo de radiação de ondas curtas ( $K^*$ ), definido pela diferença entre a radiação de ondas curtas que incide na superfície terrestre (irradiação solar

global) e a radiação de ondas curtas que é refletida, foi calculada pela seguinte equação:

$$K^* = K\downarrow - K\uparrow \quad (2)$$

em que,

$K\downarrow$  é a radiação solar global ( $W\ m^{-2}$ );

$K\uparrow$  é a radiação solar refletida pela superfície terrestre ( $W\ m^{-2}$ );

$\downarrow\uparrow$  representam a entrada e saída de energia, respectivamente.

O albedo (**a**) médio horário e diário, foi calculado a partir da razão entre os valores médios horários da radiação solar refletida pela superfície terrestre ( $K\uparrow$ ) e a radiação solar incidente ( $K\downarrow$ ), para período de 07:00 às 18:00 h.

$$a = \frac{K\uparrow}{K\downarrow} \quad (3)$$

### 3.3.2 – Balanço de radiação de ondas longas

O saldo de radiação de ondas longas ( $L^*$ ) foi obtido pela diferença entre a radiação de onda longa que incide na superfície terrestre e a radiação de onda longa que é refletida, e é dado pela seguinte equação:

$$L^* = L\downarrow - L\uparrow \quad (4)$$

em que,

$L\downarrow$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera ( $W\ m^{-2}$ );

$L\uparrow$  é a radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre ( $W m^{-2}$ ).

Desenvolveu-se um modelo para estimar o balanço de onda longa diário, em função da temperatura do ar, das concentrações de vapor d'água e dióxido de carbono na atmosfera, e nebulosidade. Uma vez que não estavam disponíveis dados de cobertura de nuvens, para representar a nebulosidade utilizou-se a razão entre irradiância solar global incidente e irradiância solar global incidente e a irradiância solar extraterrestre. A irradiância solar extraterrestre média diária, foi estimada através da seguinte equação:

$$R_o = 37,6.d_r.(w_s \cdot \text{sen}f \cdot \text{sen}\Delta + \text{cos}f \cdot \text{cos}\Delta \cdot \text{sen}w_s) \quad (5)$$

em que,

$R_o$  é a irradiação solar global diária no topo da atmosfera ( $MJ m^{-2}$ );

$d_r$  é o quadrado da distância relativa Terra-Sol, adimensional;

$w_s$  é o ângulo horário do pôr-do-sol (rad);

$f$  é a latitude;

$D$  é a declinação solar.

O  $L^*$  medido foi comparado com o modelo gerado neste estudo, o modelo de Brunt e o modelo de Allen. A equação proposta por Brunt é a mais utilizada para estimar o balanço de onda longa diário, e leva em consideração a temperatura média diária do ar (K), a pressão de vapor e uma correção para o efeito de nebulosidade ( $n/N$ ), ou seja :

$$L^* = 4,8989 \times 10^9 \times T^4 (0,09 \times \sqrt{e} - 0,56) \times (0,1 + 0,9n/N) \quad (6)$$

A equação proposta por Allen substitui a temperatura média do ar, na equação 6, por  $(T^4_{m_x} + T^4_{m_n})^{1/2}$ , onde  $T_{m_x}$  é a temperatura máxima (K) e  $T_{m_n}$  é a temperatura mínima (K).

### **3.3.3 – Caracterização de dias de céu claro e céu nublado**

Para analisar períodos com maior e menor disponibilidade de energia, para os processos biofísicos, foi estudado dias de céu claro (CC) e dias de céu nublado (CN). Os dias considerados de céu claro e nublados foram divididos, com base na razão entre a irradiação global incidente e a irradiação extraterrestre ( $K_{\downarrow} / R_0$ ), aqui denominada razão de insolação modificada. Os dias em que os valores desta razão foram menores que 0,35 foram considerados nublados, e aqueles em que os valores foram maiores que 0,50 foram considerados como dia de céu claro. Metodologia semelhante foi empregada por CULF et al. (1995) e GALVÃO e FISCH (2000) para o estudo da disponibilidade de energia solar na região Amazônica.

### **3.4 – Balanço de energia**

Neste trabalho utiliza-se a técnica de vórtices turbulentos para a determinação dos fluxos de calor sensível e latente observados. Foi calculada a média horária dos componentes do balanço de radiação, distribuídas entre o fluxo de calor sensível e calor latente, desta forma a equação do balanço total de energia a superfície terrestre é descrita a seguir.



$$R_n = LE + H + (G + S) \quad (7)$$

em que,

$LE$  é o fluxo de calor latente ( $W\ m^{-2}$ );

$H$  é o fluxo de calor sensível ( $W\ m^{-2}$ );

$G$  é o fluxo de calor no solo ( $W\ m^{-2}$ );

$S$  é a variação de energia armazenada no dossel ( $W\ m^{-2}$ ).

A Equação 7 representa a partição do saldo de radiação total. O termo  $(G + S)$  foi obtido a partir do resíduo do balanço de energia da superfície.

### **3.5 – Determinação da evapotranspiração**

A evapotranspiração é influenciada pela energia disponível na superfície, pelo gradiente de pressão de vapor d'água entre a superfície e a atmosfera e pelas resistências as transferências de vapor. Para caracterizar o processo de troca do dossel com a atmosfera, e como esses processos são controlados, em períodos distintos, pelos fatores bióticos e abióticos, foram calculadas médias horárias dos seguintes parâmetros: condutância da superfície, condutância aerodinâmica e o coeficiente de desacoplamento.

#### **3.5.1 – Condutância da superfície**

Foram analisadas médias horárias e diárias para a condutância da superfície ( $C_s$ ), no intervalo de 07:00 até às 18:00 h (hora local) em condições de dossel seco, isto é, foram excluídos os horários em que ocorreram

precipitações e três horas após o evento. A condutância da superfície foi calculada através da equação de Penman-Monteith invertida (SHUTTLEWORTH, 1988).

$$C_s = (r_s)^{-1} = \left\{ \frac{r_a c_p DPV}{gLE} - r_a \left( 1 - \frac{dH}{gLE} \right) \right\}^{-1} \quad (8)$$

em que,

$C_s$  é a condutância da superfície (mesmo que o inverso da resistência da superfície ( $r_s$ ),  $m s^{-1}$ );

$LE$  é o fluxo de calor latente de evaporação ( $J m^{-2} s^{-1}$ );

$r_a$  é a massa específica do ar ( $kg m^{-3}$ );

$c_p$  é o calor específico do ar úmido à pressão constante ( $J kg^{-1} °C^{-1}$ );

$DPV$  é o déficit de pressão de vapor (kPa);

$\gamma$  é a constante psicrométrica ( $kPa °C^{-1}$ );

$r_a$  é resistência aerodinâmica (mesmo que o inverso da condutância aerodinâmica ( $C_a$ ),  $m s^{-1}$ );

$H$  é o fluxo de calor sensível ( $J m^{-2} s^{-1}$ );

$\delta$  é a declividade da curva de pressão de saturação ( $kPa °C^{-1}$ ).

As equações básicas utilizadas para o cálculo dos parâmetros da equação de Penman-Monteith são apresentadas no Apêndice 2.

### 3.5.2 – Condutância aerodinâmica

Para o cálculo da condutância aerodinâmica assumi-se a atmosfera não neutra, ou seja, considerou-se as condições de estabilidade e instabilidade atmosférica, e será dada pela Equação 9 (CAMPBELL e NORMAN, 1998). Para transformar a condutância aerodinâmica de  $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , para  $\text{m s}^{-1}$ , foi utilizado o fator de conversão 41,4.

$$C_a = \frac{0,4\hat{r}u(z)}{\left[ \ln\left(\frac{z-d}{z_0} + \Psi_M\right) \right] \left[ \ln\left(\frac{z-d}{z_0} + \Psi_H\right) \right]} \quad (9)$$

em que,

$C_a$  é a condutância aerodinâmica ( $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ );

$\hat{r}$  é a densidade molar do ar ( $\text{mol m}^{-3}$ );

$u$  é a velocidade média do vento na altura  $z$  (56 m).

A rugosidade da superfície ( $z_0 = 2,35 \text{ m}$ ) e o deslocamento do plano zero ( $d = 30 \text{ m}$ ) são função da altura média do dossel ( $h = 40 \text{ m}$ ), (SHUTTLEWORTH, 1988). Os fatores de correção para o fluxo de momentum ( $\Psi_M$ ) e para o calor fluxo de calor sensível ( $\Psi_H$ ), foram determinados para condições de estabilidade e instabilidade da atmosfera, e são dados como se segue.

Para  $\zeta \geq 0$ , têm-se atmosfera estável e

$$\Psi_M = \Psi_H = 6\ln(1 + \zeta) \quad (10)$$

Para  $\zeta < 0$ , têm-se atmosfera instável e

$$\Psi_H = -2 \ln \left[ \frac{1 + (1 - 16z)^{1/2}}{2} \right]; \quad \Psi_M = 0,6 \Psi_H \quad (11)$$

A estabilidade atmosférica ( $z$ ) foi determinada pela equação 12.

$$z = - \frac{0,4gzH}{\hat{r}c_p T_k u^{*3}} \quad (12)$$

em que,

$u^*$  é a velocidade de fricção do vento ( $\text{m s}^{-1}$ );

$g$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m s}^{-2}$ );

$T_k$  é a temperatura média do ar (K).

### 3.5.3 – Fator de desacoplamento

JARVIS e McNAUGHTON (1986) desenvolveram a teoria de Desacoplamento ( $W$ ). O fator  $W$  varia no intervalo  $0 < W < 1$ , sendo que  $W$  próximo de 1 indica que a evapotranspiração é mais sensível ao saldo de radiação (o dossel está desacoplado das condições atmosféricas), e quando  $W$  se aproxima de 0 indica que a vegetação está exercendo um controle efetivo sobre a evapotranspiração, ou seja, o  $DPV$  é o fator predominante. ). O  $W$  é dado pela seguinte equação:

$$\Omega = \frac{1}{1 + [g/(d + g)](C_a/C_s)} \quad (13)$$

## **4. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **4.1. Caracterização dos períodos de estudo**

O regime de chuvas na região amazônica não apresenta uma estação seca bem definida, sendo, entretanto, possível diferenciar o período chuvoso e menos chuvoso. Em Caxiuanã, os meses de dezembro a maio representam a estação chuvosa, e os meses de agosto a novembro a estação menos chuvosa. Junho e julho são meses de transição entre os períodos mencionados anteriormente.

Neste estudo, foram investigados dois períodos distintos, segundo o regime de chuva observado, representando as estações mais e menos chuvosa do ano. A estação mais chuvosa compreende o período entre os dias 16/04/1999 e 25/05/1999, referentes aos dias julianos (DJs) 107 a 146. A estação menos chuvosa compreende o período entre os dias 25/08/1999 e 24/09/1999, referentes aos DJs 239 a 268. A precipitação acumulada foi de 406 mm e 52 mm para os períodos mais chuvoso e menos chuvoso, respectivamente.

O período chuvoso apresentou a maior ocorrência de dias com precipitação, sendo observados 78,5% dos dias com eventos de chuva, contra 51,6% para o período menos chuvoso (Figura 2). Durante o período chuvoso, conforme esperado, as chuvas foram mais intensas, sendo registrados quatro dias com precipitação acima de 30 mm (DJs 117, 124, 130, 139), sendo que no DJ 117 a precipitação registrada foi 86,6 mm (Figura 2a). A intensificação de chuvas nesse período ocorre em razão da coincidência desta localidade com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) devido ao posicionamento desta nessa época do ano. Particularmente durante este período (16/04/1999 e 25/05/1999), observou-se uma atividade convectiva acima da média, atuando entre 3° N e 6° S, associado ao sistema de linhas de instabilidade favorecendo a ocorrência de precipitação abundante na região (CLIMANÁLISE, 1999). Para o período menos chuvoso, as precipitações registradas foram de pouca intensidade, com totais máximos de 14,4 mm e 15,8 mm, para os dias DJs 252 e DJs 262 (Figura 2b).

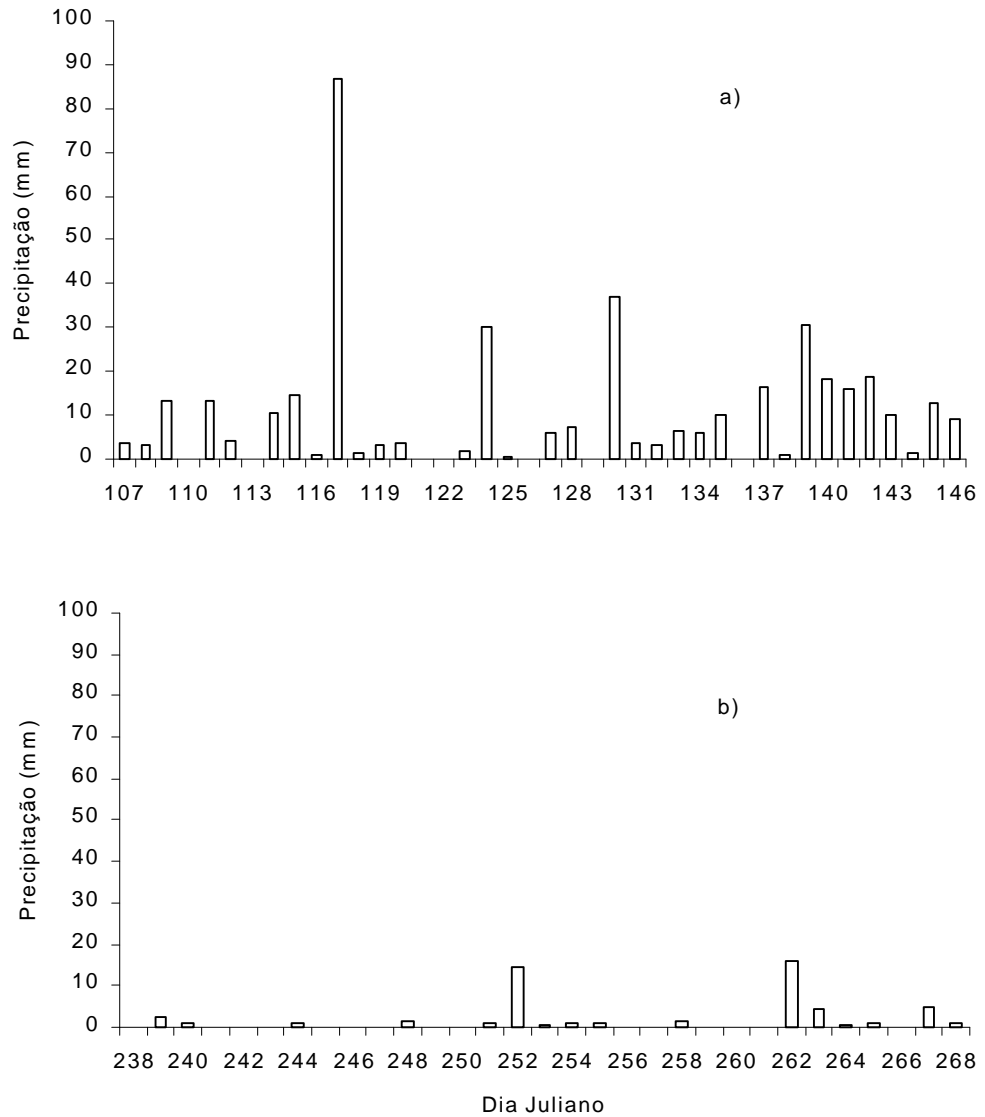


Figura 2 – Variação nos totais diários de precipitação durante o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

Os totais horários de precipitação, para os períodos estudados, estão apresentados na Figura 3. Observa-se que, durante o período chuvoso, a precipitação teve uma distribuição mais homogênea durante todas as horas do dia, e ocorreu eventos de precipitação em todos os horários, com exceção de 09:00 às 10:00 h. No período menos chuvoso, verifica-se predominância das precipitações no período noturno, ainda devido ao maior aquecimento.

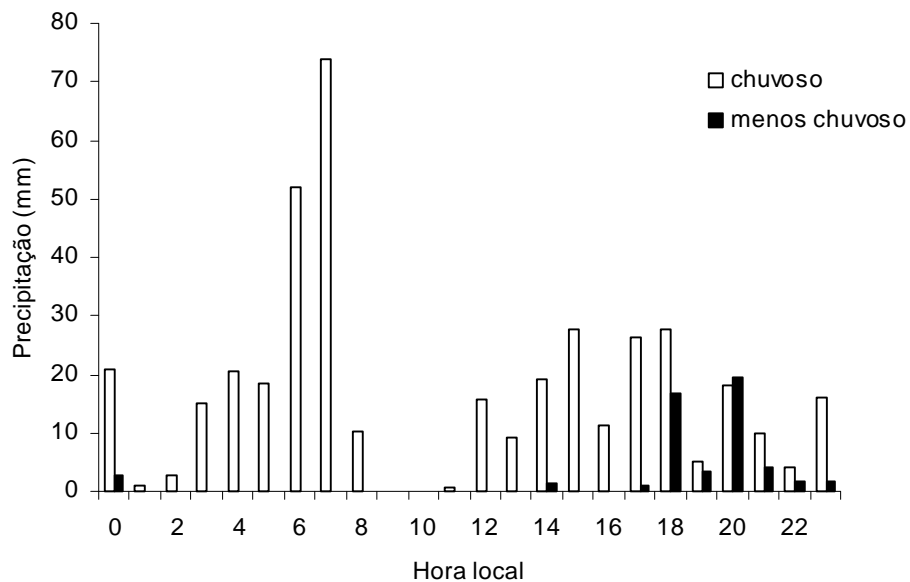


Figura 3 – Variação dos totais de chuva horários para os períodos estudados.

A distribuição de freqüência de eventos de precipitação entre os horários de 08:00 e 17:00 é apresentada na Figura 4. Observa-se que, durante o período chuvoso, as maiores freqüências ocorreram às 12, 15, 16 e 17:00 h com 6, 6, 7 e 8 eventos, respectivamente. Durante o período menos chuvoso, a freqüência de eventos de precipitação foi muito baixa, não sendo verificado mais que dois eventos em uma hora.



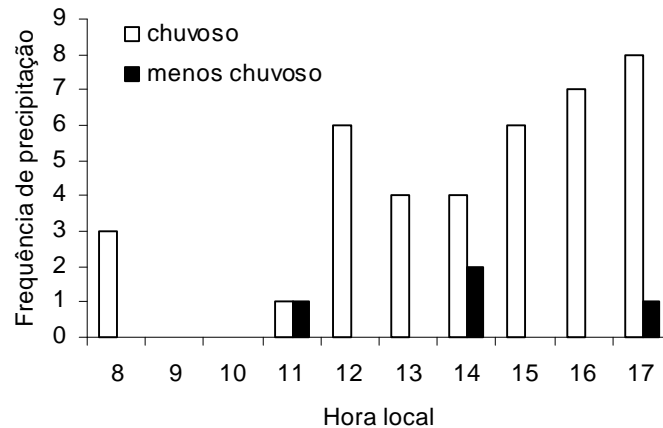


Figura 4 – Distribuição de freqüência da precipitação no período diurno, para os dias estudados.

## 4.2. - Radiação solar

### 4.2.1 – Radiação solar global ( $K_{\downarrow}$ )

A média da irradiação solar global integrada ( $K_{\downarrow}$ ) ao longo do dia, para o período chuvoso, foi  $14,8 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ , enquanto no período menos chuvoso foi  $19,3 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ . Portanto, observa-se que entre o período chuvoso e menos chuvoso houve um aumento de 30% da irradiação solar global. Os valores encontrados no presente trabalho são semelhantes aos encontrados por CULF et al. (1996), isto é,  $14,6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ , valores médios para abril e maio, e  $17,6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ , valores médios para setembro e outubro, para a Reserva Ducke. A irradiação solar extraterrestre ( $R_0$ ) apresentou pouca variação entre os períodos de estudo, sendo seu valor médio, para o período chuvoso, de  $34,8 \text{ MJ m}^{-2}$ , e para o período menos chuvoso de  $36,8 \text{ MJ m}^{-2}$ . A pequena variação

de  $R_o$ , entre os dois períodos é devida ao fato de o sítio experimental encontrar-se próximo ao equador, o que confere variação na elevação solar ao longo do dia semelhante àquela ao longo do ano, bem como pequenas variações no comprimento do dia. Na análise do comportamento de  $R_o$ , é razoável inferir que a variação observada nos valores médios de  $K\downarrow$ , nos períodos de estudo, seja explicada pela diferença de nebulosidade observada entre esses períodos.

A Figura 5 apresenta a variabilidade da irradiância solar global total diária ( $K\downarrow$ ), nos períodos estudados. Em geral, para o período chuvoso,  $K\downarrow$  apresentou uma maior variabilidade nos totais diários (Figura 5a), quando comparados àqueles do período menos chuvoso (Figura 5b). O coeficiente de variação para o período chuvoso foi 22,6%, enquanto para o período menos chuvoso foi 10,6%. A maior variabilidade observada no período chuvoso, mais de duas vezes a do período seco, deve-se ao fato de que no período chuvoso os dias apresentam grandes mudanças na cobertura de nuvens. Os valores de  $K\downarrow$  durante o período chuvoso variaram entre  $6,8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  e  $20,5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ , enquanto no período menos chuvoso eles variaram entre  $15,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  e  $23,8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ . Observa-se que os valores máximos de  $K\downarrow$  não apresentaram grande diferença entre os períodos, ao passo que o valor mínimo diário de  $K\downarrow$ , durante o período menos chuvoso, foi mais que o dobro daquele observado no período chuvoso. Tal diferença ratifica a diminuição da nebulosidade durante o período menos chuvoso, anteriormente sugerido, resultando num aumento na intensidade da radiação solar incidente na superfície, neste período do ano.

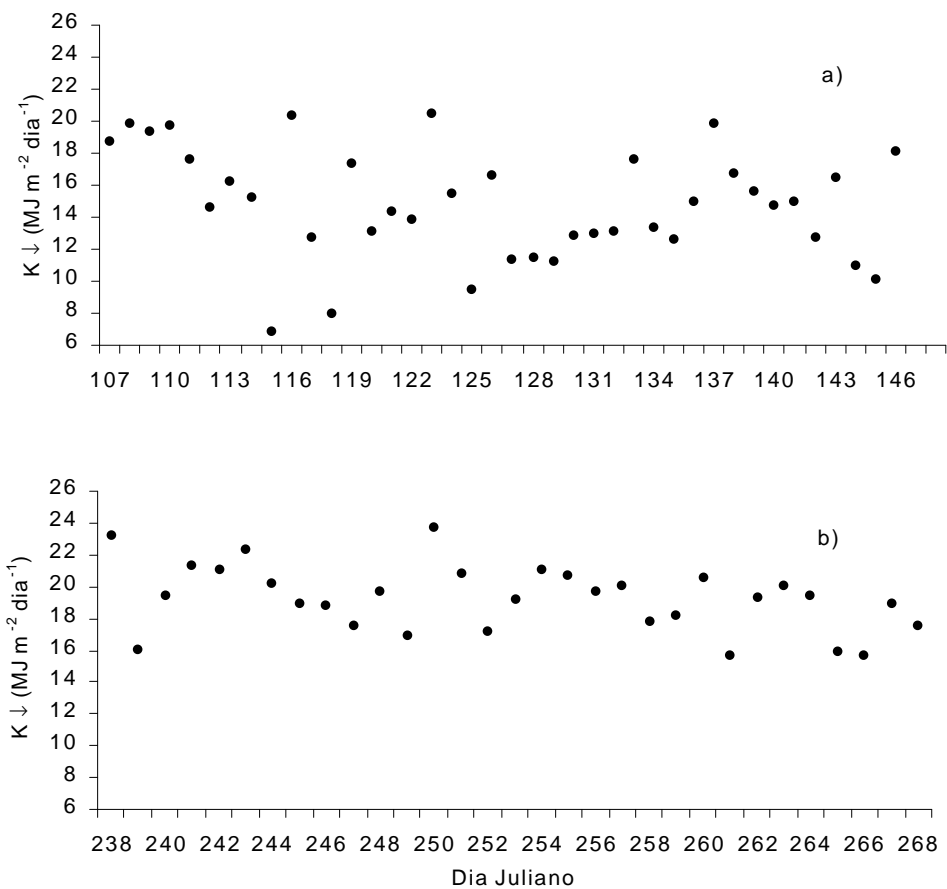


Figura 5 – Variação do total diário da irradiância solar global ( $K_{\downarrow}$ ), para o período chuvoso (a) e para o período menos chuvoso (b).

Medições realizadas na Amazônia Central (Manaus-AM) estão em concordância com os resultados encontrados no presente estudo, indicando que os maiores totais de  $K_{\downarrow}$  ocorrem nos meses de setembro e outubro, enquanto os totais mínimos verificam-se entre os meses de dezembro e fevereiro (HOREL et al., 1989). Esta variação temporal é controlada pela nebulosidade advinda da migração SE/SW da convecção Amazônica.

As variações diurnas médias da radiação solar global ( $K_{\downarrow}$ ), para os períodos analisados, são apresentadas na Figura 6. Durante o período

chuvoso, o pico de  $K_{\downarrow}$  ocorreu às 13:00 h (Figura 6a), ao passo que durante o período menos chuvoso ocorreu às 11:00 h (Figura 6b). Durante o período chuvoso, a  $K_{\downarrow}$  apresenta uma queda mais acentuada após 14:00 h, indicando que a nebulosidade aumentou a partir deste horário. Para o período menos chuvoso, observa-se um achatamento na curva de  $K_{\downarrow}$ , entre 11 e 13:00 h, o que, provavelmente, esteja associado ao desenvolvimento de nuvens convectivas nesses horários e ocorrência de chuva.

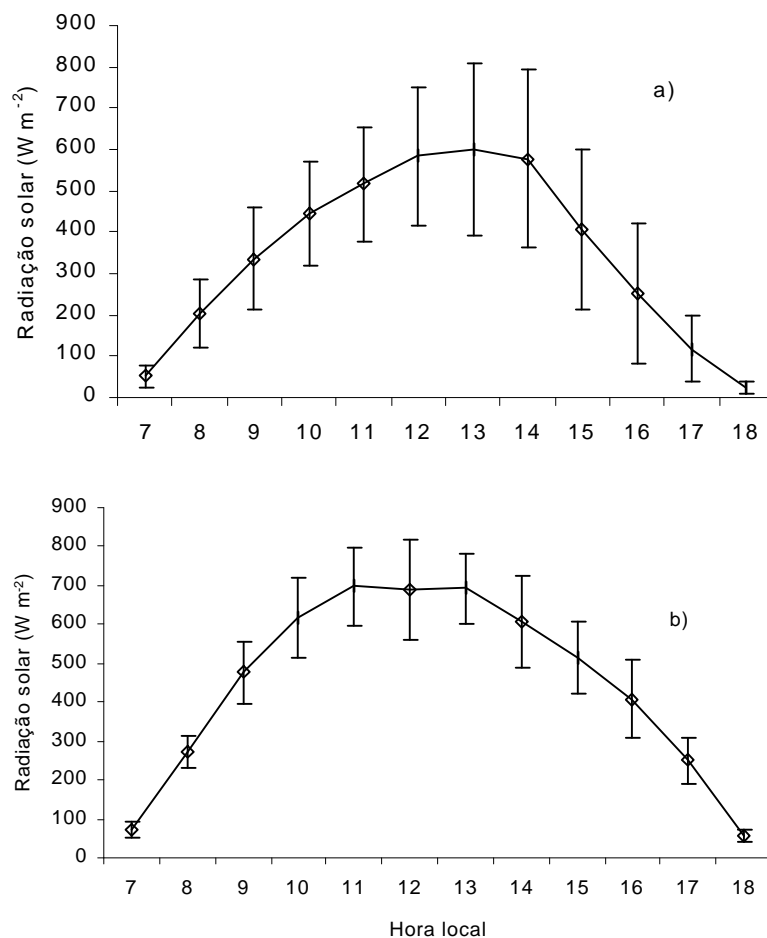


Figura 6 – Variação horária média da radiação solar global ( $K_{\downarrow}$ ) para os períodos chuvoso (a) e menos chuvoso (b). As barras indicam o desvio padrão.

Em geral, o desvio padrão de  $K_{\downarrow}$  foi superior durante o período chuvoso (Figura 6). Neste período, como observamos anteriormente, com exceção das 09:00 e 10:00 h, foram registrados eventos de precipitação em todos os horários (Figura 3), fato este que proporciona uma grande variabilidade horária da  $K_{\downarrow}$  que chega à superfície terrestre.

#### 4.2.2 – Radiação solar global refletida ( $K_{\uparrow}$ ) e albedo (a)

A radiação solar refletida ( $K_{\uparrow}$ ) média integrada ao longo do dia, para o período chuvoso, foi  $1,3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ , enquanto no período menos chuvoso foi  $2,2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ , ou seja, quase o dobro. Os valores encontrados neste trabalho estão de acordo com os obtidos para a Reserva Ducke, em Manaus, onde a  $K_{\uparrow}$  foi  $1,6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ , para os meses de abril e maio, e  $2,2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  para os meses de agosto e setembro (CULF et al., 1996).

Para ambos os períodos, a máxima reflexão da radiação solar incidente ocorreu às 13:00 h, sendo verificado um valor médio horário de  $51,2 \text{ W m}^{-2}$ , no período chuvoso, e  $81,6 \text{ W m}^{-2}$  no período menos chuvoso. A principal causa da diferença, em magnitude, observada deve-se à maior quantidade de energia incidente no período menos chuvoso, fato já discutido anteriormente.

Para melhor entender as variações na quantidade de radiação solar refletida pela superfície, entre os períodos estudados, analisou-se o coeficiente de reflexão, conhecido também como albedo, que é a razão entre o total de radiação refletida pela superfície e o total incidente. O albedo médio horário e diário foi calculado com base em 40 dias, para o período chuvoso, e 31 dias para o período menos chuvoso, no horário de 08:00 às 17:00 h.

A Figura 7 mostra a variação diária do albedo para os períodos de estudo. O valor médio diário do albedo durante o período chuvoso foi 8,2% (Figura 7a), e 11,9% para o período menos chuvoso (Figura 7b). Verifica-se um consistente aumento do albedo no período chuvoso para o menos chuvoso, chegando este último a representar, em termos médios, um valor 45% maior.

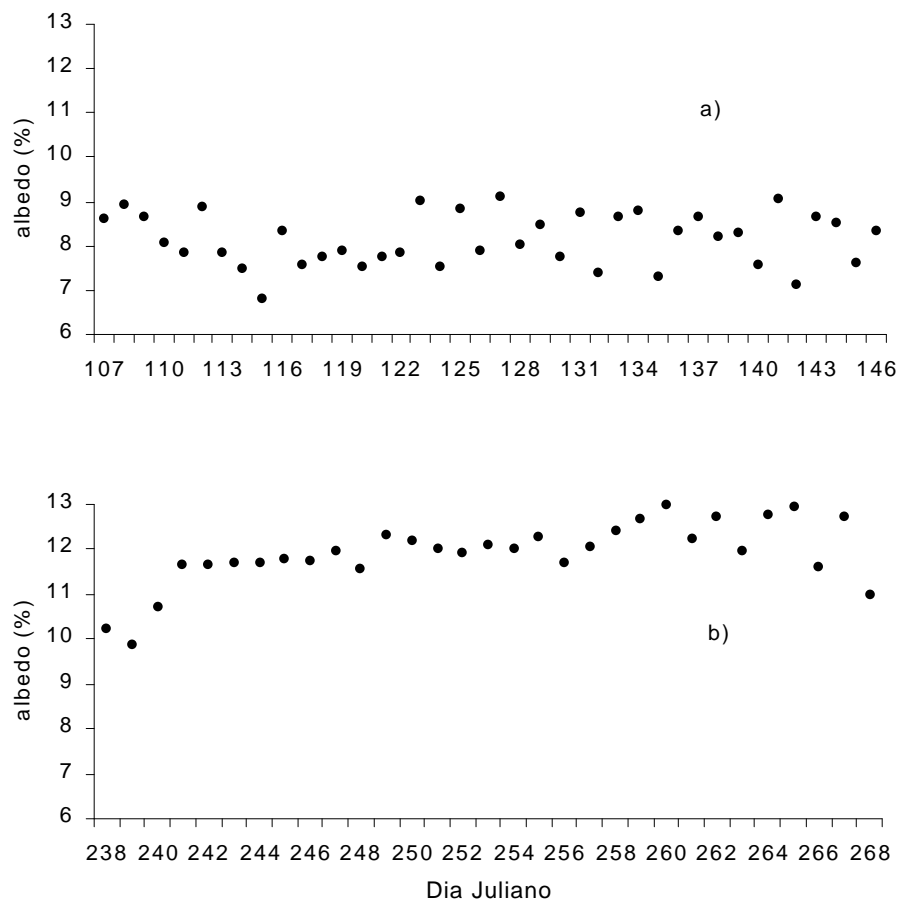


Figura 7 – Variação média diária do albedo para os períodos chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

Três fatos podem explicar esta diferença e referem-se às diferenças, entre os períodos de estudo, da frequência de molhamento do dossel, do estado hídrico da floresta e do índice de área foliar (IAF). No período chuvoso, em 93% dos

dias, ocorreram precipitações, enquanto no período menos chuvoso ocorreram chuvas em apenas 52% dos dias; além disso, os totais de chuvas no período menos chuvoso foram menores (Figura 2). Tal fato evidencia que, no período chuvoso houve maior frequência de molhamento do dossel e maior disponibilidade hídrica para a Floresta. A presença de água depositada sobre o dossel, ou internamente nas folhas (abundante suprimento de água pelo solo nesse período), gera menores índices de reflexão da radiação solar incidente, uma vez que a água apresenta coeficiente de transmissão de ondas curtas relativamente alto. Outro fato que explica a ocorrência de maior albedo no período menos chuvoso é o maior índice de área foliar do dossel. O IAF médio em Caxiuanã, observado durante o período chuvoso, foi  $5,4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  e para o período menos chuvoso  $6,0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  (CARSWELL et al., 2001).

Os valores do albedo durante o período chuvoso apresentaram maior variação diária, fato que pode ser explicado pela maior alternância do estado de molhamento do dossel. Por outro lado, os valores de albedo no período menos chuvoso foram mais constantes, o que pode ser explicado pelo fato de o dossel encontrar-se seco na maior parte do tempo. Durante o experimento ARME, SHUTTLEWORTH et al. (1984) observaram um valor médio para o albedo de 12%, para o mês de setembro. CULF et al. (1995) determinaram uma variação no albedo sazonal, para a Reserva Ducke (Manaus-AM), com valor mínimo de 10,9% em abril (mês chuvoso) e máximo de 12,8% em agosto (mês seco).

A Figura 8 apresenta a variação média horária do albedo, para os dois períodos estudados. Os valores do albedo ao longo do dia, para o período menos chuvoso, são sempre superiores que aqueles encontrados para o período chuvoso, exceto para a primeira hora do dia.

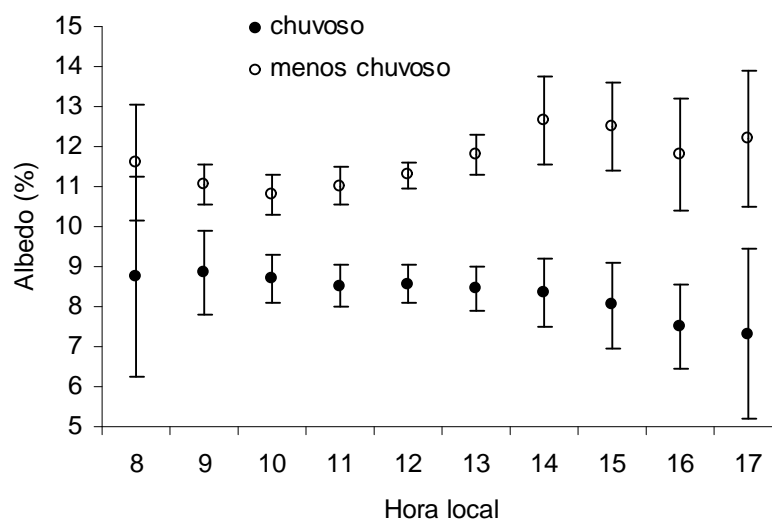


Figura 8 – Variação média horária do albedo, para os períodos estudados. As barras indicam o desvio padrão.

Existe uma tendência dos valores de albedo serem menores ao meio dia e maiores durante as primeiras e últimas horas do dia. Este fato está relacionado à maior inclinação dos raios solares ao nascer e pôr-do-sol, quando o processo de reflexão da radiação é favorecido e a menor inclinação ao meio dia solar, minimizando este processo. No período menos chuvoso verifica-se um maior albedo ao nascer do sol; entretanto, a variabilidade desses valores é grande, podendo indicar um molhamento foliar devido à deposição de orvalho, ou à ocorrência de chuvas durante o período noturno. Após a primeira hora do dia, os valores horários do albedo diminuem até o meio do dia, voltando a aumentar no período da tarde, acompanhando a variação na elevação solar. No período chuvoso, o comportamento do albedo ao longo do dia não tem uma variação plenamente explicada pela elevação solar. Ao contrário, nas primeiras horas do dia não é verificado valor menor do albedo quando comparados ao meio dia. Este fato deve estar associado à deposição



de orvalho nesses horários. Aliado a isto, as chuvas durante o período noturno contribuem no mesmo sentido. No final da tarde, contrariamente ao observado no período menos chuvoso, os valores do albedo diminuem, fato este que pode ser explicado em virtude da maior frequência de chuvas neste período do dia (Figura 4).

#### 4.2.3 – Balanço de radiação de ondas curtas ( $K^*$ )

O balanço de onda curta média horária ( $K^*$ ), dado pela diferença entre a radiação solar global ( $K_{\downarrow}$ ) e a radiação solar refletida ( $K_{\uparrow}$ ), para os dois períodos, é apresentado na Figura 9. Durante o período menos chuvoso,  $K^*$  é superior durante todas as horas do dia, apresentando um valor médio máximo de  $620,5 \text{ W m}^{-2}$  às 11:00 h. O valor médio máximo de  $K^*$ , para o período menos chuvoso, foi  $549,4 \text{ W m}^{-2}$ , verificado às 13 h. Esta diferença na magnitude de  $K^*$  deve-se, principalmente, à menor nebulosidade durante o período menos chuvoso.

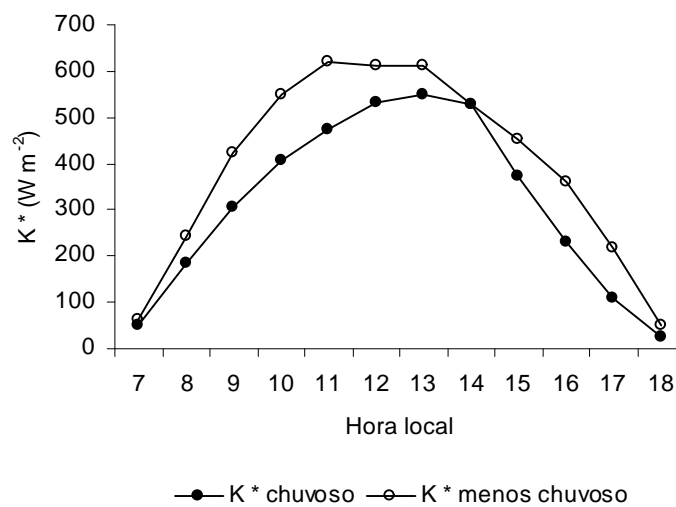


Figura 9 - Comportamento médio horário do balanço de onda curta ( $K^*$ ) para os períodos de estudo.

### 4.3 – Radiação terrestre e atmosférica (ondas longas)

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera ( $L\downarrow$ ) e a radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre ( $L\uparrow$ ) apresentaram valores médios, para o período chuvoso, de  $417 \text{ W m}^{-2}$  e  $-433,0 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. Para o período menos chuvoso, os valores encontrados para  $L\downarrow$  e  $L\uparrow$  foram  $339 \text{ W m}^{-2}$  e  $-431,4 \text{ W m}^{-2}$ . Os valores de  $L\downarrow$  encontrados neste trabalho estão de acordo com os obtidos por BASTABLE et. al. (1993) para a Reserva Ducke, isto é,  $418,2 \text{ W m}^{-2}$  e  $411,1 \text{ W m}^{-2}$  para o período chuvoso e menos chuvoso, respectivamente.

A Figura 10 apresenta o balanço diário de radiação de onda longa ( $L^*$ ) para os períodos estudados. Os valores de  $L^*$  foram sempre negativos pelo fato de a radiação terrestre ( $L\uparrow$ ) ser maior que a contra radiação emitida pela atmosfera ( $L\downarrow$ ). Os valores do  $L^*$  médios diários foram  $-1,4 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  e  $-2,8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ , para os períodos chuvoso (Figura 10a) e menos chuvoso (Figura 10b), respectivamente.

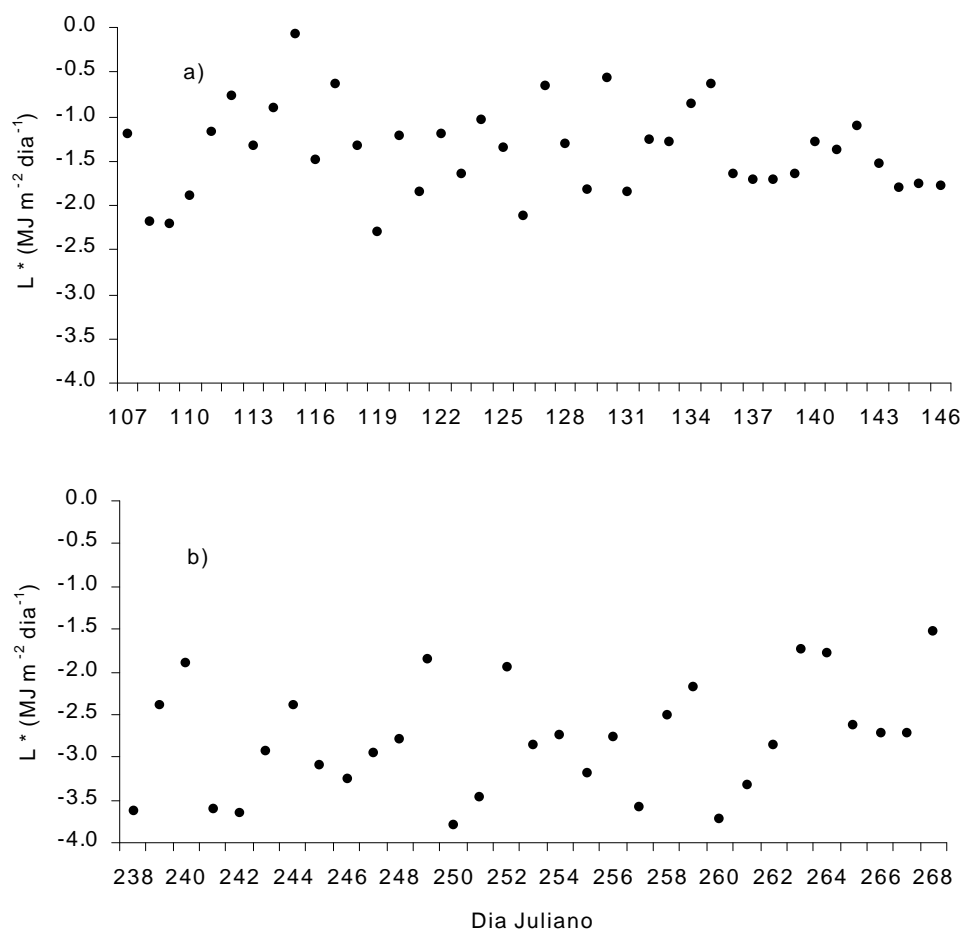


Figura 10 – Variação do total diário do balanço de onda longa, para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

O balanço de radiação de onda longa é controlado, basicamente, pelas temperaturas do ar e do solo, pela nebulosidade e pelas concentrações de vapor d'água e dióxido de carbono na atmosfera. O vapor de água e o  $\text{CO}_2$  são considerados como termorreguladores atmosféricos, em razão das capacidade de absorver radiação de ondas longas e promover o efeito estufa. As nuvens são extremamente eficientes na absorção de ondas longas, atuando no espectro de radiação na faixa de comprimentos de onda referente à janela atmosférica, 8 –12  $\mu\text{m}$ ; portanto, sua presença minimiza, consideravelmente, o

resfriamento irradiativo da superfície. Quanto maior a temperatura do solo, maior será sua irradiação de onda longa ( $L\uparrow$ ). Por outro lado, quanto maior a temperatura da atmosfera, maior será a contra radiação atmosférica ( $L\downarrow$ ). Numa escala diária, a temperatura média do ar, tomada próximo à superfície representa bem a temperatura média diária do solo.

O comportamento médio diário da temperatura do ar, da pressão de vapor e da concentração de  $\text{CO}_2$ , para os períodos estudados, é apresentado na Figura 11. Durante o período chuvoso, a temperatura média diária esteve sempre inferior àquela no período menos chuvoso, com exceção de poucos dias. A temperatura média, no período chuvoso, foi  $24,9\text{ }^\circ\text{C}$  e para o período menos chuvoso foi  $26,5\text{ }^\circ\text{C}$  (Figuras 11a, b). A maior temperatura do ar no período seco, consequência do maior aquecimento da superfície, justifica o  $L^*$  menor encontrado neste período. A pressão de vapor de água média diária, no período chuvoso, tendeu a ser maior que àquela no período menos chuvoso, com médias de  $28,16\text{ hPa}$  e  $27,75\text{ hPa}$ , respectivamente (Figuras 11c, d). Valores menores de pressão de vapor de água, no período menos chuvoso, ocorrem semelhantemente ao que foi discutido para a temperatura do ar e tendem a tornar os valores de  $L^*$  mais negativos, comparativamente ao período chuvoso. A análise da concentração de  $\text{CO}_2$  baseou-se num total de 32 dias, para o período chuvoso, e 14 dias para o período menos chuvoso, em virtude de descontinuidade na leitura. Não foi verificado comportamento padrão na variação de  $\text{CO}_2$ , que diferenciasse este constituinte atmosférico nos dois períodos estudados (Figura 11e, f). A concentração média de  $\text{CO}_2$  foi 373 e 375 ppm, para os períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. Os dados de nebulosidade não foram medidos neste estudo.

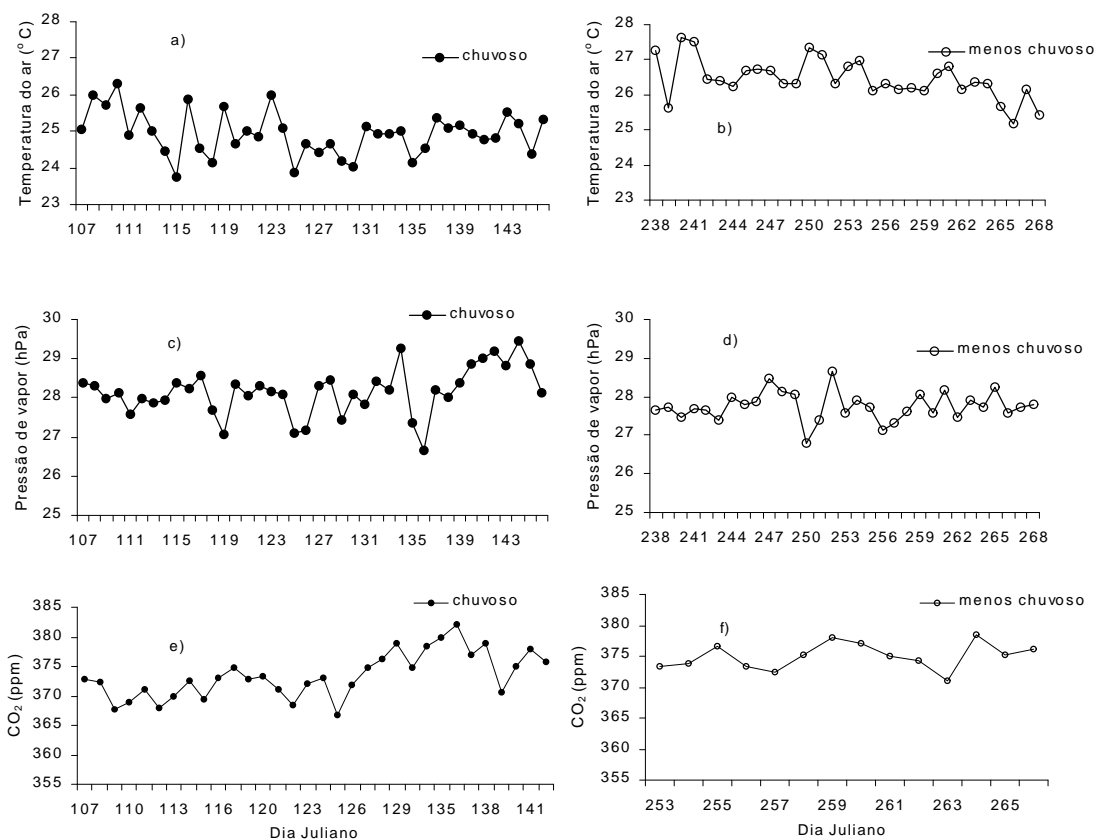


Figura 11 – Comportamento médio diário da temperatura do ar (a) e (b), pressão de vapor (c) e (d) e concentração de CO<sub>2</sub> (e) e (f).

Baseado nisso, testaram-se os diferentes modelos lineares e não lineares, buscando um que apresentasse a melhor estimativa do balanço diário de ondas longas à superfície. Inicialmente, como variáveis independentes, utilizou-se a temperatura do ar, e as concentrações de vapor d'água e de dióxido de carbono na atmosfera. Uma vez que os dados de nebulosidade não estavam disponíveis, utilizou-se, a razão entre a irradiância solar global incidente e a irradiância solar extraterrestre para representar a cobertura do céu ( $K\downarrow / R_0$ ).

A utilização das variáveis concentração de CO<sub>2</sub> e  $K\downarrow / R_0$  não causaram melhoria significativa em todos os modelos gerados, e estas foram descartadas. Tentou-se criar dois modelos específicos para os períodos

chuvoso e menos chuvoso e, como não foi verificado um ganho significativo na estimativa do  $L^*$ , optou-se por um modelo geral. A equação 17 apresenta o modelo gerado, o qual apresenta um coeficiente de determinação de 0,79 e o coeficiente angular 0,72, podendo ser considerado de bom ajuste, comparativamente aos modelos existentes que estimam  $L^*$ . A Figura 12 permite visualizar o ajuste do modelo gerado, apresentando valores de  $L^*$  medido e modelado.

$$L^* = 28,39 - 6,63 \times 10^{-6} \times T^4 + 4,22 \times \sqrt{e}$$

em que,

$T$  - é a temperatura do ar medida acima do dossel (K);

$e$  - é a pressão parcial de vapor (hPa).

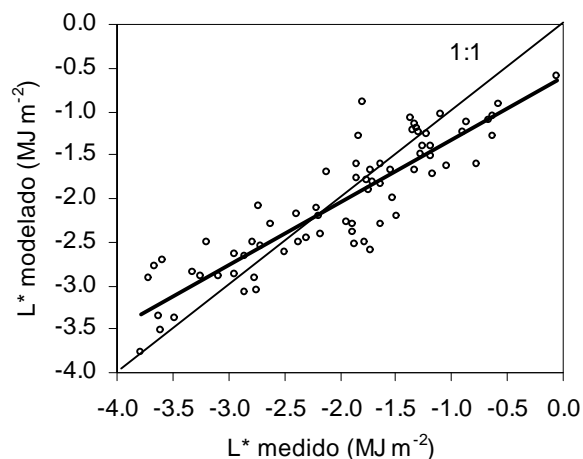


Figura 12 – Balanço de onda longa medido e modelado.

A Figura 13 permite uma comparação entre o balanço de onda longa medido e os diferentes modelos de  $L^*$ . Os valores de  $L^*$  medidos são comparados aos valores de  $L^*$  estimados pelo modelo gerado neste trabalho, pelo modelo de Brunt e pelo modelo de Allen, distintamente, para os períodos

chuvoso e menos chuvoso. A equação proposta por Brunt é a mais utilizada para estimar o balanço de onda longa diário, e leva em consideração a temperatura do ar média diária (K), a pressão de vapor e uma correção para o efeito de nebulosidade ( $n/N$ ). A equação proposta por Allen substitui a temperatura do ar média diária pela média entre a máxima e a mínima, elevadas à quarta potência. Em geral, observar-se que, durante o período chuvoso, os valores estimados pelo modelo de Brunt apresentam um ajuste razoável aos dados medidos, enquanto os valores estimados pelo modelo de Allen são subestimados, em relação aos dados medidos (Figura 13a). Durante o período menos chuvoso, verifica-se o contrário, pois, os valores estimados pelo modelo de Brunt subestimaram os dados medidos, ao passo que o modelo de Allen apresentou um ajuste razoável (Figura 14b). Os coeficientes de determinação, utilizando todo conjunto de dados, foram iguais para os modelos de Brunt e Allen, e apresentaram um valor de 0,48, indicando baixa qualidade na estimativa. De uma maneira geral, os valores estimados pelo modelo gerado neste estudo apresentaram o melhor ajuste aos dados medidos.

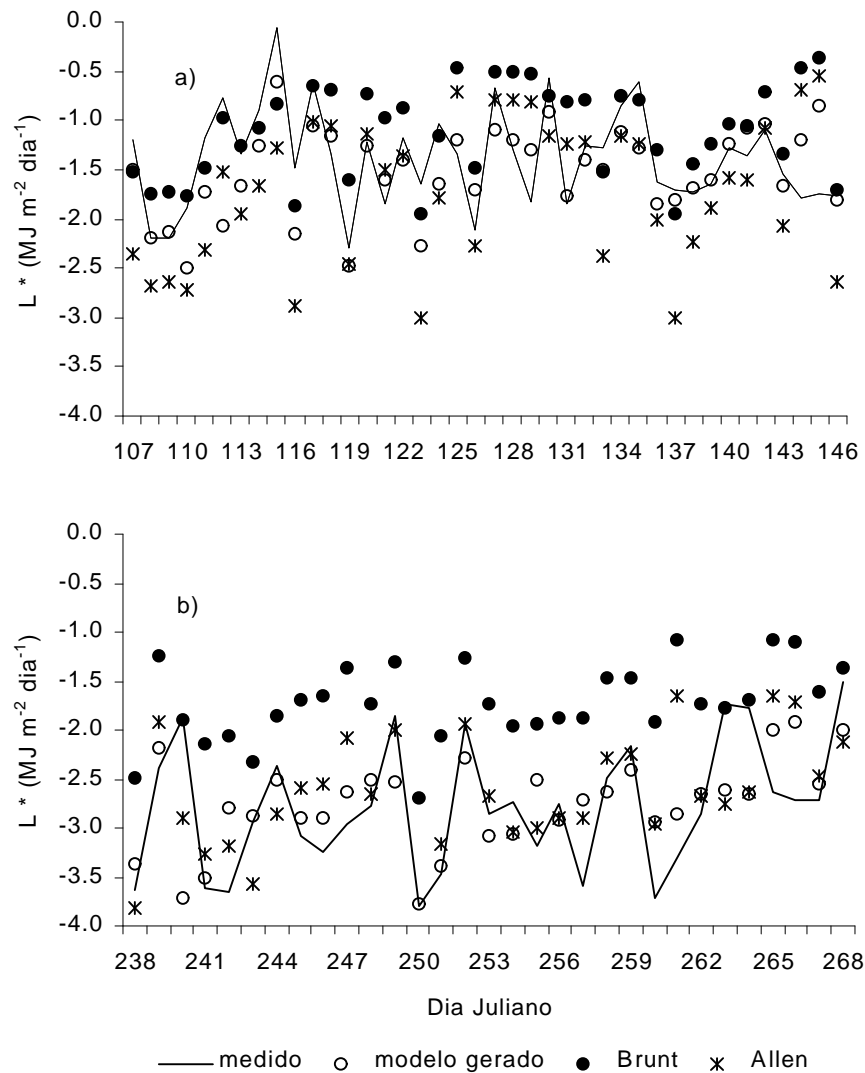


Figura 13 – Variação temporal do balanço de onda longa, (a) chuvoso e (b) menos chuvoso. Medido (—), modelo gerado (o), modelo de Brunt (●) e modelo de Allen (\*).

O comportamento médio horário do  $L^*$ , é ilustrado na Figura 14. Os valores de  $L^*$ , para os períodos estudados, foram sempre negativos, pelo fato de a radiação terrestre ser maior que a emitida pela atmosfera. Os valores médios de  $L^*$  foram  $-32,2 \text{ W m}^{-2}$ , para o período menos chuvoso, e  $-16 \text{ W m}^{-2}$  para o chuvoso. Durante o período chuvoso  $L^*$ , foi duas vezes maior, o que pode ser explicado em razão de este período apresentar temperatura menor,



maior cobertura de nuvens e mais umidade, que contribuem para tornar o balanço de  $L^*$  mais positivo. Observa-se que o ciclo diário apresenta-se bem definido, nos dois períodos. Durante o período menos chuvoso,  $L^*$  começa a ficar mais negativo a partir das 07:00 h, atingindo o valor máximo de  $-51,3 \text{ W m}^{-2}$  às 17:00 h, enquanto para o período chuvoso,  $L^*$  começa a ficar mais negativo a partir de 08:00 h, atingindo o máximo às 15:00 h, com o valor  $-31,2 \text{ W m}^{-2}$ . Durante o período menos chuvoso, das 17:00 às 20:00 h, a superfície terrestre perde radiação de onda longa ( $L\uparrow$ ) muito mais rapidamente do que no período chuvoso, em função da redução de nebulosidade (Figura 14).

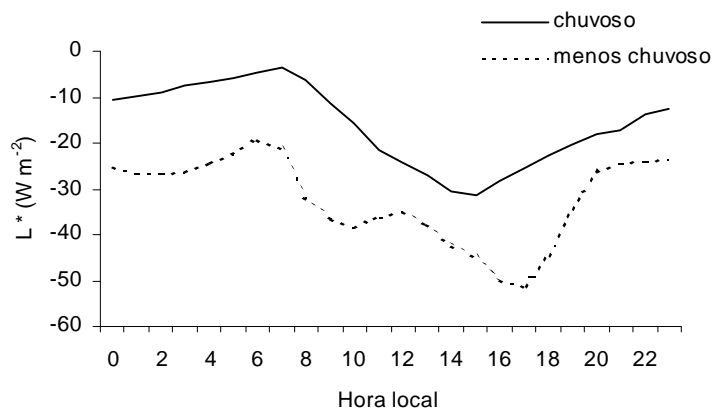


Figura 14 – Comportamento médio horário do balanço de radiação de onda longa ( $L^*$ ), para os períodos estudados.

#### 4.4 – Saldo de radiação ( $R_n$ )

O entendimento sobre o balanço de radiação ( $R_n$ ), conhecido também como saldo de radiação, é de fundamental importância na determinação da energia disponível em um sistema solo-planta, para ser utilizada nos processos biofísicos. Dentre esses processos, destacam-se a evapotranspiração,

aquecimento do sistema solo-planta-atmosfera, trocas de calor sensível pela advecção do ar e fotossíntese.

A Tabela 1 apresenta os totais diários médios dos componentes do balanço de radiação, para os dois períodos estudados. Observa-se que  $K^*$  foi inferior durante o período chuvoso, comparado com o menos chuvoso. Este fato pode ser explicado em razão da maior irradiação solar verificada no período menos chuvoso, devido à menor nebulosidade neste período. É interessante notar que apesar do período chuvoso apresentar um menor albedo, esta diferença não é suficiente para que o seu  $K^*$ , seja maior que o verificado no período menos chuvoso (Figura 7). Observa-se, ainda pelo  $L^*$ , que as perdas de ondas longas são duas vezes maiores durante o período menos chuvoso do que durante o período chuvoso. Uma vez que a emissão de ondas longas pela superfície, nos dois períodos, são praticamente iguais, o menor valor de  $L^*$  encontrado para o período chuvoso é explicado em razão da maior presença de nebulosidade, que garante maior valor de  $L_{\downarrow}$  no período chuvoso em relação ao menos chuvoso.

Tabela 1 – Totais diários médios dos componentes do balanço de radiação ( $R_n$ ), para os períodos estudados

<i>Período</i>	$K_{\downarrow}$	$K_{\uparrow}$	$K^*$	$L_{\downarrow}$	$L_{\uparrow}$	$L^*$	$R_n$
	$MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$	$MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$	$MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$	$MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$	$MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$	$MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$	$MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$
Chuvoso	14,8	-1,3	13,5	36,0	-37,4	-1,4	12,1
Menos Chuvoso	19,3	-2,2	17,1	34,5	-37,3	-2,8	14,3

O símbolo  $K$  refere-se a ondas curtas e  $L$  a ondas longas, os símbolos  $\downarrow$  e  $\uparrow$  indicam entrada e saída de energia, respectivamente.

#### **4.4.1 – Análise do balanço de radiação para dias de céu claro e nublado**

Para entender melhor a magnitude de variação do balanço de radiação, foi realizada uma análise de seus componentes para dias de céu claro (CC) e nublado (CN). Em determinado período de estudo, dias em que o céu permanece sem nuvens (céu claro) representam momentos com maior disponibilidade de energia solar para os processos biofísicos, enquanto os dias nublados representam períodos com menor disponibilidade de energia. Assim, é possível conhecer o máximo possível de energia disponível, para determinado dia e localidade, estudando-se os dias de céu claro, bem como o mínimo de energia disponível, para determinado dia e localidade, estudando-se os dias de céu nublado. A Tabela 2 apresenta os dias selecionados para a condição de CC e para a condição de CN. Dos vinte e oito dias (28) de CC somente oito (8) dias correspondem ao período chuvoso. Para a condição de CN, foram encontrados oito (8) dias, todos correspondentes ao período chuvoso. Os valores da razão de insolação modificada para CC variaram entre 0,51 e 0,65, enquanto os valores para CN variaram entre 0,19 e 0,33.

Tabela 2 – Totais diurnos da radiação solar incidente ( $K\downarrow$ ) e da radiação solar extraterrestre ( $R_o$ ), para os dias de céu claro (CC =  $K\downarrow / R_o > 0,5$ ) e céu nublado (CN =  $K\downarrow / R_o < 0,35$ )

<i>DJ</i>	$R$ MJ m <sup>-2</sup> <sub>o</sub>	$K^-$ MJ m <sup>-2</sup>	$K^- / R_o$		<i>DJ</i>	$R_o$ MJ m <sup>-2</sup>	$K^-$ MJ m <sup>-2</sup>	$K^- / R_o$	
107	36,4	18,7	0,51	CC	242	36,2	21,1	0,58	CC
108	36,3	19,9	0,55	CC	243	36,3	22,3	0,62	CC
109	36,3	19,4	0,53	CC	244	36,3	20,2	0,56	CC
110	36,2	19,8	0,55	CC	245	36,4	18,9	0,52	CC
115	35,8	6,8	0,19	CN	246	36,5	18,9	0,52	CC
116	35,7	20,4	0,57	CC	248	36,6	19,7	0,54	CC
118	35,6	8,0	0,23	CN	250	36,7	23,8	0,65	CC
123	35,2	20,5	0,58	CC	251	36,7	20,9	0,57	CC
125	35,0	9,5	0,27	CN	253	36,8	19,2	0,52	CC
127	34,9	11,4	0,33	CN	254	36,9	21,0	0,57	CC
128	34,8	11,5	0,33	CN	255	36,9	20,8	0,56	CC
129	34,7	11,2	0,32	CN	256	37,0	19,8	0,53	CC
133	34,4	17,6	0,51	CC	257	37,0	20,0	0,54	CC
137	34,1	19,9	0,58	CC	260	37,1	20,6	0,55	CC
144	33,7	11,0	0,33	CN	262	37,2	19,3	0,52	CC
145	33,6	10,2	0,30	CN	263	37,3	20,1	0,54	CC
240	36,1	20,0	0,55	CC	264	37,3	19,5	0,52	CC
241	36,2	21,4	0,59	CC	267	37,4	19,0	0,51	CC

Na Tabela 3 são apresentados os totais médios diários dos componente do balanço de radiação, para os dias de CC e CN. A radiação solar incidente média diária, no topo do dossel, foi 20,1 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup> para os dias de CC, e 10,0 MJ m<sup>-2</sup> para os dias de CN, ou seja, durante os dias de CC a  $K\downarrow$  corresponde ao dobro da valor encontrado para os dias de CN. Os valores de  $K\uparrow$  para os dias de CC também foram da ordem de duas vezes os valores encontrados para os dias de CN. Assim, os valores de  $K^*$  mantiveram a mesma diferença encontrada para os componentes separadamente, em que o total diário de  $K^*$  para CC foi o dobro de CN, sendo encontrados os valores 18,0 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup> e 9,1 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, respectivamente. Ainda na Tabela 3, observa-se que os valores de  $L\uparrow$  são muito próximos para os dias de CC e CN. Observa-se ainda, que  $L\downarrow$  é maior nos dias de CN do que nos dias de CC devido à contraradiação

emitida pelas nuvens, resultando em  $L^*$  duas vezes maior para dias de CC do que para CN. Finalmente, analisando o saldo de radiação ( $R_n$ ) constata-se que os dias de CC apresentaram uma disponibilidade de energia duas vezes maior do que os dias CN.

Tabela 3 – Totais diários médios dos componentes do balanço de radiação ( $R_n$ ), para os dias de CC e CN

Período	$K^-$ $MJ m^2 dia^{-1}$	$K^-$ $MJ m^2 dia^{-1}$	$K^*$ $MJ m^2 dia^{-1}$	$L^-$ $MJ m^2 dia^{-1}$	$L^-$ $MJ m^2 dia^{-1}$	$L^*$ $MJ m^2 dia^{-1}$	$R_n$ $MJ m^2 dia^{-1}$
CC	20,1	-2,2	18,0	34,7	-37,3	-2,6	15,4
CN	10,0	-0,9	9,1	36,2	-37,5	-1,3	7,8

O símbolo  $K$  refere-se a ondas curtas e  $L$  a ondas longas, os símbolos  $\downarrow$  e  $\uparrow$  indicam entrada e saída de energia respectivamente.

A Figura 15 apresenta as variações médias horárias dos componentes do balanço de radiação, para os dias de céu claro e céu nublado. Durante os dias de CC, os valores máximos de  $K^*$  e  $R_n$  foram  $661,6$  e  $622,5 W m^{-2}$  respectivamente. Por outro lado, a superfície terrestre perdeu mais radiação de onda longa ( $L^*$ ) às 16:00 h, alcançando o valor de  $-50,4 W m^{-2}$  (Figura 15a). Para os dias de céu nublado as magnitudes dos componentes do balanço de radiação foram diretamente influenciadas pela cobertura de nuvens. Os valores máximos de  $K^*$ ,  $R_n$  e  $L^*$  foram  $341,5 W m^{-2}$ ,  $331,9 W m^{-2}$  e  $-26,0 W m^{-2}$ , às 18:00 h, respectivamente (Figura 15b).

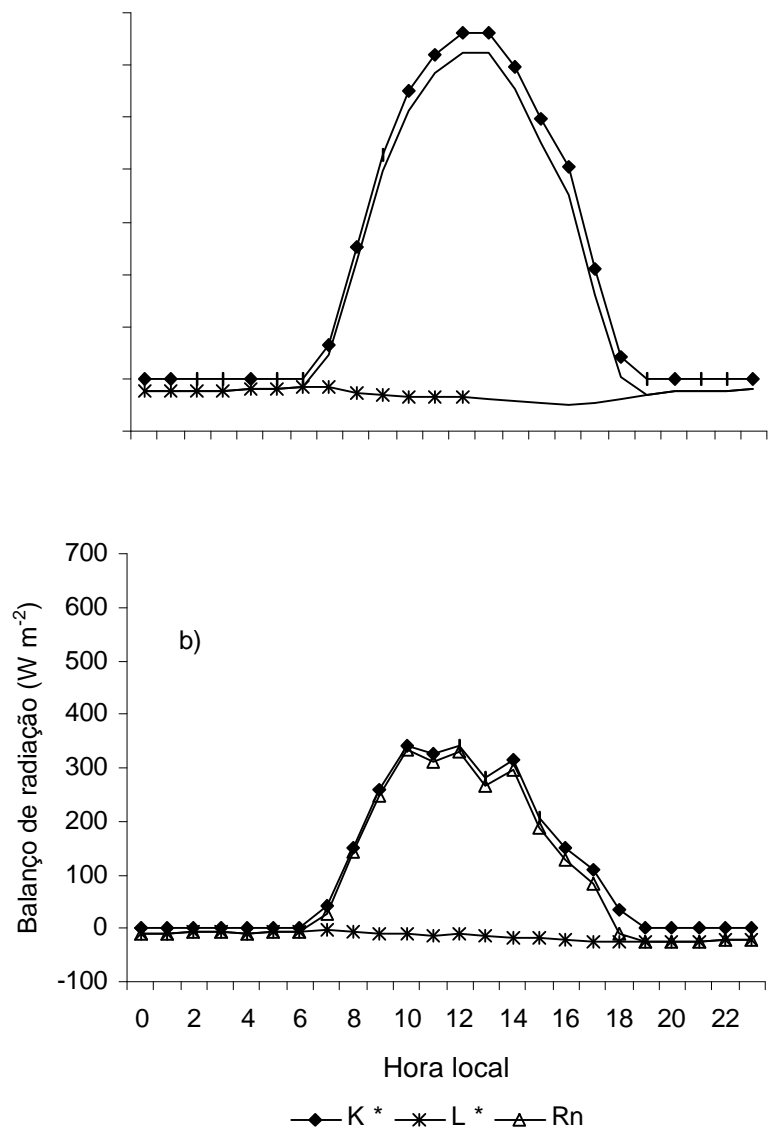


Figura 15 – Comportamento médio horário dos componentes do balanço de radiação para os dias de céu claro (a), e céu nublado (b).

A Figura 16 apresenta a variação média horária de  $L_{\downarrow}$ , observada em dias de céu claro e céu nublado. Nota-se que o ciclo diário apresenta-se bem definido nos dois períodos, com os maiores valores de  $L_{\downarrow}$  ocorrendo durante os dias de céu nublado. A obtenção de valores mais elevados de  $L_{\downarrow}$  em dias nublados já era esperado, pois, as nuvens são os maiores contribuidores de

$L_{\downarrow}$ , irradiando como corpo negro a partir de sua base (ARYA, 1988). O fluxo médio diário de  $L_{\downarrow}$ , durante o período de céu nublado, foi  $419,1 \text{ W m}^{-2}$ , portanto, superior ao dos dias de céu claro cujo valor médio foi  $401,69 \text{ W m}^{-2}$ . Estes resultados estão coerentes com aqueles obtidos por SHUTTLEWORTH et al. (1984), ou seja,  $412 \text{ W m}^{-2}$ , sendo considerados apenas seis dias de medições dos componentes do balanço de radiação, no mês de setembro de 1983, em Manaus-AM.

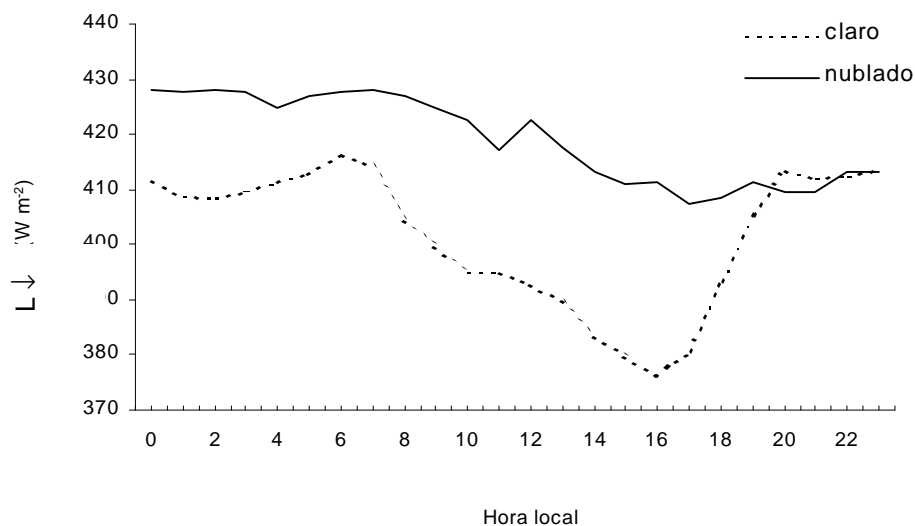


Figura 16 - Variação média horária da radiação de onda longa emitida pela atmosfera ( $L_{\downarrow}$ ), durante os dias de CC e CN.

#### 4.5 - Balanço de energia

O saldo de radiação é particionado em vários fluxos de energia. Neste trabalho, foram estudados os três fluxos mais importantes, transferência de calor latente, de calor sensível e fluxo de calor no solo somado à energia somado pela biomassa. Os fluxos de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor latente

( $LE$ ), foram medidos, em base horária, acima do dossel da floresta de Caxiuanã, enquanto o fluxo de calor no solo somado à energia armazenada pela biomassa ( $G + S$ ) foi estimado através do resíduo da equação 9. A Tabela 4 apresenta os valores médios da partição de energia.

Tabela 4 – Valores médios do saldo da radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor no solo mais a energia armazenada pela biomassa ( $G+S$ ), para os períodos estudados.

<i>Período</i>	$R_n$ $W m^{-2}$	$LE$ $W m^{-2}$	$H$ $W m^{-2}$	$LE/R_n$ (%)	$H/R_n$ (%)	$(G+S)/R_n$ (%)
Chuvoso	140,6	84,5	20,0	60	14	26
Menos chuvoso	165,0	123,4	28,4	75	17	8

As partições de energia foram diferentes, para os períodos estudados. Durante o período chuvoso, a radiação foi atenuada pela cobertura de nuvens, como visto anteriormente, apresentando um valor médio de  $140,6 W m^{-2}$ , sendo 60% dessa energia utilizada para evapotranspiração ( $LE$ ) e 14% para aquecer a atmosfera ( $H$ ). O fluxo de calor no solo ( $G$ ) utiliza 26% do saldo de radiação. Estes valores são semelhantes aos encontrados por SANTOS (2001) a partir de um estudo de modelagem dos fluxos de energia, para a floresta de Caxiuanã, onde verificou valores de  $LE$ ,  $H$  e ( $G+DS$ ) de 57, 20 e 23% de  $R_n$ , respectivamente.

TEIXEIRA (1999) avaliando o balanço de energia na floresta de Ji-Paraná para o período mais chuvoso, de abril a junho de 1993, encontrou para  $LE/R_n$ ,  $H/R_n$  e  $G/R_n$ , em torno de meio-dia, 69%, 19% e 0,5%, respectivamente. Estudando o balanço de radiação, durante o período chuvoso em Ji-Paraná,



GALVÃO e FISCH (2000) encontraram  $LE$  e  $H$  correspondendo a 79% e 17% do saldo de radiação, respectivamente. De uma maneira geral, observa-se que a energia utilizada para a evapotranspiração na floresta de Ji-Paraná é superior àquela utilizada na floresta de Caxiuanã durante o período chuvoso.

Durante o período menos chuvoso, o saldo de radiação foi superior, com valor médio de  $165 \text{ W m}^{-2}$ . Nesse período, a energia utilizada para o processo de evapotranspiração ( $LE$ ) correspondeu a 75%, e para aquecimento da atmosfera ( $H$ ) 17%, sendo que o fluxo de calor no solo somado à energia armazenada pela biomassa ( $G + S$ ) correspondeu a 8%. SANTOS (2001), utilizando dados de 10 dias também relativos ao período menos chuvoso, para a floresta de Caxiuanã, encontrou que  $LE/R_n = 83\%$ ,  $H/R_n = 22\%$  e  $(G+DS)/R_n = -5\%$ .

TEIXEIRA (1999) avaliando o balanço de energia na floresta de Ji-Paraná no período de agosto a outubro de 1992, encontrou os valores 65%, 19% e 0,5% para a  $LE/R_n$ ,  $H/R_n$  e  $G/R_n$  em torno do meio dia, respectivamente. Também para a floresta de Ji-Paraná, durante o período menos chuvoso, GALVÃO e FISCH (2000) determinaram que  $LE$  e  $H$  correspondem a 62% e 18% de  $R_n$ , respectivamente. Durante o período menos chuvoso, na floresta de Caxiuanã, a partição de energia para processo de evapotranspiração é superior, comparativamente, ao da floresta de Ji-Paraná, indicando que a floresta de Caxiuanã consegue extrair mais água do solo, durante este período.

A Figura 17 apresenta as variações médias horárias dos componentes do balanço de energia, para os períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. Os valores médios às 12:00 h do saldo de radiação, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo foram, respectivamente, de  $509,8 \text{ W m}^{-2}$ ,  $307,7 \text{ W m}^{-2}$ ,  $105,4 \text{ W m}^{-2}$  e  $79,0 \text{ W m}^{-2}$ ,

durante o período chuvoso, ao passo que os valores correspondentes médios horários para o período menos chuvoso foram  $576,7 \text{ W m}^{-2}$ ,  $431,62 \text{ W m}^{-2}$ ,  $162,9 \text{ W m}^{-2}$  e  $20,0 \text{ W m}^{-2}$ .

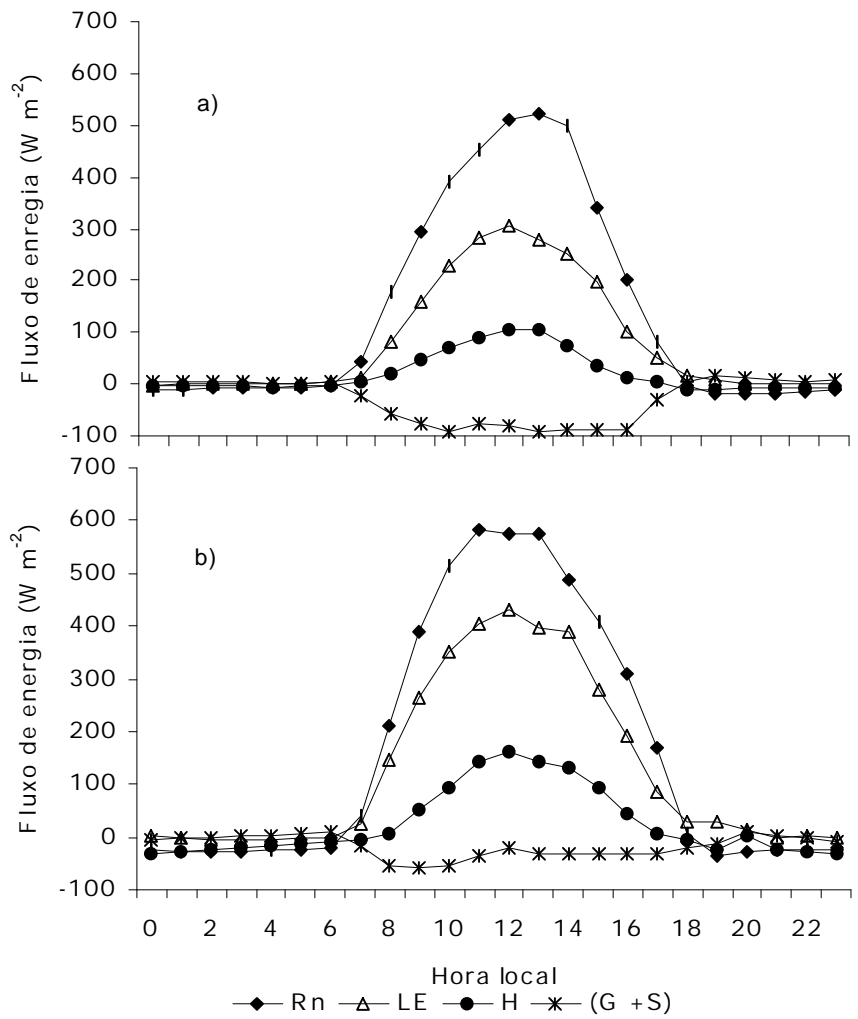


Figura 17 – Variação média horária das componentes do balanço de energia para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

#### **4.5.1 - Evapotranspiração**

Diferentes fatores biofísicos controlam a transferência de vapor de água para a atmosfera. Dentre estes podemos destacar: a disponibilidade de energia, dada pelo saldo de radiação; a demanda atmosférica por vapor de água, dada pela umidade e temperaturas do ar; e a condição aerodinâmica, dada pela velocidade do vento e rugosidade da superfície. Finalmente, por fatores fisiológicos da vegetação, dados pelo controle estomático, facilidade de captura da água do solo pelas raízes e resistência ao transporte de água no interior da planta. Assim, para entender o processo de evapotranspiração da floresta, foram estimados e analisados alguns parâmetros de controle, abordados a seguir.

##### **4.5.1.2 – Condutância da superfície**

Utilizando-se o fluxo de calor latente medido pelo sistema de correlação de vórtices turbulentos acima do dossel, a condutância da superfície ( $C_s$ ) para dossel seco foi determinada através da inversão da equação de Penman-Montheit. Para análise do comportamento da  $C_s$ , foram excluídos os horários em que ocorreu evento de precipitação pluviométrica, e três horas após esta ocorrência. A Figura 18a apresenta o comportamento médio de  $C_s$ , no intervalo de 07:00 até as 18:00 h. Comparando os dois períodos, observa-se que, durante o período menos chuvoso, os valores de  $C_s$ , embora menores, apresentam uma variação ao longo do dia semelhante aos valores observados para o período chuvoso. O padrão observado no transcurso diário de  $C_s$ , para a floresta de Caxiuanã, é similar ao encontrado em diferentes estudos

conduzidos na floresta amazônica (ROBERTS et al., 1996; McWILLIAM et al. 1996; WRIGHT et al., 1996; SÁ et al., 1996, CARSWELL et al. 2001). Observa-se um aumento acentuado na condutância, nas primeiras horas da manhã, atingindo valores máximos entre 08:00 h e 09:00 h. A partir deste horário, os valores de condutância decrescem até o final da tarde, indicando o fechamento estomático. Os valores máximos de  $C_s$ , nos dois períodos, ocorreram às 08:00 h, sendo estes valores de  $0,060 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,045 \text{ m s}^{-1}$  para o período chuvoso e menos chuvoso, respectivamente.

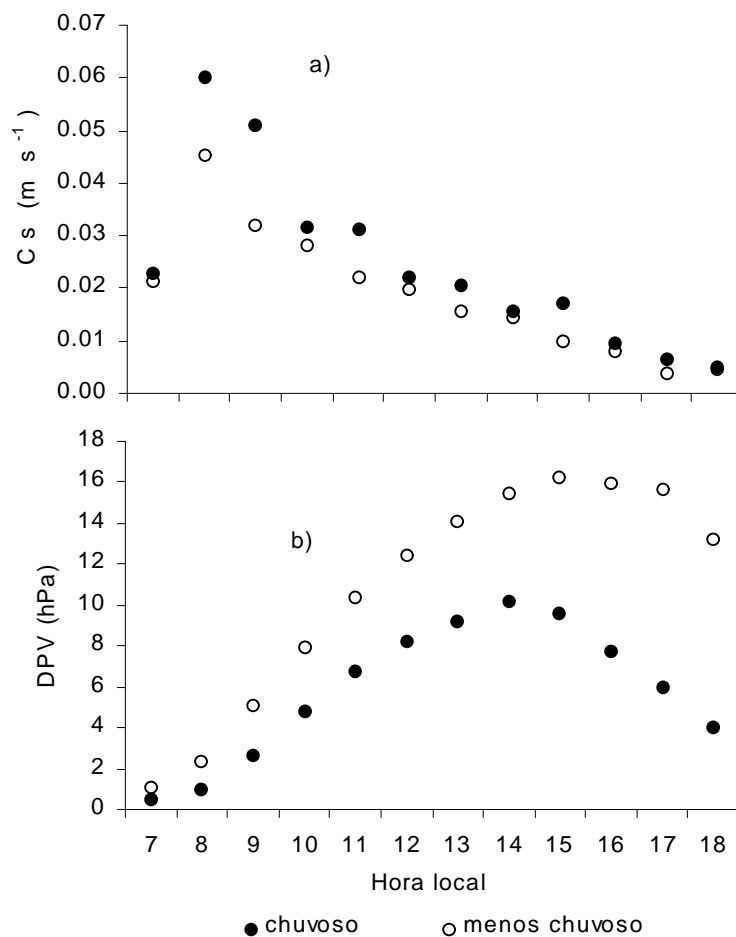


Figura 18 - Variação média diurna da condutância da superfície ( $C_s$ ) para o dossel seco (a) e déficit da pressão de vapor (b).

O déficit de pressão de vapor (*DPV*) médio, para o mesmo intervalo do dia, apresenta um padrão bem definido com elevação nas primeiras horas do dia, ocorrendo o máximo no início do período da tarde, que passa a decrescer logo em seguida (Figura 18b). O valor médio de *DPV*, para o período chuvoso, foi 5,8 hPa, ao passo que durante o período menos chuvoso, o valor foi quase duas vezes maior, isto é, 10,8 hPa. Observa-se uma relação negativa de  $C_s$  e *DPV*, a medida que o *DPV* aumenta, atmosfera mais seca, a  $C_s$  começa a decrescer.

Objetivando uma melhor compreensão sobre a relação da condutância da superfície com o *DPV* e a radiação solar global ( $K\downarrow$ ), foram gerados modelos através de análises de regressão, entre a  $C_s$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) e o *DPV* (hPa), para três faixas de  $K\downarrow$  ( $\leq 550$ ,  $500 - 700$  e  $> 700 \text{ W m}^{-2}$ ) (Figura 19). Os modelos foram desenvolvidos com dados relativos a ambos os períodos de estudo, sendo úteis à estimativa da condutância tanto para período chuvoso como menos chuvoso. Os modelos apresentaram um bom ajuste para a estimativa da condutância da superfície, com exceção do modelo gerado para  $K\downarrow$  acima de  $700 \text{ W m}^{-2}$ . Este fato pode estar associado à saturação luminosa, provocada pelo excesso de radiação, e ao *DPV* elevado (atmosfera seca), o que provocaria o fechamento dos estômatos (controle fisiológico). A Tabela 5 apresenta os modelos, gerados neste trabalho, para as diferentes faixas de  $K\downarrow$ . Observa-se que os melhores ajustes foram conseguidos para a faixa de  $K\downarrow$  de 0 a  $700 \text{ W m}^{-2}$ , com  $r^2 = 0,7$ . E o modelo é desaconselhável para valores de  $K\downarrow > 700 \text{ W m}^{-2}$ .

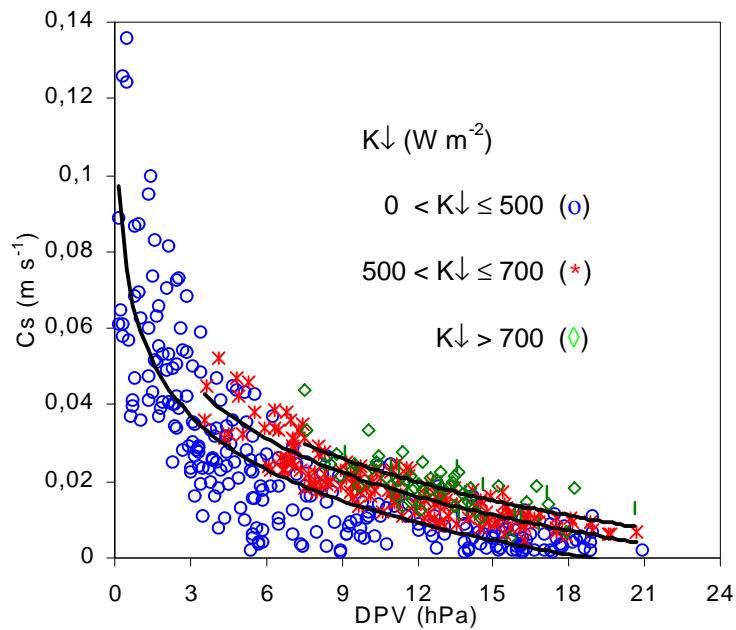


Figura 19 – Relação entre a condutância da superfície e o déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ) para três faixas de irradiação solar global ( $K\downarrow$ ).

Tabela 5 – Resultado da regressão entre  $C_s$  ( $m\ s^{-1}$ ) e  $DPV$  (hPa) para faixas de  $K\downarrow$ .

$K\downarrow$ ( $W\ m^{-2}$ )	Modelo	$r^2$
$0 < K\downarrow \leq 500$	$C_s = 0,0595 - 0,0203 \times \ln(DPV)$	0,7022
$500 < K\downarrow \leq 700$	$C_s = 0,0703 - 0,0218 \times \ln(DPV)$	0,7931
$K\downarrow > 700$	$C_s = 0,0736 - 0,0216 \times \ln(DPV)$	0,5335

#### 4.5.1.3 – Condutância aerodinâmica

A condutância aerodinâmica média ( $C_a$ ) foi  $0,164\ m\ s^{-1}$  e  $0,210\ m\ s^{-1}$ , para os período chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. Este valor de  $C_a$ , aproximadamente o dobro, durante o período menos chuvoso favoreceu o processo de evapotranspiração. A condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) apresentou

valores máximos de 0,220 e 0,375  $\text{m s}^{-1}$  para os períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente (Figura 20a).

Na Figura 20b, observa-se que a velocidade do vento média horária apresentou valores mais intensos no período menos chuvoso, com valor médio de 1,9  $\text{m s}^{-1}$ , para o período chuvoso, sendo a velocidade média do vento 1,4  $\text{m s}^{-1}$ . Um maior valor da velocidade do vento é favorável ao aumento da evapotranspiração, pois, o processo de transferência de vapor d'água é facilitado em função do aumento da condutância aerodinâmica, discutida anteriormente. Desta forma, maiores valores desta variável, na estação menos chuvosa contribuíram para um maior valor da evapotranspiração nesse período.

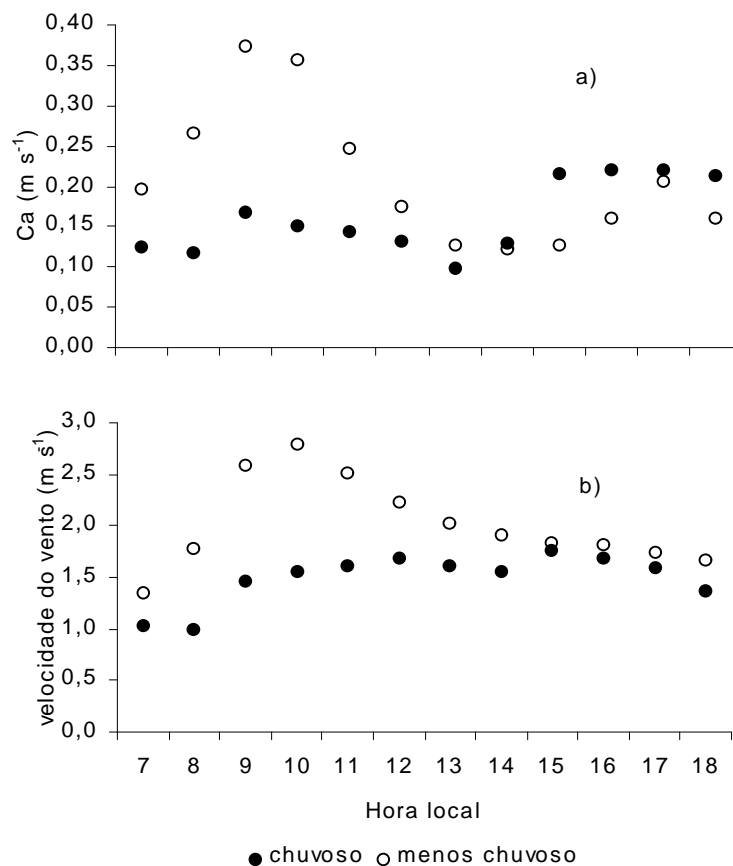


Figura 20 - Variação média diurna da condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) (a) e velocidade média do vento (b).

#### 4.5.1.3 – Fator de desacoplamento

Para melhor entender a contribuição dos diferentes elementos que controlam a evapotranspiração, foi calculado o fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) proposto por JARVIS e McNAUGHTON (1986), para os dois períodos de estudo (Figura 21). Este fator permite distinguir o grau de controle sobre o processo de evapotranspiração entre vegetação associada a condição atmosférica (umidade, temperatura do ar e condições de estabilidade atmosférica e vento) e o saldo de radiação. Os valores de  $\Omega$  variam entre 0 e 1, sendo que valores mais próximos a 1 indicam que a evapotranspiração é mais dependente do saldo de radiação. Por outro lado, valores de  $\Omega$  mais próximos a 0 indicam que a evapotranspiração tem um maior controle, exercido pelas condições atmosféricas reinantes associadas ao controle fisiológico das plantas. No início da manhã, verifica-se que os valores de  $\Omega$  são mais elevados para o período chuvoso, quando comparado ao período menos chuvoso. Tal fato indica que o primeiro período guarda uma maior dependência do saldo de radiação no processo de transferência de vapor d'água para a atmosfera, o que pode ser explicado em razão da menor disponibilidade de energia verificada no período chuvoso, devido à maior nebulosidade observada. Durante a tarde, verifica-se uma inversão neste comportamento, ou seja, os valores de  $\Omega$  são ligeiramente menores para o período chuvoso, em relação ao menos chuvoso, indicando que o estado atmosférico está exercendo um maior controle sobre o processo de evapotranspiração. Pode-se concluir que durante o período da tarde, para ambos os períodos, o dossel da floresta de Caxiuanã se mostra mais acoplado com a atmosfera.



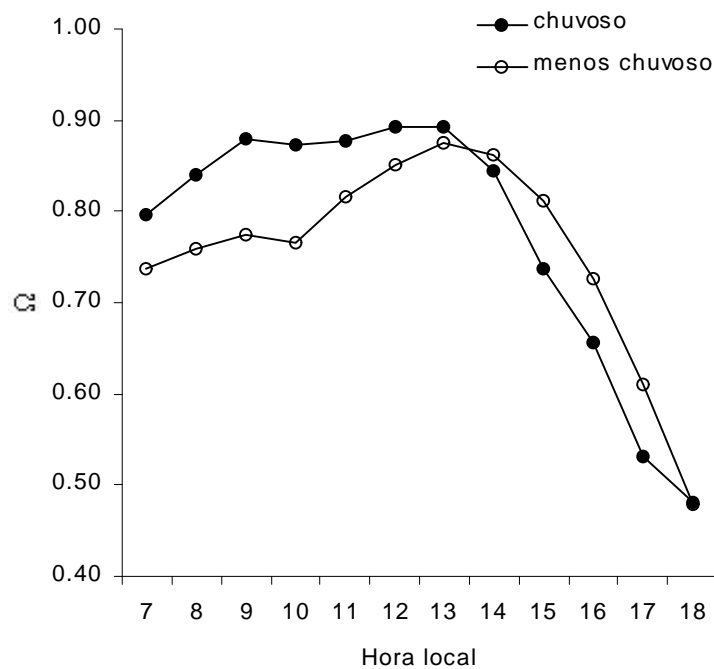


Figura 21 - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) para os períodos estudados.

A evapotranspiração para a floresta de Caxiuanã foi medida no topo da torre, em intervalos horários. A evapotranspiração total para o período chuvoso foi 108,2 mm, com valor médio de  $2,9 \text{ mm dia}^{-1}$ , enquanto, durante o período menos chuvoso, a evapotranspiração total foi 128,8 mm, com média de  $4,3 \text{ mm}$  para o período. Durante o período menos chuvoso de 1993, na floresta de Marabá, a taxa diária de evapotranspiração foi  $2,1 \text{ mm dia}^{-1}$ , HODNETT et al (1996), valor este duas vezes inferior ao observado em Caxiuanã, para a mesma estação. Para a floresta de Ji-Paraná, ALVES et al. (1999) encontrou os valores  $3,6 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $4,5 \text{ mm dia}^{-1}$  para os períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente.

A Figura 22 apresenta o comportamento médio horário da evapotranspiração, para os períodos estudados. Nota-se, claramente, que a transferência de vapor para a atmosfera tem início às 07:00 h, atingindo o máximo às 12:00 h, com valores de 0,45 mm h<sup>-1</sup> e 0,64 mm h<sup>-1</sup> para os períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. A partir deste momento, o processo de evapotranspiração começa a diminuir, indicando o fechamento estomatal.

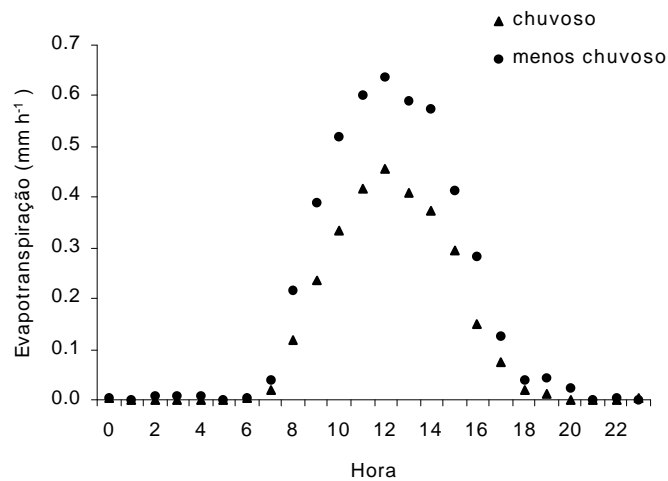


Figura 22 - Comportamento médio horário do fluxo de vapor d'água medido acima do dossel para os períodos estudados.

## 5 - CONCLUSÕES

O albedo médio durante o período chuvoso foi inferior quando comparado ao do período menos chuvoso, sendo 8,2% e 11,9%, respectivamente. Esta diferença pode ser explicada pelo maior tempo de molhamento do dossel e pelo menor índice de área foliar observados no período chuvoso. A variação do albedo ao longo do dia para o período menos chuvoso responde bem a variação na elevação solar. Ao contrário, no período chuvoso a variação do albedo ao longo do dia, parece não obedecer à elevação solar, mostrando uma menor amplitude de variação. Possivelmente devido a maior frequência de molhamento do dossel, nas primeiras horas da manhã pela deposição de orvalho e durante a tarde pela alta frequência de chuvas verificadas predominantemente neste período do dia.

O balanço de onda longa diário estimado, pelo modelo gerado neste estudo, apresentou um bom ajuste aos dados observados, comparado aos modelos de Brunt e Allen, normalmente utilizados nesta estimativa.

Embora tenha sido verificado maior saldo de radiação no período menos chuvoso, como já esperado em função da menor nebulosidade neste período,

os valores não diferem muito. Este fato pode ser explicado pela compensação realizada pelo maior albedo e pela maior perda de ondas longas, verificadas no período menos chuvoso quando comparado ao período chuvoso. Durante dias de céu claro o saldo de radiação foi duas vezes maior que o verificado em dias de céu claro.

As partições de energia foram diferentes, para os períodos estudados. Durante o período chuvoso 60% da energia disponível foi utilizada para o processo de evapotranspiração, ao passo que durante o período menos chuvoso este valor foi 76%. Por outro lado a energia disponível utilizada para aquecimento da atmosfera entre os dois períodos de estudo não diferiu muito.

A evapotranspiração para o período chuvoso foi menor que o encontrado para o período menos chuvoso com médias diárias de  $2,9 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $4,3 \text{ mm dia}^{-1}$  respectivamente. A maior evapotranspiração verificada no período menos chuvoso ocorreu apesar da condutância da superfície ser menor neste período, indicando que esse processo teve um maior controle exercido pela maior disponibilidade de energia e pela maior condutância aerodinâmica.

O padrão diurno de variação da condutância da superfície e condutância aerodinâmica na floresta de Caxiuanã é semelhante aos verificados em outras regiões da Floresta Amazônica. Verificou-se ainda que o modelo de estimativa da condutância da superfície, desenvolvido neste estudo, para diferentes classes da irradiância solar global, mostrou-se bem ajustados aos dados observados.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, F. S. M.; FISCH, G.; VENDRAME, I. F. Modificações do microclima e regime hidrológico devido ao desmatamento na Amazônia. *Acta Amazonica*, v.29, 1999. p. 395-409.
- ARYA, S. P. S. Introduction to micrometeorology. London: Academic Press, Inc. 1988. 307 p.
- BALDOCCHI, D. D.; MEYERS, T. P. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.90, 1998. p. 1-25.
- BASTABLE, H. G.; SHUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. L. G.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Observation of climate, albedo and surface radiation over cleared and disturbed Amazonian forest. *International Journal of Climatology*, v. 13, 1993. p. 783-796.
- CAMPBELL, G. S.; NORMAN, J. M. An introduction to environmental biophysics. New York: Springer-Verlag, 2<sup>nd</sup> ed., 1998. 286 p.
- CARSWELL, F. E.; COSTA, A. C. L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; MEIER, P.; COSTA, J. P. R.; RUIVO, M. L.; LEAL, L. S. M. ; COSTA, J. M. N.; CLEMENTE, R. J.; GRACE, J. Seasonality in CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux at an eastern Amazonian Rain Forest. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*. Submetido.

- COSTA, M. H.; & FOLEY, J. A. The water balance of the Amazon basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, v.102, n. D20, 1997. p. 23973-23990.
- COSTA, M. H.; & FOLEY, J. A. T. Combined effects of deforestation and doubled Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the Climate of Amazonia. *Journal of Climate*, v.13, 2000. p. 18-34.
- CULF, A.D.; FISCH, G.; HODNETT, M.G. The albedo of Amazonian forest and ranchland. *Journal of Climate*, v. 8, 1995. p.1544-1554.
- CULF, A.D.; ESTEVES, J. L. ; MARQUES FILHO, A. O and ROCHA, H.R. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (Eds). *Amazonian Deforestation and Climate*, John Wiley & Sons, Chichester, England, 1996, p. 175 –191.
- DIRMEYER, P.A. Vegetation as a feedback mechanism in midlatitude drought. *Journal of Climate*, v. 7, 1994. p. 1463-1483.
- GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Energy budget in forest and pasture sites in Amazonian, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 15, 2000. p. 25-37.
- GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTÓRIA, R. L. *An Overview of ABRACOS*. In: *Amazonian deforestation and climate*. GASH, J.H.C.; C.A. NOBRE; J.M. ROBERTS; R.L. VICTORIA. John Wiley and Sons, 1<sup>st</sup> ed., 1996. p. 1-14.
- HENDERSON-SELLERS, A. ; GORNITZ, V. Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation. *Climatic Change.*, 1984, v. 6, p. 231 – 257.
- HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R. E.; DURBRIDGE, T. B.; KENNEDY, P. J.; McGUFFIE, K.; PITMAN, A. J. Tropical deforestation: Modeling local to regional-scale climate change. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*. 1993, v. 98, p. 7289 – 7315.
- HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*. 1989, v.11, p. 1388 - 1403, 1989.

- HODNET, M. G.; OYAMA, M. D.; TOMASSELA, J. and MARQUES FILHO, A. O. Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (Eds). *Amazonian Deforestation and Climate*, John Wiley & Sons, Chichester, England, 1996, p. 57–77.
- JARVIS, P. G.; e McNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration. *Advances in Ecological Research*. v. 15, 1986. p. 1-49.
- JARVIS, P. G.; MASSHERDER, J. M.; HALE, S. E.; MONCRIEFF, J. B.; RAYMENT, M.; SCOTT, S. L. Seasonal variation of carbon dioxide, water vapor, and energy exchanges of a boreal black spruce forest. *Journal of Geophysical Research*. 1997, v.102, p. 28953-28966.
- KELL, B. W.; BALDOCCHI, D. D. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. *Agricultural and Forest Meteorology*. v.100, 2000. p. 1-18.
- KELL, B. W.; HANSON, P. J.; BALDOCCHI, D. D. Factors controlling evaporation and energy partitioning beneath a deciduous forest over an annual cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*. v.102, 2000. p. 83-103.
- LEITÃO, M. M. V. B. Balanço de radiação em três ecossistemas da floresta Amazônica: campina, campinarana e mata densa. São José dos Campos. 153p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1994.
- MACWILLIAM, A-L.; CABRAL, M. R.; GOMES, B. M.; ESTEVES, J. M. Forest and pasture leaf-gas exchange in south-west Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (Eds). *Amazonian Deforestation and Climate*, John Wiley & Sons, Chichester, England, 1996, p. 265 –285.
- MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, A. C.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a central amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research*. v.31, 1998. p. 31593-31612.

- MONCRIEFF, J.; VALENTINI, R.; GRECO, S.; SEUFERT, G.; CICCIOLO, P. Trace gas exchange over terrestrial ecosystem: methods and perspectives in micrometeorology. *Journal of Experimental Botany*. v.48, nº 310, 1997. p.1133-1142.
- MORAES, J. C.; COSTA, J. de P. R.; ROCHA, E. J. P. e SILVA, I. M. O. Estudos hidrometeorológicos na bacia do rio Caxiuanã. In: Lisboa, P. L. B. (org). CNPQ/Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 1997, p. 85-95
- NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. *J Climate*. 1991, v. 4, p. 957-988.
- ROBERTS, J. M.; CABRAL, M. R.; COSTA, J. P.; WILLIAM, A. L. C.; SÁ, T. D. Na overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. In : *Amazonian Deforestation and Climate*. Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. John Wiley and Sons, 1<sup>st</sup> ed., 1996. p. 287-306.
- SÁ, T. D. de A.; DA COSTA, J. P. R.; ROBERTS, J. M. Forest and pasture conductance in southern Pará, Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (Eds). *Amazonian Deforestation and Climate*, John Wiley & Sons, Chichester, England, 1996, p. 241-263.
- SANTOS, S. N. M., *Modelo de Fluxos de Energia , Água e CO<sub>2</sub> Aplicado em Ecossistemas de Floresta Tropical*. Viçosa, MG: UFV, 2001. 80 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa 2001.
- SETH, A.; GIORGI, F. Three-dimensional model study of organized mesoscale circulations induced by vegetation. *Journal of Geophysical Research – Atmosphere*. v.101, n. D3, 1996. p. 7371-7391.
- SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, J.; FILHO, A. O. M.; FISCH, G.; FILHO, V. P. S.; RIBEIRO, M. N. G.; MOLION, L. C. B. ; SÁ, L. D. A.; NOBRE, C. A.; CABRAL, O. M.; PATEL, S. R.; MORAES, J. C. Eddy Correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*. v.110, 1984. p.1143-1162.



- SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. R. Soc. Lond.*, v. b233, 1988. p. 321-346.
- TEIXEIRA, D. W. *Quantificação e Análise dos Componentes do Balanço de Energia nas áreas de Floresta e de Pastagem da região Amazônica*. Viçosa, MG: UFV, 1999. 67 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa 1999.
- VERMA, S. B. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Reviews*. v. 5, n. 1, p. 99-110, 1999.
- WRIGHT, I. R.; GASH, J. H. C.; ROCHA, H. R. and ROBERTS, J. M. modelling surface conductance for Amazonian pasture and forest. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (Eds). *Amazonian Deforestation and Climate*, John Wiley & Sons, Chichester, England, 1996, p. 437-458.

## APÊNDICE 1

### Fluxos turbulentos

O fluxo vertical de uma quantidade transportada em um ponto, por este método é obtido pela covariância entre as flutuações na concentração de sua quantidade e as flutuações na velocidade vertical do vento (VERMA, 1999). Desta forma os fluxos de calor sensível e calor latente, são dados por:

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (1)$$

$$LE = \overline{w'\tilde{h}'_v} \quad (2)$$

em que

H é o fluxo de calor sensível;

LE é o fluxo de calor latente;

w é a velocidade vertical do vento;

$\rho$  é a densidade do vapor d'água;

(—) representa as médias temporais;

( ' ) representa as flutuações a partir da média.

## APÊNDICE 2

A média horária da pressão de vapor de saturação à temperatura do bulbo molhado ( $e_{su}$ ), foi estimada pela equação de Tetens, conforme VIANELLO E ALVES (1991), isto é:

$$e_{su} = 6,1078 \times \exp\left(\frac{7,5 \times tu}{237,3 + tu}\right) \quad (3)$$

em que,

$t_u$  é a temperatura média horária do bulbo molhado (°C).

A pressão parcial de vapor foi estimada a partir da equação abaixo:

$$e = e_{su} - \gamma (t_{ar} - t_u) \quad (4)$$

O Coeficiente psicrométrico

$$g = 0,0016286 \frac{P}{I} \quad (5)$$

em que,

$P$  é a pressão atmosférica (kPa);

$I$  é o calor latente de evaporação ( $\text{MJ kg}^{-1}$ ).

Calor latente de evaporação

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \times 10^{-3}) \times t_{ar} \quad (6)$$

A pressão atmosférica horária foi estimada através da equação de BURMAN *et al.* (1987), dada por:

$$P = P_o \left[ \frac{T_{ko} - r(z - z_o)}{T_{ko}} \right]^{\frac{g}{rR}} \quad (7)$$

em que,

$P$  é a pressão atmosférica à altura  $z$  (kPa);

$P_o$  é a pressão atmosférica ao nível do mar (kPa);

$z$  é a altitude;

$z_o$  é a altitude de medidas;

$g$  é a aceleração da gravidade ( $9,8 \text{ m s}^{-2}$ );

$R$  é a constante específica do gás ( $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ );

$T_k$  é a temperatura absoluta, medida no topo da torre (K);

$r$  é a razão adiabática para o ar saturado ( $0,0065 \text{ K m}^{-1}$ ).

O déficit da pressão de vapor horário, foi calculado através dos valores médios horários da pressão de vapor de saturação e da pressão parcial de vapor.

$$DPV = e_{su} - e \quad (8)$$

Declividade da curva de pressão de vapor

$$d = \frac{4098.e_s}{(t_{ar} + 273,3)^2} \quad (9)$$

A umidade específica do ar, ( $D$ ) em  $\text{g kg}^{-1}$ , foi determinada através da seguinte equação:

$$q = \frac{622.e}{P - 0,378.e} \quad (10)$$

O déficit de umidade específica foi determinado, através da diferença entre a umidade específica de saturação e a umidade específica atual. A umidade específica de saturação foi determinada, substituindo-se a pressão de vapor ( $e$ ) pela pressão de vapor de saturação ( $e_{su}$ ), na Equação 10.