

Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da amazônia.

José Danilo da Costa SOUZA FILHO¹; Aristides RIBEIRO²; Marcos Heil COSTA²; Julia Clarinda Paiva COHEN¹

RESUMO

No presente trabalho foram estudadas a variação sazonal da transpiração, de uma floresta tropical, e sua dependência com fatores bióticos e abióticos. Utilizaram-se dados do projeto CARBOPARÁ, parte integrante do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), coletados na reserva florestal de Caxiuanã, região nordeste da Amazônia. A evapotranspiração total num intervalo de 39 dias para o período chuvoso foi 108,2 mm, com valor médio de 2,9 mm dia⁻¹, enquanto, durante o período menos chuvoso, a evapotranspiração total num intervalo de 29 dias foi 128,8 mm, com média de 4,3 mm dia⁻¹ para o período. Os valores máximos da condutividade de superfície (C_s), nos dois períodos, ocorreram às 08:00 hl, sendo estes valores de 0,060 m s⁻¹ e 0,045 m s⁻¹ para o período chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. A condutância aerodinâmica média (C_a) foi 0,164 m s⁻¹ e 0,210 m s⁻¹, para os períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. Os valores máximos da C_a observados para os períodos chuvoso e menos chuvoso foram, respectivamente, 0,220 e 0,375 m s⁻¹. Verificou-se que C_s guarda uma relação exponencial inversa com o déficit de vapor de água atmosférico, para diferentes intervalos de irradiância solar global. 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, demonstrando maior controle superficial na transpiração.

PALAVRAS - CHAVES

Transpiração, Condutâncias da Superfície e Aerodinâmica, Fator de Desacoplamento.

Control mechanisms of the seasonal variation of transpiration in a northeast amazonian tropical rainforest

ABSTRACT

In the present work we study the seasonal variation of the transpiration of a tropical forest, and its dependence on biotic and abiotic factors. We used data of the project CARBOPARÁ, part of The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA), collected in the National Forest of Caxiuanã, northeastern Amazonia. The average transpiration in a 39-day period during the rainy season was 2.9 mm day⁻¹. In a 29-day period during dry season, the average transpiration was 4.3 mm day⁻¹. The maximum values of the surface conductivity (C_s) are 0.060 m s⁻¹ and 0.045 m s⁻¹ for the rainy and dry period, respectively, observed at 08:00 h local time. The aerodynamic conductance averages (C_a) 0.164 m s⁻¹ and 0.210 m s⁻¹, for the rainy and dry periods, respectively, while the maximum values of C_a are 0.220 and 0.375 m s⁻¹, for the same periods, respectively. It was verified that C_s presents an inverse exponential relationship with the deficit of atmospheric water vapor, for different intervals of global solar irradiance. The hourly analysis of the decoupling factor suggests that the morning transpiration is mainly controlled by the availability of energy. During the afternoon, on the other hand, for both periods studied, the forest becomes progressively coupled to the atmosphere, denoting larger superficial control on the transpiration process.

KEYWORDS

Transpiration, Aerodynamic and Surface Conductances, Decouple Factor.

¹ Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém, CEP 66075-110, PA, Brasil, kaue@ufpa.br

² Universidade Federal de Viçosa (UFV), Viçosa, CEP 36571-000, MG, Brasil

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 à 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 trópicos, a superfície terrestre e a atmosfera formam um sistema fortemente acoplado. A magnitude dos fluxos de superfície verificada nessas regiões trata-se de uma importante contribuição para a disponibilidade de água e energia na atmosfera. As propriedades dinâmicas e termodinâmicas da camada limite atmosférica que determinam as trocas de propriedades entre a biosfera e a atmosfera, dependem de fatores como nebulosidade, conteúdo de água no solo, evapotranspiração, hidrologia de superfície, cobertura vegetal, dentre outros. 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 CO₂ e vapor d'água através da covariância entre as flutuações na velocidade vertical do vento, na temperatura e na concentração de CO₂ e H₂O. Esses fluxos são utilizados para estimar as trocas líquidas de carbono, água, calor sensível e calor latente, entre a atmosfera e os ecossistemas. Portanto, este trabalho tem por objetivo geral examinar e descrever a variação sazonal da transpiração e sua dependência com fatores climáticos e os seguintes parâmetros de controle: condutância da superfície, condutância aerodinâmica e o fator de desacoplamento (Jarvis e McNaughton, 1986) para a Floresta de Caxiuanã.

MATERIAIS E MÉTODOS

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. O sítio experimental apresenta um dossel médio de 40 m de altura, porém algumas árvores chegam a 50 m. 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).

Origem dos Dados

Os dados utilizados no presente trabalho fazem parte da cooperação entre Projetos que compõem o CARBOPARA, como

parte integrante do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA). As medições micrometeorológicas de fluxos de energia e concentração de vapor d'água 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 da temperatura e a concentração de vapor d'água na amostra de ar coletada.

Instrumentos Meteorológicos e Fluxo de Energia

Foram calculadas as médias aritméticas horárias e diárias dos elementos meteorológicas para o período chuvoso e menos chuvoso a fim de se observar a diferença existente em ambas as condições.

O fluxo de energia foi obtido pelo sistema de "eddy covariance" o qual contém um anemômetro sônico tridimensional e um analisador infravermelho de gás usado em um modo de câmara fechada; onde o ar é conduzido para dentro da câmara. O sistema é controlado por um "software" que calcula os fluxos de momento, calor sensível e latente e dióxido de carbono a uma frequência de 20 Hz (Moncrieff *et al.*, 1997). O sistema fornece as médias a cada meia hora, as quais foram usadas na série temporal da mesma forma que os dados meteorológicos. Nas demais análises foram calculadas as médias aritméticas do ciclo diurno e dos valores diários para os períodos estudados.

Determinação da Transpiração

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 às 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.

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).

(1)

$$C_s = (r_s)^{-1} = \left\{ \frac{\rho_a c_p DPV}{\gamma LE} - ra \left(1 - \frac{\delta H}{\gamma LE} \right) \right\}^{-1}$$

onde: 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 ($J\ kg^{-1}\ ^\circ C^{-1}$), DPV é o déficit de pressão de vapor (kPa), g é a constante psicrométrica ($kPa\ ^\circ C^{-1}$), r_a é resistência aerodinâmica (mesmo que o inverso da condutância aerodinâmica (C_a), $m\ s^{-1}$), H é o fluxo de calor sensível ($J\ m^{-2}\ s^{-1}$), d é a declividade da curva de pressão de saturação ($kPa\ ^\circ C^{-1}$).

Condutância Aerodinâmica

Para o cálculo da condutância aerodinâmica assumiu-se a atmosfera não neutra, e será dada pela Equação 2 (Campbell e Norman, 1998). Para transformar a condutância aerodinâmica de $mmol\ m^{-2}\ s^{-1}$, para $m\ s^{-1}$, foi utilizado o fator de conversão 41,4.

$$C_a = \frac{0,4 \hat{p}u(z)}{\left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} + \Psi_M \right) \right] \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} + \Psi_H \right) \right]} \quad (2)$$

onde: C_a é a condutância aerodinâmica ($mol\ m^{-2}\ s^{-1}$), \hat{p} é a densidade molar do ar ($mol\ m^{-3}$);

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

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

Para $z > 0$, têm-se atmosfera estável e

$$\Psi_M = \Psi_H = 61n(1 + \zeta) \quad (3)$$

Para $z < 0$, têm-se atmosfera instável e

$$\Psi_H = -21n \left[\frac{1 + (-16\zeta)^{1/2}}{2} \right];$$

$$\Psi_M = 0,6\Psi_H \quad (4)$$

A estabilidade atmosférica (ζ) foi determinada pela equação abaixo.

$$\zeta = - \frac{0,4\ gzH}{\hat{\rho}c_p T_k u^{*3}} \quad (5)$$

onde: u^* é a velocidade de fricção do vento ($m\ s^{-1}$), g é a aceleração da gravidade ($m\ s^{-2}$), T_k é a temperatura média do ar (K).

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:

$$\Omega = \frac{1}{1 + [\gamma / (\delta + \gamma)] (C_a / C_s)} \quad (6)$$

RESULTADOS E DISCUSSÃO

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 Caxiuana, os meses de dezembro a maio representam a estação chuvosa, e os meses de agosto a novembro a estação menos chuvosa. A estação mais chuvosa foi representada nesse estudo pelo período entre os dias 16/04/1999 e 25/05/1999, referentes aos dias julianos (DJs) 107 a 146. A estação menos chuvosa foi representada nesse estudo pelo 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. 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. Particularmente durante este período, observou-se uma atividade convectiva acima da média, atuando entre 3° N e 6° S, associado a sistemas 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.

Os totais horários de precipitação, para os períodos estudados, estão apresentados na Figura 1a. Observa-se que, durante o período chuvoso, a precipitação teve uma distribuição mais homogênea durante todas as horas do dia. No período menos chuvoso, verifica-se predominância das precipitações no período noturno.

A distribuição de frequência de eventos de precipitação entre os horários de 08:00 e 17:00 é apresentada na Figura 1b. Observa-se que, durante o período chuvoso, as maiores

freqüências ocorreram às 12:00, 15:00, 16:00 e 17:00 h. Durante o período menos chuvoso, a freqüência de eventos de precipitação foi muito baixa, não sendo verificado mais que dois eventos em uma hora.

Transpiração

Diferentes fatores biofísicos controlam a transferência de vapor de água para a atmosfera. Dentre estes podemos destacar: a disponibilidade de energia; a demanda atmosférica por vapor de água; a condição aerodinâmica; e finalmente, por fatores fisiológicos da vegetação. Assim, para entender o processo de transpiração da floresta, foram estimados e analisados alguns parâmetros de controle, abordados a seguir.

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-Monteith. Para análise do comportamento da C_s , foram excluídos os horários em que ocorreu evento de precipitação pluviométrico, e três horas após esta ocorrência, tempo máximo estimado para que toda água interceptada no dossel evapore. A Figura 2a 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 Caxuanã, 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.

O déficit de pressão de vapor (DPV) médio, para o mesmo intervalo do dia, apresenta um padrão bem definido

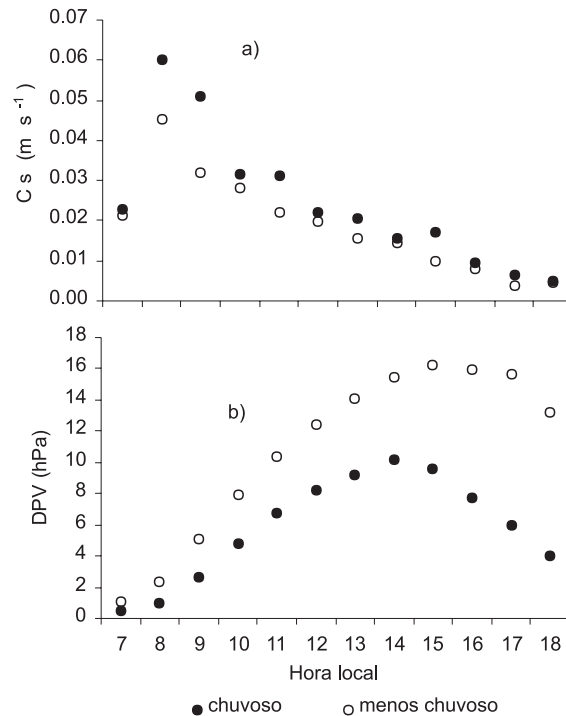


Figura 2 - Variação média diurna da condutância da superfície (C_s) para o dossel seco (a) e déficit da pressão de vapor (b).

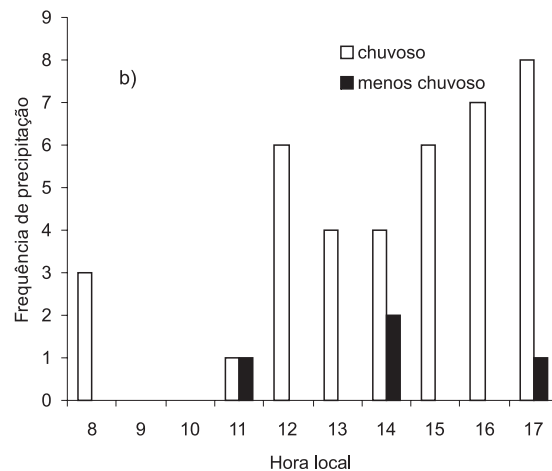
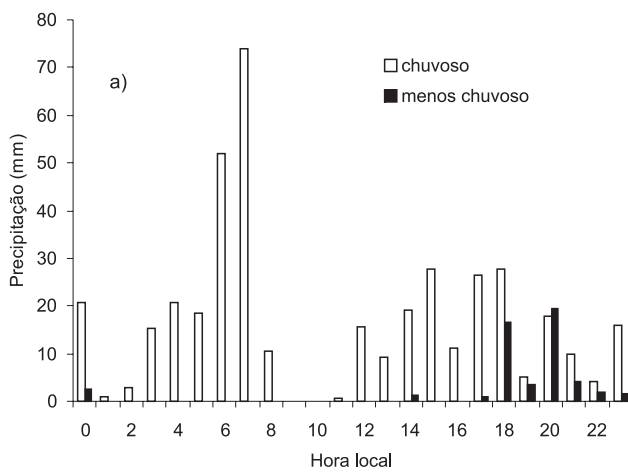


Figura 1 - Variação dos totais de chuva horários (a), distribuição de freqüência da precipitação no período diurno, para os períodos estudados (b).

com elevação nas primeiras horas do dia, ocorrendo o máximo no início do período da tarde, que passa a decrescer logo em seguida, este fato se dá em função de que nestes horários a atmosfera encontra-se mais seca (Fig. 2b). 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.

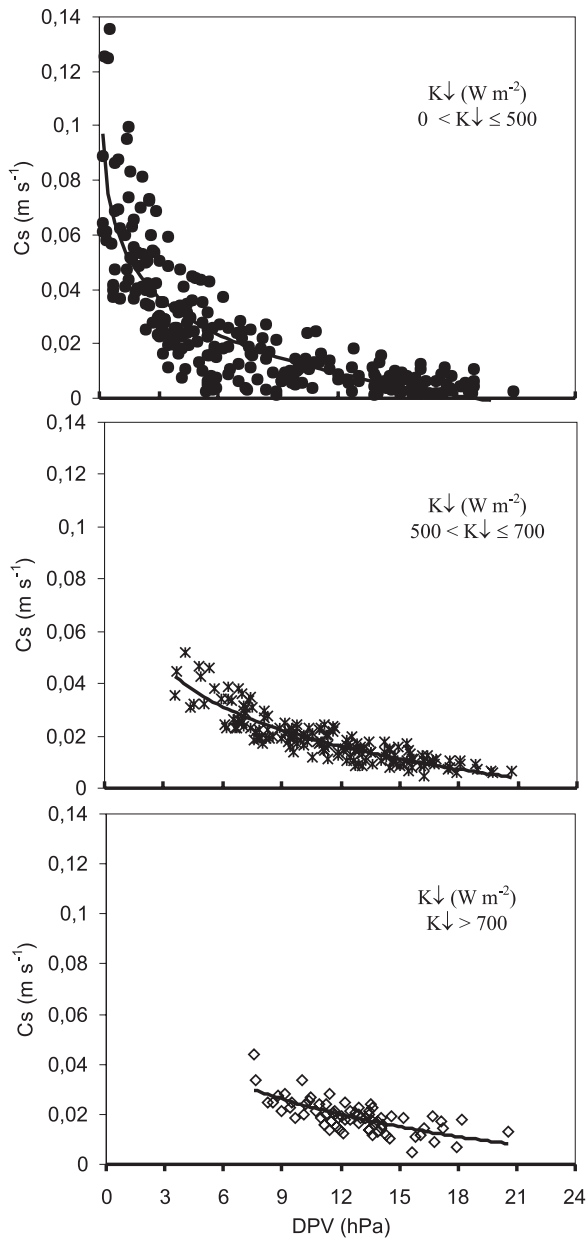


Figura 3 – Relação entre a condutância da superfície e o déficit de pressão de vapor (DPV) para três faixas de irradiação solar global (K^{\downarrow}).

Objetivando uma melhor compreensão sobre a relação da condutância da superfície com o DPV e a radiação solar global (K^{\downarrow}), foram feitas análises de regressão, entre a C_s ($m\ s^{-1}$) e o DPV (hPa), para três faixas de K^{\downarrow} (< 500 , $500 - 700$ e $> 700\ W\ m^{-2}$) (Fig. 3). As regressões foram desenvolvidas com dados relativos a ambos os períodos de estudo, sendo úteis à estimativa da condutância tanto para período chuvoso como menos chuvoso. As regressões apresentaram um bom ajuste para a estimativa da condutância da superfície, com exceção da K^{\downarrow} acima de $700\ W\ m^{-2}$. 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 1 apresenta os modelos, gerados neste trabalho, para as diferentes faixas de K^{\downarrow} .

Condutância Aerodinâmica

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

Tabela 1 – 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

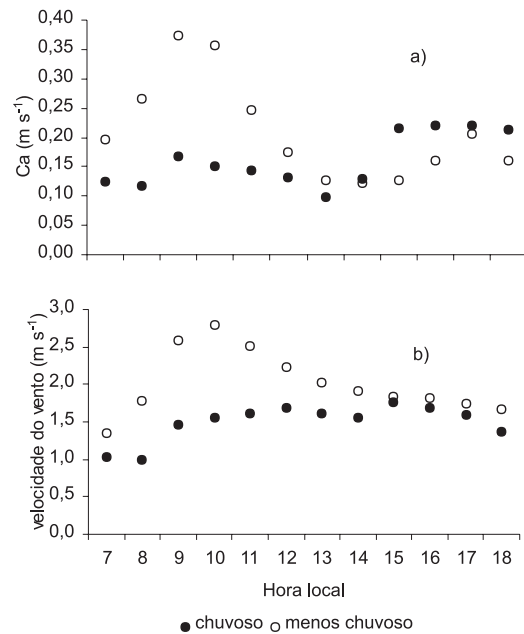


Figura 4 - Variação média diurna da condutância aerodinâmica (C_a) (a) e velocidade média do vento (b).

apresentou valores máximos de 0,220 e 0,375 $m s^{-1}$ para os períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente (Fig. 4a).

Na Figura 4b, observa-se que a velocidade média do vento apresentou valores mais intensos no período menos chuvoso, 1,9 $m s^{-1}$, já para o período chuvoso a velocidade média do vento foi de 1,4 $m s^{-1}$. Um maior valor da velocidade do vento é favorável ao aumento da transpiração, pois o processo de evapotranspiração 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 transpiração nesse período.

Fator de Desacoplamento

Para melhor entender a contribuição dos diferentes elementos que controlam a evapotranspiração, foi calculado o fator de desacoplamento (W) proposto por Jarvis e McNaughton (1986), para os dois períodos de estudo (Fig. 5). Este fator permite distinguir o grau de controle sobre o processo de transpiração 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 W variam entre 0 e 1, sendo que valores mais próximos a 1 indicam que a transpiração é mais dependente do saldo de radiação. Por outro lado, valores de W mais próximos a 0 indicam que a transpiração 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 W 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

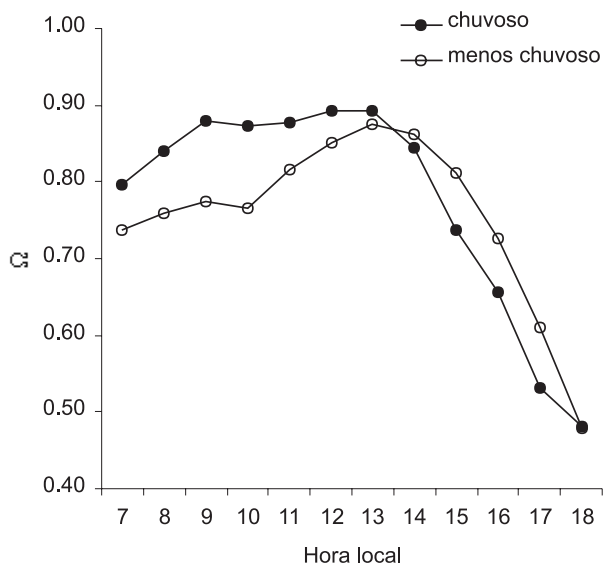


Figura 5 - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento (W) para os períodos estudados.

à maior nebulosidade observada. Durante a tarde, verifica-se uma inversão neste comportamento, ou seja, os valores de W são ligeiramente menores para o período chuvoso, em relação ao menos chuvoso, indicando que o controle estomático está exercendo um maior influência sobre o processo de transpiração. 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.

A evapotranspiração total para o período chuvoso foi 108,2 mm, com valor médio de 2,9 $mm dia^{-1}$, enquanto, durante o período menos chuvoso, a evapotranspiração total foi 128,8 mm, com média de 4,3 mm para o período. Durante o período menos chuvoso de 1993, na floresta de Marabá, a taxa diária de evapotranspiração foi 2,1 $mm dia^{-1}$ (Hodnett *et al.*, 1996), valor este igual à metade do observado em Caxiuanã, para a mesma estação. Para a floresta de Ji-Paraná, Alves *et al.* (1998) encontraram os valores 3,6 $mm dia^{-1}$ e 4,5 $mm dia^{-1}$ para os períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. A Figura 6 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 $mm h^{-1}$ e 0,64 $mm h^{-1}$ para os períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. A partir deste momento, o processo de evapotranspiração começa a diminuir, indicando o fechamento estomatal.

CONCLUSÕES

A transpiração para o período chuvoso foi menor que o encontrado para o período menos chuvoso com médias diárias de 2,9 $mm dia^{-1}$ e 4,3 $mm dia^{-1}$ respectivamente. A maior evapotranspiração verificada no período menos chuvoso ocorreu apesar da condutância da superfície ser menor neste período,

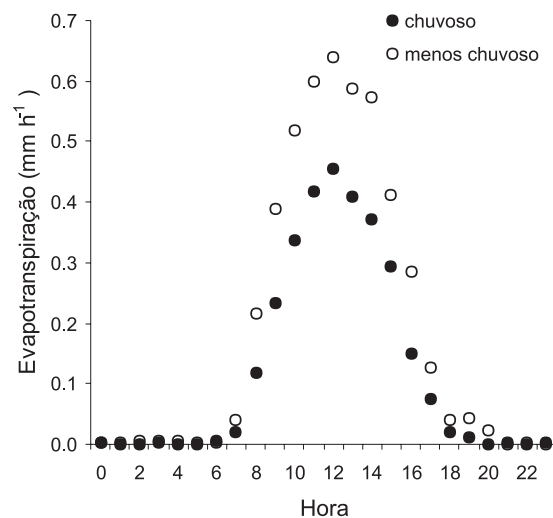


Figura 6 - Comportamento médio horário do fluxo de vapor d'água medido acima do dossel para os períodos estudados.

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 Caxiuaná é semelhante aos verificados em outras regiões da Floresta Amazônica. Verificou-se ainda que a análise de regressão entre a condutância da superfície e diferentes classes da irradiância solar global, mostrou-se bem ajustada aos dados observados.

No início da manhã, verificou-se que os valores de W 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. Durante o período da tarde, observa-se um padrão inverso neste comportamento, ou seja, os valores de W são ligeiramente menores para o período chuvoso, em relação ao menos chuvoso, indicando que a atmosfera está exercendo um maior controle sobre o processo de transpiração.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a todos que participaram da instalação e coleta dos dados na Floresta de Caxiuaná.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- Alves, F. S. M.; Fisch, G.; Vendrame, I. F. 1998. Modificações do microclima e regime hidrológico devido ao desmatamento na Amazônia. *Acta Amazonica*, v.29: 395-409
- Campbell, G. S.; Norman, J. M. *An introduction to environmental biophysics*. New York: Springer-Verlag, 2nd ed., 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. 2002. Seasonality in CO₂ and H₂O flux at an eastern Amazonian Rain Forest. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*. 107 (D20).
- Hodnet, M. G.; Oyama, M. D.; Tomassela, J. and Marques Filho, A. O. 1996. 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. Amazonian Deforestation and Climate*. John Wiley and Sons, 1st ed. p.57-77.
- Jarvis, P. G.; e McNaughton, K. G. 1986. Stomatal control of transpiration. *Advances in Ecological Research*. 15: 1-49.
- McWilliam, A-L.; Cabral, M. R.; Gomes, B. M.; Esteves, J. M. 1996. Forest and pasture leaf-gas exchange in south-west Amazonia. *In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. Amazonian Deforestation and Climate*. John Wiley and Sons, 1st ed. p.265 –285.
- Moncrieff, J.; Valentini, R.; Greco, S.; Seufert, G.; Ciccioli, P. 1997. Trace gas exchange over terrestrial ecosystem: methods and perspectives in micrometeorology. *Journal of experimental botany*. 48 (310): 1133-1142.
- Moraes, J. C.; Costa, J. de P. R.; Rocha, E. J. P. e Silva, I. M. O. 1997. Estudos hidrometeorológicos na bacia do rio Caxiuaná. *In: Lisboa, P. L. B. (org). CNPQ/Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém, p.85-95.
- Roberts, J. M.; Cabral, M. R.; Costa, J. P.; William, A. L. C.; Sá, T. D. 1996. Na overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. *In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. Amazonian Deforestation and Climate*. John Wiley and Sons, 1st ed. p.287-306.
- Sá, T. D. de A.; Da Costa, J. P. R.; Roberts, J. M. 1996. Forest and pasture conductance in southern Pará, Amazonia. *In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. Amazonian Deforestation and Climate*. John Wiley and Sons, 1st ed. p.241-263.
- Shuttleworth, W. J. 1988. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. R. Soc. Lond.*, v. b233,: 321-346.
- Wright, I. R.; Gash, J. H. C.; Rocha, H. R. and Roberts, J. M. 1996. Modeling surface conductance for Amazonian pasture and forest. *In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. Amazonian Deforestation and Climate*. John Wiley and Sons, 1st ed. p.437-458.

**RECEBIDO EM 18/06/2004
ACEITO EM 06/01/2005**

