



## Fluxos de calor no dossel vegetativo e infiltração de água no solo, em floresta tropical

Vanessa de A. Dantas<sup>1</sup>, Vicente de P. R. da Silva<sup>1</sup>,  
Antonio C. L. da Costa<sup>2</sup> & Glayson F. B. das Chagas<sup>1</sup>

### RESUMO

Este estudo analisou as variações sazonais e anuais dos fluxos de calor sensível e latente, armazenados pelo dossel vegetativo de floresta tropical úmida, bem como a taxa de infiltração de água no solo em duas parcelas experimentais, uma com exclusão de chuva e outra submetida às condições reais de precipitação pluvial. Os dados aqui usados foram obtidos do projeto “Estudo da Seca da Floresta (ESECAFLOR), subprojeto do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), conduzido na reserva florestal de terra firme em Caxiuanã, PA. Os dados de temperatura e umidade relativa do ar foram coletados no perfil da floresta amazônica, em intervalos de 8 m, desde a superfície até 32 m, durante o ano de 2008, em intervalos horários, para se determinar os fluxos de calor sensível e latente armazenados nos períodos chuvoso (fevereiro, março e abril) e menos chuvoso (setembro, outubro e novembro). Os resultados indicaram que o fluxo de calor sensível armazenado no dossel da floresta no ano de 2008, foi  $167,93 \text{ W m}^{-2}$  e o fluxo de calor latente armazenado foi de  $5184,38 \text{ W m}^{-2}$ . A taxa de infiltração de água do solo na floresta foi reduzida drasticamente nos primeiros minutos do início do experimento, independentemente das condições de umidade do solo e, em seguida, ela apresentou comportamento quase constante ao longo do tempo.

**Palavras-chave:** reserva de Caxiuanã, modelo de Horton, saldo de radiação, temperatura do ar

## Heat fluxes in the vegetative canopy and water infiltration in tropical forest

### ABSTRACT

This study assessed the seasonal and annual variations in both sensible and latent heat storage fluxes in the canopy air-space of tropical rainforest, as well as the infiltration rate in soil in two experimental plots one with exclusion of rainfall and other under actual rainfall. The data used in this study were obtained during the “Long-term drought impact on water and carbon dioxide fluxes in Amazonian Tropical Rainforest Experiment” (ESECAFLOR) which is subproject of Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazon forest (LBA), carried out in Caxiuanã National Forest, Pará, Brazil. The air temperature and relative humidity data were collected in a forest profile for each 8 m height layer throughout the 2008 year in order to determine the sensible and latent heat storage fluxes during the rainy season (February, March and April) and less rainy season (September, October and November). The results indicated that sensible heat stored flux in rainforest canopy during the 2008 year was  $167.93 \text{ W m}^{-2}$ , while the latent heat stored was  $5184.38 \text{ W m}^{-2}$ . The infiltration rate in the forest was dramatically reduced in the first minutes of the experiment, regardless of soil moisture conditions, and then it presented almost constant behavior throughout the time.

**Key word:** Caxiuanã reserve, Horton model, radiation balance, air temperature

<sup>1</sup> DCA/UFCG, Av. Aprígio Veloso 882, Bodocongó, CEP 58429-140 Campina Grande, PB. Fone: (83) 3310-1202; 3310-1201. E-mail: glayson.chagas@inpa.gov.br; vicente@dca.ufcg.edu.br; vanessa.dantas@inpa.gov.br

<sup>2</sup> DM/UFGA, Av. Augusto Corrêa 1, Guamá, CEP 66075-110, Belém, PA. Fone: (91) 32017403. E-mail: lola@ufpa.br

## INTRODUÇÃO

A bacia Amazônica contém a maior extensão de florestas tropicais da Terra, com mais de 5 milhões de km<sup>2</sup>, aproximadamente 1/3 das espécies animais e vegetais do planeta. A precipitação média anual na Amazônia é de 2.300 mm, enquanto o fluxo médio de água do Rio Amazonas para o Oceano Atlântico é de aproximadamente 200.000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Malhi et al., 2008). Muitos estudos sobre a Amazônia desenvolvidos nos últimos anos mostram alterações significativas nos fluxos de água e na composição da atmosfera, causadas por desmatamento e queimadas. As florestas tropicais têm papel fundamental no clima global e o Brasil detém quase 60% deste bioma. No entanto, as taxas com que essas florestas estão sendo convertidas em vegetação secundária são altíssimas comprometendo, inclusive, a manutenção da vida no planeta.

A floresta Amazônica exerce papel fundamental na manutenção do balanço hídrico do planeta, visto que cerca 50% da precipitação anual retornam à atmosfera, por evapotranspiração (Costa et al., 2007). As florestas tropicais são os ecossistemas mais biodiversos do planeta. Apesar disto, tal biodiversidade é pouco evidente pelo simples fato de que a maioria das atividades na floresta tropical ocorre no dossel vegetativo sobre uma camada de sobreposição de ramos e folhas de 20 a 40 metros acima do solo (Nicolas et al., 2005). O dossel vegetativo é “habitat” da biodiversidade florestal, pois ele é a fonte de energia da floresta, com milhares de folhas agindo como painéis solares em miniatura para converter luz solar em energia fotossinteticamente ativa (Malhi et al., 2008). Além do mais, o dossel é o principal lugar de intercâmbio de calor, vapor d’água e gases atmosféricos, que também desempenha papel relevante no controle climático regional e global (Lowman et al., 2008).

A variação de energia armazenada no dossel (fluxos de calor sensível e latente) pode ser um componente significativo do saldo de energia em floresta alta em virtude dos grandes volumes de ar e biomassa no dossel. Neste contexto, Oliphant et al. (2004) realizaram experimentos em floresta, no centro sul do Estado de Indiana, nos Estados Unidos, com o objetivo de estimar os componentes do balanço de energia, particularmente o calor sensível armazenado pelo dossel da floresta. Nesta linha de pesquisa Moore & Fisch (1986) encontraram fluxos máximos armazenados no dossel da floresta Amazônica em escala horária, em torno de 80 W m<sup>2</sup>. Silberstein et al. (2001) obtiveram valores similares para uma floresta de *Eucalyptus marginata* de 30 m de altura na Austrália Ocidental.

A importância na interceptação e redistribuição das precipitações é significativa para o balanço hídrico local, para o escoamento superficial que atinge a rede hidrológica e no processo de infiltração que realimenta os lençóis freáticos que são os fornecedores de água ao sistema radicular da própria vegetação (Oliveira et al., 2008). Devido à grande extensão da cobertura vegetal na Amazônia a quantidade de água interceptada durante as chuvas deve responder pela reposição das quantidades consideráveis de massas de vapor d’água na atmosfera, contribuindo para o equilíbrio hídrico na região (Correia et al., 2005).

O crescimento e o desenvolvimento das espécies vegetais são consequência de vários processos fisiológicos controlados pelas condições ambientais e características genéticas de cada espécie vegetal. Portanto, para melhor compreender o crescimento, o desenvolvimento e o impacto hidrológico de uma floresta, faz-se necessário conhecer os processos enfrentados pela água da chuva que atinge o solo (Costa et al., 2007). Como a chuva é a variável meteorológica que mais facilmente caracteriza determinado local, o conhecimento das variações pluviométricas se torna imprescindível no planejamento e na realização das atividades humanas.

O presente trabalho teve como objetivo principal determinar a variação temporal dos fluxos de calor sensível e latente, na altura do dossel da floresta amazônica, e a infiltração da água no solo da floresta em condições naturais e com exclusão de chuvas, no sítio do projeto ESECAFLOR, na floresta nacional de Caxiuanã, Melgaço, Estado do Pará.

## MATERIAL E MÉTODOS

### Área de estudo

A pesquisa foi realizada no sítio experimental do projeto ESECAFLOR, que fica localizado no município de Melgaço, PA, na Floresta Nacional de Caxiuanã, na Estação Científica Ferreira Penna – ECFPn e tem 85% de floresta de terra firme. A fisionomia florestal é formada por árvores emergentes com alturas que variam de 40 a 50 m, o dossel médio por árvores tem alturas entre 30 e 35 m, um sub dossel com 20 a 25 m de altura e o piso com altura em torno de 5 m (Costa et al., 2007). Neste trabalho foram utilizados dados de temperatura e umidade relativa do ar durante o ano de 2008 para o cálculo do fluxo de calor sensível e calor latente armazenado no dossel vegetativo da floresta amazônica. O cálculo da infiltração de água no solo foi realizado para o período de setembro de 2005 a julho de 2006.

As áreas das parcelas experimentais foram cuidadosamente escolhidas, atentando-se para a composição basal e para a predominância das espécies. A estrutura física do projeto ESECAFLOR é composta por duas parcelas, uma de controle, que corresponde à floresta natural sem exclusão de chuva (A) e outra com exclusão de chuva (B), ambas com áreas de 1 hectare. A temperatura média anual foi de 26,8 °C, a umidade relativa apresenta um valor médio anual de 87%, caracterizando o clima local como úmido. A precipitação pluvial na área experimental varia de 57 mm (agosto) a 319 mm (março), com total médio anual de 2063 mm (Costa et al., 2007).

### Fluxo de calor sensível no dossel vegetativo

O fluxo de calor sensível no dossel da floresta ( $S_d$ ) foi calculado com base no gradiente vertical de temperatura do ar, em quatro níveis, regularmente espaçado a cada 8 m, a partir da superfície do solo até 32 m, totalizando três camadas no interior do dossel vegetativo da floresta, pela equação (McCaughey, 1985):

$$S_d = \frac{\left( \sum \rho c_p \Delta h \left( \frac{T_i + T_{i+1}}{2} \right) \right)_{j+1} - \left( \sum \rho c_p \Delta h \left( \frac{T_i + T_{i+1}}{2} \right) \right)_j}{3600} \quad (1)$$

em que  $S_d$  é o fluxo de calor sensível armazenado,  $\rho$  é a densidade do ar ( $1,3 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  é o calor específico ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $\Delta h$  é distância vertical entre os sensores térmicos (8 m),  $T_i$  é a temperatura do ar nas alturas “i” e “j” ( $^{\circ}\text{K}$ ). O calor armazenado no dossel da floresta foi obtido pela diferença entre as somas das energias térmica de cada uma das camadas, estimadas entre cada intervalo de 1 h, obtendo-se o resultado em segundos, ou seja, 3600 s.

### Fluxo de calor latente no dossel vegetativo

Para o cálculo do fluxo de calor latente no dossel vegetativo da floresta ( $\Delta Q_a$ ), nos mesmos níveis do calor sensível, foi usada a seguinte equação (McCaughey, 1985):

$$\Delta Q_a = \int_0^z \rho L_e \frac{\partial e_i}{\partial t} dz \approx \rho L_e \sum_{i=1}^n \left( \frac{\Delta e_i}{\Delta t} \Delta z_i \right) \quad (2)$$

sendo  $\rho$  densidade do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $L_e$  é o fluxo de calor latente de vaporização ( $\text{kJ Kg}^{-1}$ ),  $t$  é a temperatura do ar,  $z$  é a distância entre as medições de temperatura e umidade relativa e  $e$  a pressão parcial do vapor d’água (hPa), calculado a partir da temperatura do ar ( $^{\circ}\text{K}$ ) e umidade relativa (%) em 8, 16, 24 e 32 m de altura. Os dados de temperatura e umidade relativa foram obtidos através de uma estação meteorológica automática e armazenados em Datalogger modelo CR23X (Campbell Scientific), programado para realizar leituras a cada 5 min e extrair médias em intervalos horários. Os outros sensores dessa estação foram instalados no topo de uma torre micrometeorológica de 36 m de altura, que também armazenou dados de direção e velocidade do vento, radiação solar global, radiação solar direta, radiação solar difusa, saldo de radiação e precipitação pluvial.

### Infiltração de água no solo

Para determinar a infiltração de água no solo foram utilizados infiltrômetros por inundação, que são dois cilindros metálicos concêntricos; o externo com diâmetro de 30 cm e o interno com diâmetro de 20 cm, ambos com altura de 30 cm. Os infiltrômetros foram posicionados no solo até uma profundidade entre 15 e 20 cm. Na parte superior foi colocada água em ambos os infiltrômetros, cuja variação de altura foi observada através de uma régua instalada no interior do cilindro interno. A leitura foi feita até a estabilização da taxa de infiltração. O conhecimento do processo da infiltração da água no solo fornece subsídios não apenas para dimensionamento de estruturas de controle de erosão e de inundação mas também para definição de práticas de uso e manejo do solo capazes de reduzir a erosão do solo a níveis considerados toleráveis.

Para comparar os valores medidos em condições de campo utilizou-se o modelo estimativo proposto por Horton (1940). Segundo a revisão bibliográfica realizada, este é o método mais usado face à sua precisão para calcular a taxa de infiltração de

água no solo em experimento de campo. Para tanto, torna-se necessário adotar um método cuja determinação se baseia em condições semelhantes às observadas durante o processo ao qual o solo é submetido (Brandão, 2003). Horton (1940) estabeleceu uma relação empírica para representar a taxa da infiltração com o tempo ( $f$ ,  $\text{cm h}^{-1}$ ), a qual é representada pelas seguintes equações:

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt} \quad (3)$$

$$k = \frac{(f_0 - f_c)}{F_c} \quad (4)$$

em que:

$f$  - capacidade de infiltração final,  $\text{cm h}^{-1}$   
 $f_c$  - taxa de infiltração mínima,  $\text{cm h}^{-1}$   
 $f_0$  - taxa de infiltração inicial,  $\text{cm h}^{-1}$ . O valor de  $f_c$  representa a área do gráfico da curva de infiltração, calculada pela seguinte equação, sendo que  $f_c$  é o somatório de todos os  $f_{c_{i+1}}$ .

$$f_c = \frac{(f_0 - f_c) + (f_1 - f_c)}{2} (t_2 - t_1) \quad (5)$$

$k$  - condutividade hidráulica do solo,  $\text{cm h}^{-1}$ , obtida em laboratório

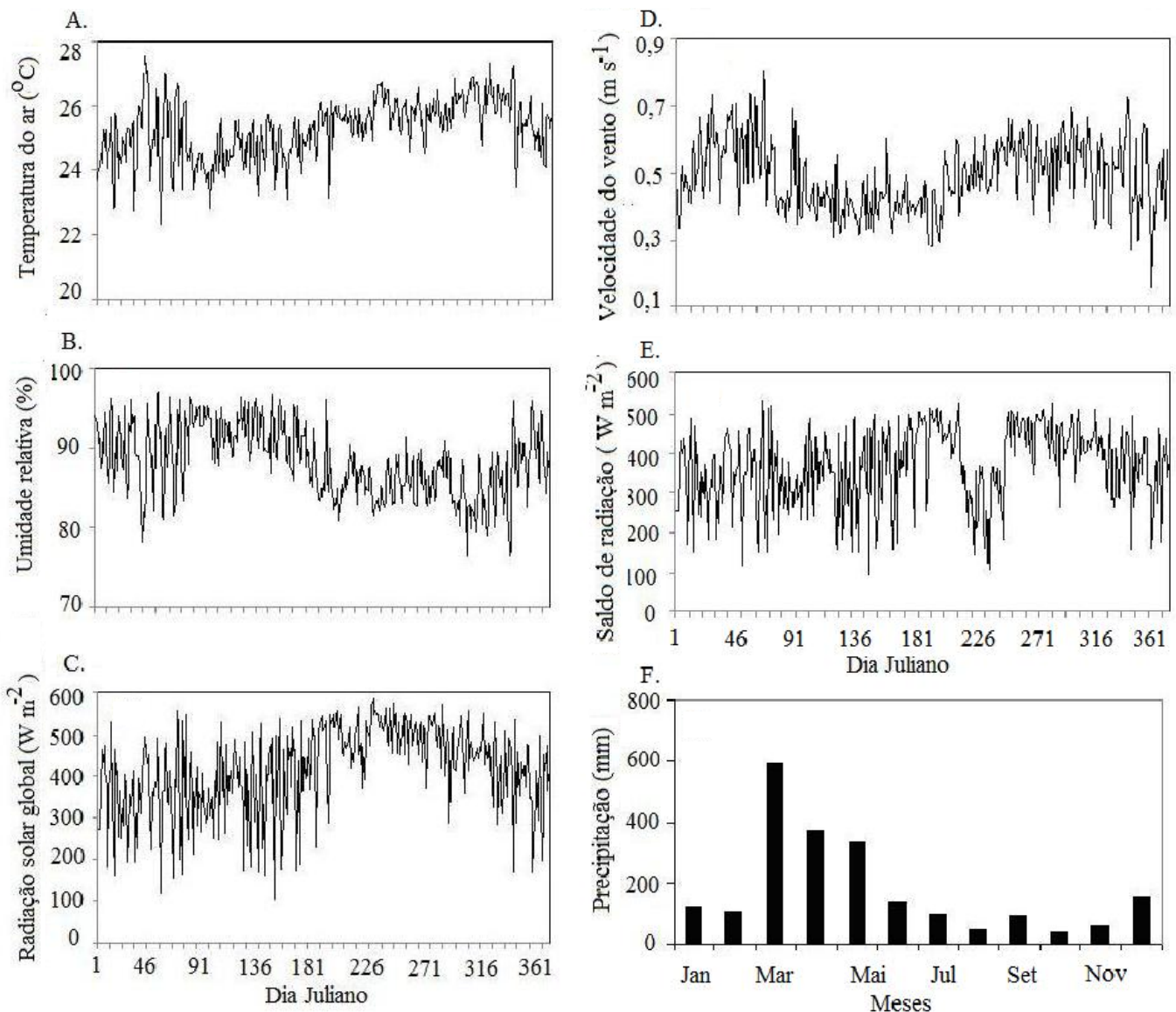
$t$  - tempo decorrido desde a saturação superficial do solo, em h.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

O comportamento temporal das principais variáveis meteorológicas durante o ano de 2008 na Floresta Nacional de Caxiuanã, PA, é apresentado na Figura 1. A amplitude térmica mensal no ano de 2008 foi de apenas  $1,7^{\circ}\text{C}$  (Figura 1A). Referido resultado é semelhante àquele encontrado por Costa et al. (2007) no período de 1996 a 2003, na mesma área experimental.

O valor médio anual da umidade relativa no ano de 2008 foi de 88% enquanto o maior valor foi registrado no mês de fevereiro (97%) e o menor em novembro (77%). A diferença entre as médias da radiação global durante os períodos chuvoso e menos chuvoso foi de 22%. A pequena variação da radiação solar global se deve à pouca variabilidade de nebulosidade durante o ano. Resultados semelhantes sobre a variabilidade da radiação solar foram obtidos por Oliveira et al. (2008), quando analisaram a interceptação de água na Floresta Nacional de Caxiuanã, no Leste da Amazônia. Por outro lado, os valores de velocidade do vento variaram entre 0,3 e 0,9  $\text{m s}^{-1}$  durante o ano, com média de 0,6  $\text{m s}^{-1}$  (Figura 1D).

O curso anual do saldo de radiação na parcela sob sem exclusão de chuva durante o ano de 2008, é apresentado na Figura 1. Essa variável apresenta grandes flutuações ao longo do ano, com máximos em torno dos dias Juliano 61, 210 e 280, além de mínimos em torno dos dias Juliano 21, 90 e 230. A precipitação pluvial durante o ano de 2008 foi bastante



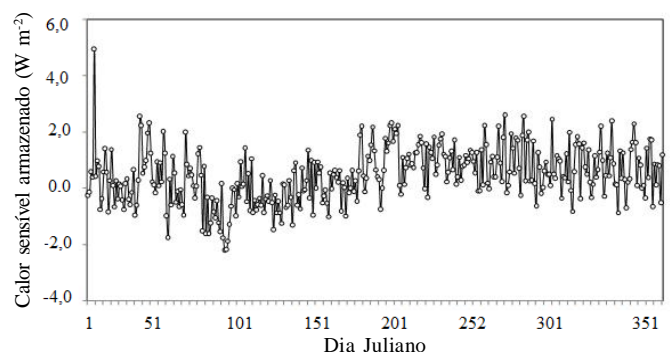
**Figura 1.** Valores diários da temperatura do ar (A), umidade relativa (B), radiação solar global (C), velocidade do vento (D), saldo de radiação (E) e total mensal precipitação pluvial (F) durante o ano de 2008, na Floresta Nacional de Caxiuanã, na Estação Científica Ferreira Penna, PA

homogênea, porém com dois períodos distintos – o mais chuvoso, de janeiro a junho, e o menos chuvoso, de julho a dezembro (Figura 1F), apresentando total anual de precipitação de 2130,2 mm.

#### Fluxos de calor sensível armazenado pelo dossel vegetativo

O comportamento temporal do fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel da floresta durante o ano de 2008 é exibido na Figura 2.

Os valores do calor sensível armazenado no dossel da floresta foram relativamente baixos durante o ano de observação. Tais valores representam uma pequena porcentagem do saldo de radiação em face, possivelmente, da grande quantidade de vapor de água presente em florestas tropicais usado para o arrefecimento do ar atmosférico. A média e o desvio padrão do calor armazenado pela floresta durante esse ano foram de  $0,46 \text{ W m}^{-2}$  e de  $0,96 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. O alto valor do desvio padrão é justificado pelas flutuações



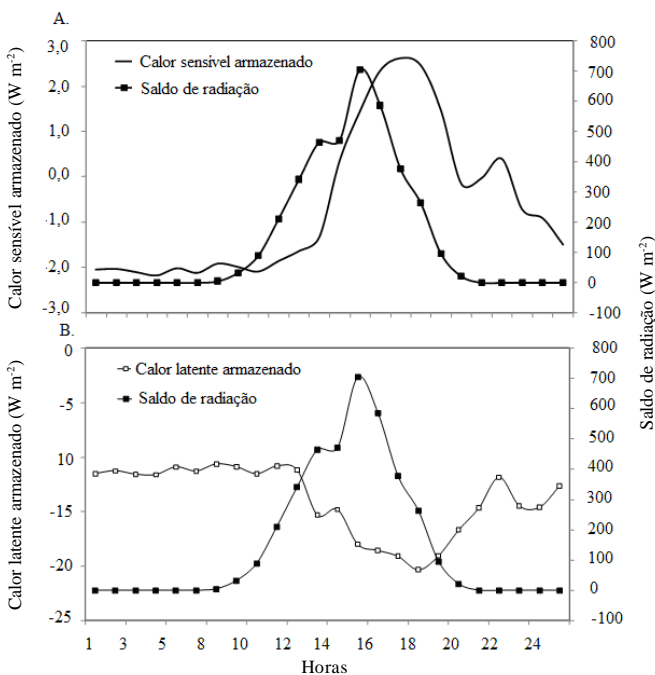
**Figura 2.** Fluxo diário (dia juliano) de calor sensível armazenado no dossel da floresta nacional de Caxiuanã, Melgaço, Estado do Pará, no ano de 2008

naturais dessa variável ao longo de um ano, decorrentes da variabilidade da energia disponível para os processos físicos e químicos que ocorrem na floresta. O comportamento temporal

do fluxo de calor sensível armazenado pela floresta é semelhante àquele do saldo de radiação, com máximo no período seco e mínimo no período de menor demanda atmosférica (período chuvoso). O valor máximo do fluxo de calor sensível armazenado foi de  $4,94 \text{ W m}^{-2}$  no mês de janeiro e mínimo de  $-2,22 \text{ W m}^{-2}$  no mês de março. Assim, os valores máximos e mínimos do fluxo de calor sensível ocorreram, respectivamente, em dias com alta e baixa demanda atmosférica.

Os ciclos diários do fluxo de calor sensível e de calor latente armazenados pela floresta também seguem aquele do saldo de radiação, com valores mínimos durante o período noturno e máximos após o meio dia (Figura 3). A variação do fluxo de calor sensível armazenado no dossel da floresta é geralmente negativa durante as primeiras horas do dia e com poucas oscilações, apresentando valor médio de  $-0,65$  e mínimo de  $-2,18 \text{ W m}^{-2}$ , aproximadamente às 4 h, permanecendo assim até as 11 h (Figura 3A).

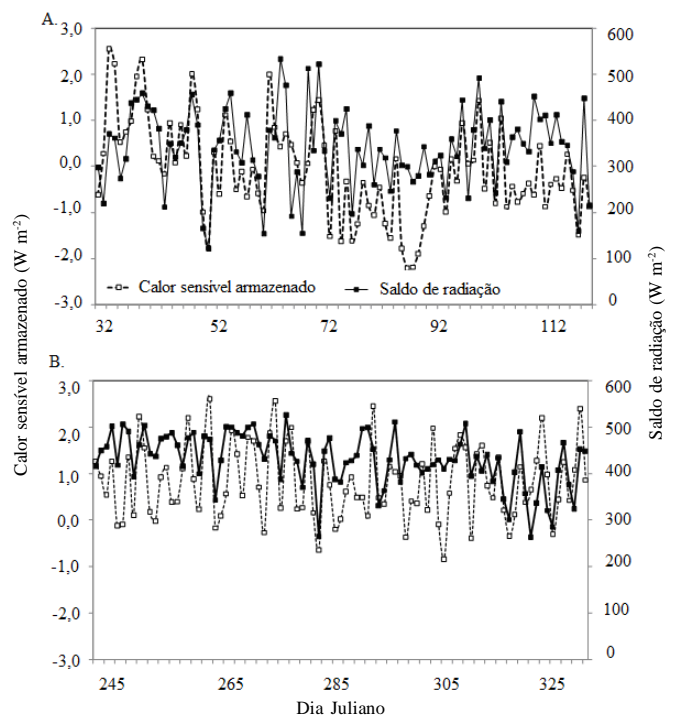
No período noturno a floresta reduz significativamente o calor sensível armazenado pelo dossel. No dia analisado o fluxo foi de  $-0,72 \text{ W m}^{-2}$  às 22 h e o saldo de radiação foi nulo. Neste período de transição a energia armazenada pela floresta pode ser uma fração bastante significativa ou mesmo exceder o saldo de radiação (Correia et al., 2005). Nesta linha de pesquisa von Randow et al. (2004) ressaltam que os fluxos turbulentos na floresta alcançam aproximadamente 74% da energia disponível quando no fechamento do balanço de energia. Observa-se, na Figura 3B, que no período matinal, com a incidência dos primeiros raios solares o solo se aquece mais rapidamente do que o ar acima dele, fazendo com que o fluxo de calor latente armazenado pela floresta seja praticamente constante até próximo ao meio dia, com valor médio de  $-11,19 \text{ W m}^{-2}$  em



**Figura 3.** Fluxos horários do calor sensível (A) e calor latente (B) armazenados no dossel da floresta e do saldo de radiação durante o dia 1 abril de 2008, na floresta nacional de Caxiuanã, Melgaço, Estado do Pará, no ano de 2008

seguida ocorreu, com o aumento da disponibilidade de energia, um aumento significativo de calor latente armazenado pelo dossel da floresta chegando a valores superiores a  $20 \text{ W m}^{-2}$ , às 16h 30min. Neste período os fluxos de calor latente e calor sensível também aumentaram em função do aumento da energia disponível para os processos físicos e químicos que ocorrem no interior da floresta.

A Figura 4 exhibe o calor sensível armazenado pelo dossel da floresta e do saldo de radiação durante os períodos chuvoso e menos chuvoso. No período chuvoso enquanto os valores do calor sensível variaram entre  $-2,22$  a  $4,94 \text{ W m}^{-2}$ , o saldo de radiação variou de  $94,83$  a  $526,69 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 4A). O comportamento das duas curvas é semelhante durante o período chuvoso da região, como resultado das flutuações da disponibilidade de energia.



**Figura 4.** Valores médios do calor sensível armazenados pelo dossel da floresta e do saldo de radiação durante os períodos chuvoso (A) e menos chuvoso (B) na floresta nacional de Caxiuanã, Melgaço, Estado do Pará, no ano de 2008

Por outro lado, o calor armazenado no dossel da floresta e do saldo de radiação durante o período menos chuvoso (setembro, outubro e novembro) também é similar (Figura 4B). Entretanto, a variabilidade do calor armazenado foi bem menor, com média e desvio padrão de  $0,84 \text{ W m}^{-2}$  e  $0,80 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente, do que no período chuvoso. Nas estações chuvosas e menos chuvosas os valores médios do saldo de radiação foram  $340,21$  e  $430,54 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente, enquanto para o fluxo de calor sensível armazenado no dossel da floresta nesses períodos referidos, os valores foram de  $0,08$  e  $0,84 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. Portanto, entre os dois períodos o saldo de radiação sofreu uma redução de 21% em relação ao período menos chuvoso, em razão da grande incidência de nebulosidade durante esta época do



ano. Souza Filho et al. (2005) constataram uma expressiva variação sazonal do saldo de radiação na Reserva Floresta de Caxiuanã, PA, com redução de 15,3% na estação seca em relação à estação chuvosa, no ano de 1999. Por outro lado, Rocha et al. (2004) encontraram maior variação do saldo de radiação entre essas estações, em uma área de floresta no leste da Amazônia (em Santarém, PA), com média de  $140 \text{ W m}^{-2}$  na estação menos chuvosa e de  $113 \text{ W m}^{-2}$  na estação chuvosa. Esses autores argumentaram que mudanças sazonais na cobertura das nuvens são os principais fatores que determinam a variação da radiação solar incidente na Amazônia.

No presente estudo, foram encontrados valores máximos do saldo de radiação nos períodos chuvoso e menos chuvoso de  $532,41$  e  $526,66 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente; e mínimos de  $120,88$  e  $263,36 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. Na região do Rebio Jaru (Reserva Biológica do Jaru) ao Norte do Estado de Rondônia foram observados os menores valores do saldo de radiação, com máximo de  $444,55 \text{ W m}^{-2}$  e mínimo de  $21,36 \text{ W m}^{-2}$  durante a estação úmida (Rocha et al., 2004). Outros estudos em florestas tropicais indicam valores máximos de  $548,40 \text{ W m}^{-2}$  e mínimo de  $-29,4 \text{ W m}^{-2}$  para o saldo de radiação (von Randow et al., 2004). Assim, a variabilidade do saldo de radiação obtida no presente estudo é similar àquelas obtidas em outras pesquisas com florestas tropicais.

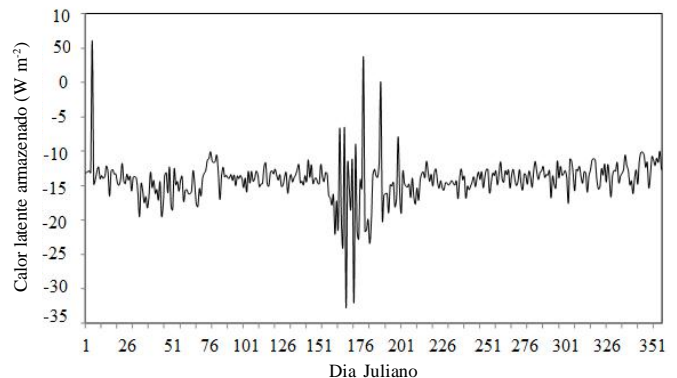
O fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel da floresta se apresenta de forma proporcional ao saldo de radiação para o período chuvoso e inversamente proporcional para o período menos chuvoso. Portanto, quanto maior a disponibilidade de energia, maior será o fluxo de calor sensível armazenado pela floresta em qualquer época do ano; sendo, entretanto, ambos fortemente influenciados pela nebulosidade. A proporção média do saldo de radiação ( $R_n$ ) utilizada como fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel vegetativo foi de aproximadamente 1,23%, durante o ano analisado. Em estudo com a cultura da mangueira cultivada nas condições climáticas do Submédio rio São Francisco, Borges et al. (2008) encontraram proporção semelhante de consumo de  $R_n$  em calor sensível armazenado pelo dossel.

O fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel da floresta durante o ano experimental de 2008 foi  $167,93 \text{ W m}^{-2}$ , que corresponde a  $14,5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ . Valores similares foram encontrados por Oliphant et al. (2004) em estudo para determinar os componentes do balanço de energia em floresta localizada no centro sul do Estado de Indiana, nos Estados Unidos. Esses autores encontraram a média do calor armazenado de  $16,18 \text{ MJ m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$  nessa floresta durante o período de três anos. Por outro lado, no presente estudo, os totais do calor sensível armazenados durante os períodos chuvoso e menos chuvoso foram de  $7$  e  $76,14 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. Esses valores evidenciam o efeito da ausência de umidade durante o período seco na floresta. Os valores da média e desvio padrão do calor sensível armazenado pelo dossel na floresta durante os períodos chuvoso e menos chuvoso foram de  $0,08 \pm 1,04$  e  $0,84 \pm 0,79$ , respectivamente.

#### Fluxos de calor latente armazenado pelo dossel vegetativo

A Figura 5 exhibe o comportamento anual do fluxo de calor latente armazenado pelo dossel vegetativo da floresta durante

o ano de 2008. Os valores máximos, médios e mínimos durante o período estudado foram de  $6,8$ ;  $-14,16$  e  $-32,74 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente.



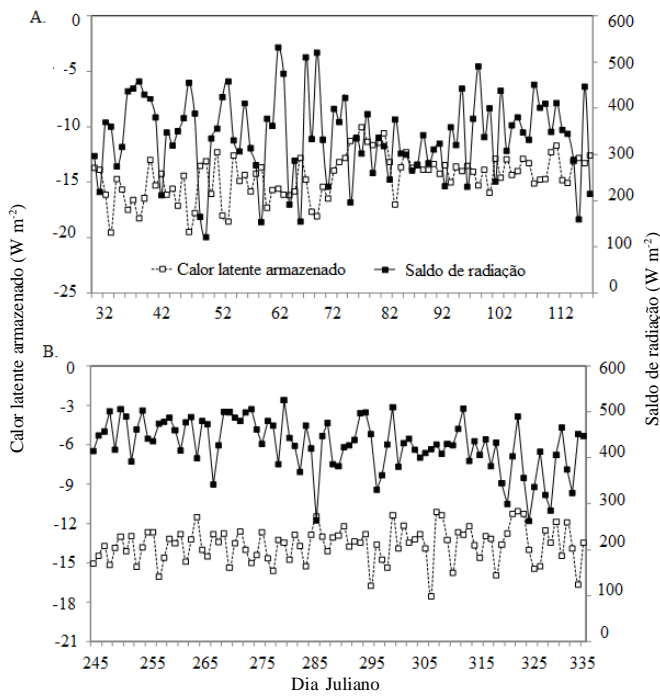
**Figura 5.** Fluxo de calor latente armazenado pelo dossel vegetativo na floresta nacional de Caxiuanã, Melgaço, Estado do Pará, no ano de 2008

No período compreendido entre os dias Juliano 155 (03 de junho) até 190 (08 de julho) se observam os maiores valores do fluxo de calor latente, com máximo de  $-16,39 \text{ W m}^{-2}$ , no dia Juliano 190. A grande quantidade de vapor de água armazenado nesse período na floresta está relacionada com a alta precipitação, que foi de aproximadamente 252 mm. Neste período os valores médios de temperatura e umidade relativa do ar registrados foram de  $25 \text{ }^\circ\text{C}$  e 88%, respectivamente. Por sua vez, o regime de radiação solar que penetra no interior do dossel da floresta é um processo fundamental de intercâmbio de energia que regula o estabelecimento de vapor de água no seu interior. O perfil de radiação solar desde a superfície até o topo do dossel das plantas interage com a atmosfera e configura os padrões dos perfis verticais de temperatura, umidade, vento e também da concentração de  $\text{CO}_2$ . Essas variáveis atmosféricas, por outro lado, modificam e caracterizam os fluxos de vapor de água entre a vegetação e a atmosfera (Nobre et al., 2007).

O fluxo de calor latente armazenado pelo dossel da floresta apresentou comportamento semelhante àquele do saldo de radiação nos dois períodos analisados, com valor médio anual de  $-14,16 \text{ W m}^{-2}$  no período chuvoso (Figura 6A) e de  $-13,62 \text{ W m}^{-2}$  no período menos chuvoso (Figura 6B). Aguiar et al. (2006), não só encontraram média diária do fluxo de calor latente de  $115,5 \text{ W m}^{-2}$  no período chuvoso e de  $92,9 \text{ W m}^{-2}$  no período menos chuvoso no sítio experimental da Reserva Biológica do Rio Jaru, localizado a Leste no Estado do Estado de Rondônia mas observaram, ainda, que o valor médio anual foi de  $97,7 \text{ W m}^{-2}$  e que a redução do fluxo de calor latente entre os períodos extremos foi de 19,6%. Com o ambiente saturado de umidade a vegetação proporciona, então, um índice significativo de evapotranspiração, mantendo-se portanto proporcionalmente constante.

#### Infiltração de água no solo

A variação dos dados observados e simulados da taxa de infiltração instantânea de água no solo na área de exclusão de chuva e na área sem exclusão em dias representativos do período chuvoso (março de 2006) e menos chuvoso (novembro



**Figura 6.** Valores médios do fluxo de calor latente armazenado pela floresta e do saldo de radiação durante os períodos chuvoso (A) e menos chuvoso (B) na floresta nacional de Caxiuanã, Melgaço, Estado do Pará, no ano de 2008

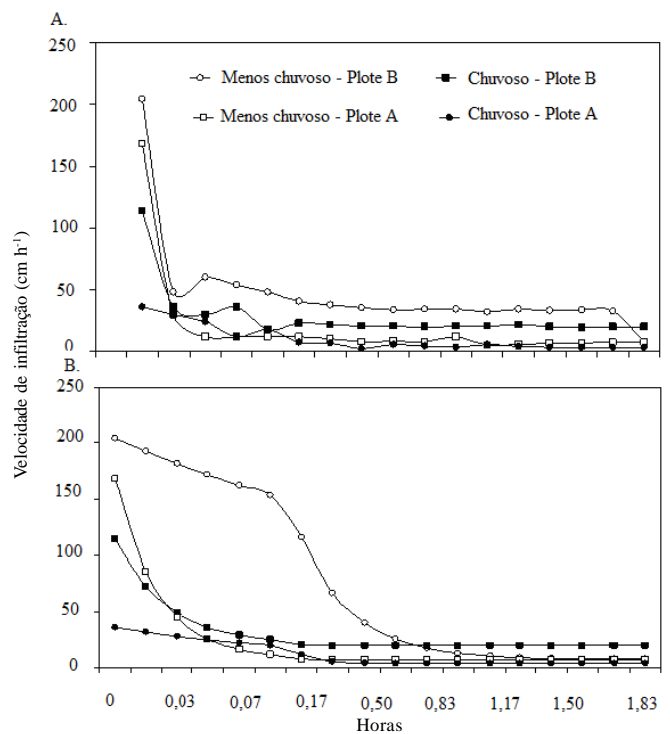
de 2006) é exibida na Figura 7. Os detalhes sobre o procedimento de exclusão de chuva no experimento ESECAFLOR podem ser encontrados em Costa et al. (2007).

A análise evidencia que a taxa de infiltração de água do solo na floresta é reduzida drasticamente nos primeiros minutos do início da chuva, independentemente das condições de umidade do solo (Figura 7B).

Em seguida, a taxa de infiltração apresenta comportamento quase constante ao longo do tempo. Os resultados demonstram, ainda, que as maiores taxas de infiltração foram registradas na área de exclusão (Parcela B), com taxas médias instantâneas iniciais de  $204 \text{ cm h}^{-1}$  no mês de novembro de 2005, com valor médio no período de observação de  $47,4 \text{ cm h}^{-1}$ . Por outro lado, as menores taxas de infiltração foram observadas na parcela A, no mês de março de 2006, com taxas instantâneas iniciais de  $36 \text{ cm h}^{-1}$ , atingindo o valor de  $3,60 \text{ cm h}^{-1}$  no período de 2 h. A taxa instantânea nesta parcela foi 25,8%, em média, menor do que na parcela B. Isto ocorreu devido o teor de umidade do solo na parcela B ter sido bem menor que na parcela A.

Braga et al. (2005) observaram que na parcela de exclusão da água a taxa média de infiltração apresentou valores médios de  $0,69 \text{ cm min}^{-1}$ , enquanto na parcela de controle este valor foi de apenas  $0,18 \text{ cm min}^{-1}$  no ano de 2004, na mesma região em que foi realizada a presente pesquisa. Esta diferença de taxa de infiltração entre as parcelas analisadas correspondeu a 73,0%.

No presente estudo a taxa de infiltração pelo modelo proposto por Horton subestimou os valores encontrados nas duas parcelas, nos meses de março (período chuvoso) e novembro (período menos chuvoso) de 2006, estabilizando-se no final do experimento (Figura 7B). Cunha et al. (2009)

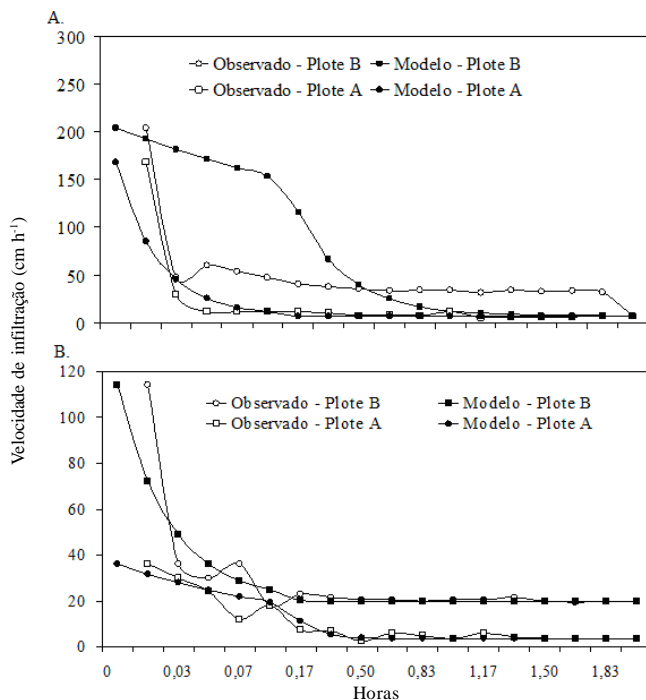


**Figura 7.** Variação temporal dos dados observados (A) e obtidos pelo modelo de Horton (B) da taxa de infiltração instantânea de água no solo na área de exclusão de chuva (Parcela B) e na área sem exclusão (Parcela A) em dias representativos do período chuvoso (março de 2006) e menos chuvoso (novembro de 2006) na floresta nacional de Caxiuanã, Melgaço, Estado do Pará

compararam as médias dos valores da infiltração obtidas pelo modelo do cilindro de anel, modelo de Horton e o modelo de Kostiakov-Lewis e concluíram que no início e no final do tempo de medição as curvas de taxa de infiltração de água no solo e os dados observados foram bastante semelhantes, com taxas básicas de infiltração exatamente iguais a  $16,32 \text{ cm h}^{-1}$ .

No intervalo entre os períodos de 10 e 150 min, a diferença das taxas de infiltração se acentuou, indicando que o modelo Horton pode ser utilizado para a região de estudo, com razoável precisão. Assim, o modelo de Horton foi perfeitamente ajustado aos dados observados, com pequena dispersão nas proximidades de 20 a  $35 \text{ cm h}^{-1}$ . O estudo de Paixão et al. (2009) evidenciou que o modelo de Kostiakov-Lewis apresentou pequena aderência no início da aplicação do teste em campo e se distanciava sempre que se aproximava da taxa básica de infiltração. Os resultados da análise da infiltração de água no solo para os sites experimentais analisados neste estudo, constatam que as maiores taxas médias de infiltração de água no solo são registradas na parcela de exclusão de chuvas com solos secos, fato ocasionado pela cobertura vegetal e pelo conteúdo de umidade, tal como por outros atributos químicos do solo, que controlam a capacidade de retenção e o armazenamento de água no solo em florestas tropicais.

A Figura 8 exhibe a comparação entre a infiltração medida e estimada pelo modelo Horton para o período menos chuvoso e chuvoso na região. Nos primeiros instantes de observação, os valores de infiltração obtidos pelo método de Horton tende a



**Figura 8.** Valores observados da infiltração e obtidos pelo modelo de Horton no mês menos chuvoso - novembro (A) e mês chuvoso - março (B) do ano de 2006, na floresta nacional de Caxiuanã, Melgaço, Estado do Pará

superestimar os valores das taxas de infiltração obtidos em campo.

Paixão et al. (2009) obtiveram, em experimentos na área experimental da EMEPA, localizada no município de Lagoa Seca, Estado da Paraíba, estimativas do modelo proposto por Horton e medidas em campo. Eles observaram que o modelo tendeu a superestimar os valores medidos de infiltração e subestimá-los no intervalo maior de observação (entre 35 – 45 cm h<sup>-1</sup>) mas, no geral, com boa aproximação. Os autores observaram, ainda, que os modelos de Kostiaikov e de Kostiaikov-Lewis apresentaram desempenhos semelhantes da taxa de infiltração.

Durante o período menos chuvoso na região os dados da taxa de infiltração, obtidos com base no modelo e medidos em campo nas duas parcelas experimentais, variaram entre 170 a 210 cm h<sup>-1</sup> no início das medições (Figura 8A). Por outro lado, no período chuvoso, como previsto, a taxa de infiltração reduziu drasticamente em ambas as parcelas, de acordo com os dados observados e simulados com o modelo; porém, a diferença entre os valores de infiltração das parcelas é significativamente ampliada no início do intervalo de medição (Figura 8B).

## CONCLUSÕES

1. Os fluxos de calor sensível e latente armazenados pelo dossel vegetativo da floresta têm forte variabilidade diurna; no entanto, suas variabilidades sazonais e anuais são pequenas quando comparadas com o saldo de radiação.

2. O fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel da floresta durante o ano experimental de 2008 foi 167,93 W m<sup>-2</sup>,

com média e desvio padrão de 0,46 e 0,96 W m<sup>-2</sup>, respectivamente. Durante este período o fluxo de calor latente armazenado foi de 5184,38 W m<sup>-2</sup>, com média e desvio padrão de 15 e 3 W m<sup>-2</sup>, respectivamente.

3. O fluxo de calor latente armazenado pelo dossel da floresta descreve comportamento semelhante àquele do saldo de radiação durante o período chuvoso e menos chuvoso, tal como ocorreu no caso do fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel da floresta.

## LITERATURA CITADA

- Aguiar, R. G.; Randow, C. V.; Priante Filho, N.; Manzi, A. O.; Aguiar, L. J. G.; Cardoso, F. L. Fluxos de massa e energia em uma Floresta Tropical no Sudoeste da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, p.248-257, 2006.
- Borges, C. J. R.; Azevedo, P. V. de; Silva, V. de P. R.; Campos, J. H. B. C.; Moura, M. S. B.; Soares, J. M.; Silva, B. B. de. Influência do calor armazenado no sistema solo-planta no balanço de energia em pomar de mangueiras. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.12, p.393-399, 2008.
- Braga, A. P.; Costa, A. C. L.; Gonçalves, P. H. L.; Silva Júnior, J. A.; Costa, R. F. Sazonalidade do perfil do conteúdo de umidade do solo em comparação com a precipitação do projeto ESECAFLOR. In: Congresso Latino americano e Ibérico de Meteorologia, 11, e Congresso Mexicano de Meteorologia, 16, 2005, Cancun. Anais... Cancun: 2005, CD-Rom
- Brandão, V. S. Infiltração de água em solos sujeitos a encrostamento. Viçosa: UFV, 2003. 98p. Tese Doutorado
- Correia, F. W. S.; Alvalá, R. C. S.; Manzi, A. O.; Gielow, R.; Kubota, P. Y. Calibration of the simplified simple biosphere model (SSiB) for Amazonian pasture and forest sites using LBA data. *Acta Amazonica*, v.35, p.273-288, 2005.
- Costa, R. F.; Silva, V. P. R.; Ruivo, M. L. P.; Meir, P.; Costa, A. C. L.; Malhi, Y. S.; Braga, A. P.; Gonçalves, P. H. L.; Silva Jr., J. A.; Grace, J. Transpiração em espécie de grande porte na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.11, p.180-189, 2007.
- Cunha, J. L. X. L.; Albuquerque, A. W.; Silva, C. A.; Araújo, E.; Santos Junior, R. B. Velocidade de infiltração da água em um Latossolo Amarelo submetido ao sistema de manejo plantio direto. *Revista Caatinga*, v.22, p.199-205, 2009.
- Horton, R. E. An approach toward physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Proceedings*, v.4, p.399-417, 1940.
- Lowman, M. D.; Malhi, Y.; Roberts, J. T.; Betts, R. A.; Killeen, T. J.; Li, W.; Nobre, C. A. Climate change, deforestation, and the fate of the amazon. *Science*, v.319, p.169-172, 2008.
- Malhi, Y.; Roberts, J. T.; Betts, R. A.; Killeen, T. J.; Li, W.; Nobre, C. A. Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon. *Science*, v.319, p.169-172, 2008.
- McCaughy, J. H. Energy balance storage terms in a nature mixed forest at petawawa, ontario – a case study. *Boundary Layer Meteorological*, v.31, p.89-101, 1985.
- Moore, C. J.; Fisch, G. Estimating heat storage in amazonian tropical forest. *Agriculture Forest Meteorology*, v.38, p.147-169, 1986.



- Nicolasa, E.; Torrecillasa, A.; Ortuno, M. F.; Domingo, R.; Alarcón, J. J. Evaluation of transpiration in adult apricot trees from sap flow measurements. *Agricultural Water Management*, v.72, p.131-145, 2005.
- Nobre, C. A.; Sampaio, G.; Salazar, L. Mudanças climáticas e Amazônia. *Ciência e Cultura*, v.59, p.22-27, 2007.
- Oliphant, A. J.; Grimmond, C. S. B.; Zutter, H. N.; Schmid, H. P.; Su, H. B.; Scott, S. L.; Offerle, B.; Randolph, J. C.; Ehman, J. Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.126, p.185-201, 2004.
- Oliveira, L. L.; Costa, R. F.; Costa, A. C. L.; Souza, F. A. S.; Braga, A. P. Precipitação efetiva e interceptação em Caxiuanã, na Amazônia Oriental. *Acta Amazonica*, v.38, p.185-189, 2008.
- Paixão, F. J. R. da; Andrade, A. R. S.; Azevedo, C. A. V. de; Costa, T. L.; Guerra, H. O. C. Ajuste da curva de infiltração por meio de diferentes modelos empíricos. *Pesquisa Aplicada & Agrotecnologia*, v.2, p.107-112, 2009.
- Rocha, H. R.; Goulden, M. L.; Miller, S. D.; Menton, M. C.; Pinto, L. D. V. O.; Freitas, H. C.; Figueira, A. M. S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in Eastern Amazonia, *Journal of Applied Ecology*, v.14, p.S22-S32, 2004.
- Silberstein, R.; Held, A.; Hatton, T.; Viney, N.; Sivapalan, M. Energy balance of a natural jarrah (*Eucalyptus marginata*) forest in western australia: Measurements during the spring and summer. *Agriculture Forest Meteorology*, v.109, p.79-104, 2001.
- Souza Filho, J. D. C.; Ribeiro, A.; Costa, M. H.; Cohen, J. C. P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. *Acta Amazonica*, v.35, p.223-229, 2005.
- von Randow, C.; Sá, L.; Gannabathula, P. S.; Manzi, A. O.; Arlino P.; Kruijt, B. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazonia. I. Diurnal conditions. *Journal of Geophysical Research*, v.107, 12p., 2002.