



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE
ARMAZENADOS NO DOSSEL VEGETATIVO E ANÁLISE DE
INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO EM FLORESTA TROPICAL

VANESSA DE ALMEIDA DANTAS

CAMPINA GRANDE-PB

Fevereiro - 2010

VANESSA DE ALMEIDA DANTAS

**FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE
ARMAZENADOS NO DOSSEL VEGETATIVO E ANÁLISE DE
INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO EM FLORESTA TROPICAL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Meteorologia da Universidade
Federal de Campina Grande em cumprimento às
exigências para a obtenção do grau de Mestre.

Área de concentração: Agrometeorologia

Subárea: Climatologia

Orientadores: Prof. Dr. Vicente de Paulo Rodrigues da Silva

Prof. Dr. Antonio Carlos Lôla da Costa

CAMPINA GRANDE-PB

Fevereiro - 2010

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

D192f

2010 Dantas, Vanessa de Almeida.

Fluxos de calor sensível e latente armazenados no dossel vegetativo e análise de infiltração de água no solo em floresta tropical / Vanessa de Almeida Dantas. — Campina Grande, 2010.

59 f. : il. col.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Referências.

Orientadores: Prof. Dr. Vicente de Paulo Rodrigues da Silva, Prof. Dr. Antonio Carlos Lola da Costa.

1. Meteorologia Agrícola. 2. Reserva de Caxiuana. 3. Modelo de Horton. 4. Saldo de Radiação. 5. Temperatura do Ar. I. Título.

CDU – 551.5:631(043)


VANESSA DE ALMEIDA DANTAS

FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE ARMAZENADOS NO DOSSEL
VEGETATIVO E ANÁLISE DE INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO EM FLORESTA
TROPICAL

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 22/02/2010

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. VICENTE DE PAULO RODRIGUES DA SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ANTONIO CARLOS LÓLA DA COSTA
Departamento de Meteorologia
Universidade Federal do Pará


Prof. Dr. PEDRO VIEIRA DE AZEVEDO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. MÁRIO DE MIRANDA VILAS BOAS RAMOS LEITÃO
Universidade Federal do Vale do São Francisco

DEUS,

Dedico

A minha mãe Elyana de Almeida (in memorian), meu irmão Francisco Almeida Neto.

Essa conquista também é de vocês!

Ofereço

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida que tenho e por ter sempre me guiado neste caminho.

À Universidade Federal de Campina Grande e a Unidade de Ciências Atmosféricas pela oportunidade de realizar o curso de Pós-Graduação em Meteorologia.

Aos professores Dr. Vicente de Paulo Rodrigues da Silva e Dr. Antonio Carlos Lola da Costa pelos ensinamentos e pela orientação de suma importância para a elaboração deste estudo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo.

Ao projeto LBA e ao subprojeto ESECAFLOR, pelo fornecimento de dados para realização deste trabalho.

Em especial, à Professora Maria do Carmo Felipe de Oliveira pela confiança, apoio, amizade, não só neste trabalho, como também em minha vida acadêmica não poupando esforços para contribuir na minha formação acadêmica.

À minha tia-mãe, Maria José, não menos importante que os outros familiares, que em todos os momentos que pensei em desistir esteve sempre presente e me aconselhando a seguir em frente. E, com a sua fé em Deus, mostrou-me sempre que nada melhor do que um dia após o outro.

À minha avó Oscarina, tios e primos, em especial ao Rodrigo Almeida, pela paciência e torcida na formação deste curso.

A minha irmã Rhayanna Almeida e afilhada Victória Almeida, pelo amor, carinho, compreensão e por me acolher nas horas difíceis de minha vida.

A todas aquelas pessoas que passam por nossa vida e deixam grandes ensinamentos, como Glayson Chagas que me apoiou em todos os momentos deste trabalho.

Aos meus amigos da pós-graduação em Meteorologia, Andréa Helena, David Nogueira, Hallan David, Jefferson Erasmo, Nilzele e a Família Meneses, pelas horas de lazer e carinho.

A todos os meus amigos e aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para o término desta etapa em minha vida, muito obrigada!

*“Você não sabe
O quanto eu caminhei
Prá chegar até aqui
Percorri milhas e milhas
Antes de dormir
Eu nem cochilei
Os mais belos montes
Escalei
Nas noites escuras
De frio chorei ei, ei...
A vida ensina
E o tempo traz o tom
Prá nascer uma canção
Com a fé do dia-a-dia
Encontro a solução...”.*

A estrada (Cidade Negra)

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	V
LISTA DE FIGURAS	IX
RESUMO	XI
ABSTRACT	XII
1. INTRODUÇÃO	13
Objetivo geral	15
Objetivos específicos	15
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	17
3. MATERIAL E MÉTODOS	23
3.1 Área de estudo	23
3.2 Instrumentos meteorológicos	26
3.2.1 Dados meteorológicos	26
3.3 Fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel vegetativo	27
3.4 Fluxo de calor latente armazenado pelo dossel vegetativo	27
3.5 Infiltração de água no solo	28
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
4.1 Fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel vegetativo	33
4.2 Fluxo de calor latente armazenado pelo dossel vegetativo	38
4.3 Infiltração de água no solo	42
5. CONCLUSÕES	51
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da Estação Científica Ferreira Penna – ECFPn, no Estado do Pará.	24
Figura 2. Vista dos painéis do projeto ESECAFLOR – ECFPn.	25
Figura 3. Comportamento dos valores diários da temperatura do ar (A), umidade relativa (B), Radiação solar global (C), velocidade do vento (D), saldo de radiação (E) e precipitação pluvial (F) durante o ano de 2008.	31
Figura 4. Curso anual do fluxo de calor sensível durante o ano de 2008 na Floresta de Caxiuanã.	33
Figura 5. Curso horário do saldo de radiação e calor sensível armazenado durante o 1º abril de 2008 na floresta de Caxiuanã	35
Figura 6. Comportamento temporal dos valores médios do calor sensível armazenado pelo dossel da floresta e do saldo de radiação durante o período chuvoso na FLONA de Caxiuanã, PA, em 2008 (fevereiro, março e abril)	36
Figura 7. Comportamento temporal dos valores médios do calor sensível armazenado pelo dossel da floresta e o saldo de radiação durante o período menos chuvoso na FLONA de Caxiuanã-Pa em 2008 (setembro, outubro e novembro)	36
Figura 8. Comportamento anual do fluxo de calor latente armazenado pelo dossel vegetativo durante o ano de 2008.	39
Figura 9. Comportamento horário do fluxo de calor latente armazenado pelo	40

dossel da floresta e do saldo de radiação no dia 1 de abril de 2008.

- Figura 10. Curso temporal dos valores médios do fluxo de calor latente armazenado pela floresta e o saldo de radiação durante o período mais chuvoso na FLONA de Caxiuanã, PA, em 2008 (fevereiro, março e abril) 41
- Figura 11. Curso temporal dos valores médios do fluxo de calor latente armazenado pela floresta e o saldo de radiação durante o período menos chuvoso na FLONA de Caxiuanã-Pa em 2008 (setembro, outubro e novembro) 42
- Figura 12. Totais mensais da precipitação pluvial durante o período de setembro de 2005 a julho de 2006 no site experimental, em Caxiuanã, PA. 43
- Figura 13. Variação temporal dos dados observados da velocidade de infiltração instantânea de água no solo na área de exclusão de chuva (Parcela B) e área sob condições climáticas normais (Parcela A) em dias representativos do período chuvoso (março de 2006) e menos chuvoso (novembro de 2006) 44
- Figura 14. Comparação entre dados observados de infiltração e obtidos pelo modelo de Horton no mês menos chuvoso (novembro 2005) em Caxiuanã, PA, nas Parcelas A e B 46
- Figura 15. Comparação entre os dados de infiltração observados e obtidos pelo modelo de Horton no mês chuvoso (março 2006) em Caxiuanã, PA, nas Parcelas A e B 47
- Figura 16. Dados da velocidade de infiltração instantânea de água no solo obtidos pelo modelo de Horton na área de exclusão de chuva (Parcela B) e área sob condições climáticas normais (Parcela A) em dias representativos do período chuvoso (março de 2006) e menos chuvoso (novembro de 2006) 48

RESUMO

No presente estudo foram analisadas as variações sazonais e anuais dos fluxos de calor sensível e latente armazenados pelo dossel vegetativo de floresta tropical úmida, bem como a velocidade de infiltração nos plotes com exclusão de chuva e submetido às condições reais de precipitação pluvial. Os dados usados neste trabalho foram obtidos durante o projeto “Estudo da Seca da Floresta (ESECAFLOR) que é um subprojeto do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), em floresta de terra firme na reserva florestal de Caxiuanã, no Estado do Pará, Brasil. Os dados de temperatura e umidade relativa foram coletados no perfil da floresta, em intervalos de 8 m, durante o ano de 2008, 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 pelo dossel da floresta durante o ano experimental de 2008 foi $167,93 \text{ W m}^{-2}$, com média e desvio padrão de 0,46 e $0,96 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. Durante esse mesmo período, o fluxo de calor latente armazenado foi de $5184,38 \text{ W m}^{-2}$, com média e desvio padrão de 14,6 e $3,09 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. A velocidade de infiltração de água do solo na floresta é reduzida drasticamente nos primeiros minutos do início do experimento, independentemente das condições de umidade do solo; e, em seguida, ela apresenta comportamento quase constante ao longo do tempo. As maiores taxas de infiltração são registradas na área de exclusão de chuva durante o período menos chuvoso.

Palavras-chave: Reserva de Caxiuanã, Modelo de Horton, saldo de radiação, temperatura do ar

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 on rainfall exclusion plot and on actual rainfall plot. The data used in this work were obtained during the “Long-term drought impact on water and carbon dioxide fluxes in Amazonian Tropical Rainforest Experiment” (ESECAFLORE) which is subproject of Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazon forest (LBA), carried out in terra firma rainforest 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 dry season (September, October and November). The results indicated that sensible heat stored flux in rainforest canopy during the 2008 year was 167.93 W m^{-2} , with average and standard deviation of 0.46 and 0.96 W m^{-2} , respectively. For the same period, the latent heat stored flux flow was 5184.38 W m^{-2} , with average and standard deviation of 14.6 and 3.09 W m^{-2} , respectively. The soil water infiltration rate in the rainforest is reduced drastically at the first minutes of the experiment beginning, regardless the soil moisture conditions, and then it presents a behavior almost constant throughout the time. The highest infiltration rates are recorded in the rainfall exclusion plot during the dry season.

Keywords: Caxiuanã National Forest, Horton model, net radiation, air temperature

1. INTRODUÇÃO

O clima global na atualidade é uma preocupação de toda a humanidade, em razão de alterações significativas na frequência e grandeza com que alguns fenômenos atmosféricos vêm ocorrendo nos últimos anos. As mudanças climáticas em escala global afetam toda a vida no planeta e, portanto, devem ser monitoradas de forma integrada com todas as ciências que tenham alguma interface com os problemas produzidos pela intervenção do homem sobre a biosfera. A superfície da Terra é coberta por aproximadamente 70% de vegetação, desse total, 30% por floresta boreal e o restante em floresta tropical (FAO, 2003). As trocas de energia entre os ecossistemas de floresta e atmosfera manifesta considerável variabilidade espacial e temporal face da complexa interação entre a atmosfera e os elementos biofísicos da floresta (Oliphant et al., 2004).

A bacia Amazônica contém a maior extensão de florestas tropicais da Terra, com mais de 5 milhões de km², aproximadamente, 1/3 das espécies animais e vegetais do planeta. A precipitação média anual na Amazônia é de 2.300 mm, enquanto que o fluxo médio de água do Rio Amazonas para o Oceano atlântico é de aproximadamente

200.000 m³/s (Malhi et al., 2008). Muitos estudos sobre a Amazônia desenvolvidos nos últimos anos mostram alterações significantes nos fluxos de água e na composição da atmosfera causadas por desmatamento e queimadas. Neste contexto, as florestas tropicais têm um papel fundamental no clima global e o Brasil detém aproximadamente 60 % desse 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 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, 2007). Devido à grande extensão da cobertura vegetal na Amazônia, a quantidade de água interceptada durante as chuvas deve responder pela reposição de consideráveis quantidades de massas de vapor d'água na atmosfera, contribuindo para o equilíbrio hídrico na região (Franken et al., 1982 a,b).

A convenção do clima em Kyoto, Japão, em 1996, contribuiu para o avanço no entendimento de como as questões climáticas podem ser gerenciadas pelos países, oferecendo vantagens para países detentores de grandes áreas florestais (Malhi et al., 2008). Várias pesquisas estão sendo desenvolvidas no sentido de se entender possíveis mudanças globais associadas aos impactos antrópico. Por outro lado, importantes anomalias climáticas globais e aquela que se referem ao aquecimento diferencial das águas do Oceano Pacífico, conhecida como o fenômeno El Niño. Previsões climáticas indicam que mediante os cenários de mudanças globais algumas regiões do planeta, como a Amazônia e o Nordeste brasileiro, poderão experimentar temperaturas mais elevadas e reduções nos totais pluviométricos nos próximos 50 a 100 anos, como

resultados da intensificação de tal fenômeno (Cox et al., 2000). A principal consequência desse fenômeno na Amazônia brasileira é a redução drástica da precipitação. Tal redução pode causar alterações consideráveis no comportamento da floresta, dentre as quais, aumento da susceptibilidade a incêndios florestais. Com o objetivo de se investigar mais profundamente os efeitos causados pelo fenômeno El Niño sobre a floresta Amazônica, o conhecido projeto “Larg Escala Biosfere – Atmosphere Experiment in Amazonian (LBA)” vem desenvolvendo experimentos de exclusão de chuvas, como ESECAFLOR (Estudo da SECA da FLOresta), o qual consiste em submeter a floresta em um período de seca prolongada, para avaliar o impacto nos fluxos de água e dióxido de carbono, bem como os efeitos da redução de água no solo sobre o ciclo da floresta, situação semelhante à ocorrência do fenômeno El-Niño. Neste sentido, o presente estudo irá possibilitar a ampliação dos conhecimentos sobre a dinâmica atmosférica da região Amazônica, para um melhor entendimento do funcionamento das florestas tropicais, contribuindo para o seu manejo e conservação. Diante deste contexto, a presente pesquisa tem os seguintes objetivos:

Geral:

Determinar o comportamento temporal dos fluxos de calor sensível e latente armazenados pelo dossel da floresta amazônica, com base em medições realizadas no sítio do projeto ESECAFLOR, na floresta nacional de Caxiuanã, Melgaço, no Estado do Pará.

Específicos:

- (i) Analisar as variações da temperatura do ar e da precipitação pluvial nas áreas do sítio do projeto ESECAFLOR;
- (ii) Comparar os fluxos de calor sensível e latente armazenados no dossel vegetativo da floresta;

(iii) Estudar as mudanças micrometeorológicas proveniente da exclusão da água no solo;

(iv) Determinar a infiltração no solo da floresta em condições naturais e com exclusão de chuvas.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A evaporação é uma componente importante do ciclo hidrológico e influencia a disponibilidade de água, particularmente ao consumo humano e à agricultura. As alterações climáticas, resultantes do aquecimento global, poderão ter um impacto crítico sobre a evaporação da água e, conseqüentemente, na disponibilidade dos recursos hídricos para o atendimento das demandas essenciais de sobrevivência dos seres vivos do planeta (Costa, 2008). Deste modo, a identificação de tendências sobre a evaporação, em resposta à mudança das condições climáticas, pode contribuir para quantificar os potenciais impactos de tais alterações sobre a evaporação (Burn & Hesch, 2006).

A precipitação na região amazônica é bastante irregular, apresentando variabilidade espacial e temporal, sendo essencialmente marcada por dois períodos: (i) chuvoso, compreendido de dezembro a junho e (ii) período menos chuvoso, que vai de julho a novembro. A precipitação no leste da Amazônia é influenciada pelos oceanos Atlântico e Pacífico. Os totais pluviométricos acima da média no primeiro trimestre do ano estão relacionados com os eventos de La Niña (Souza, 2003).

A água da chuva precipitada sobre a floresta pode assumir dois caminhos distintos: (i) voltar para a atmosfera por evapotranspiração e (ii) infiltrar no solo, através do gotejamento direto e das folhagens e, ainda, pelo escoamento dos troncos das árvores. Assim, a água proveniente da chuva tem papel fundamental no desenvolvimento de uma floresta, logo qualquer alteração no ciclo hidrológico pode influenciar o desenvolvimento da floresta, comprometendo o crescimento de sua biomassa e o estoque de carbono da biomassa verde, e conseqüentemente, potencializar o efeito estufa.

A interceptação da água da chuva pela floresta favorece a renovação de massas atmosféricas úmidas, além de minimizar os efeitos causados no solo pela chuva direta. A composição química da água da chuva que chega ao dossel é atribuída aos núcleos de condensação que formam suas gotas e por partículas em suspensão na atmosfera que são arrastadas pela água (Arcova, 1993). Por outro lado, as gotículas que conseguem ultrapassar a barreira de folhagem (precipitação interna), juntamente com a água do escoamento dos troncos das árvores, atingem o solo. Assim, parte da água escoam superficialmente até atingir um curso d'água, outra parte infiltrará para as camadas mais profundas do solo, alimentando os lençóis subterrâneos. O crescimento e o desenvolvimento das espécies vegetais são conseqüências 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, 2008). Como a chuva é a variável meteorológica que mais facilmente caracteriza um determinado local, o conhecimento das variações pluviométricas se torna muito importante no planejamento e realização das atividades humanas. No caso de experimentos científicos, de campo, a

escolha das épocas de realização (principalmente de campanhas intensivas), pode ser determinante para o sucesso do trabalho (Ferreira da Costa, 2008).

A grande estiagem de 2005, que ajudou a provocar incêndios florestais em diversas áreas na parte Leste da Amazônia, foi relacionada com diversos fatores climáticos de escala local e global, tais como a redução do movimento vertical ascendente do ar na região Sudoeste da Amazônia que inibiu a formação de nuvens precipitantes, a elevação da TSM no Atlântico norte e diminuição da intensidade dos ventos alísios que transportam umidade da região tropical do atlântico para a Amazônia durante o período chuvoso (Marengo et al., 2007). Esses autores enfatizam, ainda, que o evento da seca de 2005 não teve relacionamento com o fenômeno El Niño que ocorreu nos anos de 1983 e 1998, que provocou as maiores secas nos últimos 40 anos na Amazônia. A ocorrência de longos períodos de estiagem em regiões de floresta provoca prejuízos à biodiversidade e ao ciclo de água e nutrientes que são fortemente atingidos. Por outro lado, a perda de vegetação de grande porte pela ação do fogo reduz o potencial de reciclagem da água no sistema solo-planta-atmosfera. Deste modo, havendo redução da precipitação na Amazônia, induzida pela mudança global, somadas às reduções previstas como resposta ao desmatamento, ocorrerá o aumento da suscetibilidade dos ecossistemas amazônicos ao fogo, e redução da quantidade de espécies menos tolerantes à seca. Isso irá influenciar a biodiversidade, podendo alterar biomas naturais e até induzir a ‘savanização’ de partes da Amazônia (Nobre et al., 1991, 2007; Nobre, 2001).

Grande parte da energia disponível à superfície na Amazônia é utilizada para o processo de evapotranspiração. A floresta Amazônia, é fundamental na manutenção do balanço hídrico do planeta, pois cerca 50% da precipitação anual retorna à atmosfera por evapotranspiração (Ribeiro, 1997). De acordo com Camargo & Camargo (1993), o

balanço hídrico climatológico é um instrumento agrometeorológico útil e prático para caracterizar o fator umidade do clima, sendo a sua utilização indispensável na caracterização climática (Vianello & Alves, 1991; Pedro Júnior et al., 1994), como também na definição da aptidão agrícola de uma região (Ortolani et al., 1970; Camargo et al., 1990). Existem sérias dificuldades para a realização de um balanço hídrico com precisão para a Amazônia, devido à descontinuidade espacial e temporal das medidas de precipitação, a inexistência de medidas simultâneas de vazões fluviais e o desconhecimento do armazenamento de água no solo, dentre outros fatores (Fisch et al., 1998). O ciclo hidrológico é regido por processos naturais de evaporação, evapotranspiração, condensação, precipitação, escoamento superficial, infiltração e percolação da água no solo e nos aquíferos (Righetto, 1998). Compreender e determinar a evapotranspiração se torna imprescindível para quantificar esse importante processo que é o balanço hídrico. A Organização Meteorológica Mundial (OMM) publicou extensa revisão sobre os métodos de medidas da evapotranspiração.

Medidas precisas de evapotranspiração são extremamente difíceis, por causa de equipamentos especiais de alto custo e manutenção, o que força a necessidade de aplicar métodos de estimativas, a evapotranspiração pode ser estimada em função da evapotranspiração de referência (E_{To}) e do coeficiente da cultura (K_c). Esse método, no entanto, necessita do conhecimento das variáveis climáticas, por meio de modelos que estimam a E_{To} . Esses modelos podem ser simples, como aqueles que são baseados apenas na temperatura do ar (Thorntwaite & Mather, 1948; Hargreaves & Samani, 1985), ou os mais complexos, que envolvem o balanço de energia, como a equação de Penman-Monteith (Allen et al., 1998).

As florestas tropicais são os ecossistemas mais biodiversos do planeta. No entanto, quando se faz um passeio pela floresta, essa 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. Além de o dossel ser o “habitat” da biodiversidade florestal, 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. Por causa da altíssima taxa de fotossíntese, as plantas geram rendimentos mais elevados de frutos, sementes, flores e folhas, que atraem e oferecem suporte à ampla diversidade de vida animal. Além disso, como o principal lugar de intercâmbio de calor, vapor d'água e gases atmosféricos, o dossel também desempenha um papel importante no controle climático regional e global (Lowman, 2008). Outro processo fundamental é o intercâmbio de energia através do estabelecimento do regime de radiação dentro do interior do dossel. O comportamento do perfil de radiação desde a superfície até o topo do dossel interage com a atmosfera e configura os padrões dos perfis de temperatura, umidade específica, ventos e também da concentração de CO₂ que, por sua vez, modificam e caracterizam os fluxos entre a vegetação e a atmosfera (Nobre et al., 1999).

A variação de energia armazenada no dossel (fluxos do calor sensível e latente) pode ser um componente significativo do saldo de energia em floresta alta, devido aos grandes volumes de ar e biomassa no dossel. Nesse particular, Moore & Fisch (1986) encontraram fluxos máximos armazenados no dossel da floresta Amazônica em escala horária variando em torno de 80 W m². Silberstein et al. (2001) obtiveram valores similares para uma floresta de *Eucalyptus marginata* de 30 m de altura na Austrália Ocidental. Apesar desses estudos, ainda não se sabe se os fluxos de calor sensível e latente são componentes significativas no balanço de energia em florestas tropicais. As preocupações recentes da vulnerabilidade das florestas ao aquecimento global (IPCC-WG-1, 2007), somadas ao desflorestamento da região amazônica, tornam o estudo de

exclusão de chuva um tema de grande relevância no momento atual. Uma descrição das características da turbulência atmosférica na camada superficial sobre dosséis de florestas é essencial para o entendimento do ambiente micro meteorológico da superfície. O estudo da turbulência dentro e acima do dossel de plantas é também importante na questão de determinação do balanço global de CO₂ (Viswanadham et al., 1990). 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. Eles observaram que a média no período de três anos foi pequena, com valor de 16,18 MJ m⁻² ano⁻¹.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de estudo

Neste trabalho foram utilizados os dados de temperatura e umidade relativa do ar do ano de 2008 para o cálculo do fluxo de calor sensível e latente armazenado no dossel vegetativo. O cálculo da infiltração de água no solo foi realizado para o período de setembro de 2005 a julho de 2006. O sítio experimental do projeto ESECAFLOR está localizado no município de Melgaço, PA, na Floresta Nacional de Caxiuanã, na Estação Científica Ferreira Penna - ECFPn (01° 42' 30" S; 51° 31' 45" W e 15 m de altitude), administrada pelo Museu Paraense Emílio Goeldi (Figura 1). A floresta nacional de Caxiuanã é formada por uma floresta densa e de terra firme que ocupa cerca de 90% de sua área (Lisboa, 1997). A área experimental está localizada a 1 km de distância a Oeste da sede da Estação Científica Ferreira Penna (ECFPn). A altura média das árvores é em torno de 40 m. O seu solo é classificado como Latossolo Amarelo (Kern, 1996). Viana et al. (2003) descrevem a área da ECFPn como tendo 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 com 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.

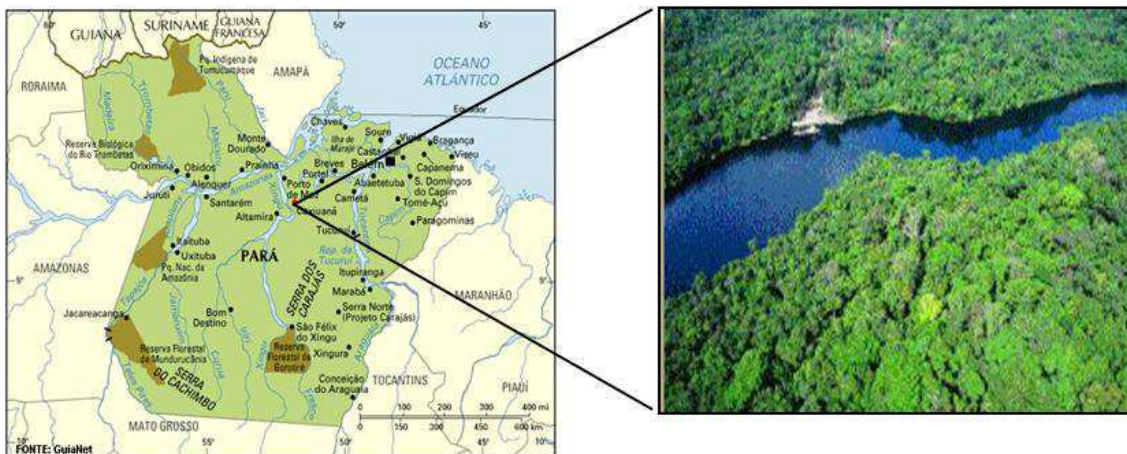


Figura 1. Localização da Estação Científica Ferreira Penna – ECFPn, no Estado do Pará. (Fonte: Museu Paraense Emílio Goeldi – 2009)

As áreas das parcelas experimentais foram cuidadosamente escolhidas, atentando para a composição basal e para a predominância das espécies. Uma seca artificial do solo foi imposta na parcela de exclusão da chuva. A estrutura física do projeto ESECAFLOR é composta por duas parcelas, uma de controle, que corresponde à floresta natural submetida às condições climáticas normais (A) e outra de exclusão da água (B), ambas com áreas de 1 hectare. Essas áreas foram delimitadas por trincheiras com profundidades variando de 50 a 150 cm. A parcela de exclusão foi composta por 6000 painéis plásticos, instalados a uma altura média variando de 1,5 a 3,5 metros acima do solo (Figura 2). Esses painéis direcionam a água da chuva para calhas impermeabilizadas com plástico, as quais têm um desnível de 2 metros do início para o final da parcela, para excluir a água e conduzi-la para uma área distante da parcela.

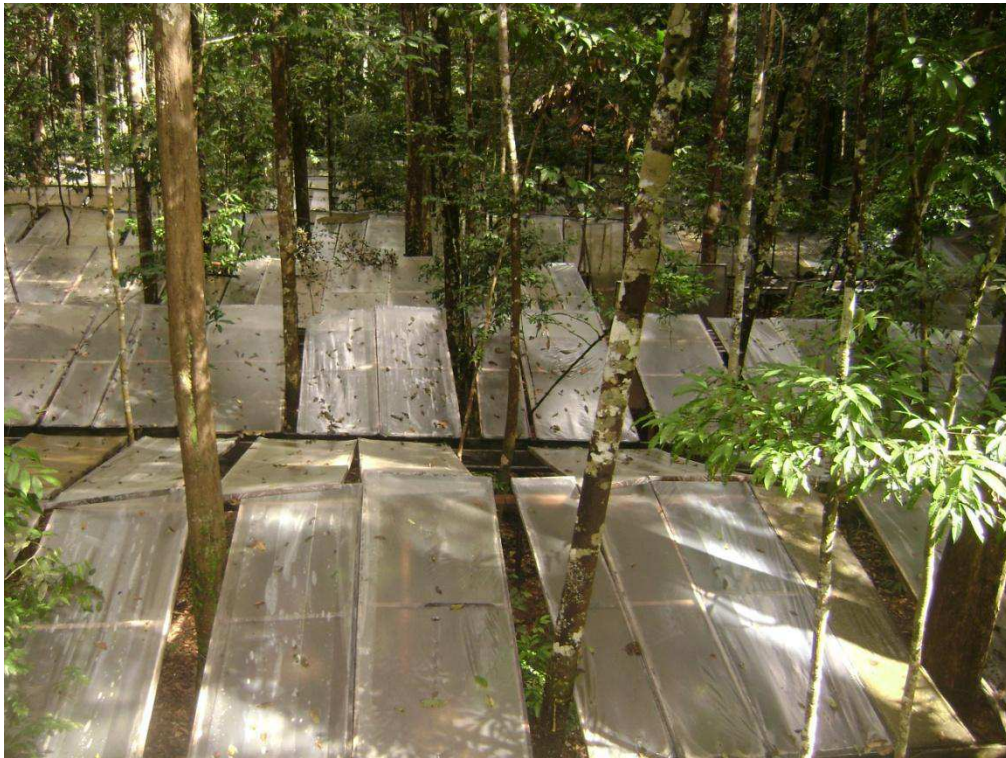


Figura 2. Vista dos painéis do projeto ESECAFLOR – ECFPn.

A parcela A foi usada como referência para os experimentos realizados na parcela B. Cada uma das áreas estudadas possui uma torre metálica com 30 metros de altura. Essas torres permitiram o acesso fácil às árvores para estudos fisiológicos, além de permitir o monitoramento meteorológico a partir de uma estação meteorológica automática.

O clima da região de estudo, segundo a classificação de Koppen, é do tipo Am, ou seja, clima tropical úmido com precipitação pluviométrica excessiva durante alguns meses e com ocorrência de chuvas inferior a 60 mm durante um ou dois meses (outubro e novembro). Por outro lado, segundo a classificação de Thornthwaite & Mather (1955), o clima é do tipo B₁rA'a', ou seja, clima megatérmico úmido, com pequena ou nenhuma deficiência hídrica concentrada no verão. A temperatura média anual é de 26,8 °C com valores médios de temperatura mínima e máxima de 23 e 33°C, respectivamente. A umidade relativa apresenta valor médio anual de 87%, caracterizando o clima local

como bastante úmido o que gera grande desconforto ambiental. A precipitação pluviométrica na região varia de 57 mm (agosto) a 319 mm (março), com total médio anual de 2063 mm (Costa, 2008).

3.2. Instrumentos meteorológicos

A direção e a velocidade do vento foram medidas através de um anemômetro MODELO 03001-5 WIND SENTRY. A precipitação pluviométrica foi medida através de um pluviógrafo do tipo CSI Model CS700-L Rain Gage, com 200 mm de diâmetro de área de captação e capacidade “basculante” de 100 mm h⁻¹. Por outro lado, a radiação solar global foi medida através de um sensor de brilho solar SUNSHINE SENSOR da BF4 e a temperatura do ar e a umidade relativa do ar foram obtidos através de um sensor do tipo MODEL HMP45C.

3.3. Dados micrometeorológicos

Os dados desta pesquisa foram obtidos através de estações meteorológicas automáticas da Campbell Scientific, constituídas de Datalogger modelo CR23X, e sensores para a obtenção de dados micrometeorológicos da floresta, instalados no topo de uma torre micrometeorológica de 36 metros de altura, localizada na parcela de controle. Para as seguintes variáveis foram obtidas médias horárias: temperatura do ar, umidade relativa do ar, direção e velocidade do vento, radiação solar global, radiação solar direta, radiação solar difusa e precipitação pluviométrica. Esses dados foram coletados e armazenados para posteriores análises.

3.4. Fluxo de Calor sensível armazenado pelo dossel vegetativo

O fluxo de calor sensível armazenado no dossel da floresta (S_d) foi calculado com base no gradiente de temperatura do ar, em quatro níveis espaçados de 8,0 m a partir da superfície do solo, totalizando três camadas no interior do dossel vegetativo da floresta, pela equação (McCaughey, 1985):

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

em que, S_d é o fluxo de calor sensível armazenado, ρ_{ar} é a densidade do ar ($1,3 \text{ kg m}^{-3}$), Δh é distância vertical entre os sensores de medidas (8 m), T_i é a temperatura do ar nas alturas “i” e “j”, que representam cada instante em que se calculou a temperatura média da camada de ar; assim, foi obtida a energia térmica do ar, para cada uma das camadas do dossel vegetativo. O fluxo de calor sensível armazenado no dossel da floresta foi obtido pela diferença entre as somas das energias térmica de cada uma das camadas, estimadas entre intervalos horários, dividindo-se o resultado pelo tempo em segundos, ou seja, 3600 s.

3.5. Fluxo de calor latente armazenado no dossel vegetativo

Para o cálculo do fluxo de calor latente armazenado no dossel vegetativo da floresta (ΔQ_a) foi usada a seguinte equação (Thom, 1975; McCaughey, 1985):

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

em que ρ é densidade do ar, L_e é o calor latente de vaporização e e a pressão parcial do vapor d'água, calculado a partir da temperatura do ar e umidade relativa. Na

determinação desse fluxo foram utilizadas as medições dessas variáveis nas alturas no interior da floresta de 16, 24 e 32 metros.

3.6. 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 velocidade 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 que sejam capazes de reduzir a erosão do solo a níveis considerados como toleráveis.

Para comparar os valores medidos, em condições de campo, foi utilizado o modelo estimativo proposto por Horton (1940). Segundo a revisão bibliográfica realizada, esse é o método mais usado, em face de sua precisão para calcular a taxa de infiltração de água no solo a partir de experimento de campo. Para tanto, torna-se necessário adotar método cuja determinação se baseia em condições semelhantes às observadas durante o processo ao qual o solo é submetido (Brandão, 2003). Horton estabeleceu uma relação empírica para representar a taxa da infiltração com o tempo, que 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_0 é a capacidade de infiltração inicial; f = capacidade de infiltração final; F_c = área do gráfico da curva de infiltração; k = Condutividade hidráulica; t = tempo decorrido desde a saturação superficial do solo. A área aproximada deve ser calculada pela seguinte equação, sendo que F_c é o somatório de todos os $F_{c_{i+1}}$.

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

A capacidade mínima de infiltração f_c , teoricamente, seria igual à condutividade hidráulica saturada K_{sat} , se não houvesse o efeito do ar aprisionado no interior do solo, dificultando a infiltração. Por isso, f_c é normalmente menor que K_{sat} . O modelo de Horton (1940) não se baseia em nenhuma teoria física, entretanto para tempo longo, ele representa melhor a infiltração se comparada com o modelo de Kostiakov.

4. 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 3. Nesse ano, a temperatura média foi de 25°C, enquanto os maiores e menores valores ocorreram em novembro (26°C) e abril (25°C), respectivamente. A amplitude térmica correspondente a diferença entre o mês mais quente e mais frio nesse ano foi muito pequena, de apenas 1,7 °C (Figura 3A). Costa et al. (2009) encontraram valores semelhantes de temperatura do ar no período de 1996 a 2003, onde as temperaturas médias oscilaram em torno de 26,7 °C, com valores mínimos próximas de 22°C e máximos de 32°C. O valor médio anual de umidade relativa nesse período foi de 88% (Figura 3B). O maior valor foi registrado no mês de fevereiro com valor de 97%; enquanto o menor valor de 77% ocorreu no mês novembro. Em outro estudo para a floresta de Caxiuanã, Costa (2008) encontrou valores médios anuais da umidade relativa variando entre 77,8 e 84,9 %, para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Os máximos de umidade relativa do ar foram observados às 7 h, nos meses do período

chuvoso da região, com 94% de umidade relativa. Os menores valores foram observados às 16h, com 58% no período seco e de 70 % às 15 h no período chuvoso.

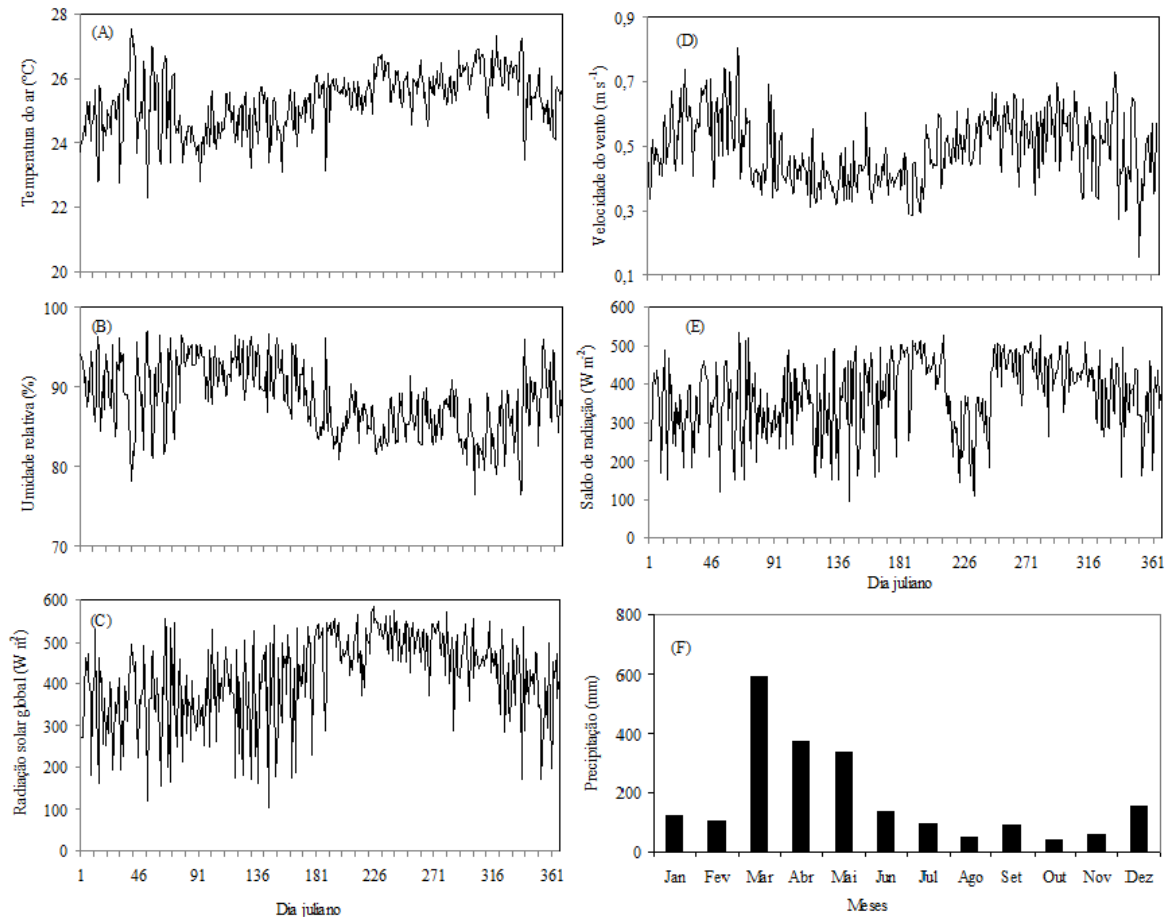


Figura 3. Comportamento dos valores diários da temperatura do ar (A), umidade relativa (B), Radiação solar global (C), velocidade do vento (D), saldo de radiação (E) e precipitação pluvial (F) durante o ano de 2008.

A radiação solar global apresentou uma tendência crescente no período de junho a outubro, valor anual médio de $426,17 \text{ W m}^{-2}$ e valores máximos de $584,18 \text{ W m}^{-2}$ em agosto e mínimo de $102,71 \text{ W m}^{-2}$ em maio (Figura 3C). As médias da radiação global, durante as épocas chuvosas e menos chuvosa durante o período experimental, foram de $363,30$ e $465,93 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. A diferença entre as médias da radiação global

durante os períodos chuvoso e menos chuvoso é de 22%. Portanto, não ocorreu mudança significativa de radiação solar durante os dois períodos, em função da pouca variabilidade de nebulosidade durante todo o ano. Resultados semelhantes foram obtidos por Oliveira (2008), quando analisou a interceptação de água na Floresta Nacional de Caxiuanã, no Leste da Amazônia. Por outro lado, os valores de velocidade do vento foram muito baixos durante todo o ano analisado, com média de $0,6 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 3D). O mês de dezembro foi o que apresentou o menor valor de velocidade do vento, com aproximadamente $0,2 \text{ m s}^{-1}$. Para o período chuvoso e menos chuvoso os valores médios foram semelhantes, da ordem de $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Os baixos valores da velocidade do vento na floresta são atribuídos à rugosidade da copa das árvores, que com a redução a radiação térmica e gera um fluxo de ar turbulento fazendo com que ocorra uma mistura com o ar vizinho, ocorrendo assim um resfriamento do dossel. Oliveira et al. (2008), para a mesma área de estudo, observaram valores menores da velocidade do vento durante o mês mais chuvoso (abril) e os maiores valores durante o mês menos chuvoso (outubro). Eles argumentaram que essa redução é uma consequência da diminuição do balanço total de radiação provocada pela elevada quantidade de dias chuvosos.

O curso anual do saldo de radiação na parcela sob condições climáticas normais durante o ano de 2008 é apresentado na Figura 3E. Essa variável apresenta grandes flutuações ao longo do ano, com máximos em torno dos dias Juliano 61, 210 e 280; e mínimos em torno dos dias Juliano 21, 90 e 230. A média e o desvio padrão do saldo de radiação nesse ano foram de $370,74 \text{ W m}^{-2}$ e $94,9 \text{ W m}^{-2}$ respectivamente. O máximo ocorreu no dia 282 e o mínimo no dia 144, justamente nos períodos menos chuvoso e chuvoso, respectivamente. A variação anual da precipitação pluvial durante o ano de 2008 foi bastante homogeneia, porém, com dois períodos distintos – o mais chuvoso, de

janeiro a junho, e o menos chuvoso, de julho a dezembro (Figura 3F). A região de Caxiuanã apresentou um total anual de precipitação de 2130.2 mm, sendo março o mês mais chuvoso, com 592,55 mm e o menos chuvoso foi outubro, com 40 mm, Figura 5. O período mais chuvoso na região é provocado pela ZCIT, fazendo com que aproximadamente 79% das chuvas aconteçam no primeiro semestre do ano.

4.1 – Fluxos de calor sensível armazenado pelo dossel vegetativo

A Figura 4 exibe o comportamento temporal do fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel da floresta no durante o ano de 2008. Os valores do calor sensível na floresta são relativamente baixos durante todo o ano de observação. Tais valores representam uma pequena percentagem do saldo de radiação, possivelmente em face da grande quantidade de vapor de água presente em florestas tropicais que é usado para o arrefecimento do ar atmosférico. A média e o desvio padrão do calor armazenado pela floresta durante esse ano foi $0,46 \text{ W m}^{-2}$ e de $0,96 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente.

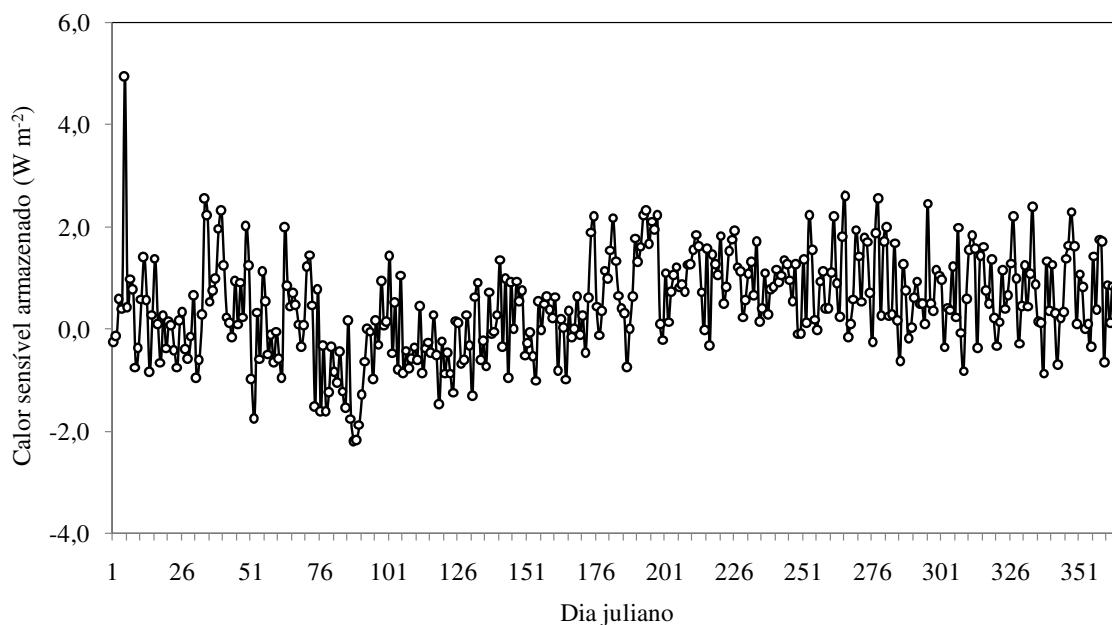


Figura 4. Curso anual do fluxo de calor sensível armazenado durante o ano de 2008 na floresta de Caxiuanã.

O alto valor do desvio padrão é justificado pelas flutuações 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 com o do saldo de radiação, com máximos no período seco e mínimo no período de menor demanda atmosférica. 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.

O ciclo diário do fluxo de calor sensível armazenado pela floresta também segue aquele do saldo de radiação, com valores mínimos durante o período noturno e máximos após o meio dia, Figura 5. Essa análise, realizada para o dia 1º de abril de 2008, indica que também com o ciclo horário o calor sensível armazenado responde as trocas de energia com a atmosfera. 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 um valor médio de $-0,65$ e mínimo de $-2,18 \text{ W m}^{-2}$ aproximadamente as 04 h, permanecendo assim até as 11 h. Como consequência da eficiência no aproveitamento da energia disponível, a floresta apresenta um conteúdo de umidade maior no período noturno que se estende até as primeiras horas do período matinal. Já, nas primeiras horas após o meio dia, esse processo é inverso, com o aumento de 7,6% no fluxo de calor sensível atingindo valores positivos da ordem de $2,61 \text{ W m}^{-2}$ às 16 h.

No período noturno, a floresta reduz significativamente o calor sensível armazenado pelo dossel. No dia analisado o fluxo às 22 h foi de $-0,72 \text{ W m}^{-2}$ e o saldo de radiação foi zero. Nesse 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). Por outro lado, 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.

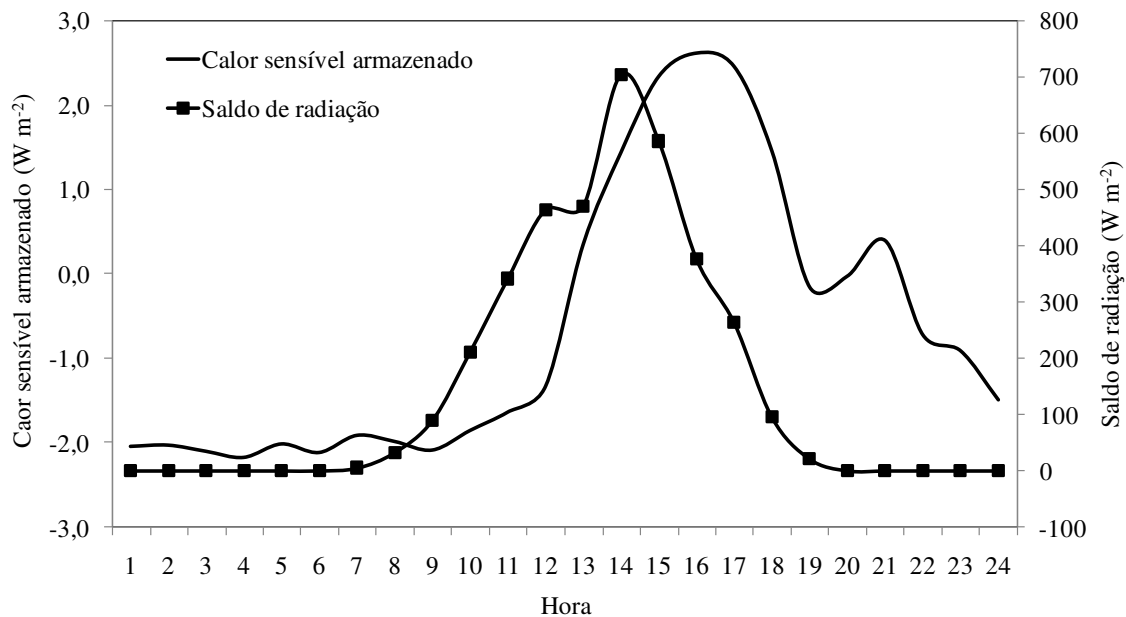


Figura 5. Curso horário do saldo de radiação e calor sensível armazenado no dossel durante o 1º abril de 2008 na floresta de Caxiuanã

A Figura 6 exibe o comportamento temporal dos valores médios mensais do calor sensível armazenado pelo dossel da floresta e do saldo de radiação durante o período chuvoso na floresta, que correspondeu aos meses de fevereiro, março e abril de 2008. No período analisado, enquanto os valores do calor sensível variam entre -2,22 a 4,94 W m⁻², o saldo de radiação variou de 94,83 a 526,69 W m⁻². O comportamento das duas curvas é semelhante durante o período chuvosos da região, como resultado das flutuações da disponibilidade de energia. Por outro lado, o comportamento temporal dos valores médios mensais do calor armazenado pelo dossel da floresta e o saldo de radiação durante o período menos chuvoso (setembro, outubro e novembro), de 2008, em Caxiuanã, PA, é exibido na Figura 7. Também, nesse caso, o comportamento sazonal do calor sensível armazenado pelo dossel e o saldo de radiação são similares.

Entretanto, as variabilidades dessas variáveis foram bem menores, com média e desvio padrão de $0,84 \text{ W m}^{-2}$ e $0,80 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente.

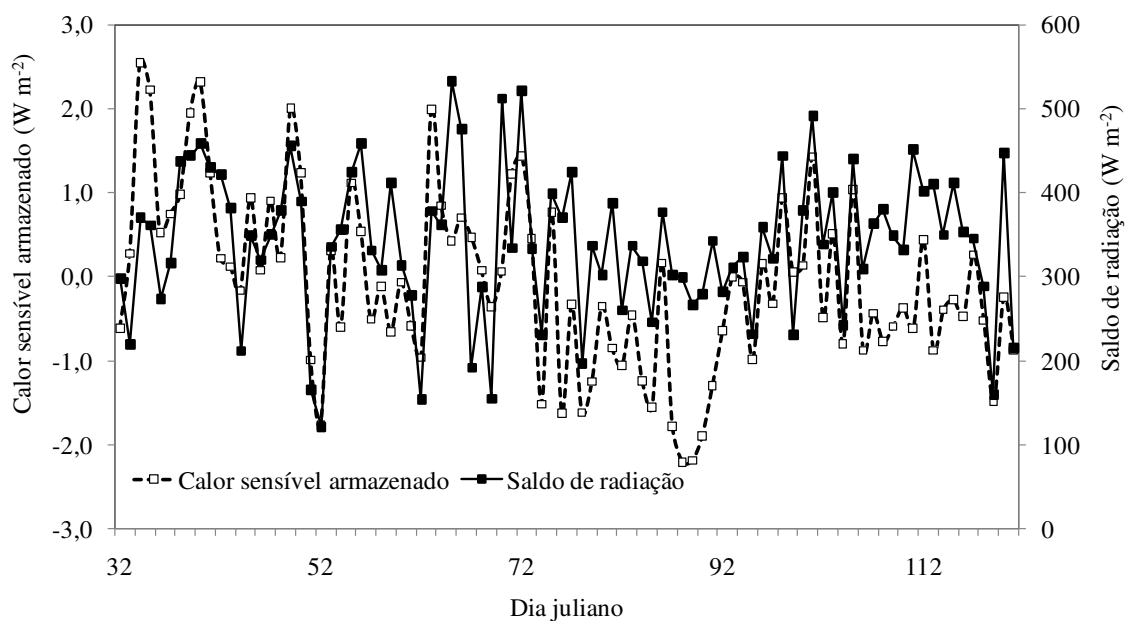


Figura 6. Comportamento temporal dos valores médios do calor sensível armazenado pelo dossel da floresta e do saldo de radiação durante o período chuvoso na FLONA de Caxiuanã, PA, em 2008 (fevereiro, março e abril)

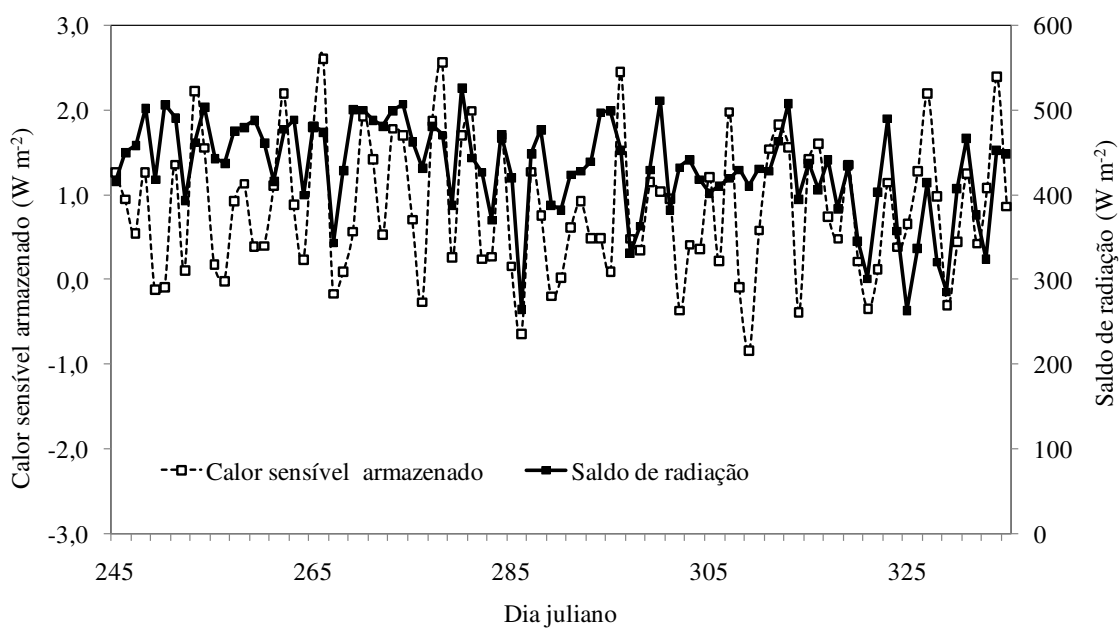


Figura 7. Comportamento temporal dos valores médios do calor sensível armazenado pelo dossel da floresta e o saldo de radiação durante o período menos chuvoso na FLONA de Caxiuanã-Pa em 2008 (setembro, outubro e novembro)

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 que para o fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel da floresta esses mesmos 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, devida a grande incidência de nebulosidade durante essa época do ano. Souza Filho et al. (2006) 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 W m^{-2} na estação menos chuvosa e de 113 W m^{-2} na 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.

Durante a estação menos chuvosa, a atmosfera passa a conter uma quantidade maior de partículas suspensas no ar, ocasionando menos radiação solar incidente. Nesse estudo foram encontrados valores máximos nos períodos chuvoso e seco 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 Rebio Jaru (Reserva Biológica do Jaru) ao Norte do Estado de Rondônia foram observados os menores valores de R_n , com máximo $444,55 \text{ W m}^{-2}$ e mínimo de $21,36 \text{ W m}^{-2}$ durante a estação úmida. 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 (Rocha et

al., 2004; Von Randow et al., 2004). Assim, a variabilidade do saldo de radiação obtida no presente estudo é similar àquela obtidas em outras pesquisas com florestas tropicais.

O fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel da floresta se apresenta de forma proporcional com o 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 de R_n utilizada como fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel vegetativo foi de aproximadamente 1,23%, durante o ano analisado. 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 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 armazenado durante os períodos chuvoso e menos chuvoso foram 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 \pm 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.

4.2 – Fluxos de calor latente armazenado pelo dossel vegetativo

A Figura 8 exibe 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 $W m^{-2}$, respectivamente. 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 $W m^{-2}$, no dia 190. A grande quantidade de vapor de água armazenado nesse período na floresta está relacionada com a alta precipitação de aproximadamente 252 mm. Nesse período, os valores médios de temperatura e umidade relativa do registrados foram de 25 °C e 88%, respectivamente.

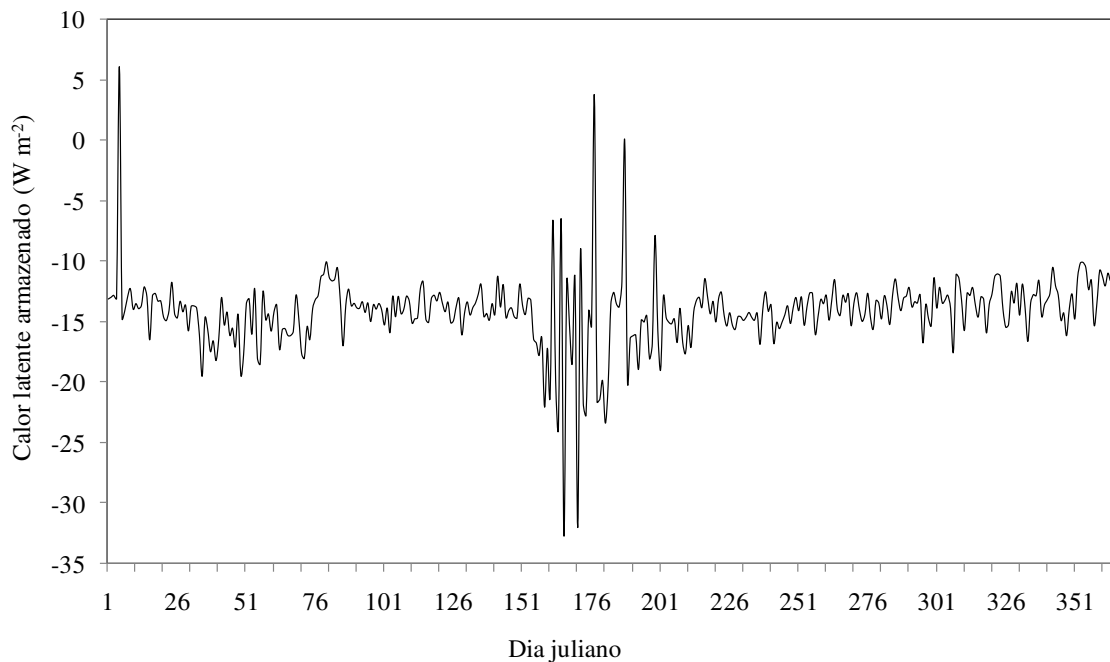


Figura 8. Comportamento do fluxo de calor latente armazenado pelo dossel vegetativo durante o ano de 2008.

O regime de radiação solar que penetra no interior do dossel da floresta é um processo fundamental de intercâmbio de energia que regula 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 configuram os padrões dos perfis verticais de

temperatura, umidade, vento e também da concentração de CO₂. Essas variáveis atmosféricas, por sua vez, modificam e caracterizam os fluxos de vapor de água entre a vegetação e a atmosfera (Nobre et al., 2007).

O curso horário do fluxo de calor latente armazenado pelo dossel da floresta e do saldo de radiação no dia 1 de abril de 2008 é apresentado na Figura 9. Observa-se que pela manhã, 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 seguida, com o aumento da disponibilidade de energia, ocorre um aumento significativo de calor latente armazenado pelo dossel da floresta, chegando a valores superiores a 20 W m^{-2} , às 16h 30min. Nesse período, os fluxos de calor latente e calor sensível também aumentam em função do aumento da energia disponível para os processos físicos e químicos que ocorrem no interior da floresta.

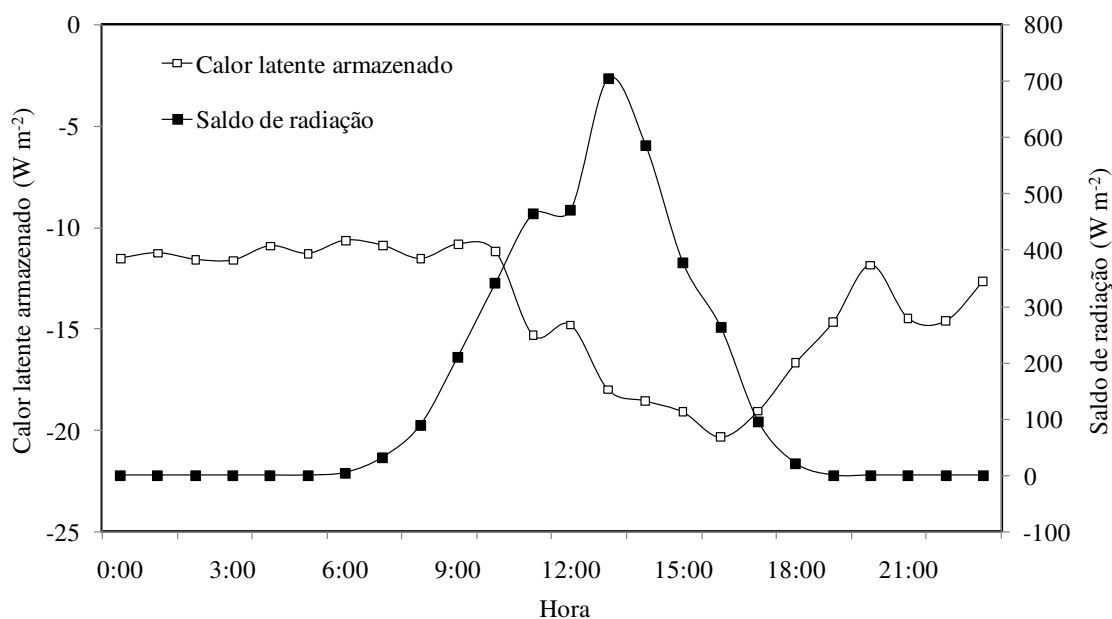


Figura 9. Comportamento horário do fluxo de calor latente armazenado pelo dossel da floresta e do saldo de radiação no dia 1º de abril de 2008.

Os comportamentos temporais dos valores médios mensais do fluxo de calor latente armazenado pelo dossel da floresta e o saldo de radiação durante o período chuvoso (Figura 10) e menos chuvoso (Figura 11) na FLONA de Caxiuanã, PA, no ano de 2008 é analisado a seguir. O fluxo de calor latente armazenado pelo dossel da floresta apresentou comportamento semelhante daquele do saldo de radiação nos dois períodos analisados, tal como aconteceu no caso do fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel da floresta.

O fluxo de calor latente armazenado pelo dossel da floresta durante a estação chuvosa apresentou média de $-14,49 \text{ W m}^{-2}$ e durante a estação menos chuvosa foi de $-13,62 \text{ W m}^{-2}$; e o valor médio anual foi de $-14,16 \text{ W m}^{-2}$.

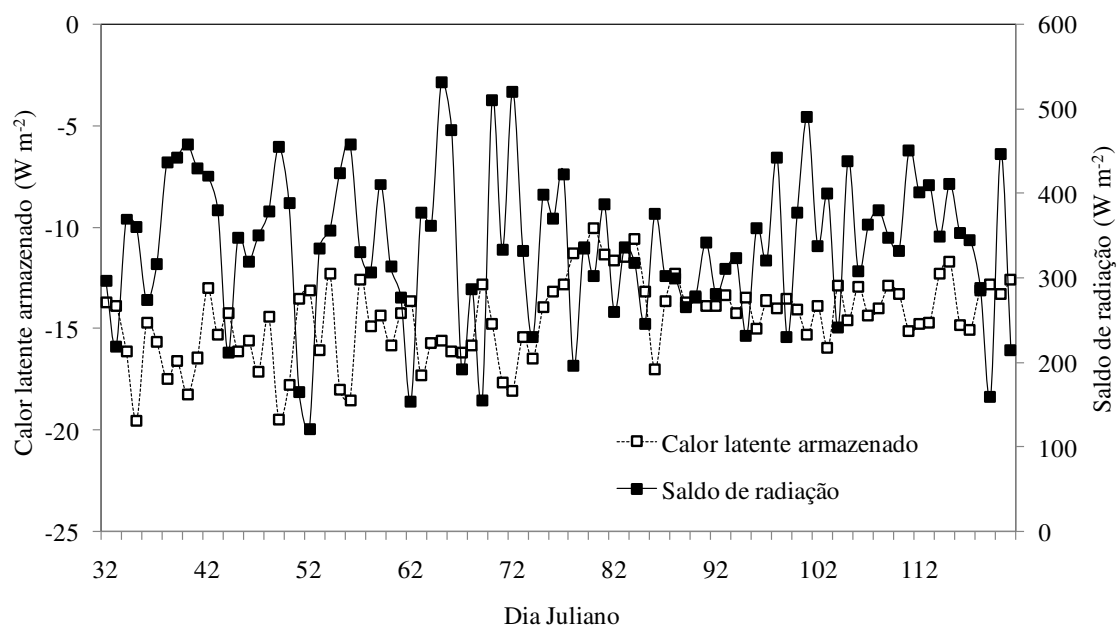


Figura 10. Curso temporal dos valores médios do fluxo de calor latente armazenado pela floresta e o saldo de radiação durante o período mais chuvoso na FLONA de Caxiuanã, PA, em 2008 (fevereiro, março e abril)

Aguiar et al. (2006) 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. Esses autores 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%. E, ainda, que no período chuvoso na Floresta de Caxiuanã, o comportamento do calor latente é decrescente. Com ambiente saturado de umidade, a vegetação proporciona um índice significativo de evapotranspiração, mantendo-se proporcionalmente constante. No presente estudo, durante os períodos chuvoso e menos chuvoso, o calor sensível armazenado pelo dossel da floresta não apresenta qualquer tendência crescente ou decrescente. Muitas investigações sobre as transferências de calor e de massa em coberturas vegetais da Amazônia tiveram o objetivo de descrever como ocorre a partição da energia radiativa, particularmente, especificando a entrada de calor e vapor d'água na baixa atmosfera (Legg & Monteith, 1975).

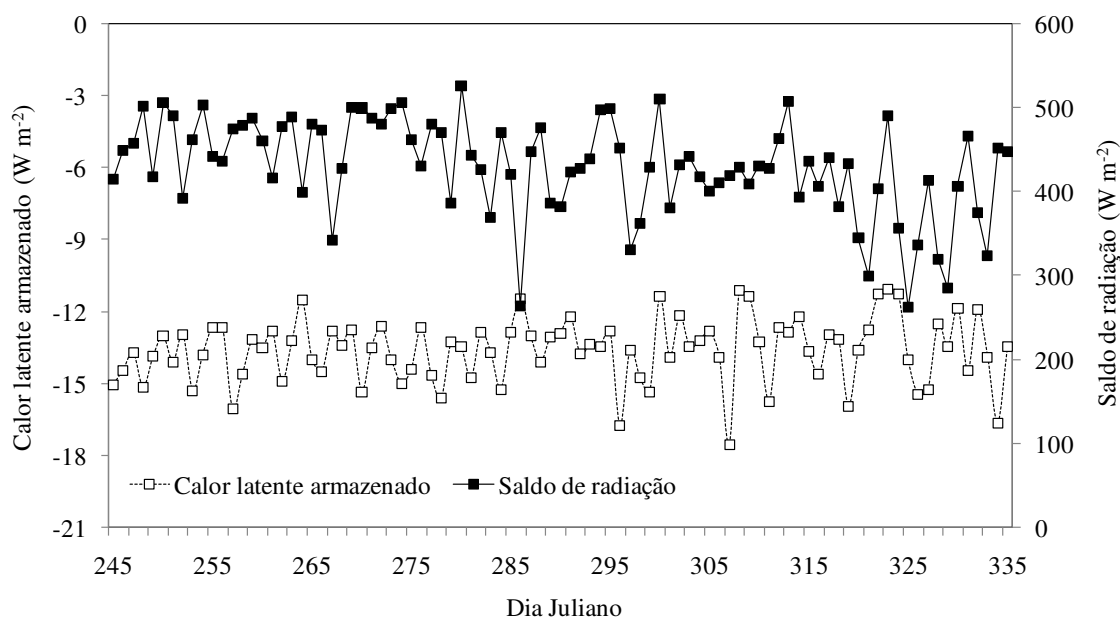


Figura 11. Curso temporal dos valores médios do fluxo de calor latente armazenado pela floresta e o saldo de radiação durante o período menos chuvoso na FLONA de Caxiuanã-Pa em 2008 (setembro, outubro e novembro)

4.3 - Infiltração de água no solo

A análise da infiltração de água no solo é realizada com base nos dados experimentais com infiltrômetros e com o modelo de Horton (1940) do ano de 2006 nas duas Parcelas experimentais. Dessa forma, é pertinente exibir os totais mensais de precipitação pluvial durante esse ano para proporcionar uma análise mais consistente da infiltração de água nos plotes com exclusão de chuvas e sob condições normais do clima (Figura 12).

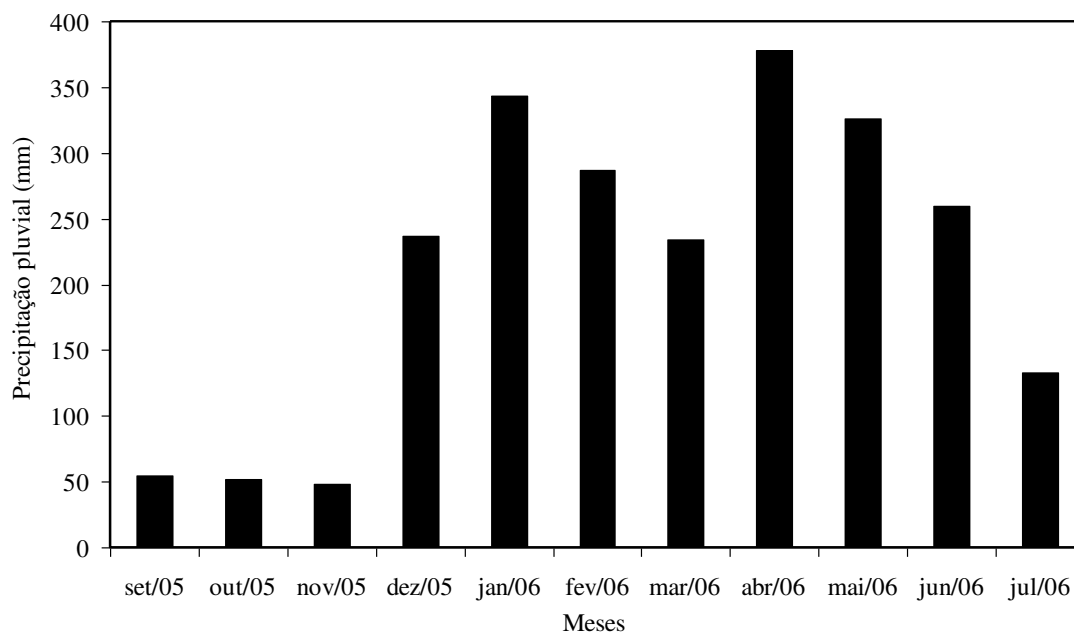


Figura 12. Totais mensais da precipitação pluvial durante o período de setembro de 2005 a julho de 2006 no site experimental, em Caxiuanã, PA.

A Figura 13 exibe a variação dos dados observados da velocidade de infiltração instantânea de água no solo na área de exclusão de chuva e na área sob condições climáticas normais em dias representativos do período chuvoso (março de 2006) e menos chuvoso (novembro de 2006). Essa figura evidencia que a velocidade 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. Em seguida,

ela 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 velocidades médias instantâneas iniciais de 204 cm h^{-1} no mês de novembro de 2005, estabilizando-se com velocidades médias instantâneas no período de 2 horas com $32,4 \text{ cm h}^{-1}$, com valor médio no período de observação de $47,4 \text{ cm h}^{-1}$.

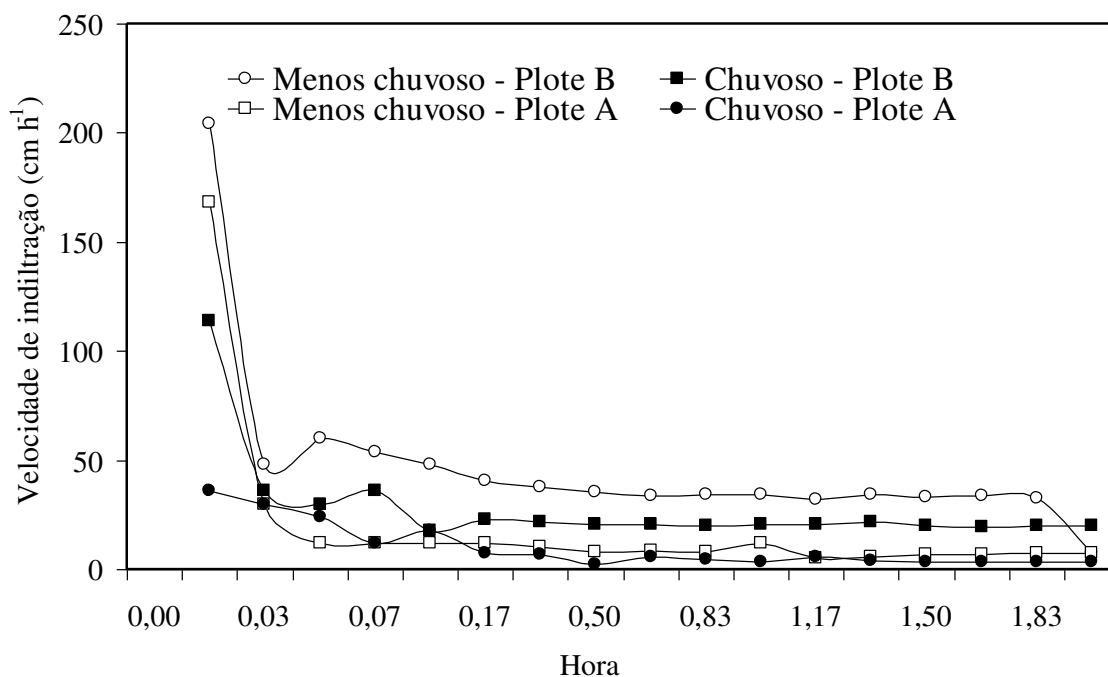


Figura 13. Variação temporal dos dados observados da velocidade de infiltração instantânea de água no solo na área de exclusão de chuva (Parcela B) e área sob condições climáticas normais (Parcela A) em dias representativos do período chuvoso (março de 2006) e menos chuvoso (novembro de 2006)

Por outro lado, as menores taxas de infiltração foram observadas na área de controle (Parcela A) no mês de março de 2006, com velocidades instantâneas iniciais de 36 cm h^{-1} , atingindo o valor de $3,60 \text{ cm h}^{-1}$ no período de 2 horas. A velocidade instantânea nessa parcela foi 25,8%, em média, menor do que na parcela B. Isso ocorreu

devido o teor de umidade do solo na parcela B (exclusão de chuva) era bem menor do que na parcela A, provocando o aumento da velocidade de infiltração da água no solo. Portanto, quanto mais úmido for o solo, a taxa de infiltração é menor devido a um menor gradiente hidráulico, fazendo com que mais rapidamente a taxa de infiltração se torne constante. Assim, pode-se concluir que a velocidade de infiltração de água no solo é inversamente proporcional à precipitação. Braga et al. (2005) observaram que na parcela de exclusão da água a velocidade média de infiltração apresentou valores médios de $0,69 \text{ cm min}^{-1}$, enquanto que na parcela de controle esse valor foi de apenas $0,18 \text{ cm.min}^{-1}$ no ano de 2004 no mesmo site experimental. Essa diferença de velocidade de infiltração entre as parcela analisadas correspondeu a 73,0%. Normalmente, a infiltração decorrente da precipitação natural não é capaz de saturar todo o solo completamente, ocorrendo apenas às camadas próximas à superfície, estabelecendo um perfil típico onde o teor de água decresce com a profundidade (Silveira, 2000).

O tipo de solo nos pontos analisados no site experimental é considerado do tipo areno-argiloso, porém na área de exclusão (Parcela B), onde ocorreram às maiores taxas de infiltração, a cobertura de matéria orgânica é pequena com bastante enraizamento dos vegetais. Essa área apresenta alta capacidade de absorção, contribuindo de maneira positiva para uma maior capacidade de infiltração e percolação, quando comparado com a área natural, com pouco enraizamento e muita cobertura de matéria orgânica. As diferenças encontradas entre os valores de infiltração em floresta natural são justificadas pela proteção natural do solo pela floresta natural, com ausência de alterações físicas e considerável presença de raízes, que facilitam a infiltração de água no solo (Costa et al., 2006). As Figuras de 14 a 16 exibem a comparação entre a infiltração medida e estimada pelo modelo Horton para o período menos chuvoso, chuvoso e período total de

observação. Nos primeiros instantes de observação, os valores de infiltração obtidos pelo método de Horton tende a superestimar os valores das taxas de infiltração obtidos em campo. Paixão et al. (2009), em experimentos na área experimental da EMEPA, localizada no município de Lagoa Seca, Estado da Paraíba, estudaram estimativas obtidas pelo modelo proposto por Horton e medidos em campo. Eles observaram que modelo tendeu a superestimar os valores medidos de infiltração e subestimar no intervalo maior de observação (entre 35 – 45 cm h^{-1}), mas, no geral, com boa aproximação. Os autores observaram, ainda, que os modelos de Kostiakov e de Kostiakov-Lewis apresentaram desempenhos semelhantes da velocidade de infiltração.

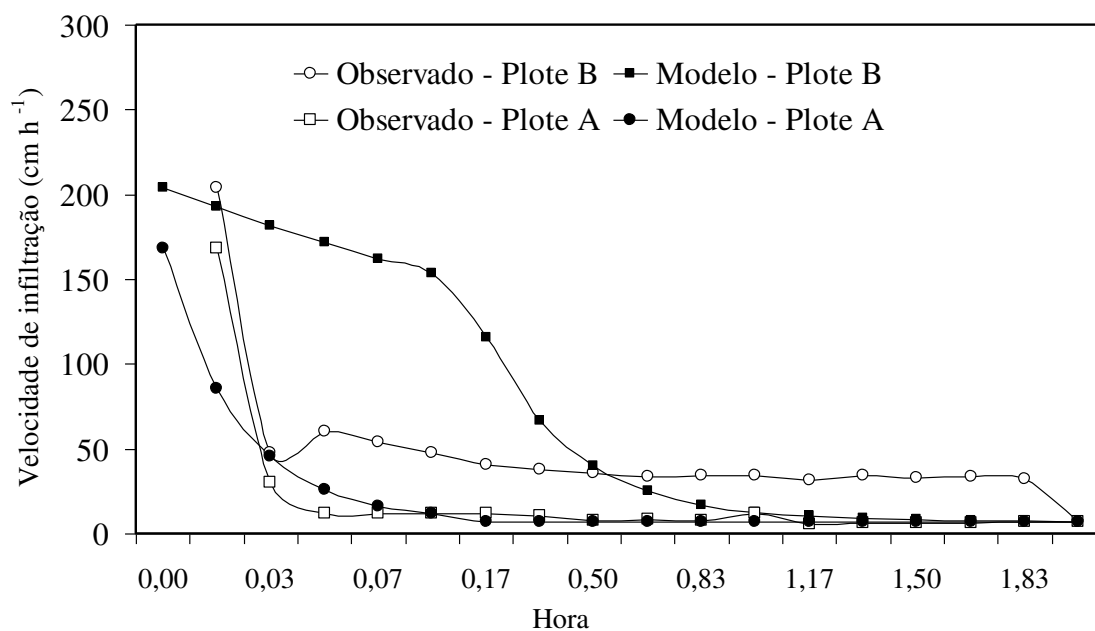


Figura 14. Comparação entre dados observados de infiltração e obtidos pelo modelo de Horton no mês menos chuvoso (novembro 2005) em Caxiuanã, PA, nas parcelas A e B

Nos dois períodos de observação (períodos chuvoso e menos chuvoso) a velocidade de infiltração no plote com exclusão de chuva também foi sempre superior àquela observada no plote submetido às condições normais do clima na região de Caxiuanã, PA. Esse resultado é válido tanto para os dados de infiltração obtidos com o

instrumento quanto com base no modelo de Horton (1940). Entretanto, durante o período menos chuvoso na região, os dados a velocidade de infiltração, obtidos com base no modelo e medidos em campo nos dois plotes experimentais, variaram entre 170 a 210 cm h^{-1} no início das medições (Figura 14). Por outro lado, no período chuvoso, como esperado, a velocidade de infiltração se reduz drasticamente em ambos os plotes, de acordo com os dados observados e simulados com o modelo; porém, a diferença entre os valores de infiltração dos plotes é significativamente ampliando no início do intervalo de medição (Figura 15).

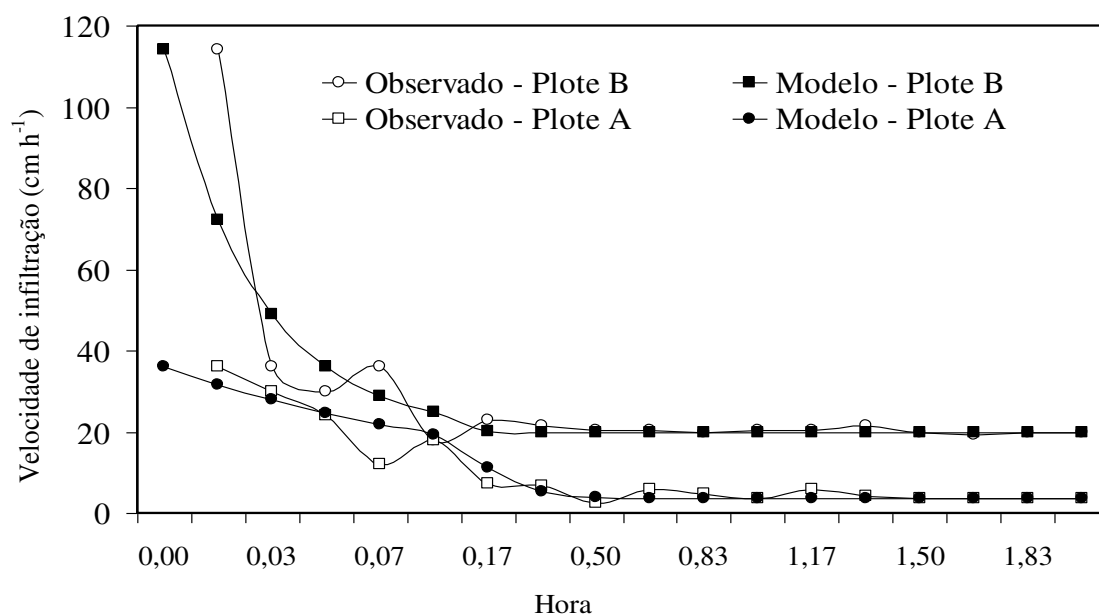


Figura 15. Comparação entre os dados de infiltração observados e obtidos pelo modelo de Horton no mês chuvoso (março 2006) em Caxiuanã, PA, nas parcelas A e B

No presente estudo, a velocidade de infiltração pelo modelo proposto por Horton subestimou os valores encontrados nos dois plotes nos meses de março (período chuvoso) e novembro (período menos chuvoso) de 2006, estabilizando-se no final do experimento (Figura 16). Cunha et al. (2009) compararam as médias dos valores da infiltração obtidas pelo modelo do cilindro de anel, modelo de Horton e o modelo de

Kostiakov-Lewis. No início e final do tempo de medição as curvas de velocidade de infiltração de água no solo e os dados observados foram bastante semelhantes, com velocidades básicas de infiltração exatamente iguais a $16,32 \text{ cm h}^{-1}$.

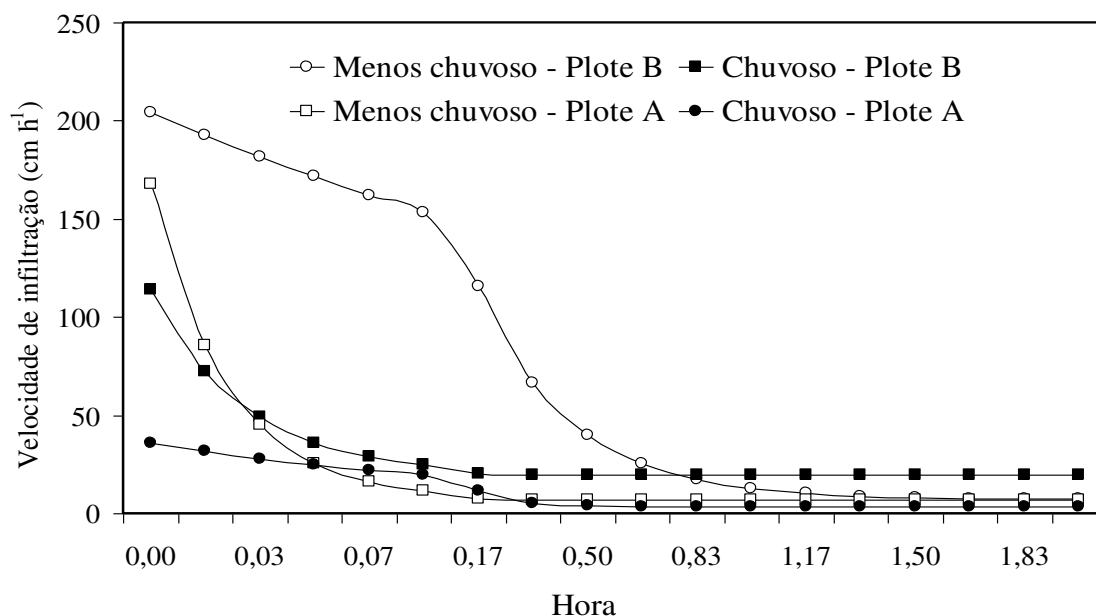


Figura 16. Dados da velocidade de infiltração instantânea de água no solo obtidos pelo modelo de Horton na área de exclusão de chuva (Parcela B) e área sob condições climáticas normais (Parcela A) em dias representativos do período chuvoso (março de 2006) e menos chuvoso (novembro de 2006)

No intervalo entre os tempos de 10 e 150 minutos, a diferença 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 $20 \text{ a } 35 \text{ cm h}^{-1}$; enquanto que o modelo de Kostiakov-Lewis apresenta pequena aderência no início da aplicação do teste em campo, e distanciando-se à medida que se aproximava da velocidade básica de infiltração (Paixão et al., 2009). Os resultados da análise da infiltração de água no solo

para o site experimental constatam que as maiores velocidades médias de infiltração de água no solo são registradas na área de exclusão de chuvas como solos secos. Isso é causado pela cobertura vegetal e o conteúdo de umidade do solo que controlam a capacidade de retenção e armazenamento de água no solo em floresta tropical. Dentro dos limites de aplicabilidade e das limitações impostas pelo modelo de Horton, os valores de velocidade média de infiltração instantânea obtidos são satisfatórios para aplicações práticas. Entretanto, faz-se necessária a implementação de estudos para avaliar a eficiência do modelo sob influência de estresse hídrico mais prolongado na floresta.

5. CONCLUSÕES

1. Os fluxos de calor sensível e latente armazenados pelo dossel vegetativo da floresta têm forte variabilidade diurna; porém as 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 $167,93 \text{ W m}^{-2}$, com média e desvio padrão de $0,46$ e $0,96 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. Durante esse período, o fluxo de calor latente armazenado foi de $5184,38 \text{ W m}^{-2}$, com média e desvio padrão de 15 e 3 W m^{-2} ;

3. O fluxo de calor latente armazenado pelo dossel da floresta descreve comportamento semelhante daquele do saldo de radiação durante o período chuvoso e menos chuvoso,

bem como durante o período anual, tal como aconteceu no caso do fluxo de calor sensível armazenado pelo dossel da floresta;

4. As taxas de infiltração obtidas pelo modelo de Horton superestimam os valores medidos com infiltrômetros no início do experimento, mas com bom ajuste ao longo o período chuvoso;

5. A velocidade 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; e, em seguida, ela apresenta comportamento quase constante ao longo do tempo. As maiores taxas de infiltração são registradas na área de exclusão de chuva durante o período menos chuvoso.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguiar, R.G.; Randow, C.V.; Filho, N.P; 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, Edição Especial LBA, v.21, n.3b, p.248-257,
2006.
- Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. Crop e evapotranspiration – Guidelines
for computing crop water requeriments. FAO Irrigation and Drainager Paper, Roma:
v.56, p.297, 1998.
- Arcova, F. C. S.; Cicco, V.; Shimomichi, P. Y. Qualidade da água e dinâmica dos
nutrientes em bacia hidrográfica recoberta por floresta de mata altântica. Revista do
Instituto Florestal de São Paulo, v.5, n.1, p.1- 20, 1993.

- 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: XI Congresso Latino americano e Ibérico de Meteorologia e Congresso Mexicano de Meteorologia. Cancún, 2005.
- Brandão, V.S. Infiltração de água em solos sujeitos a encrostamento. Viçosa, MG: UFV, 2003. 98p. Tese de Doutorado em engenharia agrícola
- Burn, D.H.; Hesch, N. M. Trends in evaporation for the canadian prairies. *Journal of Hydrology*, vol. 336, n.1, p.61-73, 2006.
- Camargo, M.B.P.; Camargo, A.P. Representação gráfica informatizada do extrato do balanço hídrico de thornthwaite & mather. *Bragantia*, Campinas, v.52, p.169-172, 1993.
- Camargo, A.P; Pereira, A.R. Prescrição de rega por modelo climatológico. *Bragantia*, Campinas: fundação cargill, vol.52, n.2, p.27, 1990.
- 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*, Manaus, vol.35, n.2, 2005.
- Costa, A.C. L. Relatório final ESECAFLOR – CNPq, 2008
- Cox, P.M; R.A. Betts; Jones, C.D; Spall , S.A; Totterdell, I.J. Acceleration of Global Warming Due to Carbon-Cycle feedbacks in a Coupled Climate Model. *Nature*, n.408, p.184-187, 2000.
- Cunha, J. L. X. L; Albuquerque, A.W; Silva, C.A; Araújo, E; Junior, R.B.S. Velocidade de infiltração da água em um latossolo amarelo submetido ao sistema de manejo plantio direto. *Caatinga*, Mossoró, v.22, n.1, p.199-205, 2009.
- FAO (Food and Agricultural Organization of the United Nations). *State of the World's Forests 2003*. UN FAO, Rome, Italy.

- Ferreira da Costa, R. Transpirações de espécies vegetais da flona de Caxiuanã, Pará submetidas à exclusão parcial de chuvas no experiment Esecaflo/LBA. Campina Grande: UFCG, 2008. 114 p. Tese de Doutorado em Meteorologia
- Fisch, G.; Marengo, J.A.; Nobre, C.A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, v.28, n. 2, p. 101-126, 1998.
- Franken, W.; Leopoldo, P.R.; Matsui, E.; Ribeiro, M.N.G. Estudo da interceptação da água da chuva em cobertura florestal Amazônica do tipo terra firme. *Acta Amazonica*, v.12, n.2, p.327-331, 1982 a.
- Franken, W.; Leopoldo, P.R.; Matsui, E.; Ribeiro, M.N.G. Estudo da interceptação da água da chuva em cobertura florestal Amazônica do tipo terra firme. *Acta Amazônica*, v.12, Suplemento, p.15-22, 1982b.
- Horton, R. E. An approach toward physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Proceedings*. Madison, v.4, n.1, p.399-417, 1940.
- IPCC-WG-1. Technical Summary. 91 p, 2007.
- Kern, D. C. Geoquímica e pedoquímica em sítios arqueológicos com terra preta na floresta nacional de Caxiuanã (Portel, PA). Belém: UFPA, 1996. p.119. Tese de Doutorado
- Legg, B.; Monteith, J. Heat and mass transfer within plant canopies. In: de Vries, D. A.; Afgan, N. H. (ed.) *Heat and mass transfer in the biosphere*. Washington: John Wiley & Sons, v.1, n.11, p.167-186, 1975.
- Lisboa, P. L. B.; Silva, A. S. L.; Soares, S. S. Florística e estrutura dos ambientes. In: Lisboa, P. L. B.(org.). *Caxiuanã*. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, p.163-197, 1997.
- Lowman M.D. Complete Publication Listing ; <http://www.canopymeg.com/pubs.htm>
- 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, n.5, p.169-172, 2008.

Marengo, J.A.; Alves, L.M.; Valverde, M.C.; Laborbe, R.; Rocha, R.P. Eventos extremos em cenários regionalizados de clima no Brasil e na América do Sul para o Século XXI: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais. Relatório 5. Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade. Ministério do Meio Ambiente – MMA, Secretária de Biodiversidade e Florestas – SBF, Diretoria de Conservação da Biodiversidade – Dcbio, São Paulo, SP, p77, 2007.

Mccaughey, J. H. Energy balance storage terms in a nature mixed forest at petawawa, ontario – a case study. *Boundary layer meteorological*, v.31, n.1, p.89-101, 1985.

Moore, C.J., Fisch, G. Estimating heat storage in amazonian tropical forest. *Agriculture Forest Meteorology*, v.38, n.1, p.147-169,1986

Nobre, C. A.; Fisch, G.; Nobre, A. D.; Filho, A. O. M.; Projeto Balanço de Energia, Vapor D'Água e CO₂ em áreas de floresta tropical na Amazônia Central (Projeto 0966/95) Carlos A. Nobre - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE/CPTEC), Gilberto Fisch - Centro Técnico Aeroespacial (CTA/IAE), Antonio Donato Nobre, Ari de Oliveira Marques Filho - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA).

Nobre, C.A.; Sallers,, P.J.; Shukla, J. Amazonian deforestation and regional change. *Journal of Climate*, v.4, n.1, p.957-988,1991.

Nobre, C.A. Amazônia: Fonte ou sumidouro de carbono? Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia. Ministério do Meio Ambiente, p.197-224, 2001.

Nobre, C.A.; Sampaio, G., Salazar, L. Mudanças climáticas e Amazônia. *Ciência e Cultura*, v.59, n.3, p.22-27,2007.

- Oliveira, L.L. Avaliação da interceptação da precipitação pela vegetação na floresta nacional de Caxiuanã, Pará. Campina Grande: UFCG, 2007. 123p. Dissertação de Mestrado
- Oliveira, L.L.; Costa, R.F.; Costa, A.C.L.; Souza, F.A.S.; Braga, A.P. Modelagem da interceptação na Floresta Nacional de Caxiuanã, no Leste da Amazônia. Revista Brasileira Meteorologia, São Paulo, v.23, n.3, p.318-326, 2008.
- 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, Manaus, v.38, n.4, p 185-189, 2008.
- 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. San Francisco, v.126, n.1, p.185–201, 2004.
- Ortolani, A.A.; Pinto H.S.; Pereira, A.R.; Alfonsi, R.R. Parâmetros climáticos e a cafeicultura. Instituto brasileiro do café, 27p. 1970
- Paixão, F. J.R.; Andrade, A.R.S.; Azevedo, C.A.V.; Costa, T.L.; Guerra, H.O.C.G. Ajuste da curva de infiltração por meio de diferentes modelos empíricos. Pesquisa Aplicada & Agro tecnologia. v.2, n.1, p.107-112, 2009.
- Pedro Júnior, M.J.; Mello, M.H.A.; Pezzopane, J.E.M. Caracterização agroclimática da microbacia: Alto Curso do Ribeirão São Domingos (Pindorama). Campinas, Instituto Agrônomo, n.150, v.1, p.27, 1994.
- Ribeiro, J.B.M.; Costa, A.C.L.; Filho, J.D.C.S. Manguezal de Bragança-Pa: uma abordagem meteorológica preliminar sobre impacto ambiental - Programa MADAM, Belém, PA, 1997.

- Righetto A.M. Hidrologia e recursos hídricos, Publicação EESC – REENGE: USP, 1998. p.819.
- 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. *Ecol. Appl.* v.14, n.1, 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, n.2, p.79-104, 2001.
- Souza, E. P. P. Relações entre as anomalias de TSM do Atlântico e Pacífico e as precipitações na Amazônia Oriental. São José dos Campos: INPE, 2003. 78p. Dissertação de Mestrado
- Souza Filho, J. D. C.; Ribeiro, A.; Costa, M. H.; Cohen, J. C. P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. *Acta Amazonica*, v.35, n.2, p.223-229, 2005.
- Thom, A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: Monteith, J.L. (ed.), *Vegetation and the atmosphere 1*, Academic Press, New York, p. 57–109.
- Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R. The water balance. *Publications in climatology*. New Jersey: Drexel Institute of Technology, p.104, 1955.
- Viana, J. S.; Almeida, S. S.; Conceição, C.; Ferreira, E.; Alves, N.E.; Silva, R. Comparação estrutural e florística entre os ambientes de terra-firme e igapó do entorno da Estação Científica Ferreira Penna - ECFPn. In: *Seminário de 10 anos de atividades da Estação Científica Ferreira Penna, Caxiuanã - Pará*, 2003.

Vianello, R.L.; Alves, A.R. Meteorologia Básica e Aplicações. Viçosa: UFV, 1991.
Cap.7, p.402 - 410.

Viswanadham, Y. Micrometeorological measurements in Amazonian forest during
GTE/ABLE 2A Mission. Journal of Geophysical Research., 95 (D9): p. 13669 -
13682

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, 107, 8062, doi: 10.1029/2001JD000379. 2002.