



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ - UFOPA**  
**PRO-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO E INOVAÇÃO TECNOLÓGICA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS DA AMAZÔNIA**

**DIEGO RIBEIRO DE AGUIAR**

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UMA FLORESTA SUBMETIDA A  
MANEJO FLORESTAL**

**Santarém-Pará**  
**Março 2012**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ - UFOPA**  
**PRO-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO E INOVAÇÃO TECNOLÓGICA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS DA AMAZÔNIA**

## **EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UMA FLORESTA SUBMETIDA A MANEJO FLORESTAL**

**DIEGO RIBEIRO DE AGUIAR**  
**Engenheiro Florestal**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia - Universidade Federal do Oeste do Pará/Universidade Federal do Pará, como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Recursos Naturais, área de concentração: Processos de Interação da Biosfera e Atmosfera.

Orientador: Prof. Dr. RAIMUNDO COSME DE OLIVEIRA JUNIOR  
Pesquisador Embrapa Amazônia Oriental  
Co-orientador: Prof. Dr. RODRIGO DA SILVA  
Docente da Universidade Federal do Oeste do Pará

**Santarém-Pará**  
**Março 2012**


## **Evapotranspiração em uma floresta submetida ao manejo florestal**

Esta dissertação foi julgada adequada para obtenção de título de Mestre em Recursos Naturais da Amazônia, na área de concentração: Processos de Interação da Biosfera e Atmosfera Aprovada em sua forma final pelo programa de pós-graduação *Stricto Sensu* em Recursos Naturais da Amazônia, nível de Mestrado da Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, em 28 de março de 2012.

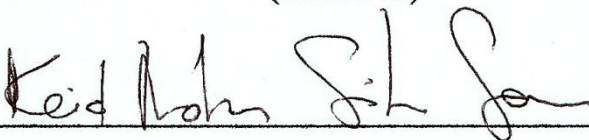
Prof.(a), Dr.(a), Rosa Helena Veras Mourão (UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ – UFOPA)

Coordenador(a)

Apresentada a comissão examinadora, integrada pelos professores:

  
RAIMUNDO COSME DE OLIVEIRA JUNIOR Pesquisador Doutor  
(Embrapa Amazônia Oriental)


(Orientador)

  
KEID NOLAN Professor Doutor (UFOPA)

(Examinador Interno)

  
CINTYA DE AZAMBUJA MARTINS KHADER Professora Doutora (UFOPA)

(Examinador Interno)

  
MARCELINO GUEDES PESQUISADOR Doutor (Embrapa Amapá)

(Examinador Externo)

**Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)**  
**Sistema Integrado de Gestão da Informação – SIGI/UFOPA**

---

A284e Aguiar, Diego Ribeiro de  
Evapotranspiração em uma floresta submetida a manejo florestal / Diego  
Ribeiro de Aguiar. – Santarém, 2012.  
59 f.: il.  
Inclui bibliografias.

Orientador Raimundo Cosme de Oliveira Junior, Co-orientador Rodrigo  
da Silva

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Oeste do Pará, Programa  
de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia. Santarém, 2012.

1. Silvicultura. 2. Floresta manejada. 3. Manejo florestal. 4.  
Evapotranspiração. 4. Floresta Nacional do Tapajós. 5. Impacto reduzido. 6.  
Colheita florestal. I. Oliveira Junior, Raimundo Cosme de, orient. II. Título.

CDD: 21 ed. 634.956

---

Bibliotecária - Documentalista: Clarice P. B. da Silva Neta – CRB/2 1085

## **AGRADECIMENTOS**

Ao meu orientador, Raimundo Cosme de Oliveira Jr. e Co-orientador Rodrigo da Silva pelas sugestões e paciência durante a elaboração da dissertação;

Aos Professores e alunos do Laboratório de Análise e Processamento de Dados Ambientais (LabPADA) que ajudaram e contribuíram de alguma forma para o desenvolvimento desse trabalho.

À Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia – PGRNA da Universidade Federal do Oeste do Pará pelo apoio;

A CAPES pelo apoio financeiro.

## SUMÁRIO

Página

<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>VIII</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>X</b>
<b>LISTA DE SIMBOLOS E ABREVIATURAS .....</b>	<b>XI</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>1</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>2</b>
<b>1 - INTRODUÇÃO .....</b>	<b>3</b>
<b>2- JUSTIFICATIVA.....</b>	<b>5</b>
<b>3 - OBJETIVOS.....</b>	<b>8</b>
<b>4 - MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>8</b>
<b>4.1 - Áreas de estudo .....</b>	<b>8</b>
<b>4.1.1 - Clima.....</b>	<b>11</b>
<b>4.1.2 – Relevo.....</b>	<b>11</b>
<b>4.1.3 – Solos.....</b>	<b>14</b>
<b>4.2 - Metodologia.....</b>	<b>14</b>
<b>4.3 - Modelo de Penman-Monteith .....</b>	<b>15</b>
<b>4.4 – Condutância de Superfície (<math>C_s</math>).....</b>	<b>17</b>
<b>4.5 - Condutância aerodinâmica (<math>C_a</math>).....</b>	<b>18</b>
<b>4.6 - Fator de Desacoplamento .....</b>	<b>19</b>
<b>4.7 - Método Direto .....</b>	<b>20</b>
<b>4.8 - Priestley-Taylor .....</b>	<b>21</b>
<b>4.9 - Análise dos dados .....</b>	<b>22</b>
<b>5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>23</b>
<b>5.1 - Comparação entre os sítios para cada modelo.....</b>	<b>29</b>
<b>5.1.1 – Modelo Penman-Monteith.....</b>	<b>29</b>
<b>5.1.2 - Método Direto.....</b>	<b>32</b>
<b>5.1.3 – Modelo Priestley-Taylor.....</b>	<b>34</b>
<b>5.2 - Condutância de superfície (<math>C_s</math>).....</b>	<b>36</b>
<b>5.3 - Condutância de aerodinâmica (<math>C_a</math>).....</b>	<b>38</b>
<b>5.4 - Fator de desacoplamento (<math>\Omega</math>).....</b>	<b>40</b>
<b>5.5 - Manejo Florestal .....</b>	<b>42</b>
<b>5.5.1 - Solos dos Sítios.....</b>	<b>42</b>

5.5.2 - Crescimento da Floresta.....	45
5.5.3 - Abertura de Dossel.....	46
6 - CONCLUSÕES .....	51
7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	52
8 – ANEXOS.....	60

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Sítio do km 83, Floresta Nacional do Tapajós (FNT), Pará, Brasil. A área tracejada representa aproximadamente 700 ha parte da concessão de colheita de madeira 3200 ha, que foi agendada, como registro entre setembro e dezembro de 2001. A torre de fluxo é representada por “T” no bloco 10b. Os pontos denotam locais de árvores com DAP > 55 cm de 48 -2000 ha pesquisados (Fonte: FIGUEIRA *et al.*, 2008).....9
- Figura 2** – Os 18 ha da área de estudo intensivo no km 83 na FNT. Árvores com bandas dendrômétricas antes de registrar em novembro de 2000 são representados por pontos sólidos. As lacunas criadas a partir do processo de colheita seletiva em setembro de 2001 são apresentados como formas irregulares. A torre de fluxo de 64 m é indicada no bloco G4 (Fonte: FIGUEIRA *et al.*, 2008).....10
- Figura 3** – Imagem LandSat da Floresta Nacional do Tapajós, Pará, Brasil. Mostra a localização da torre de fluxo no sítio do km 67 e área de manejo no km 83. No sentido Norte – Sul a Rodovia Santarém-Cuiabá – BR -163 (Fonte: MILLER *et al.*, 2011).....11
- Figura 4** – Mapa de altitude das torres do Km 67 e Km 83, onde estão localizado os sítios de estudo (Geoprocessamento Agrônomo Msc. Em Recursos Naturais da Amazônia Juliano Gallo).....12
- Figura 5** – Relevo na área da torre do km 83 em classes de declividade (%) (Geoprocessamento Agrônomo Msc. Em Recursos Naturais da Amazônia Juliano Gallo).....13
- Figura 6** – Relevo na área da torre do km 67 em classes de declividade (%) (Geoprocessamento Agrônomo Msc. Em Recursos Naturais da Amazônia Juliano Gallo).....13
- Figura 7** – Evapotranspiração (Penman-Montheith, Método direto e Priestley-Taylor) para os anos de 2000 a 2004 no km 83.....23
- Figura 8** – Comparação das medias de ETP (mm.mês<sup>-1</sup>) entre os modelos a partir do LS Means para o km 83.....24



<b>Figura 9</b> – Evapotranspiração (Penman-Monteith, Método direto e Priestley-Taylor) para os anos de 2002 a 2006 no km 67.....	26
<b>Figura 10</b> – Comparação das médias de ETP (mm.mês <sup>-1</sup> ) entre os modelos a partir do LS Means para o km 67.....	27
<b>Figura 11</b> – Evapotranspiração do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003, utilizando o Penman-Monheith.....	29
<b>Figura 12</b> – Diferença das médias de cada sítio calculado a partir do Penman-Monteith para período sazonal dos anos de 2002 e 2003 (teste Tukey a 0,05).....	31
<b>Figura 13</b> – Evapotranspiração do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003, utilizando o Método Direto.....	32
<b>Figura 14</b> – Diferença das médias de cada sítio calculado a partir do Método Direto para período sazonal dos anos de 2002 e 2003 (teste Tukey a 0,05).....	33
<b>Figura 15</b> – Evapotranspiração do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003, utilizando o Priestley-Taylor.....	34
<b>Figura 16</b> – Diferença das médias de cada sítio calculado a partir do Priestley-Taylor para período sazonal dos anos de 2002 e 2003 (teste Tukey a 0,05).....	35
<b>Figura 17</b> – Condutância de superfície (Cs) para do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003.....	36
<b>Figura 18</b> – Condutância aerodinâmica (Ca) pra o km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003.....	38
<b>Figura 19</b> – Fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) para do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003.....	40
<b>Figura 20</b> – Evapotranspiração (Penman-Monteith) e precipitação em mm.mês <sup>-1</sup> para o sítio do km 83.....	44
<b>Figura 21</b> – Condutância de superfície para o sítio do km 83 de 2000 a 2004.....	47
<b>Figura 22</b> – Impacto da exploração florestal, abertura de dossel gerada pela atividade de Manejo da floresta. Adaptado de Johns <i>et al.</i> , (1996).....	48

## LISTAS DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> – Evapotranspiração do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003, utilizando o Penman-Monheith.....	30
<b>Tabela 2</b> – Evapotranspiração medida pelo método direto ( $\text{mm.mês}^{-1}$ ), para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.....	33
<b>Tabela 3</b> – Evapotranspiração utilizando o Priestley-Taylor ( $\text{mm.mês}^{-1}$ ), para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.....	35
<b>Tabela 4</b> – Condutância de Superfície ( $\text{m.s}^{-1}$ ), para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.....	37
<b>Tabela 5</b> – Condutância aerodinâmica ( $\text{m.s}^{-1}$ ), para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.....	39
<b>Tabela 6</b> – Fator de desacoplamento ( $\Omega$ ), para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.....	41

## LISTA DE ABREVIACOES E SIMBOLOS

CO <sub>2</sub>	Dióxido de carbono
c <sub>p</sub>	Calor específico do ar úmido (1,013 J.Kg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> ),
C <sub>s</sub>	Condutância de superfície (m.s <sup>-1</sup> ),
C <sub>a</sub>	Condutância aerodinâmica (r <sub>a</sub> <sup>-1</sup> ) (m.s <sup>-1</sup> )
d	Altura do plano zero de deslocamento(m),
e <sub>a</sub>	Pressão real de vapor (KPa),
e <sub>s</sub>	Pressão de saturação de vapor (KPa),
DPV	Déficit de pressão de vapor (kPa);
ET°	Evapotranspiração de referência
ETP	Evapotranspiração Potencial (mm.mês <sup>-1</sup> )
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nation
FLONA	Floresta Nacional
FNT	Floresta Nacional do Tapajós
G	Fluxo de calor no solo (W.m <sup>-2</sup> ),
IAF	Índice de Área Foliar,
k	Von Karman's constant, 0.41,
LE	Calor latente (W/m <sup>2</sup> );
‘q	Umidade específica do ar;
r <sub>s</sub>	Resistência estomática (s.m <sup>-1</sup> ),
r <sub>a</sub>	Resistência aerodinâmica (s.m <sup>-1</sup> ),
r <sub>a</sub>	Resistência aerodinâmica (s.m <sup>-1</sup> ),
RL	Resíduo Lenhoso,
R <sub>L</sub>	Constante do ar seco (287.058 6 J .kg <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup> );
Rn	Saldo de radiação (W.m <sup>-2</sup> ),
u <sub>z</sub>	Velocidade do vento na altura z (m s <sup>-1</sup> ).
Tv	Temperatura virtual (K);
‘w	Covariância entre o desvio da componente vertical do vento;
Z <sub>m</sub>	Medida da altura do vento (m),
Z <sub>h</sub>	Medição da altura da umidade (m),
Z <sub>om</sub>	Comprimento da rugosidade que rege o momento da transferência (m),
Z <sub>oh</sub>	Comprimento da rugosidade que rege transferência de calor e vapor (m),

$\alpha$	Coeficiente de Priestley-Taylor
$\lambda$	Calor latente de evaporação para fluxo de calor latente ( $\text{J.Kg}^{-1}$ )
$\rho_a$	Densidade média do ar ( $1,292 \text{ kg.m}^{-3}$ ),
$\gamma$	Constante psicrométrica ( $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ ),
$\delta$	Declividade da curva de pressão de saturação de vapor d'água ( $\text{kPa }^\circ\text{C}^{-1}$ ),
$\Delta$	Declividade da curva de pressão de saturação do ar a temperatura (t),
$\Omega$	Fator de desacoplamento,

## RESUMO

A reposição do estoque arbóreo de área manejada com o passar dos anos é bastante estudada, contudo, a recuperação da floresta nos ciclos biogeoquímicos é pouco conhecida. Assim, o estudo teve como objetivo a verificar o nível de evapotranspiração de uma floresta Manejo Florestal, para avaliar a influência da exploração na hidrologia florestal. A área de estudo está localizada na Floresta Nacional do Tapajós (FNT; 3,017S; 54,970N), no estado do Pará, uma Unidade de Conservação com  $6 \times 10^5$  ha de área de floresta tropical úmida, com dossel da vegetação de altura média de 40 m, a aproximadamente 70 km ao sul da cidade de Santarém. A plataforma instrumental foi instalada em junho de 2000, aproximadamente 7 km a oeste da entrada do km 83 da Rodovia Cuiabá-Santarém, e 14 km a leste da margem oriental do Rio Tapajós. A área do km 83 destinada ao manejo florestal teve suas atividades de exploração iniciada em 2001 próximo a torre. No km 67 existe uma torre micrometeorológica no trecho de floresta não explorada, que servirá como área controle na análise dos dados. A evapotranspiração foi calculada a partir do Método Direto, os modelos Penman-Monteith e Priestley-Taylor, os quais foram significativamente diferentes (ANOVA) para os dois sítios. Na comparação dentre as áreas o Método direto foi o único que teve médias superiores para o km 83, enquanto os outros tiveram maiores médias para o km 67. Foram realizadas análise da Condutância de superfície ( $C_s$ ), Fator de desacoplamento ( $\Omega$ ), as quais obtiveram valores maiores para o km 67 e a Condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) foi maior no km 83, sendo estes diferentes significativamente de acordo com teste Tukey 0,05. O impacto da Atividade de Manejo projetou uma abertura de dossel de 10% de acordo com a intensidade de exploração. Na análise de incremento arbóreo após o manejo a floresta tem uma taxa de incremento elevada, e por isso, a evapotranspiração não teve alterações bruscas ao longo de 3 anos após a atividade. Dessa forma, a variação da evapotranspiração para o km 83 não teve mudanças significativas após a atividade de manejo florestal.

**Palavras Chaves:** Floresta Manejada, Impacto Reduzido, vapor d'água, colheita florestal.

## ABSTRACT

The replacement of the stock of trees managed area over the years is widely studied, however, the recovery of forest biogeochemical cycles is poorly understood. Thus, the study aimed to verify the level of a forest evapotranspiration Forest, to assess the influence of exploitation on forest hydrology. The study area is located in the Tapajos National Forest (TNF; 3.017 S, 54.970 N), in Para state, a conservation unit with  $6 \times 10^5$  ha area of tropical rainforest, with canopy height of vegetation 40 m, approximately 70 km south of the city of Santarem. The instrument platform was installed in June 2000, approximately 7 miles west of the entrance of 83 km from Cuiabá-Santarém Highway and 14 km east of the east bank of the Rio Tapajós. The 83 km area intended for forest management had its exploration activities commenced in 2001 around the tower. At 67 km there is a stretch of micrometeorological tower in unlogged forest, which will serve as the control area in the data analysis. Evapotranspiration was calculated using the Direct Method, the models Penman-Monteith and Priestley-Taylor, which were significantly different (ANOVA) for both sites. In the comparison among the areas the Direct Method was the only one who had higher averages for the 83 km, while the others had higher averages for the 67 km. We performed analysis of surface conductance (Cs), decoupling factor ( $\Omega$ ), which had higher values for the 67 km and aerodynamic conductance (Ca) was higher in the 83 km, which are significantly different according to Tukey 0, 05. The impact of the Activity Management designed a canopy cover of 10% according to the intensity of exploitation. In the analysis of growth after the management tree forest has a high rate of increase, and therefore the evaporation had no abrupt changes over three years after the activity. Thus, the variation of evapotranspiration for the 83 km did not change significantly after forest management activities.

**Keywords:** Management Forest, Low Impact, water vapor, forest harvesting.

## 1 – INTRODUÇÃO

A capacidade de recuperação florestal tem sido bastante estudada, principalmente na área de ecologia, para avaliação de florestas submetidas a Manejo Florestal. Nesse processo, a compreensão dos ciclos biogeoquímicos, como o da água, é fundamental para avaliação de impactos climático na região, devido o papel imprescindível das florestas no balanço hídrico.

O manejo florestal é considerado como a maneira mais adequada para utilizar os recursos da floresta amazônica, por estar voltado para a sua conservação, buscando minimizar os distúrbios ambientais, além de atender às necessidades de desenvolvimento social e econômico. Essa afirmação é declarada no Decreto no 1.282/94, que define manejo florestal como a administração de floresta para a obtenção de benefícios econômicos e sociais, respeitando-se os mecanismos de sustentação do ecossistema objeto do manejo.

O uso da floresta tornar-se alternativa viável do uso da terra, sendo que a sua base de recursos necessita do mínimo para ser mantida (GUARIGUATA *et al.*, 2012). Para que a floresta seja manejada, há necessidade de que a exploração seja bem planejada, pois é a atividade do manejo que mais causa danos, devido, principalmente, à derruba e ao arraste das árvores.

Quando realizada cuidadosamente, com técnicas apropriadas, a exploração pode ser considerada uma intervenção silvicultural, pois as aberturas no dossel, provocadas pela derruba, resultam em aumento nas condições de luminosidade no interior do povoamento, melhorando as condições de crescimento das árvores (SILVA, 1996).

Ao longo do tempo, pesquisas sobre a exploração florestal deram ênfase principalmente aos aspectos silviculturais, em mudanças sofridas após a exploração florestal, na composição de espécies, porém pouco se tem investigado sobre alterações pós-exploração nos ciclos biogeoquímicos e seus efeitos na produtividade das florestas (HALL *et al.*, 2003).

A sustentabilidade de bacia hidrográfica é controlada para manter um equilíbrio entre a disponibilidade e o uso de seus recursos. Para alcançar a sustentabilidade hídrica, os planejadores devem considerar como uso do solo interage com vários aspectos do ciclo hidrológico. Isso significa entender a ligação entre a cobertura vegetal e evapotranspiração (DUNN & MACKAY, 1995).

A evapotranspiração é a componente mais importante do ciclo hidrológico, pois sua magnitude normalmente supera em muito a de outros componentes, como recarga,

escoamento superficial e variação da umidade do solo (BEST, *et al.* 2003). A evapotranspiração é uma propriedade de difícil mensuração, variando com o tipo e idade da vegetação, com a profundidade e disponibilidade hídrica do solo e com o clima e estação do ano (BACELLAR, 2005).

Para Correia *et al.*, (2007), a contribuição arbórea da ciclagem regional representa uma considerável porção do balanço de água regional, assim sendo, mudanças na cobertura vegetal decorrentes de desflorestamentos, que levem à diminuição da evapotranspiração, modificarão o balanço de água, com consequências na Amazônia e nas regiões vizinhas.

O processo de regeneração de florestas tropicais, que inicia após a abertura no dossel, ou seja, a formação de clareiras, que provocam mudanças edafoclimáticas, ocasionando o processo chamado de sucessão florestal (WHITMORE, 1990). Dessa forma, estas alterações também podem ser consideradas na área de manejo, uma vez que no processo de colheita também ocorre a abertura de dossel.

As plantas exercem efeitos consideráveis sobre o escoamento via recursos como albedo e interceptação, comportamento estomático e transpiração, a estratégia de enraizamento, área foliar (MILLY, 1997; KERGOAT, 1998). Estas características podem influenciar no processo de trocas gasosas com a atmosfera, uma vez que a atividades de colheita provoca danos a estrutura da floresta.

Nas folhas a resistência do vapor de água a difusão é proporcional ao aumento da espessura, a resistência a camada limítrofe, que desencadeia uma menor taxa de evaporação dessa superfície. A resistência a camada limítrofe tanto ao transporte de vapor de água quanto à troca de CO<sub>2</sub> depende do tamanho, da forma e das propriedades da superfície das folhas, bem como a velocidade do vento (MARENCO & LOPES, 2005). Dessa forma, cada tipo de vegetação possui estrutura diferenciada, principalmente para as trocas gasosas, e por isso é importante saber se na intervenção por meio do manejo florestal provoca alguma alteração na estrutura da vegetação, de forma que altere a evapotranspiração.

Nos primeiros 12 a 15 anos de regeneração a biomassa foliar atinge um valor máximo e depois sofre um leve decréscimo (BROWN & LUGO, 1990). Com maior incremento em árvores mais jovem a hipótese de que durante a regeneração os indivíduos emergentes estejam mais com o metabolismo mais acelerado e assim, evapotranspirem em taxas mais elevadas.



## 2 – JUSTIFICATIVA

O desmatamento no Brasil tem contribuído significativamente na taxa global de emissão de gases do efeito estufa, também contribuem para o aquecimento global e reduzir significativamente e grande redução da evapotranspiração na região Amazônica (FEARNSIDE, 1996). O corte seletivo de árvores comerciais é um grande uso da terra na bacia amazônica alcançando de 10.000 a 20.000 km<sup>2</sup>.ano<sup>-1</sup> entre 1996 e 2002 (ASNER *et al.*, 2005). O manejo florestal é um sistema seletivo que minimiza os danos a floresta, de forma que essa possa se recuperar no menor espaço de tempo, assim como os processos biogeoquímicos da vegetação.

As avaliações das mudanças do uso da terra nos trópicos têm focado principalmente nas causas do desmatamento ou examinando o desempenho das reservas florestais na conservação da estrutura florestal (WRIGHT *et al.*, 2007; PORTER-BOLLAND *et al.*, 2011).

As funções das vegetações na regulação do potencial de água estão recebendo mais atenção nas discussões sobre florestas e mudança climáticas. O papel da floresta neste caso é vital não apenas como um prestador de um serviço do ecossistema, mas também para a sobrevivência das florestas propriamente ditas (FAO, 2012).

A maioria dos sistemas ecológicos, tais como florestas, estão em um estado de fluxo contínuo, causado pela evolução natural dos processos biológicos e mudanças ambientais. Sistemas de gestão florestal sustentável para tentativa de desenvolvimento de sistemas em que os recursos renováveis podem ser extraídos sem prejudicar o meio ambiente e futuras gerações (FAO, 1999).

O crescimento médio em diâmetro em uma área dezoito anos após a exploração foi de 0,30 cm/ano para todas as espécies e 0,35 cm/ano para as espécies comerciais. Este valor de crescimento médio é superior ao de uma floresta não explorada: 0,1-0,2 cm/ano (SILVA *et al.*, 1995). Dessa forma, as taxas mais elevadas de crescimento ocorrem devido a liberação proporcionada pela colheita das árvores, durante o processo de manejo.

Assim, a fragmentação dos habitats modifica drasticamente a dinâmica da floresta e variáveis microclimáticas como a luz, umidade e vento perto da borda de mata, que alteram distribuições de plantas e animais (LIMA & GASCON, 1999). Por exemplo, uma das categorias descrita por Sayer *et al.* (1995), é a Redução do impacto à estrutura da floresta e a

sua biodiversidade, pode ser atenuada através da diminuição da intensidade da exploração madeireira e pela melhoria das práticas de corte e extração madeireira.

Entre as conclusões do experimento Anglo–Brazilian Amazonian Climate Observational Study (ABRACOS) realizado na Amazônia, está a sugestão de que o regime de precipitação pode se alterar com a mudança da vegetação (GASH *et al.*, 1996). O manejo florestal utilizando técnicas de Manejo florestal pode ser uma maneira de utilização dos recursos florestais, de forma que proporcione um impacto menor na sua estrutura e alterações não significativas no balanço hídrico regional.

Segundo Rocha (2004), alterações isoladas de parâmetros de superfície tais como, porosidade ou umidade do solo inicial, afetam o regime de precipitação na Amazônia. Isso ocorre porque o modelo de parametrização dos fluxos de superfície SSIB (Simple Biosphere Model-SiB) é bastante sensível a alterações destes parâmetros. Observa-se também que quando se altera o tipo de cobertura vegetal, todos os parâmetros que caracterizam a superfície são modificados, o que provoca variações significativas destes fluxos de superfície.

A utilização de modelos matemáticos para prever as variações na evapotranspiração, descrevem as variações no clima a partir dos dados meteorológicos, e os de uso do solo descrevendo variações na cobertura vegetal (DUNN & MACKAY, 1995). Modelos que proporcione a mensuração dessa variável, juntamente com diferentes parâmetros como físico e fisiológicos (Penman Monteith, Priestley-Taylor), ajudam a compreender a dinâmica evapotranspirativa de acordo com sua estrutura de cada vegetação.

A quantificação dos efeitos da copa do Manejo Florestal e extração convencional é útil para a compreensão dos efeitos dessas práticas sobre a fauna da floresta, microclima e regeneração. A investigação de solo e danos, após a recuperação do dossel da exploração madeireira convencional e Manejo Florestal na Amazônia oriental do Brasil torna-se imprescindível (PEREIRA Jr. *et al.*, 2001).

Inúmeros estudos, como o de Gash *et al.* (1996) apontam para o importante papel da superfície vegetada, notadamente a floresta tropical, como fator regulador do clima, ao manter um alto fluxo de vapor d'água para a atmosfera, durante todo o ano, via evapotranspiração. Deste modo, os impactos associados ao manejo da floresta podem provocar alterações no clima, não apenas em escalas local e regional, mas também afetar outras regiões. Assim, a exploração desordenada da Amazônia como nova fronteira agrícola, mineral e de energia

hidrelétrica, que causam alterações na cobertura do solo, modificando as suas propriedades biofísicas, poderão provocar alterações climáticas.

Dentre as hipóteses do cenário de desmatamento da Amazônia, quase todos os modelos apresentam uma redução significativa na precipitação e evapotranspiração, e a maioria um decréscimo no fluxo correte de evaporação e um aumento na temperatura do ar (MARENGO, 2006). Alguns experimentos de desmatamento efetuados no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos identificaram essas consequências no clima da Amazônia, à medida que a temperatura do ar aumentou de 1,0°C a 2,5°C; evapotranspiração diminuiu de 15% a 30%; grandes pluviosidades durante a estação chuvosa tiveram um decréscimo de 5% a 20%; e a estação seca ficou mais longa (ROCHA, 2004).

Para Zeng *et al.* (1996), variações de evaporação correspondem a 55% do total da precipitação, enquanto os outros 45% chegam por convergência de umidade. Oyama (1998), em seu estudo das consequências climáticas decorrentes das alterações da vegetação amazônica utilizando um modelo analítico simples, comprova assim como o trabalho de Zeng, que 50% da redução de precipitação é causada pela convergência de umidade. Assim como, na Amazônia a redução de evapotranspiração acarreta uma diminuição da convergência de umidade.

A ciclagem hídrica ecossistema tropical, a evaporação total como a soma de evaporação do dossel úmido e seco é um componente hidrológico de grande importância na determinação do balanço hídrico das áreas florestais devido aos volumes significativos envolvidos (MALHI *et al.*, 2002; KUME *et al.*, 2011).

A evapotranspiração de florestas no decorrer dos anos não pode ser conhecida sem que sejam realizados estudos, que identifiquem o papel da cobertura vegetal, como um freio importante à evaporação, seja ele exercido pela a estrutura da floresta ou pelas características fisiológicas das plantas (MARQUES FILHO *et al.*, 1983).

No cenário ocupacional da Amazônia é imprescindível avaliar o comportamento da vegetação após o manejo florestal, para dessa forma, ter a compreensão de sua resposta a esse tipo de intervenção. Assim, é importante determinar a quantidade de água que essa vegetação irá disponibilizar para o balanço hídrico na região e mensurar impacto do manejo nesse balanço necessário compreender a floresta recém explorada, para ter uma visão holística da influência das técnicas empregadas no manejo.

### **3 – OBJETIVOS**

Verificar os aspectos hidrológicos em uma floresta ombrófila densa na Amazônia, examinando se o manejo e métodos de cálculos proporcionam diferença na evapotranspiração.

Como Objetivos específicos têm:

1. Verificar a evapotranspiração média mensal e diária da floresta manejada e da não explorada para comparar como a floresta se comporta após o manejo florestal e analisar se existe diferença significativa entre as mesmas.
2. Avaliar como a floresta se comporta após o manejo florestal e analisar se existe diferença significativa com a área não explorada.
3. Avaliar três modelos de evapotranspiração (Penman-Monteith; Método Direto (Reichardt & Timm); Priestley-Taylor), para os dois tipos de florestas.
4. Analisar a condutância de superfície, condutância aerodinâmica e fator de desacoplamento para os sítios de manejo e floresta natural.

### **4 - MATERIAL E MÉTODOS**

#### **4.1 - Áreas de estudo**

A área de estudo está localizada na Floresta Nacional do Tapajós (FNT; 3,017°S; 54,970°N), no estado do Pará, uma Unidade de Conservação com  $6 \times 10^5$  ha de área de floresta tropical úmida, com dossel da vegetação de altura média de 40 m, a aproximadamente 70 km ao sul da cidade de Santarém. A plataforma instrumental foi instalada em junho de 2000, aproximadamente 7 km a oeste da entrada do km 83 da Rodovia Cuiabá-Santarém, e 14 km a leste da margem oriental do Rio Tapajós. A área do km 83 foi destinada ao manejo florestal.

O local ao redor da floresta foi explorado em três fases de agosto a dezembro de 2001. A primeira fase, que ocorreu 18 de agosto com a derrubada de apenas algumas árvores em situação de proximidade com a torre micrometeorológica. Esta fase foi necessário para evitar danos durante a infraestrutura a exploração comercial subsequente, e, provavelmente, tinham pouca ou nenhum efeito sobre as medições. A segunda fase, que ocorreu ao longo de setembro, envolveu o manejo de um bloco que se estendeu de 1 km a leste, 0,1-km a oeste, de 0,1 km ao norte e 0,7 km ao sul da torre de fluxo (Figura 1). Esta fase englobava quase toda a área de estudo 18-ha intensiva. A terceira fase, que ocorreu em novembro e dezembro,

envolvidos blocos de registro que se estendiam de 1-3 km a leste e norte da torre de fluxo (Figura 1). Estas fases englobam todo o restante da área de estudo 18-ha (FIGUEIRA *et al.*, 2008).

Após a colheita de madeira foi elaborada uma figura (2), na qual pode-se observar a abertura de clareiras na área de alcance da torre micrometeorológica e as árvores com bandas dendrométricas. Com isso, perceber o efeito da atividade de manejo florestal a partir da derruba das árvores, visualizando a abertura de dossel ocasionada na área.

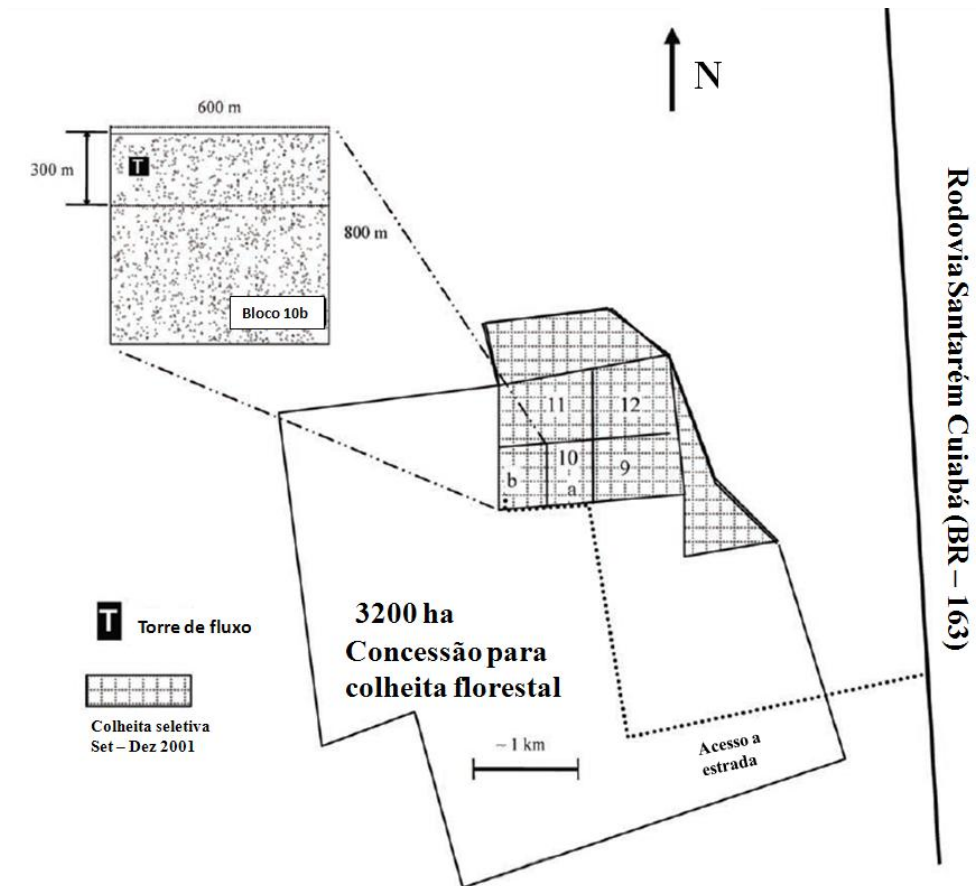


Figura 1 – Sítio do km 83, Floresta Nacional do Tapajós (FNT), Pará, Brasil. A área tracejada representa aproximadamente 700 há parte da concessão de colheita de madeira 3200 ha, que foi agendada, como registro entre setembro e dezembro de 2001. A torre de fluxo é representada por “T” no bloco 10b. Os pontos denotam locais de árvores com DAP > 55 cm de 48 -2000 ha pesquisados (Fonte: FIGUEIRA *et al.*, 2008).

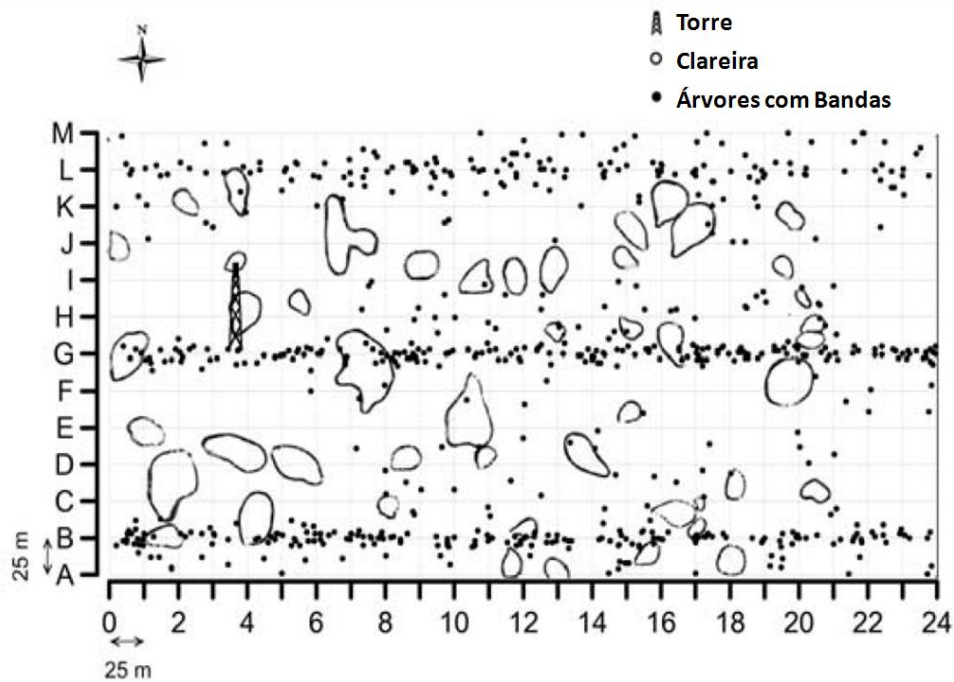


Figura 2 – Os 18 ha da área de estudo intensivo no km 83 na FNT. Árvores com bandas dendrômétricas antes de registrar em novembro de 2000 são representados por pontos sólidos. As lacunas criadas a partir do processo de colheita seletiva em setembro de 2001 são apresentadas como formas irregulares. A torre de fluxo de 64 m é indicada no bloco G4 (Fonte: FIGUEIRA *et al.*, 2008).

O outro sítio, que foi utilizado como controle está localizado na Floresta Nacional de Tapajós (FNT, 54° 58' W, 2° 51' S, Pará, Brasil), próximo ao km 67 da Santarém-Cuiabá auto-estrada (BR-163). O FNT é limitado pelo Rio Tapajós para o oeste e da BR-163 em a leste, estendendo-se desde 50 km a 150 km ao sul da cidade de Santarém, Brasil Pará. A torre foi localizada 6 km ao oeste da rodovia BR-163 e 6 km a leste da Rio Tapajós, em uma área de floresta contíguos estendendo por dezenas de quilômetros a norte e a sul.

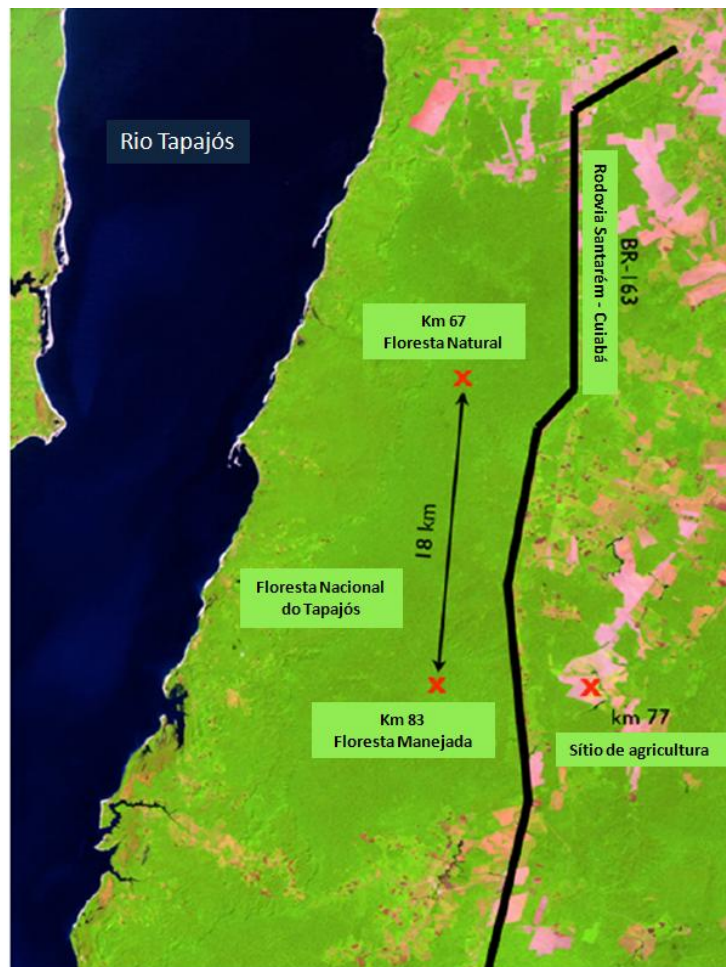


Figura 3 – Imagem do LandSat da FNT, Pará, Brasil. Mostra a localização da torre de fluxo no sítio do Km 67 e área de manejo no km 83. No sentido Norte – Sul a Rodovia Santarém-Cuiabá – BR -163 (Fonte: MILLER *et al.*, 2011).

#### 4.1.1 - Clima

O clima da região, baseados em dados coletados em Belterra (35 km ao norte da FNT) é classificado como Ami sistema Köppen, com uma temperatura média anual de 25 °C e umidade relativa de 86 por cento. A quantidade de chuva anual é altamente variável, em média 1920 mm. A precipitação maior normalmente ocorre entre fevereiro e maio, com uma estação seca curta de 2 ou 3 meses, usualmente entre agosto e outubro, meses em que a precipitação é menor que 60 mm (PARROTTA *et al.*, 1995).

#### 4.1.2 – Relevo

O Planalto Rebaixado da Amazônia se encontra essencialmente sobre litologias da Formação Barreiras, perfazendo uma área conhecida regionalmente como “Terras Firmes”. O

relevo desta área apresenta formas tabulares, localizados na Planície Amazônica e no Planalto Tapajós-Xingú, próximo ao Rio Tapajós (KUX & PINHEIRO, 2003).

O Planalto Tapajós Xingú apresenta cotas de 120 a 170 m, sendo recortado pelo rio Tapajós, com cotas de decaimentos entre o planalto e a margem do rio Tapajós de aproximadamente 150 m. O relevo dessa unidade apresenta uma superfície de formação tabular com rebordas erosivas e trechos com declividades fortes ou moderadas (ESPÍRITO-SANTO *et al.*, 2005).

O relevo para a área do km 83 (Figura 5) caracteriza-se entre plano e suave ondulado em torno da torre meteorológica. Assim como, o relevo para a área do km 67 que pode ser observado na Figura 6.

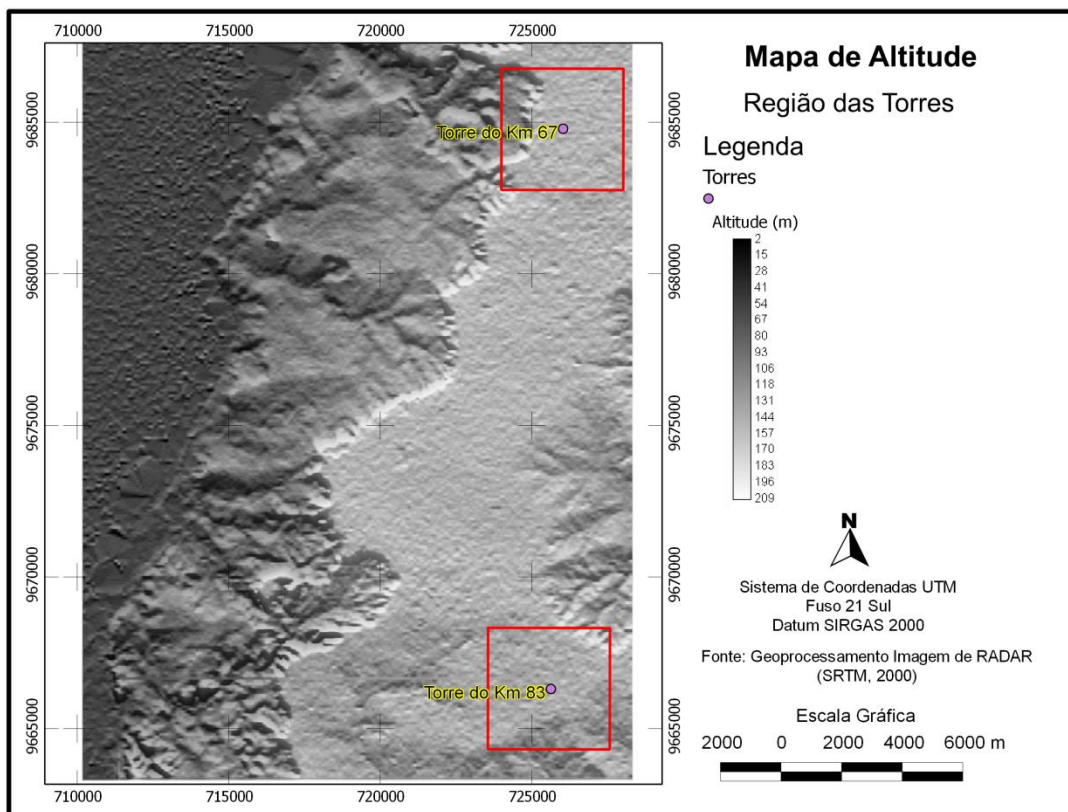


Figura 4 – Mapa de altitude das torres do Km 67 e Km 83, onde estão localizado os sítios de estudo (Geoprocessamento Agrônomo Msc. Em Recursos Naturais da Amazônia Juliano Gallo).



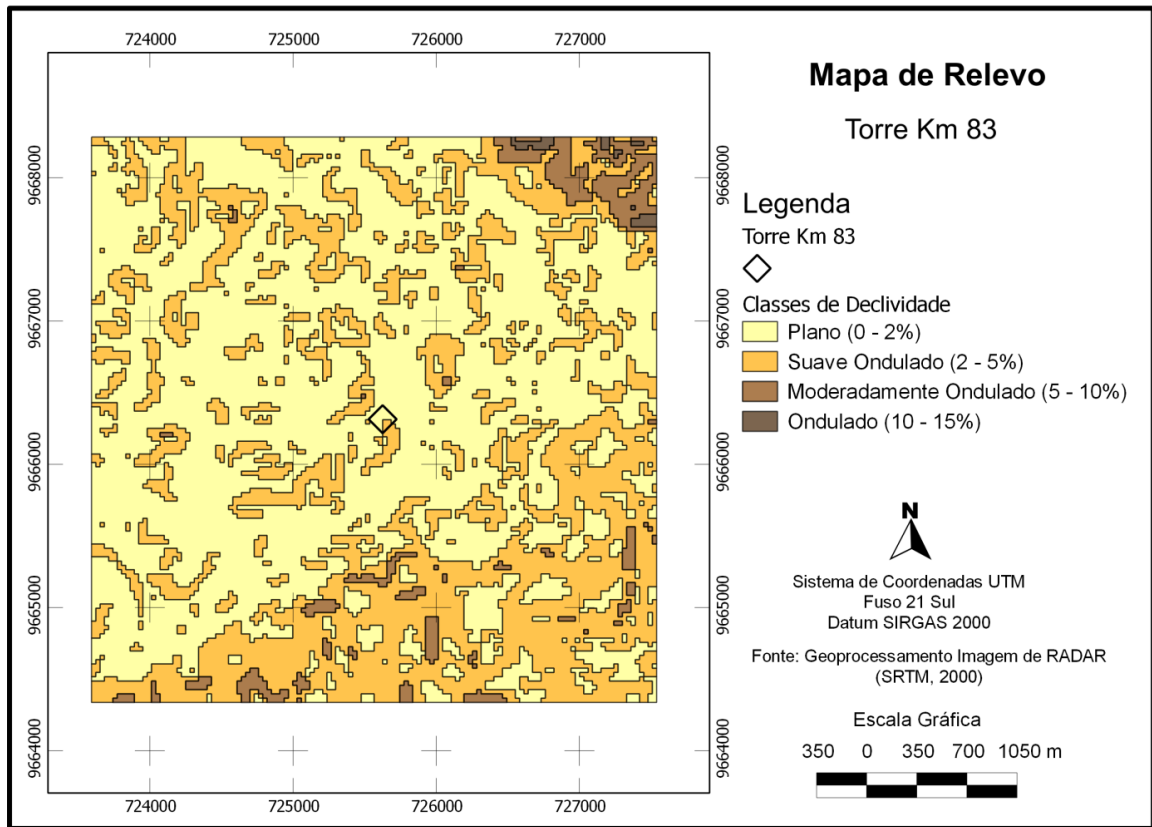


Figura 5 – Relevo na área da torre do Km 83 em classes de declividade (%) (Geoprocessamento Agrônomo Msc. Em Recursos Naturais da Amazônia Juliano Gallo).

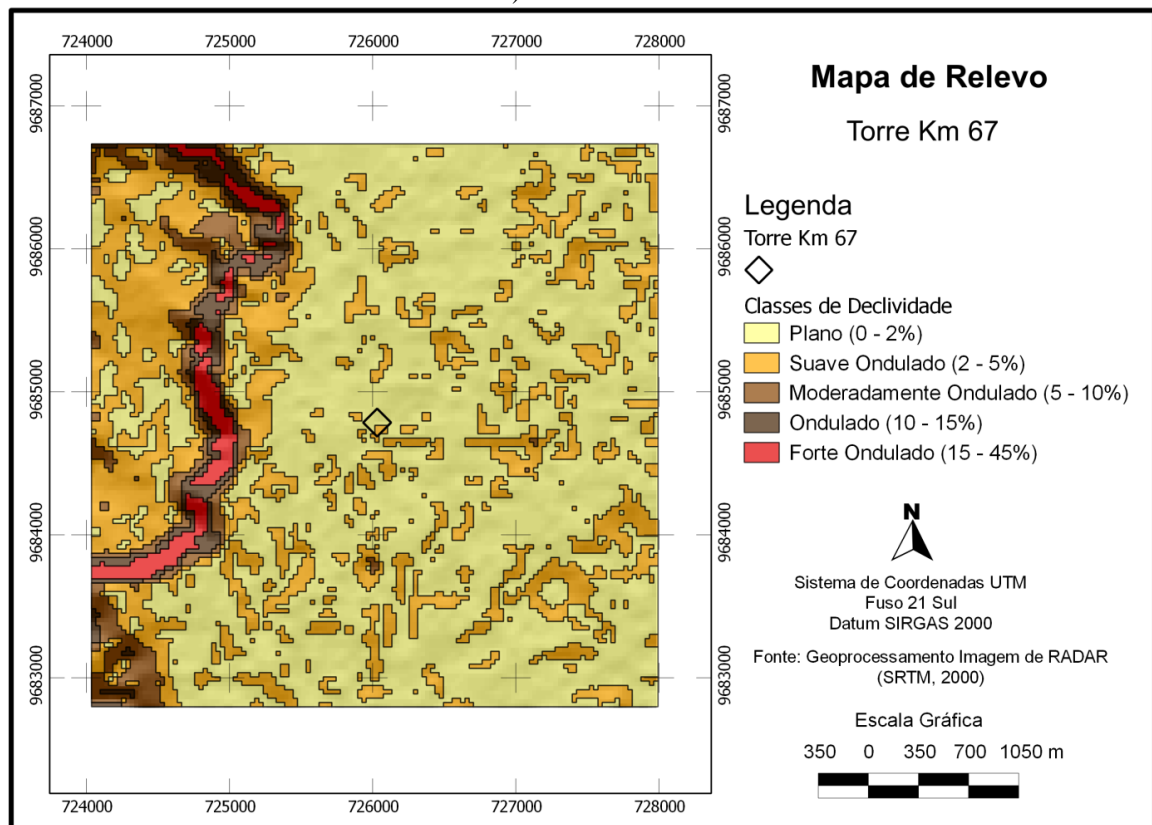


Figura 6 – Relevo na área da torre do Km 67 em classes de declividade (%) (Geoprocessamento Agrônomo Msc. Em Recursos Naturais da Amazônia Juliano Gallo).

### **4.1.3 – Solos**

O solo do km 67 é classificado como um Latossolo amarelo de textura muito argilosa (Anexo 2), enquanto o solo do km 83 é classificado como Latossolo amarelo distrófico, sendo estes característicos da região de planalto (Anexo 1).

Os Latossolos Amarelos encontram-se espalhados em muitas áreas do Brasil. Sua maior expressividade e continuidade de área encontra-se nos platôs litorâneos e amazônicos, onde normalmente desenvolvem-se a partir de sedimentos do Grupo Barreiras (Plio-pleistoceno) e Formação Alter do Chão (Cretáceo) (KER,1997).

Englobam solos profundos, amarelos, com matizes do horizonte B entre 7,5YR e 10YR, cauliníticos, as quantidades de caulinita superiores a 80% na fração argila de Latossolo Amarelo amazônicos, de textura com extremos de argila que vão de 15 a 95% (RODRIGUES, 1996).

## **4.2 - Metodologia**

A metodologia empregada para realizar as medidas das variáveis de evapotranspiração foi a técnica de correlação de vórtices (Eddy Covariance), o qual utiliza instrumentos como anemômetros sônicos, analisadores de gás por infra-vermelho (IRGA) para medidas em alta frequência dos escalares envolvidos na determinação dos fluxos turbulentos e as trocas de massa (dióxido de carbono e vapor de água) e energia (calor latente e calor sensível) entre a biosfera e a atmosfera (BALDOCCHI, 2003).

O princípio do método de correlações de vórtices turbulentos é medir as contribuições de todos os movimentos turbulentos responsáveis pela transferência vertical de vapor d'água, calor sensível e momentum, a partir de covariâncias calculadas em período médio estabelecido (SEDIYAMA & GOMIDE, 1998; RODRIGUES, 2006).

O desenvolvimento, aplicação e a popularização de modelos para simulação de fluxos, têm se desenvolvido a partir das três últimas décadas, em conjunto com o desenvolvimento de novas metodologias e o crescimento de dados a partir de estudos micrometeorológicos e a implementação de medidas fisiológicas das áreas estudadas, visando determinar parâmetros representativos nos estudos de trocas entre a superfície e a atmosfera acima (RODRIGUES, 2006).

Para se realizar a técnica do eddy-covariance em pleno potencial são feitas medidas de rotina para determinar a sensibilidade da superfície e fluxo de calor latente, isso é importante para a que a magnitude dos erros possa ser calculada, considerando o resultado dos dados. O método para a estimativa de erro instrumental está associado sensores de que fazem a avaliação de partículas durante algum tempo (MOORE, 1986).

A mensuração de fluxo usada no método do eddy-covariance é direcionada para modelos de medição dentro de algumas aplicações com constantes empíricas. Nesse método, a flutuação turbulenta das componentes do vetor vento e do parâmetro de escala deve ser medidos por uma modelo de alta frequência e então este fluxo espectral turbulento pode ser contínuo para 10–20 Hz. A mensuração do meio costuma propor o anemômetro sônico para a componente vento e sensores que podem medir a escala com a necessidade de alta resolução no tempo e depois são medidos frequentemente por métodos ópticos. A mensuração ou o modelo de tempo depende da estratificação atmosférica, velocidade do vento e medidas de escalares ao longo do perfil florestal (FOKEN, 2008).

### **4.3 - Modelo de Penman-Monteith**

Os principais parâmetros de tempo são afetados pela evapotranspiração, radiação, temperatura do ar, umidade e velocidade do vento. E a capacidade de evaporação da atmosfera é expresso pela evapotranspiração de referência em relação ao tipo de cultura desenvolvida na área (soja, arroz, milho, etc.). Essa referência de evapotranspiração representa o padrão da superfície vegetal (ALLEN *et al.*, 1998).

A Comissão Internacional de Irrigação e Drenagem e a Organização das Nações Unidas para a Agricultura e Alimentação, em um trabalho de consultores especializados, consideraram o método de Penman–Monteith como padrão para o cálculo da evapotranspiração de referência ( $ET^{\circ}$ ) a partir de dados meteorológicos (QUAGLIA, 2005).

Após as recomendações definidas no encontro de especialistas em evapotranspiração, em 1990, os pesquisadores tem procurado desenvolver trabalhos no sentido de se avaliar a equação de Penman-Monteith para estimativa da  $ET^{\circ}$ , uma vez que tem sido observado que ela tem dado melhores resultados para estimativa da  $ET^{\circ}$  de uma cultura hipotética de referência e atende, mais de perto, a definição original de ETP de Penman e o conceito adotado pela FAO-24 para  $ET^{\circ}$  (SEDIYAMA, 1996).

Monteith desenvolveu, com base na equação de Penman, uma equação, que incluía a resistência aerodinâmica e a resistência ao fluxo de vapor pela folha. A equação combinada com os termos de resistência aerodinâmica e da superfície da planta passou a ser chamada de equação de Penman-Monteith. Esta equação não somente concilia os aspectos aerodinâmico e termodinâmico, mas também inclui a resistência ao fluxo de calor sensível e vapor d'água no ar ( $r_a$ ), e a resistência da superfície (planta) à transferência de vapor d'água ( $r_s$ ) (SEDIYAMA, 1996).

A alta evapotranspiração e maior rugosidade aerodinâmica  $r_a$  das florestas em relação ao pasto e as culturas agrícolas eleva o aumento da umidade atmosférica e convergência de umidade, por tanto, para maiores probabilidades de formação de nuvens e chuva (PIELKE *et al.*, 1998; BRUIJNZEEL, 2004).

A evapotranspiração é influenciada pela energia disponível na superfície, pelo gradiente de pressão de vapor d'água entre a superfície e a atmosfera e pelas resistências às transferências de vapor. Para caracterizar o processo de troca do dossel com a atmosfera, e como esses processos são controlados, em períodos distintos, pelos fatores bióticos e abióticos, nos quais se enquadra a condutância da superfície e condutância aerodinâmica (SOUZA FILHO *et al.*, 2005).

A definição da rugosidade aerodinâmica de uma superfície é fundamental em escala micrometeorológica e em parametrizações de modelos globais e de mesoescala. A rugosidade aerodinâmica pode ser representada pelo comprimento de rugosidade ( $z_0$ ) e pelo deslocamento do plano zero ( $d$ ), incorporados ao perfil logarítmico do vento acima da superfície (LYRA & PEREIRA, 2007). A espessura da camada limite depende das condições de estabilidade e da rugosidade aerodinâmica da superfície, sendo que este parâmetro é fundamental para a definição de dados meteorológicos da floresta. A equação 1 descrever o cálculo da evapotranspiração potencial (ETP) em  $\text{mm.dia}^{-1}$  para posteriormente ser feito o cálculo em  $\text{mm.mês}^{-1}$ .

(Equação 1)

$$ETP = \frac{\delta (Rn - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right)}$$

Em que:

ETP = Evapotranspiração diária (mm.dia<sup>-1</sup>)

$\delta$  é a declividade da curva de pressão de saturação de vapor d'água (kPa °C<sup>-1</sup>),

Rn = saldo de radiação (W.m<sup>-2</sup>),

G = fluxo de calor no solo (W.m<sup>-2</sup>),

$\rho_a$  = densidade média do ar (1,292 kg.m<sup>-3</sup>),

$c_p$  = calor específico do ar à pressão constante (J.kg<sup>-1</sup>.C<sup>-1</sup>),

$\gamma$  = constante psicrométrica (kPa.C<sup>-1</sup>),

$r_s$  = resistência estomática (s.m<sup>-1</sup>),

$r_a$  = resistência aerodinâmica (s.m<sup>-1</sup>),

$e_a$  = pressão real de vapor (Kpa),

$e_s$  = pressão de saturação de vapor (Kpa).

#### 4.4 - Condutância de Superfície (C<sub>s</sub>)

A evapotranspiração é influenciada pela energia disponível na superfície, pelo gradiente de pressão de vapor d'água entre a superfície e a atmosfera e pelas resistências às transferências de vapor. Para caracterizar o processo de troca do dossel com a atmosfera, e como esses processos são controlados, em períodos distintos, pelos fatores bióticos e abióticos, foram calculadas médias horárias de cada estação dos seguintes parâmetros: condutância da superfície (C<sub>s</sub>), condutância aerodinâmica (C<sub>a</sub>) e o coeficiente de desacoplamento ( $\Omega$ ) (PINTO JÚNIOR *et al.*, 2009). A condutância de superfície foi determinada de acordo com Silva (2010) na equação 2:

(Equação 2)

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

Sendo:

C<sub>s</sub> é a condutância de superfície,

DPV o déficit de pressão de vapor (kPa);

$\rho_a$  é a densidade do ar (1,292 kg.m<sup>-3</sup>),

$c_p$  é o calor específico do ar úmido ( $1,013 \text{ J.Kg}^{-1}\text{°C}^{-1}$ ),

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

$r_a$  é a resistência aerodinâmica ( $\text{m.s}^{-1}$ );

Segundo Ruhoff *et al.*, (2011), o produto da  $C_s$  com o índice de IAF é igual ao inverso da resistência estomática na equação 3.

(Equação 3)

$$C_s * IAF = (r_s^{-1})$$

A grandeza de resistência a superfície ( $r_s$ ) descreve a resistência de vapor que flui através da transpiração da cultura e evaporação da superfície do solo. Onde a vegetação não complementa a cobertura do solo, e o fator de resistência deveria realmente incluir os efeitos de evaporação para a superfície do solo. Se a cultura não transpirar a taxa potencial, a resistência depende também do estado da água da vegetação (ALLEN *et al.*, 1998).

#### 4.5 – Condutância aerodinâmica ( $C_a$ )

A condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) é o inverso da resistência aerodinâmica ( $r_a$ ), a qual foi calculada de acordo com as proposições de Allen *et al.*, (1998), como mostra a equação 4.

$$(C_a^{-1}) = r_a = \frac{\ln \left[ \frac{z_m - d}{z_{om}} \right] \ln \left[ \frac{z_h - d}{z_{oh}} \right]}{k^2 U_z}$$

(Equação 4)

$z_m$  = medida da altura do vento (m),

$z_h$  = medição da altura da umidade (m),

$d$  = altura do plano zero de deslocamento (m),

$z_{om}$  = comprimento da rugosidade que rege o momento da transferência (m),

$z_{oh}$  = comprimento da rugosidade que rege transferência de calor e vapor (m),

$k$  = von Karman's constant, 0.41,

$u_z$  = velocidade do vento na altura  $z$  ( $\text{m s}^{-1}$ ).

#### 4.6 - Fator de Desacoplamento

O controle dos estômatos de toda transpiração das árvores é comumente descrito pelo fator de desacoplamento ( $\Omega$ ), o qual reflete a extensão para que o dossel das árvores está acoplado com o ambiente atmosférico (KUMAGAI *et al.*, 2004). O coeficiente de desacoplamento  $\Omega$  varia entre 0 e 1 (WULLSCHLEGER *et al.*, 2000; KUMAGAI *et al.*, 2004; HAN *et al.*, 2011).

O fator de desacoplamento  $\Omega$  tem sido amplamente aplicada para avaliar o acoplamento de vapor d'água e trocas entre a superfície terrestre e a atmosfera (STEDUTO & HSIAO, 1998; HAO *et al.*, 2007). A magnitude dos efeitos de desacoplamento depende de grande parte a razão estomática a condutância de camada limite e não da magnitude absoluta de condutância da camada limite. A sensibilidade da folha ou transpiração de dossel é uma mudança marginal na condutância estomática e tem sido descrito quantitativamente por Jarvis e McNaughton (1986) em termo de uma dissociação adimensional do coeficiente  $\Omega$ . Em geral  $\Omega$  aumenta com a elevação da condutância estomática (WULLSCHLEGER *et al.*, 1998).

Para melhor entender a contribuição dos diferentes elementos que controlam a evapotranspiração, foi calculado o fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) proposto por Jarvis e McNaughton (1986), para os dois períodos de estudo. Este fator permite distinguir o grau de controle sobre o processo de transpiração entre vegetação associada a condição atmosférica (umidade, temperatura do ar e condições de estabilidade atmosférica e vento) e o saldo de radiação. Os valores de  $\Omega$  variam entre 0 e 1, sendo que valores mais próximos a 1 indicam que a transpiração é mais dependente do saldo de radiação. Por outro lado, valores de  $\Omega$  mais próximos a 0 indicam que a transpiração tem um maior controle, exercido pelas condições atmosféricas reinantes associadas ao controle fisiológico das plantas (SOUZA FILHO *et al.*, 2005).

(Equação 5)

$$\Omega = \frac{1}{1 + \left[ \frac{\gamma}{(\delta + \gamma)} \right] \cdot \left( \frac{C_a}{C_s} \right)}$$

Onde:

$\Omega$  é o fator de desacoplamento,

$C_a$  é condutância aerodinâmica ( $r_a^{-1}$ ).

O fluxo de calor latente representa a fração de evapotranspiração que pode ser derivada para a equação de balanço de energia e todos os outros componentes que se conhece. A rede de radiação e o fluxo de calor no solo pode ser medido ou estimado para parâmetros climáticos (ALLEN *et al.*, 1998).

O método de Penman-Monteith a partir de seu ajuste da velocidade do vento para refletir o tipo de superfície sobre a qual a medição é feita, permite compensar variações entre as medidas de condições do tempo e superfície da cultura de referência (SEDIYAMA, 1996).

Geralmente, somente a metade superior do dossel denso da cultura é ativo em transferir calor e vapor, da mesma forma que é a zona de maior absorção do saldo da radiação. A troca de vapor através dos estômatos dentro do dossel da planta é governada pelos processos e resistências que são semelhantes àqueles para CO<sub>2</sub> e perfis de fluxos gradientes. Portanto, em muitos casos, a resistência do dossel para uma cultura de referência adequadamente irrigada pode ser estimada pela divisão da resistência mínima da superfície para uma única folha pela metade do IAF do dossel (SEDIYAMA, 1996).

#### 4.7 - Método Direto

O fluxo de calor latente em unidade cinemática, a pressão de vapor d'água como adicional do fator  $0.62198/p$  ( $p$  na hPa), a umidade específica deve ser calculada em  $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$  (FOKEN, 2008).

(Equação 6)

$$\rho = \frac{p [\text{hPa}] \cdot 100}{R_L \cdot T_v} \quad [\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}]$$

Onde:

$R_L$  Constante do ar seco ( $287.058 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ );

$T_v$  é Temperatura virtual (K);

$\rho$  é densidade média do ar;

(Equação 7)

$$\lambda = 2500827 - 2360 \cdot (T - 273,15) \quad [\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1}]$$

Sendo:

$\lambda$  Calor latente de evaporação (para fluxo de calor latente),

T temperatura em Kelvin;

(Equação 8)

$$LE = \rho \lambda \overline{w'q'}$$



Onde:

$LE$  é calor latente em  $W.m^{-2}$ ,

$w$  é a covariância entre o desvio da componente vertical do vento,

$q$  a umidade específica do ar.

Durante o primeiro estágio de evaporação ocorre a evaporação potencial, a qual é obtida em condições meteorológica sobre a superfície evaporante. Se uma quantidade de energia ( $LE$ ) por unidade de área e de tempo encontra-se disponível para os processos de evaporação na superfície do solo. Para o cálculo da evapotranspiração foi utilizado a seguinte função de acordo com Reichardt & Timm (2004):

(Equação 9)

$$ETP = \frac{LE}{\lambda}$$

Onde:

$ETP$  = é evapotranspiração potencial ( $mm.mês^{-1}$ ),

$LE$  = calor latente,

#### 4.8 – Modelo Priestley-Taylor

A equação de Priestley-Taylor é uma simplificação da equação de Penman (1948) original, em que somente é contemplado o termo energético corrigido por um coeficiente de ajuste  $\alpha$  (PEREIRA *et al.*, 1997).

A vantagem do método do Priestley-Taylor é o uso de poucas variáveis para estimar a ET ( $R_n$ ,  $G$  e temperatura do ar) em relação a outros métodos. A base teórica de  $\alpha$  é relativamente bem conhecida, sabendo-se que  $\alpha$  pode variar substancialmente, dependendo da rugosidade do dossel e do teor de água de superfície (SANCHES *et al.*, 2010).

(Equação 10)

$$ETP = \alpha \left[ \left( \frac{\delta}{\delta + \gamma} \right) \cdot (R_n - G) \right]$$

Em que,

$\alpha$  é o coeficiente de Priestley-Taylor,

$\gamma$  a constante psicrométrica.

Avaliando a equação de Priestley-Taylor para estimar a evapotranspiração de floresta, concluíram que devido à advecção e à altura da vegetação, o método de Priestley-

Taylor não pode ser utilizado indiscriminadamente, sugerindo que o modelo deve ser ajustado empiricamente para cada local de interesse, considerando-se a interceptação de água das chuvas pelo dossel (SHUTTLEWORTH & CALDER, 1979; FARIAS & PEREIRA, 2000).

Analisando observações lisimétricas de evapotranspiração, em condições aparentemente não advectivas, Priestley & Taylor (1972) propuseram uma simplificação do método de Penman (1948), mantendo apenas o termo que contempla o balanço de radiação, corrigido-o por um coeficiente de ajuste ( $\alpha$ ). Em suma,  $\alpha$  considera a radiação líquida particionada entre fluxo de calor e evaporação (VISWANADHAM *et al.*, 1991).

Assumindo que a energia disponível da superfície saturada hipotética de ser o mesmo em toda área ( $n=1$ ) a equação simplificada para o coeficiente de Priestley-Taylor tem-se:

(Equação 11)

$$\alpha = 1 + \frac{1}{(\delta + 1)} \cdot \frac{r_s}{r_a}$$

Esta equação dá equilíbrio a formulação teórica para o coeficiente de Priestley-Taylor, que deve ser proporcional à razão ( $r_s/r_a$ ). Utilizando um modelo de camada limite convectiva desenvolvido por Raupach (1991), é mostrado como o arraste eleva o valor de  $\alpha$  no equilíbrio. A equação descreve também o efeito de feedback de evaporação real sobre o valor da evaporação potencial local (LHOMME, 1997).

#### 4.9 – Analise dos dados

Para processamento e análise dos dados foram utilizados os programas S-plus 2000 e posteriormente a análise estatística foi feita no Statistic 7.0, onde foi comparada a floresta manejada e não explorada, assim como, se existe diferença entre os modelos. Sendo os dados submetidos a um teste de normalidade Kolmogorov-Smirnov e na comparação entre modelos foram feitas a análise de variância ANOVA one-away e comparação entre sítios para cada modelo foi utilizado o ANOVA main effects. Para a filtragem dos dados, foi utilizada a função “Filtra” no programa S-plus 2000, para reduzir outlier.

## 5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

Qualquer alteração na superfície vegetada pode influenciar nos processos evapotranspirativos. Neste cenário o Manejo florestal proporciona a diminuição do impacto na estrutura vegetação, algo que pode auxiliar no retorno mais rápido aos valores evapotranspirativos de uma floresta primária. A Figura (7) mostra a evapotranspiração e precipitação para a área de exploração (km 83), onde se tem a ETP calculada para o Método direto e os modelos Penman-Monteith, Priestley-Taylor.

Verifica-se que as médias de evapotranspiração obtidas para Penman-Monteith, foram de  $111,06 \pm 15,71 \text{ mm.mês}^{-1}$ , enquanto o Método direto mostrou uma evapotranspiração de  $110,26 \pm 19,74 \text{ mm.mês}^{-1}$ . Os menores valores foram do modelo Priestley-Taylor, de  $92,55 \pm 14,96 \text{ mm.mês}^{-1}$ , respectivamente.

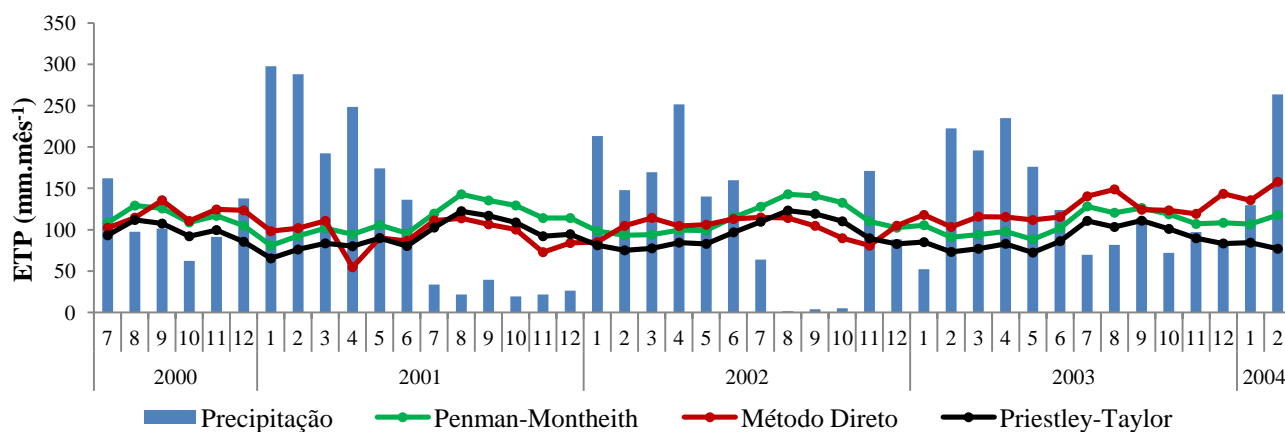


Figura 7 – Evapotranspiração (Penman-Monteith, Método direto e Priestley-Taylor) para os anos de 2000 a 2004 no km 83.

Na análise estatística para os modelos utilizados para medir a evapotranspiração teve-se diferença significativa a partir da ANOVA one-away (0,05), com um  $F=17,41$  e  $p=0,00000001$ , sendo que os dados foram normais de acordo com Kolmogorov-Smirnov. No teste Tukey a 0,05, foram encontradas diferenças entre os modelos e não entre anos. O modelo de Priestley-Taylor foi o que obteve diferença significativa aos demais. O modelo Penman-Monteith teve variações mais sensíveis a precipitação comparado a ao método direto, o qual possui oscilações menores. Na correlação com a precipitação Penman-Monteith e Priestley-Taylor atingiu um valor de 76%, enquanto no Método direto teve 9%. O comparativo entre as médias dos modelos está presente na figura 8.

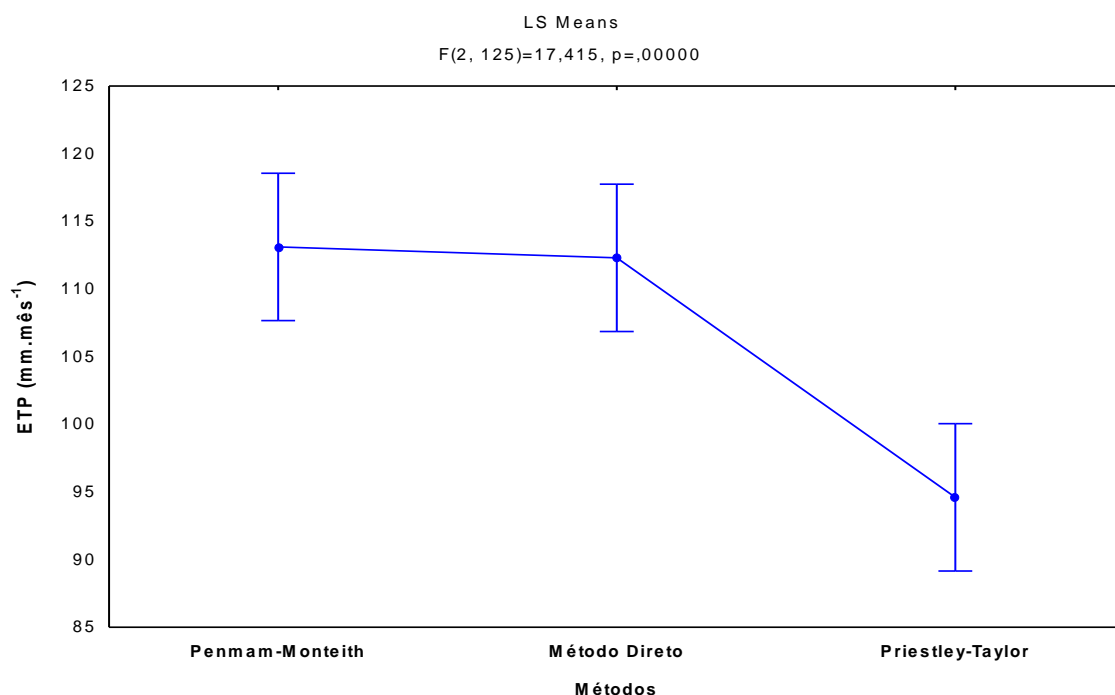


Figura 8 – Comparação das medias de ETP (mm.mês<sup>-1</sup>) entre os modelos a partir do LS Means para o km 83.

Quando se verifica as medias de ETP para o sítio km 83 é possível perceber que os valores dos modelos Penman-Monteith e Método direto possuem valores semelhantes. E mesmo o modelo de Penman-Monteith sendo composto por um maior número de variáveis atingiu níveis de ETP próximos ao Método Direto que utiliza o LE para o calculo da variável. Por outro lado, o modelo Priestley-Taylor alcançou valor médio inferior aos demais. Isto por está relacionado com as características de área.

Segundo Vendrame *et al.*, (2000) a medida de evapotranspiração tende a variar de acordo com o modelo, sendo essa variável foi calculada a partir de três modelos diferentes (Penman-Monteith, Maia Alves e Hydra), com valores de 3,6, 4,5 e 3,6 mm.dia<sup>-1</sup>, que em escala mensal de 108, 135 e 105 mm.mês<sup>-1</sup>, respectivamente na Reserva Jarú.

Os resultados desse trabalho na FNT são semelhantes aos de Rocha *et al.*, (2004), que calculou a evapotranspiração para a mesma área no período de julho de 2000 a junho de 2001, e encontraram medias de 3,18±0,67 mm.dia<sup>-1</sup> para a estação chuvosa e 3,96±0,65 mm.dia<sup>-1</sup> para a seca, utilizando o modelo Penman-Monteith. Para esse estudo os valores para o mesmo período (2000-2001) foram de 3,16±0,28 mm.dia<sup>-1</sup> e 3,85±0,33 mm.dia<sup>-1</sup> para as respectivas estações. Sendo a media anual de 3,51±0,75 mm.dia<sup>-1</sup> (ROCHA *et al.*, 2004) e a 3,50±0,46 mm.dia<sup>-1</sup> para o presente estudo.

O modelo de Penman-Monteith cujos parâmetros de resistência aerodinâmica e superfície, juntamente com outras variáveis atmosféricas (DPV) garantiram níveis mais elevados de ETP com 1325,74, 1355,71 e 1287,48 mm.ano<sup>-1</sup> gerando um valor de 173,36, 59,97 e 238,29 mm.ano<sup>-1</sup> de água armazenada no solo para os anos de 2001 a 2003. Na área de manejo florestal tem abertura de estradas, pátios de estocagem e trilhas de arraste, as quais promovem mudanças na estrutura da vegetação e podem causar alterações microclimáticas. Contudo, todos os modelos apresentaram distribuição regular de ETP.

Na aplicação do Penman-Monteith, a resistência aerodinâmica e resistência superfície são dois parâmetros importantes. Quando a resistência do dossel é exatamente avaliada, este modelo proporciona resultados satisfatórios, mesmo que a evapotranspiração seja submetida a alterações, tais como registro de corte e ramificação (EBISU & OGAWA, 1993). Dessa forma, o modelo pode avaliar de forma mais criteriosa os sítios de estudo, tendo este caráter diferencial, o qual poderá diferenciar as estruturas de vegetação.

Para cada modelo empregado para determinação da ETP, a floresta responde de forma diferente, em decorrência do tipo e quantidade de variáveis utilizadas. No Método Direto a demanda evapotranspirativa é controlada pela quantidade de energia disponível (LE). As florestas tropicais estão entre os biomas mais importantes em termos de produtividade primária anual e evapotranspiração. Dessa forma, também são importantes fontes de energia latente com grande influência no clima global e regional (NOBRE *et al.*, 1991; KUMAGAI *et al.*, 2004). No método Direto obteve uma média de ETP anual para 2001 a 2003, de 1130,76, 1236,82 e 1479,30 mm.ano<sup>-1</sup>, para uma média de precipitação de 1499,11, 1415,99 e 1525,78 mm.ano<sup>-1</sup>, o que deixa um excedente médio no solo de 368,35, 179,17 e 46,48 mm.ano<sup>-1</sup>, para a floresta, respectivamente.

O Modelo de Priestley-Taylor foi o que obteve menor média anual (2001-2003), dentre os analisados, com valor de 1112,66, 1132,84 e 1075,89 mm.ano<sup>-1</sup> o que teria um excedente de 386,45, 282,85 e 449,48 mm.ano<sup>-1</sup> e utilizando-se do ajuste de seu coeficiente com variáveis de resistência aerodinâmica e superfície teve flutuação semelhante a do modelo Penman-Monteith, embora com valores inferiores. Mesmo o sítio sendo submetido a manejo florestal, os modelos não mostram uma tendência negativa na evapotranspiração, o qual sugere equilíbrio, mesmo a área tendo impacto exploratório.

A variabilidade anual também foi observada para os dados pluviométricos no km 83, sendo que a ETP também segue essa tendência só que no sentido oposto. A pluviosidade é um

fenômeno natural aleatório, a distribuição dos valores espacial da precipitação não se repete exatamente a cada período anual, embora aponte os locais que chova mais ou menos (SALGUEIRO & MONTENEGRO, 2008).

A variação sazonal da precipitação no Estado do Pará é caracterizada por uma estação chuvosa, que na maioria das localidades compreende os meses de dezembro a maio, e por uma estação menos chuvosa (estação seca) que corresponde geralmente ao período de junho a novembro (MORAIS *et al.*, 2005). A precipitação no km 83 teve uma distribuição regular com as variações sazonais dentro do previsto para cada estação. Nas estações com maior pluviosidade o acumulado ficou no entorno de 1005,6 e 1336,8 mm e no período seco variou entre 162,3 a 652,8 mm.

No modelo de Penman-Monteith pode-se observar um, aumento na taxa evapotranspirativa para o período seco de cada ano. O método Priestley-Taylor teve uma variação sazonal semelhante ao Penman-Monteith, com alguns picos para o período chuvoso, enquanto o Método Direto teve uma distribuição mais regular ao longo dos anos no km 67 (Figura 9).

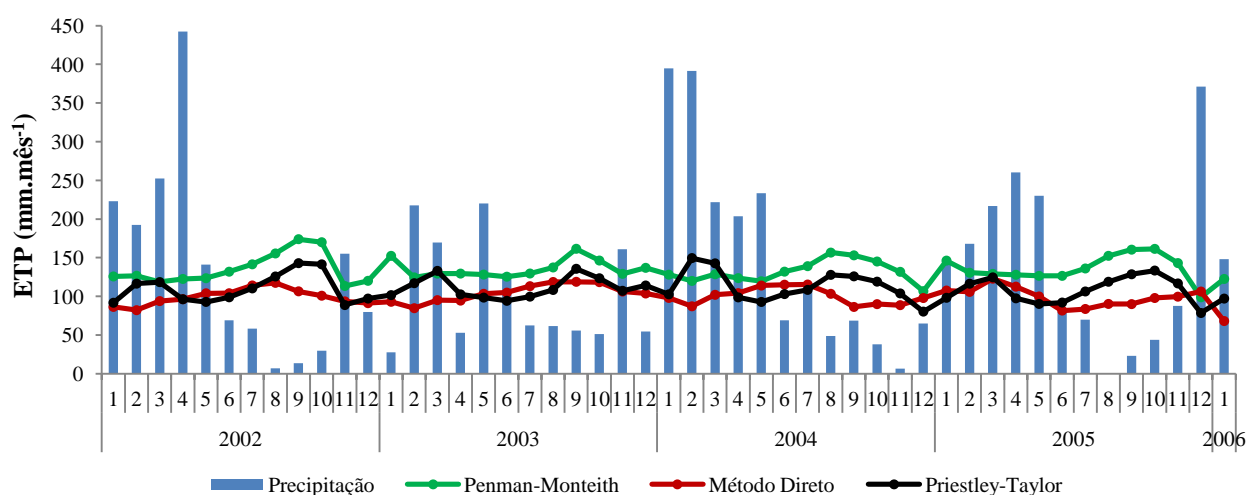


Figura 9 – Evapotranspiração (Penman-Monteith, Método direto e Priestley-Taylor) para os anos de 2002 a 2006 no km 67.

Na análise estatística para os modelos utilizados atingiram diferença significativa de acordo com ANOVA one-away (0,05), com um  $F=138,19$  e  $p=0,0000001$ , sendo que os dados foram normais de acordo com Kolmogorov-Smirnov. Para o teste Tukey a 0,05, o modelo Penman-Monteith teve diferença significativa entre os demais, enquanto o Método Direto e Priestley-Taylor não tiveram diferenças. Com relação a diferença anual o sítio do km 67 teve diferença estatística, devido o ano de 2006 ter apenas dois meses de dados, o que fez com que esse ano se diferencia-se dos outros. Para o sítio do km 67 os níveis de evapotranspiração

do modelo Penman-Monteith foram superiores ao Método Direto e Priestley-Taylor para o período de estudo, com médias de  $134,64 \pm 15,87 \text{ mm.mês}^{-1}$ ,  $100,22 \pm 11,90 \text{ mm.mês}^{-1}$  e  $110,35 \pm 20,91 \text{ mm.mês}^{-1}$ , respectivamente. Com Penman-Monteith se obteve maior taxa de evapotranspiração para esse sítio, em quanto o Método Direto, com menor media, utilizar apenas o calor latente de vaporização. O comparativo entre as médias de ETP pode ser observado na figura 10, onde é possível evidenciar semelhança entre as médias dos modelos Priestley-Taylor e Método Direto.

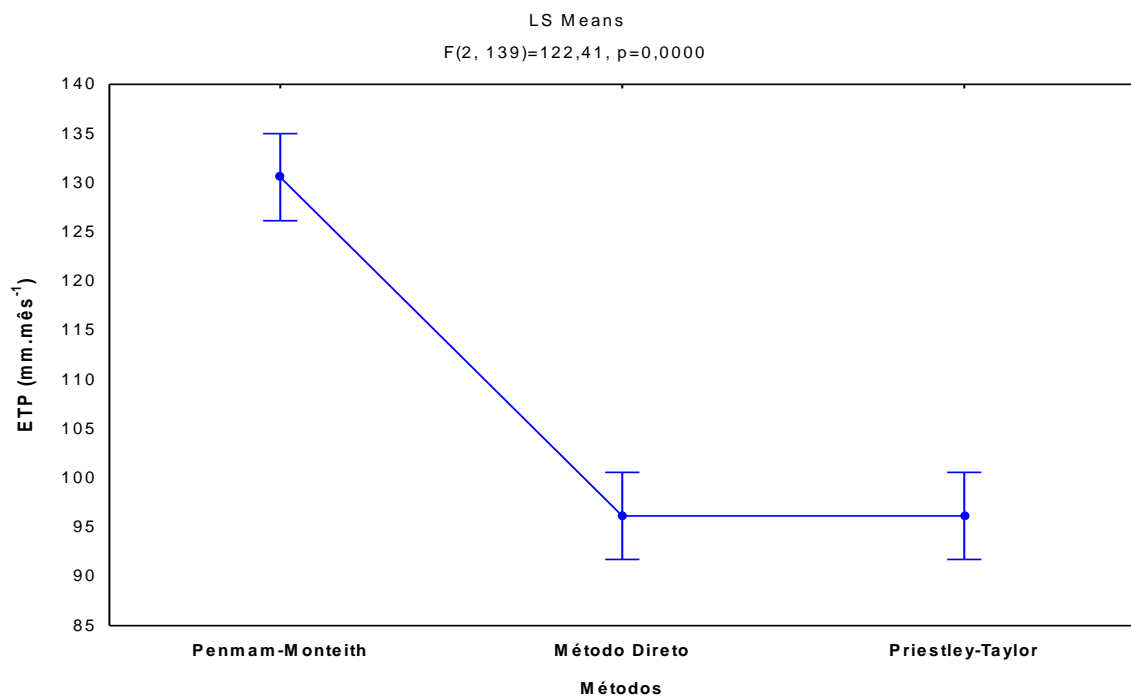


Figura 10 – Comparação das medias de ETP ( $\text{mm.mês}^{-1}$ ) entre os modelos a partir do LS Means para o km 67.

Para o km 67 o Método Direto e Priestley-Taylor obtiveram médias semelhantes, enquanto o Penman-Monteith apresentou média superior aos outros modelos. E para essa área o maior critério acrescentado pelas variáveis estruturais como a resistência aerodinâmica e superfície pode ter proporcionado o valor mais elevados de ETP para o modelo de Penman-Monteith, uma vez que essa área não passou por nenhuma intervenção no período de estudo.

No trabalho de Hutyra *et al.*, (2007), utilizou o fluxos de vapor d'água para determinar a evapotranspiração e valores diários para o mesmo período e obteve uma media diária de  $3,07 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Utilizando os modelos de Penman-Monteith, Priestley-Taylor e o Método Direto para esse estudo foram obtidas medias de  $4,50 \pm 0,53$ ,  $3,34 \pm 0,40$  e  $3,24 \pm 0,70 \text{ mm.dia}^{-1}$ , respectivamente, para mesma área de estudo (km 67). Assim, os valores superiores

alcançados nesse trabalho leva a crer que o conjunto de variáveis envolvidas, como  $r_a$ ,  $r_s$ , para a determinação de ETP e o principal diferencial na obtenção da evapotranspiração.

Os modelos Penman-Monteith, Priestley-Taylor foram bem sensíveis a variação entre período seco e chuvoso, tendo maior média de ETP para a estação de menor pluviosidade, com  $128,20 \pm 7,5$  mm.mês<sup>-1</sup> (chuvoso) e  $141,47 \pm 19,2$  mm.mês<sup>-1</sup> (seco) e com médias de  $107,02 \pm 16,6$  mm.mês<sup>-1</sup> (chuvoso) e  $114,22 \pm 17,5$  mm.mês<sup>-1</sup> (seco), respectivamente para os modelos. A precipitação e a ETP são elementos meteorológicos de sentidos opostos, expressos em milímetros pluviométricos, por isso essa tendência se justifica (THORNTHWAITE, 1948). Na análise de correlação com a precipitação Penman-Monteith teve valor de 63%, Priestley-Taylor de 21% e Método Direto de 7%.

O Método Direto atingiu valores de médias sazonais de  $99,67 \pm 10,8$  mm.mês<sup>-1</sup> para estação chuvosa e  $102,11 \pm 11,4$  mm.mês<sup>-1</sup> para seca, uma diferença de  $2,22$  mm.mês<sup>-1</sup> entre as estações. Assim, considerando todos os modelos é possível perceber que a vegetação desempenha um papel importante na distribuição da precipitação que cai na superfície (BOLLE, 1993).

Para o cálculo ETP o modelo Penman-Monteith atingiu valores mais elevados que os demais, para o km 67 ( $134,64$  mm.mês<sup>-1</sup>) durante os anos de estudo. Esses valores mensais foram superiores que o do km 83 ( $111,06$  mm.mês<sup>-1</sup>). Este modelo que é amplamente utilizado, e que explica a influência da vegetação sobre o regime de evapotranspiração (MONTEITH, 1965; DUNN & MACKAY, 1995).

Evapotranspiração fornece uma relação entre energia e fluxo hidrológico para uma superfície vegetada (RUNNING *et al.*, 1989). Para um balanço de entrada e saída para a floresta do km 67 obteve-se uma precipitação de  $1655,00$  mm.ano<sup>-1</sup>, de 2002 a 2005, com ETP de  $1649,32$ ,  $1351,79$  e  $1227,69$  mm.ano<sup>-1</sup>, para Penman-Monteith, Priestley-Taylor e Método Direto, respectivamente.

Alves *et al.* (1999) obtiveram para a evapotranspiração média os valores de  $4,1$  mm.dia<sup>-1</sup> em sítio de floresta e  $3,1$  mm.dia<sup>-1</sup> no de pastagem, na região de Ji-Paraná, RO. No período seco,  $4,5$  mm.dia<sup>-1</sup> para a floresta e  $3,4$  mm.dia<sup>-1</sup> em área de pastagem e no período chuvoso,  $3,6$  mm.dia<sup>-1</sup> na floresta e  $2,7$  mm.dia<sup>-1</sup> em pastagem. Sendo os maiores valores da evapotranspiração no sítio de floresta foram influenciado pela maior energia disponível para os processos evaporativos. Para a área do km 67 média do modelo Penman-Monteith para a



estação chuvosa foi de  $4,3 \text{ mm.dia}^{-1}$  e seca  $4,7 \text{ mm.dia}^{-1}$ , valores superiores ao descrito pelo autor anteriormente para área de floresta.

No estudo sobre a climatologia das precipitações no estado do Pará com base em séries históricas de 23 anos (1976-1998) de dados diários de chuva, realizado em 31 localidades do estado, caracterizou a variabilidade anual e sazonal com base no coeficiente de variação. A variação do coeficiente para a precipitação anual foi de 15 a 30% (MORAIS *et al.*, 2005). A distribuição pluviométrica no km 67 obteve valores que variaram em torno de 817,11 a 1513,58 mm para a estação chuvosa e de 335,28 a 595,9 mm para estação seca de acordo com o período de estudo. A variação para esta área fica foi de 81,4% para dados mensais.

## 5.1- Comparação entre os sítios para cada modelo

### 5.1.1 – Modelo Penman-Monteith

Na figura (11) é possível verificar a distribuição da evapotranspiração ao longo do período de dois anos para o Método de Penman-Monteith nos sítios, onde tem-se ETP mais elevada para o período seco. A maioria dos modelos de evapotranspiração para ecossistemas amazônicos prevê grandes reduções no uso da água durante a estação seca (WERTH & AVISSAR, 2004; FISHER *et al.*, 2008). Algo, bem representado pelo modelo de Penman-Monteith para os dois sítios de estudos, ocasionado pela demanda evapotranspirativa dessa estação.

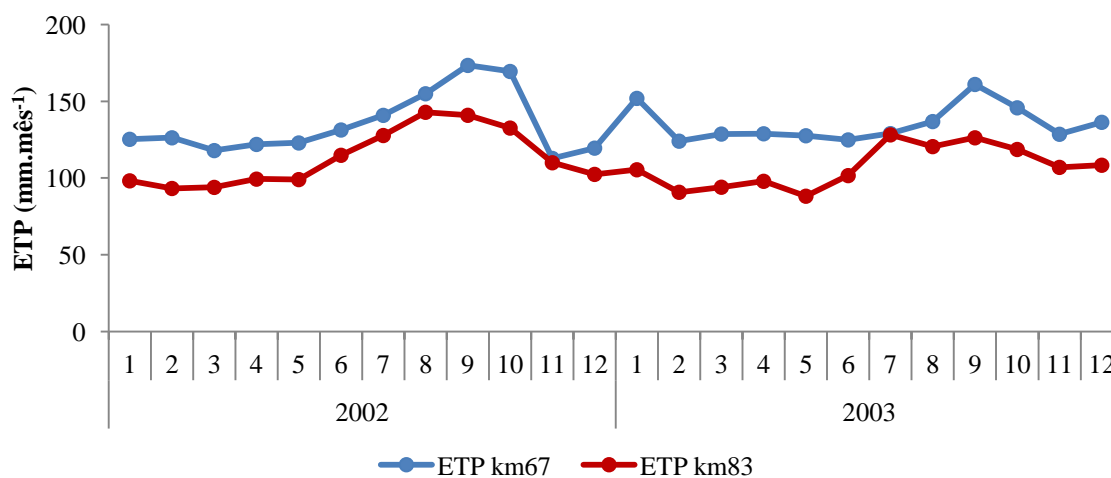


Figura 11 – Evapotranspiração do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003, utilizando o Penman-Monheith.

A distribuição da ETP no comparativo para os dois sítios tem uma disposição regular, seguindo a tendência pluviométrica para os respectivos sítios. O pico que foge a sequência de distribuição, para o sítio do km 67 no mês 1 do ano de 2003, ocorre devido um prolongamento do verão para a estação, a média de precipitação mensal foi de 52,3 mm.

Neste modelo o sítio do km 67 tem uma taxa de evapotranspiração maior que a do km 83, com média anual para o período de  $135,03 \pm 16,32 \text{ mm.mês}^{-1}$ , enquanto o outro sítio teve  $110,35 \pm 16,11 \text{ mm.mês}^{-1}$ . Isso se deve a diferente estrutura de dossel que influencia parâmetros atmosféricos, fisiológica e aerodinamicamente regula a evapotranspiração por meio de características como a atividade dos estômatos e rugosidade do dossel (MATSUMOTO *et al.*, 2008).

Para a ANOVA one-way (0,05) os sítios tiveram diferenças significativas para os anos de estudo com  $F=10,78$  e  $p=0,00000001$ . De acordo com Teste Tukey a 0,05 os sítios obtiveram diferenças significativas para os sítios e para sazonalidade (Figura 12). Quando analisada a sazonalidade os sítios têm ETP superior para a estação seca, seguindo a tendência descrita por Thornthwaite (1948), como pode ser vista na Tabela 1. Assim, a vegetação afeta o clima, modificando a energia, impulso e balanço hidrológico da superfície terrestre (ARORA, 2002). Levando em consideração a quantidade de água lançada pra atmosfera pela vegetação.

Tabela 1 – Evapotranspiração por Penman-Monteith ( $\text{mm.mês}^{-1}$ ) e desvio padrão, para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.

Ano	Período			
	chuvoso		seco	
	km 67	km 83	km 67	km 83
2002	$124,30 \pm 4,5$	$99,82 \pm 7,8$	$145,20 \pm 25,3$	$126,13 \pm 16,5$
2003	$131,03 \pm 10,4$	$96,39 \pm 6,5$	$139,61 \pm 12,2$	$118,20 \pm 8,8$

Usando Penman-Monteith na FNT (tabela 1) tem-se a média mensal para a estação chuvosa de  $124,30 \pm 4,5$  e  $131,03 \pm 10,4 \text{ mm.mês}^{-1}$ , com valor médio diário de  $4,1 \pm 0,15$  e  $4,4 \pm 0,34 \text{ mm.dia}^{-1}$ , e para o período seco  $145,20 \pm 25,3$  e  $139,61 \pm 12,2 \text{ mm.mês}^{-1}$  e  $4,8 \pm 0,84$  e  $4,6 \pm 0,40 \text{ mm.dia}^{-1}$  para km 67 para os anos de estudos. E no km 83 para o período chuvoso obteve-se média de  $99,82 \pm 7,8$  e  $96,39 \pm 6,5 \text{ mm.mês}^{-1}$ , com média diária de  $3,3 \pm 0,26$  e  $3,2 \pm 0,21 \text{ mm.dia}^{-1}$  e período seco  $126,13 \pm 16,5$  e  $118,20 \pm 8,8 \text{ mm.mês}^{-1}$  com médias diárias de  $4,2 \pm 0,55$  e  $3,9 \pm 0,29 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Para a FLONA Caxiuanã a evapotranspiração total para o período chuvoso foi  $108,2 \text{ mm.mês}^{-1}$ , com valor médio de  $2,9 \text{ mm.dia}^{-1}$ , enquanto, durante o

período com menor pluviosidade, a evapotranspiração total foi  $128,8 \text{ mm.mês}^{-1}$ , com média de  $4,3 \text{ mm}$  (SOUZA FILHO, 2002).

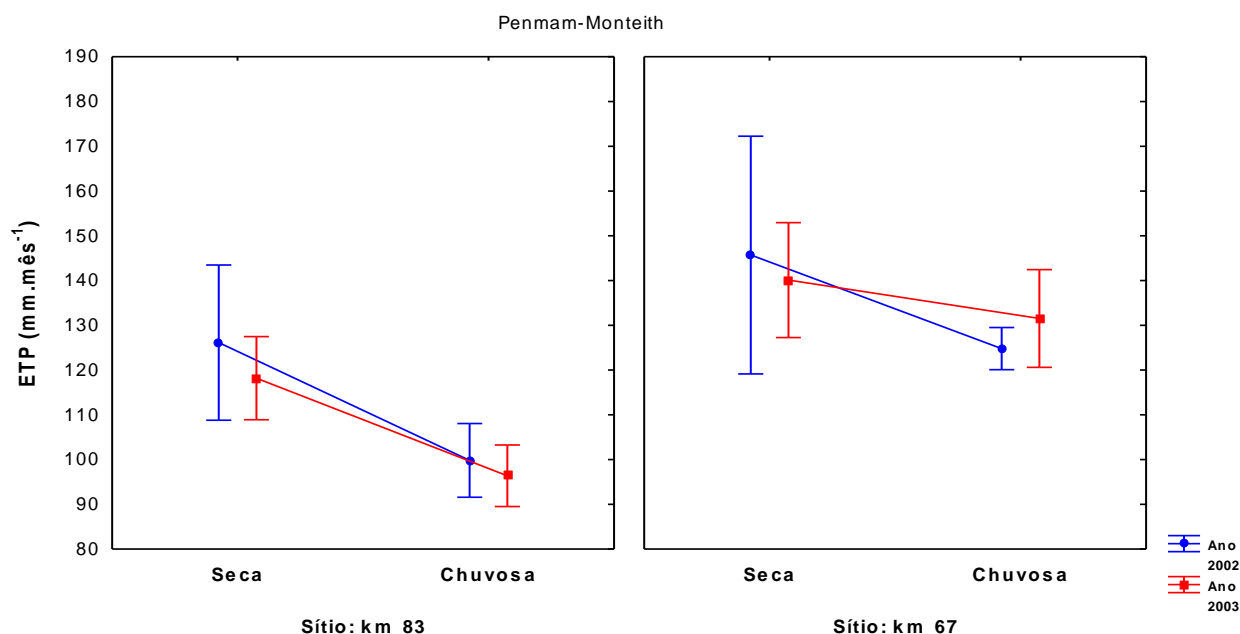


Figura 12 - Diferença das médias de cada sítio calculado a partir do Penman-Monteith para período sazonal dos anos de 2002 e 2003 (teste Tukey a 0,05).

Os sítios também têm números de indivíduos por hectare diferentes onde o km 67 com  $516 \text{ ind.ha}^{-1}$  contra  $482 \text{ ind.ha}^{-1}$  do km 83 (MILLER *et al.*, 2011). Essa quantidade de árvores justifica a maior evapotranspiração no km 67 levando em conta as características estruturais, com o IAF, a resistência estomática, rugosidade de superfície (XUE, 1997), as quais influenciam no processo pela maior número de árvores. Os IAF utilizados para o sítio do km 67 e km 83, foram de  $5,1 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$  e  $4,61 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$  respectivamente, (ARAGÃO *et al.*, 2003). Por sua vez, a composição e a distribuição das comunidades de plantas são de fundamental importância para a evapotranspiração (DUNN & MACKAY, 1995). Considerando que o km 67 com maior IAF e indivíduos por hectare teve maior ETP, isso ratifica a influência da vegetação nesse processo.

Com a atividade de manejo florestal no km 83, tem-se alteração na estrutura florestal, principalmente nos componentes que atuam na evapotranspiração. Contudo, os valores de ETP foram próximos aos encontrados na FLONA Caxiuanã. Como o condicionamento fisiológico da transpiração é regulado através da abertura estomática em resposta às condições ambientais como: luz, temperatura, umidade do ar e déficits hídricos junto ao sistema radicular (DAVID *et al.*, 2002). A abertura de clareiras no km 83, o aumento de luz e de temperatura pode implicar no aumento da evapotranspiração.

A vegetação exerce controle sobre o clima através de suas propriedades fisiológicas, em particular o IAF, a resistência estomática, rugosidade de superfície e os efeitos sobre umidade do solo. (DIRMEYER & SHUKLA, 1994; LEAN & ROWNTREE, 1997; XUE, 1997). Com isso, a vegetação dos dois sítios em questão tem características estruturais diferenciadas, pois a mudanças na cobertura da área, causa alterações nas características estruturais e fisiológicas da vegetação (BRONVKIN *et al.*, 1999; CHASE *et al.*, 2000; HECK *et al.*, 2000; ZHAO *et al.*, 2001, ARORA, 2002).

### 5.1.2 – Método Direto

Quando utilizado o Método Direto para comparar os sítios, verificou-se que o km 83, atingiu taxas de evapotranspiração maiores do que km 67, tendo em vista que esse método utiliza apenas a energia disponível (Figura 13). Dessa forma, as taxa mais elevadas de LE o para o sítio em exploração ( $113,00 \pm 13,12 \text{ W.m}^{-2}$ ) favoreceu maior demanda evapotranspirativa para o local, quando comparado como km 67 ( $85,62 \pm 8,16 \text{ W.m}^{-2}$ ).

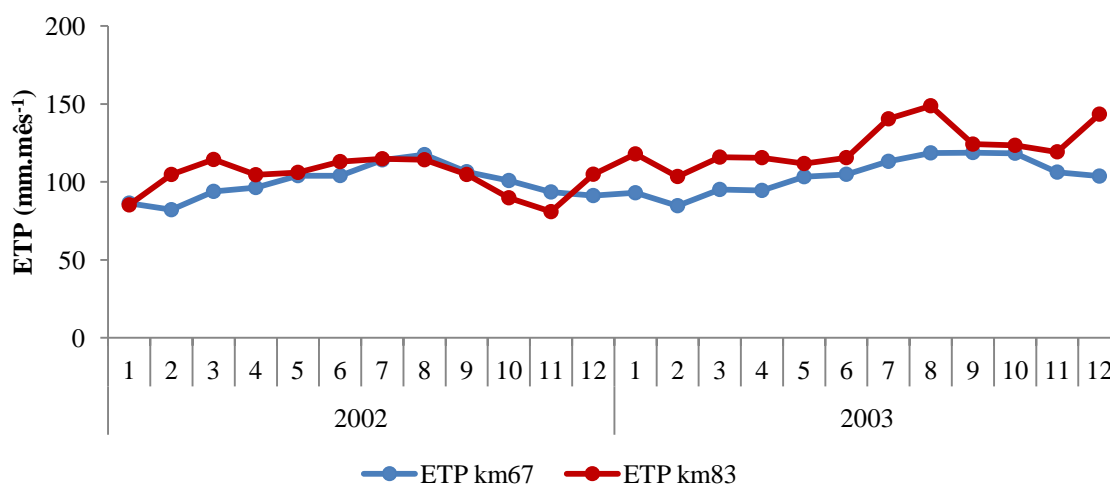


Figura 13 – Evapotranspiração do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003, utilizando o método direto.

Na ANOVA one-away (0,05) obteve-se diferença significativa para a variável de interesse, entre os sítios com o  $F= 12,40$  e  $p=0,001$ , na sazonalidade  $F=11,43$  e  $p=0,001$  e anos  $F= 15,72$  e  $p=0,0002$  e alcançaram diferença significativa a partir do teste Tukey a 0,05 (Figura 14). Na comparação sazonal para o sítio do km 83 para o ano de 2002 o período seco teve media inferior ao chuvoso (Tabela 2). Já no sitio km 67 a floresta evapotranspirou mais na estação seca. A diferença de variação ao longo do período foi maior para o sítio do km 83, o qual tem intervenções de manejo florestal.

Tabela 2 – Evapotranspiração medida pelo método direto ( $\text{mm.mês}^{-1}$ ) e desvio padrão, para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.

Ano	Período			
	chuvoso		seco	
	km 67	km 83	km 67	km 83
2002	94,42±8,9	104,62±10,4	103,91±10,7	101,51±13,6
2003	95,87±7,4	113,31±5,2	113,12±6,7	133,24±12,4

Na avaliação das médias entre as áreas de estudo o km 67 atingiu nível  $101,82 \pm 11,05 \text{ mm.mês}^{-1}$  na evapotranspiração, enquanto o km 83 teve  $113,16 \pm 16,21 \text{ mm.mês}^{-1}$ . Sendo assim, a diferença de evapotranspiração foi de  $11,34 \text{ mm.mês}^{-1}$  para o sítio em exploração a partir do Método Direto. As duas principais variáveis envolvidas na evapotranspiração são a energia disponível na superfície e da maneira que regula a transpiração da vegetação através da sua estômatos (WERTH & AVISSAR, 2004). Para a área de manejo os valores de calor latente elevados foram fundamentais para a obtenção de médias mensais superiores que a do km 67. Uma vez que o Método Direto envolve apenas a quantidade de LE, fica mais difícil de avaliar essas características de dossel citadas, as quais estão ligadas a ETP.

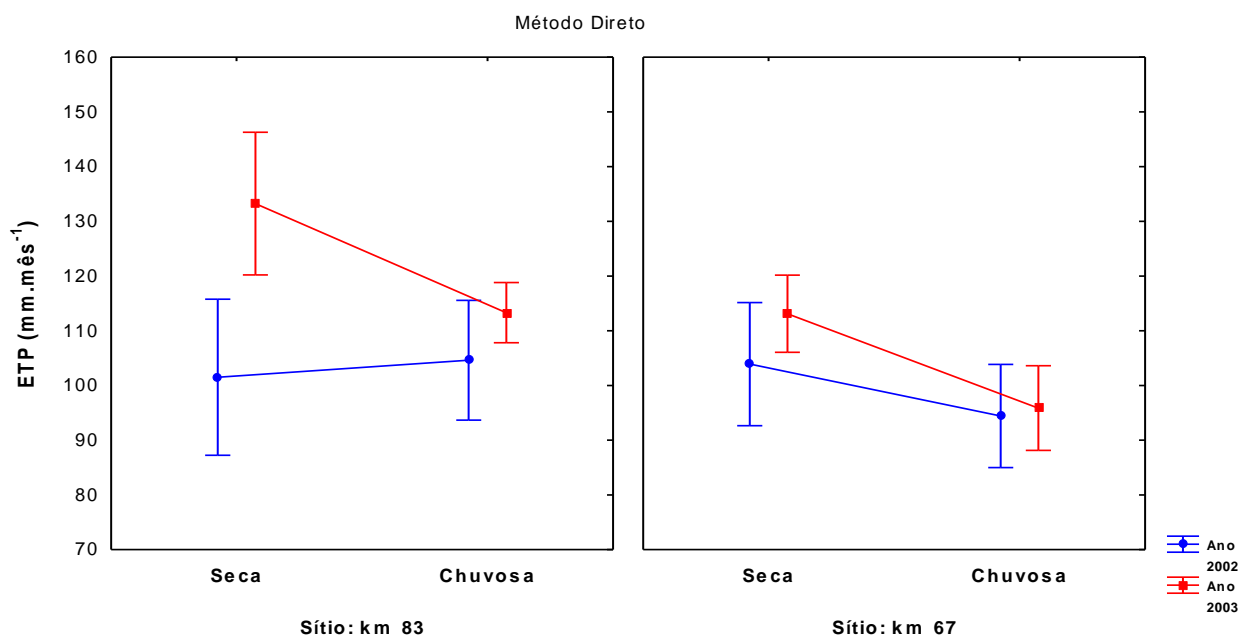


Figura 14 - Diferença das médias de cada sítio calculado a partir do Método Direto para período sazonal dos anos de 2002 e 2003 (teste Tukey a 0,05).

### 5.1.3 – Modelo Priestley-Taylor

Quando comparado os sítios com o modelo Priestley-Taylor, é possível observar uma variação maior para o km 67 do que km 83 (Figura 15). A área com valores elevados teve picos para os meses 2 e 3 para os anos de 2002 e 2003.

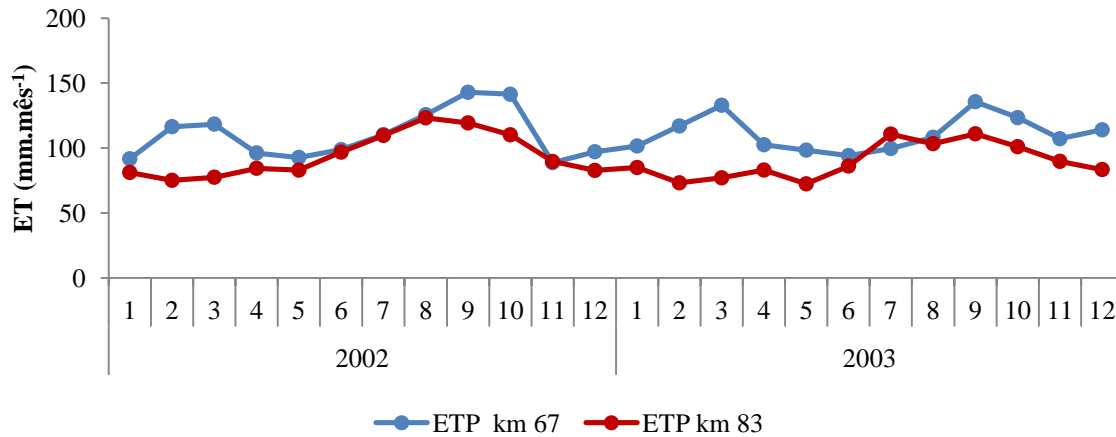


Figura 15 – Evapotranspiração do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003, utilizando o Priestley-Taylor.

Para o modelo Priestley-Taylor, houve diferença para ANOVA (0,05) entre os sítios, comparando o período de estudo, tendo um  $F=11,28$  e  $p=0,01$  e para sazonalidade  $F=35,90$  e  $p=0,000001$ . O teste Tukey a 0,05 obteve-se diferença para estas variáveis (Figura 16). Para os anos de comparação não alcançaram diferença significativa de acordo com a ANOVA.

No sítio km 67 o valor médio para os anos de 2002 e 2003 foi de  $110,62 \pm 16,2$   $\text{mm.mês}^{-1}$ , enquanto que para o sítio do km83 obteve-se  $92,03 \pm 15,2$   $\text{mm.mês}^{-1}$ . Dessa forma, tem-se uma diferença mensal de  $18,59$   $\text{mm.mês}^{-1}$  para esses anos, considerando que a área de manejo possui uma cobertura florestal inferior, a qual proporcionou essa diferença, assim como os fatores físicos do ambiente e o coeficiente Priestley-Taylor, o qual foi ajustado em função da resistência aerodinâmica e estomática. Dessa forma, o coeficiente de Priestley-Taylor que caracterizam processos de troca no dossel e com o controle desses processos e variam em escalas de tempo sazonais e interanuais (WILSON & BALDOCCHI, 2000).

Os valores para o coeficiente de Priestley-Taylor foram 1,00 para o km 83 e 1,17 para km 67 para os anos de 2002 e 2003. Esses valores são semelhantes ao encontrados para Reserva Duck em Manaus, no trabalho de Viswanadham *et al.*, (1991) que teve valores de  $\alpha = 1,16 \pm 0,56$ , o qual ratifica a sensibilidade do coeficiente. Quando é avaliada a evapotranspiração sazonal verifica-se que para ambos os sítios valores de médio superiores para o período seco (Tabela 3) seguindo a mesma tendência do modelo de Penman-Monteith.

Tabela 3 – Evapotranspiração utilizando o Priestley-Taylor ( $\text{mm.mês}^{-1}$ ) e desvio padrão, para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.

Ano	Período			
	chuvoso		seco	
	km 67	km 83	km 67	km 83
2002	102,38±11,9	83,01±7,6	117,69±22,7	105,80±16,2
2003	107,77±14,5	79,46±6,1	114,67±12,9	99,86±11,2

A ETP sazonal para esse modelo, assim com Penman-Monteith, teve valores superiores na estação seca para ambos os sítios. A área de Manejo (Km 83) alcançou valores inferiores para os anos 2002 e 2003, tanto para o período seco quanto para o chuvoso. A avaliação de ETP mensal encontrou-se  $105,07 \pm 14,5 \text{ mm.mês}^{-1}$  ( $3,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ ) para o chuvoso e  $116,16 \pm 22,7 \text{ mm.mês}^{-1}$  ( $3,9 \text{ mm.dia}^{-1}$ ) para seco no km 67, em contra partida a área do km 83 teve  $81,23 \pm 6,8 \text{ mm.mês}^{-1}$  ( $2,7 \text{ mm.dia}^{-1}$ ) e  $102,83 \pm 16,2 \text{ mm.mês}^{-1}$   $3,4 \text{ mm.dia}^{-1}$  para os mesmo períodos.

Rocha *et al.*, (2004) mostraram um valor médio anual de  $3,5 \text{ mm.dia}^{-1}$  na região de Santarém (PA), uma das mais secas da Amazônia. Tomasella *et al.*, (2007) encontrou valor de  $3,9 \text{ mm.dia}^{-1}$ , para a região de Manaus, corroborando com os valores encontrados para os anos de 2002 a 2003 no sitio km 67.

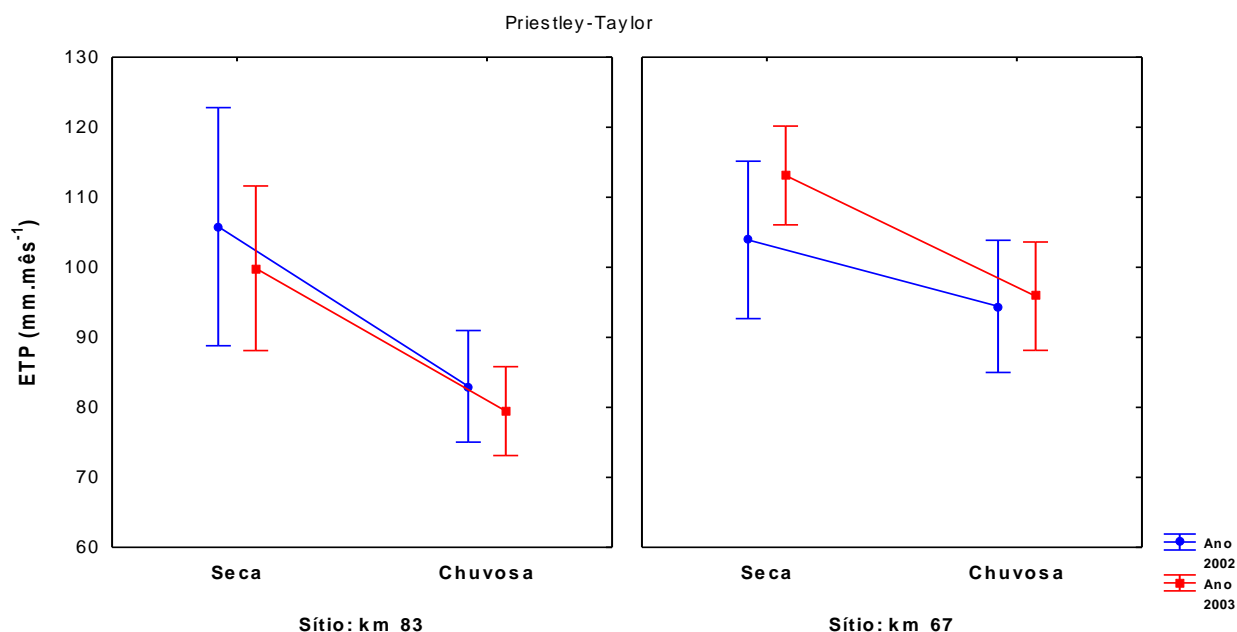


Figura 16 - Diferença das médias de cada sítio calculado a partir do Priestley-Taylor para período sazonal dos anos de 2002 e 2003 (teste Tukey a 0,05).

## 5.2 - Condutância de Superfície

Para que os resultados dos calculo da  $C_s$  fornece-se dados em  $m.s^{-1}$  foi utilizado o valor da temperatura em kelvin ao invés de grau Celsius para os sítios da FNT. A Figura 17 apresentou a distribuição da  $C_s$  para os sítios km 67 e 83. Verifica-se que a diferença entre sítios é evidente, na qual a floresta manejada tem uma distribuição regular ao longo dos anos, enquanto o km 67 tem valores elevados para o primeiro semestre do ano.

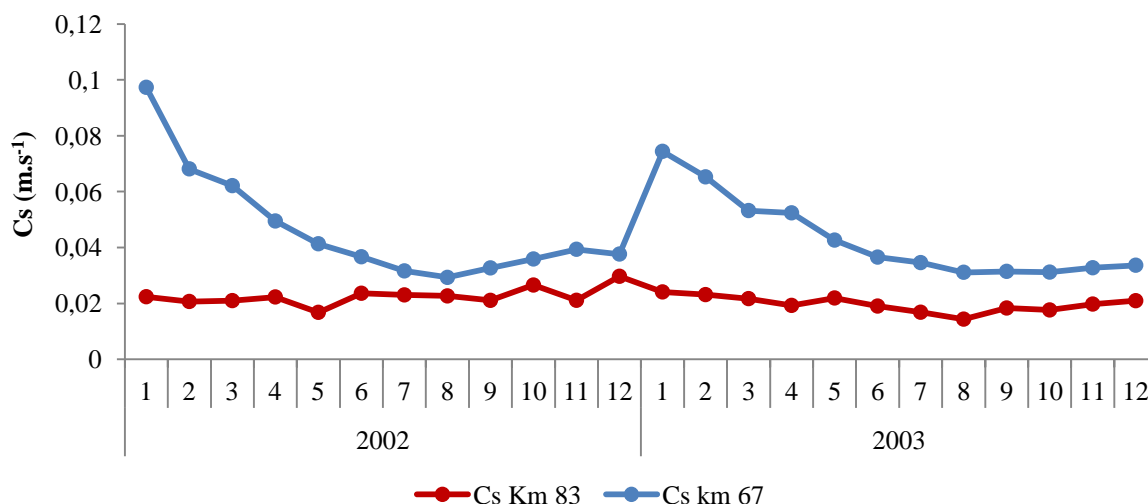


Figura 17 – Condutância de superfície ( $C_s$ ) para do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003.

Na ANOVA (0,05), essa variável apresentou diferença significativa para os sítios ( $F=44,37$  e  $p=0,00000001$ ) e estações ( $F=6,22$  e  $p=0,016$ ) de acordo como teste Tukey 0,05, enquanto não houve a diferença entre os anos. Os sítios alcançaram medias de  $0,021\pm 0,003 m.s^{-1}$  para o km 83 e  $0,045\pm 0,017 m.s^{-1}$  para o km 67. O sitio sem atividade de colheita teve média anual de  $0,046\pm 0,019 m.s^{-1}$  para 2002 e  $0,043\pm 0,014 m.s^{-1}$  para 2003. Já o com Manejo alcançou  $0,022\pm 0,003 m.s^{-1}$  e  $0,019\pm 0,003 m.s^{-1}$ , para os respectivos anos. Na maioria dos casos as alterações de um parâmetro de superfície em particular, como o comprimento de rugosidade ou albedo, são feitas sem levar em conta o realismo biofísico: tais mudanças na natureza não ocorrem sem alterações simultâneas em outros parâmetros (como o IAF, condutância estomática) (PIELKE *et al.*, 1998). O albedo para os sítios foi de 13% para o km 67 e 14% para o km 83, uma diferença de 1% (MILLER *et al.*, 2011).

Na interação Solo-planta-atmosfera os regimes de transferência consideram explicitamente o papel da vegetação na água e afeta o equilíbrio energético, levando em conta as suas propriedades fisiológicas, em particular o IAF e condutância estomática (ARORA, 2002). A condutância estomática é obtida a partir do produto da  $C_s$  com o IAF, assim os



valores para essas duas variáveis no sítio do km 67 são maiores do que no km 83 evidenciando uma maior atividade de interação da superfície floresta.

O sitio km 67 teve valores de condutância de superfície mais elevados, tanto no período seco quanto no chuvoso, quando comparado ao sitio submetido a manejo (Tabela 4). Este teve pouca variação de  $C_s$ , sendo que os valores para o período chuvoso para os dois anos foram os mesmos, enquanto na estação seca os valores foram de 0,024 e 0,018  $m.s^{-1}$  no km 83.

Tabela 4 – Condutância de Superfície ( $m.s^{-1}$ ) e desvio padrão, para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.

Ano	Período			
	chuvoso		seco	
	km 67	km 83	km 67	km 83
2002	0,059±0,022	0,021±0,002	0,034±0,003	0,024±0,003
2003	0,054±0,022	0,021±0,002	0,032±0,022	0,018±0,002

Dessa forma, analisando o parâmetro  $C_s$  para os sitio de manejo floresta (km 83), pode-se inferir que a estrutura de dossel proporciona variações menores ao longo do período de estudo (mínimo de 0,014  $m.s^{-1}$  e máximo de 0,029  $m.s^{-1}$ ). Quando comparado com o sitio km 67, o qual tem distribuição bem definida, com picos no início dos anos e tendo valores de  $C_s$  superiores, com mínimo de 0,031  $m.s^{-1}$  e máximo de 0,097  $m.s^{-1}$ .

Com a variação sazonal da  $C_s$  para os sítios, pode-se dizer que as características estruturais das áreas, como IAF deve influenciar nessas medidas. Sendo que o IAF de uma vegetação depende da composição de espécies, estágio de desenvolvimento, condições locais prevalentes, sazonalidade, manejo adotado (JONCKHEERE *et al.*, 2004). Para o calculo da evapotranspiração, a diferente composição de dossel da floresta deve influenciar nas variáveis utilizadas para o calculo da  $C_s$ .

No nível de dossel, a transpiração é influenciada por variáveis adicionais que inclui IAF e a estrutura de dossel e as propriedades aerodinâmicas determinam as propriedades da camada limite do dossel. Nessa escala o controle de transpiração é tipicamente representado pela  $C_s$  (BOND *et al.*, 2008). Como no km 67 possui uma média de  $C_s$  superior (0,045  $m.s^{-1}$ ) a do km 83 (0,021  $m.s^{-1}$ ) pode-se disser que o controle transpirativo da vegetação é maior na área de  $C_s$  elevada. Sendo que essa variavel está diretamente relacionada aos estômatos que respondem a muitas mudanças em seu ambiente (externos) aéreo como a luz, concentração de  $CO_2$ , temperatura e demanda evaporativa (DODD, 2003).

Diferentes fatores biofísicos controlam a transferência de vapor de água para a atmosfera. Dentre estes podemos destacar: a disponibilidade de energia; a demanda atmosférica por vapor de água; a condição aerodinâmica; e finalmente, por fatores fisiológicos da vegetação (SOUZA FILHO *et al.*, 2005). Para o trabalho desse autor foram obtidos valores de  $C_s$  de  $0,060 \text{ m.s}^{-1}$  para a estação chuvosa e  $0,045 \text{ m.s}^{-1}$  para a menos chuvosa. Nos sítios da FNT teve valores de  $0,056 \pm 0,018 \text{ m.s}^{-1}$  para estação chuvosa e  $0,033 \pm 0,003 \text{ m.s}^{-1}$  na estação seca, para o km 67, enquanto o km 83 teve média de  $0,021 \pm 0,002 \text{ m.s}^{-1}$  para as duas estações (Tabela 4).

### 5.3 - Condutância Aerodinâmica ( $C_a$ )

A  $C_a$  no estudo de Rocha *et al.*, (2004) no km 83, foi de  $0,0287 \pm 0,0073 \text{ m.s}^{-1}$  de julho de 2000 a junho de 2001, enquanto neste trabalho para o mesmo período obteve média de  $0,071 \pm 0,01 \text{ m.s}^{-1}$ . De acordo com Rennó (2003) Monteith sugere um valor de  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$  para uma vegetação muito resistente como é o caso das florestas. A média de para os sítios da FNT foram de  $0,066 \pm 0,007 \text{ m.s}^{-1}$  para o km 83 e  $0,057 \pm 0,004 \text{ m.s}^{-1}$  para o km 67 de 2002 a 2003.

A condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) é definida como o inverso da resistência aerodinâmica (SOUZA, 2002). Para a obtenção dessa variável as componentes como umidade do ar e velocidade do vento e altura da vegetação são responsáveis por regir como a  $C_a$  se comporta (ALLEN *et al.*, 1998) ao longo dos anos de estudos (Figura 18).

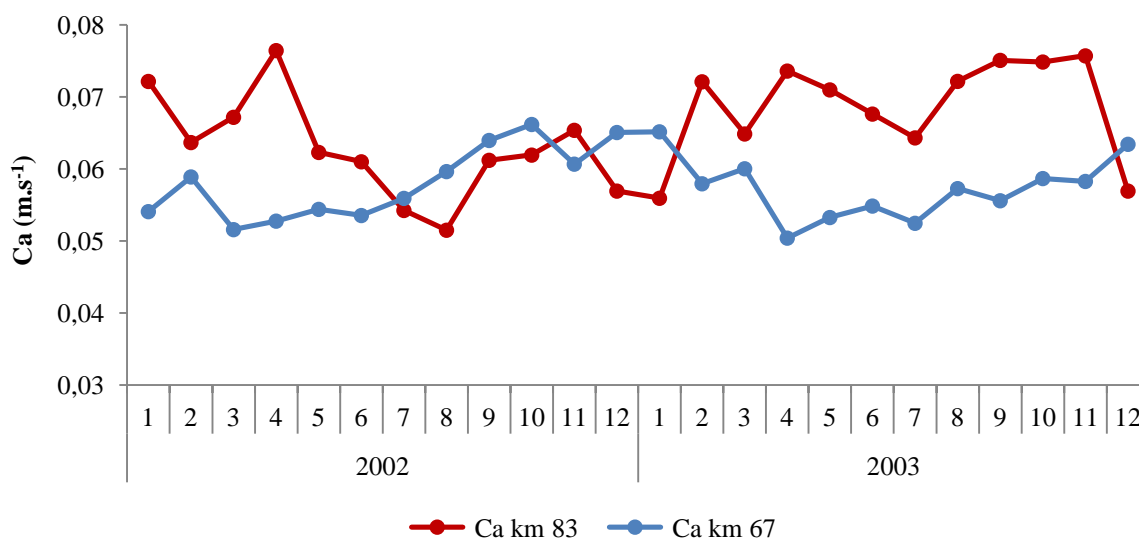


Figura 18 – Condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) pra o km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003.

Na ANOVA a 0,05 detectou-se diferença apenas entre os sítios ( $F=20,51$  e  $p=0,000042$ ) de acordo com o teste Tukey a 0,05. A maior variação de  $C_a$  para o km 83 pode estar relacionada aos parâmetros utilizados na fórmula, assim como, pela maior quantidade de clareiras encontradas na área, as quais podem estar influenciando na  $C_a$  do sítio. A estrutura da floresta também pode afetar essa variável, uma vez que o km 83 tem mais árvores entre 35-100 cm de diâmetro ( $60 \text{ ind. ha}^{-1}$ ) do que o km 67 ( $51 \text{ ind. ha}^{-1}$ ) (MILLER *et al.*, 2011).

A Colheita seletiva de madeira tem causado alterações nas propriedades biofísica das florestas, incluindo estresses hídrico e o vento e mudanças no sistema micrometeorológico (BROADBENT *et al.*, 2008). Quando comparado os sítios do km 67 e km 83, verificou-se que o parâmetro de maior variância foi a  $C_a$  (figura 13), onde no km 83 a variância foi de  $5,49 \times 10^{-5}$  e no km 67 de  $2,14 \times 10^{-5}$ , cujo pode está relacionado as alterações das propriedades mencionadas anteriormente. A  $C_a$  representa as condições físicas do e sobre o dossel e o controle da transpiração de dossel como um todo (KUMAGAI *et al.*, 2004).

Na análise das estações chuvosa e seca, verificou-se que o sítio do km 67 teve médias inferiores, de  $0,056 \pm 0,004$  e  $0,059 \pm 0,004 \text{ m.s}^{-1}$ , respectivamente. No km 83 as médias para as estações no período de estudos foram de  $0,065 \pm 0,006 \text{ m.s}^{-1}$  para chuvoso e  $0,061 \pm 0,008$  para período seco (Tabela 5).

Tabela 5 – Condutância aerodinâmica ( $\text{m.s}^{-1}$ ) e desvio padrão, para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.

Ano	Período			
	chuvoso		seco	
	km 67	km 83	km 67	km 83
2002	$0,054 \pm 0,002$	$0,067 \pm 0,006$	$0,062 \pm 0,003$	$0,058 \pm 0,005$
2003	$0,057 \pm 0,005$	$0,067 \pm 0,006$	$0,057 \pm 0,003$	$0,069 \pm 0,007$

O trabalho de Silva (2010), realizado em uma área de transição entre o bioma Cerrado e Amazônia no estado de Mato Grosso, a condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) foi superior a condutância de superfície ( $C_s$ ) nas estações seca e chuvosa. Os valores de  $C_a$  foram maiores na estação seca em relação à chuvosa, com médias estacionais de 0,05 e 0,04  $\text{m.s}^{-1}$ , respectivamente. Na FNT o km 83 teve médias maiores para o período chuvoso do que para o seco para o ano de 2002 e em 2003 ocorreu o oposto. No km 67 a média para o período chuvoso foi inferior ao seco em 2002 e no ano seguinte a  $C_a$  teve médias semelhantes.

Para uma área submetida a manejo de pastagem, para os anos de 1993 e 1994, o valores de  $C_a$  foram da ordem de 0,034 e 0,027  $\text{m.s}^{-1}$  para o respectivo período (DIRKS &

HENSEN, 1999). Os níveis de  $C_a$  para a floresta foram maiores, nesse estudo ( $0,057 \text{ m.s}^{-1}$  para km 67 e  $0,063 \text{ m.s}^{-1}$  para o km 83).

#### 5.4 - Fator de Desacoplamento

Os valores anuais do fator de desacoplamento tendem a variar anualmente para as florestas nos dois sítios da FNT, sendo que o km 83 obteve  $\Omega=0,35$  e  $\Omega=0,30$  para 2002 e 2003, enquanto no km 67 os valores foram  $\Omega=0,55$  e  $\Omega=0,54$  para os anos em questão. Em uma floresta de *Pinus sylvestris* L. foi observado uma variação anual do fator de desacoplamento para um período de 11 anos, a qual teve valores anuais de máximo e mínimo de  $\Omega = 0,43$  a  $\Omega=0,19$ , com uma média final de  $\Omega=0,32$  (LAUNIAINEN, 2010). A variação de máxima e mínima para o sitio de manejo foi de  $\Omega=0,44$  a  $\Omega=0,28$  para os anos utilizados na comparação com o outro sítio, que apesar de ter uma media próxima da descrita para uma floresta de pinheiro (LAUNIAINEN, 2010) o valor mínimo foi maior e amplitude menor entre os dados. Na Figura (19) tem-se a variação do fator de desacoplamento, o qual tem medias mensais distintas para a área de estudo.

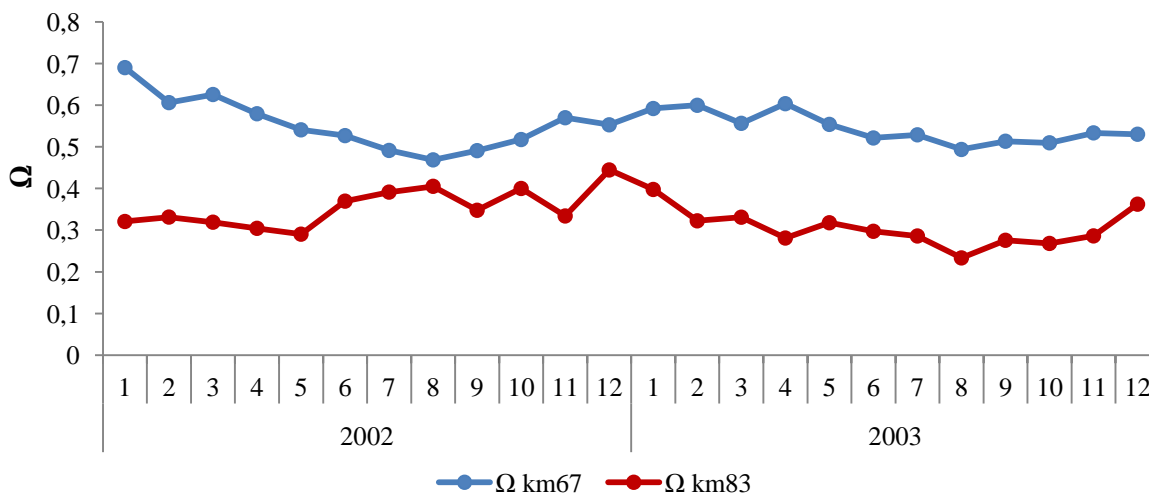


Figura 19 – Fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) para do km 67 e 83 para o período de 2002 e 2003.

Na ANOVA a 0,05 teve-se diferença apenas entre sítios ( $F=220,52$  e  $p=0,001$ ) com o teste Tukey 0,05, enquanto anos e sazonalidade não atingiram diferença na análise de variância. Nesta figura pode-se verificar que os sítios possuem padrões de desacoplamento diferente. Isso mostra que as condições de interação da vegetação com atmosfera não são as mesmas para as duas áreas. Dessa forma, o km 83 com média de  $\Omega=0,33$ , depende mais da vegetação para o processo de evapotranspiração. O km 67 obteve média de  $\Omega=0,55$ , ou seja,

essa área está mais desacoplada com a atmosfera. As plantas que estão bem acopladas com a atmosfera têm  $\Omega$  próximo a zero, o que significa um controle estomático forte. Quando  $\Omega$  aproximasse de um, a plantas estão desacopladas da atmosfera. O controle dos estômatos na transpiração é diminuído no ultimo caso e a transpiração das árvores é controlada pela radiação solar (WULLSCHLEGER *et al.*, 2000, CHEN *et al.*, 2011). Dessa forma, os sítios possuem características diferentes de desacoplamento com a atmosfera, ou seja, esses dependem de condições diferenciadas para evapotranspirar, sendo que km 83 depende mais da vegetação, enquanto o km 67 mais das condições atmosféricas.

O acoplamento depende das características aerodinâmicas da superfície e expressa a conversão de calor sensível do ar circuvizinho em calor latente. Deste modo, uma superfície rugosa interage mais fortemente com a atmosfera quando comparada com uma superfície lisa, proporcionando o consumo maior de calor sensível no processo de remoção de água da superfície por evapotranspiração (PEREIRA, 2004). Em nível foliar, o grau de acoplamento é determinado pela resistência da camada limite, enquanto em nível de dossel da cultura, depende da resistência aerodinâmica (STEDUTO & HSIAO, 1998; SILVA, 2009). A tabela 6 apresenta o fator de desacoplamento para os períodos sazonais parados anos de 2002 e 2003.

Tabela 6 – Fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) e desvio padrão, para o período chuvoso e seco dos anos 2002 e 2003.

Ano	Período			
	chuvoso		seco	
	km 67	km 83	km 67	km 83
2002	0,59±0,05	0,32±0,02	0,51±0,03	0,38±0,04
2003	0,57±0,03	0,32±0,04	0,52±0,01	0,28±0,04

O fator de desacoplamento para o período chuvoso foi superior ao seco no sitio do km 67. No km 83 teve mesma média para a estação com maior pluviosidade e valor superior a ao período seco de 2002 e inferior a 2003 (Tabela 6). Geralmente floresta tem um valor  $\Omega$  indicativo da maior importância da energia disponível na condução da evapotranspiração durante o período úmido, considerando relativamente, menor a importância do controle estomático, devido o IAF elevado (SOUZA FILHO, 2002; WULLSCHLEGER *et al.*, 2000; MEINZER *et al.*, 1997). Por isso, a variação do  $\Omega$  durante os períodos sazonais é importante para verificar como se comporta os processos de troca da vegetação.

O controle estomático de transpiração diminui a medida que  $\Omega$  aproxima-se de 1,0, por que a pressão de vapor na superfície torna se cada vez mais dissociada do que na massa de

ar. E valores  $\Omega$  típicos da faixa de 0,1 são encontrados em coníferas, enquanto para condutância estomática elevada para 0,5 ou maior em árvores folhosas, são mais elevadas em vegetação densa e herbácea (BOND *et al.*, 2008). Sendo o valor do km 67 ( $\Omega=0,55$ ) condizente com o tipo de vegetação citada anteriormente.

Souza Filho *et al.*, (2002) apresentaram desacoplamento da floresta Amazônica localizada em Caxiuanã em relação a atmosfera, com valores horários médios de  $\Omega$  maiores para o período chuvoso pela manhã e declínio durante a tarde. GRANIER *et al.*, (1996), encontrou valor de 0,38 para a floresta tropical. Dessa forma, o km 83 possui uma média próxima a esse valor para o mesmo tipo de vegetação.

## **5.5 - Manejo Florestal**

O Manejo florestal obtém resultados que demonstram que o grau de perturbação na área é relativamente baixo (FRANCEZ *et al.*, 2007). No trabalho realizado na área do km 83 para a análise da estrutura da floresta pré e pós-colheita, verificou-se que não houve diferença significativa ao término do manejo (XIMENES *et al.*, 2011). Para as considerações sobre o manejo florestal na evapotranspiração serão discutidos parâmetros, como características do solo, incremento arbóreo após a exploração e abertura de dossel.

### **5.5.1- Solos dos Sítios**

Práticas de Manejo Florestal compreendem o planejamento da colheita, execução da infra-estrutura e técnicas operacionais, as quais objetivam reduzir os danos ambientais do corte da madeira e aumentam a eficiência das operações (BOLTZ *et al.* 2003; POKORNY *et al.* 2008). E os danos de colheitas ocorridos no sítio do km 83 estão relacionados, a estrutura da vegetação e do solo. Como os sítios têm solos de mesma classificação, mas com textura diferente, no km 83 Latossolo amarelo distrófico de textura média/muito argilosa o km 67 Latossolo amarelo de textura muito argilosa, que apesar da pequena diferença de textura podem influenciar no armazenamento de água.

Precipitação do km 67 e km 83 foram de 2.926,84 e 2.941,47 mm, respectivamente para o período de 2002 a 2003. Esses sítios possuem precipitação semelhante para os anos de comparação. As características texturais dos solos o km 67 e no sítio do km 83 podem estar relacionadas ao processo de retenção de água no solo, uma vez que para que ocorra a evapotranspiração é necessário que se tenha uma disponibilidade hídrica.

Em áreas que possuem classificação de solos semelhantes aos dos sítios de estudos valores de água disponível são da ordem de 0,393 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> no para o mesmo tipo de solo do km 67 e de 0,295 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> para um solo semelhante ao km 83 (OLIVEIRA JUNIOR *et al.*, 1997). E com essas diferenças pedológicas o solo pode influenciar diretamente no processo evapotranspirativo da floresta, tanto para os processos de infiltração quanto retenção.

A serapilheira produz muitos benefícios para o solo, minimizando o impacto da exploração e do transporte de madeira, protegendo a superfície do solo mineral (SEIXAS *et al.*, 1998), e melhorando suas propriedades. Alguns autores, como Nagaoka *et al.* (2003), classificam os solos com pouca matéria orgânica, como mais susceptíveis à compactação pelo tráfego e ação de maquinários.

A quantidade de resíduos lenhoso (RL) produzidos durante o processo de colheita de madeira explicar a produtividade dos sítios de manejo florestal quanto à ciclagem e armazenamento de nutrientes e água (KELLER *et al.*, 2004; CRUZ FILHO & SILVA, 2009). A quantidade de RL produzido está diretamente relacionada com a intensidade de exploração, no sítio do km 83 foi de 25 – 30 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup> para os anos de estudos, sendo que a média de RL foi de 50,7 Mg.ha<sup>-1</sup>, para floresta sem distúrbio e de 76,2 Mg.ha<sup>-1</sup> para floresta manejada (KELLER *et al.* 2004).

Com a maior quantidade de resíduos produzidos, o solo da área em exploração não será exposto, o que proporciona uma menor perda de umidade, e de acordo com contribui para a estabilidade do solo, prevenção de erosão em relevos inclinados e estocagem do carbono em longo prazo (STEVENS, 1997). Dessa forma, a atividade de Manejo aumenta o material orgânico novo no solo (folhas e galhos) e o teor de carbono no solo (FREDERICKSEN e PUTZ, 2003). O que é fundamental para reduzir o impacto no solo a ajudar a manter o equilíbrio dos processos hídricos da floresta como, a infiltração, retenção e evaporação do solo. No cálculo de evapotranspiração para o Modelo de Penman-Monteith, quando analisada a influência do solo no valor final verificou-se que a medida de fluxo de calor no solo variou proporcionando uma evaporação de 0,5 a 1 mm.mês<sup>-1</sup>.

Caso o solo ficasse exposto e muito compactado a água que normalmente se infiltra, pode atuar no processo de lixiviação. Isso porque o solo tem função muito importante na no armazenamento da precipitação. Quando analisada a evapotranspiração de 2001 a 2003 (Figura 20) a partir do modelo de Penman-Monteith, o qual é mais criterioso pela quantidade de parâmetros envolvidos e por ter boa correlação com o regime de precipitação, foi possível

perceber que o sítio submetido ao manejo não tem alteração brusca para a variável de interesse. Com um acumulado anual de 1325,74, 1355,71 e 1287,48 mm.ano<sup>-1</sup> para os anos de 2001, 2002 e 2003, sendo essa evapotranspiração pode ter sido influenciada pelo nível de precipitação da área que foi de 1499,11, 1415,69 e 1525,78 mm para os anos citados respectivamente.

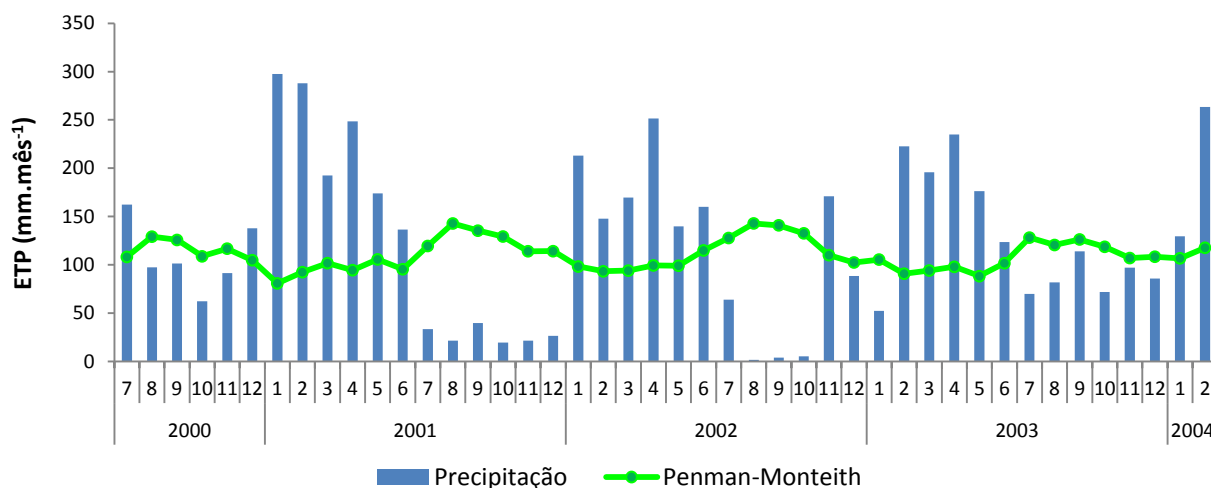


Figura 20 – Evapotranspiração (Penman-Monteith) e precipitação em mm.mês<sup>-1</sup> para o sítio do km 83.

Como a atividade de colheita florestal foi iniciada no segundo semestre de 2001, foi possível ter um panorama da evapotranspiração antes e após o manejo florestal. Na figura 20 onde tem-se a distribuição pluviométrica e a ETP calculada a partir de Penman-Monteith, é possível verificar que não ocorre uma variação acentuada se comparado os semestre anterior e posterior a atividade madeireira, algo comprovado na ANOVA ( $F=4,36$  e  $p=0,007$ ), onde o teste Tukey não obteve diferença significativa para os anos. As médias de ETP para o período seco de 2000 a 2003 foram de 115,58; 125,88; 126,13 e 118,19 mm.mês, respectivamente. Os anos de 2000 e 2003, os quais obtiveram as menores média, deve-se a maior pluviosidade de cada período.

ASNER *et al.*, (2005) relata que a exploração seletiva da madeira causa danos nas árvores remanescentes, na vegetação do sub-dossel, processos hidrológicos e solos. Contudo, ao verificar a distribuição da evapotranspiração ao longo do período de estudo, não se teve mudanças drásticas nas suas medidas, o que pode estar relacionado a capacidade de recuperação da florestas a distúrbios ocasionados em sua estrutura. A menor evapotranspiração para o ano de 2003 pode está relacionada com a precipitação, a qual foi maior do que nos anos anteriores.



### 5.5.2 – Crescimento da Floresta

A taxa de crescimento de uma floresta após a execução do Manejo Florestal é maior nos primeiros anos e posteriormente tende a diminuir com o passar dos anos até chegar a valores de uma floresta não explorada. No trabalho realizado na FNT para o período de 1981-1997 próximo ao km 67, o monitoramento de parcelas, verificou-se que a floresta teve um crescimento de  $5,81 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$  de 1981 a 1983. Isso está relacionado ao aumento de abertura do dossel que com o passar dos anos tende a se dissipar (COSTA *et al.*, 2008). Então se a floresta tem a taxa de crescimento elevado devido a abertura de dossel após o manejo, pode-se inferir que o estímulo as espécies de rápido crescimento nos níveis inferiores ocorre devido o aumento da radiação e conseqüentemente do metabolismo, o qual influência na evapotranspiração.

Em pesquisas na FNT, mostra que a exploração e as conseqüentes mudanças na estrutura do dossel alteraram a composição florística do povoamento, reduzindo o número de espécies tolerantes à sombra e estimulando a regeneração de espécies heliófilas, e que a extração de árvores estimulou o crescimento, mas esse estímulo foi passageiro, durando apenas três anos. As taxas de crescimento, treze anos após a exploração, são semelhantes a de uma floresta não-explorada (SILVA *et al.* 1999). A dinâmica de crescimento da floresta, as espécies heliófilas geralmente são responsáveis pela colonização de pequenas e grandes clareiras tanto em florestas exploradas como não exploradas. Isso pode ser uma resposta positiva da vegetação, que tende a ser estabelecer o mais rápido possível aos distúrbios, e dessa forma se recupera impacto de exploração.

A taxa de crescimento do sitio km 83 foi maior do o km 67 no artigo de Miller *et al.*, (2011), sendo que a área em manejo o incremento diamétrico foi de 0,6 cm/ano antes da exploração, para 1,21 cm/ano após três anos. Já o km 67 variou de 1,04 para 1,34 cm/ano. Isso comprova que o sítio em exploração tem incremento maior, o que pode está ligado aos fatores como a ecologia das espécies envolvidas na colonização e abertura de dossel, que conseqüentemente deve influências nos processos biogeoquímicos das florestas, como a evapotranspiração.

Para uma área de exploração no km 114 na FNT para o período de 1983 a 1989, submetida a dois tratamentos com diferentes intensidades de exploração (Tratamento 1 – corte de 14 árvores.ha<sup>-1</sup> com volume de (68m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>); Tratamento 2 – corte de 11 árvores.ha<sup>-1</sup>, com volume de (78 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>)), o incremento no diâmetro variou de 0,42 a 0,39 cm.ano<sup>-1</sup> para os dois

tratamentos. Na área controle (sem tratamento) a taxa de incremento foi de  $0,18 \text{ cm.ano}^{-1}$  (CARVALHO *et al.*, 2004). Com um taxa de incremento elevada no pós-exploratório a floresta aumenta sua taxa de produção primária, a qual pode ajudar a na manutenção de processos biogeoquímicos da floresta, assim como, a evapotranspiração. Encinas *et al.*, (2005) relata que o ritmo do crescimento é influenciado por fatores internos (fisiológicos), externos (ecológicos) e pelo tempo.

Um dos fatores que mais influenciam no crescimento das árvores tropicais é a luz que chega às copas (JOHNS *et al.*, 1996). Assim como, na abertura das clareiras, a regeneração natural, suprimida com baixo nível de radiação, passa a ser capaz de crescer sob o aumento da radiação (HIRAI, 2008).

Pequenas clareiras, como aquelas formadas pela queda de um galho, normalmente não promovem as condições microclimáticas para o estabelecimento de espécies pioneiras. Nessas condições, as espécies de clímax normalmente preenchem a clareira pelo crescimento lateral dos galhos. Por outro lado, se a clareira é grande, ela é primeiramente colonizada pelas espécies pioneiras. Assim, o tamanho das clareiras deve ser levado em consideração quando se planeja a exploração florestal (JARDIN *et al.*, 2007).

### **5.5.3 – Abertura de Dossel**

O Manejo Florestal utiliza as melhores técnicas de colheita, de modo a reduzir os danos a floresta remanescente e solo, proteger a qualidade da água, atenuar o risco de incêndios e ajudar a manter a regeneração e proteção da diversidade biológica (CUNHA, 2004; HIRAI, 2008). Quando verifica-se a  $C_s$  para o Km 83 (figura 21) é possível perceber no ano de 2003 com menor media ( $0,020 \text{ m.s}^{-1}$ ), comparado a 2001 e 2002 ( $0,024$  e  $0,022 \text{ m.s}^{-1}$ ), o que corresponde a variação semelhante do acumulado da evapotranspiração para os anos em questão. As alterações nos valores dessas variáveis podem está ligados a alterações aos parâmetros de superfícies, como abertura de dossel ou mudanças nas variáveis micrometeorológicas.

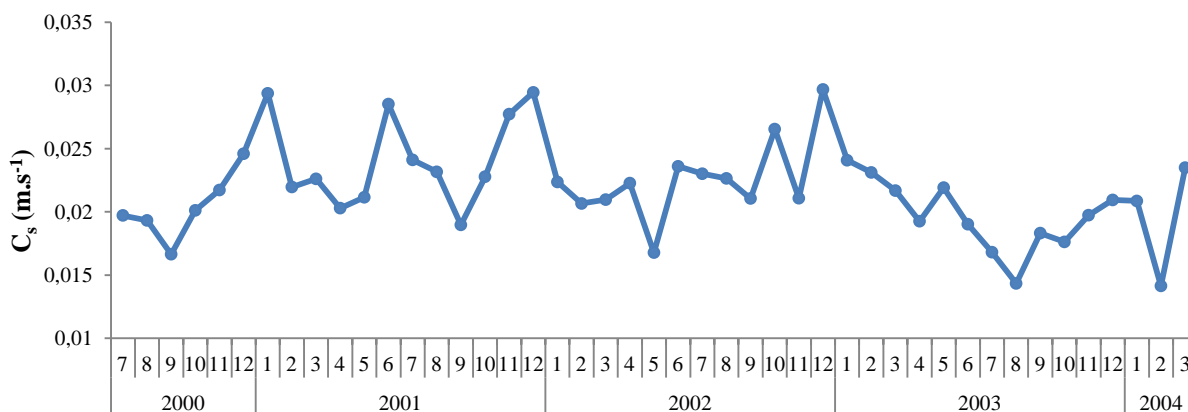


Figura 21 – Condutância de superfície para o sitio do km 83 de 2000 a 2004.

O  $C_s$  manteve-se entre um intervalo de 0,015 a 0,030  $m.s^{-1}$  até o julho de 2003, ou seja ela não teve valores médios decrescente, o que poderia ser relacionado a abertura de dossel pelo processo de exploração, algo justificado pela eficiência do manejo da floresta. A redução da cobertura vegetal altera diversos processos ecológicos, biogeoquímicos e micrometeorológicos (ASNER *et al.*, 2004). Assim, não tem-se alterações elevadas nas médias anuais de valores de  $C_s$  para os primeiros anos (2001 com 0,024  $m.s^{-1}$ ; 2002 com 0,022  $m.s^{-1}$ ). Na ANOVA 0,05 teve-se diferença ( $F=6,47$  e  $p=0,002$ ), sendo que o ano de 2001 foi significativamente diferente dos anos de 2000 e 2003, a partir do teste Tukey a 0,05, isso se justifica pelo fato do ano 2000 ter apenas 7 meses de dados e com valores inferiores aos anos posteriores. E 2003 obteve menor média anual para o período de estudos, a qual pode ter ocorrido devido maior taxa de precipitação deste ano.

O efeito benéfico da abertura do dossel no desenvolvimento das árvores perdura até quatro anos após a exploração, quando o crescimento médio em diâmetro diminui para todas as espécies. Isso foi explicado pelo fechamento do dossel da floresta, e aumento na competição entre as árvores. Quando não há tratamento pós-exploratório para estimular o crescimento, é natural que à medida que o tempo passe, a taxa de crescimento diminua até atingir o nível de uma floresta não-explorada (COSTA *et al.*, 2008). Com o efeito de abertura de dossel durante de três a quatro anos segundo mencionados pelos autores, a projeção é que a floresta não tenha impacto expressivo na ETP.

Pesquisas desenvolvidas em florestas tropicais demonstram que os benefícios do manejo florestal são limitados pela intensidade da exploração (VAN DER HOUT, 1999). Dessa forma, um dos principais impacto na área em exploração que pode afetar a evapotranspiração é a abertura de dossel a partir da derrubada das arvores.

Estudos realizados por Johns *et al.*, (1998) na região de Paragominas, com intensidade de exploração de 30 a 37 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup> demonstram que a derrubada na operação planejada criou aberturas menores no dossel, danificando menos árvores do que na operação sem planejamento. A redução do dossel associada à exploração foi de 10% na operação planejada e de 19% na operação sem planejamento. Na FNT com intensidade de exploração em torno de 25-30 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>, caso fosse feita uma projeção para a abertura de dossel seria de 10%. Esse valor estaria de acordo com os resultados de Pereira Jr. *et al.* (2001) na Amazônia Brasileira, onde a floresta manejada danificou 10,9% do dossel da floresta, enquanto a exploração convencional 21%.

Em florestas manejadas, as clareiras são geralmente maiores e mais numerosas e o solo compactado pelo maquinário pesado. Nessas áreas o tamanho das clareiras varia em função do número de árvores cortadas, ou seja, quanto maior for o número de árvores cortadas, maior será a abertura no dossel da floresta (VAN DER HOUT, 1999).

Um trabalho na região de Paragominas, obtiveram valores para abertura no dossel variando de 10,9% a 21,6% para a área de manejo e exploração convencional, respectivamente (PEREIRA Jr. *et al.* 2001). Enquanto que Johns *et al.* (1996) encontraram em seu estudo numa área de exploração convencional, uma perda do dossel de 21,8% contra 10% para a floresta manejada (Figura 22). Para uma intensidade de corte de oito árvores por hectare, na área de manejo florestal (15,4%) e convencional (15,8%) tiveram resultados equivalentes para as perdas do dossel (VAN DER HOUT, 1999).

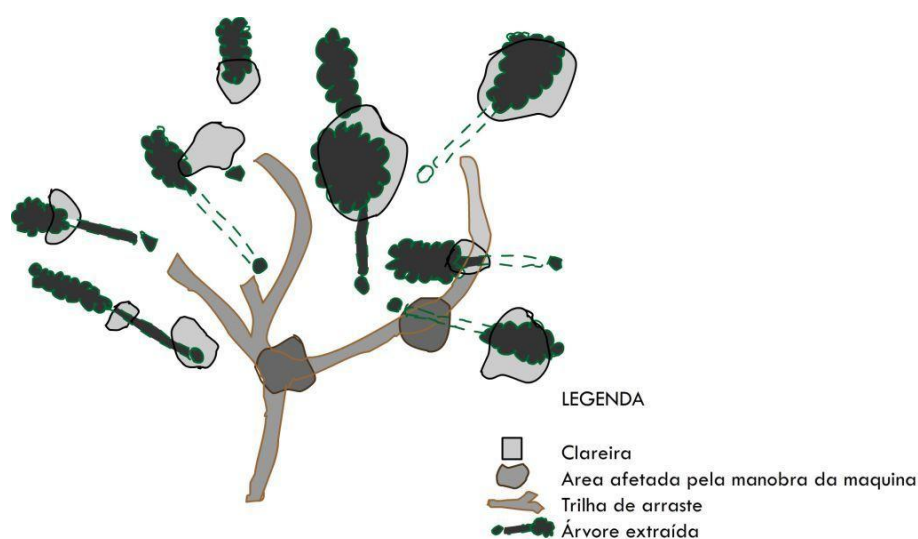


Figura 22 – Impacto da exploração florestal, abertura de dossel gerada pela atividade de Manejo da floresta, adaptado de Johns *et al.*, (1996).

Para uma floresta em Paragominas com altura em torno de 35 a 40 m de altura, com intensidade de exploração de  $21 \text{ m}^3.\text{ha}^{-1}$  pôde-se observar que em virtude da exploração, o percentual médio de abertura do dossel nas parcelas experimentais passou de 4,9 % para 10,8 %, o que significa um incremento médio de 131% de entrada de luz na floresta (FERREIRA, 2005).

O albedo calculado para os dois sítios a partir do MODIS, teve resultado de 0,142 a 0,136 para o km 67 e de 0,145 - 0,149 para o km 83 para os anos de 2001 a 2004 (MILLER *et al.*, 2011). Com essa variação para a área de manejo, leva a crer que a abertura de dossel teve variações inferiores a do sitio km 67. A Reserva do Jarú localizada a 80 km de Ji-Paraná e Reserva Ducke a 25 km de Manaus tiveram valores da ordem de 12,5% a 13% de albedo, respectivamente para o trabalho de Querino *et al.*, (2006). Para os sítios da FNT a media para o km 67 de 13,9% e km 83 de 14,7% para os valores citados por Miller *et al.*, (2011), assim, o km 83 reflete mais energia que o km 67.

Além de se preocupar com os danos na vegetação e no solo, o manejo florestal também objetiva diminuir os impactos das operações florestais no regime de luz da floresta. A abertura do dossel nos transectos antes da colheita se mostrou duas vezes maior do que foi observado em outra floresta natural (GERWING, 2002). A intensidade de colheita influencia no tipo de vegetação que irá desenvolver-se na área, principalmente devido à formação de clareiras de diferentes dimensões, responsáveis pelo início do processo dinâmico da regeneração natural (FRANCEZ, 2006).

Whitmore (1990) afirma que o dossel florestal apresenta-se em um estado de fluxo contínuo com o desenvolvimento de aberturas que podem ser pequenas ou grandes. Essa consideração reflete bem o que pode está acontecendo no km 83 a pós a exploração em que a abertura de dossel pode ser fechada em um período não tão longo. Por isso, de acordo com Jardin *et al.*, (2007) a exploração florestal beneficia um conjunto de espécies com maior demanda por radiação e, muitas vezes, pode dispensar a aplicação de tratamentos silviculturais para estimular a regeneração natural das espécies comerciais, na sua maioria espécies com maior grau de heliófilia.

Grandes ou freqüentes perturbações no dossel florestal favorecem as espécies pioneiras com um histórico de adaptação a distúrbios severos (rápido crescimento, baixa longevidade) em detrimento das espécies tolerantes a sombra de crescimento lento que não

alcançarão à maturidade. Em níveis de perturbação intermediária existirão muitos nichos disponíveis, permitindo que muitas espécies coexistam (MOLINO e SABATIER, 2001).

Numa área que sofreu colheita florestal seletiva, o tamanho das clareiras é muito próximo, pois são aberturas provocadas pelo corte de uma ou mais árvores, dependendo da distribuição espacial das mesmas e da disponibilidade de espécies que estão sendo exploradas (JARDIN *et al.*, 2007).

A abertura de clareiras, estradas e trilhas de colheita aumentam a quantidade de luz no sub-bosque da floresta, favorecendo o aparecimento de espécies pioneiras (CROME *et al.*, 1992). Silva *et al.*, (1999), ao estudarem o crescimento e rendimento de uma floresta tropical aos 13 anos após a colheita florestal, afirmaram que a exploração causa mudanças na estrutura do dossel e na composição florística do povoamento, reduzindo o número de espécies tolerantes à sombra e estimulando o aparecimento de espécies demandantes de luz.

Em áreas exploradas é importante observar as aberturas provocadas pela extração de madeira, em especial as clareiras abertas pela derruba das árvores. Maiores aberturas propiciam melhores condições para o crescimento das árvores e, em muitos casos, induzem a regeneração natural. É sabido que um dos fatores que mais influenciam o crescimento das árvores tropicais é a luz que chega às copas (JOHNS *et al.*, 1996). É comum espécies pioneiras apresentarem maior densidade em clareiras grandes e espécies tolerantes à sombra não definirem precisamente seu ambiente (MARTINS FILHO, 2006). Asner *et al.*, (2004b) encontrou de 80 a 90% de redução na área de abertura de clareiras no período de 3,5 anos.

## 6 - CONCLUSÕES

A dinâmica de evapotranspiração para os dois sítios na FNT, em conjunto com os modelos e parâmetros de superfície levaram as seguintes conclusões:

- Tanto o Penman-Monteith quanto o Priestley-Taylor tiveram médias de evapotranspiração mensal superior para o km 67, devido os mesmos agregarem em seus modelos parâmetros como resistência aerodinâmica e de superfície. Enquanto o Método Direto, o qual tem o calculo baseado na energia disponível, teve maior media mensal para a área manejada (km 83).
- A evapotranspiração para o km 83, não demonstra alteração brusca para o período de 3 anos, o que denota um equilíbrio após a execução do manejo florestal, avaliando-se a partir do método de Penman-Monteith.
- O solo do km 67 por ser de textura mais argilosa que o km 83, possui uma capacidade de retenção maior. Algo diretamente relacionado a quantidade de água disponível para o processo evapotranspirativo. Esse pode ser um dos motivos da floresta do km 67 evapotranspirar mais, devido sua disponibilidade hídrica.
- Após a atividade de Manejo Florestal é comum a floresta ter uma taxa de incremento maior que uma área de floresta primária. Isso levar a inferir que se a floresta está crescendo mais após a colheita então ela não deve diminuir as taxa de evapotranspiração.
- Quando analisada parâmetros de superfície como a  $C_a$ ,  $C_s$  e  $\Omega$ , foi possível perceber que os sítios possuem características estruturais distintas, que influenciam no processo de evapotranspiração da floresta. E isso é ratificado também pelo IAF, albedo e número de indivíduos arbóreos.
- Com uma taxa de abertura de dossel estimada de acordo com a intensidade de exploração, não se teve alteração significativa na media anual da  $C_s$  para o período de 2001-2002 logo após o Manejo, o que evidencia um equilíbrio na vegetação.
- Após a atividade de manejo a floresta mantém os níveis de evapotranspiração de acordo com a precipitação para o modelo de Penman-Montheith, em virtude das maiores taxas de incremento proporcionado pela abertura de dossel, a qual aumenta a incidência de luz nas árvores nos estratos inferiores.

## 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R. G. *et al.*. **Crop Evapotranspiration**, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy. FAO publication 56, 1998, p. 290.
- ALVES, F. S. M.; FISCH, G. I.; VENDRAME, I. F. Modificação do Microclima e Regime hidrológico devido ao desmatamento na amazônia: estudo de um caso em rondônia (RO), Brasil. **Acta Amazonica**. n. 29, v. 3, p. 395 – 409, 1999.
- ARAGÃO, L. E. O. C.; SHIMABUKURO, Y. E.; SANTO, F. D. B. E. Integração de dados Geo-Espaciais para definição de Unidades da paisagem na região do Tapajós: aquisição de parâmetros ecológicos no campo para modelagem da produtividade florestal em escala regional. **Anais XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Belo Horizonte, INPE, p. 1263 – 1270, Brasil, 05 - 10 abril 2003.
- ARORA, V., 2002. Modeling vegetation as a dynamic component in soil–vegetation–atmosphere transfer schemes and hydrological models. **Reviews of Geophysics**, 40, 3.1–3.26.
- ASNER, G. P.; *et al.*. Canopy damage and recovery after selective logging in Amazonia: Field and satellite studies, **Ecological Application**., 14(4), S280 –S298, 2004a.
- ASNER, G. P.; KELLER, M.; SILVA, J. N. M. Spatial and temporal dynamics of forest canopy gaps following selective logging in the eastern Amazon. **Global Change Biology**, v. 10, p. 765-783, 2004b.
- ASNER, G. P. et al.. Selective logging in the Brazilian Amazon. **Science**, v. 230, p. 480-482, 2005.
- BALDOCCHI, D. D. Assessing eddy covariance technique for evaluating corbone dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global change biology** 9, p. 479 – 492, 2003.
- BEST, A., *et al.*. **A critical review of paired catchment studies with reference to seasonal flow and climatic variability**. CSIRO Land and Water Technical. MDBC Publication 2003, 56 p.
- BOLLE, H. J. Scientific goals of the IGBP Core Project "Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle". Exchange Processes al the Land Surface for a Range of Space and Time Scales, **The International Association of Hydrological Sciences**. RHS Publ. nº. 212, P. 3-11, 1993.
- BOLTZ, F.; HOLMES, P.T.; CARTER, D. R.. Economic and environmental impacts of conventional and reduced-impact logging in Tropical South America: a comparative review. **Forest Policy and Economics** 5: 69-81, 2003.
- BOND, B.J.; MEINZER F.C.; BROOKS, J.R.. How Trees Influence the Hydrological Cycle in Forest Ecosystems. **Hydroecology and Ecohydrology: Past, Present and Future**., p. 7 – 36, 2008.
- BRASIL. **Decreto nº 1282, de 19 de outubro de 1994**. Regulamenta os artigos 15, 19, 20 e 21, da Lei nº 4.771, de 15 de setembro de 1965, e de outras providências. Lex. São Paulo, nº 58, p.1342-1345, out. 1994.
- BROWN, S., LUGO, A.E. Tropical secondary forests. **Journal of Tropical Ecology** 6 (1990): 1-32.
- BROADBENT, E. N. et al.. Forest fragmentation and edge effects from deforestation and selective logging in the Brazilian Amazon. **Biological Conservation**, 141, p. 1745 –1757, 2008.
- BRUIJNZEEL, L.A. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? **Agriculture, Ecosystems and Environment**, n. 104, p. 185–228, 2004.
- CARVALHO, J. O. P.; SILVA, J. N. M.; LOPES, J. C. A. Growth rate of a terra firme rain forest in Brazilian Amazonia over an eight-year period in response to logging. **Acta Amazônica**, Vol. 34(2): p. 209 - 217, 2004.



- CHEN, L. et al. Biophysical control of whole tree transpiration under an urban environment in Northern China. **Journal of Hydrology**, n. 402, p. 388–400, 2011.
- CORREIA, F. W. S. et al. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. **Mudanças climáticas. Ciência e Cultura**; v.59; n.3; São Paulo jul./set. 2007.
- COSTA, D. H. M.; SILVA, J. N. M.; CARVALHO, J. O. P.. Crescimento de árvores em uma área de terra firme na floresta nacional do tapajós após a colheita de madeira.. **Revista de Ciências Agrárias**, Belém, n. 50, p. 63-76, jul./dez. 2008.
- CROME, F. H. J.; MOORE, L. A.; RICHARDS, G. C. A study of logging damage in unplanned rainforest in North Queensland. **Forest Ecology and Management**, v. 49, p. 1 – 29, 1992.
- CRUZ FILHO, D.; SILVA, J. N. M.. Avaliação da quantidade de resíduos lenhosos em floresta não explorada e explorada com técnicas de redução de impactos, utilizando amostragem por linha interceptadora, no Médio Mojú, Amazônia Oriental, Brasil. **Acta Amazônica**, vol. 39(3): p. 527 – 532, 2009.
- CUNHA, E. Os Desafios da Amazônia Legal. **Revista do Tribunal de Contas da União**, p. 13-22, 2004.
- DAVID, T. S. *et al.*. Transpiração em Árvores Isoladas de um Montado de Azinho. Evolução Sazonal e Condicionantes Hidráulicas. **Silva Lusitana**, 10 (2): p. 133 - 149, 2002.
- DIRKS, B. O. M.; HENSEN, A.. Surface conductance and energy exchange in an intensively managed peat pasture. **Climate Research**, vol. 12: 29 –37, 1999.
- DIRMEYER, P.A.; J. SHUKLA, Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation, **Journal Geophysical Research**, 99, 863–877, 1994.
- DODD, I.C. Hormonal interactions and stomatal responses. **Journal of Plant Growth Regulation**, v.22, p.32-46, 2003.
- DUNN, S.M., MACKAY, R.,. Spatial variation in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology. **Journal of Hydrology**. 171, 49–73, 1995.
- EBISU, N. & OGAWA S.. Estimating seasonal variations of canopy resistance for the mapping of évapotranspiration at a forested watershed. Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales, **The International Association of Hydrological Sciences**. LAHS Publ. n.º. 212, p. 41-48, 1993.
- ENCINAS, J. I.; SILVA, G. F., PINTO, J. R. R.. **Idade e crescimento das árvores**. Comunicações técnicas florestais. Brasília: Universidade de Brasília. Departamento de Engenharia Florestal, 43p. : il., 2005.
- ESPÍRITO-SANTO, F. D. B. et al.. Análise da composição florística e fitossociológica da floresta nacional do Tapajós com o apoio geográfico de imagens de satélites. **Revista Acta Amazônica**, vol. 35(2), p. 155 – 173, 2005.
- FAO. **Forest Management and Climate Change: a literature review**. Forests and Climate Change Working Paper 10. Rome, 2012, 37 p.
- FAO. **Tropical forest management techniques: a review of the sustainability of forest management practices in tropical countries**. Forestry Policy and Planning Division, Rome, July 1999, 50 p.
- FARIAS, S. E. M. ; PEREIRA, A R. Estimativa da evapotranspiração pelo método de Priestley-Taylor no sudoeste da Amazônia. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro. Meteorologia e sociedade, 2000.
- FEARNSIDE, P. M.. Amazonian deforestation and global warming: carbon stocks in vegetation replacing Brazil's Amazon forest. **Forest Ecology and Management**, n. 80, p. 21-34, 1996.
- FERREIRA, F. N. **Análise da sustentabilidade do manejo florestal com base na avaliação de danos causados por Exploração de Impacto Reduzido (EIR) em floresta de terra**

- firme no município de Paragominas-PA.** 2005, 81 f.: il. Mestrado em Ciências florestais, Belém.
- FIGUEIRA, A. M. S., *et al.*. Effects of selective logging on tropical forest tree growth. **Journal Geophysical Research**, 113, 2008.
- FISHER, R. A. *et al.*. Evaluating climatic and soil water controls on evapotranspiration at two Amazonian rainforest sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, n. 148, p. 850 – 861, 2008.
- FRANCEZ, L. M. B.. **Impacto da exploração florestal na estrutura de uma área de floresta na região de Paragominas, PA, considerando duas intensidades de colheita de madeira.** 2006. 203f.: il. Mestrado em Ciências Florestais, Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, Pará.
- FRANCEZ, L. M. B.; CARVALHO, J. O. P.; JARDIM, F. C. S.. Mudanças ocorridas na composição florística em decorrência da exploração florestal em uma área de floresta de Terra firme na região de Paragominas, PA. **Revista Acta Amazonica** vol. 37(2): 219 – 228, 2007.
- FREDERICKSEN, T.S.; PUTZ, F.E. Silvicultural intensification for tropical forest conservation. **Biodiversity and Conservation**, 12: 2003. p.1445-1453.
- FOKEN, T. **Micrometeorology**. Ber In: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2008, 320 p.
- GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A. Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS, **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n. 5, p. 823 – 830, 1996.
- GRANIER, A.; HUC, R.; BARIGAH, S. T. Transpiration of natural rain forest and its dependence on climatic factors. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 78, 19-29, Janeiro, 1996.
- GERWING, J.J. Degradation of forest through logging and fire in the eastern Brazilian Amazon. **Forest Ecology and Management**, 157, 2002. p.131-141.
- GUARIGUATA, M. R., SIST, P., NASI, R. Reprint of: Multiple use management of tropical production forests: How can we move from concept to reality? **Forest Ecology and Management**, 268 p. 1–5, 2012.
- HALL, J. S. *et al.*. The effects of selective logging on forest structure and tree species composition in a Central African forest: implications for management of conservation areas. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v.183, n.1-3, p.249-264, Sept 2003.
- HAN, L. *et al.*. Characteristics and modelling of canopy conductance and transpiration of *Platycladus orientalis* (L.) Franco in Loess Plateau of China. **African Journal of Agricultural Research**, Vol. 6(18), pp. 4253-4260, 12 September, 2011.
- HAO, Y. *et al.*. Seasonal and interannual variation in water vapor and energy exchange over a typical steppe in Inner Mongolia, China. **Agricultural and Forest Meteorology**, 146, p. 57–69, 2007.
- HECK, P. *et al.*. Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A sensitivity study using a regional climate model. **Journal Geophysical Research**, 106, p. 7817–7835, 2001.
- HIRAI, E. H.. **Avaliação da exploração florestal de impacto reduzido em atributos físicos e químicos do solo e na regeneração natural em Paragominas, PA.** 2008, 141 f. Dissertação em Ciências Ambientais. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém Para.
- HUTYRA, L. R. *et al.* Seasonal Controls on the Exchange of Carbon and Water in an Amazonian Rain Forest. **Journal of Geophysical Research**, vol. 112, p. 1-16, 2007.
- JARDIM, F. C. S., SERRÃO, D. R., NEMER, T. C. Efeito de diferentes tamanhos de clareiras, sobre o crescimento e a mortalidade de espécies arbóreas, em Moju-PA. **Revista Acta Amazônica**, vol. 37(1), 37 – 48, 2007.

- JARVIS, P. G.; MCNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration. **Advances in Ecological Research**, 15: 1-49, 1986.
- JOHNS, J. S., BARRETO, P., UHL, C., Logging damage during planned and unplanned logging operations in the eastern Amazon. **Forest Ecology and Management**, v. 89, p. 59-77. 1996.
- JOHNS, J. S.; BARRETO, P.; UHL, C. **Os danos da exploração de madeira com e sem planejamento na Amazônia Oriental**. Série Amazônia, Belém: IMAZON, n. 16, 1998. 42p.
- JONCKHEERE, I. *et al.*. Review of methods for in situ leaf area index determination Part I. Theories, sensors and hemispherical photography. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 121, 19-35, Janeiro, 2004.
- KELLER, M. *et al.*. Coarse Woody Debris in Undisturbed and Logged Forests in the Eastern Brazilian Amazon. **Global Change Biology**, 10: 784–79. 2004.
- KER, J. C. Latossolos Do Brasil: Uma Revisão. **Geonomos**, Belo Horizonte – MG, v. 5, n. 1, p. 17-40, 1997.
- KERGOAT, L.. A model for hydrological equilibrium of leaf area index on a global scale. **Journal Hydrology**, 212/213, 268–286, 1998.
- KUMAGAI, T. *et al.*. Transpiration, canopy conductance and the decoupling coefficient of a lowland mixed dipterocarp forest in Sarawak, Borneo: dry spell effects. **Journal of Hydrology**, 287, p. 237–251. 2004.
- KUME, T., *et al.* Ten-year evapotranspiration estimates in a Bornean tropical rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, n. 151, p. 1183– 1192, 2011.
- KUX, H. J. H.; PINHEIRO, E. S. Análise exploratória de dados SAR, bandas X e P, para o mapeamento das unidades de relevo e uso e cobertura do solo numa seção da Floresta Nacional de Tapajós (FLONA), estado do Pará. **Anais XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Belo Horizonte, Brasil, 05 - INPE, p. 2217 – 2224, 2003.
- LAUNIAINEN, S.. Seasonal and inter-annual variability of energy exchange above a boreal Scots pine forest. **Biogeosciences**, 7, p. 3921–3940, 2010.
- LEAN, J.; ROWNTREE, P. R.. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **Journal Climate**, 10, 1216–1235, 1997.
- LIMA, M. G.; GASCON, C. The conservation value of linear forest remnants in central Amazonia. **Biological Conservation**, n. 91, p. 241-247, 1999.
- LHOMME, J.-P.. A theoretical basis for the Priestley-Taylor Coefficient. **Boundary-Layer Meteorology**, 82: 179–191, 1997.
- LYRA, G. B.; PEREIRA, A. R. Dificuldades de estimativa dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica pelo perfil logarítmico do vento sobre vegetação esparsa em região semi-árida. **Revista Brasileira de Geofísica**, vol. 25, p. 187-197, 2007.
- MALHI, Y. *et al.* Energy band water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, 107, p. 8061–8078, 2002.
- MARENCO, R. A.; LOPES, N. F.. **Fisiologia vegetal: fotossíntese, respiração, relações hídricas e nutrição mineral**. Editora: Universidade Federal de Viçosa, 2005, p. 475.
- MARENCO, J. A.. On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3, 1-19, 2006.
- MARQUES FILHO, A. O.; RIBEIRO, M. N. G.; SALATI, E. Evapotranspiração de florestas da região Amazônica. **Acta Amazônica**, p. 519-529, 1983.
- MARTINS, S. S. *et al.*. Impactos da exploração madeireira em florestas nativas sobre alguns atributos físicos do solo. **Revista Árvore**, Viçosa – MG, v. 22, n. 1, p. 69 – 76, 1998.

MARTINS FILHO, S. E. C. **Avaliação dos danos e métodos de regulação da floresta submetida à exploração de impacto reduzido na Amazônia Oriental**. 2006, 126 p.: il. Dissertação em Ciências Florestais, Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, Pará.

MATSUMOTO, K.; *et al.*. Responses of surface conductance to forest environments in the Far East. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, 1926-1940, Dezembro, 2008.

MEINZER, F. C.; *et al.*. Control of transpiration from the upper canopy of a tropical forest: the role of stomatal, boundary layer and hydraulic architecture components. **Plant Cell Environment**, v. 20, 1242-1252, 1997.

MILLER, S. D. *et al.* Reduced impact logging minimally alters tropical rainforest carbon and energy exchange. **Proceeding of National Sciences**, vol. 108, nº 48, 2011.

MILLY, P.C.D.. Sensitivity of greenhouse summer dryness to changes in plant rooting characteristics. **Geophysics Research Letters**. 24, 269-271, 1997.

MOLINO, J. F.; SABATIER, D. Tree diversity in tropical rain forests: a validation of the Intermediate Disturbance Hypothesis. **Science**, 294: p. 1702-1704, 2001.

MONTEITH, J.L., Evaporation and the environment. **Symp. Sot. Exp. Biol.**, 19: 205-234, 1965.

MOORE, C. J. Frequency response corrections for eddy-correlation systems. **Boundary-Layer Meteorology**, 37, p. 17 - 35, 1986.

MORAIS, B. C. *et al.*. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. **Acta Amazônica**, v.35, n.2, p. 207-214, (2005).

NAGAOKA, A. K. *et al.*. Resistência à penetração, após o tráfego com dois tipos de pneus utilizando-se um equipamento para ensaio dinâmico. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 7, n. 2, p. 387-393, 2003.

NOBRE, C.A.; SELLERS, P.J.; SHUKLA, J.. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal Climate**, 4, p. 957-988, 1991.

OLIVEIRA JUNIOR, R. C. *et al.*. Caracterização físico-hídrica de cinco perfis de solo do nordeste paraense. **Belém: Embrapa Amazônia Oriental**, 1997. 27 p. (Boletim de pesquisa, 177).

OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. Estudo das consequências climáticas decorrentes das alterações da vegetação da Amazônia utilizando um modelo analítico simples. **Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10. Brasília. Anais**, 26-30 out., 1998.

PARROTTA, J. A.; FRANCIS, J. K.; ALMEIDA, R. R. **Trees of the Tapajós: A Photographic Field Guide**. United States Department of Agriculture. October, 1995. p. 367.

PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. **Proceedings of the Royal Society of London**, v. 193, p. 120-146, 1948.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SENTELHAS, P. C. O parâmetro de Priestley-Taylor para a estimativa da evapotranspiração de referência na escala mensal. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 5, n. 1, p. 83-87, 1997.

PEREIRA, C. A.; VIEIRA, I. C. G. A importância de florestas secundárias e os impactos de substituição por plantio mecanizado de grãos na Amazônia. **Interciência**; v. 26, n. 08, p. 337-341, 2001.

PEREIRA, A. R. The Priestley-Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapotranspiration. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 125, p. 305-313, 2004.

PEREIRA JR., R. *et al.*. Forest canopy damage and recovery in reduced-impact and conventional selective logging in eastern Para, Brazil. **Forest Ecology and Management**, n. 5778, p. 1-13, 2001.

PIELKE, R. A. *et al.*. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. **Global Change Biology**, 4, p. 461-475. 1998.

- PINTO JÚNIOR, O. B. et al.. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta de transição Amazônia Cerrado. **Ciência e Natura**, v. 31, p. 95-106, 2009.
- PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J.. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. **Monthly Weather Review**, 100, 81–92, 1972.
- POKORNY, B., et al.. **Conformidade com as diretrizes de exploração de impacto reduzido por empresas madeireiras em florestas de terra firme da Amazônia brasileira**. Belém, PA: Embrapa Amazônia Oriental, 36 p.: il, 2008.
- PORTER-BOLLAND, L. *et al.* Community managed forests and forest protected areas: An assessment of their conservation effectiveness across the tropics. **Forest Ecology and Management**, p. 1-12, 2011.
- QUAGLIA, L. **Calibração de um lisímetro de pesagem para monitoramento da evaporação do solo sem cobertura vegetal**. 2005, 121 f. Dissertação de mestrado em agronomia, obtida pela Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, Fevereiro.
- QUERINO, C. A. S. *et al.*. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zênital na região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, 42-49, 2006.
- ROCHA, E. J. P.. **Balço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. 2004, f. 212. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto nacional de pesquisas espaciais (INPE), São José dos Campos.
- REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo Planta e Atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri, São Paulo, Editora Manole, 2004, p. 471.
- RENNÓ, C. D. **Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas**. 2003. 158 p Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- ROCHA, H. R. *et al.*. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, 14 (4), p. s22-s32, 2004.
- RODRIGUES, H. J. B. **Balço de radiação, energia e fluxo de CO<sub>2</sub> em ecossistema de manguezal na Amazônia**. 2006. 202 f. Tese de Doutorado em Meteorologia Agrícola, Viçosa, Minas Gerais.
- RODRIGUES, T.E. **Solos da Amazônia**. In: ALVAREZ, V.H.V.; FONTES, L.E.F.; FONTES, M.P.F. eds. Os solos nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. Viçosa, SBCE/UFV, 1996. p. 16-60.
- RUHOFF, A. L.; *et al.*. MOD16: Desafios e limitações para a estimativa global de evapotranspiração. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE p.5124
- RUNNING, S.W. et al.. Mapping regional forest evapotranspiration and photosynthesis by coupling satellite data with ecosystem simulation. **Ecology**, 70(4), p. 1090-1101, 1989.
- SALESKA, S.R. et al.. Amazon forests green-up during 2005 drought. **Science**, 318 (5850), p. 612–613, 2007.
- SALGUEIRO, J. H. P.B & MONTENEGRO, S. M. G. L. Análise da distribuição espacial da precipitação na bacia do rio Pajeú em Pernambuco segundo método geoestatístico. In: **Revista Tecnológica Fortaleza**, v. 29, n. 2 , p.174-185, 2008.
- SANCHES, L. *et. al.* Estimativa Do Coeficiente Priestley-Taylor Em Floresta Monodominante Cambarazal No Pantanal. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.4, 448 - 454, 2010.
- SAYER, J. A.; ZUIDEMA, P. A.; RIJKS, M. H. Managing for biodiversity in humid tropical forests. **Commonwealth Forestry Review** 74(4), 1995.
- SEDIYAMA, G. C. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 1, p. 1- 22, 1996.

SEDIYAMA, G. C.; GOMIDE, R. L. Correlações de turbilhões monitoramento de manejo para irrigação: instrumentação, automação e métodos. **In: XXII Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola.** (Poços de Caldas). Manejo de irrigação. FARIAS, M. A.; SILVA, L. E.; VILELA, L. A. p. 378, 1998.

SHUTTLEWORTH, W.J.; CALDER, I.R. Has the Priestley-Taylor equation any relevance to forest evaporation? **Journal of Applied Meteorology**, v.18, p.639-646, May, 1979.

SILVA, J.N.M. *et al.* Growth and yield of a tropical rain forest in the Brazilian Amazon 13 years after logging. **Ecology and Management**, v.71, n.3. p.267-274, 1995.

SILVA, J.N.M. **Manejo florestal.** Belém: EMBRAPA-CPATU. 2 ed. p.46. 1996.

SILVA, L. B. **Componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> em floresta Semidecídua no norte de Mato Grosso.** 2010. 95 f. Dissertação em Física Ambiental, Cuiabá Mato Grosso.

SILVA, T. G. F.. **Análise de crescimento, interação biosfera-atmosfera e eficiência do uso de água da cana-de-açúcar irrigada no Submédio do Vale do São Francisco.** 2009. 175 f. Tese de Doutorados em Meteorologia Agrícola. Universidade Federal de Viçosa.

SILVA, L. B. **Componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> em floresta semidecídua no norte de Mato Grosso.** Cuiabá, 2010. 74 f. Dissertação de mestrado em Física Ambiental. Instituto de Física, Universidade Federal do Mato Grosso.

SOUZA FILHO, J. D. C. *et al.* Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista: Acta Amazônica**, vol. 35, p. 223-229, 2005.

SOUZA FILHO, J. D. C. **Variação sazonal dos componentes do balanço de radiação e energia sobre a floresta de Caxiuanã.** 2002. 67 f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa, 2002.

STEDUTO, P.; HSIAO, T. C. Maize canopies under two soil water regimes. II. Variation in coupling with the atmosphere and the role of leaf area index. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 89, p. 201-213, 1998.

STEVENS, V.. The ecological role of coarse woody debris: an overview of the ecological importance of CWD in B.C. forests. **Research Branch, B.C. Ministry of Forest**, Victoria, B.C. Work. Pap. 30/1997.

TOMASELLA, J. *et al.* The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behavior. **Hydrological Processes**, 2007.

THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, New York, v.38, n.1, p.55-94, 1948.

VAN DER HOUT, P. **Reduced impact logging in the tropical rain forest of Guyana: ecological, economical, and silvicultural consequences.** PhD Thesis Utrecht University. Tropenbos Guyana Series 6. 1999.

VENDRAME, I.; ALBUQUERQUE, V. F.; FISCH, G. Influência da condutância estomática no cálculo da evapotranspiração em Rondônia. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos** Volume 5, n. 2, p. 59-70, Abr/Jun 2000.

VISWANADHAM, Y.; SILVA FILHO, V.P.; ANDRÉ, R.G.B. The Priestley-Taylor parameter a for the Amazon forest. **Forest Ecology Management Journal**, v.38, p.211-225, 1991.

WERTH, D., AVISSAR, R.. The regional evapotranspiration of the Amazon. **Journal Hydrometeorology**, n. 5 (1), p. 100–109. 2004.

WHITMORE, T. C. **An introduction to tropical rain forest.** Oxford: Clarendon Press, 226p. 1990.

WILSON, K. B.; BALDOCCHI D. D. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. **Agricultural and Forest Meteorology**, p. 100 1–1018, 2000.

- WRIGHT, S.J., *et al.*. Poverty and corruption compromise tropical forest reserves. **Ecological Applications** 17, p. 1259–1266, 2007.
- WULLSCHLEGER, S. D.; MEINZER, F. C.; VERTESSY, R. A. A review of whole-plant water use studies in trees. **Tree Physiology** 18, p. 499—512, 1998.
- WULLSCHLEGER, S. D.; WILSON, K. B.; HANSON, P. J. Environmental control of whole-plant transpiration, canopy conductance and estimates of the decoupling coefficient for large red maple trees. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 104, 157-168, Agosto, 2000.
- XIMENES L. C. *et al.*. Estrutura de Floresta Manejada por Comunitários na Flona Tapajós. **5º Simpósio Latino-americano sobre Manejo Florestal**, p. 688-695, novembro de 2011.
- XUE, Y., Biosphere feedback on regional climate in tropical north Africa. **Q. J. R. Meteorology Society**, 123, 1483–1515, 1997.
- ZENG, N.; DICKINSON, R.E.; ZENG, X. Climatic impact of Amazon deforestation: a mechanistic model study. **Journal of Climate**, v.9, p.859-883, 1996.
- ZHAO, M.; PITMAN, A. J.; CHASE, T.. The impact of land cover change on the atmospheric circulation. **Climate Dynamic**, 17, 467– 477, 2001.

## ANEXO 1

Tabela - Algumas características físicas e químicas gerais de horizontes de Latossolos Amarelos encontrados no Município de Belterra, Estado do Pará (OLIVEIRA JUNIOR, R. C.; RODRIGUES, T. E.. Caracterização dos solos da Gleba 9 (Flona Tapajós), município de Belterra, estado do Pará. Embrapa Oriental, boletim de pesquisa, (Noprelo)).

HORIZ	PROF. Cm	g/kg de solo					pH		cmolc.kg <sup>-1</sup> de solo						Silte/ argila.	Ki	%		P mg/kg
		Areia	ADA	Argila	C	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	ΔpH	Ca	Mg	K	S	Al	T			V	m	
<b>LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico A moderado textura muito argilosa – coordenadas: 02°54'S e 54°56'W</b>																			
<b>A1</b>	0 - 11	30	640	890	19,8	61	3,7	-0,1	0,40	0,05	0,50	2,70	10,5	0,09	1,91	5	84	4	
<b>AB</b>	23	20	510	920	13,6	63	4,1	-0,3	0,30	0,03	0,45	2,10	7,8	0,07	1,86	5	84	2	
<b>BA</b>	45	20	0	930	9,6	66	4,3	-0,4	0,40	0,02	0,44	1,80	5,9	0,05	1,86	7	82	1	
<b>Bw1</b>	91	20	0	930	6,4	67	4,4	-0,4	0,30	0,01	0,32	1,70	4,4	0,05	1,88	7	85	1	
<b>Bw2</b>	160	10	0	930	4,2	67	4,7	-0,6	0,40	0,01	0,44	1,00	3,6	0,06	1,92	11	71	1	
<b>LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico A moderado textura muito argilosa – coordenadas: 02° 45'S e 54°54'W</b>																			
<b>O</b>	3 - 0	160	50	680	55,9	41	4,8	-0,8	6,8	3,2	0,23	10,3	0,3	22,9	0,24	2,03	13	89	1
<b>A1</b>	0 - 15	100	50	820	18,1	49	4,5	-0,5	0,5	0,5	0,04	1,1	1,6	8,4	0,10	1,99	5	92	<1
<b>AB</b>	29	70	68	840	11,3	52	4,5	-0,5	0,4	0,02	0,44	1,7	6,4	0,11	1,98	1	90	<1	
<b>BA</b>	44	60	0	870	7,9	52	4,7	-0,6	0,50	0,02	0,53	1,5	4,6	0,08	1,94	1	88	<1	
<b>Bw1</b>	79	70	0	870	5,1	52	4,9	-0,9	0,40	0,01	0,42	1,3	4,0	0,07	1,94	1	91	<1	
<b>Bw2</b>	122	60	0	890	5,0	55	5,0	-1,0	0,40	0,01	0,42	1,3	3,5	0,06	1,92	1			
<b>Bw3</b>	200	50	0	880	4,0	54	5,0	-1,0	0,40	0,01	0,43	1,1	3,5	0,08	1,95	1			
<b>LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico A moderado textura muito argilosa – coordenadas: 02°44'S e 54°17'W</b>																			
<b>Ap</b>	0 - 8	410	100	490	27,0	41	4,2	-0,5	1,8	0,4	0,16	2,4	1,8	15,0	0,20	1,89	16	43	5
<b>AB</b>	18	390	290	520	17,0	48	3,9	-0,3	0,3	0,08	0,4	2,2	9,5	0,17	1,92	4	85	3	
<b>BA</b>	42	340	280	590	9,8	50	4,3	-0,4	0,30	0,05	0,4	1,7	6,8	0,14	1,85	6	81	2	
<b>Bw1</b>	105	280	0	650	4,0	57	4,3	-0,4	0,20	0,02	0,24	1,5	3,7	0,11	1,88	5	88	1	
<b>Bw2</b>	180	310	0	620	2,3	53	4,5	-0,4	0,20	0,02	0,24	0,8	2,4	0,11	1,83	8	80	1	
<b>LATOSSOLO AMARELO Distrófico húmico A húmico textura muito argilosa – coordenadas:</b>																			
<b>O</b>	5 - 0	100	300	540	94,0	35	4,3	-0,9	4,3	1,0	0,56	6,1	8,9	59,9	0,48	1,68	10	59	15
<b>A1</b>	0 - 20	70	0	790	48,0	62	3,8	-0,2	0,1	0,06	0,2	5,4	20,7	0,18	1,98	1	96	2	
<b>AB</b>	42	20	0	920	24,1	72	4,2	-0,1	0,1	0,02	0,2	3,5	12,5	0,07	1,98	2	95	1	
<b>BA</b>	77	20	0	920	11,3	73	4,4	-0,2	0,1	0,01	0,2	2,1	7,0	0,07	2,09	3	91	1	
<b>Bw1</b>	120	20	0	910	7,8	73	4,5	-0,3	0,1	0,01	0,2	1,7	4,9	0,08	2,10	4	89	1	
<b>Bw2</b>	185	20	0	910	4,4	71	4,7	-0,4	0,1	0,01	0,2	1,1	3,3	0,08	2,31	6	85	1	



## Anexo 2

Tabela – Características Físicas do solo (Fonte: OLIVEIRA JUNIOR *et al.*, 1997).

Solos	Horizonte	Profundidade (cm)	Granulometria (%)			Retenção de água em V/V						A. D. (mm/cm)	M.O	U.A	C.H.	Dr	Da	Poros (%)				Macrop. (%)		
			Are	Sil	Arg	6	10	33	100	500	1500							DET	CAL	MIC	DET	CAL	PBI	I.A
LAma	A1/AB	0-13	03	18	79	38,1	37,1	36,3	34,4	32,6	32,4	5,1	3,8	33,0	1,4	2,47	0,95	59	62	38	21	24	03	0,61
	BA	13-27	03	13	84	40,4	39,6	38,2	36,9	35,5	35,4	3,9	1,9	36,0	1,4	2,53	1,22	52	52	40	12	12	00	0,77
	BW1	27-54	02	09	89	39,4	38,5	35,9	34,3	32,9	32,7	8,6	1,3	33,2	0,2	2,50	1,16	51	54	39	12	15	03	0,72
	BW2	54-102	02	09	89	42,6	41,5	39,4	37,3	35,8	35,7	17,8	0,7	37,0	0,0	2,53	1,22	51	52	43	08	09	01	0,83
	BW3	102-158	02	11	87	43,5	42,3	41,0	38,9	37,3	37,0	22,4	0,5	40,5	0,0	2,56	1,31	50	49	44	06	05	01	0,90
	BW4	158-235	04	18	78	44,1	43,0	41,1	39,1	36,4	36,0	39,3	0,4	39,2	-	2,53	1,30	49	49	44	05	05	00	0,90

A.D. = água disponível em (mm); M.O. = Matéria Orgânica (% C\* 1.724); U.A. = Unidade Atual (v/v); C.H. = Condutividade Hidráulica cm/h; Dr = Densidade de partículas (g/cm<sup>3</sup>); Da = Densidade Global g/cm<sup>3</sup>; DET =determinada; CAL = calculada; Macrop. = Macroporosidade; MIC = Microporosidade; PBI = Poros bloqueados; I.A. = Índice de aeração; Poros = Porosidade total