



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS  
EMBRAPA - UFPA – MPEG**

**PEDRO PEREIRA FERREIRA JÚNIOR**

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL UTILIZANDO  
IMAGENS ORBITAIS PARA A AMAZÔNIA ORIENTAL**

**BELÉM – PARÁ  
2012**

**PEDRO PEREIRA FERREIRA JÚNIOR**

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL UTILIZANDO IMAGENS  
ORBITAIS PARA A AMAZÔNIA ORIENTAL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emílio Goeldi, Embrapa Amazônia Oriental, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.  
Área de concentração: Física do Clima.  
Orientador: Prof. Dra. Maria Isabel Vitorino.

**BELÉM-PARÁ**

**2012**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

F383e Ferreira Júnior, Pedro Pereira

Evapotranspiração regional utilizando imagens orbitais para a Amazônia Oriental / Pedro Pereira Ferreira Júnior; Orientadora: Maria Isabel Vitorino - 2012.

98fl.: il.

Dissertação (mestrado em ciências ambientais) – Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emilio Goeldi e EMBRAPA, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Belém, 2012.

1.Sensoriamento remoto- Amazônia. 2. SEBAL. 3. Evapotranspiração. I.Vitorino, Maria Isabel, *orient.* II. Universidade Federal do Pará.III.Título.

CDD 22º ed.:621.367809811

---

**PEDRO PEREIRA FERREIRA JÚNIOR**

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL UTILIZANDO IMAGENS  
ORBITAIS PARA A AMAZÔNIA ORIENTAL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emílio Goeldi, Embrapa Amazônia Oriental, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Data da aprovação:

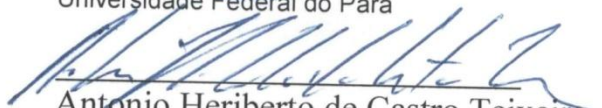
Banca Examinadora:

Banca Examinadora:

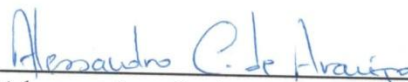


Orientadora

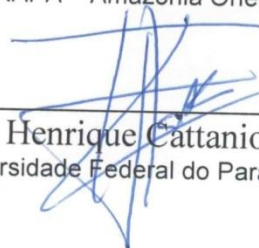
Maria Isabel Vitório  
Universidade Federal do Pará



Antonio Heriberto de Castro Teixeira  
EMBRAPA – Semi-Arido)



Alessandro Carioca de Araújo  
EMBRAPA – Amazônia Oriental



José Henrique Cattanio  
Universidade Federal do Pará

À minha superação física e mental, dedico.

## **AGRADECIMENTOS**

O trabalho a seguir é fruto de um processo que contou com a colaboração de várias pessoas, sem as quais a sua execução não seria viável. Reservou-se este espaço para agradecer a algumas delas.

À DEUS, sem o qual nada seria possível. Obrigado Senhor, porque em Ti eu sempre encontro acalento, porque Tu estás comigo sempre;

Aos meus pais, Pedro e Socorro, pelo infinito amor, apoio constante, ensinamentos valiosos e toda a luta por minha educação;

Ao Doutor Professor Adriano Marlisom Leão de Sousa, por todos os ensinamentos sobre geoprocessamento, sensoriamento remoto e SEBAL; pela paciência, dedicação e disponibilidade que sempre teve comigo e com esta pesquisa; por todo incentivo e suporte que a mim dedicou, desde os momentos mais simples até os mais difíceis, sendo decisivo para que esta dissertação fosse realizada; e acima de tudo, por ter-me “adotado” como aluno/orientado, mostrando-me que sob quaisquer dificuldades estaria pronto a colaborar e decidido a me conduzir até o fim desta caminhada (com dedicação, esmero e amizade);

À professora Maria Isabel Vitorino, pelo incentivo ao meu ingresso no Mestrado e pela proposição deste assunto.

Ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais (PPGCA) pelos ensinamentos ministrados de forma clara e objetiva; à secretaria do curso por todo apoio técnico e logístico;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos; e ao Projeto LBA, pela disponibilidade dos dados da torre micrometeorológica;

Aos amigos Pedro Marques, Paula Ferreira, Josinete Monteles, Carla Daniele Furtado e Marcela Pompeu, pelo companheirismo e cumplicidade na vida, sem os quais esta caminhada certamente não seria a mesma. E a colega de Mestrado Renata Kelen, pelo apoio logístico na formatação deste trabalho.

*“É muito melhor lançar-se à luta em busca do triunfo, mesmo expondo-se ao insucesso, do que formar fila com os pobres de espírito, que nem gozam muito e nem sofrem muito, pois vivem numa penumbra cinzenta que não conhece vitória nem derrota”.*

(Franklin Roosevelt)

## RESUMO

A evapotranspiração (ET) foi espacializada através do algoritmo SEBAL para uma região de floresta primária na Amazônia Oriental (Caxiuanã, Pará). Para tal, utilizaram-se dados observacionais da torre micrometeorológica (localizada no interior desta floresta) em combinação com dados de origem orbital (imagens Modis/Aqua). Os primeiros resultados indicaram que, apesar da superestimativa, o SEBAL reproduz qualitativamente bem o padrão da variabilidade mensal da evapotranspiração para a região, principalmente para os meses da estação seca; em relação ao quantitativo, os resultados revelaram haver necessidade de acurácia no algoritmo. Para isso, calibrou-se o SEBAL a partir do saldo de radiação ( $R_n$ ), com ajustes no albedo, na emissividade atmosférica e emissividade da superfície. As estimativas de ET geradas a partir deste SEBAL modificado apresentaram melhorias significativas na reprodução da variabilidade diária da evapotranspiração para a região, principalmente nos meses da estação chuvosa. Isto é, os ajustes realizados no algoritmo mostraram que as taxas de ET estimadas tornaram-se muito mais semelhantes às relatadas na literatura para a Amazônia, concordando melhor com a evapotranspiração observada. Através do SEBAL modificado foi possível também mapear o albedo, o saldo de radiação, o NDVI e a própria ET para duas vegetações distintas, encontradas dentro dos limites de Caxiuanã. A estimativa espacial destes parâmetros biofísicos foi coerentemente reproduzida para as duas vegetações, demonstrando que se o SEBAL modificado for aplicado a dados temporal e espacial de alta resolução, esta técnica pode ser rotineiramente utilizada, tornando-se uma ferramenta fundamental no monitoramento de necessidades hídricas e atmosféricas.

**Palavras-chave:** Sensoriamento Remoto - Amazônia. SEBAL. Evapotranspiração



## ABSTRACT

The evapotranspiration (ET) was spatialized using SEBAL algorithm for a region of primary forest in the eastern Amazon (Caxiuanã, Pará). To this end, we used observational data of micrometeorológica tower (located in this forest) in combination with orbital source data (Modis/Acqua images). In qualitative terms, the first results indicated that, despite the overestimation, the SEBAL plays well the pattern of variability monthly evapotranspiration for the region, mainly for the months of dry season; as to quantitative terms, the results revealed there's need for accuracy in the algorithm. Thus, we calibrated the SEBAL from net radiation ( $R_n$ ), with adjustments in the albedo, atmospheric and surface emissivity. Estimates of ET generated from this modified SEBAL presented significant improvements in reproduction of daily variability of evapotranspiration for the region, especially in the days of the rainy season. That is, the settings made in the algorithm showed that the rates of ET estimated became more similar to those reported in the literature for the Amazon, agreeing better with evapotranspiration observed. Using the modified SEBAL was can also map the albedo, net radiation, NDVI and ET for two distinct vegetation in Caxiuanã. Spatial estimation of biophysical parameters was consistently played for the two vegetation types, demonstrating that if the SEBAL modified is applied to temporal and spatial data of high resolution, this technique can be routinely used, becoming a fundamental tool in the monitoring of atmospheric and water needs.

**Keywords:** Remote Sensing - Amazonia. SEBAL. Evapotranspiration

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 3.1</b> - Diagrama de evaporação e de transpiração .....	18
<b>Figura 4.1</b> – Localização da Floresta Nacional de Caxiuanã-Pa .....	29
<b>Figura 4.2</b> – Localização da ECFPn e Flona de Caxiuanã .....	30
<b>Figura 4.3</b> - Distribuição da vegetação na ECFP, segundo MPEG/UAS/Projeto TEAM .....	31
<b>Figura 4.3</b> - Torre micrometeorológica em Caxiuanã-Pa.....	33
<b>Figura 5.1</b> - Balanço de energia do SEBAL.....	39
<b>Figura 5.2</b> – Relação entre albedo da superfície e albedo (medições da torre micrometeorológica) e albedo planetário (medições por imagens orbitais) para as datas da estação chuvosa. ....	48
<b>Figura 5.3</b> – Relação entre albedo da superfície e albedo (medições da torre micrometeorológica) e albedo planetário (medições por imagens orbitais) para as datas da estação seca e de transição. ....	48
<b>Figura 6.1</b> - Evapotranspiração média mensal a partir de eddy correlation (linha vermelha) e SEBAL (linha azul). ....	52
<b>Figura 6.2</b> - Saldo de radiação médio mensal, em MJ.dia <sup>-1</sup> (linha vermelha) e evapotranspiração média mensal, em mm.dia <sup>-1</sup> (linha azul) .....	54
<b>Figura 6.2</b> - Acumulado mensal de precipitação e evapotranspiração média mensal obtida por eddy correlation (linha vermelha). ....	56
<b>Figura 6.4</b> - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL, para o dia 065. O contorno (linha preta) delimita parte da Flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km.....	58
<b>Figura 6.5</b> - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL, para o dia 113. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km.....	58
<b>Figura 6.6</b> - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL, para o dia 185. O contorno (linha preta) delimita a flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km.....	60
<b>Figura 6.7</b> - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL, para o dia 289. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km.....	61
<b>Figura 6.8</b> - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL, para o dia 353. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km.....	62
<b>Figura 6.9</b> - Variação horária do saldo de radiação (linha vermelha) e evapotranspiração por eddy correlation (linha azul) para o dia 065. ....	64

<b>Figura 6.10</b> - Variação horária do saldo de radiação (linha vermelha) e evapotranspiração calculada por eddy correlation (linha azul) para o dia 113. ....	65
<b>Figura 6.11</b> - Variação horária do saldo de radiação (linha vermelha) e evapotranspiração calculada por eddy correlation (linha azul eddy correlation) para o dia 185. ....	65
<b>Figura 6.12</b> – Variação horária do saldo de radiação (linha vermelha) e evapotranspiração calculada por eddy correlation (linha azul eddy correlation) para o dia 289. ....	66
<b>Figura 6.13</b> - Variação horária do saldo de radiação (linha vermelha) e evapotranspiração calculada por eddy correlation (linha azul eddy correlation) para o dia 353. ....	66
<b>Figura 6.14</b> - Relação entre ET diária por eddy correlation e ET pelo SEBAL sem ajustes, (a) chuvosa e transição; (b) seca. ....	70
<b>Figura 6.15</b> - Relação entre ET diária por eddy correlation e ET pelo SEBAL ajustado, (a) chuvosa e transição; (b) seca. ....	70
<b>Figura 6.16</b> - Valores de ET calculados por eddy correlation (linha azul) e pelo SEBAL sem modificações (linha vermelha) para as doze datas selecionadas. ....	72
<b>Figura 6.17</b> - Valores de ET calculados por eddy correlation (linha azul) e pelo SEBAL modificado (linha vermelha) para as doze datas selecionadas. ....	72
<b>Figura 6.18</b> - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL modificado, para o dia 065. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km. ....	73
<b>Figura 6.19</b> - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL modificado, para o dia 113. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica. ....	74
<b>Figura 6.20</b> - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL modificado, para o dia 185. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica. ....	74
<b>Figura 6.21</b> - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL modificado, para o dia 289. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica. ....	75
<b>Figura 6.22</b> - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL modificado, para o dia 353. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica. ....	75
<b>Figura 6.23</b> - Espacialização do NDVI pelo SEBAL ajustado para Caxiuanã, DOY 113. ....	81

<b>Figura 6.24</b> - Espacialização do NDVI pelo SEBAL ajustado para Caxiuanã, DOY 289. ....	81
<b>Figura 6.25</b> - ET para duas vegetações da ECFPn gerado pelo SEBAL modificado. ....	82
<b>Figura 6.26</b> - Albedo da superfície para duas vegetações de Caxiuanã a partir do SEBAL ajustado .....	84
<b>Figura 6.27</b> - Espacialização do albedo ( $\alpha$ ) para a Flona de Caxiuanã a partir do SEBAL modificado (DOY 113). ....	84
<b>Figura 6.28</b> - Espacialização do albedo ( $\alpha$ ) para a Flona de Caxiuanã pelo SEBAL modificado (DOY 289).....	85

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.1</b> - Lista de alguns experimentos sobre ET realizados na Amazônia Brasileira. ....	24
<b>Tabela 4.1</b> - Dias selecionados, baseados nos dados pontuais e orbitais disponíveis. ....	37
<b>Tabela 6.1</b> - Evapotranspiração média mensal por eddy correlation, calculada pelo SEBAL e erro percentual entre os dois métodos. ....	52
<b>Tabela 6.2</b> - Média mensal do saldo de radiação para as estações chuvosa, transição e seca. ....	54
<b>Tabela 6.3</b> - Acumulado mensal de precipitação e acumulado médio para a estação chuvosa, transição e seca. ....	56
<b>Tabela 6.4</b> - Evapotranspiração diária medida por eddy correlation, estimada pelo SEBAL e o erro percentual entre os dois métodos. ....	59
<b>Tabela 6.5</b> - Evapotranspiração diária medida por eddy correlation, estimada pelo SEBAL e o erro percentual entre os dois métodos. ....	60
<b>Tabela 6.6</b> - Evapotranspiração diária medida por eddy correlation, estimada pelo SEBAL e o erro percentual entre os dois métodos. ....	61
<b>Tabela 6.7</b> - Evapotranspiração diária medida por eddy correlation, estimada pelo SEBAL, SEBAL modificado e o erro percentual. ....	71
<b>Tabela 6.8</b> - Estimativa do albedo ( $\alpha$ ), saldo de radiação ( $R_n$ ), evapotranspiração (ET) e NDVI obtidos pelo SEBAL modificado. Valores para a Floresta Densa de Terra Firme (FDTf) e Floresta Inundável de Várzea (FIVz) para um dia da estação chuvosa ( DOY 113). ....	80
<b>Tabela 6.9</b> - Estimativa do albedo ( $\alpha$ ), saldo de radiação ( $R_n$ ), evapotranspiração (ET) e NDVI obtidos pelo SEBAL modificado. Valores para a Floresta Densa de Terra Firme (FDTf) e Floresta Inundável de Várzea (FIVz) para um dia da estação seca ( DOY 289). ....	81

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

**ABRACOS** - Anglo–BrazilianAmazonianClimateObservationStudy

**ARME** - AmazonRegionMicrometeorologyExperiment

**BOC** - Balanço de radiação de ondas curtas

**BOL** - Balanço de radiação de ondas longas

**CLS** - Camada Limite Superficial

**DOY** – Dia Juliano

**EC** – Eddy covariance

**ECFP<sub>n</sub>** - Estação Científica Ferreira Penna.

**EOS** - Earth Observing System

**ET** - Evapotranspiração

**ET<sub>h</sub>** – Evapotranspiração horária

**ET<sub>SEBALMIX</sub>** – Evapotranspiração obtida pelo SEBAL modificado

**ET<sub>OBS</sub>** – Evapotranspiração obtida por eddy correlation

**ET<sub>P</sub>** – Evapotranspiração potencial

**ET<sub>SEBAL</sub>** – Evapotranspiração obtida pelo SEBAL sem ajuste

**FDTf** – Floresta Densa de Terra Firme

**FIVz** – Floresta Inundável de Várzea

**G** – Fluxo de calor para o solo

**H** – Fluxo de calor sensível

**IAF** - Índice de Área Foliar

**LBA** - Large-Scale Biosphere–Atmosphere Experiment

**LE** – Fluxo de calor latente

**NDVI** - Normalized Difference Vegetation Index

**R<sub>n</sub>** – Saldo de radiação

**SEBAL** - Surface Energy Balance Algorithm for Land

**UCs** – Unidades de conservação

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>15</b>
<b>2 OBJETIVO</b> .....	<b>17</b>
2.1 OBJETIVO GERAL .....	17
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	17
<b>3. ELEMENTOS TEÓRICOS</b> .....	<b>18</b>
3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO (ET).....	18
3.2 MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....	19
3.3 EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA .....	22
3.4 SENSORIAMENTO REMOTO .....	25
<b>4 SÍTIO EXPERIMENTAL E BASE DO CONJUNTO DE DADOS</b> .....	<b>28</b>
4.1 ÁREA DE ESTUDO.....	28
4.2 CARACTERÍSTICAS DA FLONA DE CAXIUANÃ.....	29
4.3 CONJUNTO DE DADOS.....	32
<b>4.3.1 Conjunto de dados pontuais</b> .....	<b>32</b>
<b>4.3.2 Conjunto de dados orbitais</b> .....	<b>33</b>
4.4 CONSISTÊNCIA DOS DADOS PONTUAIS.....	36
<b>5 METODOLOGIAS DA PESQUISA</b> .....	<b>38</b>
5.1 METODOLOGIA I: SEBAL SEM CALIBRAÇÕES .....	38
5.2 METODOLOGIA II: AJUSTES DAS RELAÇÕES EMPÍRICAS .....	46
<b>5.2.1 Calibração e validação das equações do SEBAL</b> .....	<b>47</b>
<b>6 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>50</b>
6.1 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO (SEBAL SEM CALIBRAÇÃO) .....	50
<b>6.1.1 Evapotranspiração Mensal</b> .....	<b>50</b>
<b>6.1.2 Evapotranspiração diária</b> .....	<b>57</b>
<b>6.1.3 Evapotranspiração horária (<math>ET_n</math>) e saldo de radiação horário (<math>R_n</math>)</b> .....	<b>62</b>
6.2 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DIÁRIA (SEBAL AJUSTADO).....	69
6.3 MAPEAMENTO DE PARÂMETROS BIOFÍSICOS E DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM DOIS TIPOS DISTINTOS DE VEGETAÇÃO NA FLONA DE CAXIUANÃ, A PARTIR DO SEBAL AJUSTADO.....	77
<b>6.3.1 Acurácia da espacialização dos parâmetros biofísicos</b> .....	<b>79</b>
<b>7. CONCLUSÕES</b> .....	<b>87</b>
<b>8. SUGESTÕES</b> .....	<b>88</b>
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>89</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O monitoramento da Evapotranspiração (ET), em suas componentes espacial e temporal, representa um grande desafio para a compreensão do particionamento energético e hidrológico entre a superfície e a atmosfera, principalmente em áreas tropicais que são as maiores fontes de ET e exercem forte controle sobre os processos de circulação atmosférica local e global (RUHOFF, 2009).

A Amazônia possui a maior floresta tropical úmida contígua do planeta e abrange uma área de aproximadamente 7,2 milhões de km<sup>2</sup>, sendo muito importante por ser uma valiosa fonte de calor e umidade que exerce influência no transporte meridional de energia e vapor d'água para as latitudes maiores. Esta região desempenha papel fundamental na circulação geral da atmosfera e sua influência no clima terrestre é comprovada em diversas simulações climáticas (MACHADO, 2000).

Na pequena escala a quantificação das perdas de água para a atmosfera pode ser obtida por medições com lisímetros, cintilômetros, covariância de vórtices turbulentos, métodos como Razão de Bowen, Penman-Monteith e outros. Para grandes áreas, a evapotranspiração é estimada através do balanço hídrico, mas esta medida apesar de bastante precisa, em longo prazo não representa a variabilidade deste processo. Além disto, a variabilidade espacial da evapotranspiração é grande e até mesmo as maneiras mais avançadas de medi-la, em torres micrometeorológicas por meio de sistemas de covariância de vórtices turbulentos, não é frequentemente o mais representativo da ET numa escala regional (FRENCH et al., 2005). Assim, sua estimativa tem sido amplamente estudada, combinando medições meteorológicas convencionais com dados de sensoriamento remoto (Landsat-TM, NOAA-AHRR, Terra-MODIS e outros).

Alguns métodos de avaliação da ET foram desenvolvidos em diferentes escalas espaciais e temporais. Esses métodos variam na complexidade das aproximações diretas semi-empíricas para aproximações mais analíticas, com base física que simulam os fluxos de calor e água no solo, na vegetação e na atmosfera (ALLEN et al., 2005; BASTIAANSSEN et al., 1998a; KUSTAS & NORMAN, 1996; TASUMI et al., 2005). Dados ópticos e termais obtidos por sensoriamento remoto apresentam algumas limitações causadas principalmente pela cobertura de nuvens



e baixa frequência de obtenção de dados, mas a principal vantagem da estimativa da ET baseada nas técnicas de sensoriamento remoto está na possibilidade de capturar a variabilidade espacial.

Um dos algoritmos que mais tem sido aplicado a essa finalidade é o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land). Este foi desenvolvido por Bastiaanssen (1995) e possibilita o cálculo do fluxo de calor latente como resíduo da equação clássica do balanço de energia. O mesmo utiliza-se da temperatura da superfície, da reflectância hemisférica da superfície, índices de vegetação (NDVI, SAVI e IAF) e de alguns dados complementares de superfície, obtidos em estações meteorológicas automáticas. Este algoritmo tem sido aplicado em diversos ecossistemas do globo (ALLEN et al., 2002; BASTIAANSSEN, 2000; MORSE et al., 2000).

O SEBAL tem sido validado em vários ecossistemas mundiais, como Egito, Espanha, Portugal, França, Itália, Argentina, China, Índia, Paquistão, Nigéria, Zâmbia, Etiópia, Estados Unidos, Novo México (TASUMI, 2003) e mais recentemente Teixeira et al. (2008) validou para a região semiárida da Bacia do Rio São Francisco, Brasil. Portanto, entende-se a necessidade de validação para a região da Amazônia Brasileira, uma vez que esta técnica pode ser rotineiramente utilizada, tornando-se ferramenta fundamental no monitoramento de necessidades atmosféricas.

Neste sentido, considerando as dificuldades e carência de dados espaciais de ET para regiões de biomas tropicais e sabendo que os métodos convencionais inviabilizam o uso numa escala regional, abordar a estimativa da ET baseadas em modelos de sensoriamento remoto e avaliar sua acurácia é de extrema importância para a compreensão da variabilidade espacial da evapotranspiração na Amazônia.

## 2 OBJETIVO

### 2.1 OBJETIVO GERAL

Estimar a evapotranspiração regional, espacializando-a para uma área da Amazônia Oriental, através do SEBAL calibrado para esta região (combinando informações de imagens orbitais com dados de superfície).

### 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

a) Estimar a evapotranspiração diária, calculada pelo SEBAL sem calibração nas equações, avaliando o resultado estimado com os dados medidos na torre micrometeorológica;

b) Calibrar o SEBAL a partir do saldo de radiação ( $R_n$ ), com ajustes no albedo, na emissividade atmosférica e emissividade da superfície; fazer nova avaliação entre os resultados obtidos pelo SEBAL modificado e os dados medidos na torre micrometeorológica;

c) Espacializar a ET regional para os períodos chuvoso e menos chuvoso no fetch da torre micrometeorológica; verificar a sensibilidade do SEBAL calibrado na espacialização de quatro parâmetros biofísicos para duas vegetações distintas dentro dos limites da Estação Científica Ferreira Penna.

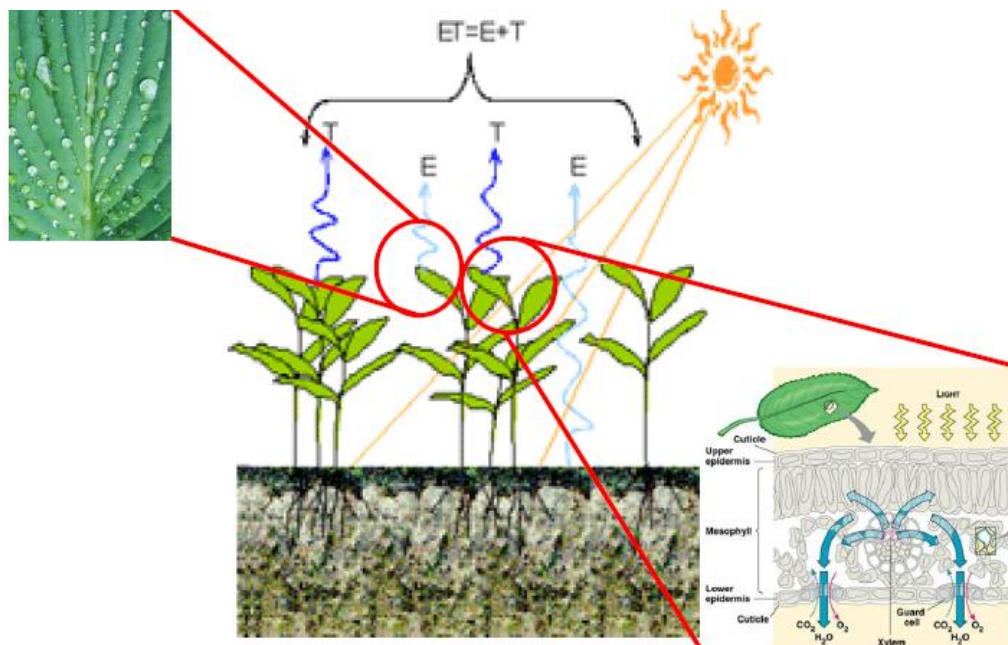
### 3. ELEMENTOS TEÓRICOS

Nesta seção, são abordados conceitos fundamentais para o entendimento do estudo. Primeiramente, apresentam-se aspectos relacionados à Evapotranspiração (processo físico, métodos de medições e de estimativa; limitações, dificuldades da extrapolação e espacialização dos dados pontuais; além de uma abordagem sobre a ET na Amazônia Brasileira). Posteriormente, apresentam-se conceitos referentes ao sensoriamento remoto.

#### 3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO (ET)

Evapotranspiração é o processo de transferência de água para a atmosfera por evaporação da água do solo e das águas provenientes da PRP que ficam sobre a folhagem da vegetação (E) e por transpiração das plantas (T) (ALLEN et al., 1998). Este termo foi utilizado por Thornthwaite, no início da década de 40, para expressar os processos de evaporação e transpiração que ocorrem simultaneamente em uma superfície vegetada. Este processo físico pode ser visualizado no diagrama, expresso na Figura 3.1.

Figura 3.1 - Diagrama de evaporação e de transpiração



A evapotranspiração é um dos mais importantes fatores mediadores do clima e do tempo, tanto em escala global quanto local, consistindo da ligação entre energia, clima e hidrologia. Estima-se que, por meio da evapotranspiração global, aproximadamente 62% do volume precipitado sobre os continentes retorne à

atmosfera (DINGMAN, 2002), fato que lhe confere o status de agente regulador fundamental das disponibilidades hídricas, superficiais e subterrâneas.

Segundo Varejão-Silva (2001), a ET é influenciada por condições climáticas, fatores da cultura (no caso de superfície vegetada) e das condições do ambiente. Para este autor, a transferência vertical de vapor d'água para a atmosfera, que se verifica a partir de uma parcela de terreno vegetado, em condições naturais ou de cultivo (irrigado ou não), está condicionado à disponibilidade hídrica do solo em questão e denomina-se Evapotranspiração real ( $ET_r$ ).

A determinação da ET não é uma tarefa simples, uma vez que dificilmente pode ser medida diariamente. Segundo Tanner (1968), citado por Assad & Sano (1998), os vários métodos para estimativa da evapotranspiração podem ser agrupados em três categorias: método do balanço hídrico, métodos micrometeorológicos e métodos empíricos. Em linhas gerais, estes métodos de estimativas vão desde modelos simples (baseados apenas em dados de temperatura) até modelos complexos (que necessitam de características da vegetação e de uma série de dados climatológicos).

### 3.2 MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Como frisado anteriormente, o processo de obtenção direta da evapotranspiração é relativamente complicado de ser realizado, uma vez que se necessita de uma gama de variáveis meteorológicas. Portanto, a maior parte destas técnicas corresponde às estimativas em escalas locais, com exceção do método de balanço hídrico, que apresenta resultados médios para uma determinada área de abrangência.

A evapotranspiração pode ser estimada partindo-se do princípio da perda de água de uma determinada superfície ou também através do ganho de vapor d'água pela atmosfera. Para estimar a perda de água de uma superfície, considera-se esta como um sistema fechado em um determinado período de tempo, deduzindo-se ET em função da perda de água desse sistema; enquanto que nas estimativas da fase de vapor d'água na atmosfera, assume-se que este seja um sistema aberto, deduzindo-se ET a partir da integração da taxa de fluxo de vapor d'água através da camada limite turbulenta próxima a superfície (SHUTTLEWORTH, 1993).

A única forma de medição direta da evapotranspiração real é através do uso de lisímetros (FERNÁNDEZ, 1995). Em contrapartida, os métodos de obtenção da ET indiretamente consistem em medida de parâmetros relacionados com a evapotranspiração, a partir dos quais é possível calculá-la, como os tanques evaporimétricos. A informação obtida por este tipo de instrumentação é a quantidade de água evaporada por uma lâmina d'água livre. Assim sendo, os tanques evaporimétricos não proporcionam medidas diretas da evapotranspiração.

A utilização de lisímetros apresenta muitas dificuldades técnicas e alto custo de implantação, o que muitas vezes os torna inviáveis. Ademais, como os resultados obtidos por lisímetros são pontuais, seu uso é bastante restrito em trabalhos regionais de estimativa de ET, uma vez que geralmente existem diferentes coberturas vegetais. No caso dos tanques evaporimétricos, outra grande desvantagem na utilização é que pode ocorrer evaporação no período noturno (devido à energia armazenada no tanque durante o dia), ocasionando distorções nos resultados, uma vez que a evapotranspiração dos cultivos é mínima no período noturno. Para que sejam obtidos índices de evapotranspiração, são necessários ajustes por meio de equações que consideram variáveis como velocidade do vento e umidade relativa do ar.

Os primeiros modelos desenvolvidos para estimar os índices de evapotranspiração basearam-se unicamente na temperatura do ar ( $T_a$ ). Estes modelos de estimativa são simples porque precisam somente da temperatura média do ar no período considerado, podendo-se também usar as temperaturas máximas e mínimas. Podem-se citar o Modelo de Thornthwaite (1948), Modelo de Blaney & Criddle (1950) e Modelo de Samani & Hargreaves (1985).

Outra forma de estimar a evapotranspiração é partir da radiação solar. Este tipo de estimativa não considera características de superfície e variações climáticas (ROSENBERG et al., 1983), no entanto utiliza dados climáticos e de radiação, cuja a escassez torna este modelo de difícil aplicação. Esta ausência de informações pode ser sanada, em alguns casos, por estimativas empíricas da radiação (SÁNCHEZ, 1999). O Modelo de Turc (1961) e o Modelo de Priestley & Taylor (1972) representam este tipo de estimativa.

Há ainda, estimativas da evapotranspiração a partir do balanço e transferência de energia, que buscam descrever o processo de evapotranspiração considerando fatores aerodinâmicos e de radiação. São conhecidos como modelos combinados porque combinam os princípios físicos do processo de evapotranspiração com a aplicação de algumas variáveis empíricas (obtendo-se desta forma uma precisão inferior aos métodos teóricos, os quais se baseiam integralmente em princípios físicos). Pode-se citar o Modelo de Penman (1948) e Modelo de Penman-Monteith (1965).

O balanço de energia através da razão de Bowen ( $\beta$ ) está diretamente relacionado à razão entre as diferenças entre  $T$  e  $e_a$  entre dois níveis (MOORS, 2008). O método assume que a difusividade de  $H$  e  $e_a$  são equivalentes, eliminando os efeitos da estabilidade atmosférica e dos processos turbulentos. Esse método está relacionado à utilização de sensores de medição de  $T$  e  $e_a$  em dois níveis, além de radiômetros para a medição de  $R_n$  e  $G$ . Um dos problemas práticos deste método associado ao balanço de energia está relacionado a variabilidade de  $H$  ao longo do dia (início da manhã e final da tarde), normalmente sendo positivo durante o dia e negativo durante a noite. Assim,  $H$  e  $dT$  igualam-se a zero ao final do dia não podendo, portanto, ser aplicado durante esses períodos. O mesmo ocorre com o fluxo de  $R_n - G$  durante a noite, reduzindo a aplicabilidade do método.

O monitoramento de vórtices turbulentos, também conhecido como eddy covariance (EC), é a técnica mais utilizada em medições de fluxos de calor, vapor d'água, gás carbônico e metano entre a superfície e a atmosfera (BALDOCCHI et al., 2001). As medições dos vórtices ocorrem através de um sistema de monitoramento acoplado a uma torre micrometeorológica, baseando-se no princípio de que o fluxo vertical de uma grandeza (escalar ou vetorial) na camada superficial é proporcional à covariância de  $w$  e da concentração dessa grandeza. O sistema EC é composto por um anemômetro sônico, um analisador de gases ( $CO_2$  e  $H_2O$ ) de ciclo aberto e um sistema de aquisição, registro, armazenamento e processamento de dados acoplado a um computador. O método possui algumas vantagens como: não perturbar o meio ambiente, obter uma média espacial do fluxo para uma área que, dependendo da rugosidade da superfície, da altura do ponto de medida e da homogeneidade do terreno, pode se estender desde dezenas de metros até alguns quilômetros do ponto de medida (footprint), além de poder ser utilizado na obtenção

de registro contínuo em longo prazo dos fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera. Este método mede variações ambientais de curto prazo (de trinta em trinta minutos, ou de hora em hora) e de longo prazo (sazonal ou anual), fornecendo informações preciosas nos processos que controlam a troca de CO<sub>2</sub> e de vapor d'água, bem como a sensibilidade do ecossistema à variabilidade do clima.

Embora o método de eddy covariance seja considerado como a estimativa mais precisa dos fluxos de energia, há alguns problemas que devem ser resolvidos. O principal é que, mesmo durante o dia, em que as condições de obtenção dos dados são geralmente ideais, o fechamento completo do balanço de energia não é alcançado. Além disso, o método é complexo de se aplicar na prática, devido à necessidade de utilização de instrumentos de resposta rápida para medir as flutuações da velocidade vertical do vento e dos escalares, além dos problemas de manutenção, calibração e operação (BALDOCCHI et al., 2001).

Todos os modelos de estimativa, aqui mencionados, são de caráter pontual, isto é, são métodos que possibilitam a estimativa de ET para um local específico e não para uma escala regional.

### 3.3 EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA

Como apresentada anteriormente, existem diversas metodologias para obtenção da evapotranspiração, com medições diretas, indiretas e por estimativas. O fato das florestas tropicais exercerem papel fundamental na hidrologia local e global, diversas pesquisas tem-se voltado para um melhor entendimento do padrão da ET na região da Amazônia Brasileira.

Vários experimentos de campo na Amazônia nas últimas duas décadas têm focado no entendimento do controle e da variabilidade espaço-temporal da evapotranspiração (ET) na Bacia Amazônica. Observações fornecidas pelo Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study (ABRACOS) e mais recentemente pelo Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment (LBA) têm aumentado o entendimento destes controles de ET nas escalas de tempo sazonal e interanual (GASH et al., 1996; LARGE SCALE BIOSPHERE- ATMOSPHERE EXPERIMENT IN AMAZONIA 1996; AVISSAR et al., 2002; KELLER et al., 2004).

Com o intuito de compreender a evapotranspiração na Amazônia (Manaus), Shuttleworth et al., (1984) e Fitzjarrald (1988) usaram técnicas micrometeorológicas

nestes estudos considerados pioneiros. Shuttleworth (1988), usando o modelo de Penman-Monteith, mostrou que a ET sobre uma floresta tropical na Amazônia Central (Manaus) foi cerca de 3,5 mm/dia e aumentara na estação seca, concorrentemente com o saldo de radiação. Este pesquisa mostrou ainda que, na escala anual, metade da precipitação que cai na floresta retorna para a atmosfera por evapotranspiração e que entre 20% e 25% da ET é um resultado da evaporação de água interceptada pela floresta.

Os estudos de Rocha et al. (2004) e Souza-Filho et al. (2005) reportam resultados de ET por eddy covariance para a região de Santarém-PA (Floresta Nacional de Tapajós, km 83, Pará) e Caxiuanã-Pa, respectivamente. Em ambas as pesquisas, os autores mostraram que os maiores valores de ET aconteceram durante a estação seca, seguindo o maior saldo de radiação e déficit de pressão de vapor.

Negrón-Juárez et al., (2007) e Hasler & Avissar (2007) apresentaram as primeiras análises de dados de eddy covariance de diversos pontos da floresta Amazônica. De acordo com o estudo de Negrón-Juárez et al., (2007), que analisaram 10 sítios, os valores de ET nos diversos pontos da Amazônia variaram de  $3,8 \pm 0,6$  a  $4,3 \pm 0,9$  mm/dia durante a estação seca e de  $2,5 \pm 0,4$  a  $4,1 \pm 0,4$  mm/dia durante a estação chuvosa. Os autores mostraram que o saldo de radiação à superfície foi o principal responsável pela ET e que a ET da estação seca foi influenciada mais pela quantidade de umidade do solo armazenada na estação chuvosa antecedente do que pelos eventos de chuva ocorridos durante a estação seca.

Costa et al., (2010) analisaram a evapotranspiração para três sítios sazonalmente chuvosos e dois sítios sazonalmente secos da floresta Amazônica. Neste estudo, os autores demonstraram que a evapotranspiração é maior na estação seca do que na estação chuvosa, tendo como principal controlador o saldo de radiação à superfície. No entanto, essas análises indicaram também que há diferentes fatores controlando a sazonalidade da ET, como outros controles ambientais e de vegetação.

Recentemente, von Randow & von Randow (2011) quantificaram as taxas de evapotranspiração em dois diferentes sítios (pastagem) na Amazônia e avaliaram as



diferenças entre eles. De acordo com os autores, em ambos os sítios a evapotranspiração diminui durante a estação seca. O decréscimo é maior no sítio do sudoeste da Amazônia, enquanto que no sítio da Amazônia Central, o decréscimo é menos pronunciado. Durante a estação seca, a evapotranspiração média é em torno de  $2,2 \pm 0.6 \text{ mm.day}^{-1}$  na Amazônia Central e  $2,4 \pm 0.6 \text{ mm.day}^{-1}$  no sudoeste da Amazônia, enquanto durante a estação chuvosa, estes valores são  $2,1 \pm 0.6 \text{ mm.day}^{-1}$  na Amazônia Central e  $3,5 \pm 0.8 \text{ mm.day}^{-1}$  na Amazônia Sudoeste. Anualmente, a ET no sítio do sudoeste tem maior evapotranspiração que o sítio da Amazônia central. Os autores concluíram que a principal razão desta diferença é a menor disponibilidade de energia na estação seca na Amazônia Central, combinado com um menor índice de área foliar neste sítio durante o ano todo.

Tabela 3.1 - Lista de alguns experimentos sobre ET realizados na Amazônia Brasileira.

<b>FONTE</b>	<b>SÍTIO</b>	<b>MÉTODO</b>	<b>BASE DE DADOS</b>
Shuttleworth (1988)	Reserva Ducke (Manaus, AM)	Penman-Monteith	Set 1983 – Set 1985
Rocha et al. (2004)	Floresta Nacional do Tapajós (Santarém, PA)	Eddy Covariance	Jul 2000 – Dez 2002
Souza-Filho et . (2005)	Floresta Nacional de Caxiuanã (Melgaço, PA)	Eddy Covariance	Ano de 1999
Negrón-Juárez (2007)	Utilizou vários estudos em sítios experimentais no Brasil	Eddy Covariance  Evapotranspiração Potencial  Balanço de água	Utilizou vários estudos em sítios experimentais no Brasil
Costa et al. (2010)	Reserva Cueiras (AM)  Florestas Nacionais do Tapajós K67 e K83 (PA)  Reserva Biológica do Jaru (RO)  Fazenda Maracaí (MT)	Eddy Covariance  Eddy Covariance  Eddy Covariance  Eddy Covariance	De 16 Jun de 1999 Até 21 Set de 2000  De 19 Jun de 2002 até 28 Ago de 2003  De 29 Jun de 2000 até 28 Jun de 2001  De 08Jande2004 até 31 Dez de 2005  01 Jan 2000 - 31 Dez 2003

Há muitos outros experimentos nos vários sítios da Floresta Amazônica indicando também que as taxas de ET são maiores durante a estação seca do que na estação chuvosa, tais como Nepstad et al., (1994), Malhi et al., (2002) e Sommer et al., (2002). Estudos deste caráter têm melhorado significativamente o entendimento dos controles da evapotranspiração nos diferentes sítios na floresta Amazônica Brasileira, no entanto há ainda um leque de informações sobre a sazonalidade e controles da ET sobre áreas alagadas, dignas de atenção.

### 3.4 SENSORIAMENTO REMOTO

O princípio fundamental desta ferramenta é a obtenção de informações de um determinado alvo (cidades, vegetação, reservatórios, rios, etc.) através de dados coletados a distância por sensores, seja ele espacial ou terrestre. O conceito em si, de sensoriamento remoto, é muito amplo; no entanto, cada área da ciência possui seu próprio conceito.

Novo (1992), após algumas considerações, definiu sensoriamento remoto como sendo a utilização conjunta de modernos sensores, equipamentos para processamento e transmissão de dados, de aeronaves, de espaçonaves etc., com o objetivo de estudar o ambiente terrestre através do registro e da análise das interações entre e a radiação eletromagnética as substâncias componentes do planeta Terra em suas mais diversas manifestações.

A obtenção da primeira imagem fixada pela luz, princípio da máquina fotográfica, em 1822 por um francês (Joseph Nicéphore Niépce) proporcionou o início da idéia de sensoriamento remoto por meio das primeiras experiências com fotografias registradas na história. A partir desse momento, vários estudos permitiram aprimorar a idéia. Porém, só em 1856, uma câmera foi colocada em um balão e assim, tirada a primeira foto aérea. Este feito foi atribuído ao, também francês, Gaspar Felix Tournachon, que tirou a primeira foto aérea da cidade de Paris a bordo de um balão. Com o passar dos tempos, estudos e experiências com máquinas fotográficas a bordo de outras máquinas voadoras (dirigíveis, aviões, satélites, etc.) foram realizados e até hoje têm sido usados com o objetivo de mapear e estudar a superfície terrestre e seus fenômenos.

A base da tecnologia de sensoriamento remoto é a detecção das alterações sofridas pela radiação eletromagnética quando esta interage com os componentes

da superfície terrestre (alvos) (MENDES; CIRILO, 2001), ou seja, os fundamentos do sensoriamento remoto estão ligados à emissão de luz solar e sua reflexão por diversos alvos da superfície da terra. Neste momento, quando a luz é refletida, cada alvo (rio, vegetação, etc.) interage com a radiação incidente e a reflete de modo particular, que é captado pelos sensores (fotográficos, espaciais ou radiofrequência) e armazenado para posterior processamento e interpretação. Desta maneira, gera-se um, ou um conjunto de mapas que servirão de suporte para a tomada de decisão.

Existem dois tipos de sensores, os passivos e os ativos. Os sensores passivos (satélites, máquinas fotográficas, etc.) não produzem fonte de energia, necessitando de uma fonte natural (Sol) ou artificial (lâmpada) para que possam captar a energia refletida dos alvos em forma de ondas eletromagnéticas. Já os sensores ativos (radar, sonar, etc.) emitem energia em forma de ondas eletromagnéticas que são refletidas e captadas posteriormente.

O espectro eletromagnético (figura 3.5) é uma escala contendo os diversos comprimentos de onda emitidos e recebidos por um sensor, e está compreendido desde as ondas de raio gama ( $0,01\text{\AA}$  a  $1\text{\AA}$ ) até as ondas de rádio (1m a 100 km). Dentro deste espectro, encontramos a faixa compreendida entre  $0,30\text{ }\mu\text{m}$  e  $15\text{ }\mu\text{m}$ , representando o espectro óptico.

Ainda segundo Mendes e Cirilo (2001), os sistemas sensores que operam na região óptica do espectro podem ser classificados em função do tipo de energia que detectam como sensores termais e sensores de energia solar refletida. O espectro de energia refletida divide-se em visível ( $0,38\text{ }\mu\text{m}$  a  $0,72\text{ }\mu\text{m}$ ), infravermelho próximo ( $0,72\text{ }\mu\text{m}$  e  $1,3\text{ }\mu\text{m}$ ) e infravermelho médio ( $1,3\text{ }\mu\text{m}$  e  $3,0\text{ }\mu\text{m}$ ). Os sensores termais operam na região do infravermelho distante ( $7\text{ }\mu\text{m}$  e  $15\text{ }\mu\text{m}$ ). Em sensoriamento remoto, a resolução se apresenta em três independentes tipos: resolução espacial, resolução espectral e resolução radiométrica, informam Crósta (1992).

A resolução espacial é definida pela capacidade do sistema sensor em “enxergar” objetos na superfície terrestre; quanto menor o objeto possível de ser visto, maior a resolução espacial. A resolução espectral é inerente às imagens multiespectrais e é definida pelo número de bandas espectrais de um sistema sensor e pela largura do intervalo de comprimento de onda coberto por cada banda;

quanto maior o número de bandas e menor a largura do intervalo, maior é a resolução espectral de um sensor.

A resolução radiométrica é dada pelo número de níveis digitais, representando níveis de cinza, usados para expressar os dados coletados pelo sensor; quanto maior o número de níveis, maior é a resolução radiométrica. Além dessas resoluções, temos também a resolução temporal, que se refere ao tempo de revolução do satélite ao redor da terra.

## 4 SÍTIO EXPERIMENTAL E BASE DO CONJUNTO DE DADOS

Neste capítulo, são descritas as características da área experimental, a base do conjunto de dados e as técnicas utilizadas, os produtos MODIS, além das datas selecionadas para análise da pesquisa.

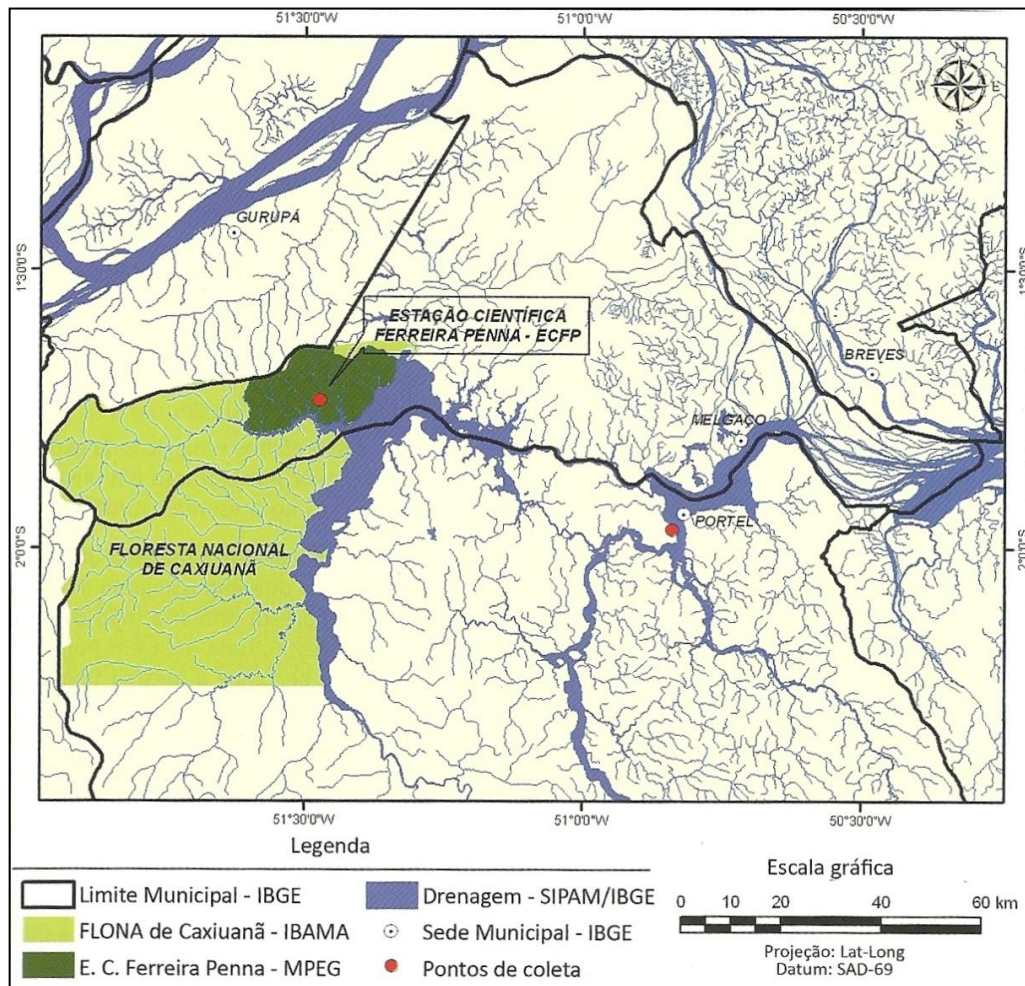
### 4.1 ÁREA DE ESTUDO

Algumas características marcantes sobre a Floresta Nacional de Caxiuanã e a Estação Científica Ferreira Penna, além dos ecossistemas naturais mais representativos encontrados nesta flona.

A Estação Científica Ferreira Penna (ECFPn) foi criada no final da década de 80 graças à colaboração de pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi e do botânico britânico Dr. Ghillean Tolmie Prance e sua equipe (LISBOA, 2002a). A ECFPn foi cedida ao Museu Paraense Emílio Goeldi, através do convênio 065/90 (D.O.U. 10/07/90), celebrado entre o IBAMA e o CNPQ/MPEG, com o propósito de servir de base para programas de pesquisa (LISBOA P., 2002a,b). Sua base física está situada na margem direita do rio Curuá com 2.707 m<sup>2</sup>, inserida nos domínios da Floresta Nacional de Caxiuanã (10° 42' 30" S e 51° 31'45" W). A ECFPn localiza-se em Melgaço, distando cerca de 400 km SW de Belém em linha reta. Limita-se ao norte pelo divisor de águas entre as bacias dos rios Caxiuanã e Amazonas, ao sul seu limite natural é o rio Caxiuanã, a Leste a baía de Caxiuanã e o igarapé do Laranjal e a Oeste com o igarapé Grande (LISBOA, P. 2002b) (Figura 4.1).

A precipitação média anual no sítio é de aproximadamente 2000 mm e a altura média do dossel é de aproximadamente 35m. O clima da região é do tipo tropical quente e úmido, com temperaturas médias anual de 26° C e médias extremas (mínimos e máximos) de 22° C e 32° C, respectivamente. Possui período mais chuvoso de janeiro a maio e período menos chuvoso de setembro a dezembro. A umidade relativa média anual situa-se em torno de 80%. A direção do vento predominante é de nordeste (MORAES et al., 1997). Mais de 660 espécies de árvores já foram identificadas dentro da reserva e aproximadamente 1/4 das mesmas é considerado raro.

Figura 4.1 – Localização da Floresta Nacional de Caxiuanã-Pa



Fonte: Lisboa, 2009.

## 4.2 CARACTERÍSTICAS DA FLONA DE CAXIUANÃ

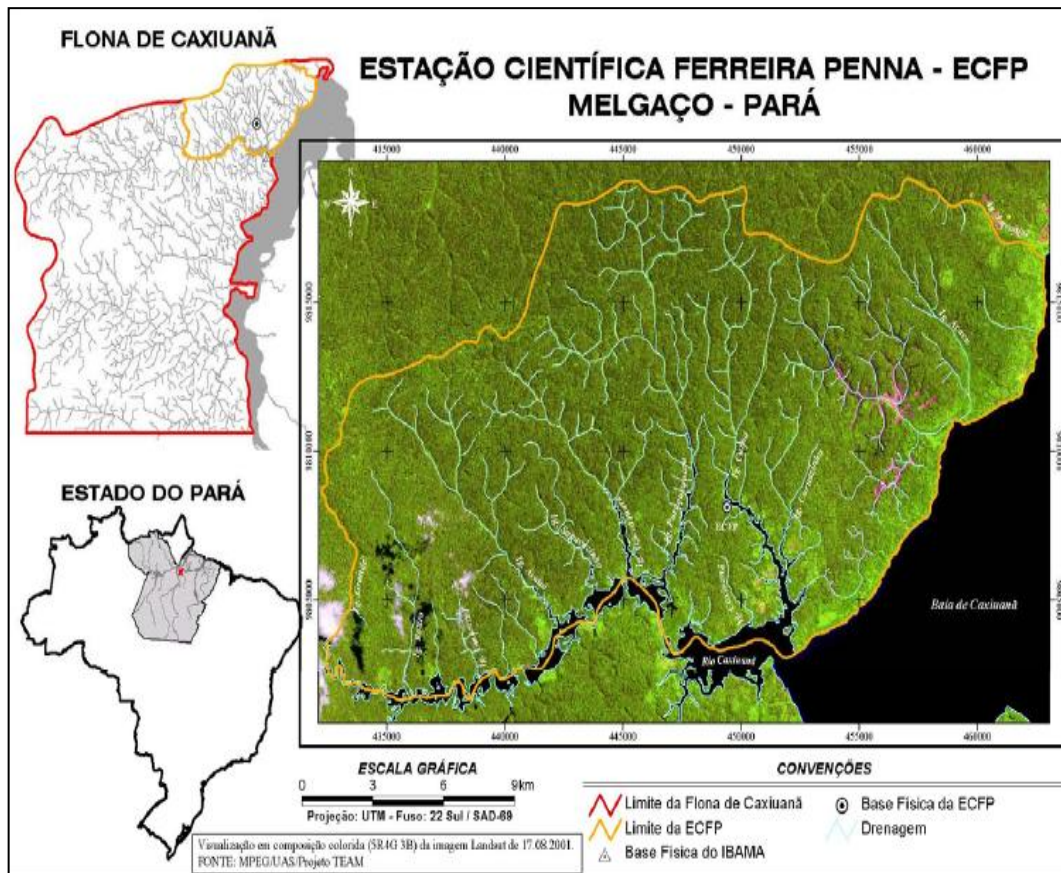
Conceitualmente, as flonas são áreas com cobertura florestal de espécies predominantemente nativas e têm como objetivo básico o uso múltiplo sustentável dos recursos florestais e a pesquisa científica, com ênfase em métodos para a exploração sustentável de florestas nativas (SNUC, LEI 9.985/2000).

A Amazônia Legal possui 19% de áreas protegidas sob a forma de Unidades de Conservação (UCs). Das Unidades de Conservação federais, 31 (12,05%) são Florestas Nacionais (Flonas) (INSTITUTO SOCIOAMBIENTAL, 2007). A Flona de Caxiuanã, criada pelo decreto-lei nº 194, de 22 de novembro de 1961, está localizada no estado do Pará e ocupa uma área de 324.060 hectares nas proximidades da baía de Caxiuanã, entre os rios Xingu e Tapajós. Corresponde a aproximadamente 70% do município de Portel e 30% do município de Melgaço-Pará.



Distante 400 km a oeste de Belém, a região de Caxiuanã possui alguns ecossistemas naturais mais representativos da região amazônica, como floresta de terra firme, igapó e várzea (Figura 4.2).

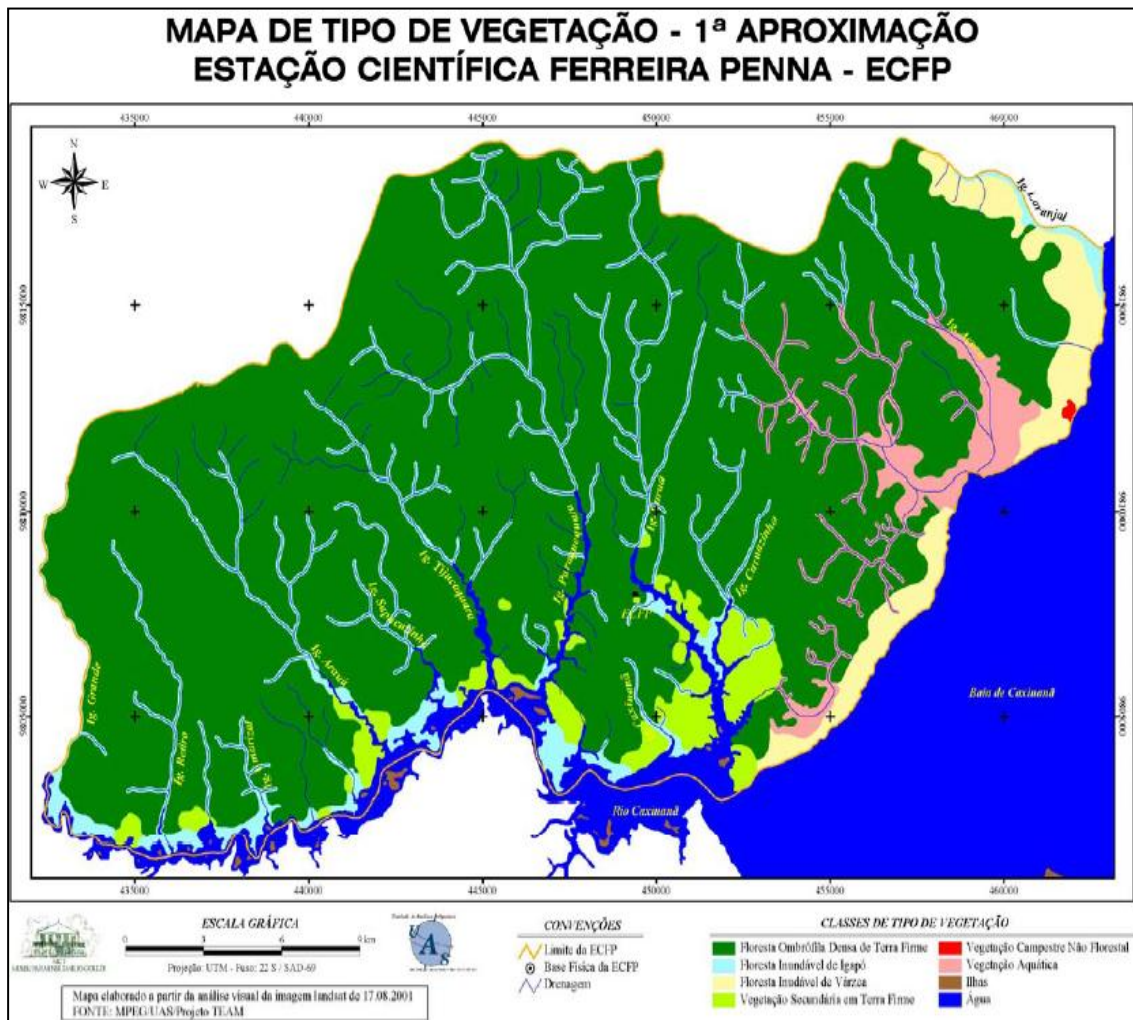
Figura 4.2 – Localização da ECFPn e Flona de Caxiuanã



Fonte: Moraes et al.,2006

A primeira tentativa de se mapear a vegetação na ECFPn por análises de geoprocessamento e sensoriamento remoto foi feita por Pardi La cruz (1996) e Santos & Pardi Lacruz (1997), que utilizaram imagens de satélite Landsat TM-5 e identificaram 4 tipos de vegetação e suas variações, trabalhando com uma escala de 1:100.000. De acordo com Almeida & Thales (2003), que utilizaram imagens de satélite com diferentes resoluções para mapear (escala de 1:50.000) os principais tipos de vegetação da ECFPn, são cinco tipologias de vegetação natural: floresta ombrófila densa de terra firme, floresta inundável de várzea, vegetação inundável de igapó, vegetação campestre não florestal e vegetação aquática (Figura 4.3).

Figura 4.3 - Distribuição da vegetação na ECFP, segundo MPEG/UAS/Projeto TEAM



Fonte: Moraes et al., 2006

A floresta densa de terra firme ocupa cerca de 85% do total da área. As florestas de inundação (várzea e igapó) apresentam características peculiares devido à drenagem feita por rios de águas negras. As florestas de várzeas, neste caso, são pobres em sedimentos, se comparadas com rios de águas claras. Estão localizadas em áreas de inundação onde a flutuação do nível da água é percebida pelo fluxo das marés, que é bem reduzido e também pela variação sazonal, que não é muito conspícua. As florestas de igapó localizam-se em rios mais internos, onde quase não há flutuação do nível da água, ficando a vegetação exposta a uma alagação de caráter mais permanente; vegetação savanóide (campo hidromórfico) que apresenta estrato herbáceo contínuo, destacando-se as gramíneas. Este ambiente apresenta características de savana ou cerrado, com paisagem formada por arbustos, árvores baixas e tortuosas com aspecto escleromórfico; vegetação



secundária (capoeira), resultado da ação antrópica, incluem desde áreas mais recentes ou até com 50 anos de idade, estando dispersas por toda ECFPn, em pequenas manchas de 5 hectares, ocupando cerca de 3% da área; vegetação residual em sítios de pomares, espalhadas nas margens de quase todos os rios e igarapés da bacia de Caxiuanã e pertenciam aos moradores remanejados da área, estando localizados no entorno das antigas habitações; vegetação aquática abundante (LISBOA et al., 1997).

### 4.3 CONJUNTO DE DADOS

Nesta pesquisa, utilizaram-se dois grupos de dados: um conjunto de dados de medições pontuais e outro conjunto de dados orbitais. O primeiro foi obtido através da torre micrometeorológica, situada dentro dos limites da ECFPn; enquanto o segundo conjunto foi obtido através de imagens orbitais do sensor MODIS/Acqua.

#### 4.3.1 Conjunto de dados pontuais

Os dados pontuais fazem parte do projeto Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA). Este é um programa de pesquisa multinacional e interdisciplinar liderado pelo Brasil, que tem como objetivo o entendimento das alterações nos ciclos da água, de carbono e de nutrientes, bem como dos balanços de energia solar, em função das modificações verificadas na cobertura vegetal da região.

O local de amostragem se localiza na área da Estação Científica Ferreira Pena (ECFPn), administrada pelo Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG). A torre usada para medidas de fluxo está situada em um grande platô, aproximadamente a 1 km ao norte da ECFPn. As medições micrometeorológicas de fluxos de energia e concentração de vapor d'água foram obtidas através de um sistema de correlação de vórtices turbulentos (eddy correlation), que calcula a covariância entre as flutuações na componente vertical da velocidade do vento, da temperatura e a concentração de vapor d'água na amostra de ar (SCHOTANUS, 1983).

Figura 4.4 - Torre micrometeorológica em Caxiuanã-Pa.



Fonte: Beltrão, J.C (2007)

#### 4.3.2 Conjunto de dados orbitais

O conjunto de imagens orbitais foi obtido através do sensor MODIS/Acqua e são médias de oito dias para os produtos MYD09, MYD11 e média de dezesseis dias para o produto MYD13. O sensor MODIS e seus produtos (MYD09, MYD11 e MYD13) são detalhadamente descritos a seguir.

##### a) Sensor MODIS

Este sensor foi projetado no Programa Earth Observing System (EOS) para fornecer uma série de observações globais da superfície terrestre, oceano e atmosfera nas regiões do visível e infravermelho do espectro eletromagnético. É o principal instrumento das plataformas orbitais *Terra* e *Acqua*, as quais foram lançadas em dezembro de 1999 e em maio de 2002, respectivamente (RUDORFF et al., 2007).

O sensor MODIS tem alta sensibilidade radiométrica (12 bits) em 36 bandas espectrais contidas no intervalo de 0,4 a 14,4 $\mu$ m do espectro eletromagnético. As

características dessas bandas permitiram o desenvolvimento inicial de 44 produtos MODIS. Os produtos MODIS podem ser adquiridos pelo site <http://www.modis-land.gsfc.nasa.gov>. É válido ressaltar que a utilização dos produtos MODIS se deve a resolução temporal do sensor MODIS/Aqua. Portanto, a vantagem utilizar imagens do sensor MODIS está na resolução temporal, todavia, em resolução espacial, os outros satélites podem se sobressair.

b) Produto MYD09 – Reflectância da superfície

A reflectância da superfície tem resolução espacial de 250m do sensor MODIS é derivada das bandas 1 e 2 no nível 1B da superfície da terra. O MYD09 é uma estimativa da reflectância espectral da superfície terrestre, para cada banda, que seria medida próximo ao solo, ou seja, desprezando os efeitos atmosféricos. Um processo de correção é aplicado a todos os pixels que passam pelo controle de qualidade do nível 1B, reduzindo os efeitos dos gases atmosféricos, de aerossóis e de nuvens pouco espessas, como cirrus. O produto reflectância da superfície L2G 250m do MODIS/Aqua (MYD09) é processado para todo globo diariamente usando o nível 2G 250m Pointer Files (MYDPTQKM), localizando a reflectância nível 2 da superfície (MYD09) em uma grade geográfica. A qualidade dos dados do produto MYD09GQK é fornecida em três níveis diferentes: para cada pixel, banda espectral e todo o arquivo da imagem (VERMOTE & VERMEULEN, 1999).

c) Produto MYD11 – Temperatura da superfície terrestre

O produto MYD11 utiliza, como dados de entrada, a radiância (MYD021KM), a geolocalização (MYD03), a máscara de nuvens (MYD35L2), a qualidade da cobertura do terreno (MYD12Q1) e a neve (MYD10L2). O arquivo de saída contém o SDSs de TST (temperatura da superfície), a garantia de qualidade (QA) dos pixels, o erro em TST, as emissividades das bandas 31 e 32, os ângulos zenitais, resolução espacial de 1 km, atributos locais e globais. Este produto utiliza o algoritmo split-window TST, que tem sido validado com dados do sensor MAS (MODIS Airborne Simulator) e medições de campo e o algoritmo dia/noite de temperaturas, que foi projetado especificamente para o sensor MODIS (WAN & LI, 1997). A precisão do algoritmo MODIS TST é de 1 km.

#### d) Produto MYD13 – Índice de vegetação

O dado bruto do sistema MODIS não é disponibilizado para os usuários, mas sim uma série de produtos. O produto MYD13, de nível 3 na hierarquia de processamento, contém, entre outros dados, as imagens NDVI em composições de 16 dias com resolução espacial de 250m. Essas composições são geradas através do modelo de reflectância bidirecional de Walthall (BRDF), quando o número de imagens sem nuvens do conjunto é maior que 5. Os parâmetros do modelo BRDF são utilizados para normalizar e interpolar a reflectância de superfície no ângulo de visada ao nadir. Quando o número de imagens sem nuvens é menor que 5, é utilizado o modelo CV-MVC (Constraint View angle Maximum Value Composite), através do qual são registrados os maiores valores de NDVI da série para um determinado pixel. Assim, fatores como nebulosidade, variações do ângulo de iluminação, vapor de água, aerossóis etc., são minimizados (CARROLL et al., 2004).

#### 4.4 CONSISTÊNCIA DOS DADOS PONTUAIS

É necessário salientar que antes dos dados terem sido usados para obtenção dos resultados, procedeu-se a uma análise dos mesmos para fins de controle de qualidade. A primeira etapa consistiu de uma inspeção visual de todos os sinais disponíveis. Observou-se que em vários arquivos havia falhas na gravação dos dados, sendo que os meses de fevereiro e novembro não havia valores registrados. Outro ponto importante é que dados de resposta rápida coletados na CLS (Camada Limite Superficial) podem conter erros devido ao processo de amostragem e medição dos sinais e outros devido à instrumentação utilizada. Os primeiros podem ser divididos em três categorias: (i) erros sistemáticos, (ii) erros aleatórios e (iii) erros associados a padrões de variabilidade de mesoescala (VICKERS & MAHRT, 1997).

Segundo Vickers & Mahrt (1997), o erro sistemático ocorre quando não é possível captar informações relevantes referentes às maiores escalas da turbulência que contribuem em fenômenos de transporte, conduzindo a uma subestimação das estimativas dos momentos estatísticos das grandezas de interesse, como é o caso dos fluxos turbulentos. O erro aleatório ocorre por amostragem inadequada dos principais vórtices devido ao comprimento insuficiente da série temporal. Este comprimento deve ser escolhido de maneira que seja grande o suficiente para reduzir o erro aleatório e pequeno o suficiente para evitar a incorporação de não-estacionaridades associadas a fenômenos de mesoescala e de escala sinótica na série a ser analisada.

Outros erros que podem ocorrer são aqueles devido à instrumentação utilizada. Os picos espúrios (*spikes*) estão entre este tipo de erro. Esses picos são fenômenos muito curtos no tempo, com amplitude de diversos desvios padrões acima da média do sinal. Este erro de medida, entre outros de natureza instrumental, e os citados anteriormente, são detectados e quantificados num programa criado por Vickers & Mahrt (1997), que oferece, no caso dos picos espúrios, a opção de gerar uma nova versão dos sinais sem tais picos. No programa, um valor limiar é estipulado e picos que excedem esse limiar são removidos. Na sequência, uma interpolação linear é efetuada para substituir os pontos que são retirados. Ressalta-se que os dados pontuais utilizados neste trabalho não passaram pelo controle de qualidade, sugerido por Vickers & Mahrt

(1997). De posse dos dados que estavam disponíveis, foram selecionadas as datas, vistas adiante na tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Dias selecionados, baseados nos dados pontuais e orbitais disponíveis.

<b>Data/2008</b>	<b>DOY</b>	<b>Produto MYD09</b>	<b>Produto MYD11</b>	<b>Produto MYD13</b>
06 março	065	065	065	065
14 abril	105	105	105	097
22 abril	113	113	113	113
09 maio	129	129	129	129
02 junho	153	153	153	161
03 julho	185	185	185	193
27 julho	209	209	209	209
20 agosto	233	233	233	225
05 setembro	249	249	249	257
08 outubro	281	281	281	273
16 outubro	289	289	289	289
18 dezembro	353	353	353	353

## 5 METODOLOGIAS DA PESQUISA

Nesta seção, encontram-se as metodologias empregadas no estudo. Os métodos para a geração dos resultados estão divididos em duas abordagens distintas. Na primeira, os resultados encontrados foram obtidos utilizando a metodologia do SEBAL na sua forma original, sem nenhum tipo de alteração (metodologia I). Na segunda abordagem, os resultados foram gerados a partir dos ajustes feitos em determinadas equações do SEBAL, com o intuito de calibrá-lo para as condições locais da Amazônia Oriental (metodologia II).

### 5.1 METODOLOGIA I: SEBAL SEM CALIBRAÇÕES

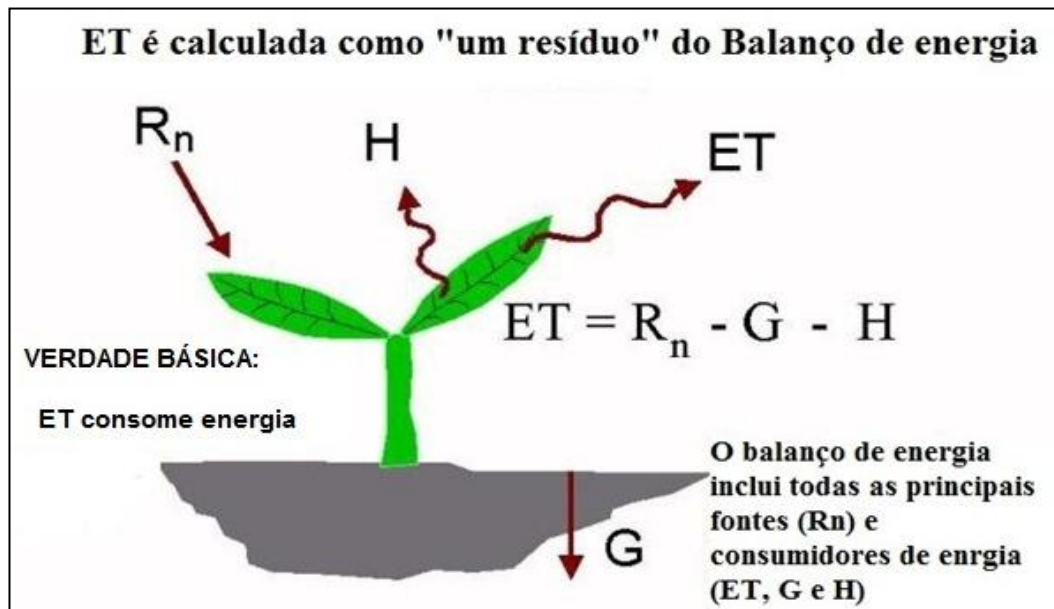
Como já mostrado nas seções anteriores, os métodos que provém de valores pontuais para quantificar a ET falham em descrever as situações em larga escala, portanto as medições por sensoriamento remoto podem ser aplicadas em diferentes escalas espaciais.

O balanço de energia determinado pelo algoritmo SEBAL necessita de poucas informações da superfície para estimar as componentes do balanço de energia através do sensoriamento remoto. A evapotranspiração, obtida pela divisão do fluxo de calor latente pelo calor latente de vaporização da água, foi estimada como o resíduo da equação do balanço de energia, contabilizando-se a diferença entre a radiação líquida, o fluxo de calor para o solo e o fluxo de calor sensível. A equação 5.1 apresenta o balanço de energia do algoritmo.

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (5.1)$$

Onde:  $\lambda ET$  é o fluxo de calor latente ( $W/m^2$ );  $R_n$  é o saldo de radiação na superfície ( $W/m^2$ );  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $W/m^2$ );  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $W/m^2$ ).

Figura 5.1 - Balanço de energia do SEBAL



Fonte: Adaptada Advanced training and users manual (2002).

O saldo de radiação na superfície ( $R_n$ ) representa a energia radiante do sol disponível na superfície. É computado considerando a radiação de onda curta incidente na superfície, a radiação da atmosfera que incide sobre a superfície e a radiação emitida pela superfície. A eq. 5.2 apresenta o cômputo do saldo de radiação líquida.

$$R_n = R_{s\downarrow} (1 - \alpha) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_{sup}) R_{L\downarrow} \quad (5.2)$$

Onde:  $R_{s\downarrow}$  é a radiação de ondas curtas incidentes ( $W/m^2$ );  $\alpha$  é o albedo de superfície (adimensional);  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de ondas longas incidentes ( $W/m^2$ );  $R_{L\uparrow}$  é a radiação de ondas longas emitidas ( $W/m^2$ ) e  $\epsilon_{sup}$  é a emissividade térmica da superfície (adimensional).

A radiação de ondas curtas incidente na superfície é o fluxo direto e difuso da radiação solar que alcança realmente a superfície da terra ( $W/m^2$ ). É calculada pela eq. 5.3 e em condições de céu sem nuvens, como uma constante para a utilização do tempo da imagem.

$$R_{s\downarrow} = S \times \cos(S_{zen}) \times dr \times \tau_{sw} \quad (5.3)$$



Onde:  $S$  é a constante solar ( $1367 \text{ W/m}^2$ );  $\cos(S_{zen})$  é o co-seno do ângulo de incidência solar ( $S_{zen}$ );  $dr$  corresponde à distância relativa Terra-Sol e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica, que é função da altitude do local de medição.

A radiação de ondas longas incidentes é o fluxo descendente da radiação térmica da atmosfera ( $\text{W/m}^2$ ). É computada usando a equação de Stefan-Boltzmann, conforme a eq 5.4:

$$R_{L\downarrow} = \epsilon_{atm} \times \sigma \times T_{ar}^4 \quad (5.4)$$

Onde:  $\epsilon_{atm}$  é a emissividade atmosférica (adimensional);  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$ );  $T_{ar}$  é temperatura do ar (K) obtida dos dados medidos na torre.

A radiação de ondas longas refletidas é o fluxo de radiação térmica emitida da superfície da terra à atmosfera ( $\text{W/m}^2$ ). É computada usando a equação de Stefan-Boltzmann, conforme a eq. 5.5.

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_{sup} \times \sigma \times T_{sup}^4 \quad (5.5)$$

Onde:  $\epsilon_{sup}$  é a emissividade da superfície (adimensional);  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$ ) e  $T_{sup}$  é a temperatura da superfície (K) obtida do produto MYD11 descrito anteriormente.

A emissividade atmosférica e da superfície podem ser estimadas de acordo com as equações 5.6 e 5.7.

$$\epsilon_{atm} = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad (5.6)$$

$$\epsilon_{sup} = 1.009 + 0.047 \times (\ln \text{NDVI}) \quad (5.7)$$

O fluxo de calor no solo é a taxa de armazenamento de calor no solo e na vegetação devido à condução térmica. O modelo SEBAL computa primeiramente a relação  $G/R_n$  usando a equação empírica 5.8, desenvolvida por Bastiaanssen (2000) para o meio-dia.

$$G/R_n = T_{sup} / \alpha (0.0038 \alpha + 0.0074 \alpha^2) \times (1 - 0.98 \times \text{NDVI}^4) \quad (5.8)$$

Onde:  $G$  é calculado multiplicando o valor de  $R_n$  e é expresso em ( $\text{W/m}^2$ ).

O fluxo de calor sensível é a taxa de perda de calor pela convecção e/ou condução, devido a um gradiente de temperatura. É computado usando a eq.5.9 para o transporte de calor.

$$H = (\rho_a \times c_p \times dT) / R_{ah} \quad (5.9)$$

Onde:  $\rho_a$  é a densidade do ar (kg/m<sup>3</sup>);  $C_p$  é o calor específico do ar (onde o produto entre os dois é 1155 J/m<sup>3</sup>/K);  $dT$  é a diferença de temperatura entre duas alturas ( $z_1$  e  $z_2$ );  $R_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s/m).

O fluxo de calor sensível (H) é função da diferença de temperatura, da rugosidade da superfície e da velocidade do vento. A equação 5.9 é difícil de resolver porque há dois parâmetros desconhecidos,  $R_{ah}$  e  $dT$ . Para facilitar esta cômputo, nós utilizamos os pixéis “âncoras” (onde os valores de confiança para H podem ser previstos e  $dT$  estimada para os pixéis) e a velocidade do vento pode ser estimada em uma dada altura.

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $R_{ah}$ ) é computada para uma atmosfera neutra (equilíbrio neutro é quando a parcela deslocada possui a mesma densidade que o ar que a envolve  $\gamma = \gamma_d$ ) como descrita na eq. 5.10.

$$R_{ah} = \ln (z_{ref}/z_{oh}) / u^* \times k \quad (5.10)$$

Onde:  $Z_{ref}$  corresponde à altura de referência acima de uma fonte ou sumidouro de calor, entre as quais existe uma resistência aerodinâmica ao transporte de calor (m);  $Z_{oh}$  corresponde ao comprimento de rugosidade aerodinâmica para o transporte de calor (igual a 0,1m);  $k$  corresponde a constante de Von Karman (igual a 0,41); enquanto que  $u^*$  corresponde à velocidade de fricção (m/s).

A velocidade da fricção ( $u^*$ ) é computada usando a lei logarítmica do vento para circunstâncias atmosféricas neutras (eq 5.11).

$$u^* = k \times U_x / \ln (Z/Z_{om}) \quad (5.11)$$

Onde:  $k$  é constante de Von Karman;  $U_x$  é a velocidade do vento (m/s) na altura  $Z$ ;  $Z_{om}$  é o comprimento de rugosidade da vegetação (em metros). O  $Z_{om}$  é uma medida do arrasto friccional da camada de ar que interage com a superfície, estimada conforme a eq. 5.12.

$$Z_{om} = 0.123 \times h \quad (5.12)$$

Onde:  $h$  é a altura da vegetação (em metros).

Em função da velocidade de fricção, pode-se calcular a velocidade do vento a uma altura acima do dossel da vegetação, na qual se assume que os efeitos da rugosidade da superfície possam ser desprezados. Esta altura é referida como “altura de mistura”, onde é adotado 100m como referência.  $U_{100}$  é calculado usando uma equação rearranjada (eq 5.13).

$$U_{100} = u^* \times (\ln(100/Z_{om}) / k) \quad (5.13)$$

Onde:  $U_{100}$  corresponde à velocidade do vento para “altura de mistura”.

Supondo que a velocidade  $U_{100}$  é constante para toda a área, podemos estimar a  $u^*$  para todos os pixels da imagem, definido como “altura de mistura” não afetada pelas características de superfície (equação 5.14):

$$u^* = k \times U_{100} / \ln(100/Z_{om}) \quad (5.14)$$

Onde: o  $Z_{om}$  é o comprimento de rugosidade estimado para cada pixel da imagem, estimado a partir do NDVI, conforme a equação 5.15:

$$Z_{om} = \text{Exp}(3.157 \times \text{NDVI} - 2.818) \quad (5.15)$$

Depois do cômputo dos valores de  $u^*$  para cada pixel da imagem, pode-se estimar a resistência aerodinâmica. A diferença de temperatura é determinada por meio de um processo iterativo de calibração, consistindo na seleção de dois pixels (quente e frio). Para determinar do fluxo de calor sensível máximo, usa-se a temperatura do pixel mais quente de acordo com a eq 5.16:

$$H_{max} = R_n(T_{supmax}) - G(T_{supmax}) \quad (5.16)$$

Onde:  $H_{max}$  corresponde ao fluxo de calor sensível máximo ( $W/m^2$ );  $R_n(T_{supmax})$  corresponde à radiação líquida referente ao pixel de maior temperatura ( $W/m^2$ );  $G(T_{supmax})$  corresponde ao fluxo de calor no solo para o pixel de maior temperatura em ( $W/m^2$ ).

Para determinar o gradiente máximo e o gradiente mínimo de temperatura do ar em um pixel quente e em um pixel frio, respectivamente, Bastiaanssen (1995) sugere as seguintes expressões:

$$dT_{ar}(T_{supmax}) = H_{max} \times R_{ah}(T_{supmax}) / \rho_a \times c_p \quad (5.17)$$

$$dT_{ar}(T_{supmin}) = 0 \quad (5.18)$$

Onde:  $dT_{ar}(T_{supmax})$  e  $dT_{ar}(T_{supmin})$  correspondem ao gradiente máximo e mínimo de temperatura do ar presente na imagem, respectivamente;  $R_{ah}(T_{supmax})$  corresponde à resistência aerodinâmica ao transporte de calor referente ao pixel de temperatura máxima (m/s).

Para a Determinação do fluxo de calor sensível do pixel central da imagem, pixel âncora e demais pixéis, utilizou-se as equações descritas em Bastiaanssen (1995):

$$H_{central} = \rho_a \times c_p \times dT_{arcentral} / R_{ahcentral} \quad (5.19)$$

$$dT_{arcentral} = a + b \times T_{sup} \quad (5.20)$$

$$b = dT_{ar}(T_{supmax}) / T_{supmax} - T_{supmin} \quad (5.21)$$

$$a = -b \times T_{supmin} \quad (5.22)$$

Onde:  $H_{central}$  é o fluxo de calor sensível do pixel central;  $dT_{arcentral}$  é o gradiente de temperatura do ar, presente na imagem referente ao pixel central;  $R_{ahcentral}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor do pixel central;  $T_{supmax}$  e  $T_{supmin}$  são as temperaturas da superfície referentes ao pixel da imagem de maior e menor temperatura, respectivamente.

Para o cômputo do H é necessário determinar o  $dT_{ar}$  próximo à superfície, que na realidade, é de difícil obtenção. Entretanto, para obter esse gradiente é necessário o conhecimento do H, que por sua vez é o que se deseja calcular. Para resolver esta equação, Bastiaanssen (1995) propõe uma solução que evita a consideração de que a temperatura da fonte de calor seja igual à temperatura radiativa da superfície.

A diferença entre a temperatura da fonte de calor e a temperatura do ar ( $dT_{ar}$ ) é determinada para um pixel da imagem de satélite onde o fluxo de calor sensível é considerado máximo, e considerado igual a zero para um pixel onde esse fluxo é

considerado zero. Esses pixels são identificados pela maior e menor temperatura da superfície, respectivamente, encontradas em uma determinada área selecionada na imagem. No pixel onde a temperatura da superfície é máxima, o fluxo de calor latente é considerado igual a zero e o fluxo de calor sensível é expresso pela eq 5.16.

No pixel onde a temperatura da superfície é mínima, o fluxo de calor sensível é considerado igual à zero, e conseqüentemente o gradiente vertical de temperatura do ar, também é zero. Posteriormente, a diferença em questão ( $dT_{ar}$ ) é determinada para o pixel de interesse, relativo à área de estudo, por meio de uma expressão linear que relaciona a temperatura radiativa da superfície com  $dT_{ar}$ , de acordo com as equações de 5.19 a 5.22.

A partir do cômputo do gradiente de temperatura da imagem, determina-se o  $H$  de cada imagem, de acordo com a eq. 5.9. Os valores do  $H$  determinados inicialmente, segundo Bastiaanssen (1998a), não representam de forma adequada o valor real do  $H$  para cada pixel. Portanto, uma solução baseada em um processo iterativo (Teoria de Monin-Obukov), descreve um perfil mais geral da velocidade vertical, por levar em consideração os efeitos da rugosidade e da estabilidade térmica. Para identificar as condições reais de estabilidade atmosférica, utilizou o comprimento de Monin-Obukov descrita na eq 5.23.

$$L = \rho_a \times c_p \times u^* \times T_{sup} / g \times k \times H_{central} \quad (5.23)$$

Onde:  $L$  é o comprimento de Monin-Obukhov (em metros);  $g$  aceleração da gravidade ( $9.81\text{m/s}^2$ ). Os valores de  $L$  definem as condições da estabilidade da atmosfera. Se  $L < 0$ , a atmosfera é considerada instável; se  $L > 0$ , a atmosfera é considerada estável e se  $L = 0$  a atmosfera é dada como neutra.

Para o cômputo da correção atmosférica segundo Monin-Obukhov, no transporte de momentum em condições de instabilidade atmosférica, utilizou-se à proposta de Paulson (1970) e Webb (1970), que estão descritas nas equações 5.24 a 5.32.

✓ Para as condições de atmosfera instável ( $L < 0$ )

$$\Psi_m(100m) = 2 \ln((1 + X_{100m})/2) + \ln(1 + (X_{100m})^2/2) - 2 \text{ArcTang}(X_{100m}) + 0.5\pi \quad (5.24)$$

$$\Psi_m(2m) = 2 \ln((1 + X_{2m}^2)/2) \quad (5.25)$$

$$\Psi_m(0.1m) = 2 \ln((1 + X_{0.1m}^2)/2) \quad (5.26)$$

Onde:

$$X_{100m} = (1 - 16 \times 100/L)^{0.25} \quad (5.27)$$

$$X_{2m} = (1 - 16 \times 2/L)^{0.25} \quad (5.28)$$

$$X_{0.1m} = (1 - 16 \times 0.1/L)^{0.25} \quad (5.29)$$

✓ Para as condições de atmosfera estável ( $L > 0$ );

$$\Psi_m(100m) = -5(200/L) \quad (5.30)$$

$$\Psi_h(2m) = -5(2/L) \quad (5.31)$$

$$\Psi_h(0.1m) = -5(0.1/L) \quad (5.32)$$

✓ Para as condições de atmosfera neutra  $L=0$ ;  $\Psi_m$  e  $\Psi_h = 0$

Após o cômputo da instabilidade atmosférica, o novo valor corrigido da velocidade da fricção e resistência aerodinâmica é determinado para cada iteração sucessiva como:

$$u^*_{\text{corrig}} = k \times U_{100} / \ln(100/Z_{om}) - \Psi_m(100m) \quad (3.33)$$

$$R_{ah\text{corrig}} = (\ln(Z_2/Z_1) - \Psi_h(2m) + \Psi_h(0.1m)) / k \times u^*_{\text{corrig}} \quad (3.34)$$

Onde:  $\Psi_m(100m)$  é a correção da estabilidade para o transporte do momentum em 100m;  $Z_2=2m$  e  $Z_1=0.1m$ ,  $\Psi_h(2m)$  e  $\Psi_h(0.1m)$  são correções da instabilidade para o fluxo de calor em 2 metros e 0.1 metros.

O valor de H corrigido foi obtido após as correções das condições iniciais assumidas de estabilidade atmosférica. Portanto, determinou-se a velocidade de fricção corrigida e um novo valor de resistência aerodinâmica, que por sua vez, foi utilizado até 5 repetições do processo, partindo-se do cálculo de dT. Todo processo foi executado (suas rotinas) no programa SPRING versão 5.8.1.

Para o cálculo do fluxo de calor latente instantâneo (valor instantâneo para o horário da passagem satélite em  $W/m^2$ ), que é a taxa de perda de calor latente da

superfície devido à evapotranspiração, pode ser computado para cada pixel usando a eq. 5.1.

Transformando este valor instantâneo de ( $W/m^2$ ) em (mm/h), utilizou-se a eq. 5.35, como sendo a porção evapotranspirada em mm na hora da passagem do satélite para cada imagem:

$$EVT_{inst} = 3600 \times \lambda ET / \lambda \quad (5.35)$$

Onde:  $EVT_{inst}$  é a evapotranspiração instantânea (mm/h); 3600 é a conversão de segundos para hora;  $\lambda$  é o calor latente de vaporização e/ou o calor absorvido quando um quilograma de água evapora (2,45MJ/kg).

## 5.2 METODOLOGIA II: AJUSTES DAS RELAÇÕES EMPÍRICAS

Originalmente, o SEBAL foi derivado para o Egito, Espanha e Nigéria (BASTIAANSSEN, 1995), no entanto, tem sido aplicado e validado para uma variedade de ecossistemas (BASTIAANSSEN et al., 1998B; BASTIAANSSEN et al., 1999; BASTIAANSSEN et al., 2001; BASTIAANSSEN et al., 2002, 2005, 2008; WANG et al., 1998; BASTIAANSSEN, 2000; FARAH & BASTIAANSSEN, 2001; BASTIAANSSEN & BANDARA, 2001; AHMAD & BASTIAANSSEN, 2003; BASTIAANSSEN & CHANDRAPALA, 2003; CHEMIN et al., 2004; ALLEN et al., 2005; EL-MAGD & TANTON, 2005; AKBARI et al., 2007; IMMERZEEL et al., 2008).

No Brasil, o SEBAL foi introduzido na Bacia do Rio São Francisco, no ano de 2000 (BASTIAANSSEN et al., 2001). Recentemente, Teixeira et al., (2008a), fizeram uma revisão nos parâmetros de entrada deste algoritmo a fim de avaliar a evapotranspiração e produtividade para a Bacia do Baixo-Médio São Francisco, Brasil. Neste estudo, os autores calibraram e validaram o SEBAL para a região usando medidas de campo de sete estações agrometeorológicas e de quatro sítios de fluxos. Durante este processo, foram investigadas a acurácia das relações empíricas individuais, bem como a validação final da ET regional diária. Assim, os autores adaptaram as equações relevantes para as condições semiáridas da Bacia do Baixo-Médio Rio São Francisco.

Como visto no item 3.3, na Amazônia Oriental um dos principais reguladores da evapotranspiração é o saldo de radiação ( $R_n$ ). Sendo assim, os ajustes no SEBAL fazem-se necessário primeiramente no termo  $R_n$  da equação geral do SEBAL (eq.

5.1). Para fazer as calibrações necessárias e validá-las para a região da Amazônia Oriental, usou-se a metodologia empregada por Teixeira et al., (2008a). Portanto, combinaram-se dados do MODIS/Aqua com medidas da torre micrometeorológica para revisar etapas selecionadas do SEBAL. Os parâmetros revisados foram: albedo da superfície ( $\alpha_o$ ), emissividade atmosférica ( $\epsilon_{atm}$ ), emissividade da superfície ( $\epsilon_{sup}$ ) e, por consequência, o saldo de radiação ( $R_n$ ).

### 5.2.1 Calibração e validação das equações do SEBAL

#### a) Albedo da superfície ( $\alpha_o$ )

A correção no albedo da superfície ( $\alpha_o$ ) faz-se necessária uma vez que as radiancias registradas pelo satélite são afetadas pela interação atmosférica no caminho de transferência radiativa. Sendo assim, parte de  $R_g$  é refletido de volta para o satélite antes que alcance a superfície terrestre (Teixeira et al., 2008a). De acordo com Menenti et al., (1989), uma relação linear simplificada do seguinte tipo (eq. 5.36), pode ser usada para a correção de todas as perturbações atmosféricas.

$$\alpha_o = a * \alpha_p + b \quad (5.36)$$

Onde:  $\alpha_o$  é albedo da superfície medido em campo;  $\alpha_p$  é o albedo planetário calculado pelo MODIS.

Para este fim, utilizaram-se medições de campo de albedo da superfície ( $\alpha_o$ ) combinadas com cálculos MODIS de albedo planetário ( $\alpha_p$ ). O fato de a área de estudo possuir dois períodos sazonais bastante caracterizados (estação chuvosa e seca), houve a necessidade de fazer as análises de regressão separadamente.

Os coeficientes encontrados foram:  $a = 1,32$  e  $b = 0,04$  (para a estação chuvosa);  $a = 0,70$  e  $b = 0,02$  (para a estação seca). A equação 5.36 foi aplicada a todas as imagens MODIS para determinar a variação espacial de  $\alpha_o$ .



Figura 5.2 – Relação entre albedo da superfície e albedo (medições da torre micrometeorológica) e albedo planetário (medições por imagens orbitais) para as datas da estação chuvosa.

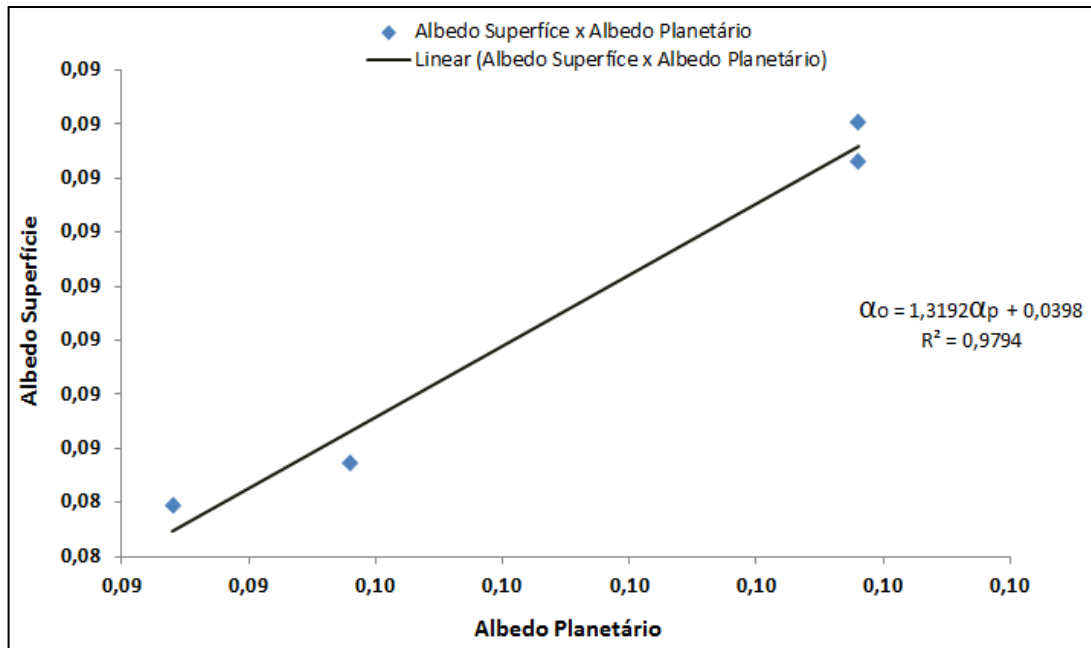
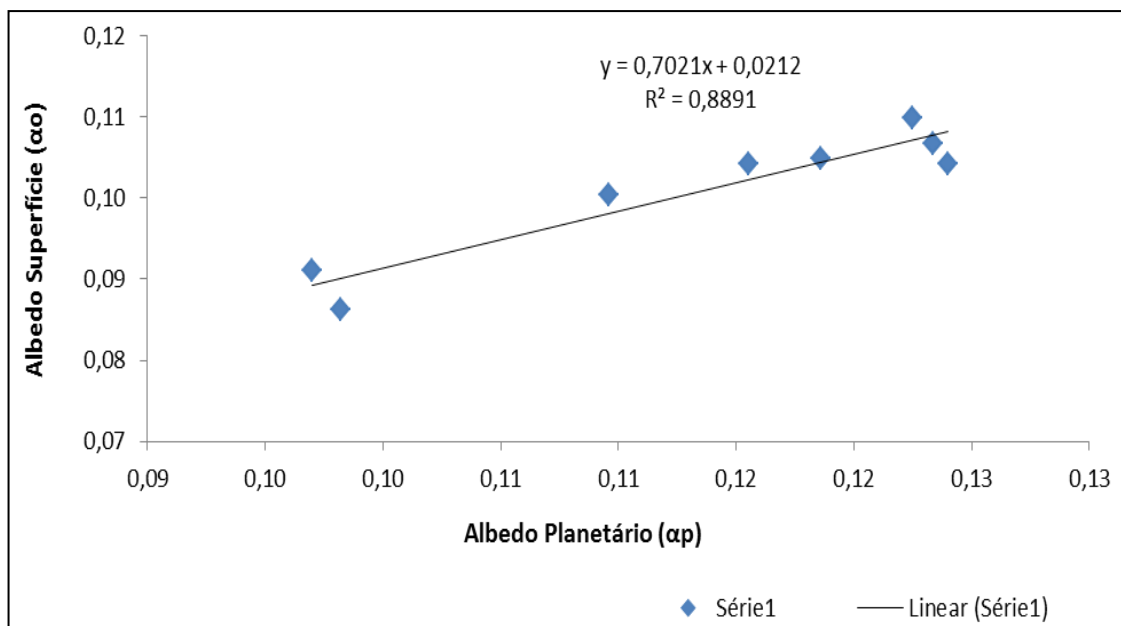


Figura 5.3 – Relação entre albedo da superfície e albedo (medições da torre micrometeorológica) e albedo planetário (medições por imagens orbitais) para as datas da estação seca e de transição.



b) Emissividade aparente da atmosfera ( $\epsilon_a$ )

Medidas de  $R_{L\downarrow}$  obtidos pela torre, em combinação com  $T_{ar}$ , permitiu investigar a emissividade aparente instantânea da atmosfera ( $\epsilon_a$ ). A emissividade aparente da atmosfera foi calculada a partir da equação 5.37 e os valores obtidos para cada data foram introduzidos na equação de Stefan-Boltzman, aplicando-a juntamente com valores de T, para todas as imagens MODIS para obter a  $R_{L\downarrow}$  regional, no saldo de radiação (eq. 5.2).

$$\epsilon_a = \frac{R_{L\downarrow}}{(\sigma \cdot T^4)} \quad (5.37)$$

Onde:  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera ( $W/m^2$ ) e  $T_{ar}$  é temperatura do ar (K), dados obtidos na torre;  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$ ).

c) Emissividade da superfície ( $\epsilon_o$ )

Valores de campo de radiação de onda longa refletida pela superfície, juntamente com estimativas de  $T_o$ , proporcionou quantificar a emissividade infravermelha termal ( $\epsilon_o$ ). A eq. 5.38 permitiu calcular a emissividade da superfície para cada data selecionada e seus valores foram introduzidos em todas as imagens para estimar  $R_{L\uparrow}$  no saldo de radiação (eq. 5.2).

$$\epsilon_o = \frac{R_{L\uparrow}}{(\sigma \cdot T^4)} \quad (5.38)$$

Onde:  $R_{L\uparrow}$  é a radiação de onda longa refletida pela superfície ( $W/m^2$ ) e  $T_{ar}$  é temperatura do ar (K);  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$ ).

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta seção, os resultados são apresentados em sequência correspondente aos objetivos específicos (a), (b) e (c). Desta maneira, primeiramente abordam-se os resultados gerados através da metodologia I (referentes ao objetivo específico (a)); na sequência, são discutidos os resultados obtidos a partir da metodologia II (referentes aos objetivos específicos (b) e (c)).

### 6.1 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO (SEBAL SEM CALIBRAÇÃO)

É analisada a evapotranspiração estimada e especializada a partir do SEBAL sem qualquer tipo de ajuste. Para verificar a acurácia deste algoritmo, os resultados de ET obtida por eddy correlation também são abordados. A partir de agora, a evapotranspiração calculada pelo método de eddy correlation será referida como  $ET_{OBS}$ ; enquanto a evapotranspiração estimada pelo SEBAL será mencionada como  $ET_{SEBAL}$ . É importante ressaltar que todos os valores de  $ET_{SEBAL}$  extraídos das imagens são oriundos do pixel coincidente ao ponto de medição da torre micrometeorológica, o que respalda com confiabilidade as análises.

#### 6.1.1 Evapotranspiração Mensal

Analisar os resultados de forma sazonal é importante porque os períodos chuvoso e menos chuvoso, característicos de Caxiuanã, são fatores que determinam as trocas de vapor d'água na floresta, em razão da variação na quantidade de energia disponível e na disponibilidade de água no solo. A Figura 6.1 apresenta a média mensal de ET para cada mês do ano, calculada por eddy correlation e estimada pelo SEBAL. Na Tabela 6.1, encontram-se estes valores médios mensais, as médias sazonais da estação chuvosa, transição e seca; além do erro médio para cada período.

De maneira geral, a evapotranspiração estimada pelo SEBAL revela uma superestimativa em relação à evapotranspiração calculada por método de eddy correlation, principalmente nos meses de transição. Neste período, o erro percentual entre  $ET_{OBS}$  e  $ET_{SEBAL}$  foi em média -33%; enquanto para os meses da estação chuvosa e seca foram em média -24% e 6%, respectivamente. Os meses do período seco de Caxiuanã apresentaram as maiores taxas evapotranspirativa do ano, em média  $3,7 \text{ mm.dia}^{-1}$ . A série temporal da evapotranspiração mensal média estimada pelo SEBAL foi extraída de Ferreira Júnior et al., (2010).

A  $ET_{OBS}$  mostrou uma sazonalidade muito acentuada. Este padrão sazonal na evapotranspiração foi semelhantemente reproduzido pela SEBAL, apresentando qualitativamente o mesmo padrão temporal ao longo do ano. As semelhanças nesta sazonalidade foram mais satisfatórias na estação seca, principalmente em outubro e dezembro, onde  $ET_{OBS}$  e  $ET_{SEBAL}$  tiveram valores iguais (Figura 6.1 e Tabela 6.1). O fato de a nebulosidade ser menor nos meses da estação seca favorece uma maior precisão na estimativa da evapotranspiração gerada pelo SEBAL, uma vez que dados ópticos e termais obtidos por sensoriamento remoto apresentam limitações causadas principalmente pela cobertura de nuvens.

Os resultados de evapotranspiração estimados pelo SEBAL mostraram-se coerentes com os valores reportados para a região, apresentando as maiores taxas evapotranspirativa de junho a dezembro, ou seja, nos meses de transição e de estação seca (em torno de  $4,2\text{mm.dia}^{-1}$  e  $4,0\text{mm.dia}^{-1}$ , respectivamente). De acordo com Negrón-Juárez (2007), a ET nos diversos pontos da Amazônia variam de  $2,5 \pm 0,4$  a  $4,1 \pm 0,4$  mm/dia durante a estação chuvosa e de  $3,8 \pm 0,6$  a  $4,3 \pm 0,9$  mm/dia durante a estação seca. Ademais, Hasler & Avissar (2007) ao investigarem a variabilidade temporal e espacial do ciclo de ET, usando medições de fluxo de eddy covariance em oito diferentes torres do LBA na Amazônia, concluíram que a evapotranspiração nas estações próximas ao Equador ( $2^{\circ}$ - $3^{\circ}$  S) apresentam forte sazonalidade, com aumento durante a estação seca e decréscimo na estação chuvosa.

Figura 6.1 - Evapotranspiração média mensal a partir de eddy correlation (linha vermelha) e SEBAL (linha azul).

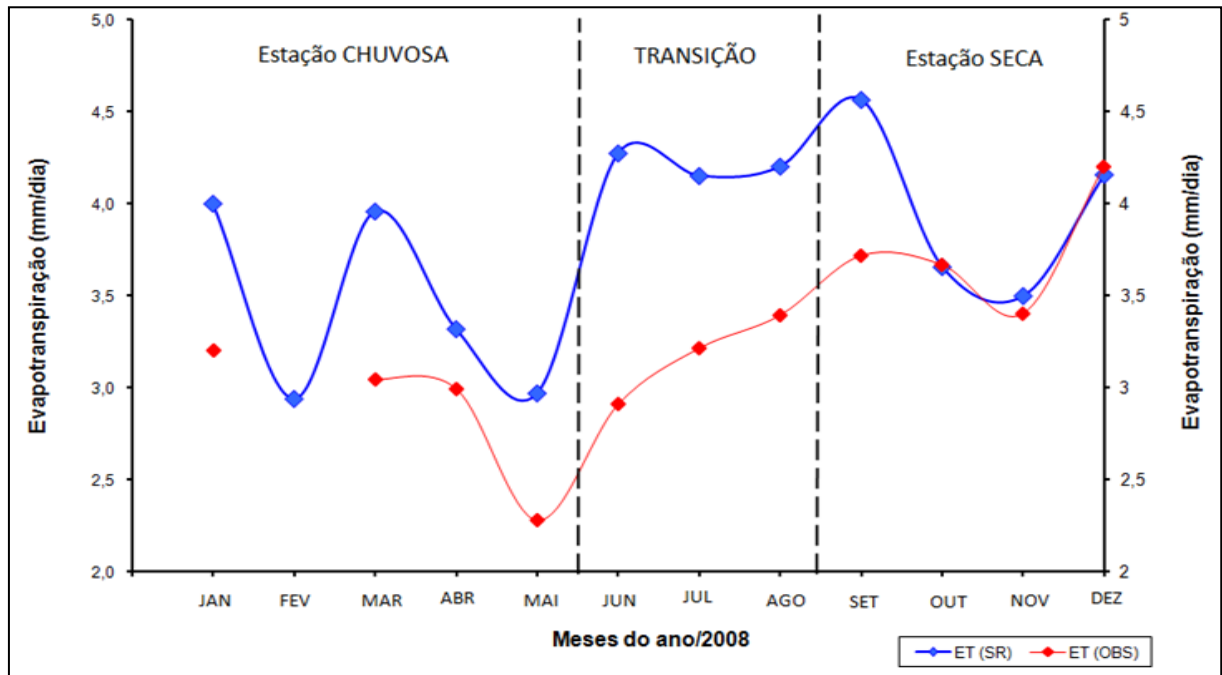


Tabela 6.1 - Evapotranspiração média mensal por eddy correlation, calculada pelo SEBAL e erro percentual entre os dois métodos.

Período	Meses	ET <sub>OBS</sub> (mm.dia <sup>-1</sup> )	ET <sub>SEBAL</sub> (mm.dia <sup>-1</sup> )	Erro (%)
ESTAÇÃO CHUVOSA	Janeiro	3,2	4,0	-25
	Fevereiro	-----	2,9	-----
	Março	3,0	4,0	-30
	Abril	3,0	3,3	-11
	Maio	2,3	3,0	-30
	<b>Média</b>	<b>2,9</b>	<b>3,4</b>	<b>-24</b>
TRANSIÇÃO	Junho	2,9	4,3	-47
	Julho	3,2	4,2	-29
	Agosto	3,4	4,2	-24
	<b>Média</b>	<b>3,2</b>	<b>4,2</b>	<b>-33</b>
ESTAÇÃO SECA	Setembro	3,7	4,6	-23
	Outubro	3,7	3,7	0
	Novembro	3,4	3,5	-3
	Dezembro	4,2	4,2	0
	<b>Média</b>	<b>3,7</b>	<b>4,0</b>	<b>-6</b>

O entendimento sobre o balanço de radiação, conhecido também como saldo de radiação ( $R_n$ ), é outro fator fundamental na determinação da energia disponível em um sistema solo-planta, por ser utilizado nos processos biofísicos. Dentre esses processos, destacam-se a evapotranspiração, aquecimento do sistema solo-planta-atmosfera, trocas de calor sensível pela advecção do ar e fotossíntese. A Figura 6.2 ilustra a relação entre o saldo de radiação médio mensal e a média mensal da evapotranspiração calculada por eddy correlation. A tabela 6.2 inclui os valores médios mensais e sazonais de  $R_n$ .

Em média, o saldo de radiação foi maior nos períodos de transição e seco, com  $14,5 \text{ MJ.dia}^{-1}$  e  $14,0 \text{ MJ.dia}^{-1}$ , respectivamente. Apresentou um pico no primeiro mês da estação seca (agosto, com  $15,7 \text{ MJ.dia}^{-1}$ ). Isto pode ser explicado porque (i) do período de transição para a estação seca, os principais sistemas precipitantes da região não atuam de forma significativa; (ii) por consequência, o fato da região situar-se na faixa equatorial e da ausência significativa de nebulosidade, a radiação global incidente é maior. A partir do mês de dezembro, a região começa a experimentar a influência dos sistemas precipitantes, o que explica a queda acentuada no saldo de radiação, aumento na cobertura de nuvens e no acumulado da precipitação.

A Figura 6.2 revela claramente que a variação sazonal no padrão da evapotranspiração coincide com o aumento do saldo de radiação. Este achado ratifica a hipótese de que as maiores taxas de ET acontecem durante estação seca por terem como principal controlador o saldo de radiação à superfície (Figuras 6.2). Comportamento semelhante foi revelado por estudos de Rocha et al. (2004), Souza-Filho et al. (2005), Hasler & Avissar (2007) e Costa et al., (2010). No entanto, as análises destes autores indicaram também que existem outros diferentes fatores ambientais e de vegetação controlando a sazonalidade da ET.

Figura 6.2 - Saldo de radiação médio mensal, em MJ.dia<sup>-1</sup> (linha vermelha) e evapotranspiração média mensal, em mm.dia<sup>-1</sup> (linha azul)

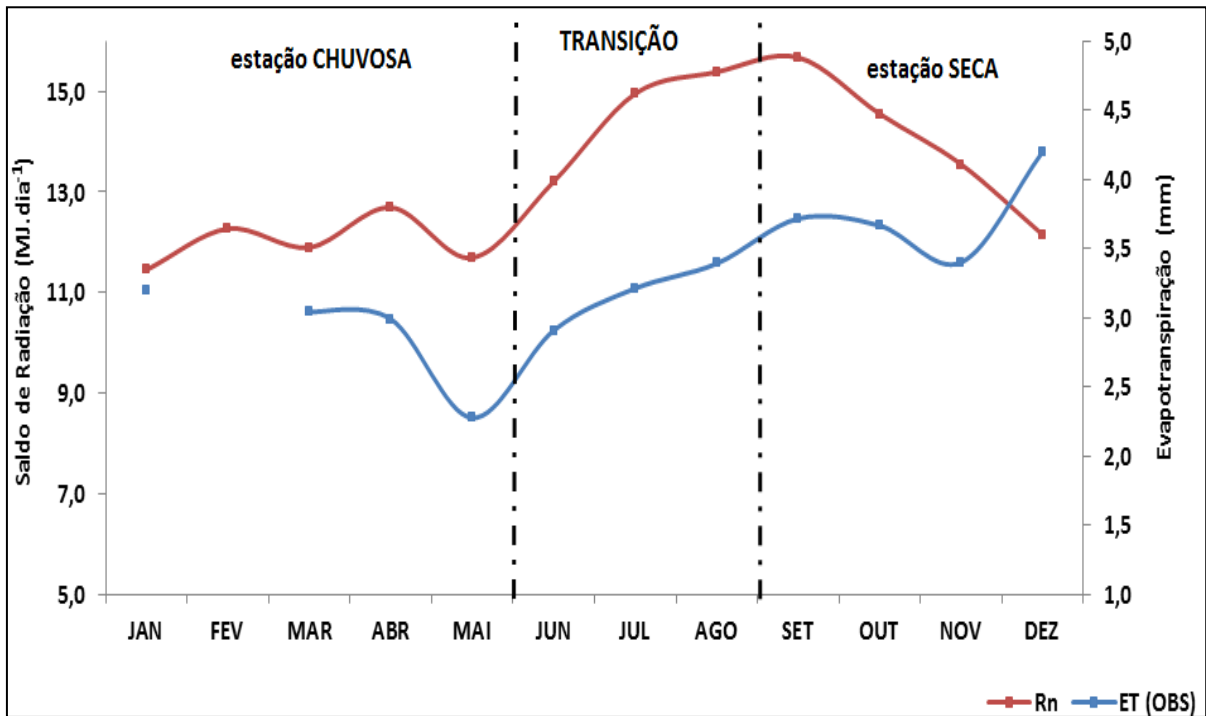


Tabela 6.2 - Média mensal do saldo de radiação para as estações chuvosa, transição e seca.

Meses	Saldo radiação (MJ.dia <sup>-1</sup> )	Período
Janeiro	11,4	<b>ESTAÇÃO CHUVOSA</b>
Fevereiro	12,3	
Março	11,9	
Abril	12,7	
Maio	11,7	
<b>Média</b>	<b>12,0</b>	
Junho	13,2	<b>TRANSIÇÃO</b>
Julho	15,0	
Agosto	15,4	
<b>Média</b>	<b>14,5</b>	
Setembro	15,7	<b>ESTAÇÃO SECA</b>
Outubro	14,5	
Novembro	13,5	
Dezembro	12,1	
<b>Média</b>	<b>14,0</b>	

Outro fato que explica esta manutenção nas altas taxas de ET mesmo no período seco é que a reposição de umidade do solo durante os meses da estação chuvosa, normalmente fornece água suficiente para manter altas taxas de ET mesmo nos meses do período seco, suavizando os impactos dos déficits de precipitação neste período de pouca disponibilidade hídrica (NEGRÓN JUARÉZ et al., 2007). Isto é, o armazenamento de umidade do solo disponível para absorção da raiz pode ser suficiente para manter a taxa de evapotranspiração igual ou até mesmo maior do que na estação chuvosa, como já mostraram também Malhi et al., (2002), Nepstad et al., (1994), Sommer et al., (2002) e Souza Filho et al., (2005). Em analogia, se o déficit de chuvas durante a estação chuvosa for muito grande, resultará num armazenamento reduzido no reservatório de umidade do solo, o que pode indicar um possível impacto de baixa precipitação na estação seca subsequente. É importante fazer um estudo de caso para o mês de dezembro, a fim de investigar o fato de a ET aumentar apesar da queda no saldo de radiação.

Ressalta-se que o ano em análise (ano 2008) esteve influenciado pelo fenômeno La Niña, o qual favoreceu o aumento de chuvas na região da Amazônia Oriental. O total acumulado da precipitação para este ano foi 2392,3 mm.ano<sup>-1</sup>, superando a precipitação média anual no sítio que é de aproximadamente 2000 mm.ano<sup>-1</sup> (LISBOA & FERRAZ, 1999). A estação chuvosa teve um acumulado médio em torno de 337,5 mm (o mês de março apresentou maior acumulado do ano, em torno de 585,5 mm); enquanto os meses de transição e do período seco tiveram um acumulado médio de 98,4 mm e 102,4 mm, respectivamente (Figura 6.3 e Tabela 6.3). Portanto, a estação chuvosa desempenhou papel fundamental para que houvesse a manutenção das altas taxas de ET mesmo na estação seca. Este comportamento faz supor que nos meses com menor acumulado de precipitação, a transpiração pode ter sido a principal fonte para a ET da região, que por sua vez está ligada à produção primária da floresta. Para Li & Fu (2004) e Fu & Li (2004) esta manutenção desempenha papel central na determinação do início da estação chuvosa subsequente que irá ocorrer. Assim, uma melhor compreensão dos controles de ET da floresta, durante a estação seca é importante para predizer o calendário e a variabilidade do início da estação chuvosa.



Figura 6.3 - Acumulado mensal de precipitação e evapotranspiração média mensal obtida por eddy correlation (linha vermelha).

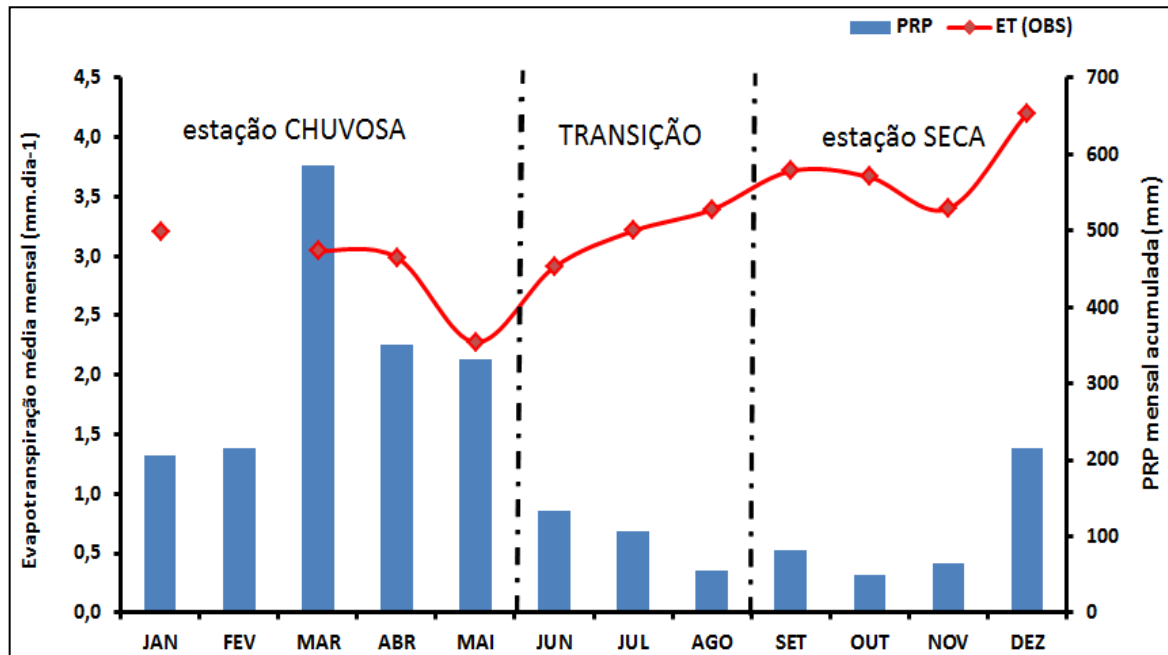


Tabela 6.3 - Acumulado mensal de precipitação e acumulado médio para a estação chuvosa, transição e seca.

Meses	PRP acumulada (mm)	Período
Janeiro	205,7	<b>ESTAÇÃO CHUVOSA</b>
Fevereiro	214,6	
Março	585,5	
Abril	349,8	
Maio	332,0	
<b>Média</b>	<b>337,5</b>	
Junho	132,9	<b>TRANSIÇÃO</b>
Julho	107,4	
Agosto	54,9	
<b>Média</b>	<b>98,4</b>	
Setembro	81,3	<b>ESTAÇÃO SECA</b>
Outubro	48,5	
Novembro	64,0	
Dezembro	215,8	
<b>Média</b>	<b>102,4</b>	
<b>Total acumulado da PRP = 2392,3 mm</b>		

### 6.1.2 Evapotranspiração diária

Para verificar a acurácia da espacialização da evapotranspiração diária gerada pelo SEBAL, selecionaram-se dozes datas para análise. No entanto, são apresentados apenas cinco para discussão. Delas, duas datas fazem parte da estação chuvosa (DOY 065 e 113), uma para o período de transição (DOY 185) e duas datas para a estação seca (DOY 289 e 321). Além disso, o comportamento horário da relação entre  $ET_{OBS}$  e  $R_n$  também será discutido, tendo em vista que estudos envolvendo a radiação solar são importantes por ser esta a principal fonte de energia para os processos físicos e biológicos que ocorrem na biosfera e, em particular, na floresta (LEITÃO, 1994).

#### a) Espacialização da ET diária para estação chuvosa

A evapotranspiração diária espacializada para a flona de Caxiuanã, referente às imagens 065 (dia 06 de março) e 113 (dia 22 de abril) é mostrada na Figura 6.4 e 6.5, respectivamente. Para a data 065, a  $ET_{SEBAL}$  foi aproximadamente  $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$  e a  $ET_{OBS}$  registrou um valor de  $2,9 \text{ mm.dia}^{-1}$ , ou seja, o algoritmo superestimou a evapotranspiração em torno de  $1,1 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Apesar disto, pode-se considerar que o algoritmo conseguiu reproduzir com relativa coerência a demanda evapotranspirativa para este dia, uma vez que o erro percentual entre os valores de  $ET_{OBS}$  e  $ET_{SEBAL}$  foi de apenas -37% (tabela 6.4).

A evapotranspiração diária para o dia 113 sofreu subestimativa, em torno de  $1,2 \text{ mm.dia}^{-1}$ . A  $ET_{SEBAL}$  apresentou  $1,2 \text{ mm.dia}^{-1}$ , enquanto a  $ET_{OBS}$  foi aproximadamente  $2,4 \text{ mm.dia}^{-1}$ , conduzindo a um erro de 52% entre o resultado medido e estimado (Tabela 6.4). Apesar disto, os valores de evapotranspiração diária calculado pelo algoritmo mostraram-se coerentes com aqueles reportados para a região.

Figura 6.4 - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL, para o dia 065. O contorno (linha preta) delimita parte da Flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km.

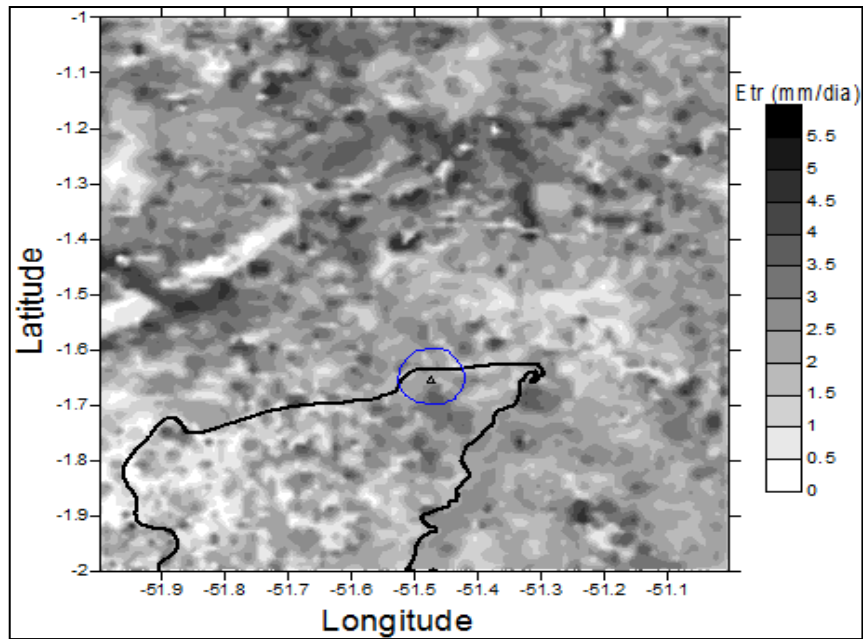


Figura 6.5 - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL, para o dia 113. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km.

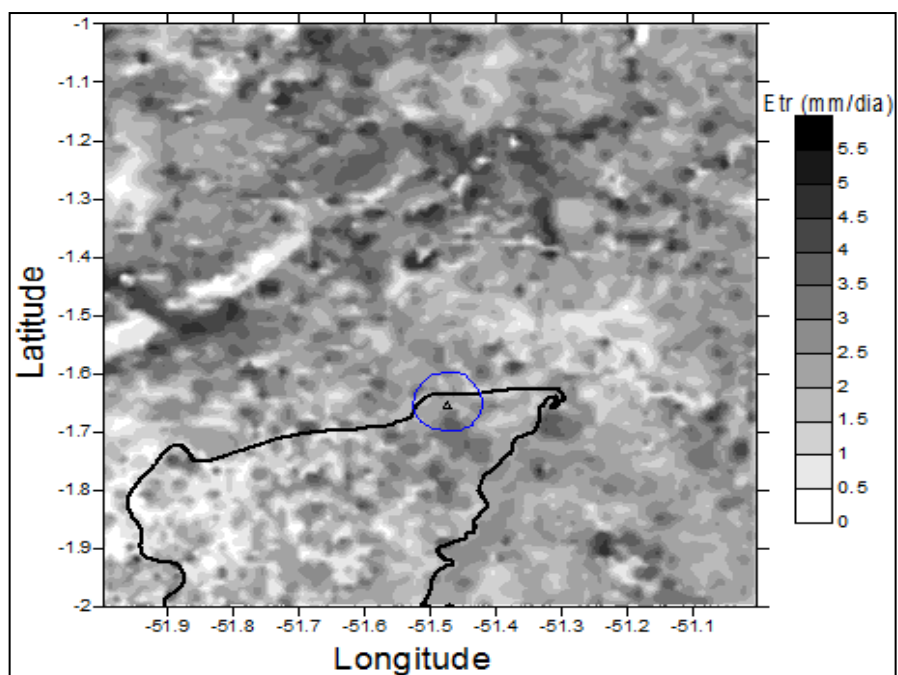


Tabela 6.4 - Evapotranspiração diária medida por eddy correlation, estimada pelo SEBAL e o erro percentual entre os dois métodos.

	<b>Dia</b>	<b>ET<sub>OBS</sub> (mm/dia)</b>	<b>ET<sub>SEBAL</sub> (mm/dia)</b>	<b>Erro (%)</b>
<b>ESTAÇÃO CHUVOSA</b>	065	2,9	4,0	-37
	105	2,5	6,1	-149
	113	2,4	1,2	52
	129	2,3	0,9	63

No estudo de Souza-Filho et al. (2005), a evapotranspiração total para o período chuvoso em Caxiuanã foi 108,2 mm, com valor médio de 2,9 mm.dia<sup>-1</sup>. Para a floresta de Ji-Paraná, Alves et al., (1999) encontrou os valores 3,6 mm.dia<sup>-1</sup> para a estação chuvosa. O estudo de Sousa et al., (2007) mostrou que em Caxiuanã a evapotranspiração no período chuvoso foi em média 4,18 mm.dia<sup>-1</sup>, no entanto, os dados observados utilizados na pesquisa (ano 2000) mostrou uma ET maior no período chuvoso. De acordo com os autores, esta foi uma peculiaridade que esteve combinada com as características climáticas do ano 2000, o qual esteve sobre influência de um episódio de El Niño. Nos diversos pontos da Amazônia, segundo Negrón Juárez et al., (2007) a ET na estação chuvosa variam de 2,5 ± 0.4 a 4,1 ± 0.4 mm.dia<sup>-1</sup> durante a estação chuvosa.

#### b) Espacialização da ET diária para o período de transição

A evapotranspiração diária espacializada para a flona de Caxiuanã referente à imagem 185 (dia 03 de julho) é mostrada na Figura 6.6. O valor da ET diária estimada para esta data foi de aproximadamente 4,0 mm.dia<sup>-1</sup>. Apesar de o SEBAL ter superestimado o valor da evapotranspiração em relação a ET obtida na torre, a diferença entre a ET estimada e medida foi de apenas 0,8 mm.dia<sup>-1</sup>, uma vez que a ET<sub>OBS</sub> registrou um valor de 3,2 mm.dia<sup>-1</sup>. Os outros valores estimados de evapotranspiração estão contidos na tabela 6.5, bem como o erro percentual. Neste período de transição, as diferenças entre a evapotranspiração diária estimada pelo SEBAL e ET medida na torre são menores que as diferenças encontradas para os dias da estação chuvosa. Isto é esperado porque a cobertura de nuvens para este período já é menos acentuada, o que favorece uma melhor simulação dos fluxos em superfície para modelos baseados em técnicas de sensoriamento remoto.

Figura 6.6 - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL, para o dia 185. O contorno (linha preta) delimita a flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km.

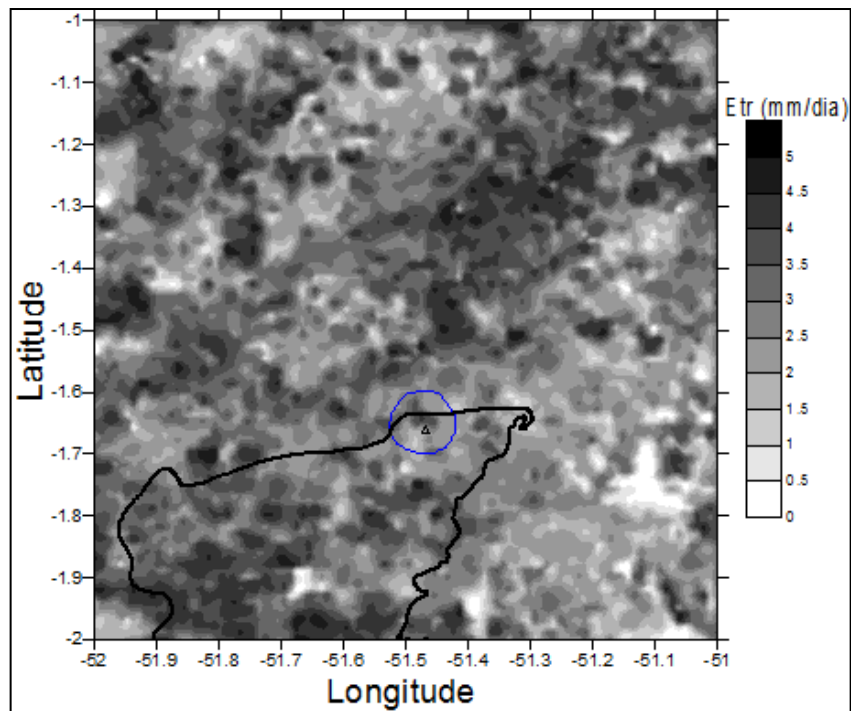


Tabela 6.5 - Evapotranspiração diária medida por eddy correlation, estimada pelo SEBAL e o erro percentual entre os dois métodos.

	Dia	ET <sub>OBS</sub> (mm/dia)	ET <sub>SEBAL</sub> (mm/dia)	Erro (%)
<b>TRANSIÇÃO</b>	153	2,3	2,7	-17
	185	3,2	4,0	-24
	209	3,5	3,7	-6
	233	3,2	3,0	6

### c) Espacialização da ET diária para a estação seca

No geral, os resultados estimados pelo SEBAL para os dias do período seco, assim como no período de transição, foram relativamente mais semelhantes aos valores medidos na torre micrometeorológica. A espacialização da ET para os dias 289 (16 de outubro) e 353 (18 de dezembro) está mostrada nas Figuras 6.7 e 6.8, respectivamente.

A ET<sub>OBS</sub> para o dia 289 registrou um valor em torno de 2,7 mm.dia<sup>-1</sup>, enquanto a ET<sub>SEBAL</sub> foi de aproximadamente 3,3 mm.dia<sup>-1</sup>, com erro entre valores medido e estimado de apenas -22%. Isto é, o algoritmo superestimou a evapotranspiração em torno de 0,6 mm.dia<sup>-1</sup>. Para o dia 353, os valores de evapotranspiração foram ET<sub>OBS</sub>

2,5 mm.dia<sup>-1</sup> e ET<sub>SEBAL</sub> 1,8 mm.dia<sup>-1</sup>, com uma subestimativa de 0,7 mm.dia<sup>-1</sup> feita pelo algoritmo. O erro percentual foi de 28% (tabela 6.6).

Tabela 6.6 - Evapotranspiração diária medida por eddy correlation, estimada pelo SEBAL e o erro percentual entre os dois métodos.

ESTAÇÃO SECA	Dia	ET <sub>OBS</sub> (mm/dia)	ET <sub>SEBAL</sub> (mm/dia)	Erro (%)
		249	3,7	3,8
	281	3,5	3,7	-6
	289	2,7	3,3	-22
	353	2,5	1,8	28

Figura 6.7 - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL, para o dia 289. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km.

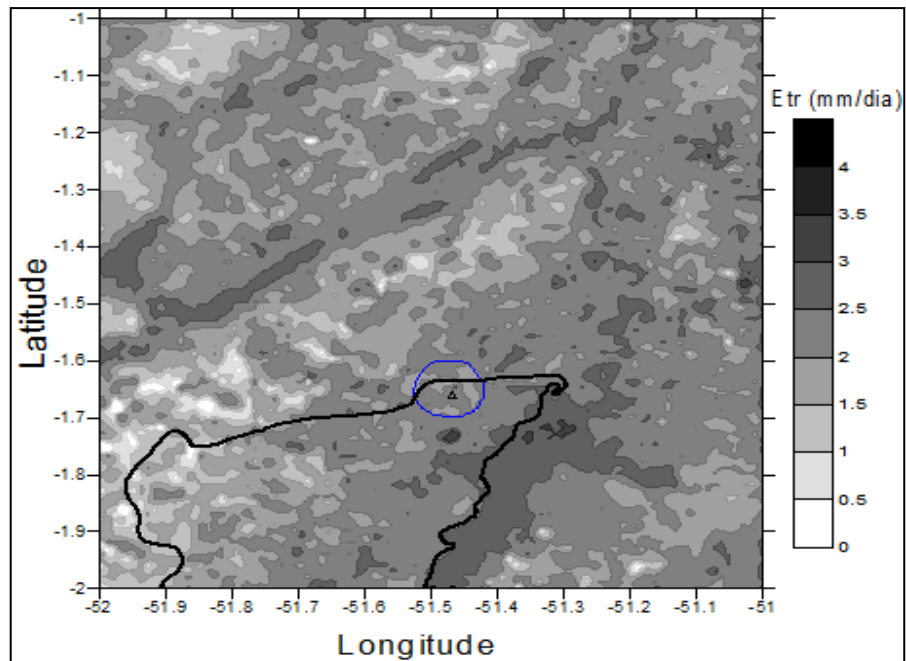
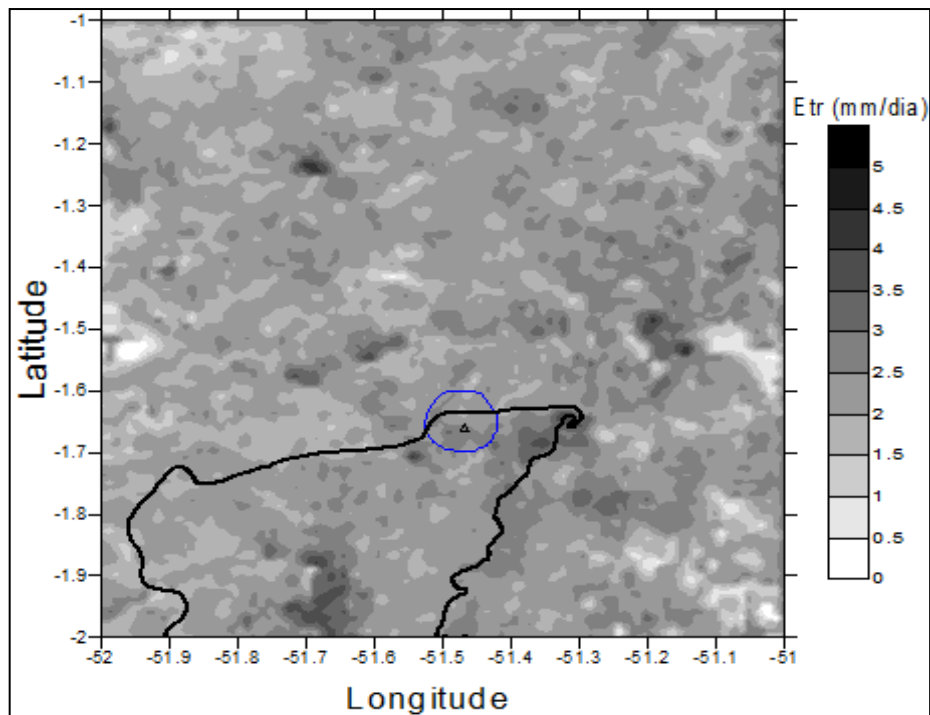


Figura 6.8 - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL, para o dia 353. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km.



Pode-se dizer que os resultados de ET diária estimada para o período estão coerente com os valores reportados para a região, pois de acordo com Souza-Filho (2005), a evapotranspiração em Caxiuanã para o período menos chuvoso tem médias diárias de  $4,3 \text{ mm dia}^{-1}$ . Já para Sousa et al., (2007) esta média são em torno de  $3,4 \text{ mm.dia}^{-1}$ . As médias diária, na Amazônia, durante este período para Negrón-Juárez et al., (2007) é de  $3,8 \pm 0.6$  a  $4,3 \pm 0.9 \text{ mmdia}^{-1}$ .

### 6.1.3 Evapotranspiração horária ( $ET_h$ ) e saldo de radiação horário ( $R_n$ )

Os primeiros estudos sobre balanço de radiação em áreas de floresta foram realizados em latitudes médias (SHUTTLEWORTH et al., 1984). Porém, nas regiões equatoriais dos continentes cobertos por florestas naturais é que se encontra uma das principais fontes de aquecimento da atmosfera. Dessas, a maior em extensão é a Floresta Amazônica, considerada importante fonte de calor para a circulação geral da atmosfera, uma vez que grande quantidade da radiação solar incidente é absorvida pela superfície e transformada em calor latente.

De acordo com Borba (2003), os processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre são devido à energia disponível, que é representada pelo Saldo de Radiação ( $R_n$ ). Para este autor, o  $R_n$  colocado à disposição da superfície é

usado no aquecimento, na fotossíntese e como calor latente. Essa energia vem a ser o processo de ganhos e perdas radiativas, ou seja, é a diferença entre o balanço de radiação de ondas curtas (BOC) e o balanço de radiação de ondas longas (BOL). Inicialmente, estudos sobre balanço de radiação, para ambientes de floresta, basearam-se em informações sobre coberturas vegetais localizadas em latitudes médias (SHUTTLEWORTH et al., 1984). Porém, nas porções equatoriais dos continentes cobertas por florestas naturais é que se encontra uma das principais fontes de aquecimento da atmosfera. Dessas, a maior em extensão é a Floresta Amazônica, considerada importante fonte de calor para a circulação geral da atmosfera, uma vez que grande quantidade da radiação solar incidente é absorvida pela superfície e transformada em calor latente.

A partição de energia sobre superfícies vegetadas na floresta Amazônica tem sido estudada por vários pesquisadores nos últimos anos (SÁ et al., 1986; VISWANADHAM e tal., 1990; BASTABLE et al., 1993; SANTOS ALVALÁ, 1993; RIBEIRO, 1994). De um modo geral, todos têm procurado caracterizar a partição de energia disponível através dos fluxos de calor sensível e latente e entender como a superfície interage com o ar atmosférico. Entretanto, estes estudos analisaram somente a partição de energia em períodos característicos das condições seca e/ou chuvosa, mas não abordaram as características durante a transição entre esses períodos.

As Figuras 6.9, 6.10, 6.11, 6.12 e 6.13 ilustram a relação entre o saldo de radiação ( $R_n$ ) e a evapotranspiração (ET), num intervalo a cada 30 minutos, para as mesmas datas selecionadas das estações chuvosa, transição e seca. No geral, os resultados evidenciam uma relação diretamente proporcional entre o saldo de radiação e a evapotranspiração horária, reforçando a hipótese de que, para a região da Amazônia Oriental, um dos principais controladores do padrão da ET é o saldo de radiação.

Nas duas datas da estação chuvosa (Figuras 6.9 e 6.10), o período em que ocorreram as maiores taxas de ET está na faixa entre 09h00min e 17h30min local, coincidindo com a faixa horária de maior saldo de radiação. Nota-se claramente que a transferência de vapor para a atmosfera tem início às 07h00min local, atingindo o máximo às 12h00min. A partir das 18h30min, o processo de evapotranspiração começa a diminuir, indicando o fechamento estomatal. Comportamento semelhante



foi apresentado para o dia 113, porém mesmo com o decréscimo no saldo de radiação a partir da 18h30min local, a evapotranspiração manteve-se acima do esperado, tendo um pico de  $0,09 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  em torno das 23h00min (Figura 6.10). O saldo de radiação máximo para o dia 065 foi de  $881.83 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  as 11h00min; para o DOY 113 foi de  $834.77 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  as 13h00min. O mesmo padrão na relação entre ET e  $R_n$  segue semelhante para as outras datas (DOY 185, 289, 353). É importante relatar que o fato de o DOY 353 apresentar falhas significativas no fluxo de ET pode comprometer a análise entre ET e  $R_n$ .

Figura 6.9 - Variação horária do saldo de radiação (linha vermelha) e evapotranspiração por eddy correlation (linha azul) para o dia 065.

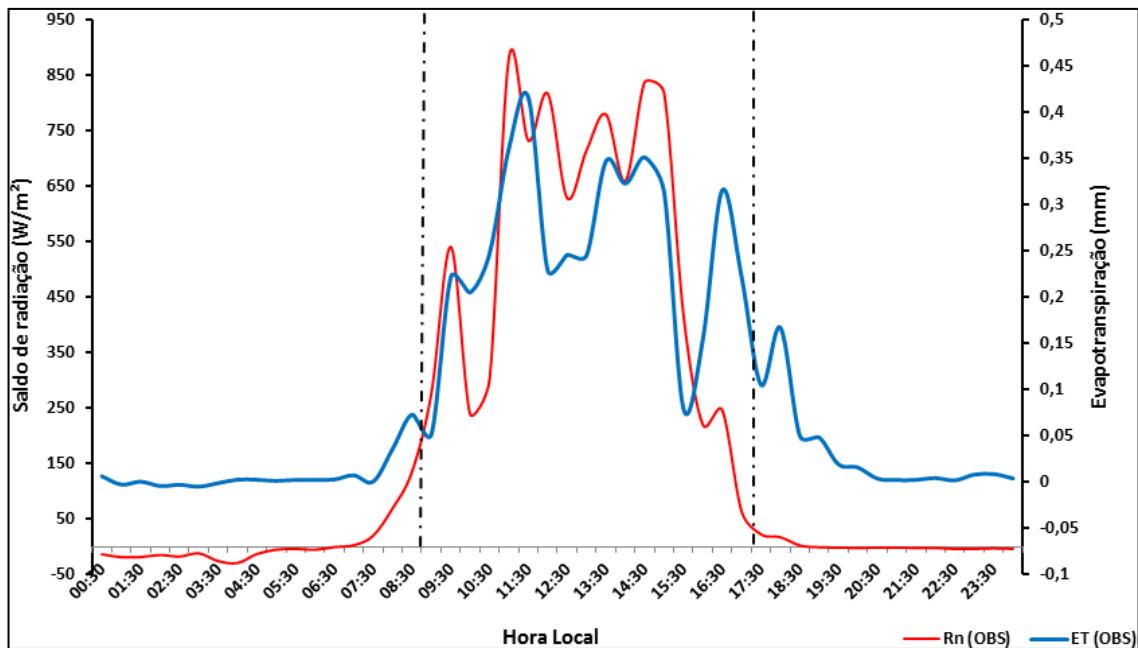


Figura 6.10 - Variação horária do saldo de radiação (linha vermelha) e evapotranspiração calculada por eddy correlation (linha azul) para o dia 113.

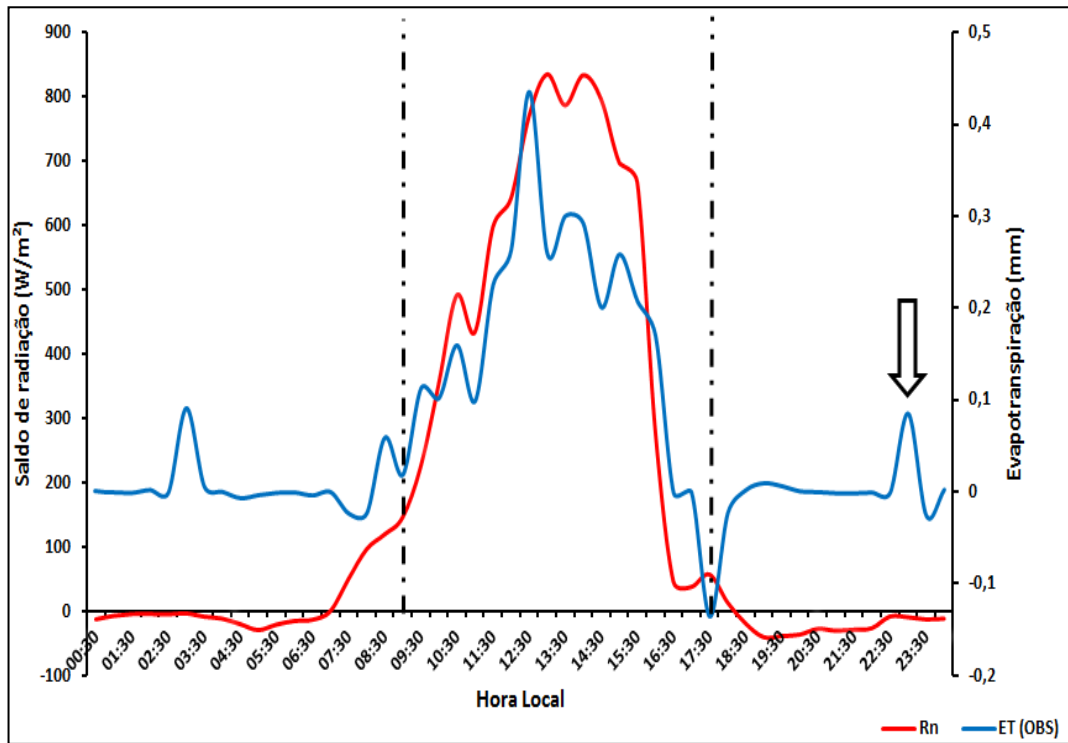


Figura 6.11 - Variação horária do saldo de radiação (linha vermelha) e evapotranspiração calculada por eddy correlation (linha azul eddy correlation) para o dia 185.

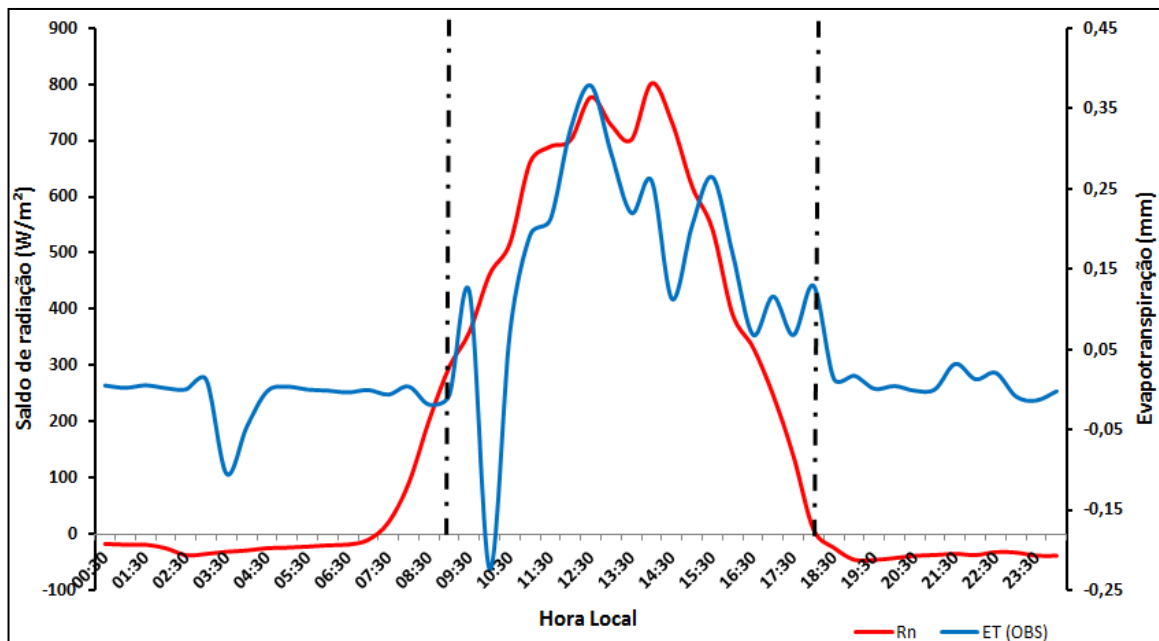


Figura 6.12 – Variação horária do saldo de radiação (linha vermelha) e evapotranspiração calculada por eddy correlation (linha azul eddy correlation) para o dia 289.

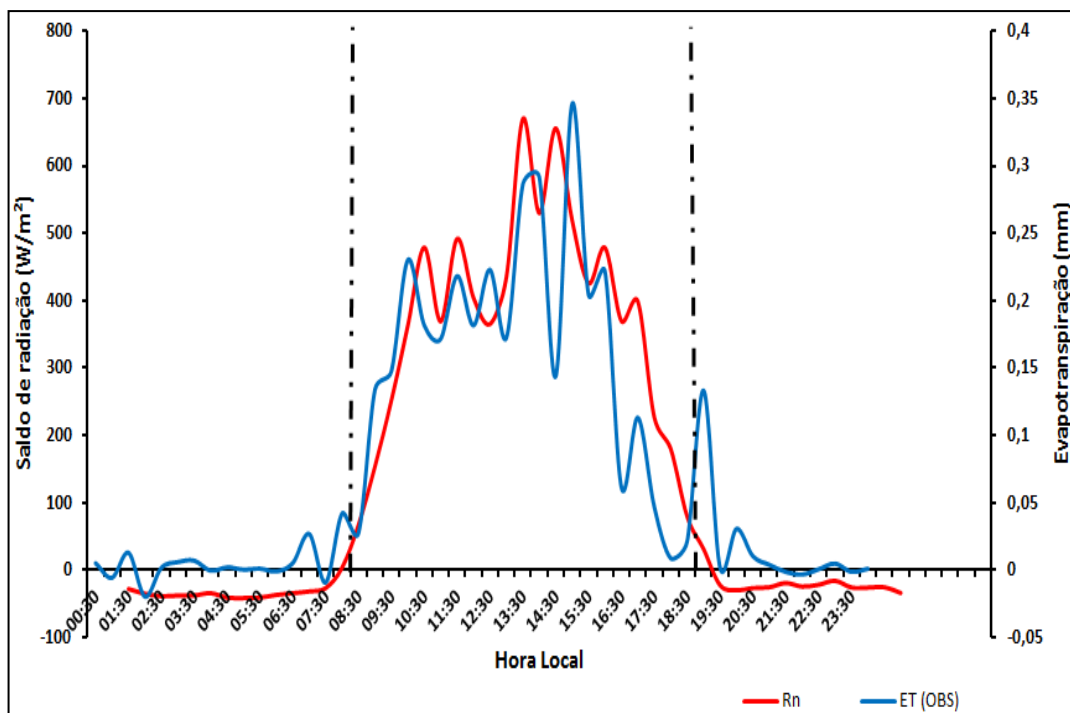
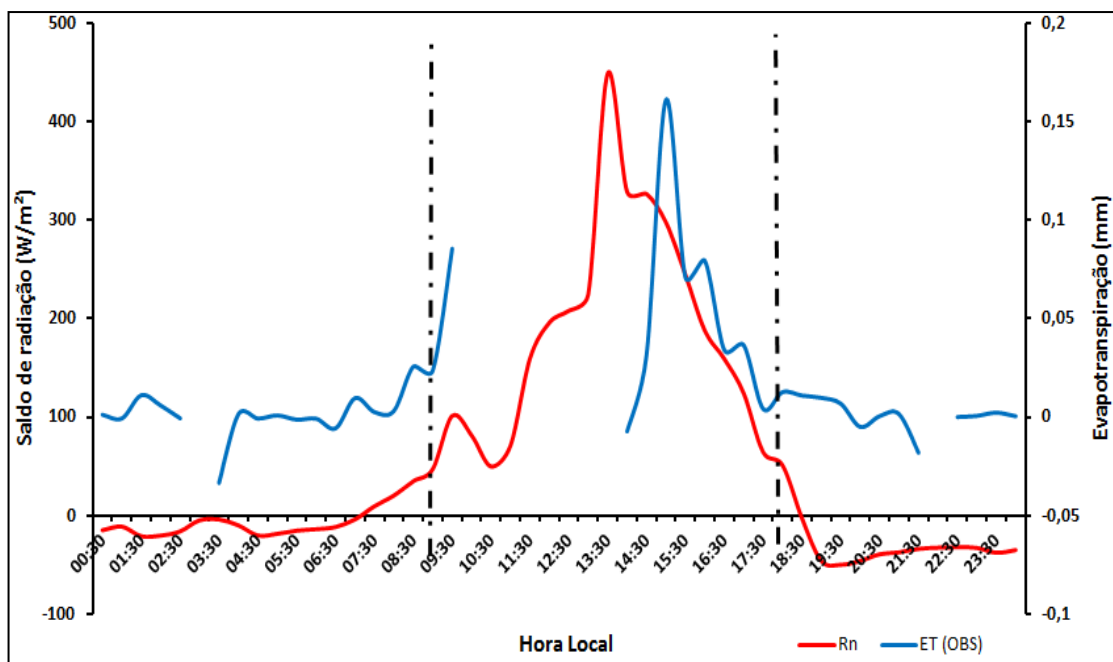


Figura 6.13 - Variação horária do saldo de radiação (linha vermelha) e evapotranspiração calculada por eddy correlation (linha azul eddy correlation) para o dia 353.



O saldo de radiação ao longo do dia tende a ser positivo, nas horas de brilho solar, porque os fluxos incidentes (global e atmosférico) são superiores às frações refletidas e emitidas. Por outro lado, durante a noite, é comum que esses valores sejam negativos, pois o fluxo incidente passa a ser apenas atmosférico e a energia emitida pela superfície superior a este, resultando em um saldo de radiação negativo (GALVANI et al., 2001). A análise horária do fator de desacoplamento, feita por Souza-Filho et al., (2005) sugere que a evapotranspiração em Caxiuanã durante a manhã tem um maior controle realizado pela disponibilidade de energia, quando comparado ao período menos chuvoso. Durante a tarde verifica-se que o dossel da floresta progressivamente tende a estar mais acoplado à atmosfera, para ambos os períodos estudados. Ainda para estes autores, as partições de energia em Caxiuanã são diferentes: durante o período chuvoso 60% da energia disponível é utilizada para o processo de evapotranspiração, ao passo que durante o período menos chuvoso este valor foi 76%. Por outro lado, a energia disponível utilizada para aquecimento da atmosfera entre os dois períodos de estudo não diferiu muito.

Os estudos iniciais sobre o balanço de energia em áreas de floresta não consideravam o termo de armazenamento de energia na biomassa devido à complexidade de sua medida. Moore & Fisch (1986) descreveram um método a partir do qual as mudanças no armazenamento de energia pela biomassa podem ser estimadas a partir de medidas da umidade e da temperatura do ar e da biomassa. Este modelo foi calibrado para a área de floresta de terra firme da Amazônia (Reserva Ducke), associado com informações da estrutura e distribuição da biomassa. Os resultados da aplicação deste método mostraram valores típicos de armazenamento de energia de 30 a 40  $\text{Wm}^{-2}$ , excedendo em algumas ocasiões a 80  $\text{Wm}^{-2}$ . Os valores diários integrados ficaram em torno de 5% e, ocasionalmente, excederam 10% do saldo de radiação.

Shuttleworth et al. (1984), utilizando medidas diretas de fluxos turbulentos de energia e vapor d'água, estudaram detalhadamente o balanço de energia em áreas de floresta tropical (Reserva Ducke) e observaram que 70% do fluxo do saldo de radiação ( $R_n$ ) é usado pela transpiração da floresta, em dias sem ocorrência de chuva, bem como verificaram que a floresta tropical não sofre o efeito da deficiência hídrica provocada pela falta de chuvas, sugerindo que a evapotranspiração ocorre na taxa potencial ao longo do ano. As características dos componentes do balanço

de radiação (radiação de onda curta e de onda longa) acima e no interior da copa das árvores na Reserva Florestal Ducke (Manaus, Amazonas) também foram analisadas por Shuttleworth et al., (1984), a fim de avaliar a influência que a floresta tropical amazônica exerce sobre o clima. Segundo estes autores, a relação entre a radiação solar e o saldo de radiação foi adequadamente descrita por uma regressão linear. A fração de radiação solar que atingiu o solo da floresta foi pequena, cerca de 1% do total acima da copa; o saldo de radiação nesta mesma posição foi consistente com os pequenos fluxos de calor e de evaporação do solo.

Sá et al. (1988), analisaram a partição de fluxo de energia sobre a floresta da Reserva Ducke (Manaus) e observaram que, em alguns casos, o fluxo de calor latente foi superior ao saldo de radiação e esta energia adicional pode estar associada à advecção de calor de áreas vizinhas. Este comportamento também foi observado no estudo de Viswanadham et al. (1990) para o mesmo sítio experimental. Sá et al. (1988), também observaram que a razão de Bowen apresenta uma variabilidade bastante pronunciada durante as primeiras horas da manhã e da noite, sendo praticamente constante durante o período diurno, quando se mantém estável entre 8 e 16 horas local. Os valores diários da razão de Bowen variaram de -3,50 (noite) a +0,85 (dia), enquanto a média horária, calculada a partir de valores das 7 às 16 horas, variou de +0,05 a +0,85.

Os resultados, na escala mensal e horária, revelam uma forte relação entre os componentes do balanço de radiação (na forma de saldo de radiação) e a evapotranspiração. Em resumo, a maioria dos estudos feitos na região da Amazônia Brasileira converge para a hipótese de que em ecossistemas desta, quando o solo dispõe de umidade suficiente, a maior quantidade de radiação solar global é utilizada pela floresta na evapotranspiração, na forma de calor latente e que a floresta emite menos calor sensível, mostrando que essa diferença se deve ao controle que a floresta exerce com relação às trocas de energia com a atmosfera, exercendo papel de destaque no equilíbrio térmico da atmosfera.

## 6.2 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DIÁRIA (SEBAL AJUSTADO)

Os resultados da estimativa da evapotranspiração diária e especializada a partir do SEBAL com ajustes feitos nos termos da equação que determina o saldo de radiação na equação 5.0, são aqui apresentados.

Para verificar a acurácia do algoritmo modificado, os resultados de ET obtida por eddy correlation também são comparados aos valores da ET obtida após as modificações no SEBAL. A partir de agora, a ET calculada pelo SEBAL modificado será mencionada como  $ET_{SEBALMIX}$ . É importante ressaltar novamente que todos os valores de  $ET_{SEBALMIX}$  extraídos das imagens são oriundos do pixel coincidente ao ponto de medição da torre micrometeorológica, o que respalda com confiabilidade as análises.

Como descrito nos capítulos anteriores, O SEBAL possui várias etapas sequenciais e somente para a obtenção do Balanço de Radiação são requeridas onze etapas, onde em cada uma delas é feito o cômputo de uma ou mais variáveis necessárias para a etapa seguinte. Esta sequência deve ser seguida de maneira a minimizar todos os erros de cálculo. A combinação de imagens de satélite com o algoritmo SEBAL vem sendo empregada por diferentes autores na estimativa da evapotranspiração.

De uma maneira geral, a evapotranspiração diária estimada pelo algoritmo após ajustes melhorou quantitativamente em relação à obtenção da mesma feita pelo SEBAL sem qualquer tipo de ajuste. Apesar do algoritmo ainda superestimar a ET, o erro absoluto entre os valores obtidos na torre e calculados pelo SEBAL diminuíram, principalmente para os dias do período seco e de transição. Isto é comprovado pelos coeficientes de correlação entre a ET diária medida e estimada, mostrados abaixo na Figuras 6.14 e 6.15.

Figura 6.14 - Relação entre ET diária por eddy correlation e ET pelo SEBAL sem ajustes, (a) chuvosa e transição; (b) seca.

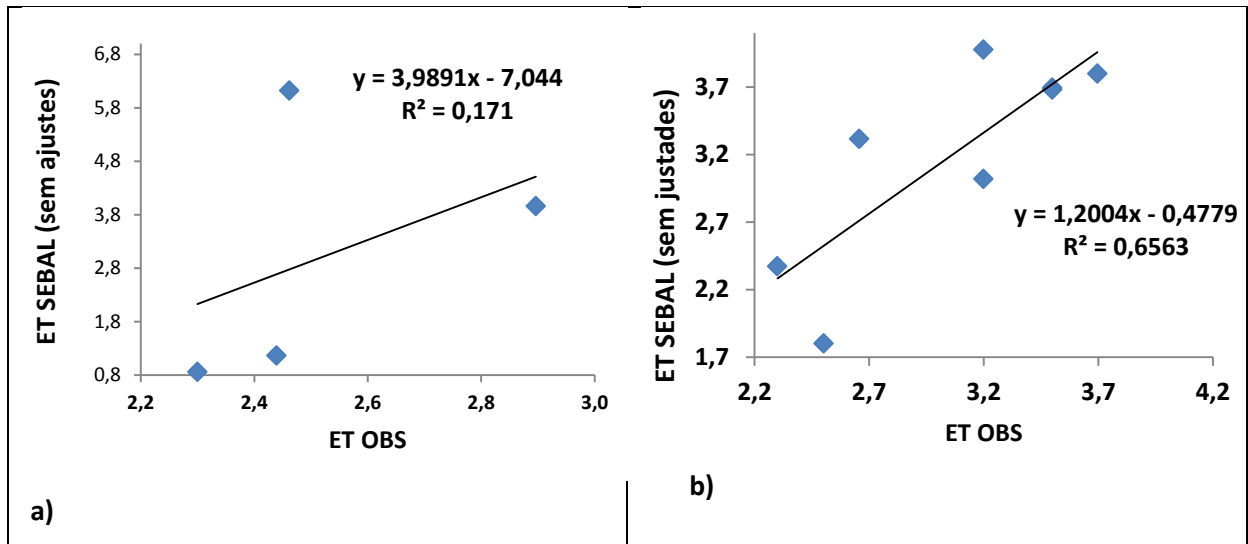
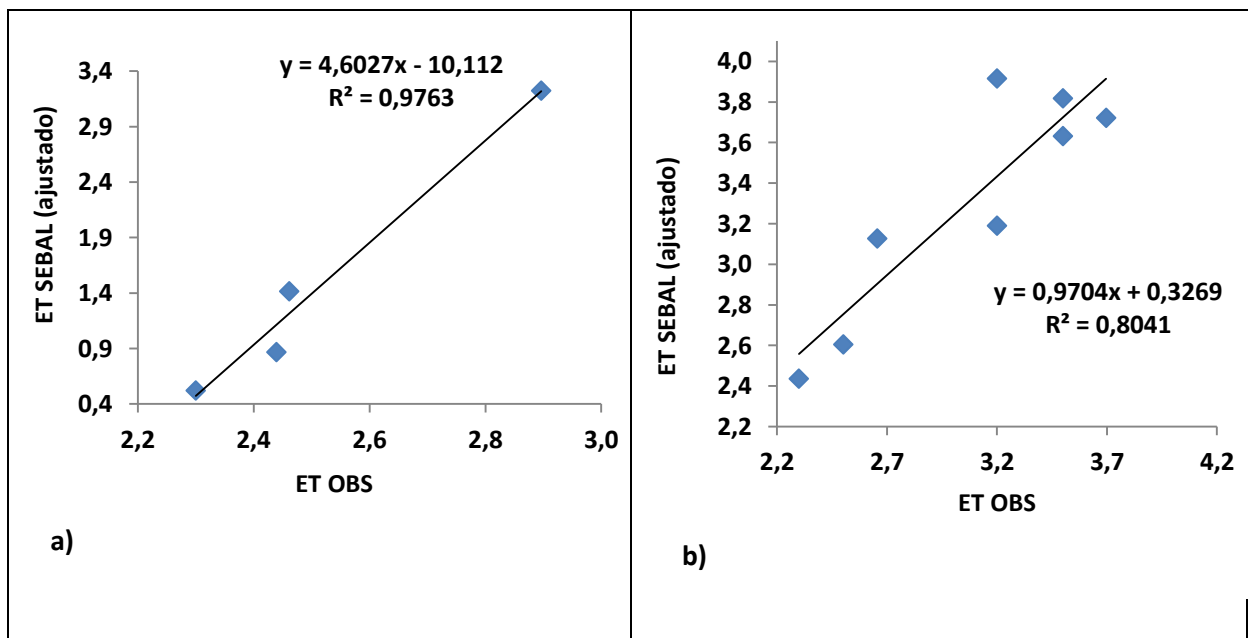


Figura 6.15 - Relação entre ET diária por eddy correlation e ET pelo SEBAL ajustado, (a) chuvosa e transição; (b) seca.



O período seco e de transição foram os que responderam com maior semelhança entre os valores obtidos, sendo que os DOY 233 (20 de agosto) e 249 (05 de setembro) apresentaram ET iguais àquelas calculadas pelo método de eddy correlation; o maior erro absoluto encontrado para as datas do período seco foi de apenas 15%, no dia 289 (15 de outubro), ou seja,  $ET_{OBS}$  foi de  $2,7 \text{ mm.dia}^{-1}$  e  $ET_{SEBALMIX}$  foi de  $3,1 \text{ mm.dia}^{-1}$ , superestimando em apenas  $0,4 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Em contrapartida, a estação chuvosa (apesar dos erros absolutos terem diminuído)

ainda precisa de novas formulações empíricas para amenizar o impacto que a característica desse período provoca na obtenção dos resultados e, assim, fazer com que o algoritmo responda com melhor significância. De acordo com Bastiaanssen (2000), apesar de o algoritmo SEBAL ser fundamentado em formulações empíricas, os resultados da validação do mesmo em experimentos de campo tem mostrado que o erro relativo na fração evaporativa foi de 20%, 10% e 1% nas escalas de 1, 5 km e 100 km, respectivamente. O autor supracitado espera que o SEBAL apresente melhores resultados em escala regional, como também em áreas com superfície heterogênea. Os valores de  $ET_{OBS}$  e  $ET_{SEBALMIX}$ , bem como o erro absoluto entre eles, estão contidos na Tabela 6.7. As Figuras 6.16 e 6.17 também ilustram as melhorias descritas acima entre  $ET_{OBS}$  e  $ET_{SEBALMIX}$ .

Tabela 6.7 - Evapotranspiração diária medida por eddy correlation, estimada pelo SEBAL, SEBAL modificado e o erro percentual.

Dia Juliano	$ET_{OBS}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	$ET_{SEBAL}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	Erro	Estação	$ET_{OBS}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	$ET_{SEBALMIX}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	Erro
065	2,9	4,0	-37 %	<b>CHUVOSA</b>	2,9	3,2	-11%
105	2,5	6,1	-149 %		2,5	1,4	43 %
113	2,4	1,2	52 %		2,4	0,9	64 %
129	2,3	0,9	63 %		2,3	0,5	77 %
153	2,3	2,7	-17 %	<b>TRANSIÇÃO</b>	2,3	2,4	-3 %
185	3,2	4,0	-24 %		3,2	3,4	-6 %
209	3,5	3,7	-6 %		3,5	3,6	-4 %
233	3,2	3,0	6 %		3,2	3,2	0 %
249	3,7	3,8	-3 %	<b>SECA</b>	3,7	3,7	0 %
281	3,5	3,7	- 6%		3,5	3,7	-6 %
289	2,7	3,3	-22 %		2,7	3,1	-15 %
353	2,5	1,8	-28 %		2,5	2,6	-4 %



Figura 6.16 - Valores de ET calculados por eddy correlation (linha azul) e pelo SEBAL sem modificações (linha vermelha) para as doze datas selecionadas.

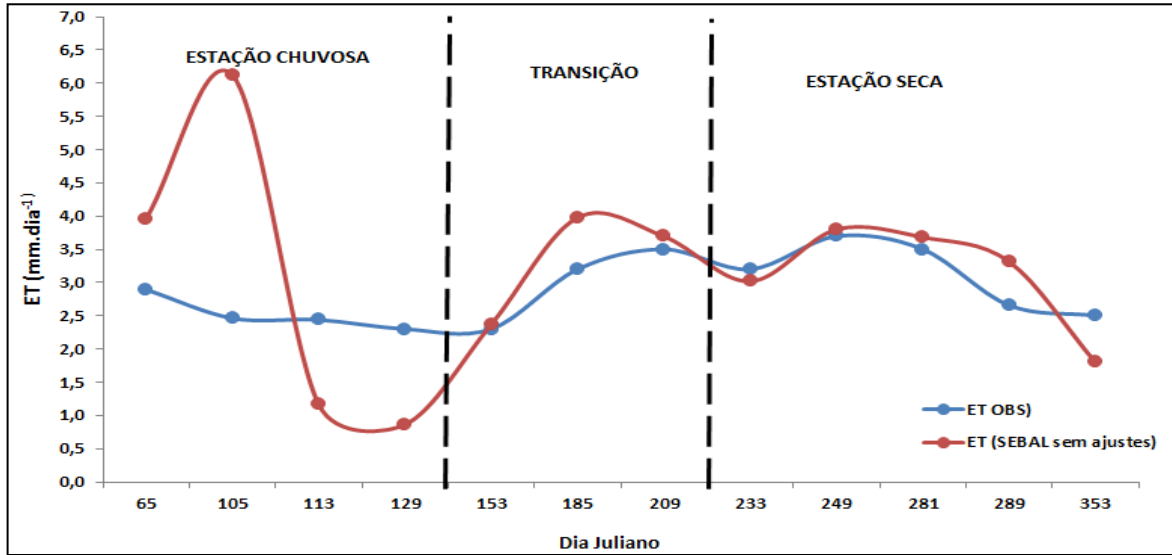
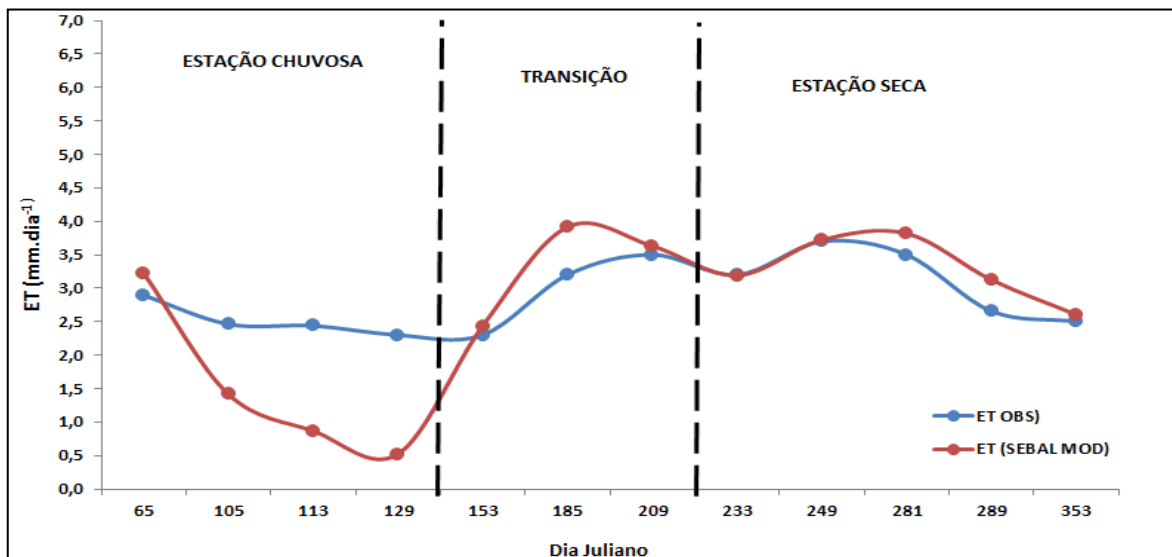


Figura 6.17 - Valores de ET calculados por eddy correlation (linha azul) e pelo SEBAL modificado (linha vermelha) para as doze datas selecionadas.



Bezerra et al., (2008) estimando a evapotranspiração real diária (ET<sub>r</sub>) em escalas local e regional através de imagens Landsat 5 - TM, na mesorregião do Cariri (CE), encontraram que a ET<sub>r</sub> diária média desta área apresentou valores de 3,8, 3,7, 4,6 e 3,4 mm.dia<sup>-1</sup>. Assim, quando comparados com medidas efetuadas nos campos, os valores da ET<sub>r</sub> estimados pelo SEBAL apresentaram diferenças inferiores a 1,0 mm dia<sup>-1</sup>, evidenciando a sua importância e acurácia. Os resultados de Ruhoff et al., (2009) para a estimativa da sazonalidade da ET usando dados do MODIS/Terra em uma área compreendida entre as coordenadas de 20°30' e 22°30' S e 46°30' e 48°30' W (SP), mostraram que a ET instantânea estimada foi coerente

com a literatura e que a o emprego desta metodologia apresentou variações de 35% no fluxo de calor latente. Assim, os resultados preliminares confirmaram o potencial do sensor Terra/MODIS na estimativa da evapotranspiração instantânea.

Os resultados da espacialização da evapotranspiração para o fetch da torre micrometeorológica estão ilustrados nas Figuras de 6.18 à 6.22. A escala ao lado das imagens permite observar que a ET foi coerentemente estimada, com médias diárias semelhantes àquelas obtidas na torre micrometeorológica (como discutido anteriormente).

Figura 6.18 - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL modificado, para o dia 065. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica, aproximadamente 6 km

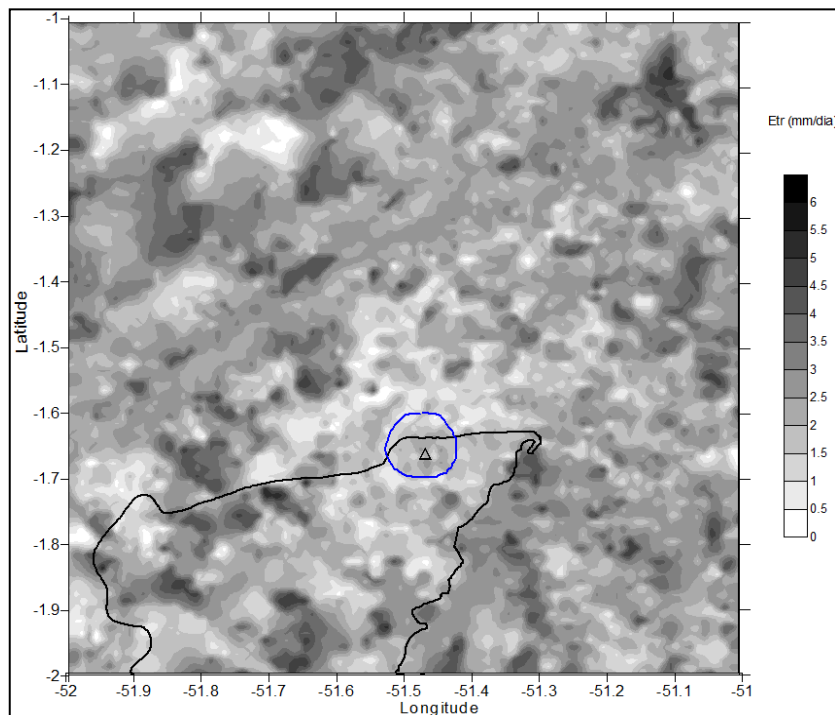


Figura 6.19 - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL modificado, para o dia 113. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica

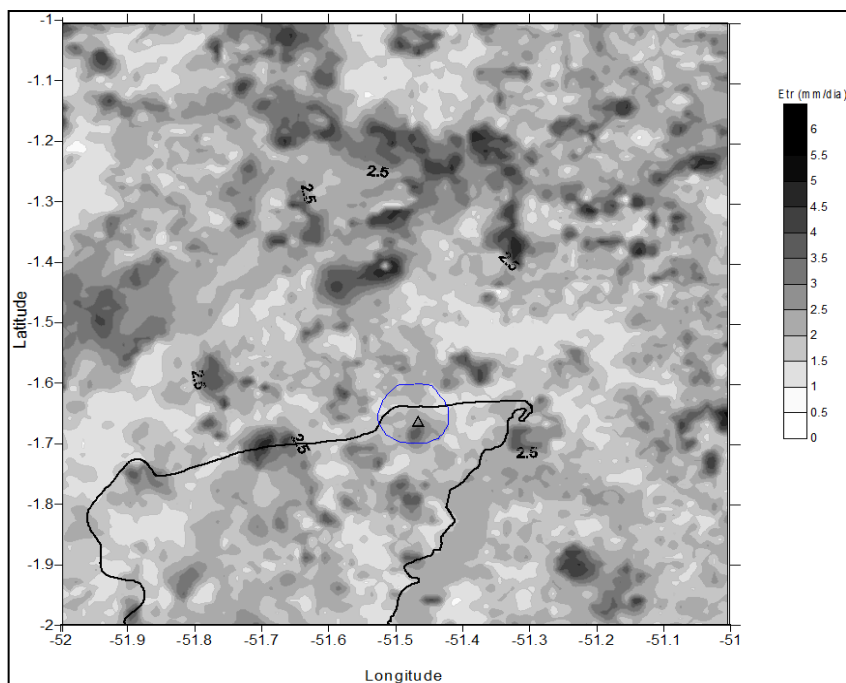


Figura 6.20 - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL modificado, para o dia 185. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuanã e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica

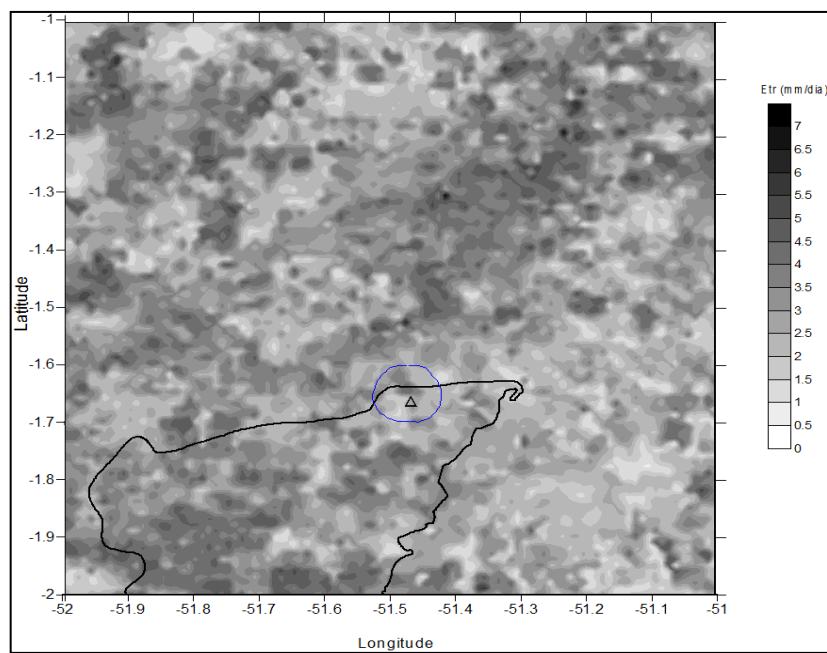


Figura 6.21 - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL modificado, para o dia 289. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuana e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica.

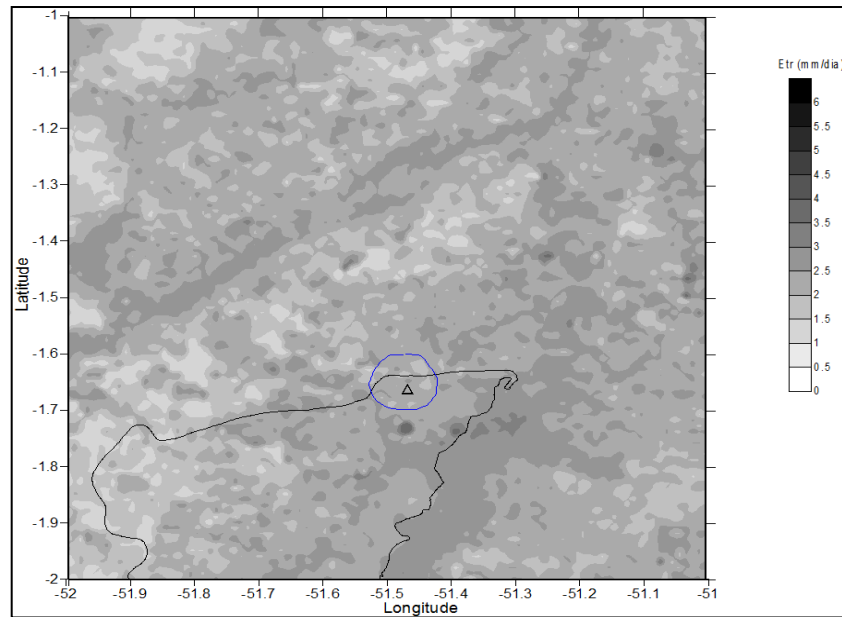
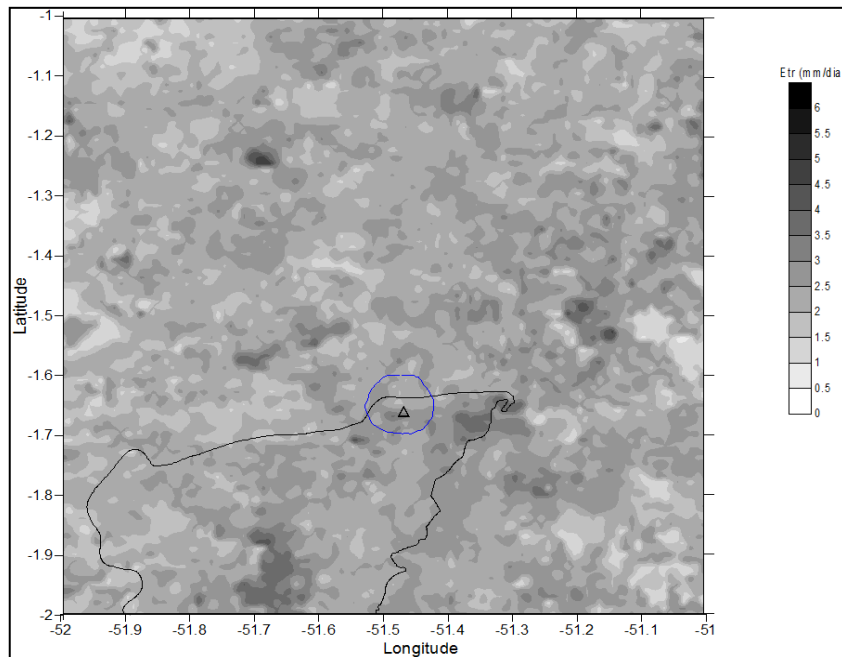


Figura 6.22 - Evapotranspiração diária espacializada através do SEBAL modificado, para o dia 353. O contorno (linha preta) delimita parte da flona de Caxiuana e o círculo (linha azul) delimita o fetch da torre micrometeorológica



Para identificar a eficácia de uso do recurso água na agricultura irrigada, Akbari et al. (2007) avaliaram quatro sistemas de irrigação em áreas da bacia, Iran. Neste estudo os sistemas foram avaliados como um todo, apesar de que apenas as informações sobre as dotações de água tenham sido empregadas. As imagens de satélite (NOAA) foram analisadas pelo algoritmo SEBAL para estimar a evapotranspiração real, potencial e a produção de biomassa. A avaliação de cada sistema foi definida pela produtividade da água, ou seja, produção de kg de biomassa por metros cúbicos evaporados. As produtividades mais elevadas, em torno de 0,72 kg.m<sup>-3</sup>, foram registradas nos sistemas que tinham como fonte hídrica, águas superficiais.

Aynew (2003) fez uso deste algoritmo para calcular a evaporação diária dos “Ethiopian rift lakes” e das áreas circunvizinhas e observou que a estimativa da evaporação dos lagos ocorreu com uma confiança maior do que a evapotranspiração das áreas em redor, uma vez que os processos físicos envolvidos na evaporação da superfície líquida são mais fáceis de serem obtidos usando-se satélites, do que aqueles envolvidos na evapotranspiração da superfície heterogênea do solo. O autor afirma a importância do algoritmo SEBAL em estudos dos recursos hídricos em regiões que apresentam escassez ou ausência total de dados. Kimura et al., (2007) comentam que o SEBAL vem sendo bastante testado em áreas irrigadas em diferentes partes do globo, porém poucas referências são encontradas quando se investiga a estimativa da evapotranspiração da vegetação nativa de regiões semiáridas pelo emprego deste algoritmo. Os autores supracitados aplicaram e validaram o SEBAL na radiância espectral, no NDVI, SAVI, IAF, reflectância, albedo no topo da atmosfera, emissividade da superfície, albedo da superfície, temperatura da superfície, radiação de onda longa ascendente radiação de onda longa radiação de onda curta descendente, balanço de radiação à superfície, estimativa da ET diária de vegetação nativa em bacia na região de Loess Plateau of China empregando procedimento descrito por Allen et al (1998) e Bastiaanssen (1998). Os resultados obtidos mostraram uma taxa de evapotranspiração para as áreas de pastagens semelhantes às taxas registradas nas áreas irrigadas; enquanto que as áreas de agricultura de sequeira apresentaram taxas iguais àsquelas registradas nas áreas cobertas por arbustos de porte pequeno

à médio. Nesta região, os valores da ET diária obtidos pelo algoritmo SEBAL foram ligeiramente melhor do que o da fração evaporativa.

Sousa et al., (2007) compararam dois conjuntos de dados de ET real no leste da Amazônia, um medido por eddy correlation e outro estimado pelo Terra/MODIS. Estes autores mostraram que a evapotranspiração instantânea medida e estimada foram de 0.70mm e 0.93mm (período chuvoso) e de 0.55mm e 0.70mm (período seco), respectivamente. Durante o período seco verificaram que o valor estimado, representa satisfatoriamente o valor medido, demonstrando que o método tende a estar mais acoplado aos processos da atmosfera neste período.

Meireles (2007), fazendo uma estimativa da ET real pelo emprego do SEBAL e imagens LANDSAT5 - TM, na bacia do Acaraú (CE), observaram que os menores percentuais de energia refletida (albedo) e as maiores taxas de evaporação foram registrados nas superfícies líquidas dos açudes (7,5 mm.dia<sup>-1</sup>); que a distribuição espacial do fluxo de calor no solo apresentou uma repartição semelhante às manchas dos dois tipos de solo predominantes da área em estudo. E também perceberam a influência dos cursos d'água na umidade do solo das margens, encontrando para alguns trechos da mata ciliar valores de NDVI e de evapotranspiração diária bem próxima dos observados nas áreas irrigadas. As áreas apresentaram ET diária da ordem de 6,5 mm.dia<sup>-1</sup>.

Como visto, para todos estes pesquisadores, as técnicas de sensoriamento remoto ofereceram grandes vantagens, como a obtenção de informações que possibilitaram a geração de séries temporais das regiões em estudo, facilitando a comparação entre elas. Ao mesmo tempo, proporcionando o fornecimento de ampla cobertura espacial, favorecendo a análise de toda a região e obtenção de informações que puderam ser representadas espacialmente.

### 6.3 MAPEAMENTO DE PARÂMETROS BIOFÍSICOS E DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM DOIS TIPOS DISTINTOS DE VEGETAÇÃO NA FLONA DE CAXIUANÃ, A PARTIR DO SEBAL AJUSTADO

O papel das relações planta-água é de interesse central no campo das ciências ambientais, principalmente na ecologia, porque as plantas desempenham um papel importante no ciclo hidrológico. Sabe-se também que as plantas precisam de água para sobreviver, por isso mesmo, a distribuição, a composição e a estrutura de comunidades de plantas são diretamente influenciados

pelos padrões espacial e temporal na disponibilidade de água. Por outro lado, as plantas são uma canalização primária para retornar água terrestre para a atmosfera (CHAPIN et al., 2002). Assim, estas exercem um forte efeito sobre fluxos hidrológicos do sistema solo-planta-atmosfera. Este papel que as plantas desempenham na modulação de muitos processos hidrológicos muito tem sido reconhecido pelos ecologistas e hidrólogos, levando a esforços no sentido de refinar e aprofundar a compreensão dos fluxos e transporte de água, dentro destas respectivas disciplinas.

As florestas tropicais são responsáveis por grande parte da evapotranspiração real do mundo (ET) e são importantes na redistribuição de água sobre a superfície da terra (MAUSER & SCHADLICH, 1998). Pesquisas a respeito do balanço de água e dos componentes do fluxo de energia requerem dados das taxas de evapotranspiração sob diferentes topografias, durante diferentes regimes de chuvas e condições da época do ano (ODUM et al. 1970a). Como já discutido nos capítulos anteriores, embora ET seja um dos mais importantes componentes do balanço hídrico, é um dos mais difíceis de medir, especialmente florestas sob condições naturais devido ao grande tamanho de árvores e a heterogeneidade da mesma (como a Floresta Nacional de Caxiuanã-Pa). Esta heterogeneidade inclui diversidade de espécies e dossel, exposição topográfica e a extensão horizontal da floresta (GRANIER, 1987).

A evapotranspiração está também intimamente relacionada com a produção primária líquida de diferentes ecossistemas (ROSENZWEIG, 1968), em altura e crescimento das árvores (HOLDRIDGE, 1947, 1962; HOLDRIDGE & TOSI, 1967; RYAN & YODER, 1997). Nas discussões anteriores, mostrou-se que há várias técnicas e métodos que podem ser utilizados para medir o uso de água de grandes árvores, por exemplo, balanço hídrico, lisímetros, traçadores químicos, radioisótopos (como o trítio, isótopos estáveis), balanço energético, dissipação de calor e técnicas de calor. No entanto, devido à escassez de informações meteorológicas de algumas regiões e a dificuldade de se obter de forma representativa em escala regional alguns parâmetros de superfície, as técnicas de sensoriamento remoto tem sido imprescindíveis na detecção de informações em áreas extensas de forma rápida e efetiva.

Para Bastiaanssen (2000), as técnicas de sensoriamento remoto são ferramentas avançadas que permitem boa estimativa não apenas da ET e dos processos hidrológicos relacionados em uma escala regional, mas também a obtenção de parâmetros de superfície da terra com poucos dados observacionais, tais como a temperatura da superfície, albedo, saldo de radiação. Nos últimos anos, estas técnicas têm sido aplicadas extensivamente no monitoramento e mapeamento de diversos fenômenos meteorológicos e ambientais, para diferentes tipos de ecossistema, topografia, etc.

Devido às vantagens proporcionadas por estas técnicas, as combinações de sensoriamento remoto e parâmetros ambientais têm sido aplicados para analisar também o impacto da perturbação humana nos ecossistemas para estudos de mudança ambiental local e global. Nesta seção, mapeia-se a distribuição espacial de quatro parâmetros biofísicos para dois tipos de vegetação contrastantes da Flona de Caxiuanã (dentro dos limites da Estação Científica Ferreira Pena - ECFPn), para analisar a performance do SEBAL modificado. Os parâmetros biofísicos verificados são albedo da superfície ( $\alpha$ ), Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), saldo de radiação ( $R_n$ ) e evapotranspiração (ET); as duas vegetações escolhidas foram a floresta densa de terra firme e floresta inundável de várzea.

### **6.3.1 Acurácia da espacialização dos parâmetros biofísicos**

Os parâmetros biofísicos tais como albedo, Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), fluxos de radiação líquida ( $R_n$ ) e evapotranspiração (ET) são de importância fundamental na estimativa do balanço de energia da superfície terrestre. Estes parâmetros são raramente disponíveis e sem representação da variabilidade espacial regional.

Como já foi mostrado, o saldo de radiação ( $R_n$ ) é o parâmetro mais importante para computar a evapotranspiração e é força motriz para outros processos físicos e biológicos. Já o albedo varia em função do comprimento de onda conforme a reflectância do local e também dependente das condições de iluminação. A razão entre as radiações de ondas curtas refletidas e incidentes é denominada coeficiente de reflexão ou albedo. O coeficiente de reflexão de uma superfície vegetada varia ao longo do período diurno, em função do ângulo de elevação do Sol e ao longo do ciclo de desenvolvimento da planta, em função do grau de cobertura vegetal, tipo e estado de umidade do solo, condições de umidade do ar e da quantidade e tipo de



cobertura de nuvens (BLAD & BAKER, 1972; LEITÃO, 1989; AZEVEDO et al., 1990).

Os Índices de vegetação foram então desenvolvidos a fim de reduzir o número de parâmetros presentes nas medidas multiespectrais. Esses índices gerados a partir de dados de sensoriamento remoto constituem uma importante estratégia para o monitoramento das alterações naturais, ou produzidas pelo homem, nos ecossistemas. Tais índices têm sido usados na estimativa de vários parâmetros da vegetação como, por exemplo, o índice de área foliar e a quantidade de biomassa verde. O NDVI para a flona de Caxiuana é ilustrado nas Figura 6.23 e 6.24. Embora muitos índices vegetativos existam, o mais usado e conhecido é o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI), que permite o monitoramento da densidade e do estado (vigor), da vegetação verde, sobre a superfície terrestre.

O NDVI, portanto, é um índice vegetativo, calculado como uma razão entre a refletividade medida nas regiões do vermelho e infravermelho próximo do espectro eletromagnético, sendo essa duas bandas espectrais selecionadas em razão de serem mais afetadas pela absorção da clorofila pela folhagem da vegetação verde e conseqüentemente pela densidade dessa vegetação na superfície. A faixa de valores obtida pelo NDVI está entre  $-1$  e  $+1$ . Uma vegetação sadia, em pleno crescimento ativo, isto é, com elevado vigor, tem baixa refletância na faixa do vermelho, e alta refletância no infravermelho próximo, e deste modo alto valor de NDVI.

As Tabelas 6.8 e 6.9 apresentam os valores de distribuição espacial das estimativas de  $R_n$ ,  $\alpha$ , ET usando o SEBAL, para a floresta densa de terra firme (FDTf) e Floresta inundável de várzea (FIVz). A distribuição do NDVI também é mostrada na tabela.

Tabela 6.8 - Estimativa do albedo ( $\alpha$ ), saldo de radiação ( $R_n$ ), evapotranspiração (ET) e NDVI obtidos pelo SEBAL modificado. Valores para a Floresta Densa de Terra Firme (FDTf) e Floresta Inundável de Várzea (FIVz) para um dia da estação chuvosa (DOY 113).

<b>Vegetação</b>	<b>Albedo (<math>\alpha</math>)</b>	<b><math>R_n</math> (<math>W.m^{-2}</math>)</b>	<b>ET (<math>mm.dia^{-1}</math>)</b>	<b>NDVI</b>
FDTf	0,13	686,3	1,7	0,63
FIVz	0,12	697,3	2,3	0,49

Tabela 6.9 - Estimativa do albedo ( $\alpha$ ), saldo de radiação ( $R_n$ ), evapotranspiração (ET) e NDVI obtidos pelo SEBAL modificado. Valores para a Floresta Densa de Terra Firme (FDTf) e Floresta Inundável de Várzea (FIVz) para um dia da estação seca ( DOY 289).

Vegetação	Albedo ( $\alpha$ )	$R_n$ ( $W.m^{-2}$ )	ET ( $mm.dia^{-1}$ )	NDVI
FDTf	0,19	774,8	2,5	0,68
FIVz	0,20	879,9	2,9	0,48

Figura 6.23 - Espacialização do NDVI pelo SEBAL ajustado para Caxiuanã, DOY 113

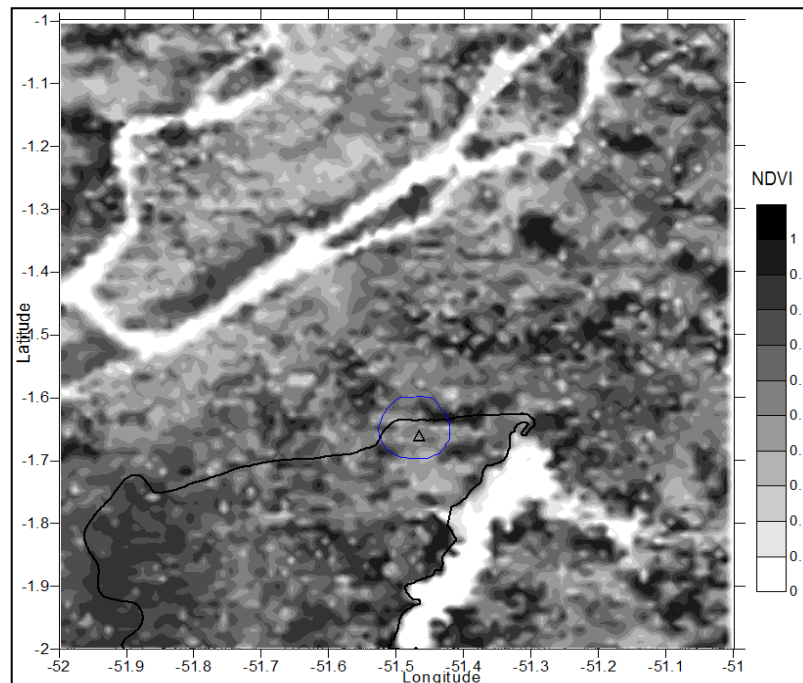
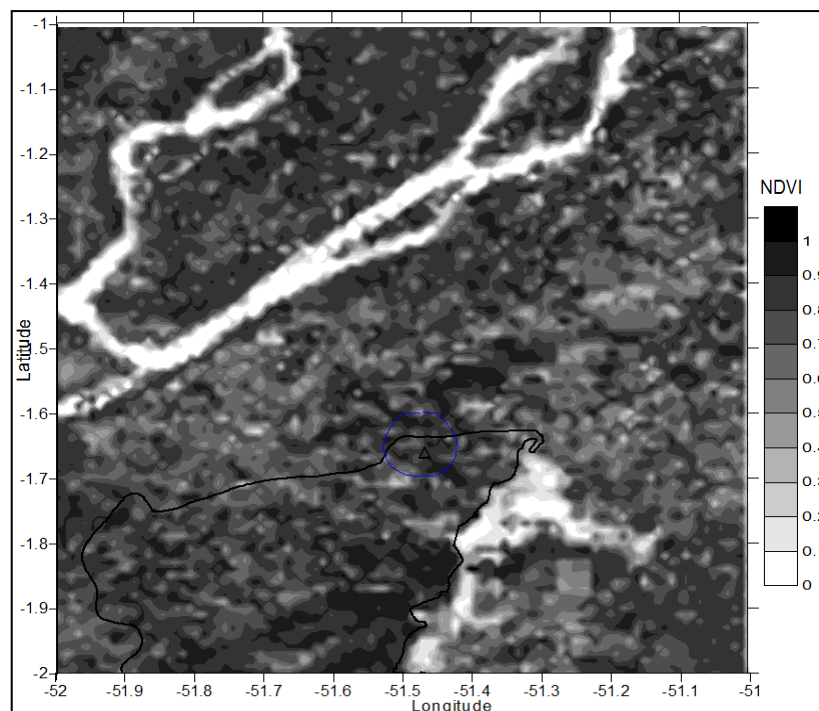


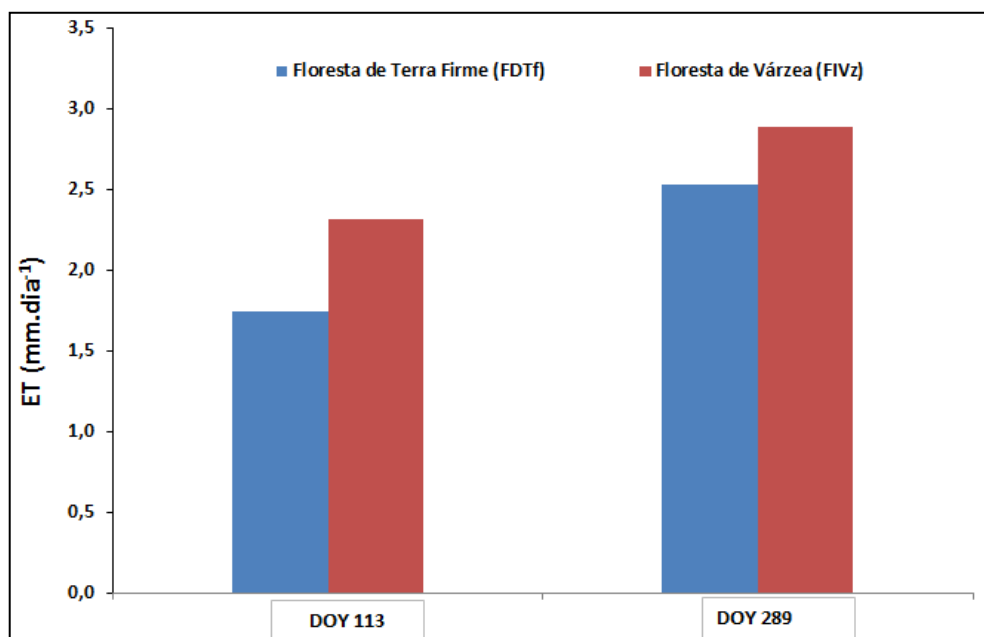
Figura 6.24 - Espacialização do NDVI pelo SEBAL ajustado para Caxiuanã, DOY 289.



No geral, os resultados da espacialização da evapotranspiração mostram que há pouca variação no quantitativo da evapotranspiração entre a Floresta densa de terra firme (FDTf) e Floresta inundável de várzea (FIVz). Verifica-se que a ET é maior na floresta inundável de várzea, tanto no período chuvoso, quanto no período seco. Para o dia do período chuvoso (22 de abril – DOY 113) a evapotranspiração na floresta densa de terra firme foi de 1,7 mm.dia<sup>-1</sup>, enquanto na floresta inundável de várzea correspondeu a 2,3 mm.dia<sup>-1</sup>. A evapotranspiração para o dia da estação seca (16 de outubro – DOY 289) foi de 2,5 mm.dia<sup>-1</sup> na floresta ombrófila densa de terra firme e de 2,9 mm.dia<sup>-1</sup> na floresta inundável de várzea (Figura 6.25).

Essa quantidade maior na taxa de ET da FIVz pode estar relacionada não apenas pela transpiração da floresta em si, mas também pela contribuição das áreas de inundação (na forma de evaporação), onde a flutuação do nível da água é percebida pelo fluxo das marés. No entanto, a contribuição por evaporação ainda é menor, uma vez que na região amazônica, a quantidade de água que passa do solo para a atmosfera através da transpiração vegetal é muito maior que por simples evaporação.

Figura 6.25 - ET para duas vegetações da ECFPn gerado pelo SEBAL modificado.



Outro fato notável é que o SEBAL modificado reproduziu com coerência as maiores taxas de ET no período de estiagem da região, para as duas vegetações (indicando que a floresta inundável de várzea tem uma ET maior, em torno de 0,4 mm.dia<sup>-1</sup>). Isto reforça o achado de Nepstad et al. (1994), mostrando que mesmo

com as secas sazonais, a floresta de Caxiuanã se mantém sempre verde com a evapotranspiração ativa e pela extração de água estocada nas camadas mais profundas do solo. Ademais, a maior taxa de ET no período menos chuvoso da floresta de Caxiuanã pode estar relacionada ao fato dos ventos serem mais intensos neste período, o que contribui para uma maior taxa evapotranspirativa da floresta. O estudo feito por Mesquita & Silva (2012) mostrou que, na estação menos chuvosa, a Baía de Caxiuanã provoca importante impacto nos campos meteorológicos adjacentes, principalmente através da advecção pelos ventos de nordeste que induzem a temperaturas do dossel mais frias a oeste da baía; as simulações de alta resolução (LES) produziram padrões espaciais de temperatura e umidade alinhados com os ventos durante o período diurno e mudanças noturnas causadas principalmente pela presença da baía e chuvas convectivas. Ainda neste estudo, as correlações espaciais entre os ventos de níveis médios e os fluxos verticais de calor latente mostraram que existe uma mudança de correlações negativas para as primeiras horas do dia passando para correlações positivas para o período da tarde e início da noite.

Os resultados de  $R_n$  mostraram magnitudes praticamente idênticas entre as duas vegetações. No entanto, o SEBAL modificado revela um maior saldo de radiação na estação seca, reproduzindo a sazonalidade características de Caxiuanã. A pouca diferença entre o saldo de radiação apresentado pela FDTf e FIVz pode ser atribuída ao fato de que os processos de partição de energia ocorrem de forma similar entre estas duas vegetações. No estudo de Souza-Filho et al., (2006) para a região de Caxiuanã, os autores revelam que embora o saldo de radiação seja maior no período seco, os valores não diferem entre as duas estações. Para os autores, este fato pode ser explicado pela compensação realizada pelo maior albedo e pela maior perda de ondas longas, verificadas no período menos chuvoso quando comparado ao período chuvoso.

A estimativa do albedo é mostrada nas Figuras 6.26, 6.27 e 6.28. Os valores apresentaram uma boa concordância com os dados de verdade terrestre para uma floresta primária e também revelam a sazonalidade características da região. Com relação à espacialização do albedo da superfície entre FDTf e FIVz, não houve diferenças significativas entre os valores estimados. Entretanto, o algoritmo reproduziu um maior albedo na estação seca e menor na estação chuvosa. Como o

albedo de uma superfície vegetada varia com o ângulo de elevação do sol, condições de umidade do ar e da superfície, umidade e tipo de solo, além da quantidade e do tipo de nuvens (AZEVEDO et al. 1990; BLAD & BAKER, 1972; LEITÃO, 1989), outros fatos que podem explicar este resultado referem-se às diferenças entre os períodos de estudo, da frequência de molhamento do dossel, do estado hídrico da floresta e do índice de área foliar (IAF).

Figura 6.26 - Albedo da superfície para duas vegetações de Caxiuanã a partir do SEBAL ajustado

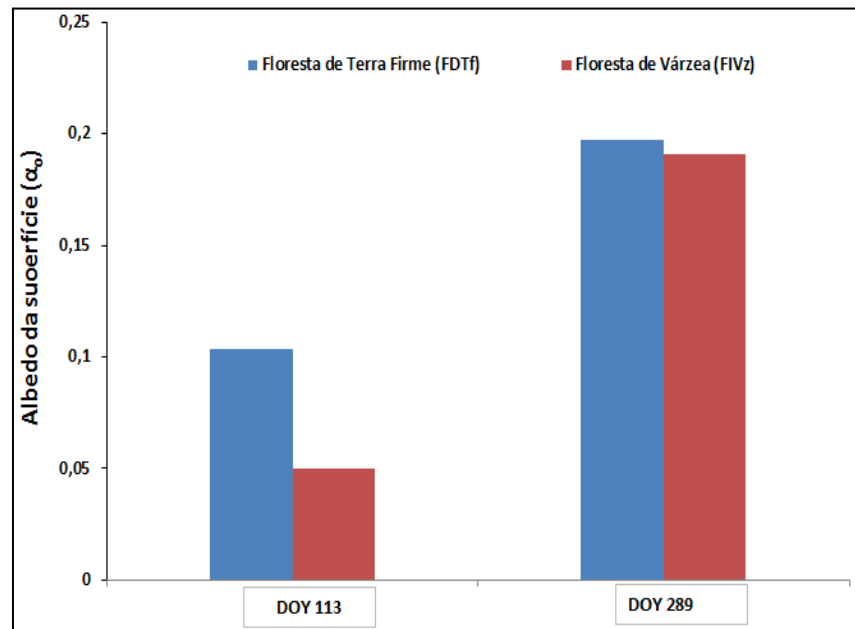


Figura 6.27 - Espacialização do albedo ( $\alpha$ ) para a Floresta de Caxiuanã a partir do SEBAL modificado (DOY 113).

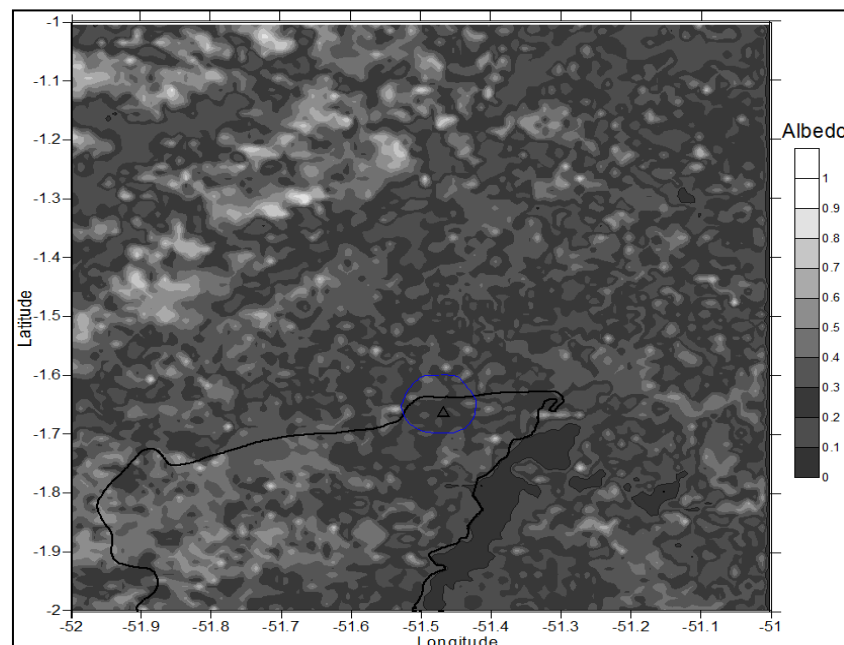
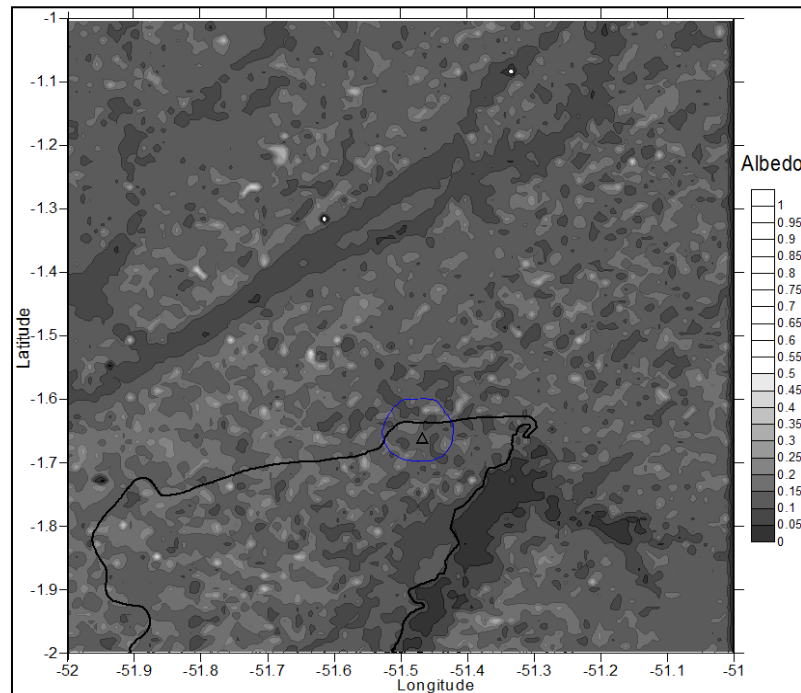


Figura 6.28 - Espacialização do albedo ( $\alpha$ ) para a Flona de Caxiuanã pelo SEBAL modificado (DOY 289)



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

No estudo de Souza-Filho et al., (2006) para Caxiuanã, os autores mostraram que os valores do albedo durante o período chuvoso apresentam maior variação diária, fato que pode ser explicado pela maior alternância do estado de molhamento do dossel. Por outro lado, os valores de albedo no período menos chuvoso são mais constantes, o que pode ser explicado pelo fato de o dossel encontrar-se seco na maior parte do tempo. Durante o experimento ARME (Amazon Region Micrometeorology Experiment), Shuttleworth et al. (1984) observaram um valor médio para o albedo de 12%, para o mês de setembro. Culfet al. (1995)

determinaram uma variação no albedo sazonal, para a Reserva Ducke (Manaus-AM), com valor mínimo de 10,9% em abril (mês chuvoso) e máximo de 12,8% em agosto (mês seco). No estudo de Ferreira Junior et al., (2010) os autores estimaram o albedo para Caxiuanã através do SEBAL e demonstraram a alta sensibilidade deste algoritmo em diferenciar os distintos biomas existentes na região, principalmente entre a floresta primária e as regiões menos florestadas.

Os autores citados acima, também revelam que albedo da estação chuvosa é menor com relação ao da estação seca. No geral, os resultados mostraram valores de albedo para a floresta em torno de 18%, para a região de pastagem aproximadamente 33% e sobre superfície de água (Baía de Caxiuanã) valores de aproximadamente 4%. Segundo estes autores, os resultados foram satisfatórios já que no caso de vegetação de floresta (como a folhagem é agrupada na copa), com picos e depressões organizados nas superfícies dos dosséis, grande quantidade de radiação solar incidente penetra antes de ser refletida e isso resulta numa acentuada captura de radiação solar e numa baixa reflexão (ECK; DEERING 1992; SHUTTLEWORTH et al., 1984). Ademais, florestas apresentam diferença na coloração da vegetação existente, que por serem mais escuras refletem menos energia que a pastagem; e menos de 10% da radiação solar incidente atinge o piso da floresta. (MOURA et al., 1999).

## 7. CONCLUSÕES

As principais conclusões extraídas deste estudo, para as condições analisadas, são apresentadas a seguir:

✓ A evapotranspiração observada foi maior na estação seca e menor na estação chuvosa, tendo como principal regulador o saldo de radiação ( $R_n$ ). Esta alta taxa de ET na estação seca pode estar relacionada ao fato de a estação chuvosa ter experimentado um saldo positivo de precipitação, possibilitando a manutenção de uma alta taxa da ET mesmo no período de pouca disponibilidade hídrica (estação seca);

✓ SEBAL sem ajustes apresentou boa capacidade de reproduzir qualitativamente a variabilidade espacial da ET na região, principalmente nos meses da estação seca (mesmo superestimando os valores em relação àqueles observados). Quando ajustado às condições locais, o algoritmo melhorou a capacidade de estimar a ET quantitativamente para ambas as estações, sendo que a ET do período chuvoso foi mais bem reajustada;

✓ Os resultados do SEBAL modificado mostram que as taxas de ET estimadas tornaram-se muito mais semelhantes às relatadas na literatura para a Amazônia, concordando bem com ET observada, revelando a importância de se utilizar métodos que viabilizam análises em larga escala espacial e temporal, como as possibilitadas por técnicas de sensoriamento remoto;

✓ SEBAL modificado apresentou ainda uma alta sensibilidade em diferenciar as distintas superfícies da região. A estimativa espacial dos parâmetros biofísicos foi coerentemente reproduzida para duas vegetações distintas, presentes na Flona de Caxiuanã. Estes valores foram semelhantes aos já conhecidos para a região, demonstrando que se o SEBAL modificado for aplicado a dados temporal e espacial de alta resolução, esta técnica pode ser rotineiramente utilizada, tornando-se uma ferramenta fundamental no monitoramento de necessidades hídricas e atmosféricas.



## 8. SUGESTÕES

Após obtenção dos resultados, questões relevantes para que a metodologia empregada nesta pesquisa:

- ✓ fato de ser difícil aplicar técnicas de sensoriamento remoto em climas úmidos tropicais devido a constante presença de nuvens convectivas faz-se necessário desenvolver metodologias que minimize os efeitos da nebulosidade marcantes da região;
- ✓ Se possível, utilizar um conjunto de dados com maior continuidade temporal das medições de superfície para que os resultados tenham uma análise mais satisfatória;
- ✓ Desenvolver metodologias para que os termos de fluxo de calor para o solo (G) e fluxo de calor sensível (H) da equação clássica do balanço de energia e que é utilizada pelo algoritmo SEBAL sejam também ajustados para as condições locais da região da Amazônia Brasileira;
- ✓ Por fim, tornar a evapotranspiração espacializada ferramenta fundamental no monitoramento de necessidades ambientais, servindo como dados de entrada em modelos hidrológicos, de tempo e de clima.

## REFERÊNCIAS

- AHMAD, M.D.; BASTIAANSEN, W.G.M. Retrieving soil moisture storage in the unsaturated zone from satellite imagery and bi-annual phreatic surface fluctuations. **Irrigation Drainage Systems**, 17, 141–161. 2003
- AKBARI, M., et al. Monitoring irrigation performance in Esfahan, Iran, using NOAA satellite imagery. **Agric. Water Manage.** 88, 99–109. 2007
- ALLEN, R. G; PEREIRA, L. S. D; SMITH, M. **Crop evaporation (irrigation and drainage paper 56)**. Roma: FAO, 1998. 301 p. 1998
- ALLEN, R. G. et al. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 251-268. 2005
- ALLEN, R. G; TASUMI, M.; TREZZA, R. Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – advanced training and users manual – **Idaho Implementation**, version 1.0. (Apostila) 2002a
- ALLEN, R.G. et al. Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Advanced training and Users Manual. **Idaho Implementation**, 98p. 2002
- ALMEIDA, S. S.; THALES, M. C. Tipos de vegetação da ECFPn, Caxiuanã, Município de Melgaço, Pará: uma primeira aproximação. In: **Seminário Caxiuanã**. Disponível em [http://www.museu-goeldi.br/semicax/CCTE\\_006.pdf](http://www.museu-goeldi.br/semicax/CCTE_006.pdf). Acesso em 23. 04. 2012
- ALVES, F. S. M.; FISCH, G.; VENDRAME, I. F. Modificações do microclima e regime hidrológico devido ao desmatamento na Amazônia. **Acta Amazonica**, v.29: 395-409. 1999
- ASSAD, E. D.; SANO, E. E. **Sistemas de Informações Geográficas: Aplicações na Agricultura**. Brasília: Embrapa-SPI / Embrapa-CPAC, 2ª ed. 1998, 434p. 1998
- AVISSAR, R.; NOBRE, C. A. Preface to special issue on the Large-Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, n. 107, p.1- 1 - 1-2. 2002
- AVISSAR, R. et al. The Large-Scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs. **Journal of Geophysical Research**, n.107, p.43-1 - 43-6. 2002 111
- AZEVEDO, P.V et al. Balanço de radiação sobre culturas irrigadas no semiárido do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v.5, n.1, p.403-410, 1990.
- AYENEW, T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands, **Journal of Hydrology**, v. 279, p. 83-93. 2003

- BALDOCCHI, D. et al. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 82 (11), p. 2415-2434. 2001
- BASTABLE, H.G.; SHUTTLEWORTH, W.J.; DALLAROSA, R.L.G.; FISCH, G.; NOBRE, C.A. Observations of climate, albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian Forest. *International Journal of Climatology*, v.13, n.7, p. 783-796, 1993.
- BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. ***Journal of Hydrology***, v. 229, p. 87-100. 2000
- BASTIAANSEN, W. G. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation, ***Journal of Hydrology***, v.212–213, p.213-229. 1998
- BASTIAANSEN, W.G.M. et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation, ***Journal of Hydrology***, v. 212-213, p. 198-212. 1998a
- BASTIAANSEN, W.G.M. et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 2. Validation. ***Journal of Hydrology***, v. 213–229. 1998b
- BASTIAANSEN, W.G.M. et al. Low cost satellite data for monthly irrigation performance monitoring: benchmarks from Nilo Coelho, Brazil. ***Irrig. Drain. Syst.*** 15, 53–79. 2001
- BASTIAANSEN, W. G. M et al. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate. **PhD. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, the Netherlands.** 272 p. 1995
- BASTIAANSEN, W.G.M. et al. SEBAL for spatially distributed ET under actual management and growing conditions. ***J. Irrig. Drain. Eng.*** 131, 85–93. 2005
- BASTIAANSEN, W.G.M. et al. Thermal infrared technology for local and regional scale irrigation analysis in horticultural systems. *ISHS Acta Hort.* 792. In: ***Proc. Vth IS on Irrigation of Horticultural Crops.*** 2008
- BASTIAANSEN, W.G.M.; AHMED, M.-UD-D.; CHEMIN, Y. Satellite surveillance of evaporative depletion across the Indus Basin. ***Water Resour. Res.*** 38, 1273–1282. 2002
- BASTIAANSEN, W.G.M.; BANDARA, K.M.P.S. Evaporative depletion assessments for irrigated watersheds in Sri Lanka. ***Irrig. Sci.*** 21 (1), 1–15. 2001
- BASTIAANSEN, G.M.W.; CHANDRAPALA, L.; 2003. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. ***Agric. Water Manage.*** 58 (2), 171–192. 2003
- BASTIAANSEN, W.G.M.; HARSHADEEP, N. Managing scarce water resources in Asia: the nature of the problem and can remote sensing help? ***Irrig. Drain. Syst.*** 19 (3–4), 269–284. 2005

BASTIAANSEN, W.G.M.; SAKTHIVADIVEL, R.; VAN DELLEN VAN, A. Spatially delineating actual and relative evapotranspiration from remote sensing for modeling nonpoint pollutants, in (eds) Corwin, D. et al., Assessment of non-source pollution in the vadose zone, Geophysical Monograph 108, **American Geophysical Union** (special issue after joint AGU Chapman/SSSA Outreach Conference Riverside): 179–196. 1999

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM-Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.3, p. 305-317. 2008

BLAD, B. L.; BAKER, D. G. Reflected radiation from a soybean crop. **Agronomy Journal**, v.64, p.277-280, 1972.

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environment**. 79, 329-343. 2002

BORBA, J.C.C., Variação do Saldo de Radiação e Estimativa da Evapotranspiração na Floresta Amazônica, 2003. 64f. **Monografia (Bacharel em Meteorologia)** – Departamento de Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió. 2003 113

CARROLL, M.L et al. 250m MODIS Normalized Difference Vegetation Index, 250ndvi28920033435. **Collection 4, University of Maryland, College Park, Maryland, Day 289**. 2004

CARSWELL, F. E. et al. Seasonality in CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux at an eastern Amazonian Rain Forest. **Journal of Geophysical Research – Atmospheres**, v. 107, n. D20, set. 2001.

CAXIUANÃ: **Desafios para a conservação de uma Floresta Nacional na Amazônia**/Organizado por Pedro L. B. Lisboa. Belém: MPEG, 2009. 672p.: IL.

CHAPIN, F. S et al. Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology. **New York: Springer, 472**. 2002

CHEMIN, Y. et al. Using remote sensing data for water depletion assessment at administrative and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. **Agric. Water Manage**. 64, 183–196. 2004

COSTA, M. H et al. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? **Journal of Geophysical Research**, VOL. 115, G04021, doi:10.1029/2009JG001179, 2010

CRÓSTA, A. P. **Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto**. Campinas, SP: UNICAMP, p. 170. 1992

CULF, A. D.; FISCH, G.; HODNETT, M. G. The albedo of Amazonian forest and ranchland. **Journal of Climate**, v. 8, n. 6, p.1544-1554, 1995.

DIAS JUNIOR, C. Q. et al. **Estudo comparativo da estrutura da turbulência na camada limite superficial acima da Floresta Primária e Região Desmatada na Amazônia: análise de ondeletas aplicada à detecção de estruturas coerentes.** Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais). Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais. UFPA/EMBRAPA/MPEG. 103 F. il. 2008

DINGMAN, S.L. **Physical hydrology.** Long Grove: Prentice Hall, 600p. 2002

ECK, T. F.; DEERING, D. W. Canopy albedo and transmittance in spruce-hemlock forest in mid-September. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v.59, n.3-4, p.237-248. 1992 114

FARAH, H.O.; BASTIAANSEN, W.G.M. Impact of spatial variations of land surface parameters on regional evaporation: a case study with remote sensing data. **Hydrol. Process.** 15 (9), 1585–1607. 2001

FERNÁNDEZ, F. Manual de Climatología Aplicada. Clima, Meio Ambiente, Planificación. Editorial Síntesis. Colección Espacios y Sociedades. Seria Mayor Nº 2. Madrid. 1995

FERREIRA JÚNIOR, P. P et al. Estimativas do fluxo de calor e de parâmetros ambientais a partir de imagens orbitais em Caxiuanã-Pa. Trabalho de Conclusão de curso (TCC). 61f. Universidade Federal do Pará, Pará. 2010

FITZJARRALD et al. Turbulent transport observed above the Amazon forest. **Journal of Geophysical Research** **93(D2)**: 1551–1563. 1988

FRENCH, A. N et al. Surface energy fluxes with the advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). **Remote Sensing of Environment**, v. 99, p. 55-65. 2005

FU, R; LI, W. The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 97-110. 2004.

GALVANI, E.; ESCOBEDO, J. F.; PEREIRA, A. B. Balanço de radiação e fluxo de calor no solo em ambiente natural e protegido cultivado com pepineiro. **Bragantia, Campinas**, 60(2), 139-147, 2001.

GASH, J. H. C. et al. An overview of ABRACOS. In: In: GASH, J.H.C. et al. (Eds.). **Amazonian deforestation and climate.** Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p.1-14.

GRANIER, A. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurement. **Tree Physiology** 3, 309–320. 1987

HOLDRIDGE, L.R. Determination of world plant formations from simple climatic data. **Science** 105, 367–368. 1947

HOLDRIDGE, L.R. The determination of atmospheric water movement. **Ecology** 43, 1–9. 1962

HOLDRIDGE, L.R., with photographic supplement by Tosi Jr., J. A. Life Zone Ecology, **Tropical Science Center**, San Jose, Costa Rica. 1967 115

HASLER, N.; AVISSAR, R. et al., What Controls Evapotranspiration in the Amazon Basin? **Journal of Hydrometeorology**, DOI: 10.1175/JHM587.1, volume 8. P 380-395. 2007

IMMERZEEL, W.W.; GAUR, A.; ZWART, S. J. Integrating remote sensing and a process-based hydrological model to evaluate water use and productivity in a South Indian catchment. **Agric. Water Manage.** 95 (1), 11–24. 2008

INSTITUTO SOCIOAMBIENTAL. **Mapa das unidades de conservação DA Amazônia Brasileira. Escala 1:4.000.000.** 2007. Disponível em: [http://www.wwf.org.br/natureza\\_brasileira/meio\\_aambiente\\_brasil/amazonia\\_pub/index.cfm?uNewsID=8520](http://www.wwf.org.br/natureza_brasileira/meio_aambiente_brasil/amazonia_pub/index.cfm?uNewsID=8520). Acesso em 24.04.2012

JENSEN, M. E.; BURMAN, R. D.; ALLEN, R. G. Evapotranspiration and irrigation water requirements. **ASCE Manual** nº 70, 332 pp. 1990

KELLER, M. et al. Ecological research in the large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia: Early results. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. S3 - S16. 2004

KIMURA, R. L. B. et al. Evapotranspiration estimation over the river basin of the Loess Plateau of China based on remote sensing. **Journal of Arid Environments**, n. 68, p. 53-65. 2007

KUSTAS, W.P.; NORMAN, J. M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. **Hydrological Sciences Journal**, v. 41, n. 4, p.495-516. 1996

LBA: The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (1996), Concise Experimental Plan. **Compiled by the LBA Science Planning Group. Document available at CPTEC/INPE**, Cachoeira Paulista, SP, Brazil. 1996

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanço de radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica: Campina, Campinarana e Mata Densa.** 1994. 135f. Tese (Doutorado) - INPE, São José dos Campos, 1994.

LEITÃO, M.M.V.B.R. **Balanço de radiação e energia numa cultura de soja irrigada.** Dissertação Mestrado, Campina Grande: DCA/CCT/UFPB, 1989. 111p.

LI, W; FU, R. Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over Amazonia as diagnosed by the ECMWF Reanalysis. **Journal of Climate**, n. 17, p. 2637-2651. 2004 116

LISBOA, P. L. B.; SILVA, ANTÔNIO S. L. da; ALMEIDA, S. S. de. Florística e Estrutura dos Ambientes. In: LISBOA, P. L B. (Org.). **Caxiuanã.** Museu Paraense Emílio Goeldi, 1997. cap 4, p. 163-193

\_\_\_\_\_, P.L.B. (org.) **Caxiuanã: populações tradicionais, meio físico e diversidade biológica.** Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi. 2002a. 734p.

\_\_\_\_\_, P.L.B. (org.) **Natureza, homem e manejo de recursos naturais na região de Caxiuanã, Melgaço**, Pará. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém. 2002b. 237p.

MACHADO, L. A. T. The Amazon energy budget using the ABLE – 2b and Flu-Amazon data. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.57, n.18, p.3131-3144. 2000

MALHI, Y. et al. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 107, n. D20, 8061, 10.1029/2001JD000623. 2002

MAUSER, M., SCHADLICH, S. Modelling the spatial distribution of evapotranspiration on different scales using remote sensing data. *Journal of Hydrology* 212–213, 250–267. 1998

MEIRELES, M. **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5-TM na bacia do Acaraú-CE**. 2007. 89f. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza – CE, 2007.

MENDES, C. A. B.; CIRILO. J. A. Geoprocessamento em recursos hídricos - princípios, integração e aplicação. Porto Alegre, RS, ABRH, **Coleção Geoprocessamento**, v. 1. 2001

MENENTI, M.; BASTIAANSSEN, W.G.M.; VAN EICK, D. Determination of hemispheric reflectance with thematic mapper data. **Rem. Sens. Envir.** 28, 327–337. 1989

MOORS, E. Evaporation, In: BERKENS MFP, DOLMAN AJ, TROSH PA. 2008. Climate and the hydrological cycle. **IAHS Publication**. Wallingford, UK, p. 23-45. ISBN: 1901502546. 117

MORAES, J. C. et al. **Estudos hidrometeorológicos na bacia do rio Caxiuanã**. In: Lisboa, P. L. B. (org.). Belém: CNPQ/Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 85-95. 1997

MORSE, A. et al. Application of the SEBAL methodology for estimating consumptive use of water and streamflow depletion in the Bear River Basin of Idaho through remote sensing – Final Report. **Idaho Department of Water Resources** – University of Idaho. 2000

MOURA, M. A. L. et al. Variação do albedo em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 7, n.2, p.163 -168. 1999.

NEGRÓN JUÁREZ, R. I. et al. Control of dry season evapotranspiration over Amazonian forest as inferred from observations at a Southern Amazon forest. **Journal of Climate**, n. 20, p. 2827-2839. 2007.

NEPSTAD, D. C.; COAUTHORS. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, n. 372, p. 666–669. 1994.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. 2ª Ed. São Paulo: Ed. Edgard Blucher Ltda. 308 p. 1992

ODUM, H.T. et al. Metabolism and evapotranspiration of some rain forest plants and soil. In: **Odum, H.T., Pidgeon, R.F., (Eds.), A Tropical Rain Forest, US Atomic Energy Commission**, Washington, D.C., pp. I-103– I-164 (Chapter I–8).1970a

PARDI LACRUZ, M.S. **Sensoriamento remoto e sistemas de informação geográfica como subsídio para levantamentos fisionômico-estruturais em floresta tropical úmida – estudo de caso: Estação Científica Ferreira Penna**. Tese de mestrado, São José dos Campos, SP, INPE, 106 p. 1996

PAULSON, C.A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Appl. Meteorology**, n. 9, p.857-861. 1970

RIBEIRO, J. B. M. **Análise comparativa das características microclimáticas entre áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. Tese de Mestrado, Universidade Federal de Viçosa, 67 p, 1994

ROCHA, H. R. et al. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia, **Ecol. Appl.**, 14(4), S22–S32. 2004 118

ROSENBERG et al. Microclimate, the biological environment. **John Wiley & Sons**. New York. 1983

ROSENZWEIG, M.L. Net primary productivity of terrestrial communities: prediction from climatological data. **American Naturalist** 102, 67–74. 1968

RUDORFF, Y. et al. **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos, SP: A. Silva Vieira, 2007

RUHOFF, A. L. et al. Variabilidade dos fluxos de calor latente e sensível em áreas de cerrado stricto sensu. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, v. 14, 2009, Natal, Brasil, **Anais...** Natal: INPE, p. 4829-4836. 2009

RYAN, M.G.; YODER, G.J. Hydraulic limits to tree height and tree growth. **BioScience** 47 (4), 235–242. 1997

SÁ, L. D. A.; VISWANADHAM, Y; MANZI, A. O. Energy Flux Partitioning over the Amazon Forest. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 39, n. 1, p. 1-16, 1988.

SANCHEZ, M.M.I. **Estimación de evapotranspiración a través de datos meteorológicos e imágenes de satélite**. Tesis doctoral. Departamento de Geografía. Universidad de Alcalá. 1999

SANTOS, J.R.; PARDI LACRUZ, M. S. Visão sinóptica da paisagem florestal a partir de imagens de satélite. **Pp. 141-162**. In: **P.L.B. Lisboa (org.). Caxiuanã, Belém, PA, Museu Paraense Emílio Goeldi**.

SANTOS ALVALÁ, R. C. **Estudo da partição de energia em terrenos complexos (áreas desflorestadas e florestas)**. (Tese de Doutorado em Meteorologia), São José dos Campos, INPE, novembro de 1993. 170 p. (INPE-5522- TDI/519). Nobel, P. S. Biophysical plant physiology and ecology. San Francisco, CA, Freeman, 1983.



SCHOTANUS, P. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. **Boundary Layer Meteorology**, v. n. 26, p. 81-93. 1983

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation from Amazonian Rainforest. **Proceedings of the Royal Society of London Series B-Biological Sciences**, v. 233, n. 1272, p. 321-346. 1988.

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation. In: MAIDMENT DR. 1993. **Handbook of Hydrology**. New York, USA: McGraw Hill, p. 4.1 - 4.33. ISBN:0070397325. 1993

SHUTTLEWORTH, W.J. et al. Observations radiation Exchange above and below Amazonian Forest. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, n.110, v.466, p. 1163 – 1169, 1984.

SHUTTLEWORTH, W. J et al. Eddy Correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, v. 110, n. 466, p. 1143-1162, out. 1984.

SNUC. SISTEMA NACIONAL DE UNIDADES DE CONSERVAÇÃO DA NATUREZA. Lei nº 9.985, 18 de julho de 2000: Decreto nº 4.340, de 22 de agosto de 2002. 2. Ed. Aum. Brasília: MMA/SBF, 2002. 52p

SOMMER, R et al. Transpiration and canopy conductance of secondary vegetation in the eastern Amazon. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 112, n.2, p. 103-121. 2002.

SOUSA, A. M. L. et al. Estimativa da evapotranspiração real derivada do sensor MODIS: aplicação no leste da Amazônia. In: **SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS SUL-SUDESTE**, 2., 2007.

SOUZA FILHO, J. D. et al. Control mechanisms of the seasonal variation of transpiration in a northeast Amazonia tropical rainforest (in Portuguese), **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 223-229. 2005

SOUZA FILHO, J. D. et al. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, 318-330, 2006 120

TASUMI, M. Use of Remote Sensing of Evapotranspiration for Large Regions. **International Workshop, Montpellier, France**. 2003

TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; WRIGHT, J. L. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 355–376. 2005

TEIXEIRA et al. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. Part A: Calibration and validation. **Agricultural and Forest Meteorology** 149 (2009) 462 – 476. 2009

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. 2ª ed. Brasília, DF: INMET, 2001. 532 p. 2001

VERMOTE, E. F; VERMEULEN, A. **Atmospheric correction algorithm: Spectral reflectances (MOD09)**, ATBD version 4.0. 1999

VON RANDOW, R. C. S.; VON RANDOW, C. Evapotranspiration of deforested areas in central and southwestern Amazonia. **Theor Appl Climatol**. DOI 10.1007/s00704-011-0570-1. 2011

VICKERS, D.; MAHRT, L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 3, p. 512–526, June 1997

VISWANADHAM Y et al. Micrometeorological measurements in Amazonian forest during. GTE/ABLE 2A Mission. **J. Geophys. Res.**, 95 (D9): p. 13669-13682. 1990

WAN, Z.; LI, Z. L. A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MOIS data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. v.35, n.4, pp.980-996. 1997

WANG, J. et al. Aggregation of land surface parameters in the oasis-desert systems of Northwest China. **Hydrol. Process**. 12, 2133–2147. 1998

WEBB, E. K. Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. **Quart. J. Roy. Meteorology. Soc.** v. 96, p. 67-90. 1970