



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE METEOROLOGIA  
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**



**LAÍSA FARIA VIANA**

**BALANÇO DE RADIAÇÃO MEDIDO E ESTIMADO E ESTIMATIVA  
DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA PELO METODO  
DA RAZÃO DE BOWEN EM UM POMAR DE MANGA ROSA NO  
NORDESTE DO PARÁ**

**Nº 336**

**BELÉM – PA**

**2014**

**LAÍSA FARIA VIANA**

**BALANÇO DE RADIAÇÃO MEDIDO E ESTIMADO E ESTIMATIVA  
DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA PELO  
METODO DA RAZÃO DE BOWEN EM UM POMAR DE MANGA  
ROSA NO NORDESTE DO PARÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado á  
Faculdade de Meteorologia do Instituto de  
Geociências da Universidade Federal do Pará –  
UFPA, em cumprimento ás exigências para a  
obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.  
Orientador: Prof. Dr. José de Paulo Rocha da Costa.

**BELÉM – PARÁ**

2014

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

---

- V614b Viana, Laísa Faria, 1992-  
Balço de radiação medido e estimado e estimativa dos componentes do balanço de energia pelo método da razão de Bowen em um pomar de manga rosa no Nordeste do Pará / Laísa Faria Viana – 2014  
40 f. : il.  
Orientador: José de Paulo Rocha da Costa  
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Meteorologia, Belém, 2014.

1. Energia - Pará. 2. Radiação. 3. Manga - Pará. I. Título.

CDD 22.ed.: 333.798115

---

**LAÍSA FARIA VIANA**

**BALANÇO DE RADIAÇÃO MEDIDO E ESTIMADO E ESTIMATIVA  
DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA PELO  
METODO DA RAZÃO DE BOWEN EM UM POMAR DE MANGA  
ROSA NO NORDESTE DO PARÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado á  
Faculdade de Meteorologia do Instituto de  
Geociências da Universidade Federal do Pará –  
UFPA, em cumprimento ás exigências para obtenção  
do grau de Bacharel em Meteorologia.

Data de Aprovação: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_

Conceito: \_\_\_\_\_

**Banca Examinadora:**

---

**Prof. José de Paulo Rocha da Costa – Orientador**

Doutor em Meteorologia Agrícola  
Universidade Federal do Pará

---

**Prof. José Danilo da Costa Filho – Membro**

Mestre em Meteorologia  
Universidade Federal do Pará

---

**Prof. José Carvalho de Moraes – Membro**

Mestre em Meteorologia  
Universidade Federal do Pará

Dedico este trabalho a todos que colaboraram direta ou indiretamente a minha formação acadêmica.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a todos que contribuíram no decorrer desta caminhada, especialmente:

A Deus, todo poderoso, por ter me concedido a oportunidade de realizá-lo, dando-me o dom do conhecimento e perseverança para enfrentar os obstáculos encontrados ao longo do curso.

A minha amada família que sempre esteve ao meu lado me apoiando nos estudos e nas escolhas.

Ao meu Professor e orientador Dr. José de Paulo Rocha da Costa que teve papel fundamental para elaboração deste trabalho.

A todos os outros professores do departamento de Meteorologia, pelos conhecimentos a mim transmitidos no decorrer do curso.

Aos meus amigos e colegas do curso de bacharelado em Meteorologia pelo companheirismo e disponibilidade para me auxiliar em vários momentos.

*“Já vistes coisa mais bela do que uma bela mangueira, e a doce fruta amarela, sorrindo entre as folhas dela, e a leve copa altaneira?”.*

**Gonçalves Dias.**

*“O sucesso é ir de fracasso em fracasso sem perder o entusiasmo”.*

**W. Churchill.**

## RESUMO

A quantificação das trocas de radiação e energia em superfícies vegetadas é essencial para o melhor entendimento do funcionamento dos agrossistemas e para avaliar possíveis mudanças na interação entre estes e atmosfera, na partição de energia. O presente trabalho teve como propósito analisar os componentes do balanço de radiação medido e estimado e analisar os componentes do balanço de energia obtidos através da razão de Bowen. O estudo foi feito em um pomar de manga (*Mangifera indica L.*) da variedade Tommy Atkins, localizado na região nordeste do Pará, situada na vila de Cuiarana (00°39'47"S; 47°17'48" W). Os dados foram medidos em uma torre micrometeorológica e as análises trimestrais são referentes o ano de 2013. Os resultados mostraram que os valores do saldo de radiação medido e estimado apresentaram alta correlação nos trimestres analisados com máximo de ( $R^2=0,96$ ) e mínimo de ( $R^2= 0,94$ ). Comparativamente os valores do saldo de radiação estimado foram superiores ao saldo de radiação medido observado em todo ano. Quanto aos componentes do balanço de energia estimados através da técnica da razão de Bowen, mostraram que a maior porcentagem do saldo de radiação no pomar foi usada na forma de calor latente, durante todo o ano de estudo e apresentou variação de 80,6% observada no período chuvoso (Jan-Fev-Mar) para 62,25% registrado no período seco (Out-Nov-Dez). Por outro lado, o calor sensível mostrou aumento de 17,41% observado no período chuvoso, para 38,23% no período seco.

Palavras-Chave: Balanço de energia. Balanço de radiação. Razão de Bowen. Manga Rosa.



## ABSTRACT

The quantification of radiation and energy exchanges in most vegetated surfaces is essential for better understanding of the functioning of the systems and to assess possible changes in the interaction between these and atmosphere, on the partition of energy. The present work had as purpose to analyze the radiation balance components measured and estimated and analyze the energy balance components obtained by reason of Bowen. The study carry out on a mango Orchard (*Mangifera indica L.*) Tommy Atkins variety, located in the northeastern region of Pará, situated in the village of Cuiarana (00°39'47' S; 47°17'48" W). The data were measured on a micrometeorological Tower and the quarterly analyses are for the year of 2013. The results showed that the values of the measured and estimated radiation balance showed high correlation in quarters analyzed with maximum ( $R^2 = 0,96$ ) and minimum ( $R^2 = 0,94$ ). Compared with the estimated radiation balance values were superior to the balance of radiation measured observed in every year. As for the energy balance components estimated by Bowen ratio technique, showed that the largest percentage of the radiation balance in the orchard was used in the form of latent heat, during the entire year of study and showed variation of 80.6% observed during the rainy season (Jan-Feb-Mar) to 62.25% registered in the dry season (Oct-Nov-Dec). On the other hand, the heat sensitive showed increased 17.41% observed during the rainy season, to 38.23% in the dry period.

Keywords: Energy Balance. Radiation Balance. Bowen Ratio. Orchard Mango.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Localização do sítio experimental, na vila de Cuiarana, Salinópolis/ PA .....	21
Figura 2- Vista do Pomar de mangueiras.....	22
Figura 3- Vista da torre micrometeorológica instrumental na área experimental. ....	23
Figura 4- Vista da instalação dos sensores na torre, Termo- higrômetro (a), Pluviômetro (b), Piranômetro e Net radiômetro (c).....	23
Figura 5- Totais mensais da Precipitação Pluviométrica (PRP), observado no ano de 2013 em relação à normal climatológica (1978-2012).....	27
Figura6- Valores médios mensais de temperatura média do ar (T med), máxima (Tmáx) e mínima (Tmín) para os níveis de 2 e 15 m.....	28
Figura 7-Variaçãomensal da amplitude térmica nos níveis de 2 e 15 m. ....	29
Figura 8- Variação média mensal da Umidade Relativa (UR) do ar nos níveis de 2 e 15m. ....	29
Figura9-Variação média diária por trimestre do saldo de radiação medido ( $Rn_m$ ) e saldo de radiação estimado ( $Rn_e$ ).....	31
Figura10- Variabilidade média diária por trimestre dos componentes do BE para os trimestres de 2013 (a) jan- fev-mar, (b) abr- mai-jun, (c) jul-ago-set e (d) out-nov-dez.....	32
Figura11- Variação horária dos componentes do balanço de energia no período diurno para um dia chuvoso e seco. ....	34
Figura12- Razão horária de ( $LE/Rn$ ) e ( $H/Rn$ ) para um dia chuvoso e seco .....	35

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1- Lista das variáveis medidas dos sensores, Instrumentos e referidos níveis de medidas na estação meteorológica automática. ....	23
Tabela 2- Percentual mensal e média trimestral da utilização do saldo de radiação ( $R_n$ ) como fluxo de calor latente (LE) e calor sensível do ar (H).....	33

## **LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS**

BE	Balanço de Energia
BOC	Balanço de Onda Curta
BOL	Balanço de Onda Longa
BR	Balanço de Radiação
CLA	Camada Limite Atmosférica
RL	Radiação de onda Longa

## LISTA DE SIMBOLOS

BOC <sub>e</sub>	Balanço de Onda Longa Estimado
BOL <sub>e</sub>	Balanço de Onda Curta Estimado
e <sub>a</sub>	Pressão real de vapor de água, hPa <sup>-1</sup>
e <sub>s</sub>	Pressão de saturação de vapor de água, hPa
G	Fluxo de calor no solo, W m <sup>-2</sup> ou MJ m <sup>-2</sup>
H	Fluxo de calor sensível, W m <sup>-2</sup> ou MJ m <sup>-2</sup>
K <sub>h</sub>	Coefficiente de difusão turbulenta de calor sensível, m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>
K <sub>w</sub>	Coefficiente de difusão turbulenta de vapor de água, m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>
R <sub>g</sub>	Radiação solar global incidente na superfície, W m <sup>-2</sup> ou MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup>
R <sub>n</sub>	Saldo de radiação ou radiação líquida W m <sup>-2</sup> ou MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup>
T <sub>ar</sub>	Temperatura de ar, °C
T <sub>máx</sub>	Temperatura máxima do ar, °C
T <sub>mín</sub>	Temperatura mínima do ar, °C
α	Albedo ou coeficiente de reflexão da radiação solar (ondas curtas)
β	Razão de Bowen, adimensional

## SUMARIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	14
<b>2 REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	15
<b>2.1 Saldo de radiação</b> .....	15
<b>2.2 Balanço de radiação</b> .....	15
2.2.1 Balanço de ondas curtas (BOC).....	16
2.2.2 Balanço de onda longa (BOL) .....	17
<b>2.3 Considerações sobre o balanço de energia e o Método da Razão de Bowen</b> .....	18
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	21
<b>3.1 Materiais</b> .....	21
3.1.1 Área experimental.....	21
3.1.2 Fonte dos dados .....	22
<b>3.2 Metodologia</b> .....	24
3.2.1 Estimativa do balanço de onda curta (BOC <sub>e</sub> ) .....	24
3.2.2 Estimativa do balanço de onda longa (BOL <sub>e</sub> ).....	24
3.2.3 Estimativa do balanço de radiação (RN) .....	25
3.2.4 Balanço de energia e razão de Bowen ( $\beta$ ).....	25
<b>4 DISCULSSÃO DOS RESULTADOS</b> .....	27
<b>4.1 Características micrometeorológicas da área de estudo</b> .....	27
<b>4.2 Saldo de radiação medido e estimado</b> .....	30
<b>4.3 Análise dos componentes do balanço de energia</b> .....	32
<b>4.4 Análise dos componentes do balanço de energia em dias típicos (seco e chuvoso)</b> .	34
<b>5 CONCLUSÃO</b> .....	36
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	37

## 1INTRODUÇÃO

O sol é uma gigantesca usina termonuclear geradora e emissora de energia para o espaço, parte da qual a Terra intercepta. O fluxo radiante emitido pelo sol atravessa o espaço sideral e alcança a atmosfera terrestre interagindo com a mesma, onde sofre processos de absorção e difusão, e se constitui na principal fonte de energia para os processos físicos que ocorrem na Terra-Atmosfera. Assim, as variações na fonte de energia causam, diretamente, variações em diversos parâmetros como a temperatura, pressão, entropia e massa específica; e ao mesmo tempo, a superfície terrestre é a principal fonte de transferência para os processos atmosféricos.

Para o meteorologista a quantidade de radiação solar interceptada e modificada pelo sistema Terra-Atmosfera é de crucial importância à redistribuição de umidade e de calor no solo e na atmosfera. As trocas de calor e umidade afetam o comportamento da biosfera, do tempo e do clima no planeta (BASTAANSSEN et al. 1998; PAIVA, 2005, p.28.). Assim, torna-se indispensável o conhecimento da radiação solar incidente, a absorção da radiação de ondas curtas pela superfície, a emissão da superfície e da atmosfera para se entender o balanço de radiação (BR) e suas variações, bem como o balanço de energia à superfície do solo. Esses estudos são complementados com determinações de coeficientes derivados do BR que traduzem as condições hídricas e térmicas do ambiente.

De acordo com (AGUTHES et al., 2000) mudanças no balanço de energia e de umidade no sistema terra-oceano-atmosfera, nos trópicos, influem no clima global. As trocas de energia na interface vegetação- atmosferas, por meio das componentes do BR e dos fluxos de calor sensível e latente, são essenciais para modelagem climática, sendo que a magnitude desses fluxos e de suas variações, em períodos menores do que um dia, são de suma importância para a parametrização e calibração de modelos de circulação global. Em intervalos maiores, essas grandezas vêm a ser utilizadas em modelos de impactos climáticos globais resultantes de alterações fisiográficas da superfície (SELLERS et al., 1995). Em virtude das razões acima citadas o objetivo de presente estudo foi realizar a comparação entre o balanço de radiação medido e estimado e estimar os componentes do balanço de energia utilizando a técnica da razão de Bowen em um pomar de manga rosa.

## **2 REVISÃO DE LITERATURA**

### **2.1 Saldo de Radiação**

Pode-se afirmar que a energia proveniente do sol é o fator mais importante no desenvolvimento dos processos físicos que influenciam as condições de tempo e clima na Terra. O saldo de radiação ( $R_n$ ) representa a energia disponível aos processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre sendo definido como o balanço de radiação todos os fluxos radiativos que chegam e saem de uma superfície (KLEIN, 1997; WELIGEPOLAGE, 2005) o qual é um componente para a estimativa do balanço de energia na superfície, previsão do tempo e aplicação na agricultura.

Uma parte da energia solar retida no sistema Terra- Atmosfera é absorvida pela superfície do solo, no aquecimento das superfícies, (solo e planta) e no processo de evapotranspiração (vaporização da água e da superfície vegetada). É necessário que se estabeleça que além dessa componente relacionada à energia solar, a emissão terrestre também participa desses processos mencionados (WELIGEPOLAGE, 2005).

### **2.2 Balanço de Radiação**

O “Balanço” é a diferença entre a entrada e a saída de elementos de um sistema. Os principais componentes para o balanço de radiação no sistema terrestre são: superfície, atmosfera e nuvens. Quando a radiação solar entra no sistema terrestre, uma parte é absorvida pela superfície e outra parte é refletida de volta para o espaço. A radiação solar é um dos principais fatores que assegura a vida na terra.

A radiação solar que chega à Terra é a fonte de energia necessária para praticamente toda a vida e os movimentos atmosféricos do nosso planeta. Em um solo coberto de vegetação, as folhas absorvem uma grande quantidade de radiação, impedindo a incidência direta na superfície. Embora a radiação solar incida em linha reta, os gases e aerossóis podem causar o seu espalhamento em diversos níveis da atmosfera, chamado de radiação difusa.

As características do espalhamento dependem. Em grande parte, do tamanho das moléculas de gás ou aerossóis presentes na atmosfera. Dentro da atmosfera os topos das nuvens são os mais importantes refletores. A capacidade de reflexão dos topos de nuvens



depende de sua espessura, variando de 40% para nuvens finas a 80% para nuvens espessas. Já o albedo terrestre, que é a razão entre a radiação média refletida pela superfície do planeta e a proveniente do sol, são de 30% (NOVO, 2010).

Quando uma molécula absorve energia na forma de radiação, esta energia é transformada em movimento molecular interno causando o aumento da sua temperatura. Por isso, os gases que absorvem melhor a radiação têm papel importante no aquecimento da atmosfera. O vapor de água tem um alto índice de absorção da radiação solar. Juntamente com o oxigênio e o ozônio, o vapor de água representa a maior parte dos 19% da radiação solar que são absorvidos na atmosfera (IRIBARNE ; GODSON, 1981).

O vapor de água e o dióxido de carbono são os responsáveis pela maior parte da absorção da radiação solar na faixa do infravermelho, que ocorre na troposfera onde suas concentrações são maiores. O vapor de água absorve aproximadamente cinco vezes mais radiação terrestre que todos os outros gases combinados. Aproximadamente, 51% da energia solar que chega ao topo da atmosfera conseguem atingir a superfície da Terra. Depois, a maior parte desta energia é irradiada de volta para a atmosfera na faixa do infravermelho.

### 2.2.1 Balanço de Ondas Curtas (BOC)

O balanço de onda curta é expresso em função da radiação solar global e do albedo da superfície. A energia solar que atinge a superfície terrestre é resultante das interações existentes entre a radiação eletromagnética proveniente do sol e o meio que esta atravessa.

A disponibilidade de radiação solar depende do albedo de tal forma que, se, o valor do albedo for elevado, o balanço de onda curta (BOC) será reduzido e se o valor do albedo for reduzido, o BOC será elevado. Portanto em condições idênticas de incidência de onda curta ( $R_s \downarrow$ ) superfícies com diferentes valores de albedo terão BOC diferentes.

O albedo é uma medida adimensional e varia de acordo com as características da superfície, a razão entre a radiação solar direta e a difusa e em função do ângulo zenital solar. Para superar as limitações decorrentes da utilização de albedos prescritos para superfícies continentais, modelos de transferência de radiação nos dosséis de vegetação têm sido desenvolvidos para considerar a variação do albedo causada por ambos os fatores internos e externos ao dossel (MONTEITH ; UNSWORTH, 2008). Valores altos de albedo ocorrem próximo do nascer e pôr-do-sol, e mínimos ao meio-dia. Contudo, em muitos casos, a variação não é simétrica, especialmente sobre superfícies vegetadas.

Song (1998) avaliou o albedo considerando dados de observações no campo e através de simulações e concluiu que a inclinação do dossel, devido à predominância de ventos fortes, é uma possível causa da assimetria. Destacou ainda, que o orvalho pode aumentar o albedo nas primeiras horas do dia, mas não contribui significativamente para a assimetria no resto do dia, nem explica os albedos mais baixos observados pela manhã.

### 2.2.2 Balanço de Onda Longa (BOL)

A radiação de onda longa é o fluxo de energia emitido pelos gases atmosféricos e pelas superfícies líquidas e sólidas da Terra. Com uma temperatura média em torno de 300 °K, a Terra apresenta máxima emissão de radiação eletromagnética em torno de 9,7  $\mu\text{m}$ , sendo que a maioria da radiação emitida pela Terra e atmosfera está contida no intervalo de 4 a 100  $\mu\text{m}$  e, por isto, é denominada radiação de onda longa, em comparação com o espectro da radiação solar que está contido no intervalo de 0,1 a 4 $\mu\text{m}$  (BRUTSAERT, 1982).

O balanço de onda longa (BOL) á superfície compreende duas componentes: a radiação atmosférica incidente e a radiação emitida. A primeira é função basicamente da temperatura do ar, da quantidade de vapor de água presente na atmosfera e da cobertura de nuvens. Segundo Pereira (1997) a fonte de energia radiante emitida pela atmosfera pode ser calculada pela lei de Stefan- Boltzmann, sendo essa radiação proporcional à quarta potência de temperatura absoluta do corpo. Já a emitância terrestre depende da temperatura do solo e de sua emissividade. Na prática, quando não se dispõe de aparelhos de medida, uma alternativa seria o uso de equações empíricas para a estimativa do balanço de onda longa.

Segundo Hartman (1994) para a maioria das superfícies naturais, a emissividade, razão entre emissão real de uma superfície e a emissão de um corpo negro á mesma temperatura, varia de 0,95 a 0,98. Para Bruntsaert (1982) em áreas gramadas, a emissividade é diferente da unidade, parte da radiação de onda longa (RL) é refletida pela superfície e pode ser incluída no cálculo do saldo de radiação.

### 2.3 Considerações sobre o Balanço de energia e o Método da Razão de Bowen

Os ganhos e perdas de energia em uma superfície estão em equilíbrio de acordo com a lei da conservação de energia. A energia disponível na superfície pode ser quantificada pelas equações do balanço de radiação e balanço de energia. O balanço de energia é representado pela partição do saldo de radiação ( $R_n$ ), nos seguintes fluxos:  $H$  fluxo de calor sensível ( $W.m^{-2}$ ),  $LE$  fluxo de calor latente de evaporação ( $W.m^{-2}$ ) e  $G$  é o fluxo de calor para o interior solo ( $W.m^{-2}$ ).

De acordo com a convenção adotada por Kjaersgaard et al. (2007), os valores de  $H$ ,  $LE$  e  $G$  são em geral positivos (consumidores de energia) durante o período diurno. Em circunstâncias especiais, como é caso de campos irrigados,  $H$  e/ou  $G$  assumem valores negativos (fontes de energia), enquanto  $LE$ , devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode exceder o saldo de radiação da superfície. Para os autores, as magnitudes das componentes do balanço de energia (BE) dependem de muitos fatores tais como tipo de superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação etc.), posição geográfica, estação do ano, hora do dia e clima. Em superfícies vegetadas, a evapotranspiração, modulada pelo fluxo de calor latente, é normalmente o processo que mais demanda energia; em alguns casos chega a consumir 100% de  $R_n$ .

Durante a noite os termos do BE são usualmente negativos (fontes de energia). As magnitudes dos fluxos de calor latente e sensível são menores no período noturno, enquanto os valores de  $G$  não se diferenciam muito entre o dia e a noite, apesar de haver inversão na direção do fluxo.

Uma técnica que tem sido utilizada por vários pesquisadores para se fazer a estimativa das componentes do balanço de energia é o método de Bowen, utilizado por Bergamaschi (1988), Medeiros (1990), Fontana (1991), Cunha; Bergamaschi (1994), Perez et al. (1999), Sauer et al. (1998), Nagler et al. (2005).

Segundo Fontana (1991), o balanço de energia das superfícies vegetadas permite dimensionar as trocas de massa e energia no sistema solo-planta-atmosfera, através do estudo da partição do saldo de radiação nos diversos processos que ocorrem na cultura. O balanço de energia determinado através da razão de Bowen ( $\beta$ ) é utilizado para a quantificação dos fluxos de calor latente e sensível na camada de ar próxima a superfície do solo, particularmente em análises micrometeorológicas em sistemas cultivados.

A vantagem em utilizar este método está relacionada à facilidade de instalação dos sensores; uso adequado tanto para culturas de porte baixo quanto para plantios arbóreos (RANA; KATERJI, 2000). Entretanto, este método também apresenta restrições; *i*) a igualdade entre os coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível ( $K_H$ ) e latente ( $K_{LE}$ ) é válida apenas para condições de estabilidade atmosférica próxima a neutralidade, *ii*) as medidas de temperatura do ar e pressão de vapor d' água devem ser efetuadas dentro da camada limite superficial (vegetação-atmosfera), com ausência de gradientes horizontais, implicando na necessidade de um “fetch” (bordadura) adequado, com a extensão mínima de 100 vezes a altura da cultura (ANGUS ;WATT, 1984).

Esse “*fetch*” é umas das principais preocupações quando se deseja instalar um sistema para medir a  $\beta$ , principalmente, devido à necessidade da obtenção de medidas em dois níveis para a formação do gradiente de temperatura e pressão de vapor d' água (MONTEITH; UNSWORTH, 2008). Estas medidas devem ocorrer na camada de ar em equilíbrio próxima a superfície, chamada camada limite atmosférica (CLA), paraquesejam submetidas às mesmas características atmosféricas, entretanto, a espessura desta camada depende da velocidade do vento, rugosidade da superfície e regime de turbulência atuante no momento, estes elementos afetam diretamente na maneira como a CLA influencia no transporte de energia (ARYA, 1998).

A transição de uma superfície de passagem do ar para outra, perturba a camada limite que estava em equilíbrio devido o efeito da rugosidade da nova região, desenvolvendo uma nova camada limite abaixo daquela co características da nova superfície (MONTEITH; UNSWORTH, 2008). Por isso, segundo os autores ao considerar a direção predominante dos ventos, recomenda-se o “fetch” de 1:20 quando se trata da mudança de uma área menos rugosa para mais rugosa, e no sentido inverso, o “fetch” recomendado é de 1:70; diante das diversas razões indicadas, para áreas de cultivos agrícolas o mais adequado é de 1:100 (ROSENBERG, 1983; MONTEITH; UNSWORTH, 2008).

Diferentes critérios são utilizados para a eliminação de dados inconsistentes obtidos por este método, como valores da  $\beta$  iguais a -1, menores que -0,75, entre 0,7 e -0,7, ou compreendidos entre -1,3 e 0,7 (ORTEGAS-FARIAS, 1996; UNLAND et al. 1996), como também a metodologia empregada por Perez et al. (1999), baseada nas medidas do gradiente de vapor d' água e na resolução dos sensores utilizados. Perez et al. (1999) sugerem um método analítico de determinação da consistência dos sinais observados na

relação fluxo-gradiente entre os componentes, onde os valores da  $\beta$  em torno de -1 poderão ser descartados dependendo de diferentes condições.

Normalmente, os valores da  $\beta$  rejeitados ocorrem no início da manhã, final da tarde e à noite devido à inversão térmica, e durante eventos de chuva e irrigação, pois nestes períodos ocorrem reduzidos gradientes de pressão de vapor d' água oriundos da diminuição da advecção, afetando a consistência dos valores obtidos (PEREZ et al., 1999).

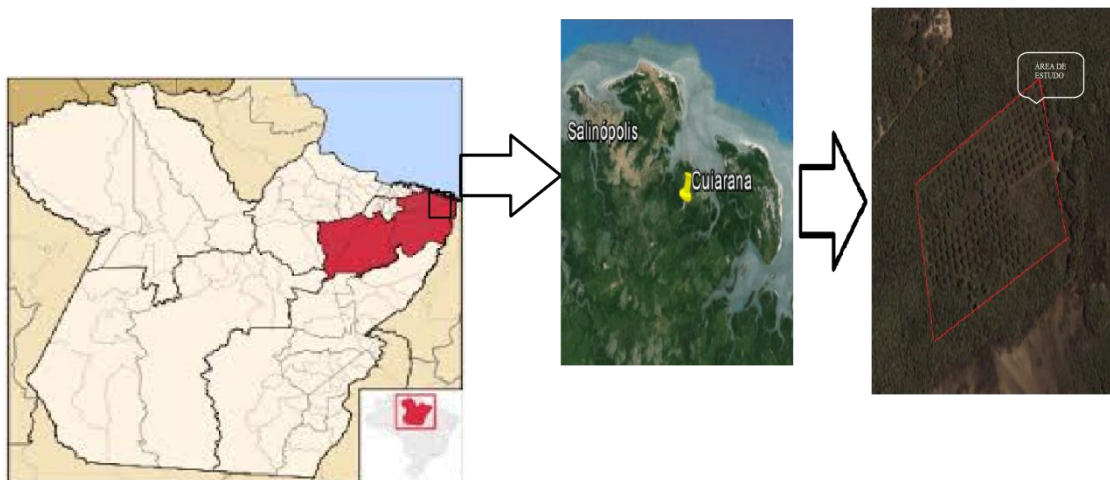
### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 Materiais

##### 3.1.1 Área Experimental

A área experimental onde o estudo foi realizado é um pomar de mangueiras (*Mangifera indica L*) localizado no sitio experimental de ecossistemas costeiros Modesto Rodrigues situado na vila de Cuiarana, pertencente à Universidade Federal do Pará (UFPA), no município de Salinópolis, Pará (00°39'72" S e 47°17'41" NE) (Figura 1). De acordo com a classificação climática de Köppen, o tipo climático predominante da região é Aw, de reduzida amplitude térmica e índice pluviométrico de 2.100 mm anual, sendo que 90% dessa pluviosidade se distribuem nos seis primeiros meses do ano. Pela classificação de Thornwaite, seu balanço hídrico corresponde ao clima B2S' Aa" ou seja úmido com moderada deficiência no verão megatérmico, com evapotranspiração potencial de 1.579 mm anual, superior a evapotranspiração real apresentando assim excedente hídrico anual entre fevereiro e junho e deficiência hídrica de 523 mm, entre agosto e dezembro.

Figura 1-Localização do sítio experimental, na vila de Cuiarana, Salinópolis/ PA



Fonte: Imagens Google Earth (2010).

O pomar de manga rosa (Figura 2) foi plantado para fins comerciais em 1993 e é constituído da variedade Tommy Atkins, apresentando altura média de 6,5 m, com fileiras orientadas no sentido Leste – Oeste, utilizando o espaçamento de 10 m x 10m, representando uma densidade de 100 plantas h<sup>-1</sup>, sem o uso de irrigação, totalizando uma área de 22hectares.

Figura 2-Vista do Pomar de mangueiras.



Fonte: Da autora.

### 3.1.2 Fonte dos Dados

Os dados utilizados no estudo foram coletados através de sensores instalados em uma torre micrometeorológica com 15 m de altura, durante o período de 2013 (Figura 3). Os sensores utilizados (Tabela 1 e Figura 4) foram conectados a um sistema de aquisição de dados datalogger (CR10X, Campbell Scientific, Inc.) e a um multiplexador (AM16/32A, Campbell Scientific), programados para fazer leituras das medidas a cada 30 segundos e armazenar uma média a cada 30 minutos. Na instalação e instrumentação da torre procurou-se estabelecer um “fetch” superior a razão 1:100, na direção predominante do vento (de nordeste), para evitar que efeitos advectivos interferissem nas medidas realizadas na torre conforme Rosenberg (1983).

Tabela 1-Lista das variáveis medidas dos sensores, Instrumentos e referidos níveis de medidas na estação meteorológica automática.

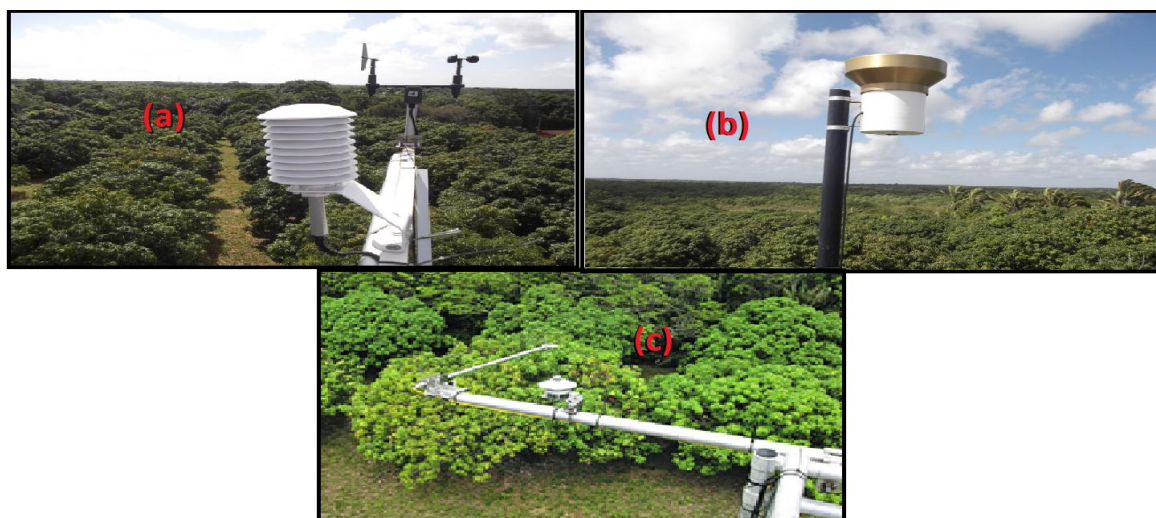
Variável Meteorológica	Instrumento,fabricante (modelo)	Nível dos sensores
Radiação global incidente	Pyranometers, Kipp & Zonen (CMP3)	15 m
Saldo de radiação	Net Radiometer, Kipp & Zonen (NR-Lite)	15 m
Temperatura do ar	Thermohygrometer, Vaisala (HMP45A)	15 e 2,0 m acima do solo
Umidade relativa do ar	Thermohygrometer, Vaisala (HMP45A)	15 e 2,0 m acima do solo
Precipitação	Rain Gauge, Campbell Scientific Inc. (TB4)	15 m

Figura 3-Vista da torre micrometeorológica instrumental na área experimental.



Fonte: Da autora.

Figura 4-Vista da instalação dos sensores na torre, Termo- higrômetro (a), Pluviômetro (b), Piranômetro e Net radiômetro (c).



Fonte: Da autora.



### 3.2 Metodologia

A partir de cada variável medida foi realizada o cálculo da média diária e posteriormente foram calculadas as médias mensais e trimestrais (Jan-Mar), (Abr-Jun), (Jul-Set) e (Out-Dez) por meio de planilha Exel.

#### 3.2.1 Estimativa do Balanço de Onda Curta ( $BOC_e$ )

O  $BOC_e$  foi estimado através da equação 3.

$$BOC_e = Rg_m \times (1 - \alpha) \quad (3)$$

Onde:

$Rg_m$  – radiação global medida ( $W \cdot m^{-2}$ )

$\alpha$  – albedo ou coeficiente de reflexão da superfície vegetada (%), onde se considerou com valor de 22%.

#### 3.2.2 Estimativa do Balanço de Onda Longa ( $BOL_e$ )

O balanço de radiação de ondas longas em função dos fatores microclimáticos locais foi estimado pela equação:

$$BOL_e = 9,5035 \times 10^{-5} * T_{ar}(0,09\sqrt{e_a} - 0,56) + 0,456 \quad (4)$$

Onde:

$T_{ar}$  – Temperatura do ar ( $^{\circ}C$ )

$e_a$  – Pressão Real de Vapor d' água (KPa). A pressão de saturação do vapor d' água ( $e_s$ ) em função da temperatura do ar é descrita na equação 5 abaixo:

$$e_s = 6,1078 * EXP\left(\frac{17,269 \times T_{ar}}{273,3 + T_{ar}}\right) \quad (5)$$

E a pressão real de vapor foi obtida por:

$$e_a = \left( \frac{UR}{100} \right) \times e_s \quad (6)$$

### 3.2.3 Estimativa do Balanço de Radiação ( $R_n$ )

O balanço de radiação a superfície foi expresso pela soma algébrica do balanço de radiação de ondas curtas estimada ( $BOC_e$ ) mais o balanço de radiação de ondas longas estimada ( $BOL_e$ ), isto é:

$$R_n = BOC_e - BOL_e \quad (7)$$

### 3.2.4 Balanço de Energia e Razão de Bowen ( $\beta$ )

O balanço de energia (BE) sobre a vegetação foi obtida com base no princípio de conservação da energia (equação 8). Esta equação despreza alguns componentes, como a energia armazenada no dossel vegetativo e a energia utilizada no processo de fotossíntese, devido a pouca representatividade em relação à radiação líquida ( $R_{net}$ ), isto é:

$$R_{net} = G + LE + H \quad (8)$$

Em que,  $R_{net}$  é o saldo de radiação líquida ( $MJ \ m^{-2} \ dia^{-1}$ ),  $G$  é o fluxo de calor para o interior ou saindo do solo ou da cobertura vegetal ( $MJ \ m^{-2} \ dia^{-1}$ ),  $LE$  é o fluxo de calor latente de evaporação ( $MJ \ m^{-2} \ dia^{-1}$ ), o qual representa a evaporação da cobertura vegetal sem restrição hídrica do solo e  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $MJ \ m^{-2} \ dia^{-1}$ ), destinado ao aquecimento do ar e da vegetação. Consideram-se positivos os fluxos verticais que chegam á camada vegetativa e negativos os que saem. O componente  $G$  foi considerado zero por

ser assumido que o fluxo de energia que chega a superfície durante o dia é igual ao que sai durante a noite.

A razão de Bowen ( $\beta$ ) foi obtida através das relações do transporte vertical de calor e vapor d' água, considerando que exista igualdade nos coeficientes de transporte vertical turbulento do fluxo de calor sensível e latente,  $K_H$  e  $K_{LE}$ , descrita através da equação 9 (ARYA, 1998).

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} = \gamma \left( \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \right) \quad (9)$$

Onde  $\gamma$  é o coeficiente psicrométrico ( $0,066 \text{ KPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $\Delta T$  e  $\Delta e$  são as diferenças de temperatura média do ar ( $^\circ\text{C}$ ) e de pressão de vapor d' água (KPa) observada nos níveis de 2 e 15 m acima do solo, sendo que o nível de 15 m está a pelo menos 8 metros acima do dossel vegetativo.

A pressão real de vapor d' água ( $e_a$ ) para os dois níveis descritos acima foi calculada pelo produto entre a umidade relativa do ar (UR), dada em %, e a pressão de saturação de vapor d' água ( $e_s$ ). A variável  $e_s$  foi obtida através da equação de Tetens descrita pela equação 6.

Os valores da  $\beta$  passaram por um controle de qualidade, atendendo aos critérios adotados pela metodologia de Perez et al. (1999), onde foram eliminados os valores de  $\beta$  igual -1 e menores que -0,75.

Combinando as equações 8 e 9, o fluxo de calor latente (LE) é expresso pela equação 10.

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (10)$$

E o fluxo de calor sensível (H) pela equação 11:

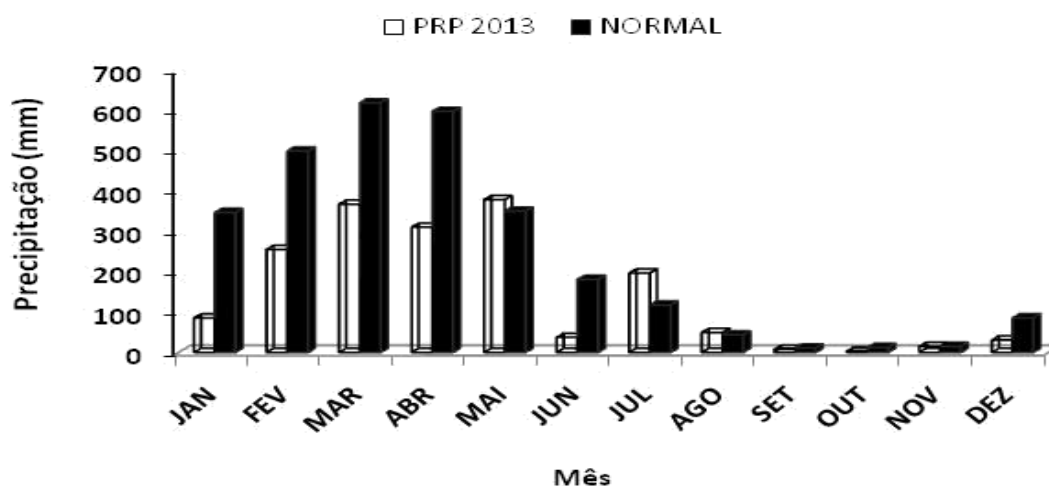
$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (Rn - G) \quad (11)$$

## 4 DISCULSSÃO DOS RESULTADOS

### 4.1 Características Micrometeorológicas da Área de Estudo

A Figura 5 mostra os totais mensais de precipitação pluviométrica (PRP) para o ano de 2013 e a normal climatológica de 1978 a 2012. Observou-se que na região a PRP se concentrou na primeira metade do ano, ou seja, de janeiro a maio (estação chuvosa), onde o período de maior concentração das chuvas ocorreu no segundo trimestre (Abr -Mai- Jun) registrando uma PRP acumulada de 728,3 mm, destacando-se o mês de maio que ficou acima da normal com valor de 379,8mm. Por outro lado, observou-se que para meses de agosto a dezembro (estação seca), onde a ocorrência de chuva foi baixa, o período de (Out- Nov- Dez) apresentou o menor valor de PRP acumulada com 49,2 mm. No período estudado a precipitação total observada foi de 1741,7 mm e a total climatológica foi de 2884,6 milímetros.

Figura 5- Totais mensais da Precipitação Pluviométrica (PRP), observado no ano de 2013 em relação à normal climatológica (1978-2012).

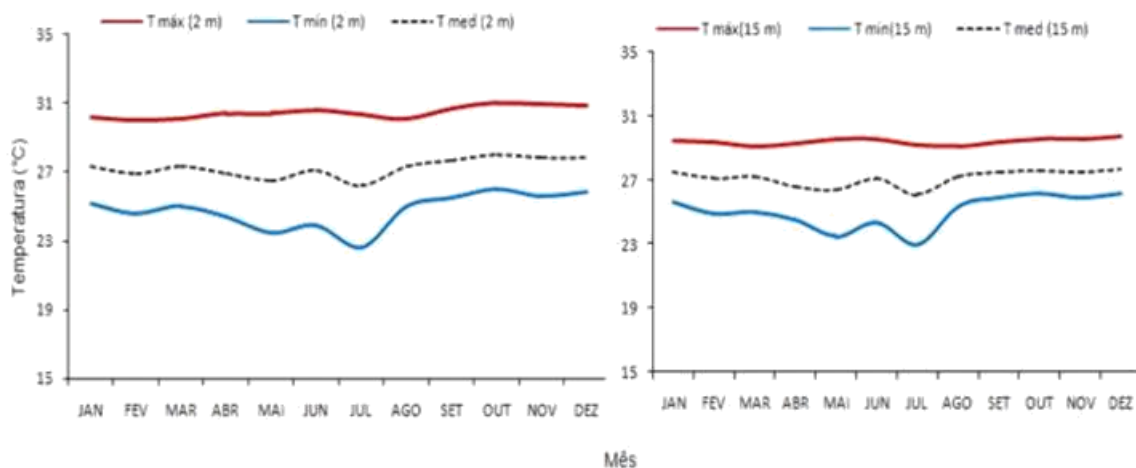


Fonte: Da autora.

A Figura 6 mostra valores médios mensais de temperatura da temperatura média do ar ( $T_{med}$ ), máxima ( $T_{máx}$ ) e mínima ( $T_{mín}$ ) para os níveis de 15 e 2 metros. Pode observa-se que durante o ano para os dois níveis acima, os valores médios mensais dessas grandezas apresentaram pequena variabilidade. Em termos médios da amplitude térmica, o valor da  $T_{máx}$  a 2 m foi 1,0 °C (31,0 °C –30,0 °C), da  $T_{med}$  foi 1,8 °C (28,0 °C – 26,2

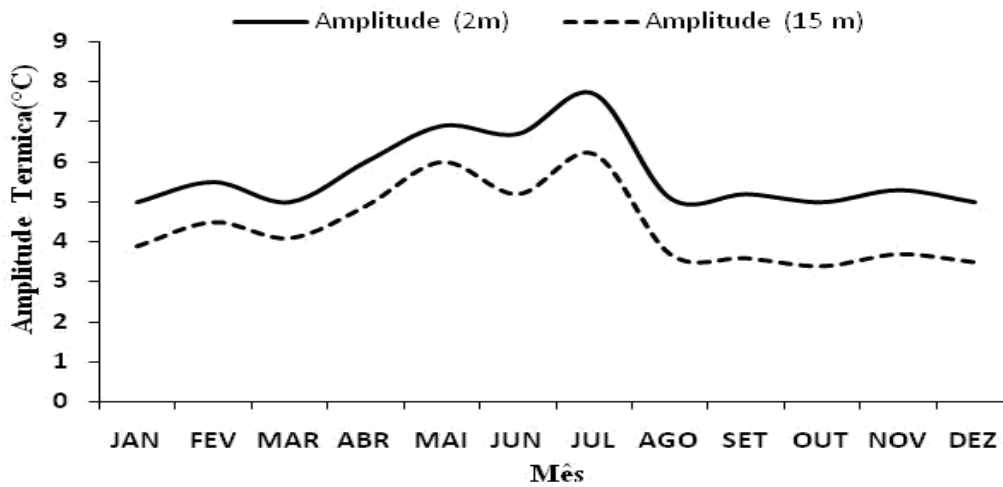
°C) e da T mín foi de 3,4 °C (26,0 °C – 22,6 °C); enquanto que em 15 m a amplitude apresentou valores menores com Tmáx de 0,6 °C (29,7 °C – 29,1 °C), Tmed de 1,8 °C (27,7 °C – 26,1 °C) e a Tmín foi de 3,2 °C (26,2 °C – 23,0 °C). O valor baixo da amplitude térmica para os dois níveis significa que Tmáx, Tmed e Tmín apresentaram baixa variação mensal. A Figura 7 mostra a variação mensal da amplitude térmica para os níveis de 2 e 15 metros, onde é possível notar uma pequena variabilidade entre a amplitude de 2 e 15 m, sendo que máximo valor ocorreu em julho com 7,7 °C a 2m e 6,2 °C a 15 m e mínimo em outubro com 3,4 °C a 2m e 5,0 °C a 15 m. Isso ocorre porque na região tropical a umidade relativa do ar é elevada ao longo do ano, mesmo na estação seca, como pode ser observado na Figura 8.

Figura6- Valores médios mensais de temperatura média do ar (T med), máxima (Tmáx) e mínima (Tmín) para os níveis de 2 e 15 m.



Fonte: Da autora.

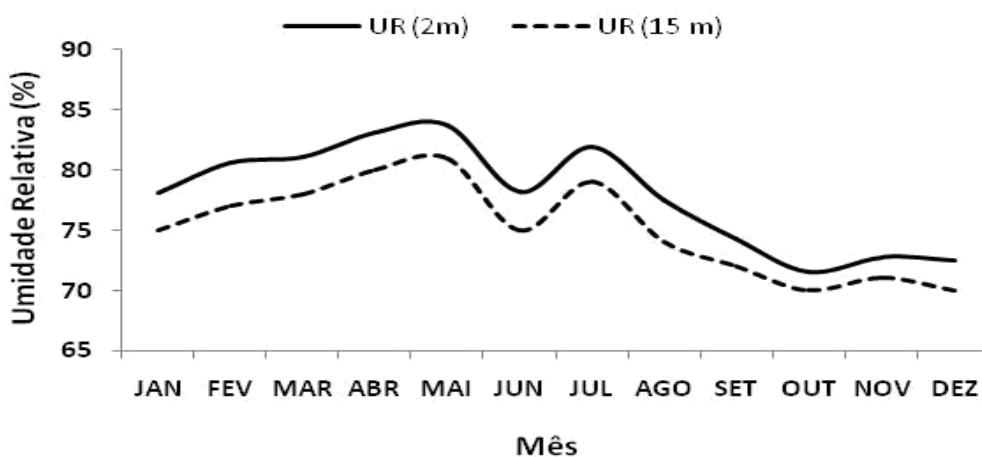
Figura 7-Variação mensal da amplitude térmica nos níveis de 2 e 15



Fonte: Da autora

Na Figura 8 mostra a variação mensal da Umidade Relativa do ar (UR) nos níveis de 2 e 15 metros, sendo que para a estação chuvosa, os valores de UR variaram de 84 a 78% para o nível de 15 m e de 81 a 75% em 2 m, na estação seca, os valores ficaram entre 77 a 72% a 2 m e de 70 a 74% para 15 m.

Figura 8- Variação média mensal da Umidade Relativa (UR) do ar nos níveis de 2 e 15m.

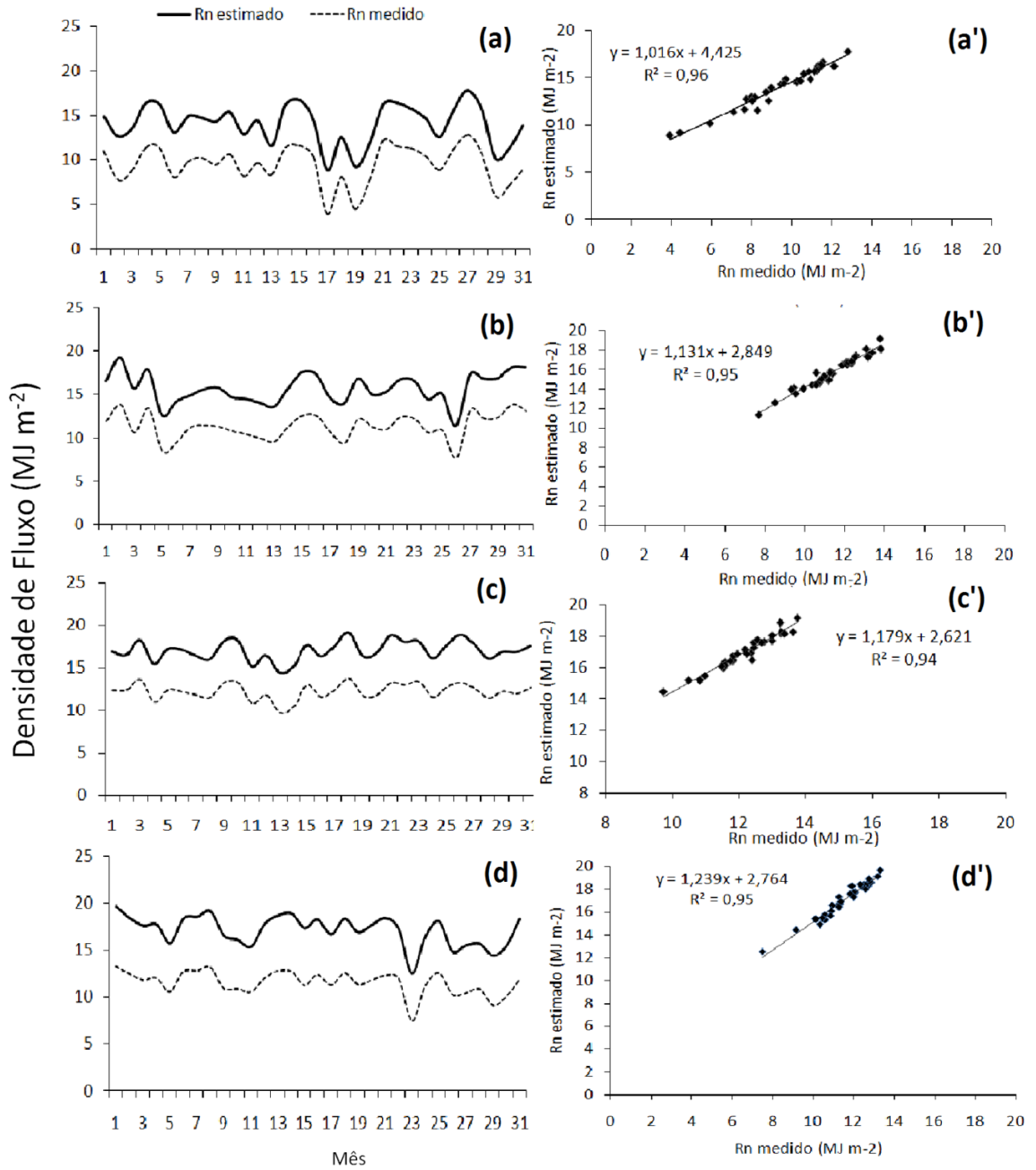


Fonte: Da autora.

#### 4.2 Saldo de Radiação Medido e Estimado

A Figura 9 mostra o comportamento médio diário do saldo de radiação medido ( $Rn_m$ ) e estimado ( $Rn_e$ ) através da equação 7, para o ano de 2013, referentes aos períodos: Jan – Mar (Figura 9a, a'), Abr – Jun (Figura 9b, b'), Jul – Set (Figura 9c, c') e Out – Nov (Figura 9 d, d'), juntamente com o gráfico de dispersão. Durante todo o período analisado foi observado que os valores de  $Rn_e$  foram superiores quando comparado com os valores de medidos. Segundo Pereira (1997) afirmou que quando se trabalha com cultura que cobre de forma descontínua a superfície do solo, em sistemas de cultivo tipo pomar, as plantas podem ser tratadas de forma individualizadas porque as múltiplas reflexões entre árvores isoladas elevam o saldo de radiação. Na comparação entre os valores de  $Rn_m$  e  $Rn_e$ , os gráficos de dispersão mostraram alto grau de correlação entre valores medidos e estimados. Onde foi observado que o coeficiente de correlação ( $R^2$ ) para o período Jan-Mar foi de 0,96 (a'), 0,95 em Abr- Jun (b') e Out- Dez (d') e 0,94 para Jun- Set (c'). Esses resultados podem ser considerados satisfatórios demonstrando que a equação utilizada na estimativa do saldo de radiação funcionou bem para o local de estudo.

Figura9-Variação média diária por trimestre do saldo de radiação medido ( $Rn_m$ ) e saldo de radiação estimado ( $Rn_e$ ).



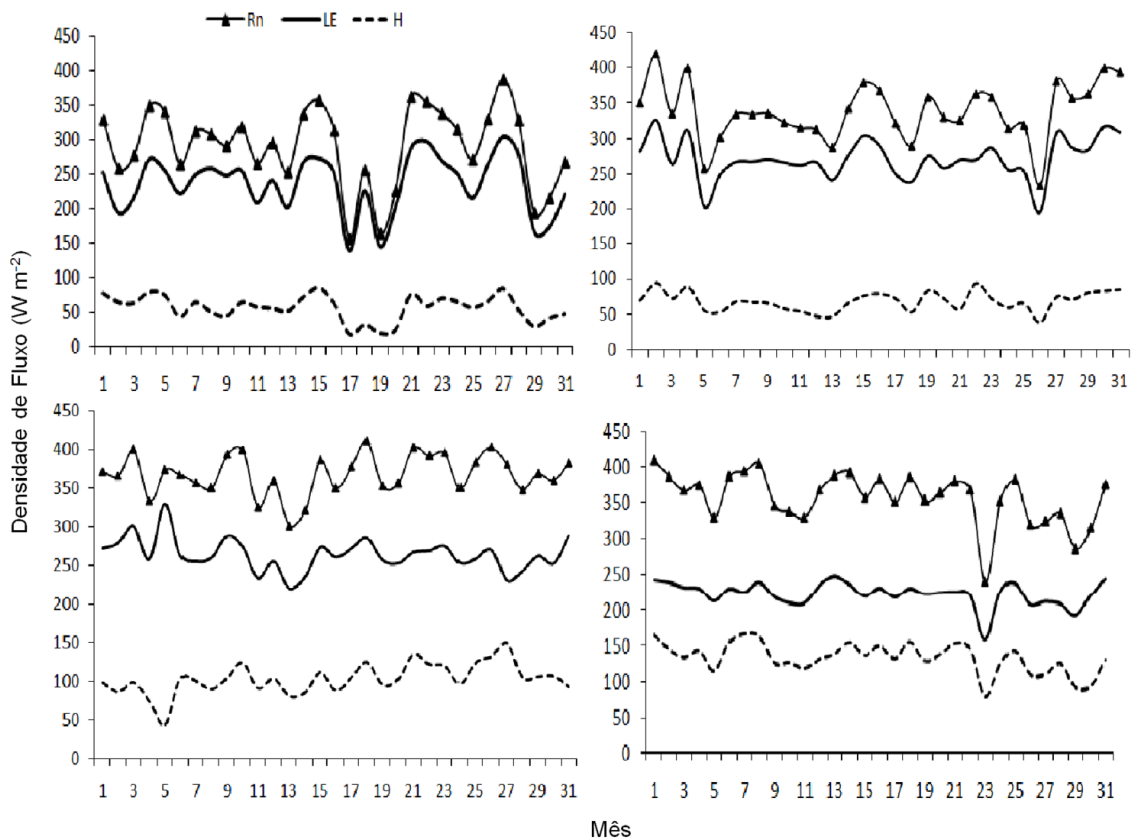
Fonte: Da autora.



### 4.3 Análise dos Componentes do Balanço de Energia

A Figura 10 apresenta os valores médios diários dos componentes do balanço de energia (BE) para o ano de 2013, estimados através da equação 11 e 12, referentes aos períodos, Janeiro-Março (Figura 10a), Abril- Junho (Figura 10b), Julho-Setembro (Figura 10c) e Outubro- Dezembro (Figura 10 d). Onde podemos observar intensa variação dos componentes Rn, LE e H no período de Jan-Mar, atingindo valores máximos no dia 27 ( $323 \text{ W m}^{-2}$ ,  $251 \text{ W m}^{-2}$  e  $72 \text{ W m}^{-2}$ ) e registrando valores mínimos durante os dias 17 e 19 ( $156 \text{ W m}^{-2}$ ,  $136 \text{ W m}^{-2}$ , e  $19 \text{ W m}^{-2}$ ;  $163 \text{ W m}^{-2}$ ,  $145 \text{ W m}^{-2}$  e  $18 \text{ W m}^{-2}$ ). A grande variabilidade das componentes do BE durante o primeiro trimestre pode ser atribuída à presença de alta nebulosidade juntamente com a ocorrência de chuvas frequentes no período. A (Figura 10 c) representa a variação do BE para o trimestre de (Jul - Set) onde se verifica a existência de baixa variabilidade dos componentes Rn, LE e H ao longo dos dias, podendo ser atribuído a escassez de chuvas durante esse período.

Figura 10- Variabilidade média diária por trimestre dos componentes do BE para os trimestres de 2013 (a) jan- fev-mar, (b) abr- mai-jun, (c) jul-ago-set e (d) out-nov-dez.



Fonte: Da autora.

A conversão do saldo de radiação na forma de calor latente e calor sensível, através da razão LE/Rn e H/Rn na base mensal e média trimestral é analisado na tabela 2. Pode ser visto que ao longo do ano, a maior parte do saldo de radiação é convertida em calor latente. Em termos médios por trimestre, a porcentagem do saldo de radiação que é convertida em calor latente variou de 80% no trimestre chuvoso (Jan–Mar) para cerca de 62% no trimestre seco (Out–Dez). Por outro lado, a porcentagem do saldo de radiação que foi convertido em fluxo de calor sensível, aumentou de 19% no trimestre chuvoso para pouco mais de 38% no trimestre seco. Um grande número de estudos sobre o balanço de energia em culturas anuais e perenes observaram que a maior parte do saldo de radiação é transformada em fluxo de calor latente, com destaque para os realizados por (TEIXEIRA, 2001; CUNHA, 2002; PEZZOPONE e PEDRO JÚNIOR, 2003). Lopes et al. (2001) estudaram a partição do saldo de radiação em um pomar de mangueiras irrigado na região de Petrolina, PE, onde encontraram valores médios de 74% e 21% para as razões LE/Rn e H/Rn, respectivamente. Cunha (1996), trabalhando com a cultura de milho, encontraram o seguinte fracionamento do saldo de radiação: 80% em calor latente e 14% em calor sensível. Em estudo na cultura de soja na Amazônia, Costa (2008) encontrou que o fluxo de calor latente em termos média diária representou 70,27% da energia consumida na evaporação da água presente na superfície do solo e interceptada pela cultura. Zhang (1996) afirmou que a partição do saldo de radiação em ecossistema florestal apresenta maior equilíbrio do que em outros ecossistemas de menor porte. Nesse estudo foi encontrado que 64% da energia do disponível saem na forma de calor latente e 36% como calor sensível.

Tabela2-Percentual mensal e média trimestral da utilização do saldo de radiação (Rn) como fluxo de calor latente (LE) e calor sensível do ar (H).

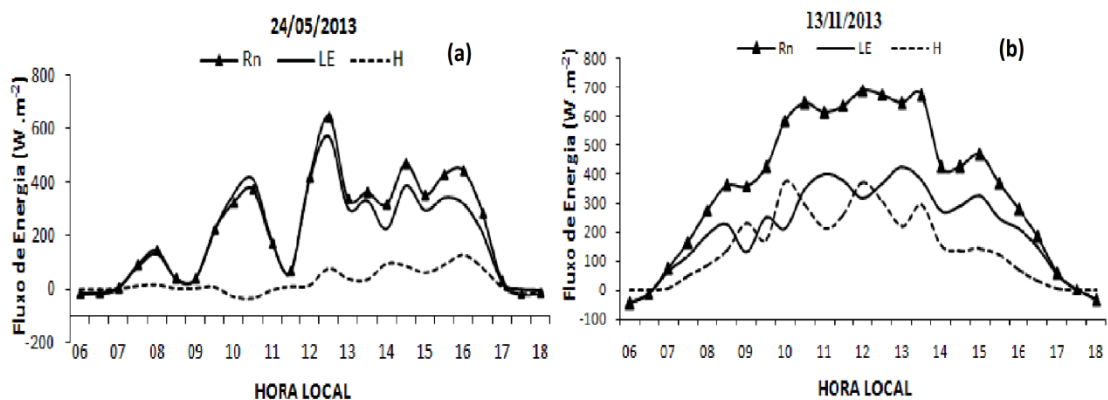
MÊS	LE/Rn (%)	H/Rn (%)	MÊS	LE/Rn (%)	H/Rn (%)
JAN	81,04	20,03	ABR	77,94	22,02
FEV	81,69	17,26	MAR	79,98	17,05
MAR	79,06	20,94	JUN	78,19	21,57
MÉDIA	<b>80,60</b>	<b>19,41</b>	MÉDIA	<b>78,70</b>	<b>20,30</b>
JUL	72,98	27,02	OUT	59,96	39,15
AGO	74,45	25,60	NOV	61,50	38,15
SET	65,22	33,04	DEZ	65,30	36,94
MÉDIA	<b>70,22</b>	<b>28,55</b>	MÉDIA	<b>62,25</b>	<b>38,23</b>

Fonte: Da autora.

#### 4.4 Análise dos componentes do balanço de energia em dias típicos (Seco e Chuvoso)

A variação horária dos componentes do balanço de energia para o dia seco e chuvoso é mostrado na figura 11. A figura 11a mostra o curso diurno dos componentes do balanço de energia para o dia chuvoso (24/05/2013) e na figura 11b, o curso diurno dos componentes do balanço de energia, referente ao dia seco (13/11/2013). Com relação ao saldo de radiação ( $R_n$ ), podemos observar que no dia chuvoso, os valores mostram que a variabilidade horária é bem mais alta do que é observado no dia seco. Com relação ao fluxo de calor latente (LE), observa-se que a variabilidade horária é semelhante ao observado para  $R_n$ . Entretanto, nota-se que para o dia chuvoso as curvas de  $R_n$  e LE estão bem mais próximas do que se observa no dia seco. Esta situação indica que no dia chuvoso, o  $R_n$  é quase que integralmente convertido em LE. Atribui-se que este fato está associado com a maior quantidade de água disponível do dia chuvoso em relação ao seco para os processos de evaporação e transpiração do vegetal (evapotranspiração). Em relação ao fluxo de calor sensível (H), pode ser percebido que ao contrário do que se observou para o fluxo de  $R_n$ , no dia seco, o fluxo de H foi que mostrou maior variabilidade horária e valores bem superiores aqueles observados no dia chuvoso. Também pode ser notado, que em alguns horários do dia seco, o fluxo de H é ligeiramente superior ao fluxo de LE.

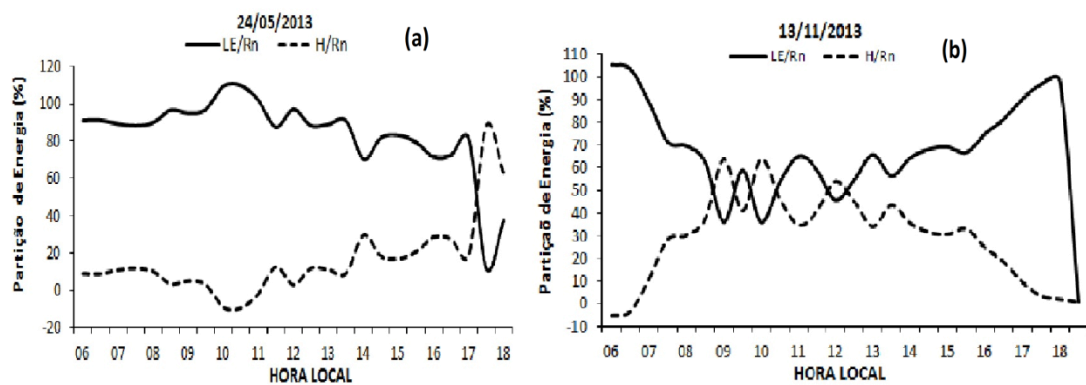
Figura 11-Variação horária dos componentes do balanço de energia no período diurno para um dia chuvoso e seco.



Fonte: Da autora.

A razão de conversão dos fluxos H e LE (Figura 12) para os dias típicos (seco e chuvoso) mostra que nabase horária, a conversão do saldo de radiação (Rn) em fluxo de calor latente (LE/Rn) e calor sensível (H/Rn) para um dia chuvoso (24/05/2013) (Figura 12a) e para o dia seco (Figura 12 b). Com relação ao (LE/Rn), podemos observar que no dia chuvoso, os valores mostram-se superiores em relação (H/Rn) havendo uma inversão no final da tarde. Essa situação indica que durante o dia chuvoso a maior porcentagem de Rn é convertido na forma de calor latente confirmando o observado na figura 11a. Em relação ao dia seco observou-se grande variabilidade entre os valores de (LE/Rn) e (H/Rn), sendo que os valores mais elevados de (LE/Rn) foram observados nos horários das 11h, 13h, 15h e 17h, pode ser atribuída ao efeito local das condições de vento (brisas) no pomar.

Figura 12- Razão horária de (LE/Rn) e (H/Rn) para um dia chuvoso e seco



Fonte: Da autora.

## 6 CONCLUSÃO

Com base nas análises dos resultados obtidos neste trabalho e as discussões a ele dedicadas, onde se procura comparar o balanço de radiação medido e estimado e estimar os componentes do balanço de energia em um pomar de manga, concluiu-se que:

- Na comparação entre o saldo de radiação medido ( $Rn_m$ ) e estimado ( $Rn_g$ ), os valores estimados foram superiores aos medidos. A correlação entre valores medidos e estimados mostrou bom ajustamento, apresentado coeficiente de ajuste ( $R^2$ ) variando de  $R^2= 0,96$  a  $R^2= 0,94$ .
- O balanço de energia mostrou que entre 62% e 80% da energia disponível no pomar foi convertida na forma de calor latente, entre 19% e 38% foi convertida na forma de calor sensível.
- Os valores tanto da estimativa do saldo de radiação, quando das porcentagens da partição do balanço de energia foram próximos daqueles obtidos em outros estudos.

## REFERÊNCIAS

- AGUTTES, J.P.C.; GOLDSTEIN, J.; SCHRIVE, G.; RAJU, M.; NARAYANAN, S.; DESBOIS, M. Megha-Tropiques: a satellite for studying the water cycle and energy exchanges in the tropics. In: INTERNATIONAL ASTRONAUTICAL CONGRESS, 51., 2000, Rio de Janeiro, Brazil. **Proceeding...** Rio de Janeiro, Brazil: IGARSS; IEEE, 2000. p. 3042-3044.
- ANGUS, D. E.; WATTS, P. J. Evapotranspiration: how good is the Bowen ratio method? **Agricultural Water Management**, v.8, n.1, p.133-150. 1984.
- ARYA, S.P. **Introduction to micrometeorology**. North Carolina: Academic, 1988. 307 p.
- AZEVEDO, P.V. de et al. Balanço de radiação sobre culturas irrigadas no semi-árido do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.5, n.1, p. 403-410. 1990.
- BASTIAANSEN, W.G.M. Remote Sensing in water resources management: The State of the art. **International water management institute**, Colombo, Sri Lanka, p.118, 1998.
- BERGAMASCHI, OMETTO, J.C.; VIEIRA, H.J. Deficiência hídrica em feijoeiro II. Balanço de energia. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.23, n.7, p.74-757.1998.
- BOWEN, I.S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review**, v.27, p.779- 787. 1926.
- BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. [S.l.]: D.Reidel, 1982.p.229.
- COSTA, J.P.R.da. **Modelagem e simulação das interações biosfera-atmosfera em plantio de soja na Amazônia**. 2008. 102 f. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2008.
- CUNHA, G.R.; BERGAMASHI, H. Balanço de energia em alfafa. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.2 p. 9-16. 1994.
- CUNHA, G.R; BERGAMASCHI, H.; BERLATO, M.A.; et al. Balanço de energia em cultura de milho. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 1, p. 1-14. 1996.
- CUNHA, A.R.; ESCOBEDO, J.F.; KLOSOWSKI, E.S. Estimativa do fluxo de calor latente pelo balanço de energia em cultivo protegido de pimentão. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.37, n.6, p.735-743. 2002.
- FONTANA, D.C.; BERLATO, M.A.; BERGAMASHI, H.; Balanço de energia em solo irrigado e não irrigado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.26, n.3, p. 403-410. 1991.
- HARTMAN, D.L. **Global physical climatology**. London: Academic Press, 1994.p.411.
- IMAGENS Google Earth.2010. Disponível em: <<http://www.google.com.br/intl/pt-BR/earth/>>. Acesso em 10 de janeiro de 2014.
- IRIBARNE, J.V.; GODSON, W.L. **Atmospheric thermodynamics**. 2<sup>nd</sup> [S.l.]:Springer,1981.278 p.

KJAERGAARD, J.H.; CUENCA, R. H.; PLAUBORG, F. L.; HANSEN. S. Long-term comparisons of net radiation calculation schemes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, p.411- 431. 2007.

KLEIN, S.A. Calculation of monthly average insolation on titled surfaces.**Solar Energy**, v.9 p.325-329. 1977.

LOPES, P.M.O; SILVA, B.B. da; AZEVEDO, P.V. de; SILVA, V. de P.R. da; TEIXEIRA, A.H. de C; SOARES, J.M.; ESPÍNOLA SOBRINHO, J. Balanço de energia num pomar de mangueiras irrigado.**Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.9, n.1, p.1-8. 2001.

MEDEIROS, S.L.P.; **Trocas verticais de energia e vapor d' água em cultura de milho (Penniselum americanum, L. Leek)**.1990. 112f. Tese (Mestrado em fitotecnia)-Programa de Pós- graduação em Agronomia, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul,Porto Alegre, 1990.

MONTEITH, J.L.; UNSWORTH, M.H. **Principles of environmental physics**.3<sup>rd</sup> ed. London: Academic Press, 2008. 418p.

NAGLER, P. L.; SCOTT, RL.; WESTENBURG, C.; CLEVERLY, J. R.; GLENN, E. P.;HUETE, A. R. Evapotranspiration on western U.S. rives estimated using the enhanced vegetation Index from MODIS and data from eddy correlation and bowen ratio flux towers. **Remote Sensing of Environment**, v. 97, n. 3, p. 337-351. 2005.

NOVO, E. L. de M.**Sensoriamento remoto: principio e aplicações**. 4. Ed. São Paulo: Blucher, 2010.

OMETTO, J.P.H.B. **Medidas e estimativas do balanço de ondas longas, para região de piracicaba (SP)**.1995. 87f (Dissertação de Mestrado em Agrometeorologia) - ESALQ, Piracicaba, 1995.

ORTEGA-FARIAS S.O.; CUENCA, R.H.; EK, M. **Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over Grass canopy**. Agricultural and Forest Meteorology, v.81, p.131-14. 1996.

PAIVA C.M. **Estimativa do balanço de energia e temperatura de superfície via satélite NOAA/AVHRR**. 2005. 248f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ., 2005.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. FEALQ. Piracicaba-SP, 1997.183 p.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C.**Agrometeorologia fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba-RS: Livraria e Editora Agropecuária Ltda., 1997.

PEREZ, P.J; CASTELLVI, F; IBAÑES, M.; ROSELL, J.I. Assessment of reability of Bowen ratio method for partitioning fluxes.**Agricultural and Forest Meteorology**, v.97, p.141-150. 1999.

PEZZOPANE, J.R.M; PEDRO JÚNIOR, M.J. Balanço de energia em vinhedo de 'Niagara rosada'. **Bragantia**, v.62, n.1, p.155-161. 2003.

RANA, G.; KATERJI, N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. **European journal of Agronomy**, v.13, p.125-153. 2000.

ROSENBERG, N.I.; BLAD, B.L.; VERMA, S.B. **Microclimate**: the biological environment. 2<sup>nd</sup>ed. New York: John Wileys,1983.p.495.

SAUER, T.S.; HATFIELD, J.C.; PRUEGER, J.H.; NORMAN, J.M. Surface energy balance of a corn residue-covered field. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.89, p.155-168. 1998.

SELLERS, P.J.; NEESON, B.W.; HALL, F.G.; ASRAR, G.; MURPHY, R.E.; SCHIFFER, R.A.; BRETHERTON, F.P.; DICKSON, R.E.; ELLINGSON, R.G.; FIELD, C.B.; HUENNRICH, K.F.; JUSTICE, C.O.; MELACK, J.M.; ROULET, N.T.; SCHIMEL, D.S.; TRY, P.D. Remote sensing of the land surface for studies of global change; Model-algorithm-experiments. **Remote Sensing of Environment**, v. 51, p. 3-26. 1995.

SONG, J. Diurnal asymmetry in surface albedo. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.92,p.181-189. 1998.

UNLAND, H.E.; HOUSER, P.R.; SHUTTLEWORTH, W.J.; YANG, Z.L. Surface flux measurement and modeling at a semi-arid Sonoran Desert site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.82, p. 119- 153. 1996.

WELIGEPOLAGE, K. **Estimation of spatial and temporal distribution of evapotranspiration bay satellite remote sensing- a case study in hupselsebeek**, 2005.114f. Tese (Doutorado.MSc Thesis) - International Institute for Geo-information and Earth Observation, Enschede, The Netherlands,2005.

ZHANG, H.; HENDERSON-SELLERS, A.; MCGUFFIE, K. Impact of a tropical deforestation. Part I: Process analysis of local climate changes. **Journal of Climatology**, v. 9, p. 1497-1517. 1996.