

UNIVERSDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO FÍSICA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**EFEITO DA URBANIZAÇÃO NA AMAZÔNIA  
MERIDIONAL SOBRE O BALANÇO DE  
ENERGIA E A EVAPOTRANPIRAÇÃO POR  
SENSORIAMENTO REMOTO**

**JEAN REINILDES PINHEIRO**

**PROF. DR. MARCELO SACARDI BIUDES**

Cuiabá, MT, setembro de 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO FÍSICA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**EFEITO DA URBANIZAÇÃO NA AMAZÔNIA  
MERIDIONAL SOBRE O BALANÇO DE  
ENERGIA E A EVAPOTRANPIRAÇÃO POR  
SENSORIAMENTO REMOTO**

**JEAN REINILDES PINHEIRO**

*Tese apresentada ao Programa de Pós-  
graduação em Física Ambiental da  
Universidade Federal de Mato Grosso,  
como parte dos requisitos para obtenção  
do título de Doutor em Física Ambiental.*

**PROF. DR. MARCELO SACARDI BIUDES**

Cuiabá, MT, setembro de 2016

### **Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.**

R372e Reinildes Pinheiro, Jean.  
EFEITO DA URBANIZAÇÃO NA AMAZÔNIA MERIDIONAL SOBRE O  
BALANÇO DE ENERGIA E A EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR  
SENSORIAMENTO REMOTO / Jean Reinildes Pinheiro. -- 2016  
160 f. ; 30 cm.

Orientador: Marcelo Sacardi Biudes.  
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física,  
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2016.  
Inclui bibliografia.

1. Uso do solo. 2. SEBAL. 3. Balanço de energia. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

**Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.**

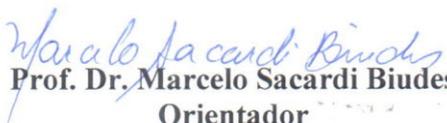
**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO**  
**INSTITUTO DE FÍSICA**  
**Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental**

**FOLHA DE APROVAÇÃO**

**TÍTULO: EFEITO DA URBANIZAÇÃO NA AMAZÔNIA MERIDIONAL  
SOBRE O BALANÇO DE ENERGIA E A  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO**

**AUTOR: JEAN REINILDES PINHEIRO**

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 26 de setembro de 2016, pela comissão julgadora:

  
**Prof. Dr. Marcelo Sacardi Biudes**  
**Orientador**  
Instituto de Física – UFMT

  
**Profa. Dra. Nadja Gomes Machado**  
**Examinadora Interna**  
Instituto Federal de Educação, Ciência e  
Tecnologia de Mato Grosso – IFMT

  
**Profa. Dra. Flávia Maria de Moura Santos**  
**Examinadora Interna**  
Faculdade de Arquitetura, Engenharia e  
Tecnologia - UFMT

  
**Prof. Dr. Higo José Dalmagro**  
**Examinador Externo**  
Universidade de Cuiabá – UNIC

  
**Prof. Dr. Victor Hugo de Moraes Danelichen**  
**Examinador Externo**  
Universidade de Cuiabá - UNIC

## DEDICATÓRIA

*A Deus, por ser essencial em minha vida, dando-me força e coragem em cumprir esta caminhada. A minha esposa Joize pelo amor, carinho, paciência e por estar ao meu lado em todos os momentos da minha vida, te amo muito. A você meu filho João Pedro, meu presente de Deus, ao qual dedicarei cada minuto de minha existência.*

## AGRADECIMENTOS

- A Deus, pela graça de ter me permitido concluir este trabalho;
- Ao Prof. Dr. Marcelo Sacardi Biudes pela sua dedicação na orientação, pela paciência e comprometimento com seus orientandos, compartilhando seus conhecimentos. A sua forma de fazer pesquisa nos serve de exemplo. Obrigado pela amizade e pelas palavras de incentivo;
- Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira, por fazer do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental um exemplo de formação de pesquisadores empenhados com o desenvolvimento científico. Ao qual agradeço pela oportunidade;
- Ao Prof. Dr. Victor Hugo de Moraes Danelichen ter ajudado a dar os primeiros passos na produção deste trabalho e ter compartilhado de seus conhecimentos;
- Ao prof. Dr. Lee Yun Sheng e a Prof.<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Nadja Gomes Machado pela contribuição dada nas discussões;
- Aos professores Ricardo Lopes Tortorela e Yuri Alexandrovish Barbosa, por terem ajudado nas distribuições dos encargos didáticos;
- Aos colegas professores do campus de Sinop, pelas palavras de incentivo;
- Aos colegas de pós-graduação, em especial ao Vagner, que sempre me auxiliou em dúvidas em programas;
- A todos que de alguma maneira me ajudaram a concluir este trabalho e me deram o incentivo para leva-lo adiante.

*“Elevo meus olhos para os montes de onde me virá o socorro? O socorro vem do senhor que fez o céu e a terra. ”*

*(Salmos 121:1,2)*

# SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS .....	x
LISTA DE TABELAS .....	xiii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS.....	xv
LISTA DE SÍMBOLOS .....	xvi
RESUMO .....	xviii
ABSTRACT .....	xix
1. INTRODUÇÃO .....	1
1.1. PROBLEMÁTICA .....	1
1.2. JUSTIFICATIVA .....	2
1.3. HIPÓTESES .....	4
1.4. OBJETIVO GERAL.....	4
1.5. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	4
2. REVISÃO DA LITERATURA.....	5
2.1. PROCESSO DE OCUPAÇÃO E URBANIZAÇÃO DA AMAZÔNIA MERIDIONAL.....	5
2.1.1. Processo de colonização da região norte do estado de Mato Grosso .....	5
2.1.2. A criação do município de Sinop e sua urbanização .....	8
2.1.3. Característica vegetacional da Amazônia meridional .....	11
2.2. SENSORIAMENTO REMOTO.....	13
2.3. BALANÇO DE ENERGIA .....	17
2.4. SEBAL ( <i>SURFACE ENERGY BALANCE ALGORITHM FOR LAND</i> ).....	19
2.4.1. Albedo da superfície .....	20
2.4.2. NDVI .....	21
2.4.3. Saldo de Radiação.....	23
2.4.4. Fluxo de calor latente.....	25
2.4.5. Fluxo de calor sensível.....	26
2.4.6. Fluxo de calor no solo.....	28
3. MATERIAL E MÉTODOS .....	31
3.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	31
3.1.1. Perímetro urbano de Sinop.....	31
3.1.2. Local de validação do algoritmo SEBAL.....	33
3.2. CLASSIFICAÇÃO DO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO .....	33
3.3. DADOS METEOROLÓGICOS .....	35
3.3.1. Variáveis de entrada do algoritmo SEBAL .....	35
3.3.2. Validação do algoritmo SEBAL .....	35
3.4. DADOS DE SENSORES ORBITAIS .....	36
3.4.1. Imagens de Satélite .....	36

3.4.2. Processamento Digital das Imagens.....	38
3.5. DESCRIÇÃO DO ALGORITMO SEBAL .....	38
3.6. ANÁLISE ESTATÍSTICA .....	50
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	52
4.1. VALIDAÇÃO DO ALGORITMO SEBAL.....	52
4.2. ANÁLISE DO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO .....	57
4.3. ANÁLISE DAS VARIÁVEIS CLIMATOLÓGICAS.....	61
4.4. VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DO BALANÇO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO.....	64
4.4.1. Albedo de superfície .....	64
4.4.2. Temperatura da superfície (Ts).....	69
4.4.3. NDVI .....	73
4.4.4 Saldo de Radiação Instantâneo .....	79
4.4.5. Fluxo de calor latente (LE).....	83
4.4.6. Fluxo de calor sensível (H) .....	87
4.4.7. Fluxo de calor no solo (G).....	90
4.5. ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO ( $R_{N_{24h}}$ ) E DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DIÁRIA ( $ET_{24h}$ ) .....	96
4.6. PARTICIONAMENTO DA ENERGIA DISPONÍVEL .....	105
5. CONCLUSÃO .....	112
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	113

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Vista aérea da cidade de Sinop, MT em 1974, com destaque ao perímetro urbano e o trecho da BR-163. Fonte: Acervo Luiz Erardi..... 9
- Figura 2** – Ecossistemas da Amazônia. Fonte: Lentini et al. (2003). ..... 13
- Figura 3** – Etapas de processamento pela aplicação do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) para obtenção do balanço de radiação. .... 25
- Figura 4** – Mapa do estado de Mato Grosso e seus respectivos biomas e localização do município de Sinop, MT – com destaque para o perímetro urbano do município de Sinop (composição RGB 432 – Landsat5/TM)..... 32
- Figura 5** – Fluxograma do processo iterativo para estimativa do fluxo de calor sensível por meio do algoritmo SEBAL. Fonte: Adaptado de Allen et al. (2002). ..... 48
- Figura 6** – Correlação entre as componentes do balanço de energia estimadas por meio algoritmo SEBAL e medidas em torre micrometeorológica..... 53
- Figura 7** – Valores diários da ET24h e Rn24h estimados por meio do algoritmo SEBAL e medidos em torre micrometeorológica, e suas respectivas correlações. .... 57
- Figura 8** – Mapa de classificação de uso e ocupação do solo para o perímetro urbano do município de Sinop, MT, para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. .... 58
- Figura 9** – Distribuição temporal das classes de uso do perímetro urbano do município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. .... 59
- Figura 10** – Distribuição da precipitação mensal para o município de Sinop, MT, nos anos de 1985, 2000 e 2010. Fonte: INMET – Estação Gleba Celeste..... 62
- Figura 11** – Distribuição da média mensal da temperatura do ar e umidade relativa do ar para o município de Sinop, MT, nos anos de 1985, 2000 e 2010. Fonte: INMET – Estação Gleba Celeste. .... 63
- Figura 12** – Carta temática do albedo de superfície do perímetro urbano do Município de Sinop, MT, para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. .... 65
- Figura 13** – Carta temática da temperatura de superfície do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. .... 70
- Figura 14** – Carta temática da estimativa do NDVI do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. .... 74

<b>Figura 15</b> – Histograma das cartas temáticas de albedo, Ts e NDVI do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	76
<b>Figura 16</b> – Variação temporal do Albedo, Ts e NDVI para as classes de uso do solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	78
<b>Figura 17</b> – Variação espacial do Albedo, Ts e NDVI para as classes de uso do solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	79
<b>Figura 18</b> – Carta temática da estimativa do saldo de radiação instantâneo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	80
<b>Figura 19</b> – Carta temática da estimativa do fluxo de calor latente do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	84
<b>Figura 20</b> – Carta temática da estimativa do fluxo de calor sensível do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	88
<b>Figura 21</b> – Carta temática da estimativa do fluxo de calor no solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	91
<b>Figura 22</b> – Histograma das cartas temáticas saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G) do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	93
<b>Figura 23</b> – Variação temporal do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G) nas classes de uso e ocupação do solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	94
<b>Figura 24</b> – Variação espacial do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G) das classes de uso e ocupação do solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	95
<b>Figura 25</b> – Carta temática da estimativa do saldo de radiação diário (Rn24h) do perímetro urbano do município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	97
<b>Figura 26</b> – Carta temática da estimativa da evapotranspiração diária (ET24h) do perímetro urbano do município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010. ....	100
<b>Figura 27</b> – Histograma da evapotranspiração diária (ET24h) e saldo de radiação diário (Rn24h) do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010. ....	103
<b>Figura 28</b> – Variação temporal da evapotranspiração diária (ET24h) e saldo de radiação diário (Rn24h) nas diferentes classes de uso e ocupação do solo do	

perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010. ....	104
<b>Figura 29</b> – Variação espacial da evapotranspiração diária (ET24h) e saldo de radiação diário (Rn24h) nas diferentes classes de uso e ocupação do solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010. ....	105
<b>Figura 30</b> – Frações das componentes do balanço de energia para o perímetro urbano de Sinop, MT para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010.....	107
<b>Figura 31</b> – Variação temporal das frações do saldo de radiação (Rn) no fluxo de calor no solo (G/Rn), fluxo de calor latente (LE/Rn) e no fluxo de calor sensível (H/Rn) nas diferentes classes de uso solo do perímetro urbano de Sinop, MT, para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010.....	109
<b>Figura 32</b> – Variação espacial das frações do saldo de radiação (Rn) no fluxo de calor no solo (G/Rn), fluxo de calor latente (LE/Rn) e no fluxo de calor sensível (H/Rn) nas diferentes classes de uso solo do perímetro urbano de Sinop, MT, para as datas 19/07/1985, 11/06/200 e 22/06/2010.....	110

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> – Índice populacional para o município de Sinop e para o estado de Mato Grosso realizados entre os anos 1991-2010.....	10
<b>Tabela 2</b> – Principais aplicações das bandas do sensor TM ( <i>Thematic Mapper</i> ) a bordo do satélite Landsat 5 para estudos da vegetação.....	15
<b>Tabela 3</b> – Classes de uso e ocupação do solo para o perímetro urbano de Sinop, MT, suas respectivas composições e abreviações.....	34
<b>Tabela 4</b> – Datas das imagens do Landsat 5, dia juliano (DJ), horário local de passagem do satélite (H:min:s), ângulo de elevação do Sol – E, temperatura do ar – Ts (°C), umidade relativa do ar – UR (%), pressão atm – po (kpa), Rs (W m <sup>-2</sup> ). .....	35
<b>Tabela 5</b> – Datas das imagens do Landsat 5/TM usadas na validação, órbita e ponto da imagem, dia juliano (DJ), ângulo de elevação do Sol – E, temperatura da superfície – Ts (°C), umidade relativa do ar – UR (%) e Rs (W m <sup>-2</sup> )......	37
<b>Tabela 6</b> – Localização (Latitude sul - S e Longitude oeste – W) no perímetro urbano do município de Sinop,MT, dos “pixels âncoras” utilizados pelo modelo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), pixel quente – PQ e pixel frio – PF, em cada uma das datas.....	45
<b>Tabela 7</b> – Erro médio absoluto – EMA, raiz do erro médio quadrático – REMQ, correlação de Pearson (r) e índice de Willmot (d) das variáveis do cômputo de balanço de energia e evapotranspiração estimados pelo SEBAL. ....	52
<b>Tabela 8</b> – Comparação das estimativas de Rn em diferentes pesquisas.....	53
<b>Tabela 9</b> – Comparação dos coeficientes de correlação de Person (r) da evapotranspiração diária (ET <sub>24h</sub> ) em diferentes pesquisas.....	56
<b>Tabela 10</b> – Classes de uso do solo (Vegetação densa-Vd, Vegetação rasteira-Vr e Área antropizada-At) do perímetro urbano do município de Sinop, MT, para as datas das cenas analisadas e suas respectivas áreas. ....	60
<b>Tabela 11</b> – Valores dos índices estatísticos mínimo, máximo, médio e desvio padrão das cartas de albedo de superfície, temperatura de superfície (Ts) e Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) para toda área.....	67
<b>Tabela 12</b> – Comparação dos valores de albedo encontrados em áreas de corpos d’água e floresta em diferentes pesquisas.....	68
<b>Tabela 13</b> – Comparação dos valores de albedo superfície encontrados em áreas antropizadas em diferentes pesquisas. ....	69

<b>Tabela 14</b> – Comparação dos valores estatísticos de mínimos e máximos da temperatura de superfície (Ts) encontrados em diferentes pesquisas em áreas heterogêneas.....	73
<b>Tabela 15</b> – Comparação dos valores do NDVI encontrados em áreas antropizadas (At) e de vegetação (Vd) densa em diferentes pesquisas.....	77
<b>Tabela 16</b> – Valores instantâneos dos índices estatísticos mínimo, máximo, médio e desvio padrão das cartas do saldo de radiação - Rn ( $W m^{-2}$ ), fluxo de calor latente – LE ( $W m^{-2}$ ), fluxo de calor sensível – H ( $W m^{-2}$ ) e fluxo de calor no solo – G ( $W m^{-2}$ ).....	81
<b>Tabela 17</b> – Comparação dos valores médios do saldo de radiação – Rn ( $W m^{-2}$ ) encontrados em diferentes pesquisas em áreas heterogêneas. ....	83
<b>Tabela 18</b> – Comparação dos valores médios do fluxo de calor latente– LE ( $W m^{-2}$ ) encontrados em diferentes pesquisas.....	86
<b>Tabela 19</b> – Comparação dos valores médios do fluxo de calor sensível – H ( $W m^{-2}$ ) encontrados em diferentes pesquisas em áreas heterogêneas.....	90
<b>Tabela 20</b> – Comparação dos valores estatísticos médios do fluxo de calor no solo – G ( $W m^{-2}$ ) encontrados em diferentes pesquisas em áreas heterogêneas.....	96
<b>Tabela 21</b> – Valores dos índices estatísticos mínimo, máximo, médio e desvio padrão das cartas de saldo de radiação diário – Rn <sub>24h</sub> ( $W m^{-2}$ ) e evapotranspiração diário – ET <sub>24h</sub> ( $mm d^{-1}$ ). ....	98
<b>Tabela 22</b> – Comparação dos valores estatísticos médios do saldo de radiação diário – Rn <sub>24h</sub> ( $W m^{-2}$ ) encontrados em diferentes pesquisas.....	99
<b>Tabela 23</b> – Comparação dos valores estatísticos médios da evapotranspiração diária – ET <sub>24h</sub> ( $mm d^{-1}$ ) encontrados em diferentes pesquisas.....	101
<b>Tabela 24</b> – Valores percentuais da energia disponível sobre a superfície (Rn), utilizadas no processo evapotranspiratório (LE), aquecimento do ar (H) e do solo (G) entre os anos de 1985 a 2010 para o perímetro urbano de Sinop, MT. ....	106

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
BERB	Balanco de energia pelo método a razão de Bowen
EMA	Erro Médio Absoluto
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INCRA	Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
METRIC	Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NDVI	Índice de Vegetação da Diferença Normalizada
NIR	Near Infrared Reflectance
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PIN	Plano de Integração Nacional
PRODOESTE	Programa de Desenvolvimento do Centro-Oeste
PROTERRA	Programa de Redistribuição de Terras e Estímulos à Agroindústria do Norte e Nordeste
REMQ	Raiz do Erro Médio Quadrático
SAVI	Soil Adjusted Vegetation Index
SEBTA	Surface Energy Balance with Topography Algorithm
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
SEPLAN	Secretaria de planejamento
SIG	Sistema de informações geográficas

SINOP	Sociedade imobiliária noroeste do Paraná
SSEB	Simplified Surface Energy Balance
TM	Thematic Mapper
USGS	United States Geological Survey
UTM	Universal Transversa de Mercator
WGS84	World Geodetic System 84

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\alpha$	Albedo de superfície
$Z$	Ângulo zenital solar
$c_p$	Calor específico do ar a pressão constante
$r$	Coefficiente de correlação de Pearson
$z_{0m}$	Coefficiente de rugosidade
$L$	Comprimento de Monin-Obukov
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzman
$S$	Constante solar
$dT$	Diferença de temperatura
$\varepsilon_0$	Emissividade da superfície
$\varepsilon_{NB}$	Emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal
$\varepsilon_0$	Emissividade no domínio do comprimento de onda
ET	Evapotranspiração
ETr	Evapotranspiração de referência
ET <sub>24h</sub>	Evapotranspiração diária
$LE$	Fluxo de calor latente
$LE_{24h}$	Fluxo de calor latente diário
$G$	Fluxo de calor no solo
$H$	Fluxo de calor sensível
$N$	Fotoperíodo
$FE_{24h}$	Fração evaporativa diária
$FE_i$	Fração evaporativa instantânea
IAF	Índice de Área Foliar

$d$	Índice de Willmott
$n$	Insolação
$d_r$	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol
$g$	Módulo do campo gravitacional
$Z_2$	Nível dois de altura
$Z_1$	Nível um de altura
$R_{S\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente
$R_s$	Radiação solar global
$R_{s,toa}$	Radiação solar incidente no topo da atmosfera
$R_{ah}$	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor
$Rn$	Saldo de radiação
$Rn_{24h}$	Saldo de radiação diário
$T_s$	Temperatura da superfície
$T_{sw}$	Transmissividade atmosférica
$\tau_{sw,24h}$	Transmissividade diária
$\psi_m$	Transporte de momentum
UR	Umidade relativa do ar
$u_*$	Velocidade de fricção vertical do vento
$u_{200}$	Velocidade do vento à 200 m
$u_x$	Velocidade do vento medida a x metros da superfície

## RESUMO

**PINHEIRO, R. J. Efeito da Urbanização na Amazônia Meridional Sobre o Balanço de Energia e Evapotranspiração por Sensoriamento Remoto.** Cuiabá, 160p, 2015, Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Os processos de colonização na Amazônia, ocorrida no início da década 70, contribuiu para as constantes mudanças da cobertura e uso do solo. Estas transformações em decorrência da substituição das áreas de floresta por áreas urbanas, tem grande influência no ciclo hidrológico e no clima local. Assim, dados derivados de sensores orbitais é uma alternativa na obtenção de informações da superfície com ampla cobertura espaço-temporal dos fluxos de energia e da evapotranspiração. Neste contexto, o presente estudo teve como objetivo analisar o efeito da urbanização na Amazônia Meridional sobre o balanço de energia e a evapotranspiração. O estudo foi realizado com imagens multiespectrais do TM/Landsat 5 para o perímetro urbano do município de Sinop com variação temporal entre 1985 a 2010. Dessa maneira foi possível analisar o padrão espacial e temporal dos fluxos de energia e da evapotranspiração diária e ainda, avaliar as estimativas realizadas por meio do algoritmo SEBAL para as diferentes classes de uso do solo, ao qual foi validado com dados obtidos pelo método da correlação dos vórtices turbulentos. Os resultados demonstraram que na validação do SEBAL os saldos de radiação instantâneo e diário foram os parâmetros que apresentaram melhores concordâncias entre os dados estimados e medidos. Os valores de  $R_n$ ,  $LE$  e  $H$  foram superestimados, enquanto que os valores de  $G$ ,  $R_{n24h}$  e  $ET_{24h}$  foram subestimados. Entre as classes de uso do solo, a classe vegetação densa apresentou redução de  $110,2 \text{ km}^2$  em sua área, enquanto que na classe área antropizada houve um aumento de  $96,7 \text{ km}^2$ . Todos parâmetros analisados apresentaram respostas distintas para os diferentes usos do solo, ao quais provocaram um aumento no albedo ( $0,02$ ), aumento de temperatura da superfície ( $7,6^\circ\text{C}$ ), aumento do fluxo de calor no solo ( $21,5 \text{ W m}^{-2}$ ), aumento do fluxo de calor sensível ( $185,1 \text{ W m}^{-2}$ ), redução no NDVI ( $0,22 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ ), redução do fluxo de calor latente ( $206,4 \text{ W m}^{-2}$ ), e, conseqüentemente, diminuição na evapotranspiração diária ( $2,1 \text{ mm d}^{-1}$ ). O percentual de  $R_n$  seguiu o padrão observado para uso e ocupação do solo, onde para o ano de 1985 o maior percentual de  $R_n$  foi destinado ao fluxo de calor latente, enquanto que no ano de 2010 o maior percentual foi destinado ao fluxo de calor sensível.

**Palavras-chave:** Uso do solo, SEBAL e Balanço de energia.

## ABSTRACT

PINHEIRO, R. J. **Urbanization Effect of Southern Amazon About Energy Balance and Evapotranspiration by Remote Sensing** Cuiabá, 2015, 160p. Thesis (Doctorate in Environmental Physic); Institute of Physic, Federal University of Mato Grosso.

The colonization process in the Amazon, which occurred in the early 70s contributed to the constant changes in coverage and land use. These changes due to the replacement of forest areas for urban area, has great influence on the hydrological cycle and the local climate. Thus, derived from orbital sensors data is an alternative to obtain surface information with wide spatio-temporal coverage of energy and evapotranspiration flows. In this context, this study aimed to analyze the effect of urbanization in the southern Amazon on the energy balance and evapotranspiration. The study was conducted with multispectral images TM/Landsat 5 for the urban area of the municipality of Sinop with temporal variation from 1985 to 2010. In this way it was possible to analyze the spatial and temporal pattern of energy flows and daily evapotranspiration and also assess the estimates made by the SEBAL for the different classes of land use, which was validated with data obtained by the method of eddy covariance. The results showed that in SEBAL validate the instantaneous radiation and daily balances were the parameters that showed best agreement between the estimated and measured data. The values in the  $Rn_{24h}$ , LE and H were overestimated, while the values  $G_{24h}$ ,  $Rn_{24h}$  and  $ET_{24h}$  were underestimated. Between land use classes, the dense vegetation class fell by 110,2 km<sup>2</sup> in their area, while the altered region class there was an increase of 96,7 km<sup>2</sup>. All parameters analyzed showed different responses for different land uses to which caused an increase in albedo (0,02), temperature increase of the surface (7,6°C), increase of the heat flow in soil (21,5 W m<sup>-2</sup>), increasing the sensible heat flow (185,1 W m<sup>-2</sup>), reduction in NDVI (0,22 m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>), reducing the flow of latent heat (206,4 W m<sup>-2</sup>) and therefore decrease in daily evapotranspiration (2,1 mm d<sup>-1</sup>). The percentage of Rn followed the pattern observed for use and occupation, which for the year 1985 the highest percentage of Rn was intended for latent heat flux, while in 2010 the highest percentage was allocated to sensible heat flux.

**Keywords:** Use of the soil, SEBAL, Energy balance.

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. PROBLEMÁTICA

Os processos de colonização na Amazônia, ocorrida no início da década de 1970, contribuiu para as constantes transformações da cobertura e uso do solo devido, principalmente, ao rápido desenvolvimento associado à expansão da agricultura, pecuária, corte seletivo e urbanização (ALVES et al., 1999; NEPSTAD et al., 2001; LAURANCE et al., 2001; ROBERTS et al., 2003). Embora grandes áreas ainda permaneçam intactas, a taxa de perda da floresta é elevada, em especial no “arco do desmatamento”, ao longo das bordas Sul e Leste sendo Pará, Mato Grosso e Rondônia, os principais estados em termos de área desmatada (BALLESTER, 2008).

A conversão da floresta tropical pode gerar impactos sobre os processos ecológicos, climatológicos e hidrológicos regionais. Os principais resultados, indicam grandes modificações nos climas regionais, tais como redução de até 20% na precipitação, aumento de 2 °C na temperatura de superfície, redução no saldo de radiação de ondas curtas de 8%, redução na radiação total de 3% e aumento da velocidade do vento de 14% (FISCH et al., 1996; GASH et al., 1996; NOBRE et al., 1996).

No processo de urbanização a troca da paisagem natural por edifícios e superfícies pavimentadas, provocam alterações nas propriedades aerodinâmicas (rugosidade aerodinâmica) e radiativas da superfície, bem como nas propriedades hídricas da superfície e do solo (permeabilidade da superfície) (ESTOURNEL et al. 1983; SCHMID et al. 1991). Além disso, as emissões antropogênicas de calor e poluentes e as alterações nos padrões de evaporação da superfície modificam as propriedades térmicas e radiométricas da atmosfera urbana (transmissividade e emissividade atmosférica) (LANDSBERG, 1981; OKE, 1982). Estas mudanças podem ser determinadas por meio do mapeamento das alterações induzidas nas componentes do balanço de energia, contribuindo para avaliação do impacto da urbanização no clima das cidades (ROTH, 2007).

No entanto, quando há necessidade de se conhecer a dinâmica dessas componentes, recorre-se aos métodos convencionais do balanço de energia baseado

na razão de Bowen (BOWEN, 1926) e no das correlações turbulentas. O primeiro método estima as densidades de fluxo por meio das medidas realizadas de saldo de radiação, gradientes de temperatura e pressão de vapor d'água do ar e fluxo de calor no solo (OLIPHANT et al., 2004; PEREZ et al., 2008;), enquanto que o segundo, consiste na determinação direta dos fluxos, calculando-se as covariâncias entre as flutuações temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento e as flutuações temporais da temperatura e da umidade, do Balanço Hídrico de um volume específico de solo e da lisimetria (SHUTTLEWORTH et al., 1984; SÁ et al., 1988; VOURLITIS et al., 1999; PRIANTE-FILHO et al., 2004; BARR et al., 2006).

No entanto, estes métodos apresentam grandes limitações quando se pretende fazer estimativas da evapotranspiração em áreas com grande cobertura espacial e acentuada heterogeneidade. Além disso, tais métodos ainda necessitam de dados de estações meteorológicas convencionais instalados nos locais de análise gerando um elevado custo na sua instalação e manutenção, proporcionando resultados pontuais, representativos de pequenas áreas homogêneas, não sendo adequados quando o objetivo é a escala regional.

## **1.2. JUSTIFICATIVA**

A utilização do sensoriamento remoto e as técnicas de geoprocessamento surge como alternativa viável, possibilitando a estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração com vasta cobertura espacial e temporal com boa precisão e baixo custo operacional (SILVA et al., 2005; MONTEIRO et al., 2014). Além disso, as imagens orbitais são um meio consistente e frequente de se obterem informações de emitância e reflectância espectral da superfície da terra em micro e macro escalas (BASTIAANSSEN et al., 1998).

Esta técnica também permite acompanhar as transformações ocorridas pelo uso e ocupação do solo em menos tempo que uma estação convencional, extraindo informações qualitativas derivadas das composições das feições captadas nas características da área, considerando o tipo da cobertura e fração de exposição do solo (GIONGO, 2011; MENESES & ALMEIDA, 2012).

Entre os algoritmos usados na estimativa dos parâmetros biofísicos, balanço de energia e da evapotranspiração levando-se em consideração a variabilidade temporal e espacial dos elementos espectrais e energéticos à superfície, que ocorrem na interface solo-planta-atmosfera, destaca-se o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land). Este algoritmo, proposto por Bastiaanssen (1995) sobressai pela sua aplicação em diferentes tipos de superfícies e condições (HAFEEZ et al., 2002; SILVA et al., 2005; BEZERRA et al., 2008; TEIXEIRA et al., 2009; HENDRICKS et al., 2010; MATINFAR, 2012; NAGLER et al., 2005; CHÁVEZ et al., 2012; BIUDES et al., 2014; DANELICHEN et al., 2014; BIUDES et al., 2015) e tem viabilidade econômica por usar imagens de satélite e alguns dados complementares de superfície (ALLEN et al., 2007; BASTIAANSEN et al., 2012).

O SEBAL vem sendo amplamente aplicado em diversas partes do Brasil e do mundo, tais como China, Estados Unidos, Índia e México, com objetivo de determinar o consumo hídrico das culturas, bem como na avaliação do uso da água, biomassa e produtividade das culturas, análise de impactos ambientais, entre outros (SUN et al., 2011; SHARMA et al., 2012; TREZZA et al., 2013; MKHWANAZI et al., 2015).

Na região Amazônica, o algoritmo SEBAL vem apresentando um potencial em estudos relacionados a mudanças no uso e cobertura do solo, estimando de forma consistentes as componentes do balanço de radiação e energia, bem como da evapotranspiração (LIBERATO et al., 2011; FERREIRA JUNIOR et al., 2013; FURLAN, 2013).

Estes resultados também se assemelham aos verificados nas regiões Semiárida (SILVA et al., 2005; BEZERRA et al., 2008) e Sul do Brasil, onde o SEBAL apresentou ser um potencial para mapear a variabilidade espacial e temporal da evapotranspiração, evidenciando sensibilidade aos diferentes tipos de ocupação do solo e aos diferentes estádios de desenvolvimento da cultura (MOREIRA et al., 2014).

Em virtude da importância do município de Sinop para a região norte do estado de Mato Grosso, ao qual serviu como polo de ocupação da Amazônia, bem como a sua localização, situada em um bioma de transição (Amazônia-Cerrado), torna-se relevante conhecer como o processo de urbanização afeta no clima local.

Sendo assim, a utilização de imagens orbitais pela aplicação do algoritmo SEBAL na área urbana do município de Sinop, possibilitará correlacionar as alterações provocadas pelo uso do solo com as componentes do balanço de energia e evapotranspiração em uma área da Amazônia Meridional.

### **1.3. HIPÓTESES**

Para área urbana do município de Sinop, algumas hipóteses serão testadas tais como (1) O método SEBAL é eficiente na estimativa dos fluxos radiativos e evapotranspiração em áreas urbanas; (2) A dinâmica espaço-temporal do NDVI, albedo e temperatura de superfície seguem os padrões de uso e ocupação do solo em áreas urbanas; (3) As mudanças no uso do solo afetam a dinâmica dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração; (3) No particionamento da energia disponível ( $R_n$ ) em áreas urbanas, seu maior percentual é usado no aquecimento do ar e do solo do que no processo evapotranspiratório.

### **1.4. OBJETIVO GERAL**

Analisar o efeito da urbanização na Amazônia Meridional sobre o balanço de energia e a evapotranspiração.

### **1.5. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

E para testar as hipóteses propostas neste presente estudo, foram formulados os seguintes objetivos específicos:

- 1) Validar as estimativas do balanço de energia e da evapotranspiração em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado pelo algoritmo SEBAL;
- 2) Analisar as mudanças no uso e ocupação do solo no processo de urbanização;
- 3) Avaliar os efeitos da urbanização sobre os padrões espaço-temporal do NDVI, temperatura de superfície e albedo;

## **2. REVISÃO DA LITERATURA**

### **2.1. PROCESSO DE OCUPAÇÃO E URBANIZAÇÃO DA AMAZÔNIA MERIDIONAL**

#### **2.1.1. Processo de colonização da região norte do estado de Mato Grosso**

O planejamento no estado de Mato Grosso teve início através da política federal de ocupação dos “espaços vazios”, dado pelo programa denominado “A marcha para o Oeste”, no governo de Getúlio Vargas, o qual visava fixar brasileiros em território mato-grossense, através de assentamentos em pequenas propriedades rurais, recebendo o excedente populacional do sul e sudeste do Brasil (SIQUEIRA, 1990; MORENO & HIGA, 2005).

Durante o governo de Juscelino Kubitschek (1956-1961), houve grande comercialização de terras nas regiões Norte e Noroeste do estado de Mato Grosso com a intenção de que estas áreas fossem ocupadas através dos projetos de colonização. Mas, tal tentativa não se efetivou devido à falta de infraestrutura socioeconômica suficiente para atender a demanda regional. Desta forma, ao invés de surgirem núcleos urbanos e rurais, houve uma concentração de grandes extensões de terras sobre o domínio de empresas privadas, que passaram a especular com a venda das terras (OLIVEIRA et al., 2011).

As principais mudanças na economia e no espaço urbano do Estado de Mato Grosso aconteceram a partir da década de 1970, orientada pela “Política de Integração Nacional”, que sob o comando do Governo Médici foi criado o Plano de Integração Nacional (PIN), cujo lema era “integrar para não entregar” (MORENO & HIGA, 2005). O governo federal entende que o estado de Mato Grosso se encontra numa localização privilegiada, considerando o território de fronteira internacional, além de fazer parte da Amazônia Legal, cabendo-lhe a condição de espaço estratégico (HIGA, 2005).

O objetivo deste plano era financiar obras de infraestrutura tais como, construção de estradas que viabilizasse a colonização as suas margens e a integração das áreas amazônicas e nordestinas à nacional, promovendo a incorporação da Amazônia ao processo de expansão capitalista, transformando-a em fronteira do capital (CORRÊA, 1987). Esse processo provocou a interiorização da agropecuária, o crescimento ocupacional e a urbanização, fatores que contribuíram para contínuas subdivisões territoriais, originando dezenas de novos municípios entre as décadas de 1970 a 2000 (ORLANDI et al., 2012).

A partir da “Federalização das Terras Amazônicas”, áreas situadas a 100 km de cada lado das margens das rodovias federais no estado, foram inseridas ao patrimônio da União e suscetíveis aos seus programas de colonização (BRASIL, 1987). Estas áreas foram utilizadas nos projetos de assentamentos do INCRA, sendo os primeiros assentados pequenos agricultores naturais do Sul do Brasil, pelo fato do esgotamento das fronteiras nesta região, impulsionando o seu deslocamento para o norte de Mato Grosso em busca de reproduzir seu modo de vida (MORENO & HIGA, 2005).

Após a divisão do estado de Mato Grosso, ocorrida em 1977 no governo de Ernesto Geisel, surge a necessidade de intensificar a ocupação das regiões do médio-Norte e Norte mato-grossense, como forma de restabelecer as finanças que foi perdida com a divisão. Centenas de milhares de hectares foram vendidas à empreendimentos de colonização privada, as mesmas devidamente autorizadas pelo governo federal.

Dentre estes empreendimentos de colonização destacam-se, Agropecuária Mutum S/A (Nova Mutum), Colonizadora Feliz (Sorriso) e Colonizadora SINOP (Vera, Cláudia, Santa Carmen e Sinop), localizada as margens da BR-163, e ainda, as colonizadoras Maiká (Marcelândia), LÍDER (Colíder, Nova Canaã do Norte) e INDECO (Alta Floresta, Paranaíta, Apiacás) localizadas fora do eixo da BR-163 (VILLAR et al., 2005).

Todas estas empresas foram beneficiadas pelo governo federal e estadual com facilidade ao crédito e incentivos fiscais, sendo a justificativa de que seria impraticável a colonização pela via da gestão pública, baseada em pequenos e médios proprietários (VILLAR et al., 2005; TEIXEIRA, 2006).

Neste contexto, diversos programas especiais foram criados com o objetivo de fomentar o processo de ocupação da Amazônia, dentre estes destacam-se os que produziram impactos econômicos e socioambientais em Mato Grosso: o Programa de Redistribuição de Terras e Estímulos à Agroindústria do Norte e Nordeste (PROTERRA) e o Programa de Desenvolvimento do Centro-Oeste (PRODOESTE), instituídos em 1971.

No programa PROTERRA, os recursos foram destinados à abertura de linhas de crédito agrícola, de infraestrutura básica e de aquisição de insumos e equipamentos para a agroindústria. Financiou-se a implantação de projetos privados de colonização nas regiões centro-norte e leste do Estado. O PRODOESTE objetivou a interligação dos grandes eixos rodoviários para canalizar o escoamento da produção até os principais centros de comercialização e, com isso, beneficiou, principalmente, a região sul do Estado, que hoje compreende o estado de Mato Grosso do Sul (ABREU, 2001; MORENO, 2005).

Dentre estas ações, destaca-se a abertura da rodovia BR 163 (Cuiabá-Santarém), importante obra de infraestrutura que facilitou o desenvolvimento durante o processo de colonização pública e privada da região Norte mato-grossense (ROMANCINI & RODRIGUES, 2007).

Os fatores determinantes para ocupação do norte mato-grossense foram, o papel do governo federal atraindo, por um lado, o capital privado para a região através de incentivos fiscais e financeiros, e, por outro, estabelecendo as condições básicas de infraestrutura; aspectos externos à região (geopolítica e segurança nacional, exploração de recursos naturais), como elementos de dinamização e de modernização econômica, social e política; oferta de terras em grandes quantidades e o baixo preço e a ocupação econômica da região de forma integrada à economia nacional (SOUZA, 2002).

O processo de colonização do território que se tornaria a cidade de Sinop desenvolveu-se com as características peculiares de uma frente de expansão da fronteira agrícola do Centro-Oeste brasileiro. Configurando-se como um empreendimento capitalista ancorado na concentração da posse da terra, acumulação e reprodução do capital, movimento migratório de trabalhadores e implantação de infraestrutura básica (BOTELHO & SECCHI, 2014).

### **2.1.2. A criação do município de Sinop e sua urbanização**

O município de Sinop, tem sua origem no projeto de colonização particular, da empresa Sociedade Imobiliária Noroeste do Paraná (Colonizadora Sinop S/A), que adquiriu uma área de 369.017,10 hectares de terra no município de Chapada dos Guimarães, MT, na altura do quilômetro 500 da rodovia Cuiabá-Santarém, na margem direita do rio Teles Pires, denominada Gleba Celeste (TEIXEIRA, 2006).

A estrutura de colonização montada era mista, composta por atividade agropecuária e indústria de transformação. Foram projetados três núcleos urbanos no interior da Gleba como forma de assegurar bem-estar e serviços à população. Em cada núcleo teria um centro populacional cercado por chácaras, e este por sua vez cercados por lotes rurais (MIRANDA, 1990).

O primeiro núcleo a ser implantado foi o de Vera, sendo construída com a expectativa de que fosse uma cidade polo para a colonização do centro norte mato-grossense. Porém, após a definição do trajeto da BR 163, que distava aproximadamente 30 km deste local, o projeto foi alterado. O segundo núcleo foi o de Santa Carmem, projeto definido para abrigar até quinze mil habitantes, também construído fora do eixo da BR-163, estes dois núcleos iniciais tinham como atividade principal a agropecuária.

Em seguida foi implantado o terceiro núcleo do projeto de colonização, Sinop, sendo este projetado para ser polo da região com perspectiva de receber até 150.000 moradores. Sua atividade econômica estava voltada para prática da indústria de transformação, tendo seu núcleo urbano cortado pela BR-163 (SOUZA, 2002; AMARAL, et al., 2003).



**Figura 1** – Vista aérea da cidade de Sinop, MT em 1974, com destaque ao perímetro urbano e o trecho da BR-163. Fonte: Acervo Luiz Erardí

A proposta da colonizadora era explorar na Amazônia centro norte mato-grossense a cultura do café, ciclo importante no contexto histórico-político do Paraná, cuja atividade se encontrava em declínio em virtude de fatores climáticos. A campanha publicitária veiculada na região noroeste do Paraná incentivava a migração de pequenos e médios agricultores para a recém-formada Gleba Celeste. As primeiras famílias de colonos chegaram em 1972 (SCHAEFER, 1985).

Porém, diversos fatores interferiram inicialmente na proposta de implantação de um polo agropecuário nesta região, tais como, condições do solo, técnicas empregadas no cultivo do café, deficiência na infraestrutura, falta de suporte técnico e a dificuldade em adquirir financiamento para custear as primeiras lavouras (VILARINHO NETO, 2002).

Neste contexto, os colonos por não conseguirem repetir o sucesso da cultura do café no Paraná, abandonavam ou vendiam suas áreas a grandes proprietários de terras ou madeireiros e se fixavam no núcleo urbano, servindo de mão-de-obra para as recém-criadas indústrias instaladas na cidade de Sinop, dando assim início ao latifúndio agrário na região do Teles Pires.

Entretanto, a colonização começa a se efetivar a partir do início das atividades de extração, beneficiamento e industrialização da madeira, impulsionada pela chegada dos catarinenses e gaúchos. As madeireiras e serrarias foram rapidamente

desmatando a Floresta Tropical, produzindo espaço tanto urbano quanto rural. Sendo assim, a indústria madeireira em Sinop se firmou como a principal atividade econômica do município (SOUZA, 2004).

Após a pavimentação da BR-163, cuja inauguração ocorreu em 1976, até a cidade de Cuiabá e com melhor oferta de energia elétrica, através da implantação da linha de transmissão, a cidade de Sinop tornou-se um polo industrial diversificado e um polo comercial e de prestação de serviços, que hoje atende, além da região norte mato-grossense, também, alguns municípios do sul do Estado do Pará. Deste modo, a cidade de Sinop passa a exercer sobre as outras cidades do norte do estado um poder político e econômico (SOUZA, 2001).

O município de Sinop está localizado a 503 km de Cuiabá, conta com uma área de 3.194,34 km<sup>2</sup>, correspondendo a 0,3536% do território mato-grossense (SEPLAN-MT, 2007). De acordo com a estimativa do IBGE para o ano 2014, Sinop apresenta perspectiva de população de 126.817 habitantes, que o coloca como o quarto município mais populoso de Mato Grosso (VILARINHO NETO, 2002; IBGE, 2007) (TABELA 1).

**Tabela 1** – Índice populacional para o município de Sinop e para o estado de Mato Grosso realizados entre os anos 1991-2010.

Ano	População de Sinop	População de MT
1991	38.374	2.027.231
1996	53.959	2.208.665
2000	74.831	2.504.353
2007	105.762	2.854.642
2010	113.099	3.035.122

**Fonte:** IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística).

A economia de Sinop vem passando por transformações, da exploração de madeira para um centro prestador de serviços e de atividades relacionadas à produção agrícola moderna da soja e outras culturas (FREIRE FILHO, 1993). As consequências dessas mudanças são verificadas ao longo da BR-163, que apresenta

índice de urbanização superior ao das regiões que não são influenciadas por essa rodovia (FREIRE FILHO, 2006).

O processo de urbanização da cidade de Sinop está em constante expansão, impulsionada pela instalação de novas empresas e indústrias que oferecem serviços a diferentes atividades da economia, tais como agricultura, madeireira e pecuária. Outro fator que contribui para este processo foi a instalação de órgãos públicos federais, que trazem consigo a necessidade de construções de moradias para atender a este público.

Sendo assim, as atividades voltadas para o ramo imobiliário e de construções surge como uma nova alternativa econômica para o município, com a implantação de novos loteamentos residenciais e industriais e construção de residências pelo Programa de Habitação do Governo Federal Minha Casa Minha Vida.

Sinop mantém sua supremacia populacional e de polarização, servindo de ponto de partida para o deslocamento para outras áreas, sendo responsável pela organização do povoamento da região, onde hoje as atividades extrativistas apesar de se manterem, têm dado lugar a outras atividades rurais, como exemplo a produção de soja. As consequências do dinamismo econômico de Sinop também são constatadas na estrutura urbana, com construção modernas e largas avenidas pavimentadas, arborizadas e com canteiros centrais (FREIRE FILHO, 2006; ROMANCINI, 2007; GHENO et al., 2012).

### **2.1.3. Característica vegetacional da Amazônia meridional**

Com uma área de 5 milhões de km<sup>2</sup>, incluindo áreas de transição e trechos de outras formações vegetais (CARNEIRO FILHO & SOUZA, 2009), a floresta Amazônica exerce papel fundamental na manutenção do balanço hídrico do planeta, visto que cerca 50% da precipitação anual retornam à atmosfera, por evapotranspiração (COSTA et al., 2007). No entanto, estudos desenvolvidos nos últimos anos mostram alterações nos fluxos de água e na composição da atmosfera, causadas por desmatamento e queimadas (DANTAS et al., 2011).

O bioma Amazônico no território brasileiro abrange os estados do Pará, Amazonas, Maranhão, Tocantins, Mato Grosso, Acre, Amapá, Rondônia e Roraima

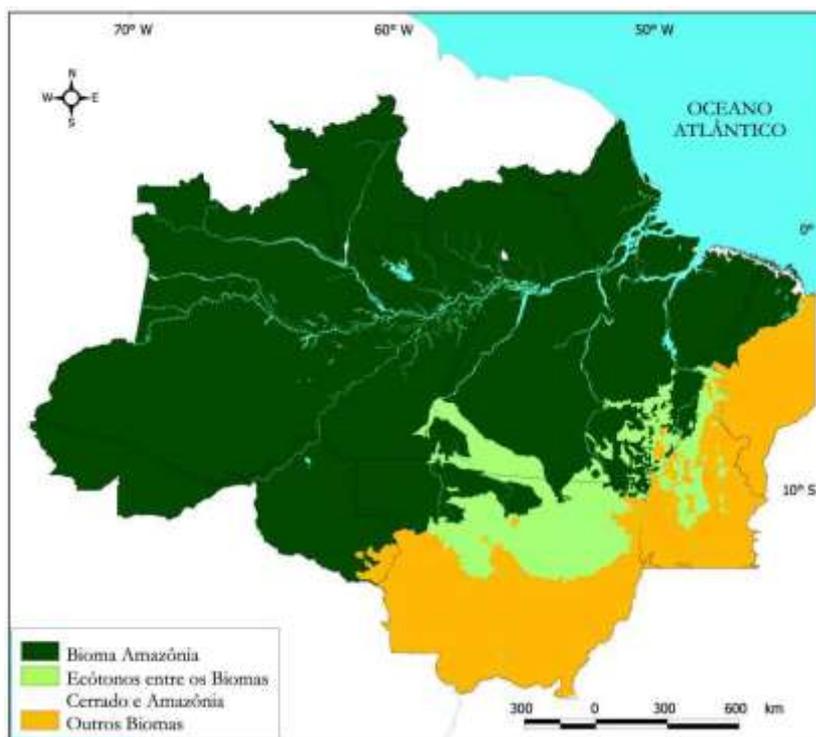
com uma população de aproximadamente vinte milhões de habitantes, 60% dela vivendo em áreas urbanas, e é composto por grandes extensões de florestas ombrófilas densa e aberta, campinaranas, zonas de contato e savanas (SANTOS, 2006).

A segunda maior formação vegetal brasileira em extensão, o Cerrado, possui uma das mais ricas e diversas floras do mundo, com cerca de 11.627 espécies vasculares de plantas superiores nativas (MENDONÇA et al., 2008). Possui cobertura arbórea variando de 10 a 60% (EITEN, 1979) e que foi subdividido por Ribeiro & Walter (2008) em cerrado denso, cerrado típico, cerrado ralo e cerrado rupestre, com base nas densidades dos componentes arbustivo-arbóreo e subarbustivo-herbáceo e nas propriedades do substrato.

Durante os processos de ocupação e exploração do Cerrado em vários estados brasileiros deixaram a cobertura vegetal primitiva reduzida a pequenos remanescentes, comprometendo a integridade da fauna e flora presentes no bioma (KLINK & MACHADO, 2005; SILVA et al., 2006).

As florestas de transição Cerrado-Floresta Amazônica ocupam uma faixa climática larga que separa a floresta de terra firme úmida da bacia central da Amazônia e da savana tropical mais seca (cerrado) (MURCA PIRES et al., 1978). Os sistemas de transição, podem apresentar-se sob forma de Ecótono, que é quando ocorre uma área de mistura florística entre tipos de vegetação, que se contatam, mas onde cada uma guarda suas características ecológicas (IBGE, 2012).

No norte do estado de Mato Grosso, se encontra uma região de transição denominada floresta de transição ou cerradão, com árvores perenes (28-30 m) e dossel fechado (VOURLITIS et al., 2001). Esta área compreende praticamente toda a borda sul da floresta Amazônica, e se expandindo até a bacia do Xingu, o gradiente climático é acompanhado pelo gradiente vegetacional, criando um ecótono que dificulta e gera controvérsias sobre a classificação das formações vegetais ali existentes (FIGURA 2).



**Figura 2** – Ecossistemas da Amazônia. Fonte: Lentini et al. (2003).

As florestas de transição, cujo clima é intermediário entre floresta amazônica e cerrado, tendem a ser mais sensíveis às mudanças climáticas (DALMAGRO et al., 2011). Além do que, possuem uma troca de CO<sub>2</sub> próximo de zero devido ao sumidouro de carbono durante a estação chuvosa e liberação de carbono durante a estação seca, porém, esse equilíbrio pode ser, a longo prazo, alterado com as mudanças climáticas (BIUDES et al., 2014). De modo que, estas perturbações nas condições ambientais podem alterar as respostas fisiológicas das plantas, como o declínio da absorção de CO<sub>2</sub> no período seco pelo aumento do déficit de pressão de vapor do ar e pelo baixo potencial de água da folha (VOURLITIS et al., 2008; DALMAGRO et al., 2011).

## 2.2. SENSORIAMENTO REMOTO

O sensoriamento remoto (SR) é uma ciência que visa o desenvolvimento da obtenção de imagens da superfície terrestre por meio da detecção e medição

quantitativa das respostas das interações da radiação eletromagnética com os materiais terrestres (MENESES & ALMEIDA, 2012).

O uso de imagens de satélites vem apresentando crescimento expressivo que abrange quase todos os ramos da atividade humana, principalmente nas áreas da geografia, meteorologia e de recursos naturais, bem como em diferentes aplicações nos setores da economia e desenvolvimento tecnológico, com grande relevância para tomadas de decisões por órgãos públicos (SILVA, et al., 2011).

Dentre os satélites utilizados para coleta de dados sobre recursos naturais, surge o Landsat, cuja missão, proporcionar a aquisição repetitiva de dados multi-espectrais calibrados. Com resolução espacial relativamente alta, se comparada à dos satélites para aplicações meteorológicas e oceanográficas, o que permite realizar comparações do estado da superfície terrestre ao longo do tempo. O programa Landsat é composto de uma série 8 de satélites, sendo o primeiro lançado em julho de 1972. Ao longo da operação, ocorreram modificações de prioridades em termos de parâmetros, tais como resolução espacial, faixas espectrais e resoluções radiométricas (NOVO, 2008).

A bordo do satélite Landsat 5 possui um sensor TM (*Thematic Mapper*), ao mede a radiância espectral dos alvos e os armazena na forma de níveis de cinza, ou intensidade do pixel, ou ainda número digital (ND), cujos valores variam de 0 a 255 (8 bits), opera em sete bandas espectrais, sendo três na região do visível, três na região do infravermelho refletido e uma na região termal. Possui uma órbita quase polar e heliosíncrona, numa altitude média de 705,3 km e uma inclinação de 98,2°. A largura de faixa imageada é de 185 km x 170 km e o satélite demora aproximadamente 24 segundos para imagear uma área (MENESES & ALMEIDA, 2012).

A resolução espacial do sensor que opera nas regiões do visível e infravermelho refletido é de 30 m e a do sensor da região termal é de 120 m. A resolução temporal é de 16 dias, sendo que o horário de passagem do satélite pela área de estudo ocorre às 9h30min (horário local) aproximadamente. Na Tabela 2 estão apresentadas as aplicações de cada uma das bandas incluídas no sensor TM a bordo da Landsat 5 (MOREIRA, 2005).

A superfície terrestre é recoberta com quase 70 % de áreas de vegetação. Logo, o monitoramento sobre as variações de espécies e dos padrões de distribuição das comunidades vegetais, alterações dos ciclos fenológicos e modificações na fisiologia e na morfologia da planta provêm importantes informações sobre as características climáticas, edáficas, geológicas e fisiográficas de uma área (WEIERS et al., 2004; JACKSON & JANSEN, 2005).

Na região amazônica, onde há carência de uma rede de estações meteorológicas, o SR surge como uma alternativa prática, possibilitando a obtenção de inúmeras variáveis do clima através da aplicação de algoritmos, viabilizando estudos sobre fenômenos climáticos (ANDRADE & CORRÊA, 2014).

Além disso, esta técnica tem-se destacado como uma das alternativas na estimativa de fluxos radiativos e não-radiativos à superfície (BAASTIANSSEN, 2000; BISHT et al., 2005), possibilitando a determinação de forma direta, de parâmetros biofísicos e componentes dos balanços de radiação e de energia, sem a necessidade de conhecimento a priori do solo, cultura, e condições de manejo (BAASTIANSSEN et al., 2005).

Dados espectrais obtidos por sensores a bordo de satélites e armazenados em formato digital, das regiões do visível e do infravermelho (refletido e termal) do espectro eletromagnético, são utilizados para obtenção do saldo de radiação pixel-a-pixel (ALLEN et al., 2002).

A utilização da técnica de sensoriamento remoto na estimativa da evapotranspiração com larga cobertura espacial é utilizada desde 1990. Desde então, diferentes métodos para o cômputo dos componentes do balanço de energia e, por conseguinte da evapotranspiração têm sido desenvolvidos, baseados em relações físicas e/ou empíricas (HAFEEZ et al., 2002).

**Tabela 2** – Principais aplicações das bandas do sensor TM (*Thematic Mapper*) a bordo do satélite Landsat 5 para estudos da vegetação.

<b>Banda</b>	<b>Aplicação</b>
1	Diferenciação solo/vegetação em virtude da absorção de pigmentos das plantas nessa região do espectro/diferenciação entre espécies decíduas e coníferas.

- 2 Permite diferenciar o vigor da vegetação pela maior sensibilidade à reflectância no verde.
- 3 Diferenciação de espécies de plantas em função da presença de pigmentos da clorofila. Também permite discriminar solo exposto e vegetação.
- 4 Permite avaliar a biomassa da cobertura vegetal, e também mapear corpos d'água devido ao contraste entre a alta reflectância da vegetação no infravermelho e a alta absorção dessa faixa pelas superfícies líquidas.
- 5 Permite detectar a umidade da cobertura vegetal, pois essa região do espectro é sensível à presença de água no tecido foliar.
- 6 Permite avaliar diferenças da temperatura entre alvos da superfície.
- 7 Útil para a identificação de áreas sujeitas a alterações hidrotermais.

---

Fonte: Novo, (2008)

Estes métodos são classificados em três categorias principais, os métodos empíricos diretos, onde os dados de sensoriamento remoto são introduzidos nos modelos semi-empíricos para estimar evapotranspiração de maneira direta, os métodos indiretos, que usam modelos mais complexos que simulam os diferentes termos do balanço de energia e os métodos residuais do balanço de energia, que fazem estimativas da evapotranspiração como resíduo da equação do balanço de energia (COURAULT et al., 2003).

Exemplos destes métodos e ou modelos incluem o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) (BASTIAANSSEN et al. 1998), METRIC (*Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*) (ALLEN et al. 2013), SSEB (*Simplified Surface Energy Balance*) (SENAY et al. 2013), ReSET (*Remote Sensing of Evapotranspiration*) (ELHADDAD & GARCIA 2011), Modified SEBAL (PAPADAVID et al. 2013) e SEBTA (*Surface Energy Balance with Topography Algorithm*) (GAO et al. 2011). Estes métodos e/ou modelos foram usados com sucesso na estimativa de ET sobre áreas agrícolas em diferentes escalas espaciais (GOWDA et al. 2007; KALMA et al. 2008; LAGOS et al. 2013).

### 2.3. BALANÇO DE ENERGIA

A energia radiante absorvida por uma superfície é o equilíbrio entre a entrada e saída de radiação. Os dois principais componentes do balanço de radiação são a radiação de onda curta, que é a radiação de alta energia emitida pelo sol e a radiação de onda longa, ao qual representa energia termal emitida por todos os corpos (CHAPLIN, et al., 2011).

Estas radiações, são dependentes de fatores químicos e físicos associados ao sistema superfície-atmosfera tais como, elementos de rugosidade, albedo de superfície, capacidade e condutividade térmica, emissividade da superfície e da atmosfera, bem como da transmissividade atmosférica (OKE, 1982).

Dentre os processos físicos na superfície terrestre, o saldo de radiação é a quantidade primordial para a estimativa do balanço de energia e é usado em várias aplicações incluindo monitoramento e previsões do clima e do tempo, bem como na redistribuição de umidade e calor na baixa troposfera, visto que é o principal responsável pelo aquecimento do solo e do ar, e ainda pela evapotranspiração (PEREIRA et al., 1997; BISHT et al., 2005; SILVA et al., 2005).

Da energia que chega à superfície da Terra, parte é utilizada para aquecer o ambiente na forma de fluxo calor sensível (H), parte para evaporar a água do solo e no processo transpiratório das plantas na forma de fluxo calor latente (LE), parte para aquecer o solo na forma de fluxo de calor no solo (G), e parte é utilizada na fotossíntese (BIUDES et al., 2009).

A estimativa dos fluxos de calor latente e sensível de uma superfície é essencial para estudos de modelagens atmosféricas, isto é, para previsão de tempo, clima, poluição do ar e ainda em estudos da interação solo-planta-atmosfera (BERKOWICZ & PRAHM, 1982). Já fluxo de calor no solo (G) constitui um termo do balanço de energia que possibilita a avaliação da evaporação e da temperatura do solo (ANTONINO et al., 1997).

Entre os métodos empregados na estimativa das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração, o método de balanço de energia, com base no princípio da conservação de energia, destaca-se na determinação do consumo de

água por uma comunidade vegetal. Apesar de suas limitações, tem sido amplamente utilizado (CUNHA et al. 1996; TEIXEIRA et al., 1997).

O método de correlação dos vórtices turbulentos (*eddy covariance*) obtém os fluxos diretamente por meio da correlação das flutuações da temperatura e concentração de vapor d'água no ar pela flutuação da velocidade vertical do vento (BALDOCCHI et al., 1988; GRACE et al., 1995; PRIANTE FILHO et al., 2004).

Outros métodos são derivados de relações conhecidas entre fluxos e gradientes de entidades medidas, como a temperatura e pressão de vapor d'água do ar e velocidade do vento, obtidas por meio de instrumentos micrometeorológicos (MONTEITH & UNSWORTH, 1990), como é o caso do método da razão de Bowen (BOWEN, 1926) e o método das resistências (BERKOWICZ & PRAHM, 1982).

O método das resistências é uma combinação de equações teóricas, que utiliza a equação do balanço de energia, relações entre as densidades de fluxos e os gradientes de entidades medidas, e a evolução/variação das condições da superfície (BERKOWICZ & PRAHM, 1982).

Já o método da razão de Bowen (BERB) baseia-se na lei da conservação de energia, expressa pela equação de balanço de energia. Esse método tem vantagem de ser relativamente simples, cujos dados de entrada compreendem medições do saldo de radiação, fluxo de calor no solo e medidas da temperatura e umidade do ar em dois níveis acima da superfície de interesse (ALLEN et al., 2011).

O BERB tem sido amplamente utilizado em estudos visando à determinação de coeficientes de culturas (BEZERRA et al., 2012a); calibração e validação de métodos indiretos e diretos de determinação da evapotranspiração (LIMA et al., 2011) e determinação das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração (AZEVEDO et al., 2007).

Ao longo dos anos, estudos científicos vêm sendo realizados com a utilização dos métodos descritos anteriormente, abordando o saldo de radiação e suas componentes em diferentes condições e superfícies (SÁ et al., 1996; PRIANTE FILHO et al., 2004; BETTS et al., 2007; BIUDES et al., 2009). Como por exemplo na região Amazônica, em estudos sobre a partição de energia em áreas de floresta e pastagem durante as estações seca e chuvosa (GALVÃO & FISH, 2000; ROCHA et al., 2007; AGUIAR et al., 2006).

Contudo, os trabalhos desenvolvidos em áreas urbanas na região amazônica utilizando imagens orbitais e aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa do balanço de energia e da evapotranspiração são escassos. Diante disto, as análises realizadas neste trabalho têm o propósito de contribuir com futuros trabalhos científicos que monitorem a dinâmica destes parâmetros intensificada pelas transformações ocorridas pelo uso e ocupação do solo.

#### **2.4. SEBAL (SURFACE ENERGY BALANCE ALGORITHM FOR LAND)**

Nos últimos anos alguns algoritmos têm sido propostos com objetivo de analisar a cobertura do solo e no cálculo do balanço de energia à superfície, dentre eles, o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), desenvolvido por Bastiaanssen (1995), tem como objetivo a estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração, baseado em combinações de relações empíricas e parametrizações físicas, por meio de imagens de satélite multiespectrais complementados com poucos dados meteorológicos de superfície (BASTIAANSSEN et al., 1998; COURAULT et al., 2002).

Este algoritmo tem sido aplicado em diferentes regiões do Brasil para diferentes biomas, como no pantanal (ANDRADE et al., 2009; DANELICHEN et al., 2014; BIUDES et al., 2015), Cerrado (FAUSTO et al., 2014; SILVA et al., 2014) e floresta Amazônica (LIBERATO, 2011; FERREIRA JUNIOR et al., 2013), bem como em outros países, como China (SUN et al., 2011), México (TREZZA et al., 2013) e Estados Unidos (MKHWANAZI et al., 2015).

Os resultados obtidos usando imagens orbitais com aplicação do algoritmo SEBAL tem demonstrado confiabilidade em suas estimativas, constituindo-se em uma importante ferramenta na espacialização da evapotranspiração e nos fluxos radiativos. Desta forma, possibilitando a racionalização do uso dos recursos naturais, avaliação de grandes áreas irrigadas, manejo da irrigação, gerenciamento de recursos hídricos, alterações climáticas e produtividade primária bruta (BASTIAANSSEN et al., 2005; SILVA&BEZERRA, 2006; MU et al., 2011; SILVA et al., 2012; 2013; BIUDES et al., 2015).

A parametrização do algoritmo é aplicada em imagens digitais de qualquer sensor orbital que efetue medidas de radiância no visível, infravermelho próximo e termal, tais como o Landsat 5 - TM (SANTOS, 2011; BEZERRA et al., 2012); NOAA-AVHRR (ZWART & BASTIAANSSEN, 2007; PAIVA et al., 2011); Terra/MODIS (ANDRADE et al., 2012; RUHOFF et al., 2012) e Terra/ASTER (SANTOS et al., 2010).

No modelo proposto por Bastiaanssen (1995), a parametrização foi desenvolvida para representar uma ampla diversidade da superfície que pode ser monitorizado por sensores orbitais, tais como áreas sem vegetação e com vegetação, áreas de pastagens, áreas de florestas ou mesmo desérticas, bem com áreas úmidas. Além disso, este modelo utiliza um grande número de variáveis biofísicas em sua formulação ( $\alpha$ , LST e NDVI) (BASTIAANSSEN, 1995).

#### **2.4.1. Albedo da superfície**

O albedo da superfície ( $\alpha$ ) representa a porcentagem de energia eletromagnética que é refletida por uma superfície em função da energia incidente sobre a mesma, considerando, pelo menos, o espectro eletromagnético do visível (PONZONI & SHIMABUKURO, 2010). Este parâmetro é muito importante no balanço de radiação de uma superfície e bastante utilizado em modelos climáticos e agrometeorológicos (LEITÃO et al., 2002).

Este parâmetro controla o saldo de radiação sobre a superfície terrestre, e, conseqüentemente, o balanço de energia nas interações solo-planta-atmosfera, que resulta no aquecimento do solo, do ar e na evapotranspiração da vegetação nativa ou cultivada (SILVA et al., 2005). Entretanto, este parâmetro nem sempre está disponível, visto que sua medida não é efetuada de forma rotineira, como ocorre com muitos outros parâmetros meteorológicos.

O albedo é altamente variável no espaço, sendo influenciado pelas propriedades físicas dos materiais que constituem as superfícies e pelo ângulo zenital solar e, no caso da vegetação, varia com o ângulo de elevação do sol, tipo de vegetação, condições de umidade do ar e da superfície, umidade e tipo de solo, além da quantidade e do tipo de nuvens (LEITÃO, 1989; AZEVEDO et al., 1990). Ainda é

variável no tempo, como um resultado das mudanças nas propriedades da superfície, e como uma função das mudanças nas condições de iluminação (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Em áreas 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 (SHUTTLEWORTH et al., 1984), resultando numa acentuada captura de radiação solar e, conseqüentemente, numa baixa reflexão (ECK & DEERING, 1992).

Durante o dia, o albedo decresce com a elevação do sol alcançando, em geral, valores máximos próximo ao nascer e pôr-do-sol, enquanto os valores mínimos são observados em torno do meio-dia (LEITÃO, 1989; GASH & SHUTTLEWORTH, 1991).

Os baixos valores de albedo para ângulos de elevação solar maiores, se deve a maior penetração de radiação no dossel vegetativo, resultando no aumento da absorção e espalhamento da radiação. Quando o ângulo de elevação solar é pequeno, a radiação incidente não penetra no interior do dossel, ocorrendo redução da absorção por espalhamento múltiplo, o que concorre para uma reflexão maior da superfície e, em consequência, para um albedo maior (ECK & DEERING, 1992)

O albedo é um parâmetro chave nos modelos que usam técnicas de sensoriamento remoto integradas a balanço de energia à superfície para a obtenção da evapotranspiração espacial (UDA & FRANCO, 2015). Na metodologia de Liang (2000) usando imagens orbitais, propôs equações para o cálculo do albedo da superfície para diversos sensores, como o ASTER, MODIS, LANDSAT e AVHRR. Nesta metodologia, as equações utilizam as bandas de reflectância espectral para o cálculo do albedo, considerando que as imagens de entrada foram previamente corrigidas dos efeitos da atmosfera (UDA & FRANCO, 2015).

#### **2.4.2. NDVI**

Os índices de vegetação são uma importante ferramenta gerada por técnicas de sensoriamento remoto que têm sido empregados em diversos trabalhos, buscando relacionar as informações captadas pelos sensores com a vegetação presente na área em estudo. Através destes índices são obtidas informações a respeito da quantidade

de biomassa verde e dos parâmetros de crescimento e desenvolvimento da vegetação (JUNGES et al., 2007).

A vegetação tem um espectro diferente da radiação absorvida e refletida pela atmosfera, água, nuvens, ou solo exposto. Isto ocorre devido a clorofila e pigmentos acessórios, que estão concentradas na superfície do dossel, onde absorve a luz visível de forma eficiente. As propriedades ópticas que resultam da estrutura celular das folhas, no entanto, torna-os altamente refletora na faixa do infravermelho próximo (WATSON, 1952; ROUSE et al., 1973; CHAPLIN et al., 2001).

Ecologistas têm utilizado estas propriedades originais da vegetação para gerar um índice de vegetação denominado, índice de vegetação da diferença normalizada – NDVI (normalized difference vegetation index). Dentre os índices de vegetação frequentemente citados, é o mais utilizado em atividades de monitoramento global (SELLERS et al., 1994). Podendo ser obtido por meio da razão entre a diferença das refletividades do infravermelho próximo ( $\rho_{IV}$ ) e do vermelho ( $\rho_V$ ) pela soma das mesmas, correspondentes as bandas 4 e 3 do Landsat 5 – TM (WATSON, 1952; ROUSE et al., 1973; ALLEN et al., 2002)

O NDVI é um índice que permite identificar a presença de vegetação verde na superfície e caracterizar sua distribuição espacial, como também identificar sua evolução no decorrer do tempo, permitindo a compreensão do impacto causado pela mudança da cobertura do solo (SANTOS et al., 2014). Seus valores variam de  $-1$  a  $+1$ , sendo que para superfícies com alguma vegetação o NDVI varia de  $0$  a  $1$ , enquanto que para corpos d'água e nuvens o NDVI geralmente é menor que zero (ALLEN et al., 2002).

Locais com uma alta taxa de ganho de carbono geralmente têm um alto NDVI devido ao seu teor de clorofila (baixa reflexão de VIS) e alta área foliar (alta refletância NIR). O NDVI está correlacionado com algumas variáveis biofísicas, tais como, área e massa de folhas verdes, conteúdo de água das folhas e clorofila total (TUCKER, 1979).

Espécies com diferenças na estrutura foliar também influenciam na refletância no infravermelho (e, portanto, no NDVI), bem como em áreas onde há considerável variação de brilho devida a diferenças de umidade, variações de rugosidade, sombra ou diferentes teores de matéria orgânica (JACKSON E HUETE,

1991). Floresta de coníferas, por exemplo, geralmente tem um menor NDVI do que as florestas caducifólias apesar de sua maior área foliar (CHAPIN et al., 2011).

Analisando área de floresta tropical primária e vegetação secundária com variáveis biofísicas, biomassa e área basal, Bernardes (1998), encontrou elevada correlação com o SAVI, o mesmo não ocorrendo com o NDVI. Portanto, o NDVI deve ser usado com cautela ao comparar os ecossistemas estruturalmente dominados por diferentes tipos de plantas (VERBYLA, 1995).

### **2.4.3. Saldo de Radiação**

Os processos da superfície terrestre são de fundamental importância para a redistribuição de umidade e de calor no sistema solo-planta-atmosfera. As trocas de calor, radiação e fluxos de umidade são agentes diretos que afetam o desenvolvimento da biosfera e das condições físicas para a vida na Terra (BASTIAANSSEN, 1998). O balanço de radiação à superfície é o cômputo entre a energia radiante que entra e sai no sistema solo-planta-atmosfera, ou seja, entre os fluxos descendentes e ascendentes de radiação. A quantidade de energia que fica retida na superfície e que será utilizada nos fenômenos físicos e biológicos, denomina-se saldo de radiação (IRMAK, 2011).

No período diurno, o balanço de radiação de ondas curtas predomina sobre o balanço de ondas longas, sendo o  $R_n$  positivo. Durante a noite tem-se apenas o balanço de ondas longas, tornando o saldo de radiação negativo, já que a superfície perde energia na forma de ondas longas para a atmosfera (LEIVAS, 2008).

Da energia solar que chega a superfície terrestre, parte é utilizada para o aquecimento do ambiente na forma de fluxo de calor sensível, parte para realização da evaporação da água do solo e no processo transpiratório das plantas na forma de fluxo de calor latente, parte para aquecimento do solo na forma de fluxo de calor no solo, e parte ainda que pequena para realização da fotossíntese (BIUDES et al., 2009). A agregação destas situações variáveis partem das leis da conservação da energia radiante, podendo o equilíbrio termodinâmico entre os processos de transporte turbulento e laminar na superfície terrestre manifestar-se no balanço de energia (DANELICHEN, 2012).

O saldo de radiação é indispensável para estudos micrometeorológicos envolvendo os componentes do balanço de energia (fluxos verticais e horizontais de calor latente e de calor sensível) entre a superfície terrestre e atmosfera, e assim, como em estudos com evapotranspiração, informações que são de grande importância para maior eficiência do uso da água (BISHT et al., 2005; AZEVEDO et al., 2013).

A sua determinação pode ser feita medindo-se ou estimando-se os componentes de onda curta e onda longa da radiação. Sendo a sua magnitude dependente da inclinação dos raios solares, quantidade de nuvens, bem como das propriedades espectrais da superfície que, por sua vez, dependem do tipo de vegetação e do grau de cobertura e do tipo de solo (ROCHA et al., 2004; CAMPBELL & DIAK, 2005). Este parâmetro também sofre influências da sazonalidade da incidência da radiação de ondas curtas, a qual varia de acordo com a declinação solar (LIMA et al. 2012).

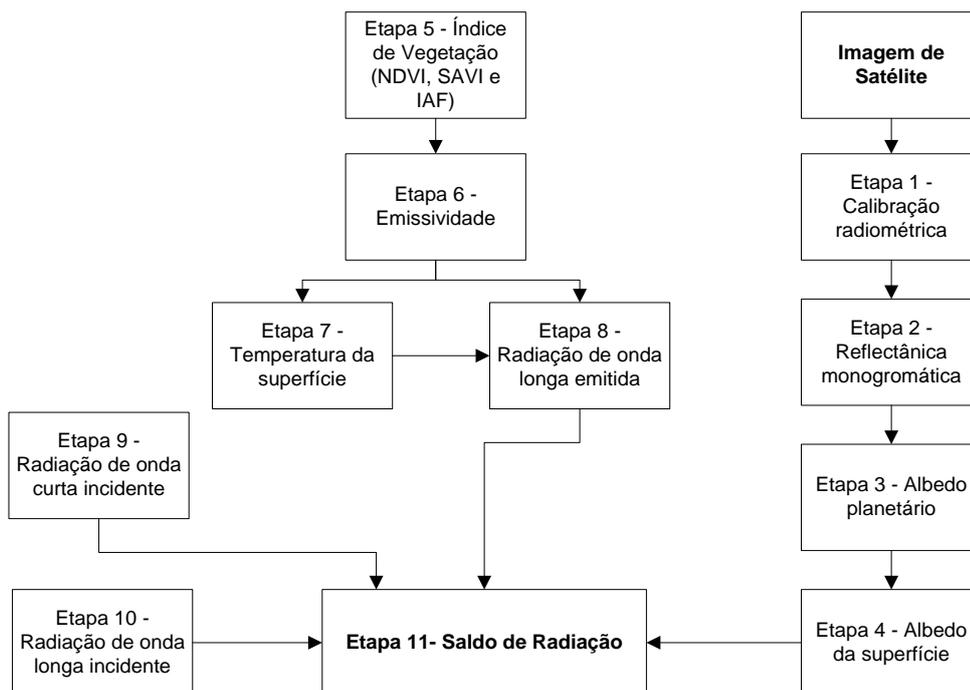
Outros fatores também interferem na dinâmica espaço-temporal do  $R_n$ , tais como, as características biofísicas da superfície analisada, que varia de acordo com seu albedo, a irradiância solar global, as condições de temperatura e a umidade da superfície e do ar. Muitas aplicações na agricultura e modelos de estimativa de evapotranspiração (ET) precisam de informações referentes ao saldo de radiação, sejam em valores médios diários ou de ciclo diurnos, para aplicações pontuais ou em escala regional (SOUZA & SILVA, 2005; SOUZA et al., 2008).

Estudos demonstram como quantificar espacialmente o particionamento da energia disponível no sistema solo-planta-atmosfera combinando dados de estações micrometeorológicas e de sensores orbitais. Allen et al. (2011) usando algoritmos como METRIC e SEBAL calibraram os modelos utilizando a evapotranspiração de referência (ET<sub>r</sub>) (Penman-Monteith) no oeste de Oregon e estão sendo testados em Idaho, Nevada e Montana.

No Brasil, Bastiaanssen & Teixeira (2009) calibraram e validaram o SEBAL nas condições semi-áridas do sub-médio São Francisco combinando dados do satélite Landsat e medições de campo, Silva et al. (2010) avaliaram alterações climáticas promovidas pela substituição da vegetação primária em duas bacias (rio Mogi-Guaçu e a bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe). O algoritmo SEBAL também foi

utilizado para estimar o saldo de radiação em área de cerrado amazônico (AMANAJÁS et al., 2013), em áreas urbanas (MOREIRA et al., 2011; GOMES et al., 2013) e em áreas de perímetro irrigado (DI PACE et al., 2008).

Para obtenção do saldo de radiação à superfície pela aplicação do algoritmo SEBAL, algumas etapas devem ser realizadas (FIGURA 3).



**Figura 3** – Etapas de processamento pela aplicação do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) para obtenção do balanço de radiação.

#### 2.4.4. Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente (LE) é uma parcela de energia cedida pela superfície terrestre por meio de evapotranspiração, devido à transferência vertical de vapor d'água da superfície para a atmosfera gerando evaporação e evapotranspiração (CHAPLIN et al., 2011).

No balanço de energia, este parâmetro possui um papel fundamental no processo da evapotranspiração, uma vez em que a água da superfície é transferida para a atmosfera em forma de vapor, usando a energia desta componente. O fluxo de

calor latente está relacionado com vários processos do ciclo hidrológico (SANTOS, 2012).

As variações no fluxo de calor latente são associadas quantitativamente às mudanças espaciais e temporais da cobertura vegetal, sendo que em condições normais de suprimento de água e nutrientes observa-se uma alta correlação negativa entre a temperatura de superfície e os índices de vegetação. Com a diminuição da temperatura ocorre um aumento do efeito refrigerante causado por LE, associado ao conteúdo de água da vegetação (NEMANI & RUNNING, 1989).

O fluxo turbulento de calor latente pode ser obtido por vários métodos micrometeorológicos, com vantagem de não alterarem o meio. O método de correlação dos vórtices turbulentos obtém esse fluxo diretamente por meio da correlação das flutuações da temperatura e concentração de vapor d'água no ar pela flutuação da velocidade vertical do vento (BALDOCCHI et al., 1988; MONCRIEFF et al., 1996; PRIANTE FILHO et al., 2004). Outros métodos são derivados de relações conhecidas entre fluxos e gradientes de entidades medidas, como a temperatura e pressão de vapor d'água do ar e velocidade do vento, obtidas por meio de instrumentos micrometeorológicos (MONTEITH & UNSWORTH, 1990), como o método da razão de Bowen (BOWEN, 1926), o aerodinâmico (THORNTHWAITE & HOLZMAN, 1939) e o método das resistências (BERKOWICZ & PRAHM, 1982).

Através do algoritmo SEBAL, por meio de LE, é possível determinar a evapotranspiração, calculando a razão do fluxo de calor latente pelo calor latente de vaporização da água, como resíduo da equação clássica do balanço de energia. Em superfícies vegetadas, o fluxo de calor latente é o processo que exige mais energia desta superfície. Estudos foram realizados com objetivo de estimar a evapotranspiração por meio do fluxo de calor latente utilizando o algoritmo SEBAL (LI & ZHAO, 2010; DU et al., 2013; OLIVEIRA et al., 2014; FERREIRA JUNIOR et al., 2013).

#### **2.4.5. Fluxo de calor sensível**

O fluxo de calor sensível ( $H$ ) é uma quantidade de energia recebida ou cedida que provoca variações de temperatura. Corresponde às trocas de calor, por processos de convecção e condução, entre a superfície da Terra e as camadas atmosféricas próximas a ela, devido a diferença de temperatura (BEZERRA, 2006; SANTOS, 2012).

Estas fontes de calor mantem coletivamente a emissão de ondas longas para o espaço, bem como um grande fluxo de radiação de ondas longas da parte inferior da atmosfera para a superfície da Terra. Esta radiação de volta à superfície representa o efeito estufa natural (CHAPLIN et al., 2011)

A estimativa do  $H$  é essencial para vários tipos de modelagem atmosférica, como por exemplo, modelagem climática, de previsão do tempo e da poluição do ar. No entanto, os fundamentos das abordagens comumente utilizadas em sua estimativa permaneceram inalterados por um longo tempo (BERKOWICZ & PRAHM, 1982).

Medidas diretas do fluxo de calor sensível é possível com auxílio de um instrumento de resposta rápida de turbulência, conhecido como correlação turbulenta, que podem identificar as rápidas flutuações de temperatura e velocidade. A Aplicação deste método está limitada pela sua exigência instrumental (WANG & BRAS, 1998).

A determinação do fluxo de calor sensível através do uso de sensoriamento pela aplicação do algoritmo SEBAL é a etapa mais importante deste método. Estimado a partir de valores observados da velocidade do vento, rugosidade da superfície e a diferença da temperatura superfície-atmosfera, usando um processo iterativo baseado na teoria da similaridade de Monin-Obukhov (TREZZA, 2002). O mesmo é calculado em função da diferença de temperatura entre a superfície e as camadas inferiores da atmosfera ( $dT$ ) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ), que é computada levando em consideração a estabilidade neutra.

Para definir uma relação linear entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar próximo a superfície, é realizado a escolha de dois locais que refletem condições extremas de fluxo de calor, o “pixel frio” e o “pixel quente”. O primeiro é selecionado sobre áreas bem irrigadas, e em condições ideais de evapotranspiração ou em grandes lâminas de água, onde o fluxo de calor sensível é considerado nulo. O segundo é selecionado sobre áreas sem vegetação

fotossinteticamente ativa e sem umidade, como solo exposto em condições críticas de evapotranspiração, assumindo que o fluxo de calor latente é considerado nulo nessas áreas (BASTIAANSSEN et al., 1998). A descrição completa da escolha dos pixels âncoras está melhor detalhada no capítulo 3 deste trabalho.

Em estudo realizado em um campo cultivado com alfafa sob um sistema de irrigação localizado entre as cidades de Al-Kharj e Haradh na Arábia Saudita, os pixels âncoras foram selecionados tendo como referência o valor do NDVI. A temperatura do “pixel frio” foi computada considerando o  $NDVI > 0,68$ , área com cobertura vegetal completa. Já o “pixel quente”, correspondendo a valores de  $NDVI < 0,08$ , como sugerido por Allen et al. (2005) (AL-GAADI et al., 2016).

Deve ser ter atenção quanto a escolha dos pixels, uma vez que, áreas como asfalto, desertos com vegetação esparsa dentre outras, quando escolhidas podem gerar muitas incertezas quanto ao cálculo de  $G$  e, conseqüentemente, comprometer a acurácia das estimativas (TREZZA, 2002).

Este fato é justificado uma vez que  $G$  não pode ser diretamente mapeado por observações feitas por satélite (ALLEN et al., 2011). Os modelos propostos para estimativa de  $G$ , com exceção dos formulados empiricamente, necessitam de calibração local. Próximo ao meio-dia, a fração  $G/R_n$  é razoavelmente previsível por relações com variáveis obtidas por dados de sensores orbitais que demonstram características do solo e da vegetação (CHOUDHURY et al., 1987; BASTIAANSSEN et al., 1995; TASUMI, 2003; ALLEN et al., 2011). Essas variáveis são o índice de área foliar (LAI), índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI), albedo ( $\alpha$ ) e temperatura da superfície ( $T_s$ ). Assim, uma aproximação do  $G$  pode ser obtida assumindo a razão  $G/R_n$ , dependente de características espectrais da superfície vegetada (TASUMI, 2003; ALLEN et al., 2011)

#### **2.4.6. Fluxo de calor no solo**

O fluxo de calor no solo ( $G$ ), representa o transporte vertical de calor, através do processo de condução, das camadas mais superficiais do solo para as camadas mais profundas, no período diurno, e dessas para a superfície no período noturno

(BEZERRA, 2006; GOWDA et al., 2011). Esta componente constitui um termo do balanço de energia que possibilita a avaliação da evaporação e da temperatura do solo (ANTONINO et al., 1997).

Para um solo ideal, a transferência de calor pode ser definida, muito grosseiramente, como um sólido poroso, inerte, homogêneo e isotrópico. Em um solo com essas propriedades, as flutuações da temperatura e do  $G$  seguem quatro hipóteses básicas, sendo a primeira, em que a superfície do solo é plana e infinita e se constitui como única fonte positiva ou negativa de calor, a segunda, em que a variação da temperatura da superfície do solo obedece a uma função senoidal pura, a terceira, o transporte de calor no solo dá-se exclusivamente por condução, e por último, a condutividade térmica do solo é constante no espaço e no tempo (DECICO & REICHARDT, 1976).

Este parâmetro é normalmente medido com sensores de fluxos de calor no solo e temperatura do solo enterrados abaixo da superfície, e é altamente dependente das condições climáticas, bem como da superfície, isto é, seco, úmido, solo exposto ou com cobertura vegetal, não podendo ser medido com segurança para grandes áreas (DAUGHTRY et al., 1990).

Em análise diária para área de floresta, o fluxo de calor no solo é geralmente pequeno em relação aos outros fluxos e algumas vezes tem sido ignorado em modelos do balanço de energia (HATFIELD et al., 1984). Porém, para solo exposto,  $G$  pode representar entre 20 a 50% do  $R_n$  dependendo da umidade do solo (IDSO et al., 1975), enquanto que, como exemplo, na cultura de soja em fase final de desenvolvimento,  $G$  pode representar entre 5 a 10% do  $R_n$  (BALDOCCHI et al., 1985). Sendo assim, este parâmetro não deve ser omitido, pois tem papel importante no fechamento do balanço de energia em função da maior amplitude diária (PRIANTE FILHO et al., 2004).

Equações empíricas têm sido desenvolvidas na sua estimativa em diferentes campos experimentais (BASTIAANSEN et al., 1998; CHAVEZ et al., 2005; DANELICHEN et al., 2014). Para o algoritmo SEBAL, a estimativa de  $G$  segue a relação proposta por Bastiaanssen (2000), que primeiramente computa a razão  $G/R_n$ , para valores próximos ao meio-dia, que, segundo Bastiaanssen et al. (1998), é altamente previsível e dependente das características da vegetação como os índices

de vegetação e o índice de área foliar. Esse cálculo é feito em função da temperatura da superfície, do albedo, do NDVI e do Rn (TASUMI, 2003; ALLEN et al., 2011).

Desse modo é imprescindível conhecer a área de interesse a fim de avaliar com precisão o fluxo de calor no solo. Para isso um mapa de uso e ocupação do solo é de suma importância para identificação dos tipos de superfície, já que seus valores devem ser verificados contrapondo as medições reais na superfície, uma vez que sofre interferência do mesmo (ALLEN, 2002). Além disso, a utilização de modelos que usam imagens de satélite, como é caso do SEBAL, necessitam da correta estimativa das cartas de G para se estimar o balanço de energia (DANELICHEN et al., 2014).

Os modelos propostos, geralmente, não apresentam relações diretas, pois a atenuação da transferência de calor radiativo e condutivo da superfície muda significativamente com o tipo de cobertura e de solo (CHOUDHURY et al., 1987; KUSTAS et al. 1994; BASTIAANSSEN et al., 1998; TREZZA, 2002; TASUMI, 2003; SOBRINO et al., 2005 e ALLEN et al., 2011), o que sugere a necessidade de, não só, de uma avaliação dos modelos, mas também uma avaliação da variação da relação G/Rn com variáveis obtidas por sensores orbitais (PARODI, 2002).

### **3. MATERIAL E MÉTODOS**

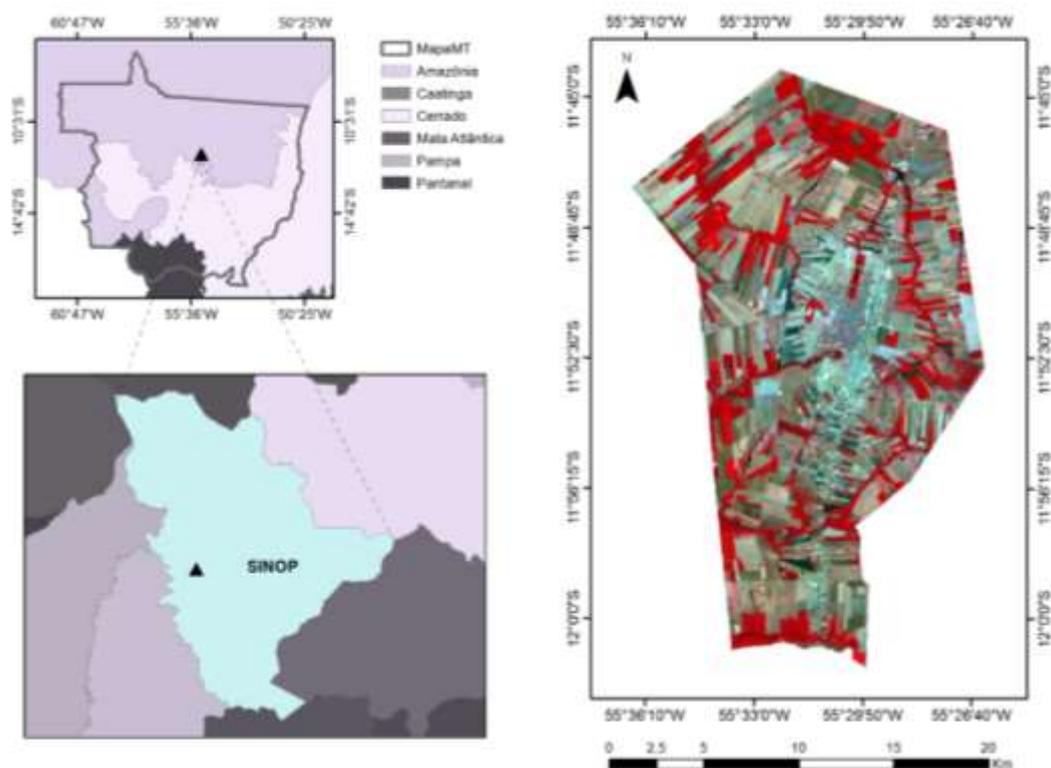
#### **3.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

##### **3.1.1. Perímetro urbano de Sinop**

O local de estudo compreende o perímetro urbano do município de Sinop (11°52'23'' S e 55°29'55'' O), localizada às margens da BR 163 a 500 km de Cuiabá, na região norte do estado de Mato Grosso, Brasil, na bacia do rio Teles Pires (FIGURA 4). O município possui uma área total de 3.194,34 km<sup>2</sup>, correspondendo a 0,3536% do território mato-grossense (SEPLAN-MT, 2007) e cujo perímetro urbano possui área de 352,68 km<sup>2</sup> (SINOP, 2014). O município de Sinop possui uma população de 113.099, com estimativa para o ano 2015 de 129.916 habitantes, que o coloca como o quarto município mais populoso de Mato Grosso (IBGE, 2010).

A cobertura vegetal é caracterizada como ecossistema de transição (entre cerrado e floresta amazônica), com predominância de floresta estacional semidecidual (MONTEIRO, 2005). As famílias que mais contribuem para a riqueza florística da área de estudo são as Leguminosae com 14 espécies (duas Caesalpinoideae, nove Mimosoideae e três Papilionoideae), Annonaceae com dez, Euphorbiaceae com nove, Lauraceae com oito, Burseraceae com seis, Cecropiaceae, Melastomataceae, Sapindaceae com cinco, Rubiaceae e Clusiaceae com quatro cada. Essas famílias juntas respondem por 69,91 % das espécies (ARAUJO et al., 2009).

A expressividade dessas famílias é marcante em estudos que consideram a baixa condição de fertilidade natural dos solos, o que se deve provavelmente à capacidade de fixação de nitrogênio apresentada por algumas espécies desta família (SILVA et al., 2004). A composição florística dessa área é compatível com a sugestão de Odum (1988), onde as comunidades de ecótonos contêm muitos dos organismos de cada comunidade superposta e de organismos característicos de áreas de tensão e que frequentemente a riqueza e a abundância de algumas espécies são maiores nos ecótonos do que nas áreas adjacentes (ARAUJO et al., 2009).



**Figura 4** – Mapa do estado de Mato Grosso e seus respectivos biomas e localização do município de Sinop, MT – com destaque para o perímetro urbano do município de Sinop (composição RGB 432 – Landsat5/TM).

Dentre as espécies, a do gênero *Cecropia* apresenta alta densidade e frequência sugerindo que a área estudada está em processo de recuperação. É um gênero importante na recomposição de florestas ciliares, recuperação de áreas degradadas, sombreamento para estabelecimento de espécies arbóreas secundárias tardias ou clímax, é um indicador de perturbações antrópicas (FELFILI et al., 2000).

O solo é do tipo latossolo vermelho-amarelo, caracterizado como solo mineral, variando de profundo a muito profundo, bem drenados, muito permeáveis e porosos. Esse tipo de solo apresenta deficiências minerais e baixa reserva de elementos nutritivos, comuns na bacia amazônica (MORAES et al. 1995; HIGUCHI et al., 2004).

A temperatura média anual do ar é de 24 °C com pequena variação nas estações, apresenta precipitação média anual de 2000 mm, com 4 meses de estação seca (junho-setembro), 4 meses de estação chuvosa (dezembro-março) e 4 meses de transição (outubro-novembro e abril-maio). As características climatológicas da

floresta de transição são similares as de cerrado, entretanto, nesta região a floresta recebe 200 mm menos de precipitação anual que a floresta úmida e 500 mm mais precipitação que o cerrado (VOURLITIS et al., 2002).

### **3.1.2. Local de validação do algoritmo SEBAL**

A área pertence a Fazenda Continental (11°24' 44,28"S; 55°19'23,45"O) localizada aproximadamente 50 km a noroeste do município de Sinop, MT. Neste local foram realizadas as observações dos dados micrometeorológicas em torre metálica de 42 metros, que serviu para confrontar os dados estimados para as cenas entre os anos de 2006 a 2008.

A vegetação foi classificada como floresta semidecídua, com altura média do dossel entre 28 a 30 m (VOURLITIS et al., 2008). O solo é classificado como um NEOSSOLO QUARTZARÊNICO órtico típico A moderado álico, sendo extremamente arenoso, apresentando na profundidade de 50 cm textura com 83,6% de areia, 4,4% de silte e 2,2% de argila (PRIANTE FILHO et al., 2004).

A diversidade é alta, não havendo predominância de uma única espécie de árvore. Apresenta um índice de área foliar (IAF) estacional médio observado no período úmido igual a  $4,26 \pm 0,60 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$ , no período de transição úmido/seco igual a  $3,47 \pm 0,21 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$ . Já no período seco, apresenta valor de  $3,39 \pm 0,51 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$  e no período de transição seco/úmido apresenta valor de  $5,03 \pm 0,37 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$  (PINTO JÚNIOR, 2009).

### **3.2. CLASSIFICAÇÃO DO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO**

A metodologia utilizada na identificação das classes de uso e ocupação do solo para o perímetro urbano de Sinop, MT, foi o método de classificação supervisionada, que consiste no reconhecimento da assinatura espectral de cada uma das classes de uso do solo da área imageada utilizando algoritmos, portanto requer um conhecimento da área a ser classificada (MOREIRA, 2005). Este método assume uma normalidade nas distribuições das classes em cada banda e as separa com base

em suas médias. Os pixels são classificados de acordo com probabilidades definidos pelo analista.

A ferramenta utilizada para realizar a classificação foi o Google Earth Engine, no site <https://explorer.earthengine.google.com/#workspace>, é uma plataforma tecnológica para análise de dados ambientais em escala planetária. Ela disponibiliza imagens de satélite produzidas nos últimos 40 anos, atualizadas diariamente, e fornece as ferramentas necessárias e um massivo poder computacional para cientistas e outros interessados detectarem mudanças e tendências na superfície terrestre, nos oceanos e na atmosfera (VASCONCELOS, 2015).

Para viabilizar as análises deste trabalho, foram selecionadas 3 classes alvos de uso e ocupação do solo (TABELA 3). Para análise de toda área, foram escolhidos aleatoriamente 1000 pixels (amostras), usando o software ArcGIS 10.3, do qual foi criado um arquivo vetorial (shapefile), tendo como base a cena do ano de 1985. Em seguida foram extraídos os valores dos pixels das cartas temáticas geradas pelo SEBAL para os respectivos anos analisados.

Para análise das variações temporais (pixel misto) e espaciais (pixel puro) das classes de uso do solo, foram escolhidos aleatoriamente 100 pixels representativos de cada classe de uso do solo, aos quais foram gerados três arquivos vetoriais. Para a variação temporal, os arquivos vetoriais foram gerados tendo como referência a cena do ano 1985, enquanto que na variação espacial os arquivos vetoriais foram gerados para cada ano. Em seguida, procedeu-se a extração dos valores dos pixels de cada classe, nas respectivas variações, para cada uma das cartas temáticas geradas pelo SEBAL para os respectivos anos analisados.

**Tabela 3** – Classes de uso e ocupação do solo para o perímetro urbano de Sinop, MT, suas respectivas composições e abreviações.

Nº Classes	Classes de Uso do Solo	Abreviação
1	Vegetação Densa (Floresta primária e secundária de grande porte)	Vd
2	Vegetação Rasteira (Pousio, pastagem e gramíneas)	Vr
3	Área Antropizada	At

(Solo exposto, construções, asfalto)

### 3.3. DADOS METEOROLÓGICOS

#### 3.3.1. Variáveis de entrada do algoritmo SEBAL

Os dados meteorológicos usados como variável de entrada do algoritmo (TABELA 4), foram obtidos através do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP), do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), coletados de estação meteorológica convencional – Gleba Celeste, no Município de Sinop, MT, no sítio <http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>.

**Tabela 4** – Datas das imagens do Landsat 5, dia juliano (DJ), horário local de passagem do satélite (H:min:s), ângulo de elevação do Sol – E, temperatura do ar – Ts (°C), umidade relativa do ar – UR (%), pressão atm – po (kpa), Rs (W m<sup>-2</sup>).

Data	DJ	Horário Local	E	Ts (°C)	UR (%)	Po (kpa)	Rs (W m <sup>-2</sup> )
19/07/1985	200	09:14:19	41,1299	18,0	89,0	97,50	585,5
10/06/2000	162	09:20:41	42,0673	24,0	76,0	97,30	591,3
22/06/2010	173	09:35:02	43,7694	24,7	66,0	97,19	618,3

Fonte: Dados INMET, estação convencional – Gleba Celeste – Sinop, MT.

#### 3.3.2. Validação do algoritmo SEBAL

As estimativas de satélites podem fornecer informações sobre todas as componentes do balanço de radiação e energia, bem como da evapotranspiração em superfícies urbanas com boa resolução espacial. No entanto, as estimativas de satélite necessitam de medidas “in situ” para serem validadas, porque os modelos de transferência radiativa, utilizados na maioria das estimativas de satélites, não conseguem caracterizar adequadamente a presença das nuvens (GARRATT & PRATA, 1996; GUPTA et al., 1999; HINKELMAN et al., 2009).

Os fluxos de calor latente (LE) e sensível (H) foram determinados usando o método de covariância de vórtices turbulentos (BALDOCCHI et al., 1988; VOURLITIS et al., 2011), calculando a correlação entre os desvios temporais de alta frequência da temperatura do ar e a densidade de vapor d'água. O sistema de covariância de vórtice turbulento é constituído de um anemômetro termômetro sônico tridimensional (CSAT-3, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, E.U.A.), utilizado para medir as flutuações médias da velocidade de vento ( $u$ ,  $v$ , e  $w$ ) e temperatura da superfície (TABELA 5).

A medida de saldo de radiação ( $R_n$ ) foi realizada a 40 m acima da superfície, sobre o dossel, utilizando um radiômetro ventilado (NR-LITE, Kipp & Zonen, Bohemia, NY, USA), o fluxo de calor no solo ( $G$ ) foi medido usando um transdutor de fluxo de calor ( $n=2$ ), enterrados cerca de 2 cm na superfície da camada de serrapilheira (HFT-3.1, Rebs, Inc., Seattle, Washington, EUA). A temperatura do sa (Tar) e a umidade relativa do ar (UR) foram medidas usando um par de termohigrômetros (HMP 45 C, Campbell Scientific Inc, Ogde, Utah USA), instalados em dois pontos, 28 e 40 m acima da superfície do solo. A radiação solar global ( $R_s$ ) foi medida por um piranômetro (LI 200SA) instalado a 40 m.

Todos os dados meteorológicos foram processados e armazenados em médias a cada 30 min a partir de observações feitas a cada 60 segundos e armazenados em um datalogger (CR5000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, E.U.A.).

### **3.4. DADOS DE SENSORES ORBITAIS**

#### **3.4.1. Imagens de Satélite**

As imagens da área de estudo foram escolhidas levando em consideração a disponibilidade de dias sem a cobertura de nuvens ou presença de fumaça (condições de céu claro), com o objetivo de tornar uma análise temporal consistente, para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010, que compreende o período seco, bem como a disponibilidade de dados micrometeorológicos. As imagens foram obtidas no sítio do Earth Explorer operado pelo USGS (*United States Geological Survey*), que fornece a refletância radiométrica corrigida para os efeitos atmosféricos e a temperatura da superfície, não corrigida para tais efeitos.

**Tabela 5** – Datas das imagens do Landsat 5/TM usadas na validação, órbita e ponto da imagem, dia juliano (DJ), ângulo de elevação do Sol – E, temperatura da superfície – Ts (°C), umidade relativa do ar – UR (%) e Rs ( $W m^{-2}$ ).

<b>Data</b>	<b>Órbita/ponto</b>	<b>DJ</b>	<b>E</b>	<b>Ts</b> (°C)	<b>UR</b> (%)	<b>Rs</b> ( $W m^{-2}$ )
18/11/2006	226/68	322	64,0702	29,4	61,5	807,9
20/12/2006	226/68	354	60,1847	26,0	74,3	811,8
26/03/2007	226/68	85	56,4192	29,4	68,1	750,6
13/05/2007	226/68	133	48,9697	28,8	63,5	597,4
14/06/2007	226/68	165	44,7448	27,7	63,6	551,4
30/06/2007	226/68	181	44,2115	27,3	55,5	532,4
07/07/2007	227/68	188	44,0352	26,8	54,3	537,7
16/07/2007	226/68	197	45,0254	27,7	56,5	492,5
01/08/2007	226/68	213	47,1863	27,7	46,4	587,1
08/08/2007	227/68	220	48,1744	28,2	40,6	601,3
17/08/2007	226/68	229	50,4783	27,0	35,6	713,4
02/09/2007	226/68	245	54,5108	29,6	48,5	494,0
06/05/2008	227/68	127	48,5959	25,9	70,4	636,8
15/05/2008	226/68	136	47,0604	27,1	64,5	618,2
22/05/2008	227/68	143	45,9398	29,6	59,6	635,5
07/06/2008	227/68	159	43,8865	28,6	56,2	606,4
16/06/2008	226/68	168	43,1589	26,8	61,5	544,7
23/06/2008	227/68	175	42,8442	25,3	65,8	597,4
02/07/2008	226/68	184	42,8072	27,6	51,6	583,7
09/07/2008	227/68	191	43,0643	28,2	45,9	594,8
18/07/2008	226/68	200	43,7781	27,9	47,2	595,3
25/07/2008	227/68	207	44,6116	29,9	46,8	608,1
03/08/2008	226/68	216	46,0265	31,2	51,2	607,4

10/08/2008	227/68	223	47,3537	29,1	52,9	637,5
------------	--------	-----	---------	------	------	-------

---

### 3.4.2. Processamento Digital das Imagens

A função básica do processamento digital é de fornecer ferramentas para facilitar a identificação e a extração da informação contidas nas imagens, para posterior interpretação. O resultado desse processo é a produção de outras imagens, contendo informações específicas, extraídas e realçadas a partir das imagens brutas (CRÓSTA, 1992). Nesse contexto, o processamento digital é uma etapa preparatória e quase sempre obrigatório, da atividade de interpretação das imagens de sensoriamento remoto.

Após adquiridas as imagens foi realizada o pré-processamento realizando as seguintes etapas: empilhamento das imagens compostas pelas bandas (1 a 7) do satélite Landsat 5/TM; recorte das imagens de acordo com os limites da área de estudo, que nesse caso usou-se o Datum WGS84 (*World Geodetic System 84*) como padrão. Todas as etapas citadas anteriormente foram realizadas utilizando o software para Sistema de Informações Geográficas (SIG), ArcGIS 10.3.

### 3.5. DESCRIÇÃO DO ALGORITMO SEBAL

O presente estudo utilizou o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), desenvolvido por Bastiaansen (1995), que tem como objetivo determinar a evapotranspiração, através do balanço completo da radiação e da energia sobre a superfície terrestre, utilizando dados de sensoriamento remoto e alguns dados complementares de superfície, como velocidade do vento e temperatura do ar (BASTIAANSEEN et al., 1998; ALLEN et al., 2002).

A aplicação do algoritmo consiste no computo de algumas variáveis dadas a seguir. O saldo de radiação –  $R_n$  ( $W\ m^{-2}$ ) representa a energia disponível aos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre sendo definido como o balanço de radiação de todos os fluxos radiativos que chegam e saem de uma superfície (Equação 1).

$$Rn = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (1)$$

Na estimativa do albedo foi utilizada a metodologia proposta por Liang (2000), onde este comparou medidas em laboratório com resultados de simulações no modelo de transferência radiativa MODTRAN e propôs equações para o cálculo do albedo da superfície para diversos sensores, dentre eles o Landsat. A equação utiliza as bandas de reflectância espectral para o cálculo do albedo, considerando que as imagens de entrada foram previamente corrigidas dos efeitos da atmosfera (Equação 2).

$$\alpha_{\text{sup}} = 0,160\rho_1 + 0,291\rho_2 + 0,243\rho_3 + 0,112\rho_4 + 0,081\rho_5 + 0,081\rho_7 - 0,0015 \quad (2)$$

onde,  $\rho_1$  a  $\rho_7$  correspondem a reflectância das bandas.

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* - NDVI) foi estimado por meio da razão entre a diferença das refletividades do infravermelho próximo ( $\rho_{IV}$ ) e do vermelho ( $\rho_V$ ) pela soma das mesmas (ALLEN et al., 2002) (Equação 3):

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (3)$$

em que,  $\rho_{IV}$  e  $\rho_V$  correspondem as bandas 4 e 3 do Landsat 5/TM.

O NDVI é um indicador sensível da quantidade e da condição da vegetação verde. Seus valores variam de  $-1$  a  $+1$ , para superfícies com alguma vegetação o NDVI varia de  $0$  e  $1$ , já para a água e nuvens o NDVI geralmente é menor que zero.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index* - SAVI) que é um índice que busca amenizar os efeitos do “background” do solo, foi utilizada a expressão proposta por HUETE, (1988) (Equação 4):

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (4)$$

Em que L é um fator de ajuste do solo e representa densidade de vegetação, com valores entre 0,25 (superfície com cobertura máxima de vegetação) a 1,0 (superfície com pouca vegetação ou solo exposto). Neste estudo foi usado L=0,5 (superfície com cobertura média de vegetação), que é um valor intermediário, representando um grande intervalo de condições da vegetação, além de ser um valor mais usado na literatura (DI PACE, 2004; GOMES, 2009)

Para a estimativa do IAF (Índice de área foliar), foi utilizada a equação empírica proposta por Allen et al. (2002), que indica a razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área do solo utilizado por essa vegetação, ou seja, o IAF é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem (Equação 5):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (5)$$

A emissividade é a razão entre a energia emitida por uma superfície e a energia emitida por um corpo negro à mesma temperatura. No algoritmo SEBAL a emissividade é estimada em função do índice de vegetação. Como nem todo pixel emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal -  $\varepsilon_{NB}$  (10,4 a 12,5  $\mu\text{m}$ ).

Por sua vez, quanto ao cálculo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, há de ser considerada a emissividade no domínio do comprimento de onda -  $\varepsilon_0$  (6,0 a 14,0  $\mu\text{m}$ ). Segundo Allen et al. (2002), as emissividades ( $\varepsilon_{NB}$ ) e ( $\varepsilon_0$ ) foram estimadas, considerando  $NDVI > 0$  e  $IAF < 3$ , dadas pelas equações 6 e 7:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033.IAF \quad (6)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01.IAF \quad (7)$$

Para pixels com  $IAF \geq 3$ , os valores de  $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ . Já para corpos d'água ( $NDVI < 0$ ) os valores de  $\varepsilon_{NB} = 0,99$  e  $\varepsilon_0 = 0,985$ .

A radiação de onda longa emitida pela superfície  $R_{S\uparrow}$  ( $W m^{-2}$ ) é obtida através da equação de Stefan-Boltzman (Equação 8):

$$R_{S\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (8)$$

onde  $\varepsilon_0$  é a emissividade de cada pixel;  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67.10^{-8} W.m^{-2}K^{-4}$ ) e  $T_s$  é a temperatura da superfície (K).

A radiação de onda curta incidente  $R_{S\downarrow}$  ( $W m^{-2}$ ) é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, que para condição de céu claro é calculada pela seguinte expressão proposta por Allen et al. (2002), (Equação 9):

$$R_{S\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (9)$$

onde  $S$  é a constante solar ( $1367 W m^{-2}$ ),  $Z$  é ângulo zenital solar,  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e  $T_{sw}$  é a transmissividade atmosférica.  $R_{S\downarrow}$  pode ser considerado constante em toda a área de estudo, quando a mesma é de pequena dimensão (50 Km x 50 Km).

A radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície  $R_{L\downarrow}$  ( $W m^{-2}$ ), é calculada pela equação de Stefan-Boltzman (Equação 10):

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (10)$$

onde  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica obtida por  $\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09}$  (Allen et al., 2002);  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman e  $T_a$  é a temperatura do ar (K).

Os dados de temperatura média do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) utilizada na equação anterior são obtidos por meio de medidas realizadas em estação meteorológica localizada na área de estudo com posterior conversão dos valores para a unidade Kelvin.

O fluxo de calor no solo –  $G$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) é a taxa de armazenamento de calor no solo e vegetação devido à condução. É estimado segundo a equação empírica (Equação 11) desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa os valores próximos ao meio-dia:

$$G = \left[ \frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98\text{NDVI}^4) \right] Rn \quad (11)$$

onde  $T_s$  é a temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\alpha$  é o albedo da superfície e NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada, todos computados pixel a pixel. Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água (NDVI < 0), foi utilizada a seguinte expressão:  $G = 0,3Rn$ , usada por Silva & Cândido (2004).

O fluxo de calor sensível –  $H$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) é a taxa de transferência de calor para o ar por convecção e condução, devido a uma diferença de temperatura ( $dT$ ) entre dois níveis acima da superfície. Este fluxo é estimado com base na velocidade do vento ( $u$ ) e na temperatura da superfície usando uma calibração interna para o gradiente de temperatura (BASTIAANSSEN et al., 1998; ALLEN et al., 2002), dado pela Equação (12):

$$H = \frac{(\rho c_p dT)}{r_{ah}} \quad (12)$$

sendo  $\rho$  a massa específica do ar;  $c_p$  calor específico do ar ( $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ );  $dT$  é a diferença de temperatura entre os níveis  $Z_1$  e  $Z_2$ , obtidos através dos pixels âncoras (quente e frio), cujas localizações dos pixels “âncoras” para o presente estudo são apresentados na Tabela 6, e  $r_{ah}$  resistência aerodinâmica ( $\text{sm}^{-1}$ ).

A resistência aerodinâmica ( $\text{sm}^{-1}$ ) é estimada considerando a condição de estabilidade da atmosfera como neutra, dada pela Equação (13):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (13)$$

onde  $Z_1 = 0,1$  m e  $Z_2 = 2$  m acima da superfície;  $u_*$  a velocidade de fricção ( $\text{m s}^{-1}$ ) e  $k$  é a constante de Von Karman (0,41).

Em seguida foi realizado o computo do coeficiente de rugosidade ( $z_{0m}$ ), Equação (14), sugerida por Brutsaert (1982):

$$z_{0m} = 0,12h \quad (14)$$

onde  $h$  é a altura média da vegetação (m), faz-se  $h = 0,5$  m.

A velocidade de fricção ( $u_*$ ) é calculada fazendo a consideração de neutralidade da atmosfera, dada pela equação 15:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (15)$$

sendo  $k$  a constante de von Karman;  $u_x$  a velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) na altura  $z_x = 2,0$  m e  $z_{0m}$  o coeficiente de rugosidade (m).

Com as informações de  $z_{0m}$  e  $u_*$ , estima-se a velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a uma altura  $z = 200$  m ( $u_{200}$ ) chamada de “blending height” (altura de mistura), onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis (Equação 16):

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (16)$$

Com a hipótese de que a velocidade do vento na altura de 200 m é constante para toda imagem estudada, obtém-se  $u_*$  para cada pixel da imagem, dada pela Equação 17:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)} \quad (17)$$

$z_{0m}$  pode ser obtido em função do SAVI segundo equação sugerida por Bastiaanssen (2000), Equação (18):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (18)$$

No SEBAL, a diferença de temperatura próxima a superfície  $dT$  (°C) é determinado por meio de um processo de calibração interna para condições extremas (Equação 19), consistindo na seleção de dois pixels âncoras, o “pixel quente” e o “pixel frio”, Desse modo, é construída uma relação linear entre  $T_s$  e  $dT$

$$dT = a + bT_s \quad (19)$$

O “pixel frio” foi selecionado sobre áreas com grande concentração de vegetação, considerando o valor de  $IAF = 6,0$  ( $H_{frio} = 0$ ) (Equação 20).

$$LE_{frio} = Rn - G \quad (20)$$

O “pixel quente” foi selecionado sobre áreas com grande exposição do solo, em condições críticas de ET assumindo que LE é considerado nulo nessas áreas ( $LE_{quente} = 0$ ) (Equação 21).

$$H_{quente} = Rn - G = \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (21)$$

Os valores de  $T_s$ ,  $Rn$ ,  $G$  e  $r_{ah}$  são obtidos exatamente no pixel quente da imagem. A primeira estimativa de  $H$  é realizada sob condições de neutralidade atmosférica ( $r_{ah}$ ). Considerando que essas condições exercem um efeito expressivo sobre a resistência aerodinâmica, há necessidade de assimilar os efeitos da estabilidade atmosférica, através do comprimento de Monin-Obukov ( $L$ ) (Equação 22). A obtenção de  $H$  com correção de estabilidade atmosférica no SEBAL é realizado através de um processo iterativo que se encerra com a convergência numérica de  $r_{ah}$  e  $dT$  (ALLEN et al., 2002). Na Figura 5 esta apresentado o fluxograma para obtenção do fluxo de calor sensível.

$$L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (22)$$

onde  $L$  corresponde ao comprimento de Monin-Obukov (m);  $\rho$  é a densidade do ar ( $1,15 \text{ kg m}^{-3}$ );  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante;  $u_*$  é a velocidade de fricção de cada pixel das imagens ( $\text{m s}^{-1}$ );  $T_s$  é a temperatura da superfície (K);  $g$  é o módulo do campo gravitacional ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ) e  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ) sob condição de neutralidade atmosférica.

**Tabela 6** – Localização (Latitude sul - S e Longitude oeste - W) no perímetro urbano do município de Sinop, MT, dos “pixels âncoras” utilizados pelo modelo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), pixel quente – PQ e pixel frio – PF, em cada uma das datas.

Data	Pixel	Lat. (S)	Long. (W)	Ts (k)	SAVI	Rn	G
19/07/1985	PQ	11°51'04''	55°36'28''	315,6	0,253	361,9	50,49
	PF	11°23'35''	55°30'00''	293,4	0,689	413,0	6,54
10/06/2000	PQ	11°42'46''	55°29'01''	305,2	0,165	348,9	59,01

	PF	11°29'29''	55°34'37''	294,7	0,671	444,0	8,67
22/06/2010	PQ	11°56'21''	53°32'16''	307,6	0,319	366,3	57,67
	PF	11°44'46''	55°25'35''	296,9	0,816	386,5	7,49

A correção de estabilidade atmosférica e das condições de transporte de momentum ( $\psi_m$ ) e de calor pode ser realizada de acordo com as Equações (23 a 31).

Para condições de instabilidade atmosférica ( $L < 0$ ), tem-se;

$$\psi_{m(100m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left( \frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (23)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (24)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (25)$$

onde

$$x_{(200m)} = \left( 1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0,25} \quad (26)$$

$$x_{(2m)} = \left( 1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (27)$$

$$x_{(0,1m)} = \left( 1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (28)$$

Para condições de estabilidade atmosférica ( $L > 0$ ), tem-se;

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left( \frac{200}{L} \right) \quad (29)$$

$$\psi_{m(2m)} = -5 \left( \frac{2}{L} \right) \quad (30)$$

$$\psi_{m(0,1m)} = -5 \left( \frac{0,1}{L} \right) \quad (31)$$

Sob condições de neutralidade ( $L=0$ ):  $\psi_m = 0$  e  $\psi_h = 0$ . Após as estimativas dos valores de  $\psi_{h(m)}$  e  $\psi_{m(m)}$ , é realizada a correção do valor da velocidade de fricção ( $u_*$ ) para cada pixel da imagem e em seguida obtém-se a resistência aerodinâmica corrigida  $r_{ah}$  para o transporte de calor (Equação 32 e 33).

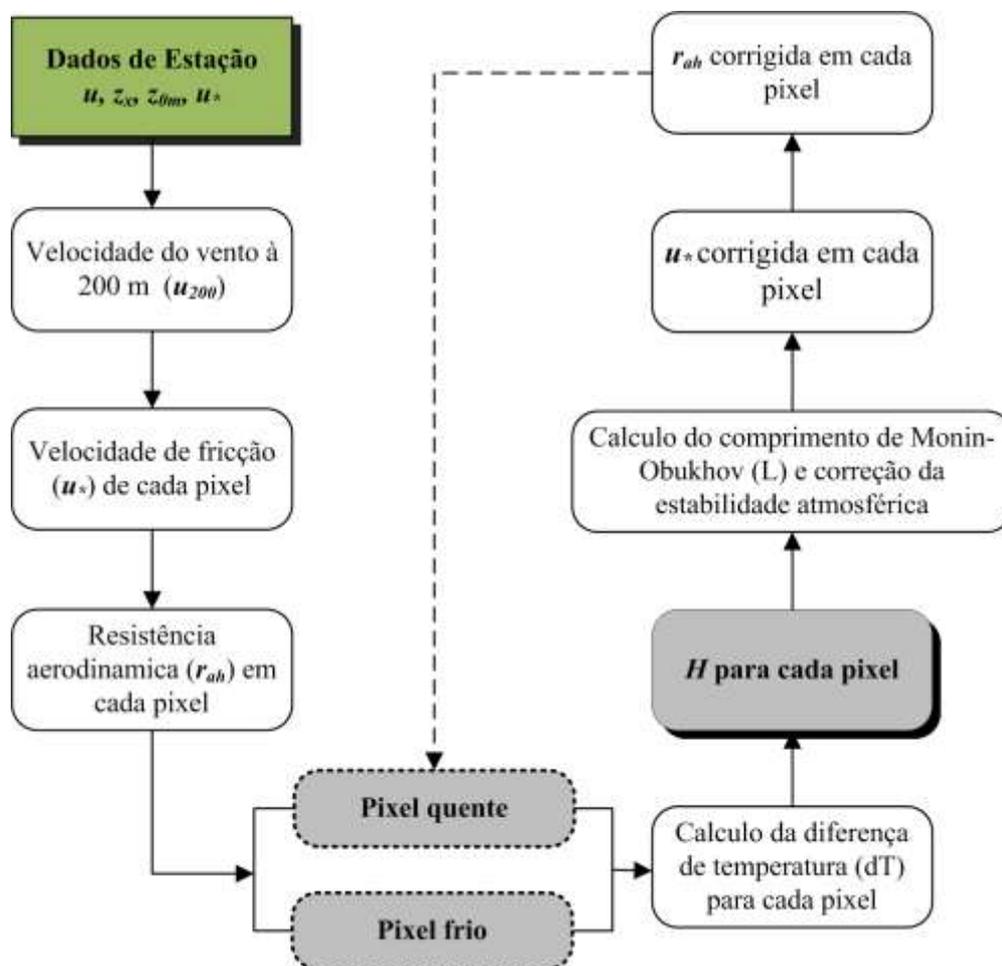
$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln \left( \frac{200}{z_{0m}} \right) - \psi_{m(200m)}} \quad (32)$$

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (33)$$

Após as correções para  $u_*$  e  $r_{ah}$  retorna-se ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obtenha estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura ( $dT$ ) e da resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ). Os números de iterações utilizadas na estabilização dos valores da resistência aerodinâmica no presente estudo foram da ordem de 13.

Silva et al. (2006), trabalhando na região de Petrolina, PE, com o sensor TM/Landsat citam que foram necessárias 7 iterações para se obter a estabilidade. Tasumi et al. (2003), trabalhando com o mesmo sensor na região oeste dos Estados Unidos da América, citam como sendo de 4 a 6 o número de iterações necessárias,

sendo que, nesta região, adota-se a altura de 200 m para o cálculo da velocidade do vento livre dos efeitos da rugosidade.



**Figura 5** – Fluxograma do processo iterativo para estimativa do fluxo de calor sensível por meio do algoritmo SEBAL. Fonte: Adaptado de Allen et al. (2002).

O fluxo de calor latente ( $LE$ ) é estimado como resíduo da equação do balanço de energia (Equação 34), dado pela diferença entre o saldo de radiação ( $Rn$ ), o fluxo de calor no solo ( $G$ ) e fluxo de sensível ( $H$ ) (todas as grandezas de fluxo estão na unidade  $W m^{-2}$ ).

$$LE = Rn - H - G \quad (34)$$

A evapotranspiração ( $ET$ ) é estimada com base na fração evaporativa instantânea ( $FE_i$ ), onde segundo CRAGO (1996), a  $FE_i$  possui uma característica importante, que é sua regularidade e constância em dias sem cobertura de nuvens, sendo definida como a razão entre  $LE$  e  $(Rn-G)$ . De acordo com vários estudos, considera-se que  $FE_i$  e  $FE_{24h}$  sejam iguais. Dessa forma, tem-se (Equação 35):

$$FE_i = \left( \frac{LE}{Rn-G} \right) = FE_{24h} = \frac{LE_{24h}}{R_{n,24h}} \quad (35)$$

Admitindo-se que  $G_{24h} = 0$ , o fluxo de calor latente diário ( $LE_{24h}$ ) foi obtido pela Equação (36):

$$LE_{24h} = FE_i \times R_{n,24h} \quad (36)$$

Sendo que o saldo de radiação diário ( $R_{n,24h}$ ) foi estimado pela Equação (37):

$$R_{n,24h} = R_{s,24h} (1 - albedo) - 110 \times t_{sw,24h} \quad (37)$$

em que  $R_{s,24h}$  corresponde ao total de radiação solar incidente ao longo do dia, podendo ser obtida através de dados armazenados em estações convencionais e  $\tau_{sw,24h}$  é a transmissividade diária, estimados pelas Equações (38) e (39):

$$R_{s,24h} = R_{s,toa} \left[ a + b \left( \frac{n}{N} \right) \right] \quad (38)$$

onde  $a$  e  $b$  são os coeficientes de regressão para área de estudo;  $n$  representa a insolação, obtida em estação convencional;  $N$  é o fotoperíodo ou quantidade de brilho solar.

$$t_{sw,24h} = \frac{R_{s,24h}}{R_{s,toa}} \quad (39)$$

em que  $R_{s,toa}$  é a radiação solar incidente no topo da atmosfera estimada a partir da latitude da área de estudo e do número sequencial do ano (dias juliano). Por fim, a conversão da  $LE_{24h}$  em  $ET_{24h}$  (mm dia<sup>-1</sup>) é dada pela Equação (40):

$$ET_{24h} = LE_{24h} \left( \frac{86,4}{2450} \right) \quad (40)$$

### 3.6. ANÁLISE ESTATÍSTICA

O desempenho do método de estimativa do balanço de energia e da evapotranspiração pelo algoritmo SEBAL foi avaliado correlacionando-se os dados medidos com os estimados, através de uma regressão linear em que se considerou os indicadores estatísticos coeficiente de correlação de Pearson “r” (precisão) e índice de Willmott “d” (exatidão) (Equação 41), assim como Raiz do Erro Médio Quadrático - REMQ (Equação 42) e Erro Médio Absoluto - EMA (Equação 43).

O índice de Willmott está relacionado ao afastamento dos valores estimados em relação aos observados, variando de zero para nenhuma concordância à 1 para a concordância perfeita.

$$d = 1 - \left[ \frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (|P_i - O| + |O_i - O|)^2} \right] \quad (41)$$

em que  $P_i$  é o valor estimado,  $O_i$  o valor observado e  $O$  a média dos valores observados.

O EMA indica o afastamento (desvio) médio absoluto dos valores estimados em relação aos valores observados, podendo ser obtido por:

$$EMA = \sum \frac{|P_i - O_i|}{n} \quad (42)$$

O REMQ indica o quanto o modelo falha em estimar a variabilidade das medidas em torno da média, e também mede a variação dos valores estimados ao redor dos valores medidos (WILLMOTT & MATSUURA, 2005). O menor limite de REMQ é 0, o que significa que há precisão entre as estimativas do modelo e as medidas. O ideal seria que os valores do EMA e do REMQ fossem próximo de zero (WILLMOTT & MATSUURA, 2005). O REMQ pode ser obtido por:

$$REMQ = \sqrt{\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (43)$$

Os intervalos de classe utilizado para a temperatura de superfície, albedo, NDVI, as componentes do balanço de energia e da evapotranspiração, foram pela regra de Sturge (VIEIRA, 1991):

$$K = 1 + 3,322 \log(n) \quad (44)$$

onde  $k$  corresponde ao número das classes e  $n$  a quantidade de dados.

As estimativas do intervalo de confiança ( $\pm 95\%$ ) foram calculadas por bootstrapping com reamostragem de 1000 iterações (EFROM & TIBSHIRANI, 1993). O intervalo de confiança é uma alternativa ao teste de hipóteses, porque ele fornece informações sobre a probabilidade do efeito do sinal (BERRY, 1986; GARDNER & ALTMAN, 1986; BRANDSTÄTTER & LINS, 1999). O intervalo de confiança foi calculado pelo pacote 'boot' do programa R (R CORE TEAM, 2015).

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1. VALIDAÇÃO DO ALGORITMO SEBAL

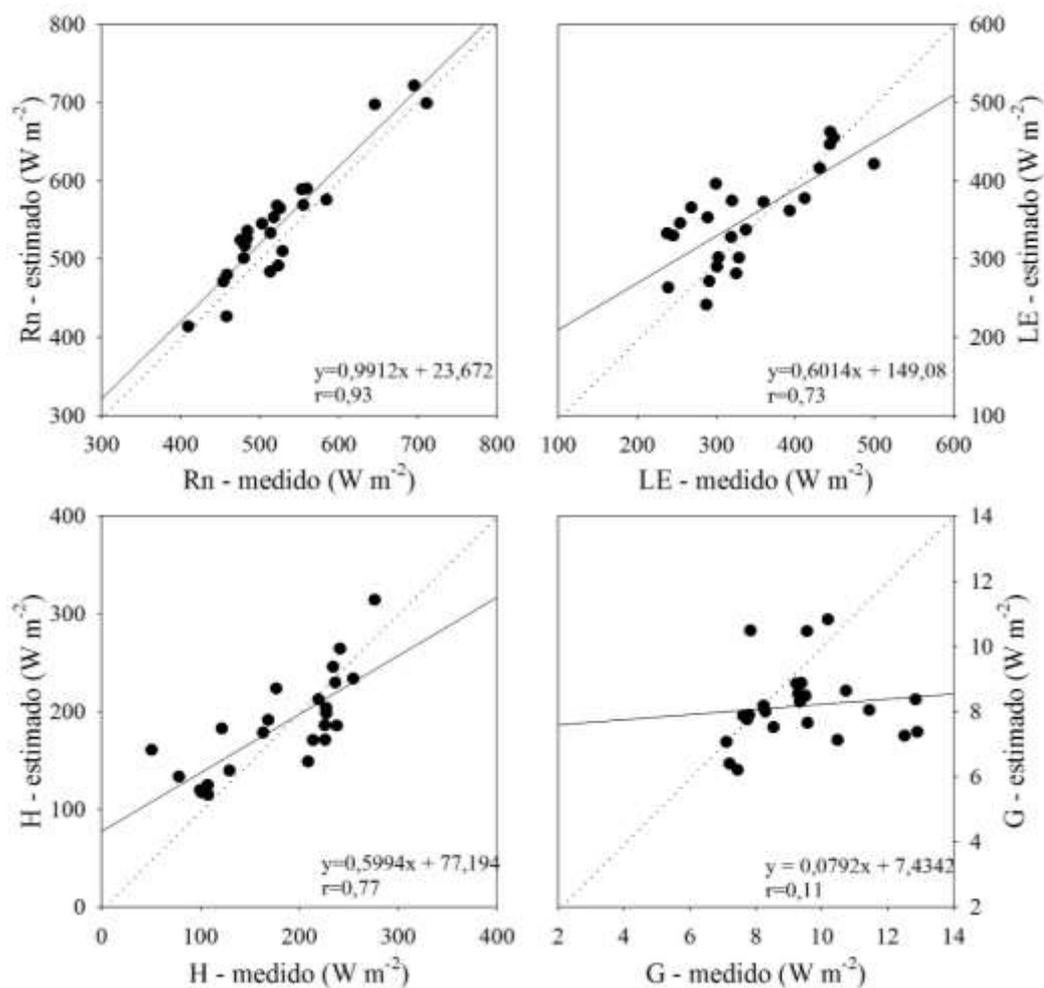
Os valores estimados das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração foram comparados com os valores medidos em torre micrometeorológica (FIGURA 6 e 7). Dentre todos os parâmetros estimados do balanço de energia, o saldo de radiação (Rn) foi o que apresentou a menor discrepância (TABELA 7). Teixeira et al. (2009), Giongo (2011), Ruhoff et al., (2012) e Monteiro et al. (2014) encontraram valores de coeficientes de correlação de Person semelhantes ao encontrado no presente estudo quando comparado com valores observados na estimativa do saldo de radiação em diferentes superfícies.

Verificou-se que na estimativa de Rn, o valor encontrado foi superior ao observado em  $19 \text{ W m}^{-2}$  (3,6%), este resultado se assemelha aos valores encontrados por Mendonça (2007), Lira (2008), Ruhoff et al. (2012), Gomes et al. (2012), Oliveira & Moraes (2013), Monteiro et al. (2014) e Santos et al. (2014), porem diverge do valor encontrado por Giongo (2011) (TABELA 8). Segundo Daughtry (1990) o erro entre medições e estimativas de Rn com sensoriamento remoto são inferiores a 7 %.

**Tabela 7** – Erro médio absoluto – EMA, raiz do erro médio quadrático – REMQ, correlação de Pearson (r) e índice de Willmot (d) das variáveis do cômputo de balanço de energia e evapotranspiração estimados pelo SEBAL.

	<b>Rn</b> ( $\text{W m}^{-2}$ )	<b>LE</b> ( $\text{W m}^{-2}$ )	<b>H</b> ( $\text{W m}^{-2}$ )	<b>G</b> ( $\text{W m}^{-2}$ )	<b>Rn<sub>24h</sub></b> ( $\text{W m}^{-2}$ )	<b>ET<sub>24h</sub></b> (mm)
<b>EMA</b>	29,92	40,14	32,96	1,57	8,63	0,68
<b>REMQ</b>	32,83	52,20	40,70	2,27	11,35	0,81
<b>r</b>	0,93	0,73	0,77	0,11	0,86	0,64

d            0,94            0,83            0,85            0,50            0,92            0,67



**Figura 6** – Correlação entre as componentes do balanço de energia estimadas por meio algoritmo SEBAL e medidas em torre micrometeorológica.

**Tabela 8** – Comparação das estimativas de Rn em diferentes pesquisas.

Artigos	Estimativa (%)	Local
Esta pesquisa	Superestimou (3,6)	Floresta de transição
Mendonça (2007)	Superestimou (9,0)	Região norte fluminense, RJ

Lira (2008)	Superestimou (9,2)	Plantação de cana-de-açúcar
Giongo (2011)	Subestimou (5,7)	Bacia do Rio Corumbataí, SP
Ruhoff et al. (2012)	Superestimou (2,0)	Área de Cerrado, SP
Gusmão et al. (2012)	Superestimou (2,3)	Ilha do Bananal, TO
Oliveira & Moraes (2013)	Superestimou (16,3)	Faz. N. Sra Aparecida, RO
Santos et al. (2014)	Superestimou (8,7)	Reserva Biológica do Jaru
Monteiro et al. (2014)	Superestimou (3,0)	Área de cultivo de soja, RS

Na validação das estimativas dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H), os valores encontrados dos coeficientes de correlação de Person para estes parâmetros foram 0,73 e 0,77 (TABELA 7). Estes valores se assemelham aos encontrados por Monteiro et al. (2014), sendo 0,75 e 0,73 para LE e H respectivamente e Ruhoff et al. (2012), que encontraram valores de coeficientes de correlação de Person para H da ordem de 0,77 e 0,72 em área de cerrado e plantação de cana-de-açúcar, e para o LE valores da ordem 0,8 e 0,78 para as respectivas áreas.

Os valores estimados foram superiores aos observados, em  $15,0 \text{ W m}^{-2}$  (4,4%) para o fluxo de calor latente e  $5,0 \text{ W m}^{-2}$  (2,7%) para o fluxo de calor sensível. Estes valores superestimados de LE e H também foram verificados por Ruhoff et al. (2012), cujos valores foram da ordem de  $23 \text{ W m}^{-2}$  (10%) e  $42 \text{ W m}^{-2}$  (24%) e Monteiro et al. (2014), cujos valores da ordem de  $37 \text{ W m}^{-2}$  (16%) e  $30 \text{ W m}^{-2}$  (45%), estes valores foram bem superiores aos encontrados no presente estudo.

As discrepâncias nas estimativas de H podem ser explicadas pela combinação de uma série de fatores relacionados a simplificações e a incertezas introduzidas no algoritmo, tais como  $r_s$  e  $r_a$ ,  $Z_{om}$ ,  $\epsilon_a$ , U e  $T_a$  (JACOB et al., 2002). Entretanto, essas discrepâncias são similares aos resultados de validação encontrados por Kustas et al. (1996), Zhan et al. (1996), Anderson et al. (1997) e Jacob et al. (2002), em que fizeram uso de diferentes modelos de estimativa de fluxos turbulentos em diferentes condições de uso do solo.

Esta incoerência na estimativa de H também pode ser atribuída a escolha dos pixels “âncoras”, de forma que trabalhos posteriores à formulação do SEBAL vêm apresentando diferentes propostas de escolhas desses pixels, porém esta escolha é

intrínseca a cada região a ser estudada (BASTIAANSSEN, 1998; ALLEN et al., 2011; MENDONÇA et al., 2012; RUHOFF et al., 2012).

Dentre as componentes instantâneas, o fluxo de calor no solo foi a que apresentou a maior discrepância entre os valores estimados e medidos, com coeficiente de correlação de 0,11 (TABELA 7). O valor estimado de  $G$  foi inferior ao observado em  $1,2 \text{ W m}^{-2}$  (13%), porém este valor diverge do encontrado por Mendonça (2007), em que verificou superestimativas de  $G$ , onde se considerou que este resultado possa estar relacionado à cobertura da superfície pelo dossel, que funciona como um isolante térmico, evitando que a radiação atinja o solo.

Corroborando ainda com a análise, o fluxo de calor no solo depende da condição da superfície, ou seja, se está úmida ou seca, vegetada ou com solo exposto, e por isso as medidas feitas na superfície não devem ser extrapoladas para toda a área (LIRA, 2008). Em áreas de solo exposto  $G$  poderia ser tão elevado como  $0,3R_n$  e assumir valores de até  $0,1R_n$  para superfícies vegetadas (SARWAR & BILL, 2003).

Bastiaanssen et al. (1998) afirma que o fluxo de calor no solo é o que apresenta maior dificuldade em se obter dados precisos, quando estimado através da técnica de sensoriamento remoto. Porém, Bastiaanssen (2000) não considera esse fato como um fator limitante em grande escala, pois as medidas de  $G$  são representativas em áreas muito pequenas, quando o solo e a cobertura vegetal passam a ser considerados homogêneos, desta forma reduzindo suas influências. Outro fato apontado pelo autor, é a incoerência da cobertura de vegetação com o tamanho do pixel do sensor Thematic Mapper.

Entre os valores integrados em 24 horas, a melhor correlação foi observada na estimativa do saldo de radiação ( $R_{n24h}$ ) (TABELA 7), sendo o seu valor estimado inferior ao observado em  $0,7 \text{ W m}^{-2}$  (0,5%). Santos et al. (2014), encontraram valor superestimado  $R_{n24h}$  em área de pastagem, da ordem de  $2,8 \text{ W m}^{-2}$ , e valor subestimado em área de floresta  $23,7 \text{ W m}^{-2}$ , enquanto Gusmão et al. (2012) encontraram valores superestimados da ordem  $2,8 \text{ W m}^{-2}$  (2,0%) na Ilha do Bananal.

A estimativa da evapotranspiração diária ( $ET_{24h}$ ), apresentou um coeficiente de correlação de Person inferior aos verificados por Danelichen (2015), Ruhoff et al. (2012), Teixeira et al. (2009), Senay et al. (2011) e Gowda et al. (2009) (TABELA

9). Podendo afirmar que a estimativa da  $ET_{24h}$  pelo SEBAL na área de validação do presente estudo (floresta de transição) não apresentou boa precisão.

O valor da  $ET_{24h}$  foi subestimado pelo SEBAL na ordem de  $0,5 \text{ mm d}^{-1}$  (14,4%). Ferreira Junior (2012), em estudo realizado na floresta do Caxiuanã usando imagens orbitais e aplicação do SEBAL, encontrou erros para evapotranspiração em período de transição (seca-chuvosa) de 33 %. Porém, Allen et al. (2005) relataram erro de estimativa da evapotranspiração real diária, realizada em cultura da beterraba, de 14%, utilizando o modelo METRIC e imagens TM/Landsat-5, em trabalho realizado em área de cultivo de feijão e alfafa em Idaho, EUA.

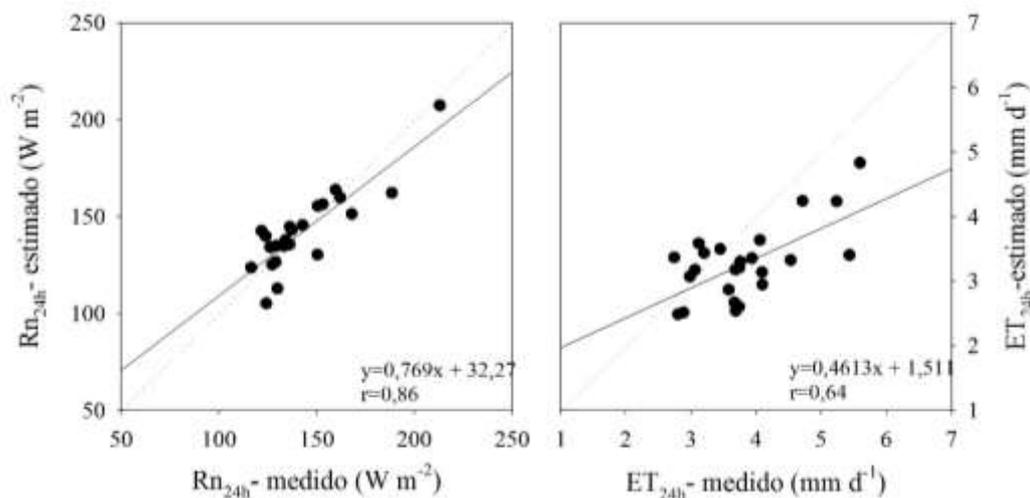
Lira (2008), comparou os valores estimados da  $ET_{24h}$  pelo SEBAL/METRIC e medidos pelo método da razão de Bowen em área cultivada com cana-de-açúcar para os dias 22 e 211, encontrando erros de 24,49 % para a estimativa do dia 211 e de 23,79% para o dia 22 e EMA de  $1,15 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $1,53 \text{ mm dia}^{-1}$  respectivamente, sendo os valores estimados foram superiores aos observados.

**Tabela 9** – Comparação dos coeficientes de correlação de Person ( $r$ ) da evapotranspiração diária ( $ET_{24h}$ ) em diferentes pesquisas.

<b>Artigo</b>	<b>r</b>	<b>Local</b>
Esta pesquisa	0,64	Floresta de transição
Danelichen (2015)	0,99	Pantanal mato-grossense
Ruhoff et al. (2012)	0,87	Área de cerrado
Ruhoff et al. (2012)	0,81	Área de plantação de cana-de-açúcar
Teixeira et al. (2009)	0,95	Bacia do Rio São Francisco
Gowda et al. (2009)	0,91	Área de floresta - Texas, EUA
Senay et al. (2011)	0,94	Área de bacias irrigadas – EUA.

Sabe-se que dados medidos são fundamentais na validação de resultados de modelos meteorológicos, devido serem mais realísticos para um local específico. Entretanto, eles apresentam dificuldades operacionais, sua obtenção requer um alto investimento financeiro e, usualmente, limitam-se às pequenas áreas e não tem representatividade espacial (SANTOS et al., 2014). Dessa forma, o sensoriamento remoto se apresenta como uma ferramenta importante na obtenção das variações

temporais e espaciais das características físicas e biológicas da superfície, melhorando assim, as validações das parametrizações dos modelos físicos-matemáticos utilizados nos estudos ambientais.



**Figura 7** – Valores diários da ET<sub>24h</sub> e Rn<sub>24h</sub> estimados por meio do algoritmo SEBAL e medidos em torre micrometeorológica, e suas respectivas correlações.

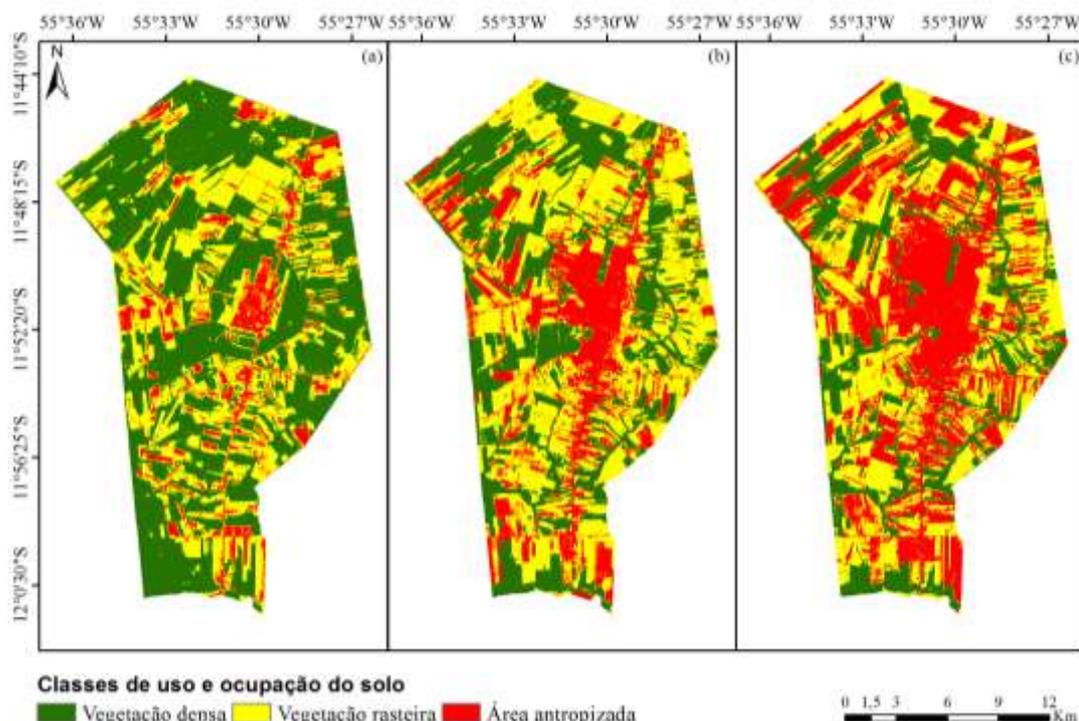
## 4.2. ANÁLISE DO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

O resultado da classificação apresentada para o perímetro urbano do município de Sinop, MT, referente as cenas das datas 19 de julho de 1985, 11 de junho de 2000 e 22 de junho de 2010 (FIGURA 8), foram definidas de acordo com as classes de uso e ocupação do solo e a sua evolução durante o processo de urbanização para um período de 25 anos.

Verifica-se no ano de 1985 (FIGURA 8a e 9) que a classe vegetação densa (Vd) ocupou maior parte do perímetro urbano, com 55,1%, o que representa 124,5 km<sup>2</sup>, seguida da classe vegetação rasteira (Vr), com 34,2% da área de estudo, aproximadamente 120,8 km<sup>2</sup> e da classe área antropizada (At), com 10,5%, representando 37,3 km<sup>2</sup> da área total (TABELA 10). Na distribuição espacial para o ano 2000 (FIGURA 8b e 9), observa-se que as classes Vr e At apresentaram aumento em suas áreas de 28,5% (34,4 km<sup>2</sup>) e 113% (42,3 km<sup>2</sup>) respectivamente, sendo a primeira ocupando a maior parte do perímetro urbano. No entanto, a classe Vd

apresentou redução de 39,5% (76,9 km<sup>2</sup>) quando comparada a cena de 1985 (FIGURA 9).

Este resultado é justificado pela abertura de novas áreas destinadas as atividades imobiliárias e área de produção agrícola, uma vez que neste período a atividade econômica do município estava em processo de transformação, deixando de ser a exploração da madeira a principal atividade.



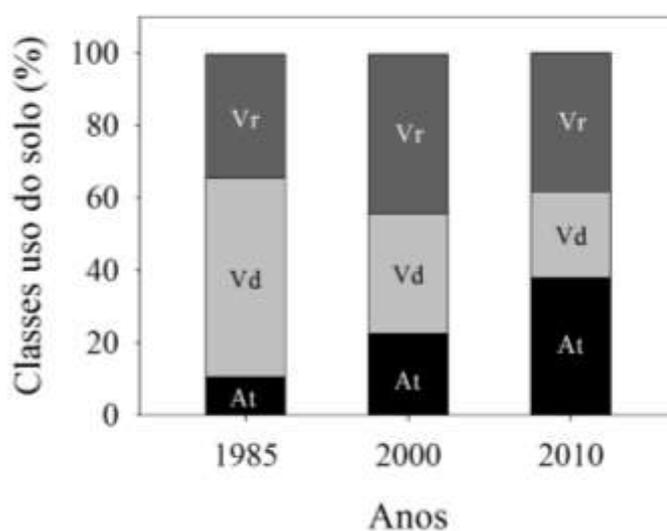
**Figura 8** – Mapa de classificação de uso e ocupação do solo para o perímetro urbano do município de Sinop, MT, para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Na cena do ano 2010 (FIGURA 8c e 9), as classes mais representativas passam a ser a At e Vr, sendo que a primeira sofreu aumento de 68,3 % (54,4 km<sup>2</sup>) e a segunda uma redução de 13,4 % (20,8 km<sup>2</sup>) aproximadamente em suas áreas em relação a carta temática do ano 2000. A classe Vd também apresentou uma redução de aproximadamente 30% (33,3 km<sup>2</sup>), ficando esta classe restrita aos parques florestais e áreas de reservas permanentes na cidade (TABELA 10).

O desenvolvimento inicial da classe At ocorreu ao longo da BR 163 no sentido norte, com a instalação de indústrias, comércios de produtos agrícolas,

revenda de automóveis e empresas prestadoras de serviços diversos, como verificado na cena do ano 1985 (FIGURA 8a). Em seguida, verifica-se a expansão desta classe no sentido oeste da cena, em cuja área se encontra os bairros residenciais, loteamentos e o centro de comércio varejista, como apresentado na cena do ano 2010 (FIGURA 8c).

Este evento é comprovado pelo número de alvarás destinados a construções de imóveis liberados pela secretaria municipal de urbanismo entre os anos de 2000 e 2010 passando de 1288 para 2081, respectivamente (SINOP, 2014). E ainda, segundo o censo demográfico realizado pelo IBGE para os anos 1991, 2000 e 2010, o desenvolvimento populacional para o município acompanhou esta afirmação, saindo de 38.374 para 74.831 habitantes entre os anos de 1991 e 2000, chegando a 113.099 habitantes no ano de 2010 (IBGE, 1991, 2000, 2010).



**Figura 9** – Distribuição temporal das classes de uso do perímetro urbano do município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Com a substituição parcial ou total da cobertura vegetal, impulsionado pelo desenvolvimento econômico e a ocupação da região, produzirá em aumento da temperatura da superfície e albedo da superfície, diminuição dos índices de vegetação, redução na quantidade de energia disponível para os processos físicos e biológicos na superfície, dado pelo saldo de radiação, afetando o microclima local e a

qualidade de vida da população (ANDRADE & CORRÊA, 2014; SANTOS & LIMA, 2014; PAVÃO et al., 2015).

Porem ARAÚJO et al. (2009), em estudo realizado na presente área de estudo com objetivo de analisar a composição florística e as comunidades vegetais e suas inter-relações dos componentes arbóreos, verificaram que a classe vegetação densa é composta de espécies do gênero *Cecropia*, o que sugere que a aérea está em processo de sucessão secundária, o que indica grande perturbação antrópica.

**Tabela 10** – Classes de uso do solo (Vegetação densa-Vd, Vegetação rasteira-Vr e Área antropizada-At) do perímetro urbano do município de Sinop, MT, para as datas das cenas analisadas e suas respectivas áreas.

Data	Classes de uso e ocupação do solo (km <sup>2</sup> /%)		
	Vd	Vr	At
19/08/1985	(194,5/55,1)	(120,8/34,2)	(37,3/10,5)
11/06/2000	(117,6/33,3)	(155,2/44,0)	(79,6/22,5)
22/06/2010	(84,3/23,9)	(134,4/38,1)	(134,0/38,0)

A título de comparação das análises das classes de uso do solo para o presente estudo com trabalhos realizados em diferentes regiões do Brasil e do mundo, onde abordam o impacto da urbanização na cobertura vegetal (ARAÚJO et al., 2009; BELLO & HÜFFNER, 2012; SHARMA et al., 2012), todos verificaram que o principal fator no processo de expansão urbana, ocorre devido ao bom desenvolvimento da economia local.

Segundo Belle & Hüfnner (2012), a região Amazônica está entre as que apresentam os maiores índices de crescimento urbano dentre as demais regiões brasileiras, com características singulares e sob aspectos diferenciados. Em análise do impacto ambiental da expansão urbana na ilha de Cotijuba, Belém, PA, observaram que alguns desses fatores são as atividades econômicas voltadas para o turismo, que direcionam fluxos migratórios e geram impactos sobre a realidade local

Em estudo realizado na zona de expansão urbana no norte de Londrina-PR, Paula et al. (2012) utilizando imagens dos satélites Landsat 5 e Spot 5 entre os anos de 1987 e 2004, constataram que as áreas urbanas e de chácaras tiveram um

crescente avanço, confirmando a tendência do uso do solo da região para a ocupação urbana de forma não planejada. Constatando que a região não vem sendo preservada ambientalmente segundo as legislações estabelecidas, pois sua cobertura florestal apresenta-se com menos de 20% de florestas.

Sharma et al. (2012), em estudo realizado na Índia, elaborou diversas relações entre variáveis ambientais usando conjunto de dados de sensoriamento remoto para analisar espacialmente e temporalmente o processo de urbanização da Cidade de Surat. Demonstraram que a cidade expandiu 42,75 km<sup>2</sup> numa década, causando uma abrupta mudança na sua cobertura de vegetal, fato este impulsionado pelos empreendimentos imobiliários, provocando aumento da temperatura de superfície.

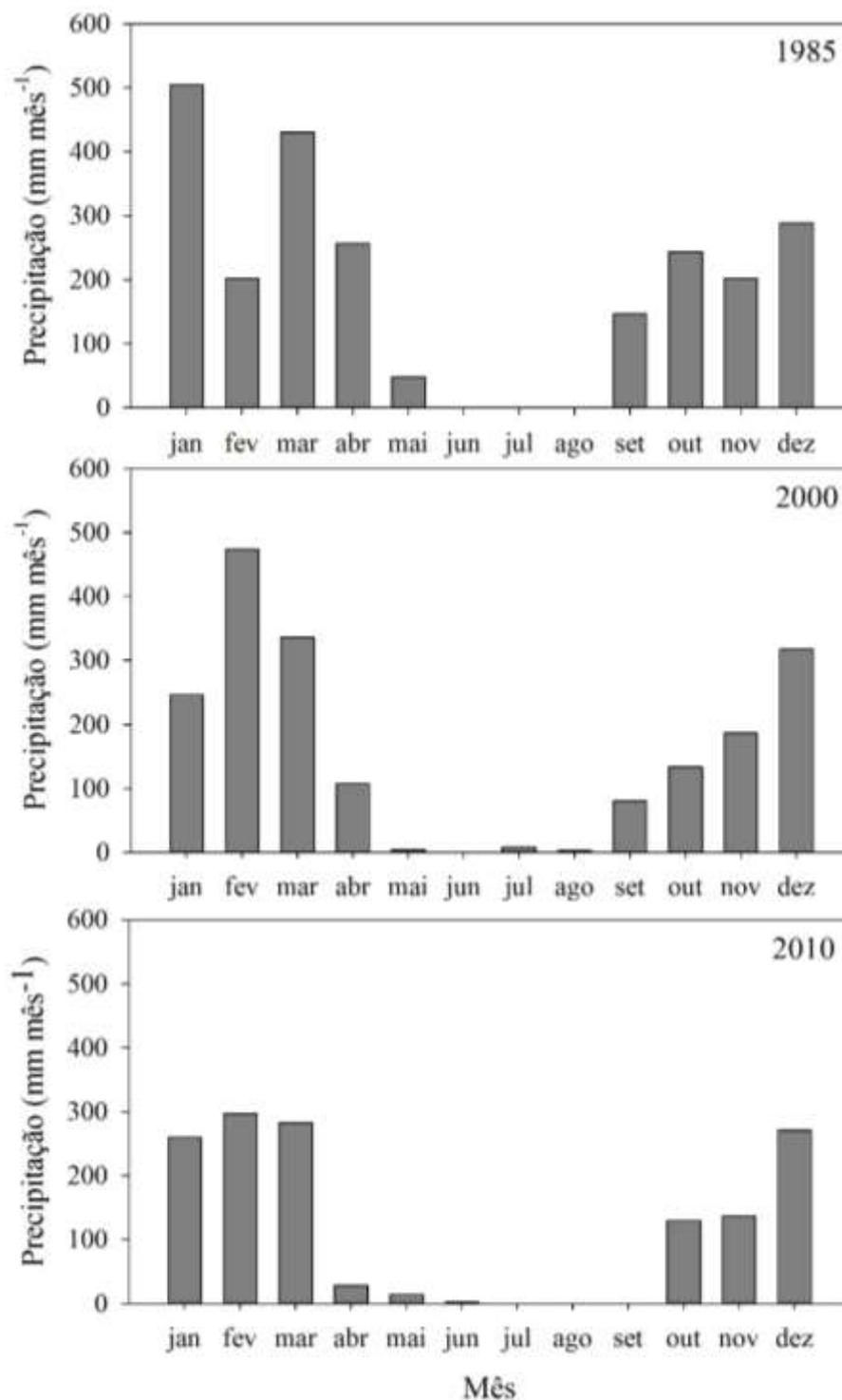
De modo geral, conforme apresentado nas cartas temáticas de uso e ocupação solo, a classe Vd sofreu maior redução, cuja área está restrita as reservas e a parques florestais da cidade, bem como a áreas de preservação permanente (APP) dos lotes rurais. Já a classe At apresentou maior variação, sendo crescente ao longo dos anos. Este resultado demonstra que esta região se está em amplo desenvolvimento econômico e social. Neste contexto, é de suma importância entender qual o impacto causado no clima local durante o processo de urbanização da Amazônia meridional.

### **4.3. ANÁLISE DA VARIÁVEIS CLIMATOLÓGICAS**

Dentre todo período analisado, o maior acumulo pluviométrico ocorreu no ano de 1985 e o menor acumulo em 2010, cujos valores foram 2323,6 mm e 1421,6 mm respectivamente, sendo que no ano 2000 o valor acumulado foi de 1896,7 mm (FIGURA 10). O valor encontrado para o ano de 2010 está bem abaixo do valor encontrado por Vourlitis et al. (2008) e Priante Filho et al. (2004), com valores que variaram entre 2000 mm a 2047 mm.

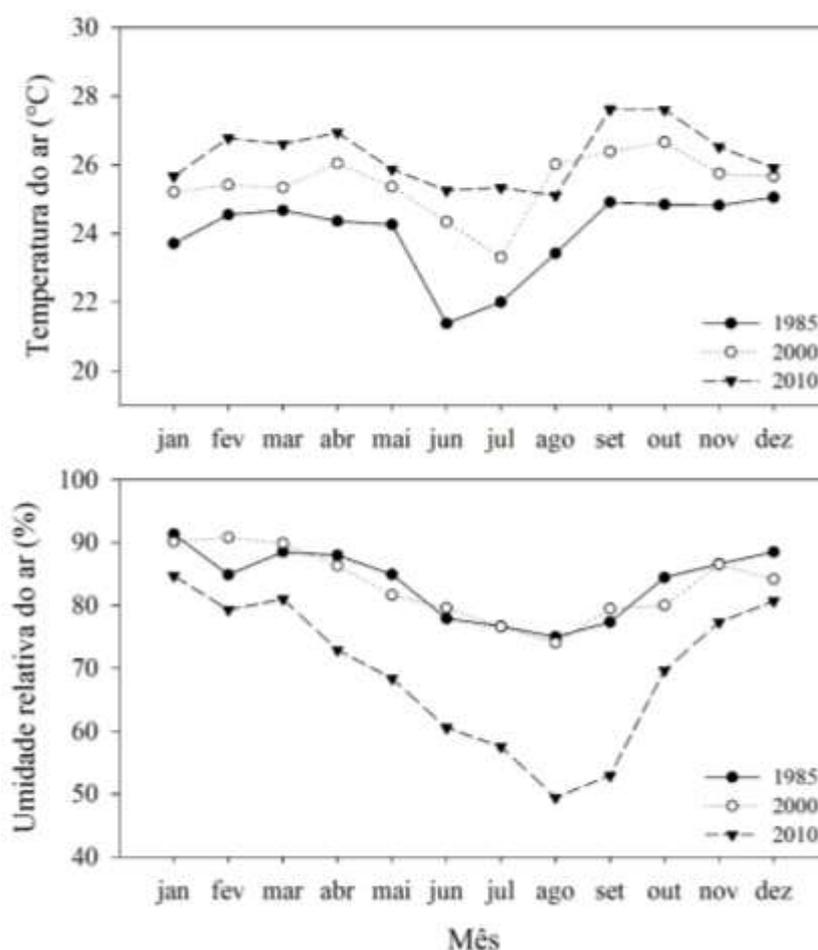
Observa-se que os meses de junho, julho e agosto, raramente choveu e, quando houve alguma precipitação, foi mínima, não sendo suficiente para interferir nas demais variáveis climatológicas (FIGURA 10). Ressalta-se ainda, que nas datas das imagens escolhidas para este estudo e nem nas datas que antecederam e sucederam esta data não houve precipitação. De modo geral, verifica-se que a precipitação segue um padrão sazonal bem definido, com um período de grandes

quantidades de chuvas (estação chuvosa) usualmente entre dezembro e março, e um período de estiagem (estação seca) nos meses de junho a agosto.



**Figura 10** – Distribuição da precipitação mensal para o município de Sinop, MT, nos anos de 1985, 2000 e 2010. Fonte: INMET – Estação Gleba Celeste.

A média anual da temperatura do ar apresentou aumento ao longo de todo período analisado (FIGURA 11), cuja variação foi de 2,3°C. A temperatura média anual em centro urbano é tipicamente mais alta que a de suas redondezas, podendo atingir cerca de 10° C (SHARMA et al., 2012). Em todos os anos os valores mínimos foram observados entre os meses junho e julho e os valores máximos entre os meses de setembro e outubro. Este resultado é justificado, já que durante a estação seca, devido à grande ocorrência de queimadas na região, a atmosfera passa a conter uma quantidade maior de partículas suspensas no ar, ocasionando menos radiação solar incidente (AGUIAR et al. 2006; BIUDES, 2009).



**Figura 11** – Distribuição da média mensal da temperatura do ar e umidade relativa do ar para o município de Sinop, MT, nos anos de 1985, 2000 e 2010. Fonte: INMET – Estação Gleba Celeste.

A umidade relativa do ar apresentou redução de 13% na magnitude do valor médio anual entre os anos de 1985 e 2010 (FIGURA 11). Observa-se que no período que coincide com a estação seca a umidade relativa do ar foi menor, refletindo os efeitos da diminuição da precipitação, com isso, apresentando baixa disponibilidade hídrica no ecossistema e consequente aumento no fluxo de calor sensível (WRIGHT et al., 1996; PRIANTE FILHO et al., 2004; ANDRADE et al., 2009).

Todas as variáveis climatológicas analisadas sofreram alterações ao longo dos anos, atribuídas ao efeito de urbanização, sendo que a densidade e rugosidade das construções, tipo materiais utilizados nas edificações e a retirada da vegetação alteram a velocidade do vento modificando a temperatura e a pluviosidade (AMORIM, 2005).

#### **4.4. VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DO BALANÇO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO**

##### **4.4.1. Albedo de superfície**

Os valores instantâneos do albedo de superfície apresentaram uma dinâmica espacial seguindo as variações observados para o uso do solo. Os menores valores foram verificados em áreas com cobertura vegetal densa e corpos d'água, com valores entre 0,03 a 0,14 (FIGURA 12). Corpos d'água geralmente apresentam albedo entre 0,025 e 0,0348 (ALLEN et al., 2002).

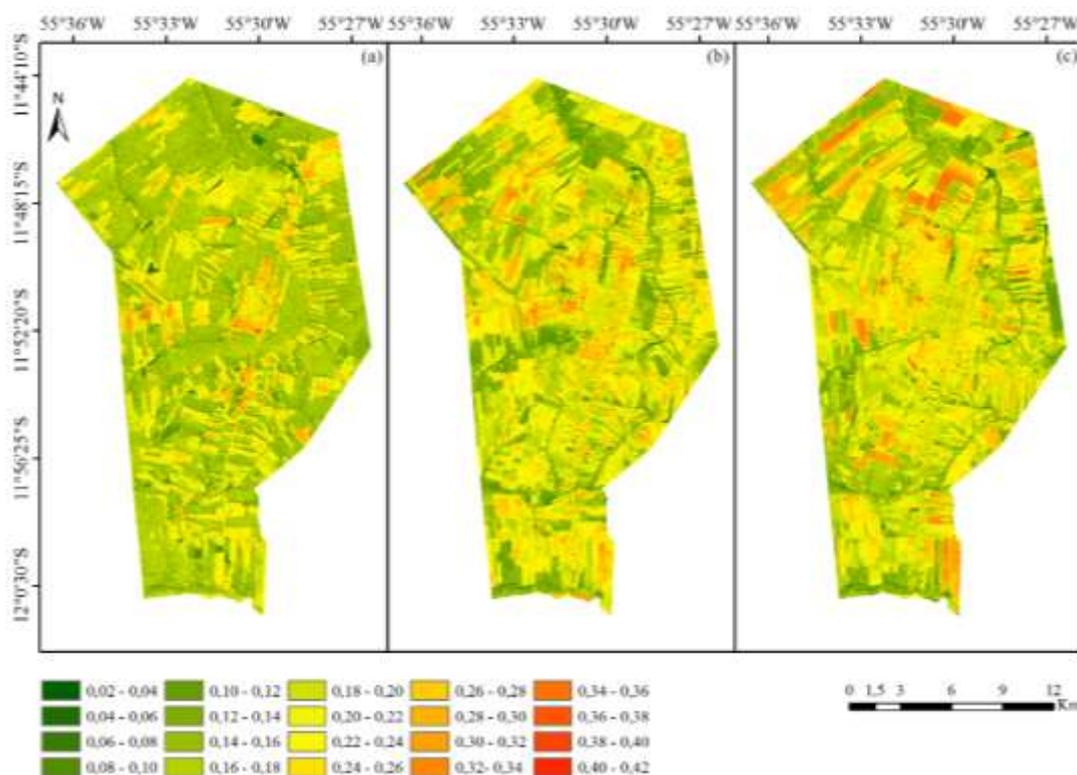
Os maiores valores de albedo foram observados em áreas com solo exposto, cobertura vegetal rala e áreas urbanas, com valor variando entre 0,18 e 0,42 (FIGURA 12). Nestas áreas há o predomínio de superfícies compostas por concreto, sobretudo nos centros urbanos onde os materiais utilizados na construção civil, como edificações de cor branca e telhado de folhas de amianto, refletem a maior parte da radiação incidente (MOREIRA et al., 2011).

O aumento do valor do albedo em áreas urbanas é afetado pelas propriedades dos materiais utilizados nas construções, sendo que estes interferem na retenção de umidade. Outras causas também são responsáveis pela sua variação nas superfícies, tais como, mudanças na estrutura do dossel das árvores, variação no ângulo de

elevação solar, teor de umidade do solo, regime de chuvas entre outras (BERBET, 2002; QUERINO et al., 2006).

Os valores de albedo da superfície mais frequentemente utilizada na literatura, variam de 0,05 a 0,55 dependendo do tipo de cobertura, coloração, teor de umidade, minerais e propriedades físicas e químicas do solo (AMANAJÁS et al., 2013).

Na análise do albedo para toda área de estudo, observa-se que houve um aumento em sua mediana de 14% entre as cenas de 1985 e 2000, permanecendo constante entre 2000 e 2010 (FIGURA 15). A variação dos valores mínimos e máximos foram crescentes ao longo dos anos (TABELA 11). Esta variação é justificada pela mudança do uso da terra, ou seja, área onde anteriormente era explorada com agricultura foi abandonada ou substituída por construções rurais ou urbanas, alterando assim o valor do albedo.



**Figura 12** – Carta temática do albedo de superfície do perímetro urbano do Município de Sinop, MT, para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Na análise das classes de uso do solo para variação temporal, os menores valores foram observados na classe Vd, quando comparado com as demais classes (FIGURA 16). Todas as classes apresentaram variações ao longo dos anos, a classe At variou entre 0,18 a 0,16, apresentando uma redução de 11%, enquanto que as classes Vd e Vr apresentaram aumento de 15% e 6,5% respectivamente em suas medianas (FIGURA 16).

Porém na variação espacial, as classes de uso do solo apresentaram um aumento apenas na classe Vr, cujo valor foi da ordem de 7,0% em sua mediana (FIGURA 17). Os maiores e menores valores do albedo foram observados nas classes At e Vd respectivamente, assim como na variação temporal.

Este comportamento é justificado, ressaltando que as características dos pixels alvos representativo de cada classe sofreram transformações em suas composições ao longo dos anos, uma vez que as amostras foram escolhidas tendo como referência a cena de 1985.

Na análise do histograma de frequência do albedo, observa-se que distribuição dos pixels é bimodal, o que sugere que a sua dinâmica está relacionada com a presença de vegetação (FIGURA 15). Para a carta de 1985, as concentrações dos pixels ficaram no intervalo entre 0,10 e 0,18, sendo sua maior concentração em 0,12 aproximadamente. Na carta do ano 2000, apesar da semelhança em sua distribuição com a carta do ano 2010, permaneceram entre 0,11 a 0,20, atingindo a máxima concentração em 0,16. Já para a carta do ano de 2010, observou-se distribuição entre 0,11 a 0,25 aproximadamente, com maior número de pixels concentrado em 0,15.

No histograma da carta do ano 2000 aparece com seu pico deslocado quando comparado ao da carta de 2010. Alguns fatores podem ter contribuído para este comportamento. O primeiro está relacionado as constantes transformações ocorridas na cobertura da superfície, principalmente pela redução das áreas com vegetação densa de grande porte e aumento das áreas com construções urbanas, porém menor que classe Vr, como já apresentado na Tabela 10.

O segundo, leva em consideração o período de escolhas das cenas, representando um período de grande estresse hídrico na região. Como para o ano 2000 a classe mais representativa foi a Vr, composta por vegetação de pequeno porte,

onde suas raízes não tem o tamanho suficiente em extrair água do lençol freático, o que acarreta na perda da folhagem e da sua coloração, gerando menor absorção da radiação solar incidente, e aumentando o valor do albedo.

**Tabela 11** – Valores dos índices estatísticos mínimo, máximo, médio e desvio padrão das cartas de albedo de superfície, temperatura de superfície (Ts) e Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) para toda área.

<b>Data</b>	<b>Variável</b>	<b>Mínimo</b>	<b>Máximo</b>	<b>Médio</b>	<b>Desv. pad</b>
19/07/1985	Albedo	0,029	0,360	0,142	0,021
	Ts	20,94	34,05	24,05	2,81
	NDVI	-0,35	0,90	0,66	0,21
11/06/2000	Albedo	0,029	0,420	0,154	0,025
	Ts	21,9	37,05	26,31	2,24
	NDVI	-0,49	0,89	0,49	0,21
22/06/2010	Albedo	0,029	0,373	0,160	0,027
	Ts	23,74	40,58	30,95	2,96
	NDVI	-0,33	0,90	0,43	0,20

Comparando os valores de albedo de superfície encontrados no presente estudo em áreas de corpos d'água e vegetação densa (floresta), verifica-se que estes foram semelhantes aos valores encontrados por Giongo et al. (2010), Andrade et al. (2009), Angelini et al. (2015) e Liberato (2011), porém foi menor que os encontrados por Gomes et al. (2013) e Silva et al. (2005) e maior que os valores encontrados por Silva et al. (2010), Santos & Lima (2013), Pavão et al. (2015) e Moreira et al. (2011) (TABELA 12).

Já na comparação dos valores de albedo superfície para área que sofrem modificação em sua cobertura, observa-se que os valores encontrados no presente estudo se aproximam dos valores encontrados por Oke (1987), Giongo et al. (2009), Andrade & Corrêa (2014), Angelini et al. (2015), Andrade et al. (2009), Silva et al.

(2005), porém maior que os valores encontrados por Pavão et al. (2015) e Moreira et al. (2011) (TABELA 13).

**Tabela 12** – Comparação dos valores de albedo encontrados em áreas de corpos d'água e floresta em diferentes pesquisas.

<b>Artigos</b>	<b>Albedo</b>	<b>Local</b>
Esta pesquisa	0,03 e 0,14	Perímetro urbano de Sinop, MT
Silva et al. (2005)	0,08 e 0,17	Áreas irrigadas na região semiárida, PE.
Silva et al. (2010)	0,09 e 0,12	Bacia hidrográfica do Rio Mogi-Guaçu, SP
Santos & Lima (2013)	0,05 e 0,09	Cidade de Manaus, Am
Pavão et al. (2015)	0,06 e 0,011	Sudoeste da Amazônia - Humaitá, AM
Giongo et al. (2009)	0,03 e 0,15	Áreas de plantação de cana-de-açúcar e cerrado em St. do Passa Quatro, SP.
Gomes et al. (2013)	0,05 e 0,18	Cidade de Patos, PB.
Liberato (2011)	0,08 e 0,13	Parte de reserva biológica do Jaru, RO e área de pastagem.
Andrade et al. (2009)	0,0 e 0,15	Pantanal de MT e MS.
Moreira et al. (2011)	0,07 e 0,10	Área urbana do município de Recife, PE
Angelini et al. (2015)	0,10 e 0,13	Área urbana do município de Cuiabá, MT

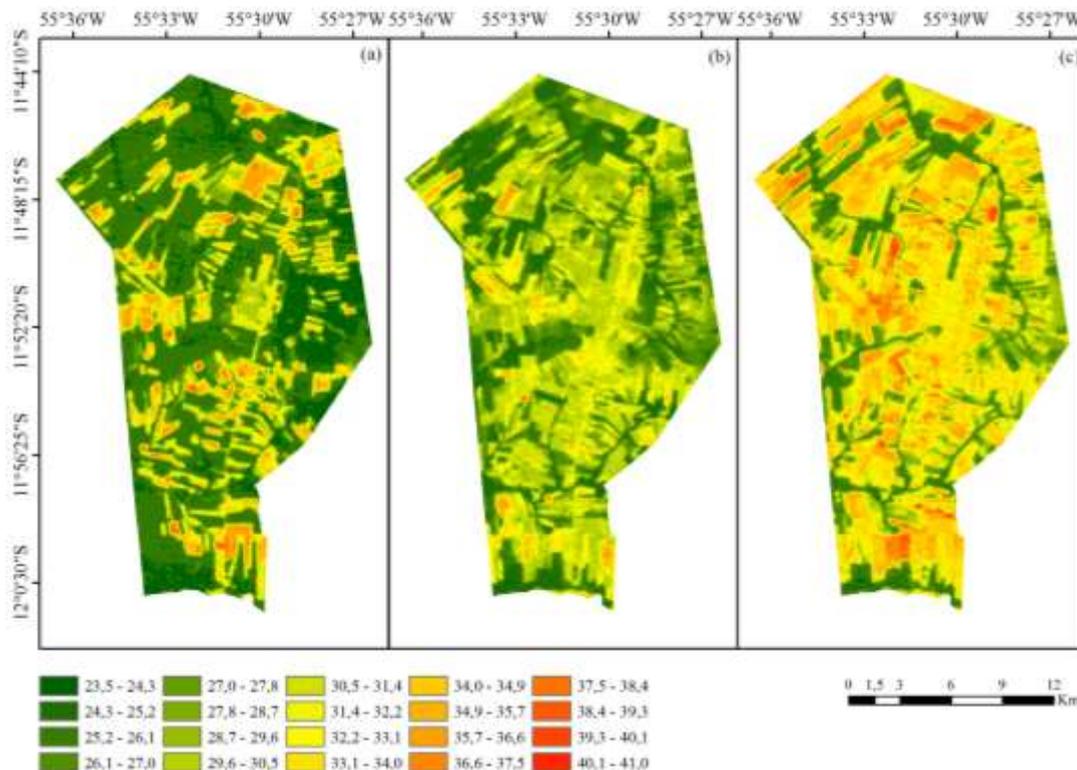
Logo, os valores instantâneos de albedo encontrados no presente estudo, foram maiores na classe At do que para áreas com alguma cobertura vegetal (Vr), e principalmente em áreas com vegetação densa (Vd). Esta última possui coloração mais escura e estrutura mais elevada, o que acarreta na menor refletividade de energia, diferente da área que sofreu alguma mudança em sua cobertura, por ser caracterizada por solo exposto, vegetação gramínea e arbustiva, detém menor absorção de energia solar que chega a ser absorvida (SANTOS & LIMA, 2013).

**Tabela 13** – Comparação dos valores de albedo superfície encontrados em áreas antropizadas em diferentes pesquisas.

<b>Artigos</b>	<b>Albedo</b>	<b>Local</b>
Esta pesquisa	0,18 a 0,42	Perímetro urbano de Sinop, MT
Silva et al. (2005)	0,31 a 0,33	Áreas irrigadas na região semiárida, PE
Santos & Lima (2013)	0,16 a 0,30	Cidade de Manaus, AM
Pavão et al. (2015)	0,15	Sudoeste da Amazônia - Humaitá, AM
Giongo et al. (2009)	0,28 a 0,44	Áreas de plantação de cana-de-açúcar e cerrado em St. do Passa Quatro, SP.
Gomes et al. (2013)	0,20 a 0,30	Cidade de Patos, PB.
Andrade et al. (2009)	0,25 a 0,30	Pantanal de MT e MS.
Moreira et al. (2011)	0,14 a 0,21	Área urbana do município de Recife, PE
Andrade & Corrêa (2014)	0,24 a 0,37	Município de Santarém, PA
Oke (1987)	0,27 a 0,40	Área urbana de Minnesota, EUA
Angelini et al. (2015)	0,29 a 0,32	Área urbana do município de Cuiabá, MT

#### **4.4.2. Temperatura da superfície (Ts)**

Na análise da estimativa da temperatura da superfície, observa-se que os seus valores instantâneos seguiram as variações de uso do solo verificados ao longo dos anos analisados (FIGURA 13). Os maiores valores da Ts foram encontrados em áreas de solo exposto com valores entre 29,3 e 40,7 °C para ambas as cenas. Porém, na carta temática de 2010, observa-se que houve um aumento das áreas com temperaturas mais elevadas em comparação com as cenas do ano de 1985 e 2000, principalmente em áreas com alta densidade de construções (FIGURA 13c).



**Figura 13** – Carta temática da temperatura de superfície do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Esta elevação na temperatura de superfícies é justificada pelas modificações das superfícies naturais para dar lugar à urbanização, gerando um fenômeno conhecido como ilhas de calor urbana, definida classicamente na literatura como uma anomalia térmica caracterizada pelo aumento da temperatura do ar nas áreas centrais de uma cidade em relação à temperatura das áreas periféricas (PENG et al., 2012). Além disso, a geometria urbana (KRUGER et al., 2011), a substituição de áreas verdes por superfícies impermeáveis e com maior potencial de absorção de calor (WENG et al., 2004), e incremento dos níveis de poluentes no ar (LAI & CHENG, 2009).

Os menores valores foram encontrados em áreas de vegetação densa, com valores estimados entre 20,9 e 24,4 °C (FIGURA 13). Esses valores explicam-se pelo o fato, de que a vegetação transpira, libera vapor d'água e aumenta a umidade em seus arredores, amenizando a temperatura das localidades que se encontram próxima a essa área, ao contrário do centro da cidade, que possuem menor área

arborizada e maior área de construção civil, com seus diversos tipos de materiais, que contribuem para o aumento da temperatura (SANTOS & LIMA, 2013). E ainda, áreas compostas por floresta possuem maior capacidade de transpiração que as demais áreas, resultando em um maior percentual da energia disponível na superfície sendo utilizada em processos que envolve mudança de fase, sobrando menos energia para o aquecimento da superfície e, conseqüentemente, do ar (SOUZA et al., 2011).

Os resultados observados nas cartas temáticas da  $T_s$  (FIGURA 13) se assemelham aos encontrados nas cartas temáticas do albedo (FIGURA 12). As áreas onde foram verificados os menores e maiores valores da  $T_s$  também se observaram a mesma variação na magnitude do albedo. Entretanto, não apenas o aumento do albedo indica o aumento da temperatura, mas também padrões nos fluxos de calor sensível e latente (GOMES, 2009).

Ao analisar a dinâmica do valor instantâneo da  $T_s$  para toda área de estudo, verifica-se um aumento de aproximadamente 29% ( $7,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) em suas medianas durante todo período analisado (TABELA 11). Este fato torna evidente o quanto o processo de urbanização para o município de Sinop, MT interferiu no aumento da  $T_s$  em um intervalo de 25 anos (FIGURA 15).

Sharma et al. (2012), em estudo realizado na cidade de Surat, Índia, verificaram que as substituições na paisagem provocada pela urbanização de áreas compostas por vegetação para áreas com construções resultaram em aumento da  $T_s$  em  $5,5 \pm 2,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , de áreas de vegetação para pousio  $6,7 \pm 3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , enquanto que de pousio para área com construções foi  $5,3 \pm 2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Araújo & Di Pace (2010) encontraram uma elevação na temperatura de superfície de Maceió entre os anos de 1990 e 2003, em todas as subáreas analisadas. Os maiores valores foram encontrados dentro da malha urbana da cidade variando cerca de  $6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Este estudo se assemelha ao resultado encontrado por Ideião et al. (2008), em que analisaram dados temporais de temperatura de superfície terrestre no estado da Paraíba constatando um aumento devido ao aumento da urbanização do estado mediante a impermeabilização do solo no decorrer dos anos.

Na análise da variação temporal entre as classes de uso do solo, observa-se que a dinâmica da  $T_s$  também seguiu as variações de uso do solo como verificado para toda área, sendo os maiores valores observados na classe At e os menores na

classe Vd. As variações da Ts em todas as classes apresentaram crescimento ao longo dos anos. Na classe At o aumento foi da ordem de 4,9°C, na Vd o aumento foi de 8,8°C aproximadamente, enquanto que na classe Vr o aumento foi de 6,8°C (FIGURA 16).

Na variação espacial, as classes de uso do solo também apresentaram aumento da Ts ao longo dos anos, com as magnitudes da ordem de 5,5°C nas classes At e Vd, enquanto a classe Vr foi de 6,8°C (FIGURA 17). Esta diferença nos valores das classes entre as variações espaços-temporais, principalmente na classe Vd, é atribuída a seleção das classes. A classe Vr não apresentou mudança em seu valor entre as variações (FIGURA 17). Observa-se ainda, que mesmo na classe Vd, houve um aumento considerável da temperatura de superfície, que pode ser explicado pela redução de sua área ao longo dos anos.

Na distribuição dos pixels observada no histograma de frequência, verifica-se um comportamento modal regido pela presença da vegetação (FIGURA 15). As distribuições entre as classes apresentaram um deslocamento de 2,5 °C em seus valores iniciais. Na classe Vd as distribuições dos pixels ficaram entre 20,0 e 30,0 °C, com maior concentração em 22,0 °C. A classe Vr apresentaram pixels no intervalo entre 22,5 e 30°C, com concentração maior em 27,5 °C, enquanto que na classe At seus pixels ficaram entre 25,0 e 35,0 °C, com maior concentração em 32,5 °C (FIGURA 16).

Ao comparar os valores mínimos e máximos da Ts obtidos neste presente estudo com trabalhos que fizeram uso de imagens orbitais em sua estimativa, observa-se que os valores encontrados por Ming & Liu (2000), Costa et al. (2010) e Bezerra et al. (2013) foram semelhantes ao desta pesquisa. No entanto, os valores de máximos encontrados por Silva et al. (2011), Gomes et al. (2013) e Andrade & Corrêa (2014) foram menores ao desta pesquisa (TABELA 14).

Apesar de todo avanço em técnicas de sensoriamento termal para investigação de climas urbanos, deve-se progredir em três vastas áreas, determinação adequada da radiação, melhor compreensão das relações entre as temperaturas de superfície, do ar e do balanço energético, e por fim obter melhor validação dos parâmetros dos sensores termais (VOOGT & OKE, 2003).

**Tabela 14** – Comparação dos valores estatísticos de mínimos e máximos da temperatura de superfície (Ts) encontrados em diferentes pesquisas em áreas heterogêneas.

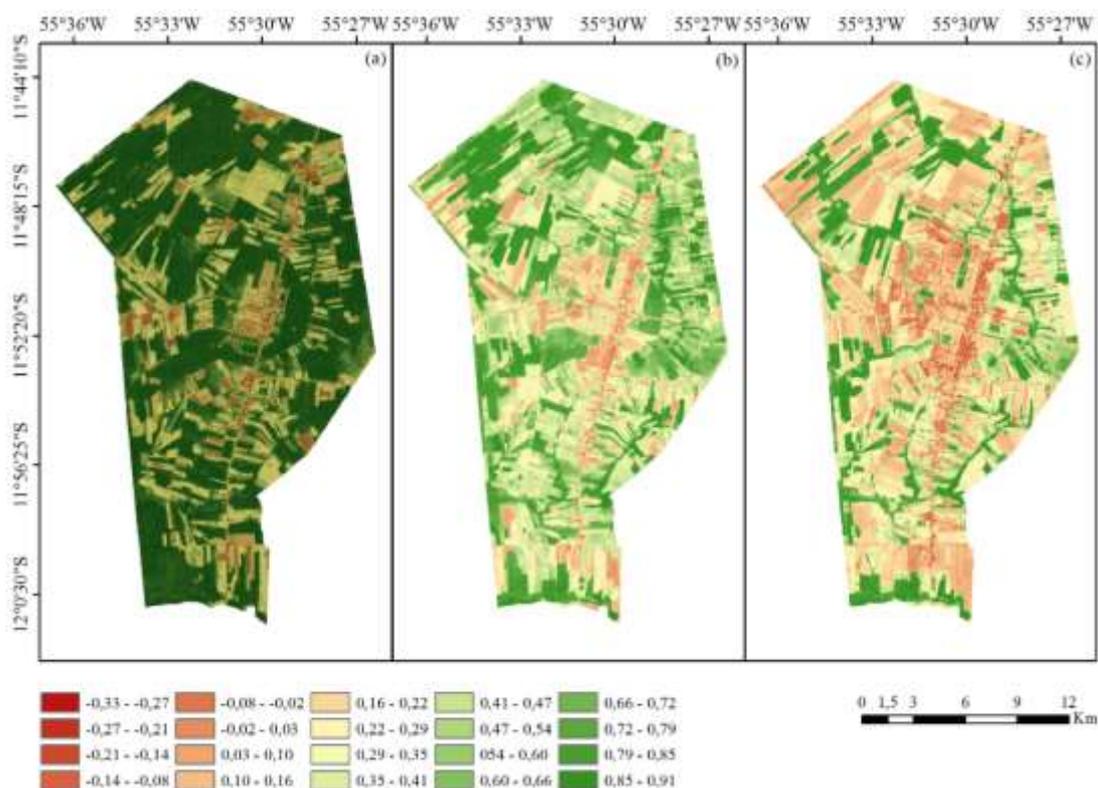
<b>Artigo</b>	<b>Ts (°C)</b>	<b>Local</b>
Esta pesquisa	20,1 a 40,0	Perímetro urbano de Sinop, MT
Silva et al. (2011)	22,5 a 38,2	Município de Fortaleza, CE
Andrade & Corrêa (2014)	28,0 a 33,0	Município de Santarém, PA
Gomes et al. (2013)	20,1 a 34,4	Município de Patos, PB
Bezerra et al. (2013)	19,1 a 41,9	Parque Nacional da Furna Feia, RN
Costa et al. (2010)	20,0 a 44,0	Município de Ilha Solteira, SP
Ming & Liu (2000)	31,0 a 40,0	Estado de São Paulo, SP

#### 4.4.3. NDVI

Os maiores valores do NDVI foram encontrados em áreas com vegetação densa (parque ou reserva florestal), uma vez que estas estão associados ao vigor da vegetação (ANDRADE et al., 2013), com valores entre 0,67 a 0,90. Valores de NDVI maiores que 0,60 estão associados à vegetação extremamente pronunciada, e valores entre 0,30 a 0,60 a cobertura vegetal pouco densa e área disposta de forma adjunta às regiões verdes (LIU & MING, 2000). Ainda, ressalta-se que estes valores seguiram as variações de uso do solo verificados ao longo dos anos analisados (FIGURA 14).

Os menores valores de NDVI ficaram entre -0,49 e 0,25 (FIGURA 14), sendo os valores negativos atribuídos a corpos d'água, que em estado líquido absorve radiação na faixa do infravermelho próximo (MOREIRA, 2003). A redução nos valores do NDVI está relacionada a diminuição de áreas de vegetação densa para dar lugar a um ambiente construído. Este fato é comprovado pelos valores estimados de albedo, que apresentaram aumento ao longo dos anos, provocado principalmente pela refletividade das construções e também por áreas com solo exposto.

Uma consequência direta na redução da cobertura vegetal é a alteração do clima local, como pode ser observado na distribuição espacial da Ts, onde os maiores valores foram verificados em áreas com solo exposto e área urbana (FIGURA 13). Este resultado é justificado uma vez que a vegetação auxilia na melhoria da qualidade da atmosfera e desempenha papel importante na manutenção do equilíbrio climático, filtrando grande quantidade da radiação solar através da evapotranspiração, propiciando resfriamento do ar adjacente e diminuição da temperatura (AMORIM, 2005).



**Figura 14** – Carta temática da estimativa do NDVI do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Durante todo período, observa-se que houve uma redução de 33 % nos valores médios do NDVI (TABELA 11). Este comportamento se assemelha as transformações ocorridas na presente área de estudo (FIGURA 8 e 9). Este resultado é corroborado por pelos valores encontrados por Sharma et al. (2012), Andrade & Corrêa (2014), Barbosa & Durigon (2014) e Tartari et al. (2015) onde observaram

que o processo de expansão urbana alterou o estado de vários parâmetros biofísicos, incluindo o NDVI, ao qual governa a saúde do ambiente.

Outros fatores também podem influenciar negativamente nos valores de NDVI, tais como características atmosféricas (nuvens e fumaças em decorrência de queimadas), disponibilidade hídrica, alterações sazonais, estágio fenológico, mudanças climáticas bruscas, dentre outros, principalmente para as vegetações de pequeno porte (ROSENDO, 2005; NICACIO et al., 2006).

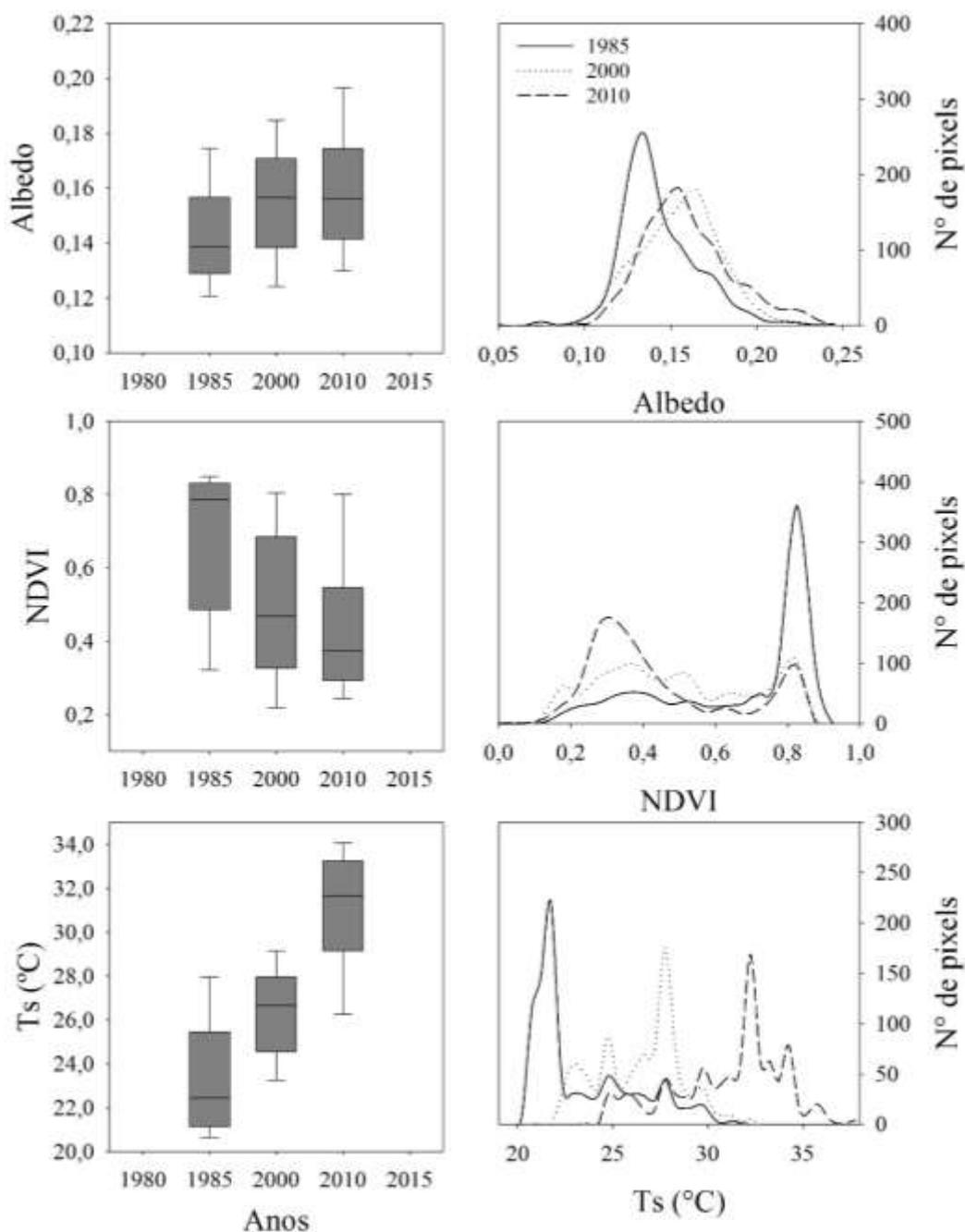
Como as imagens adquiridas para o presente estudo correspondem ao período de seca para região (VOURLITIS et al., 2011), a vegetação tende a absorver menos radiação solar, aumentando a reflectância na região do visível, e absorvendo mais radiação na região do infravermelho próximo. Essa diferença entre as reflectâncias nos comprimentos de onda do visível e do infravermelho próximo tendem a diminuir quanto maior o estresse hídrico da vegetação, o que torna os valores de NDVI mais baixos, conseqüentemente maiores valores de temperatura de superfície (FURLAN, 2013).

Na análise da variação temporal do NDVI para as classes de uso do solo (FIGURA 16), observa-se que os maiores valores foram verificados na classe Vd, principalmente na cena de 1985, seguida da classe Vr. Estas classes apresentaram redução em suas medianas ao longo dos anos, com 40 e 33% respectivamente. A variação observada na classe At foi de 17% aproximadamente, com aumento entre os anos 1985 e 2000 e redução na mesma magnitude entre 2000 e 2010 (FIGURA 16).

Porém na variação espacial entre as classes de uso do solo, observa-se que a classe At apresentou a menor variação quando comparado com as demais classes, com redução da ordem de 6,5%. Assim como na variação temporal, as classes Vd e Vr apresentaram redução em suas medianas da ordem de 8,5% e 31,0% respectivamente (FIGURA 17).

Este comportamento é observado no histograma de frequência do NDVI (FIGURA 15). As faixas de distribuições foram semelhantes, porém a maior concentração foi verificada na cena de 1985, seguida da cena de 2010. Para a cena do ano 2000, as concentrações dos pixels apresentaram estar mais esparsa, o que mostra a grande transformação ocorrida na cobertura do solo.

Ao analisar as cartas temáticas do albedo, temperatura da superfície e NDVI (FIGURA 12, 13 e 14), verifica-se que com a substituição de áreas compostas por vegetação densa por áreas de solo exposto ou área urbana, acarretará numa alteração nos valores do albedo produzindo numa elevação da temperatura de superfície, principalmente nas áreas com adensamento de construções.



**Figura 15** – Histograma das cartas temáticas de albedo, Ts e NDVI do perímetro

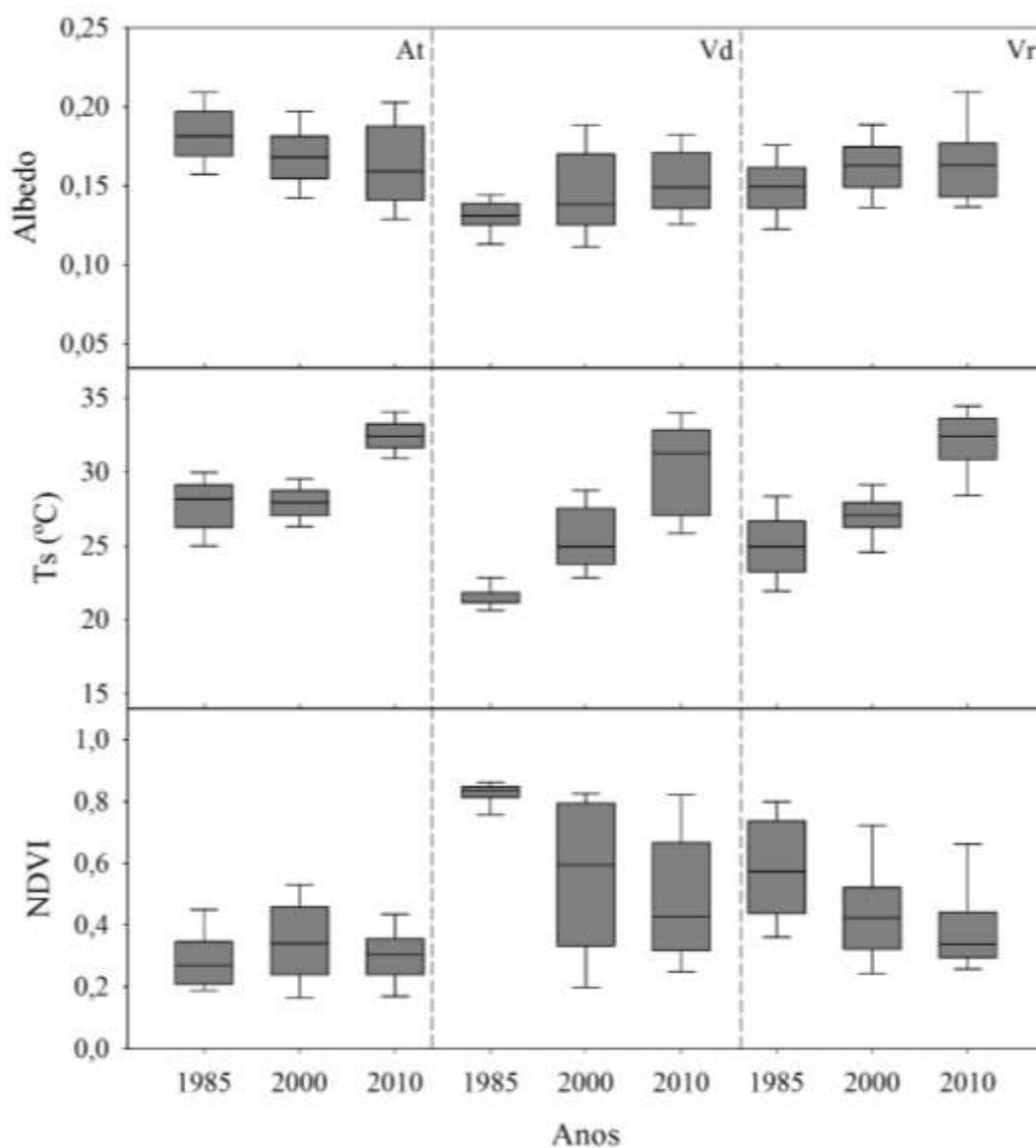
urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Os valores de NDVI encontrados no presente estudo para áreas antropizadas (solo exposto, pastagem e área urbana) e de vegetação densa (floresta), sofreram variações ao longo dos anos intensificados pelo processo de urbanização. Estes valores estão em concordância com os valores encontrados por Silva & Moreira (2011), Andrade & Corrêa (2014) e Almeida et al. (2015) para área antropizada. Yuan & Bauer (2007) e Santos et al. (2014) encontraram valores de NDVI para At bem superior ao do presente estudo, enquanto Andrade & Corrêa (2014) encontraram valores menores (TABELA 15).

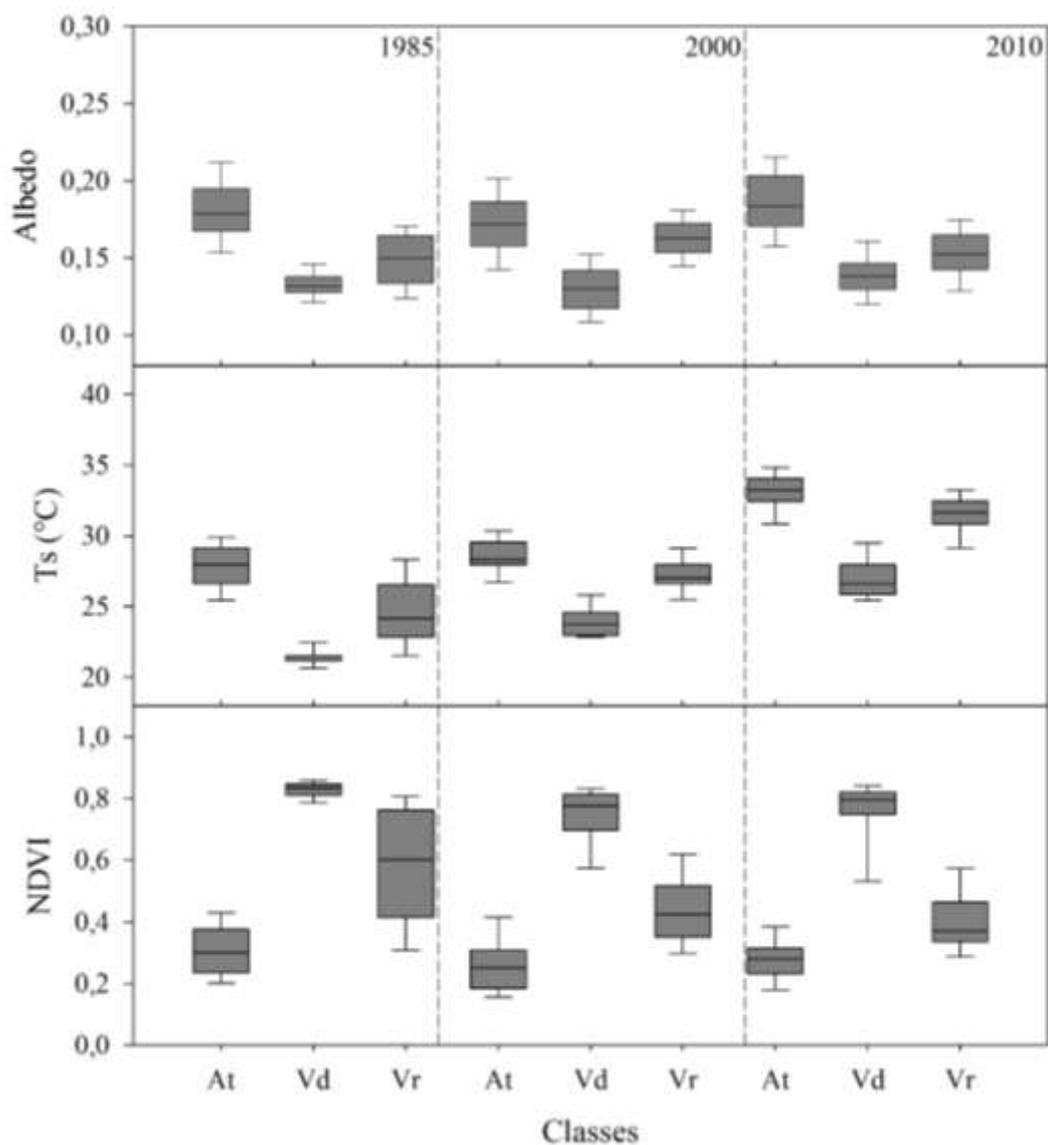
**Tabela 15** – Comparação dos valores do NDVI encontrados em áreas antropizadas (At) e de vegetação (Vd) densa em diferentes pesquisas.

Artigo	NDVI		Local
	At	Vd	
Esta pesquisa	0,25	0,90	Perímetro urbano de Sinop, MT
Santos et al. (2013)	0,30	0,70	Cidade de Manaus, AM
Andrade & Corrêa (2014)	0,14	0,87	Cidade de Santarém, PA
Almeida et al. (2015)	0,27	0,73	Área urbana de Maceió, AL
Santos et al. (2014)	0,60	0,87	Reserva Biológica do Jaru, RO
Yuan & Bauer (2007)	0,42	-	Região metropolitana de Minnesota, EUA.
Silva & Moreira (2011)	0,25	0,59	Manguezal de Maracáipe, PE

Os valores de NDVI pode ser utilizado como parâmetro indicador da dinâmica espaço-temporal de superfícies heterogêneas, ou seja, distintos usos e ocupações do solo, em virtude da sua elevada sensibilidade de detecção envolver radiação visível e infravermelho em superfície (BEZERRA et al., 2011)



**Figura 16** – Variação temporal do Albedo, Ts e NDVI para as classes de uso do solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

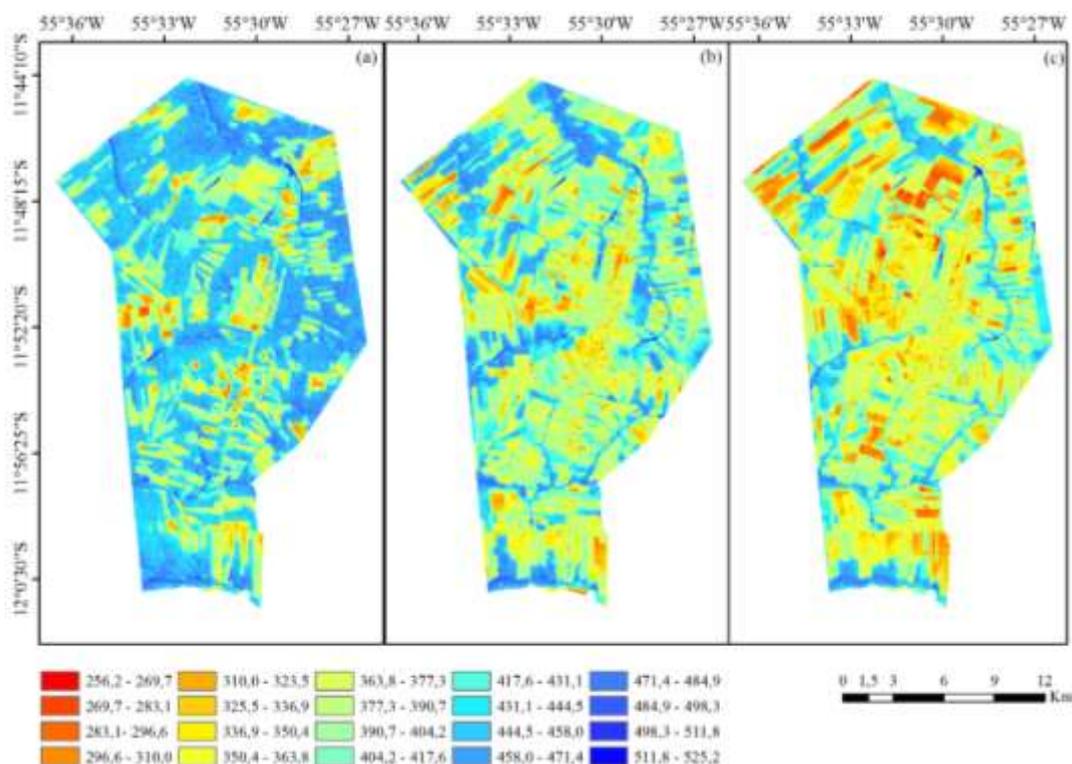


**Figura 17** – Variação espacial do Albedo, Ts e NDVI para as classes de uso do solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

#### 4.4.4 Saldo de Radiação Instantâneo

Ao longo dos anos analisados os maiores valores do saldo de radiação instantâneo foram encontrados nas áreas com cobertura vegetal densa e corpos d'água, com valores entre 405 e 520 W m<sup>-2</sup> (FIGURA 18). Estes altos valores estão relacionados a capacidade de absorção da radiação de onda curta incidente e baixa refletividade que estas áreas possuem, sendo que áreas compostas por florestas

possuem maior biomassa, o que provoca redução na temperatura do dossel e emissão de onda longa pela copa aumentando o valor do Rn (SANTOS et al., 2011).



**Figura 18** – Carta temática da estimativa do saldo de radiação instantâneo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Os menores valores do Rn foram encontrados em áreas de solo exposto, área urbana e com pouca cobertura vegetal (pastagem e pousio), cujos valores ficaram entre 233,1 a 345,2  $W m^{-2}$  (FIGURA 18). Esses valores sugerem que a presença de concretos, telhados em cores claras, áreas sem vegetação (solo exposto), solo impermeável são os maiores responsáveis pela diminuição do Rn. Este resultado corrobora com os valores encontrados para o albedo (FIGURA 12).

A dinâmica do saldo de radiação para toda área de estudo não seguiu os padrões observados para o uso e ocupação do solo. Entre os anos 1985 e 2000 e entre 2000 e 2010 os valores médios de Rn sofreram variações de mesma magnitude (FIGURA 22). Nos primeiros anos houve um aumento e nos últimos uma redução de

17 W m<sup>-2</sup> respectivamente. A maior média do Rn foi observada na cena do ano 2000 com 407 W m<sup>-2</sup> (TABELA 16).

Este resultado, é explicado devido à pouca atenuação de Rn em relação às regiões naturalmente vegetadas (não urbanizadas) e também ao efeito combinado de radiação de ondas curtas e longas geralmente o saldo de radiação líquida em superfícies urbanizadas são ligeiramente maiores que as verificadas em regiões rurais adjacentes (OKE, 1982; ESTOURNEL et al., 1983 e SCHMID et al., 1991).

**Tabela 16** – Valores instantâneos dos índices estatísticos mínimo, máximo, médio e desvio padrão das cartas do saldo de radiação - Rn (W m<sup>-2</sup>), fluxo de calor latente – LE (W m<sup>-2</sup>), fluxo de calor sensível – H (W m<sup>-2</sup>) e fluxo de calor no solo – G (W m<sup>-2</sup>).

Data	Variável	Mínimo	Máximo	Médio	Desv. Pad.
19/07/1985	Rn	233,1	471,4	389,8	24,2
	LE	84,3	432,3	330,6	66,6
	H	5,3	158,1	37,9	26,6
	G	5,1	54,5	20,6	19,2
11/06/2000	Rn	249,5	505,3	407,6	25,2
	LE	0,0	365,0	179,4	74,3
	H	83,3	320,0	187,6	33,5
	G	5,3	62,8	39,7	20,5
22/06/2010	Rn	258,8	520,1	396,9	30,2
	LE	0,0	413,9	124,0	101,9
	H	56,0	356,7	222,1	55,9
	G	5,49	69,2	49,8	22,0

Na análise da variação temporal entre as classes de uso do solo, os maiores valores de Rn foram observados na classe Vd e os menores valores na classe At (FIGURA 23). Os maiores valores registrados na classe Vd podem ser justificados pelo baixo valor albedo na referida área, fazendo com que se tenha maior quantidade de radiação de onda curta (SHUSEN & DAVIDSON, 2007).

Ao longo dos anos analisados, as classes At e Vr apresentaram aumento da ordem de  $42,1 \text{ W m}^{-2}$  e  $10,7 \text{ W m}^{-2}$  respectivamente, enquanto que a classe Vd não apresentou variação (FIGURA 23). Este resultado é explicado pela conservação de áreas com cobertura vegetal densa no perímetro urbano de Sinop, limitado as áreas de proteção permanente (reservas e parques florestais). Assim como observado para toda área de estudo, a cena do ano 2000 apresentou a maior mediana entre as diferentes classes (FIGURA 22).

Na variação temporal entre as classes de uso do solo, observou-se que os maiores valores de Rn foi encontrado da classe Vd, apresentando aumento da ordem de  $27,3 \text{ W m}^{-2}$ . As classes Vr e At também apresentaram aumento ao longo dos anos, cujos valores foram  $19,1 \text{ W m}^{-2}$  e  $24,9 \text{ W m}^{-2}$  respectivamente (FIGURA 24). O valor de Rn, principalmente na classe Vd, foi superior ao observado na variação espacial, evidenciando a importância da floresta na manutenção do clima local.

Na análise dos histogramas de frequência, observa-se um comportamento modal, cuja distribuição dos pixels para cena de 1985 ficaram entre  $300$  e  $430 \text{ W m}^{-2}$ , com maior concentração em  $410 \text{ W m}^{-2}$ . As cenas de 2000 e 2010 apresentaram a mesma distribuição com valores entre  $350$  e  $460 \text{ W m}^{-2}$ , com maior concentração em  $400 \text{ W m}^{-2}$  (FIGURA 22).

Ao comparar os valores médios de Rn instantâneo encontrados no presente estudo com demais trabalhos que fizeram uso de imagens orbitais em sua estimativa, verifica-se que estes valores se aproximam dos encontrados por Giongo et al. (2010), Azevedo et al. (2013) e Danelichen et al. (2014), porém menor que os encontrados por Silva et al. (2005), Silva et al. (2011), Andrade & Corrêa (2014) e Silva et al. (2014) e maior que o encontrado por Amanajás et al. (2013) (TABELA 17).

Silva et al. (2010), analisando o balanço de radiação no estado do Acre, demonstraram que em áreas de maior albedo, que compreendem áreas com baixo valor de NDVI, apresentaram os menores valores de Rn, e conseqüentemente menor energia para ser transformada em calor sensível e latente.

As transformações provocadas pelo processo de urbanização produzem aumento do albedo, que compreendem áreas com baixo valor de NDVI, afetando diretamente no valor de Rn (SILVA et al. 2010). Desta forma, provocando uma redução no percentual de energia destinado ao processo evapotranspiratório e

aumento do percentual para aquecimento do solo e do ar, interferindo nas trocas radiativas do ambiente urbano, e conseqüentemente no clima local.

Logo, na análise da variação temporal e espacial dos fluxos de calor sensível e latente esta variação no valor de  $R_n$  será melhor elucidada, permitindo caracterizar o clima de uma região urbana através da identificação dos processos que conduzem a distribuição da radiação líquida e das outras fontes de energia existentes nas regiões urbanas. Além disso, o conhecimento dos fluxos de calor sensível e latente possibilita o desenvolvimento de modelos de balanço de energia nas regiões urbanas (MASSON, 2002, MARTILLI, 2002; PEREIRA DE SOUSA, 2006; MARCIOTTO, 2009, MORAIS, 2010).

**Tabela 17** – Comparação dos valores médios do saldo de radiação –  $R_n$  ( $W m^{-2}$ ) encontrados em diferentes pesquisas em áreas heterogêneas.

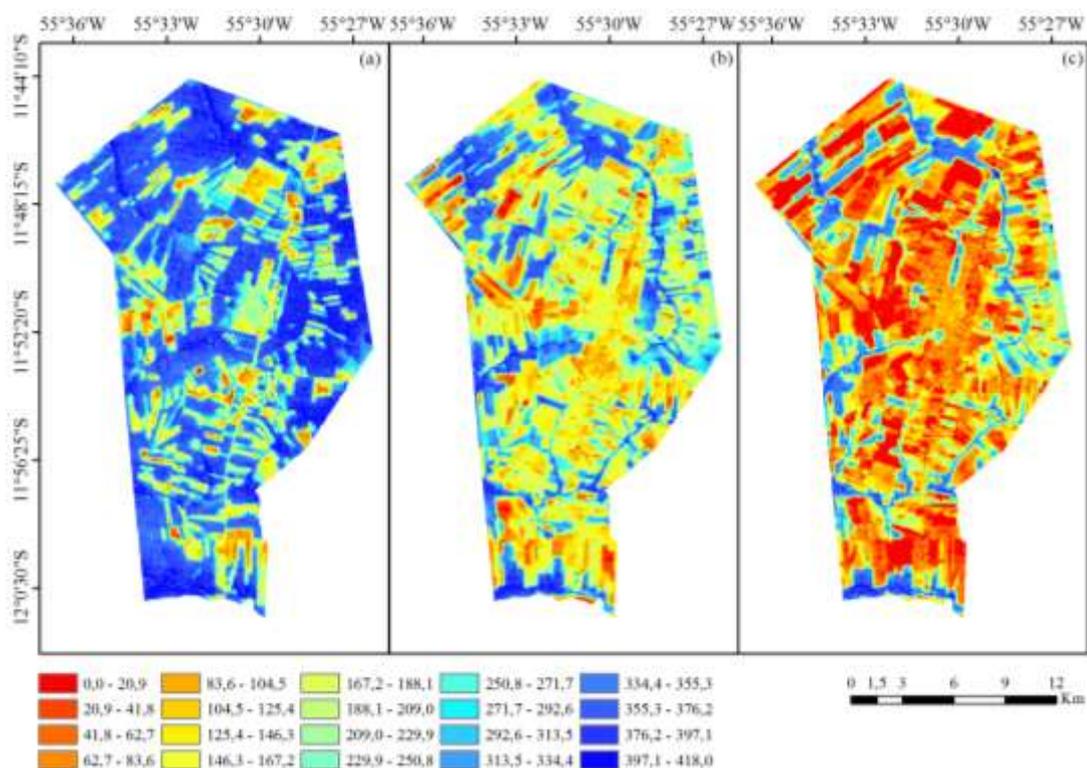
<b>Artigo</b>	<b><math>R_n</math> (<math>W m^{-2}</math>)</b>	<b>Local</b>
Esta pesquisa	398	Perímetro urbano de Sinop, MT
Andrade & Corrêa (2014)	496	Cidade de Santarém, PA
Silva et al. (2011)	465	Município de Fortaleza, CE
Amanajás et al. (2013)	376	Área de cerrado amazônico, AP
Azevedo et al. (2013)	400	Microrregião do Baixo São Francisco
Silva et al. (2005)	583	Áreas irrigadas do Projeto Senador Nilo Coelho
Silva et al. (2014)	500	Áreas irrigadas e de vegetação nativa na região Centro-oeste
Danelichen et al. (2014)	400	RPPN SESC Pantanal, MT
Giongo et al. (2010)	415	Município de Santa Rita do Passa Quatro, SP.

#### **4.4.5. Fluxo de calor latente (LE)**

Os valores do fluxo de calor latente seguiram os padrões observados para o uso e ocupação do solo, sendo seus maiores valores encontrados em áreas com vegetação densa e corpos d'água, cujos valores ficaram entre 362,5 e 432,3  $W m^{-2}$

(FIGURA 19). Assim como em corpos d'água quanto em áreas de floresta, aproximadamente 70% do  $R_n$  é convertido em LE, ou seja, uma grande parte da radiação líquida é transferida para a atmosfera através do fluxo de calor latente e a outra parte pelo fluxo de calor sensível, o que indica que essa cobertura vegetal é uma grande fornecedora de calor latente para a atmosfera (LEOPOLDO et al., 1995).

Os menores valores desta componente foram encontrados em áreas de solo exposto, área urbana e em área com pouca cobertura vegetal (pastagens e pousio), com valores entre 0,0 e 265,2  $W m^{-2}$  (FIGURA 19). Andrade et al. (2009) obtiveram, no horário do meio-dia, valores médios de LE em área de floresta de transição Amazônia-Cerrado ao redor de 340  $W m^{-2}$  e 280  $W m^{-2}$  para as estações chuvosa e seca, respectivamente.



**Figura 19** – Carta temática da estimativa do fluxo de calor latente do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Os baixos valores de LE na estação seca em floresta de transição se dá em decorrência da existência de um fator externo que minimiza os efeitos da radiação no

período seco mais significativo do que o efeito das nuvens no período chuvoso. Este fator, é a influência da névoa seca que se forma na região em decorrência das queimadas, que ocorrem em grande quantidade e presença na estação seca (ANDRADE et al., 2009).

Na dinâmica do fluxo de calor latente para toda área de estudo, observa-se uma redução em seus valores médios de aproximadamente  $206 \text{ W m}^{-2}$  durante todo período de estudo (FIGURA 22 e TABELA 16). Este resultado é explicado pela falta de água na superfície, provocada pela impermeabilização do solo, e pela diminuição na vegetação (OKE, 1987).

Com a impermeabilização do solo, existe pouca disponibilidade de água na superfície para auxiliar na troca de calor. Deste modo, tanto a umidade proveniente da vegetação quanto a proveniente do solo são produzidas em pouca quantidade, disponibilizando pouca energia para evaporação, causando um armazenamento de calor durante o dia (GARTLAND, 2010).

As variações nos fluxos de calor latente são associadas quantitativamente as mudanças da cobertura da superfície, onde em condições normais de suprimento de água observa-se uma alta correlação negativa entre  $T_s$  e NDVI. Com a diminuição de  $T_s$  ocorre um aumento do efeito refrigerante causado por LE, associado ao conteúdo de água da vegetação. Portanto, assumindo-se que existem relações intrínsecas entre fluxos de LE e NDVI, controlados normalmente por  $R_n$  (NEMANI & RUNNING, 1989).

Na análise da variação temporal entre as classes de uso do solo, os maiores valores de LE foram observados na classe Vd, quando comparado com as demais classes (FIGURA 23), ressaltando a ideia de que superfícies vegetadas utilizam esta energia em uma proporção maior que áreas com pouca ou sem cobertura vegetal. Quando a cobertura do solo é máxima e não há restrição hídrica, ET (fluxo de calor latente) pode representar até 70% do saldo de radiação, refrigerando o dossel vegetativo (ALLEN et al., 1998). Ainda Segundo Aguiar et al. (2006), apesar de existir variação na quantidade do  $R_n$  entre estações de chuva e seca, o LE nas áreas com vegetação densa (floresta) não apresenta grande variação ao longo do ano, ou seja, estas áreas possuem capacidade em manter a taxa de evapotranspiração mesmo em condições de estiagem.

Todas as classes apresentaram variações em suas medianas, os quais também seguiram os padrões observados para o uso do solo, sofrendo redução em seus valores ao longo dos anos. A variação sofrida pela classe At foi de  $143,6 \text{ W m}^{-2}$ , na classe Vd a variação apresentada foi de  $227,2 \text{ W m}^{-2}$ , enquanto que na classe Vr foi de  $202 \text{ W m}^{-2}$  (FIGURA 23).

Assim como na variação temporal, a variação espacial entre as classes de uso do solo também apresentou redução nos valores de LE. A redução apresentada pelas classes At, Vd e Vr foram  $172,2 \text{ W m}^{-2}$ ,  $109,24 \text{ W m}^{-2}$  e  $193,2 \text{ W m}^{-2}$  respectivamente (FIGURA 24). Ressalta-se ainda, que mesmo com a escolha de pixels representativos a classe Vd, a energia utilizada no processo de evapotranspiração é reduzida, impactado pela transformação das áreas adjacentes aos locais de vegetação densa.

O valor médio de LE encontrado na presente pesquisa foi bem menor do que os valores encontrados por Gomes et al. (2013) e Santos et al. (2013) ao analisarem o efeito da urbanização, bem como por Su (2002), Andrade et al. (2009), Ruhoff et al. (2009), Menezes et al. (2011), Boratto & Gomide (2013) e Sousa et al. (2014) (TABELA 18). A média de LE comparada com os demais trabalhos, é representativo a data do ano de 2010. No entanto, se considerarmos a média de LE observada para a data de 1985, este valor se assemelha com os valores encontrados por Andrade et al. (2009), Sousa et al. (2014), Santos et al. (2013) e Gomes et al. (2013) (TABELA 18).

**Tabela 18** – Comparação dos valores médios do fluxo de calor latente– LE ( $\text{W m}^{-2}$ ) encontrados em diferentes pesquisas.

Artigo	LE ( $\text{W m}^{-2}$ )	Local
Esta pesquisa	124,0	Perímetro urbano de Sinop, MT
Andrade et al. (2009)	350,0	Pantanal
Su (2002)	305,0	Fazenda Maricopa – Arizona, EUA
Boratto & Gomide (2013)	252,0	Perímetro irrigado de Gorutuba
Sousa et al. (2014)	402,0	Perímetro Irrigado Califórnia, Canindé do São Francisco – SE
Gomes et al. (2013)	302,0	Cidade de Patos, PB

Santos et al. (2013)	350,0	Cidade de Manaus, AM
Ruhoff et al. (2009)	408,0	Cerrado sensu stricto, SP
Menezes et al. (2011)	188,3	Plantação de eucalipto, MG

Na análise dos histogramas de frequência, a distribuição dos pixels para a cena de 1985 ficaram entre 200 e 400 W m<sup>-2</sup>, com maior concentração em 400 W m<sup>-2</sup> (FIGURA 22). Para cena do ano 2000, as distribuições apresentaram dois picos de concentrações em 300 e 125 W m<sup>-2</sup>. Na cena de 2010 as distribuições dos pixels ficaram entre 0,0 e 330 W m<sup>-2</sup>, com dois picos de concentrações em 0,0 e 100 W m<sup>-2</sup> (FIGURA 22).

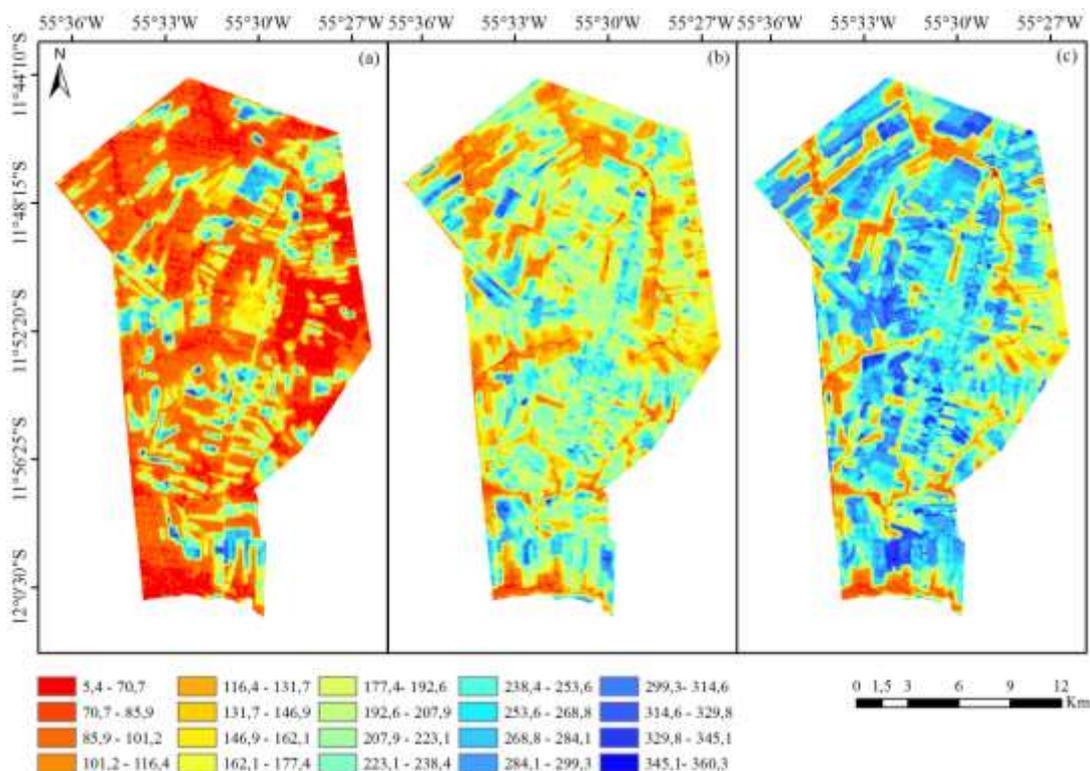
#### 4.4.6. Fluxo de calor sensível (H)

Na distribuição espacial do fluxo de calor sensível, observa-se que seus valores também seguiram os padrões observados para o uso do solo ao longo de todo período. As áreas de solo exposto apresentaram os maiores valores quando comparadas com as demais áreas, ficando entre 267,1 e 356,7 W m<sup>-2</sup> (FIGURA 20). Santos et al. (2008) encontraram valores superiores a 430 W m<sup>-2</sup> em áreas correspondentes a solos descobertos ou ocupados com vegetação rasteira na região próxima ao Baixo Jaguaribe no estado do Ceará. Enquanto Ferreira et al. (2008), encontraram valores de H para áreas irrigada, vegetação nativa e vegetação da Chapada do Araripe de 60, 150 e 20 W m<sup>-2</sup>, respectivamente.

Os altos valores encontrados para H, é em consequência da ausência da cobertura vegetal que faz com que grande parte do R<sub>n</sub> seja empregado no aquecimento do ar e do solo, motivado principalmente pela redução da umidade na superfície.

Os menores valores observados de H foram encontrados em áreas com vegetação densa e corpos d'água, com valores entre 5,3 e 148 W m<sup>-2</sup> (FIGURA 20). Este resultado está relacionado ao efeito liberador do armazenamento de energia da vegetação, o qual age no sentido de manter a baixa troca de calor entre a vegetação e a atmosfera durante todo ano (GALVÃO & FISCH, 2000, BIUDES et al., 2009).

Aos baixos valores do fluxo de calor sensível encontrados nas áreas com maior presença vegetal (vegetação densa) em relação à área antropizada, expressam a importância da vegetação no controle da temperatura do ar (ARRAES et al., 2011). Em áreas de florestas há uma redução no valor de H, provocando a redução dos gradientes horizontais de temperatura do ar entre a região urbana e adjacentes, e conseqüentemente a intensidade das circulações de mesoescala induzidas termicamente (AVISSAR, 1996; OKE, 1988).



**Figura 20** – Carta temática da estimativa do fluxo de calor sensível do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Na dinâmica do H para toda área de estudo, foi observado um aumento de  $185 \text{ W m}^{-2}$  aproximadamente ao longo dos anos analisados (FIGURA 20). Este resultado se deve a redução nas áreas de vegetação, alterando a partição dos fluxos de energia na superfície, que provoca a redução da evaporação do solo e o fluxo de calor latente e, conseqüentemente, aumentando o fluxo de calor sensível (IMHOFF et al., 2010).

Ressalta-se ainda que o fluxo de calor sensível não é apenas controlado pelo saldo de radiação, mas também pela cobertura do dossel. A senescência, causada principalmente pela baixa oferta de umidade na estação seca, reduz a atividade fotossintética da cultura. E diminuindo-se o índice de vegetação, uma maior quantidade de energia fica disponível para ser convertida em fluxo de calor sensível (JUÁREZ, 2004).

As transformações na cobertura da superfície ocorridas na área de estudo durante o processo de urbanização, provocaram variações nos valores de H entre as diferentes classes de uso do solo. Este fato é justificado pela redução ou aumento das áreas de cada classe a partir da carta de 1985, como observado no mapa de classificação de uso e ocupação do solo e distribuição temporal (FIGURA 8 e 9).

Na variação temporal de H apresentada pelas classes, seguiram as transformações observados no uso do solo, com aumento dos valores ao longo dos anos analisados (FIGURA 23). Os maiores valores foram encontrados na classe At e os menores na classe Vd. A classe At apresentou variação de  $171,8 \text{ W m}^{-2}$ , a classe Vd sofreu variação de  $188,2 \text{ W m}^{-2}$ , enquanto que a classe Vr apresentou variação de  $184,4 \text{ W m}^{-2}$  (FIGURA 23). A heterogeneidade da superfície em termos de uso do solo pode ter sido uma das justificativas para sua variabilidade.

A variação espacial entre as classes de uso do solo ao longo de todo período sofreu aumento em suas medianas, cujos valores foram  $182,7 \text{ W m}^{-2}$ ,  $128,4 \text{ W m}^{-2}$ ,  $183,4 \text{ W m}^{-2}$  nas respectivas classes At, Vd e Vr. Em área urbana a principal causa para aumento do fluxo de calor sensível é atribuída não apenas a retirada da vegetação, mas também aos materiais utilizados nas construções e impermeabilização do solo (OKE, 1982; AMORIM, 2005)

Na análise dos histogramas de frequência, a distribuição dos pixels para a cena de 1985 ficaram entre  $5,3$  e  $100 \text{ W m}^{-2}$ , com dois picos de concentração em  $5,3$  e  $70 \text{ W m}^{-2}$  aproximadamente. Para cena do ano 2000, as distribuições dos pixels ficaram entre  $120$  e  $250 \text{ W m}^{-2}$ . Na cena de 2010 as distribuições ficaram entre  $100$  e  $300 \text{ W m}^{-2}$  (FIGURA 22).

Logo, verifica-se que o comportamento dos fluxos de calor sensível e latente em regiões urbanas é bastante complexo, apresentando uma grande variabilidade espacial. Consequentemente suas estimativas em regiões urbanas devem ser

realizadas com muita prudência para avaliar corretamente o impacto de uma cidade no clima local (FERREIRA, 2010).

Ao comparar os valores médios de H encontrados na presente pesquisa com demais trabalhos realizados em áreas heterogêneas, em que os maiores valores obtidos foram observados em áreas antropizadas e os menores valores em áreas que contornam os corpos hídricos e áreas de vegetação densa. Percebe-se que o valor médio de H foi menor que os valores encontrados por Santos et al. (2010), Santos et al. (2013) e Monteiro et al. (2014), e maior que os encontrados por Su (2002), Menezes et al. (2011), Sousa et al. (2014) e Oliveira et al. (2015), no entanto se assemelha ao encontrado por Gomes et al. (2013) (TABELA 19).

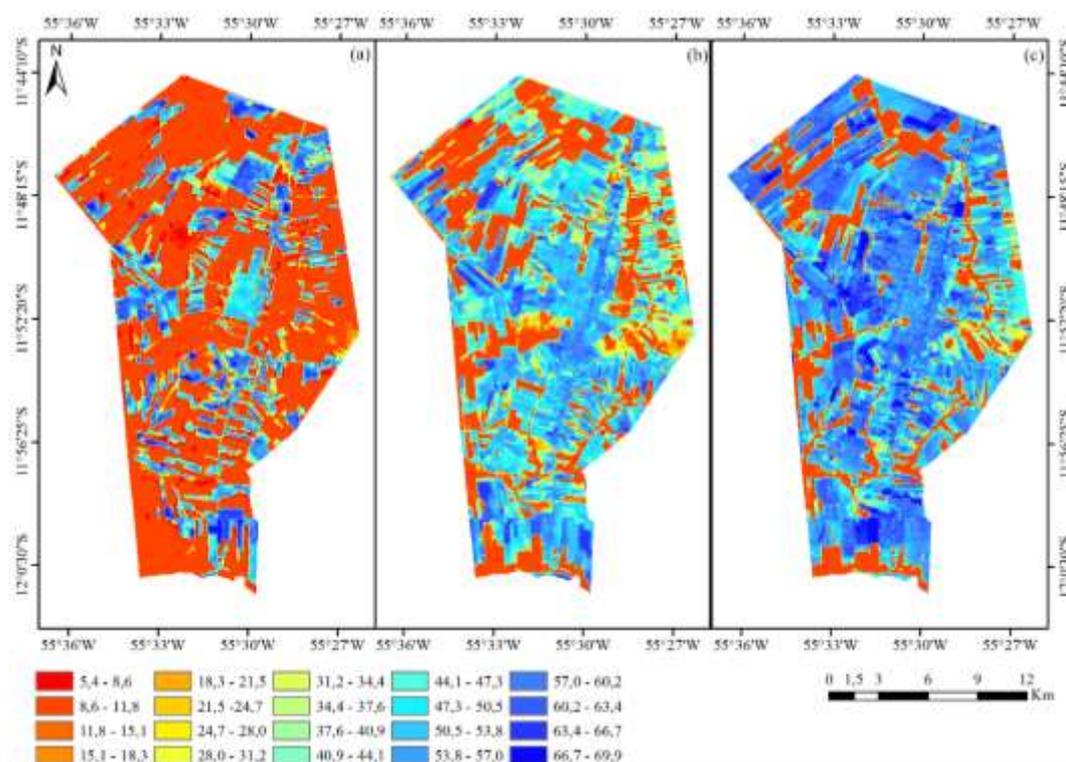
**Tabela 19** – Comparação dos valores médios do fluxo de calor sensível – H ( $\text{W m}^{-2}$ ) encontrados em diferentes pesquisas em áreas heterogêneas.

<b>Artigo</b>	<b>H (<math>\text{W m}^{-2}</math>)</b>	<b>Local</b>
Esta pesquisa	222,1	Perímetro urbano de Sinop, MT
Su (2002)	116,0	Fazenda Maricopa – Arizona, EUA
Santos et al. (2010)	300,0	Área urbana da cidade de Paraiso do Sul, RS
Menezes et al. (2011)	149,9	Plantação de eucalipto, MG
Santos et al. (2013)	250,0	Área urbana de Manaus, AM
Gomes et al. (2013)	217,8	Cidade de Patos, PB
Sousa et al. (2014)	115,0	Perímetro Irrigado Califórnia, Canindé do São Francisco – SE
Monteiro et al. (2014)	305,0	Município de Cruz Alta, RS
Oliveira et al. (2015)	180,4	Sudoeste da Amazônia, RO

#### **4.4.7. Fluxo de calor no solo (G)**

Durante todo período analisado os maiores valores do fluxo de calor no solo foram observados em área de solo exposto, área urbana e em áreas com pouca cobertura vegetal, cujos valores ficaram entre 61 e 70  $\text{W m}^{-2}$ , enquanto que os menores valores foram encontrados em áreas com vegetação densa e corpos d'água, com valores entre 5,0 e 7,0  $\text{W m}^{-2}$  (FIGURA 21).

Na dinâmica do fluxo de calor no solo para toda área de estudo, observa-se que os valores de  $G$  seguiram os padrões observados para o uso do solo, apresentando aumento em sua mediana de  $30 \text{ W m}^{-2}$ , provocado pela diminuição das áreas com vegetação densa, gerando aumento do albedo e da temperatura de superfície terrestre (FIGURA 22). Estes parâmetros estão interligados, o aumento do albedo e da temperatura de superfície, combinados com a diminuição do índice de vegetação, ocasiona aumento no  $G$  (ALLEN et al. 2002).



**Figura 21** – Carta temática da estimativa do fluxo de calor no solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Ressalta-se ainda que o fluxo de calor no solo está vinculado a quantidade de radiação incidente que atinge a superfície, ele apresenta ciclos diários, mensais e anuais, acompanhando o movimento aparente do sol, bem como da condição de cobertura. Sendo assim, a temperatura de superfície é o parâmetro físico causador da variação em sua intensidade (GIONGO, 2011).

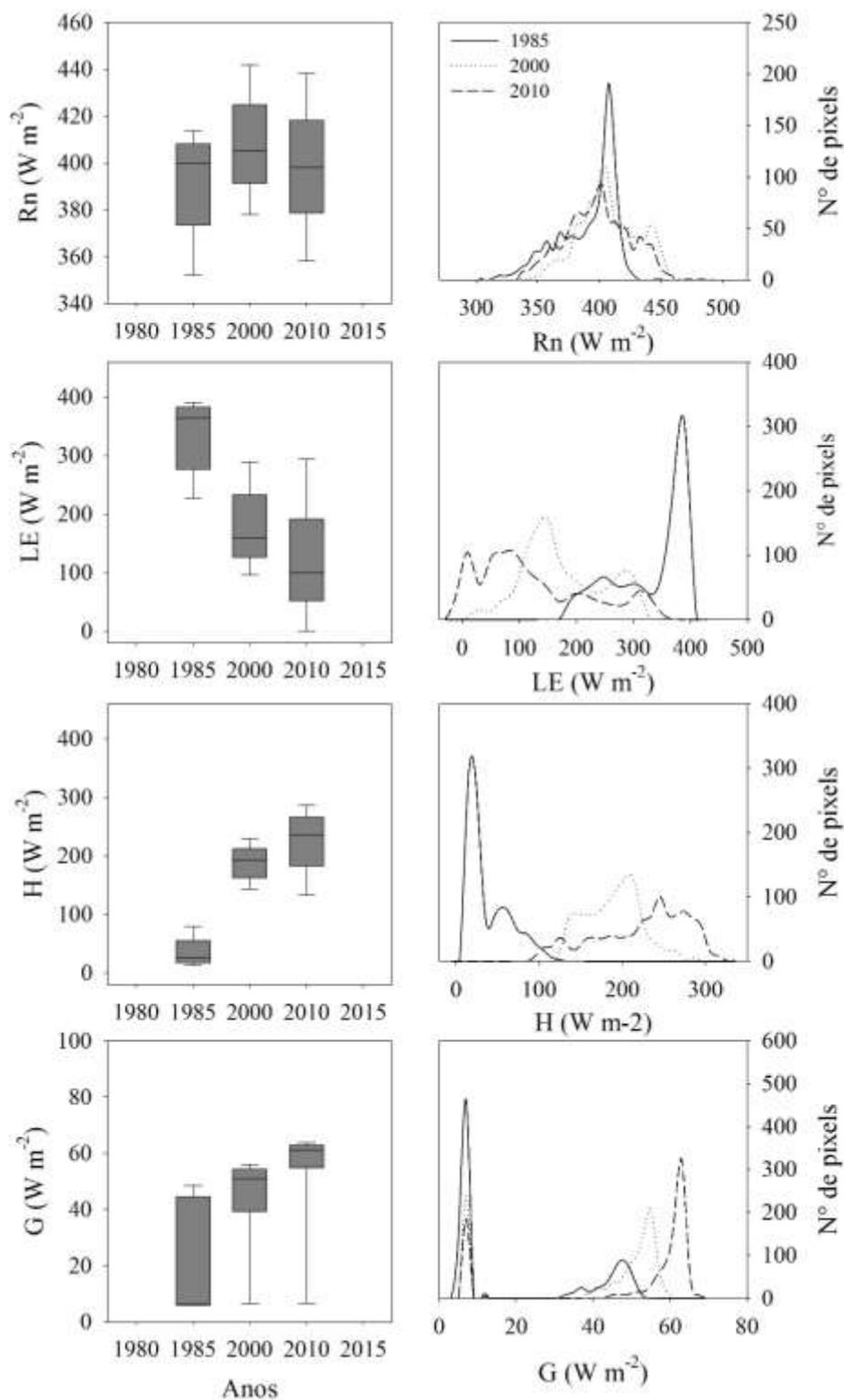
Os valores mínimos de G permaneceram constantes em todas as cenas (FIGURA 22), isto é corroborado pelas concentrações de áreas com vegetação densa (floresta remanescentes) e corpos hídricos no perímetro urbano e nas regiões adjacentes. Acredita-se que está baixa variabilidade esteja relacionada com o maior teor de umidade no solo e maior cobertura vegetal, que devido ao alto calor específico proporciona tal observação (ARRAES et al., 2011). No entanto, os valores de máximos de G apresentaram aumento em todas as classes de uso do solo (TABELA 16).

Na variação temporal entre as classes de uso do solo, observou-se que os maiores valores de G foram encontrados na classe At quando comparadas às demais classes analisadas, sendo que os menores valores foram observados na classe Vd (FIGURA 23). Em todas as classes, os valores de G seguiram os padrões observados para o uso do solo, com acréscimos em seus valores ao longo dos anos. A classe At apresentou variação de  $13,9 \text{ W m}^{-2}$ , a variação sofrida pela classe Vd foi de  $39,1 \text{ W m}^{-2}$ , enquanto que na classe Vr apresentou variação de  $24,3 \text{ W m}^{-2}$  (FIGURA 23).

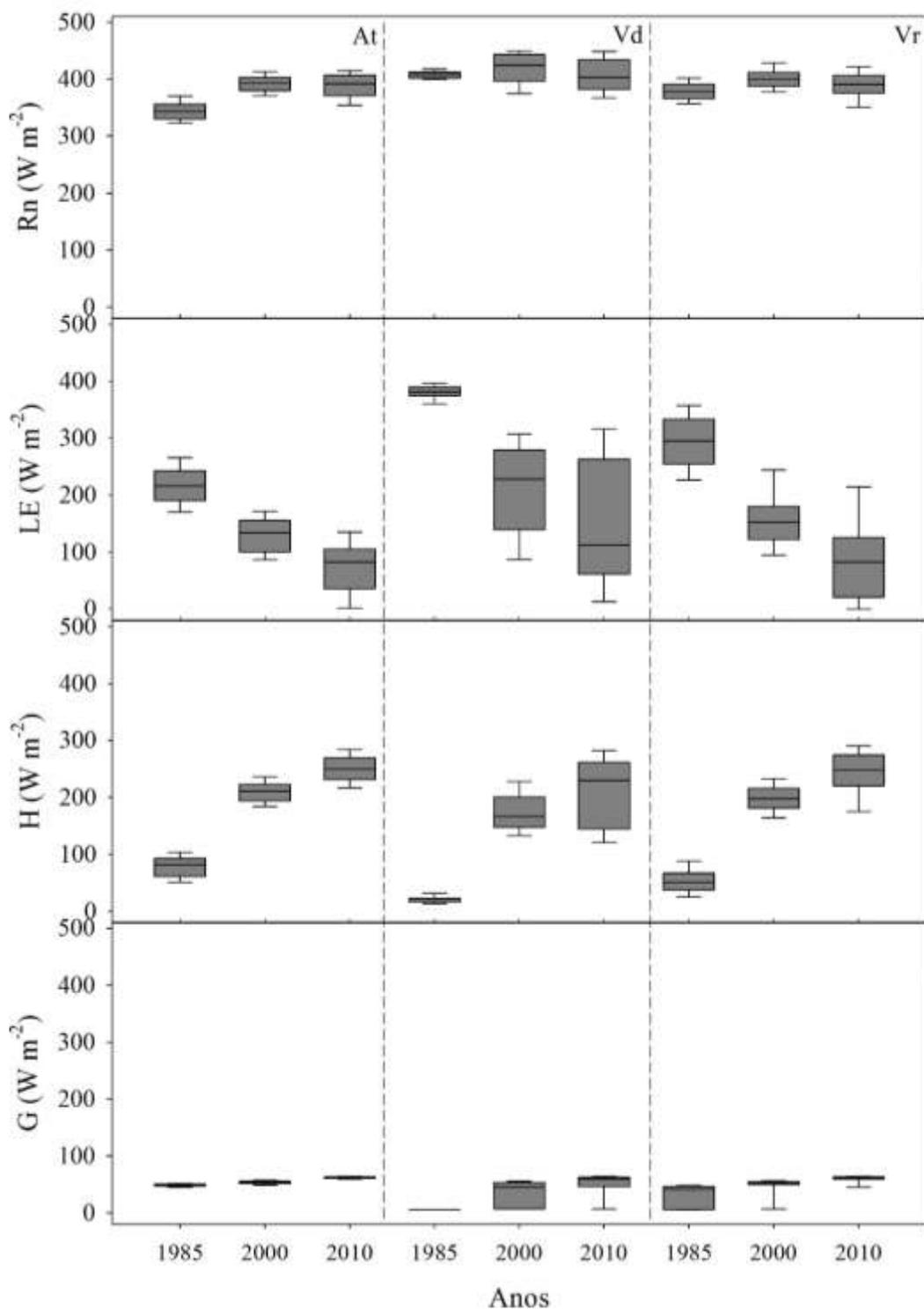
Para variação espacial entre as classes de uso do solo, assim como para variação temporal observou-se que os maiores valores de G foram encontrados na classe At quando comparadas às demais classes analisadas. Porém, todas as classes sofreram aumento em suas medianas ao longo dos anos analisados, estes valores foram  $14,3 \text{ W m}^{-2}$ ,  $8,2 \text{ W m}^{-2}$  e  $28,9 \text{ W m}^{-2}$  nas classes At, Vd e Vr respectivamente (FIGURA 24).

As maiores variações de G nas áreas menos vegetadas indicam que nestas classes há maior liberação de energia das camadas inferiores do solo para a superfície, enquanto que nas áreas mais vegetadas, onde G é menor, a transmissão de calor da superfície para as camadas inferiores é maior que a liberação de calor (DANELICHEN, 2015).

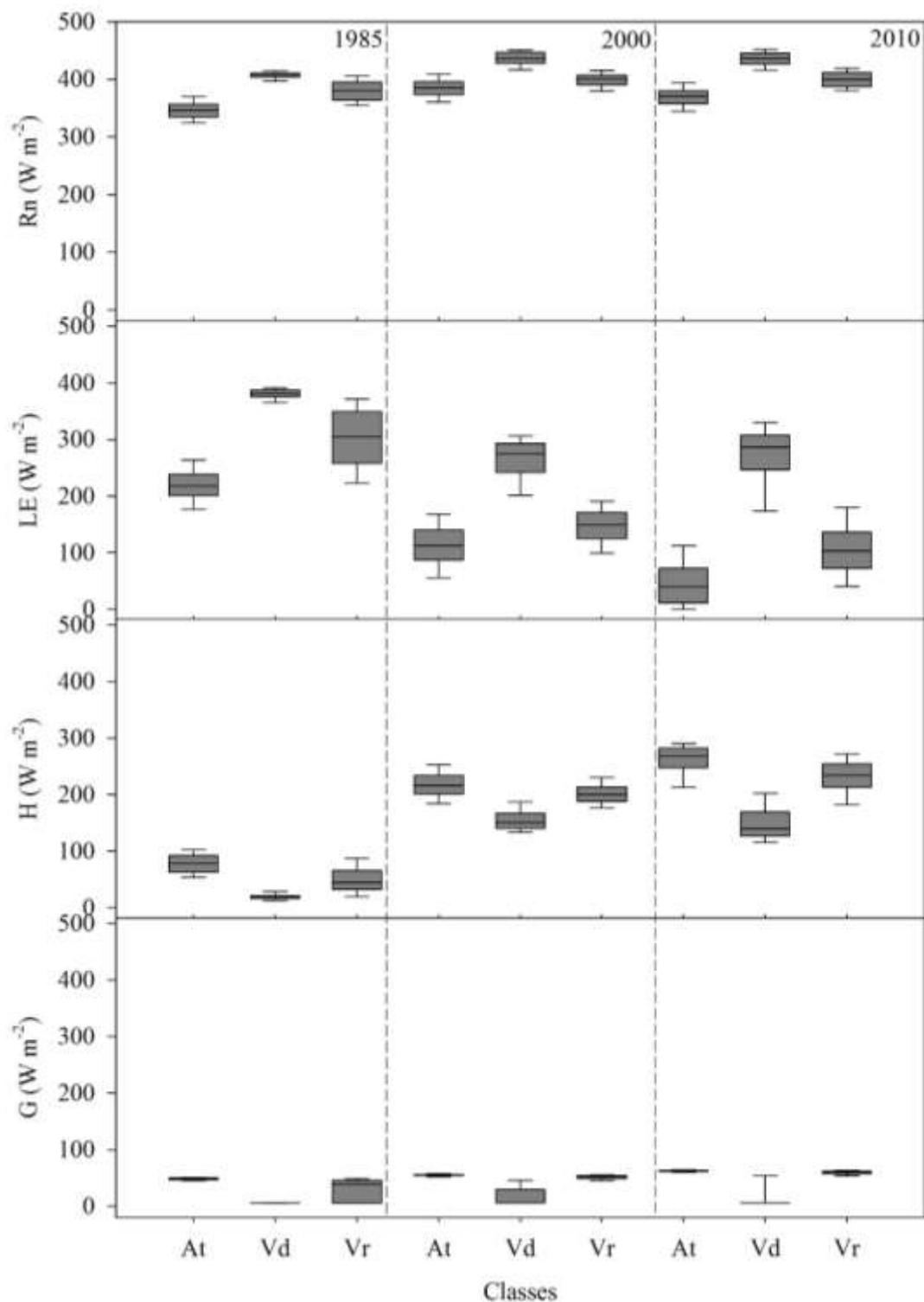
Na análise dos histogramas de frequência, ambas as cenas apresentaram comportamento bimodal, identificando áreas com e sem cobertura vegetal (FIGURA 22). A concentração dos pixels para o ano de 1985 foram observados em dois picos com 6,0 e  $50 \text{ W m}^{-2}$ . Para a cena de 2000 foram observados em dois picos, em 6,0 e  $55 \text{ W m}^{-2}$ , e para 2010 foi observado também em dois picos de concentração ficando, em 5,3 e  $65 \text{ W m}^{-2}$  aproximadamente (FIGURA 22).



**Figura 22** – Histograma das cartas temáticas saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G) do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.



**Figura 23** – Variação temporal do saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor no solo ( $G$ ) nas classes de uso e ocupação do solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.



**Figura 24** – Variação espacial do saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor no solo ( $G$ ) das classes de uso e ocupação do solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

O valor médio de G encontrado no presente estudo foi menor quando comparado com os valores encontrados por Andrade et al. (2009), Santos et al. (2010), Lopes et al. (2011), Menezes et al. (2011), Gomes et al. (2013), Santos et al. (2013), Sousa et al. (2014) e Danelichen et al. (2014) em áreas heterogêneas, ao quais fizeram uso de imagens orbitais em suas estimativas (TABELA 20).

O fluxo de calor no solo tem grande importância para a vegetação, pois a temperatura da superfície, em nível superficial ou mais baixo, influencia a atividade metabólica das células das raízes, no crescimento radicular, assim como na germinação da planta, sendo uma variável bastante importante para a atividade agrícola (OLIVEIRA et al., 2009).

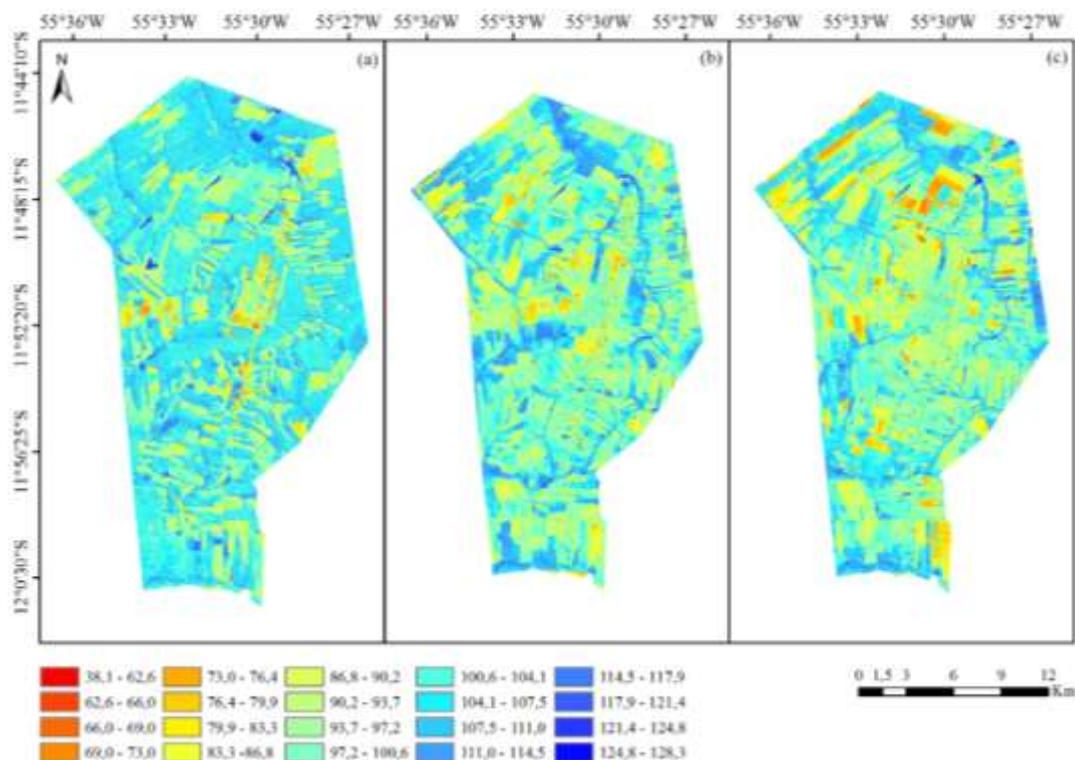
**Tabela 20** – Comparação dos valores estatísticos médios do fluxo de calor no solo – G ( $W m^{-2}$ ) encontrados em diferentes pesquisas em áreas heterogêneas.

<b>Artigo</b>	<b>G (<math>W m^{-2}</math>)</b>	<b>Local</b>
Esta pesquisa	69,2	Perímetro urbano de Sinop
Andrade et al. (2009)	95,0	Bioma Pantanal
Santos et al. (2010)	100,0	Cidade de Paraíso do Sul, RS
Lopes et al. (2011)	114,8	Bacia hidrográfica do Salitre, BA
Menezes et al. (2011)	81,8	Plantação de eucalipto, MG
Gomes et al. (2013)	79,0	Cidade de Patos, PB
Santos et al. (2013)	80,0	Cidade de Manaus, AM
Sousa et al. (2014)	78,9	Perímetro Irrigado Califórnia, Canindé do São Francisco – SE
Danelichen et al. (2014)	102,0	Fazenda Miranda, MT

#### **4.5. ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO (RN24H) E DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DIÁRIA (ET24H)**

Os maiores valores do saldo de radiação diário foram observados em áreas com cobertura vegetal densa e corpos d'água, com valores entre 108 e 127  $W m^{-2}$ , enquanto que os menores valores foram verificados em áreas de solo exposto e áreas

com pouca cobertura vegetal, entre 60 e 95  $W m^{-2}$  (FIGURA 25). Os altos valores do  $Rn_{24h}$  foram verificados em regiões mais afastadas das áreas com aglomerado urbano (FIGURA 25c). Estes resultados são corroborados por Gusmão et al. (2012), onde estes encontraram os maiores valores do  $Rn_{24h}$  em corpos d'água superiores a 150  $W m^{-2}$ , enquanto que os menores valores nas áreas antropizadas entre 120 e 135  $W m^{-2}$ .



**Figura 25** – Carta temática da estimativa do saldo de radiação diário ( $Rn_{24h}$ ) do perímetro urbano do município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

A dinâmica dos valores estimados do  $Rn_{24h}$  para toda área divergiu dos valores estimados para o  $Rn$  instantâneo, onde foi verificado maiores valores para o ano 2000. Observa-se ainda, que ao longo dos anos analisados, seus valores medianos não seguiram os padrões observados para o uso do solo (FIGURA 27). Entre os anos de 1985 e 2000 houve uma redução em sua mediana de 21  $W m^{-2}$  aproximadamente, enquanto que entre os anos 2000 e 2010, apresentou um aumento de 11  $W m^{-2}$  (TABELA 21).

Na análise da variação temporal entre as classes de uso do solo, a classe Vd apresentou os maiores valores do  $Rn_{24h}$  quando comparadas com as demais classes (FIGURA 28). As variações do  $Rn_{24h}$  apresentadas pelas classes tiveram comportamento diferente do observado para o valor instantâneo. Houve redução em todas as classes, onde na classe At foi da ordem de  $2,7 \text{ W m}^{-2}$ , na classe Vd a variação foi da ordem de  $10,3 \text{ W m}^{-2}$ , enquanto que na classe Vr apresentou variação da ordem de  $9,7 \text{ W m}^{-2}$  para os respectivos anos analisados (FIGURA 28).

Para análise da variação espacial entre as classes de uso do solo, verificou-se os maiores valores do  $Rn_{24h}$  na classe Vd, seguida da classe Vr. Assim como na variação temporal foi observada uma redução nas medianas de  $Rn_{24h}$  em todas as classes, cujos valores foram  $7,0 \text{ W m}^{-2}$ ,  $7,6 \text{ W m}^{-2}$  e  $7,3 \text{ W m}^{-2}$  nas respectivas classes At, Vd e Vr (FIGURA 29).

**Tabela 21** – Valores dos índices estatísticos mínimo, máximo, médio e desvio padrão das cartas de saldo de radiação diário –  $Rn_{24h}$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) e evapotranspiração diário –  $ET_{24h}$  ( $\text{mm d}^{-1}$ ).

Data	Variável	Mínimo	Máximo	Médio	Desv. Pad
19/07/1985	$Rn_{24h}$	59,7	127,0	104,1	4,41
	$ET_{24h}$	1,02	4,40	3,27	0,42
11/06/2000	$Rn_{24h}$	38,9	105,6	84,1	4,39
	$ET_{24h}$	0,0	2,96	1,41	0,49
22/06/2010	$Rn_{24h}$	52,6	120,0	94,2	5,46
	$ET_{24h}$	0,0	3,72	1,11	0,82

Na análise dos histogramas de frequência, as distribuições dos pixels apresentaram faixas de concentração bem definidas porem deslocados entre si. Para o ano de 1985 a distribuição ficou entre  $90$  e  $110 \text{ W m}^{-2}$ , com maior concentração em  $105 \text{ W m}^{-2}$  aproximadamente (FIGURA 27). Para o ano 2000, a faixa de distribuição ficou entre  $78$  e  $92 \text{ W m}^{-2}$ , com maior concentração em  $85 \text{ W m}^{-2}$  e para o ano 2010 a distribuição ficou entre  $85$  e  $95 \text{ W m}^{-2}$ , com maior concentração em  $95 \text{ W m}^{-2}$  (FIGURA 27).

Os valores estimados para o saldo de radiação diário foi comparado com demais trabalhos, onde observou-se que valores encontrados por Andrade et al. (2009), Gusmão et al. (2012), Oliveira & Moraes (2013), Fausto et al. (2014), Fausto et al. (2015) e Oliveira et al. (2015) foram superiores ao da presente pesquisa (TABELA 22). Acredita-se que os modelos utilizados na estimativa, bem como os períodos analisados e áreas de análise contribuíram para esta diferença. Em áreas urbanas, há uma grande dificuldade em se estimar o balanço de energia devido a heterogeneidade da superfície e a resolução do sensor utilizado.

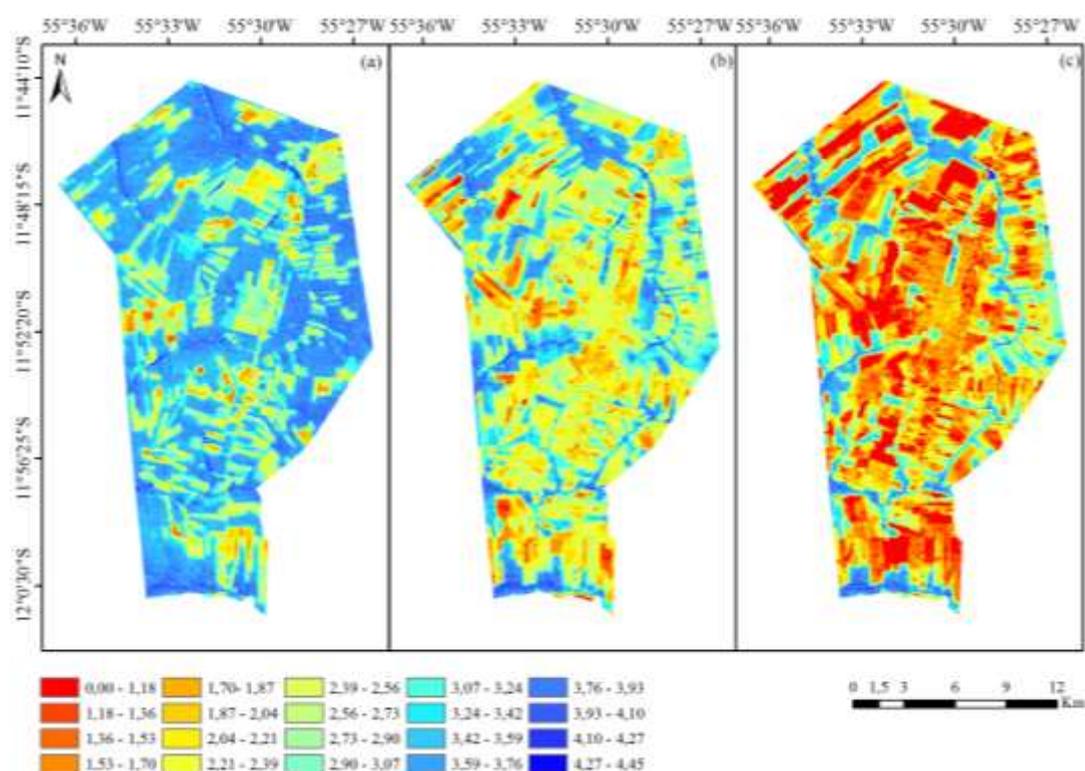
**Tabela 22** – Comparação dos valores estatísticos médios do saldo de radiação diário –  $Rn_{24h}$  ( $W m^{-2}$ ) encontrados em diferentes pesquisas.

<b>Artigo</b>	<b><math>Rn_{24h}</math> (<math>W m^{-2}</math>)</b>	<b>Local</b>
Esta pesquisa	94,1	Perímetro urbano de Sinop, MT
Andrade et al. (2009)	129,5	Bioma Pantanal
Gusmão et al. (2012)	151,5	Ilha do Bananal, TO
Oliveira & Moraes (2013)	114,6	Sudoeste da Amazônia brasileira
Fausto et al. (2014)	125,5	Área cerrado-Bacia do Rio Paraguai
Fausto et al. (2015)	112,4	Bioma Pantanal
Oliveira et al. (2015)	125,4	Bacia Hidrográfica da zona da mata nordestina.

Na análise das estimativas da evapotranspiração diária ( $ET_{24h}$ ), observa-se que seus valores seguiram as variações ocorridas no uso do solo. Os maiores valores do  $ET_{24h}$  foram observados em áreas com cobertura vegetal densa e corpos d'água, com valores entre 3,5 e 4,4  $mm d^{-1}$ , enquanto os menores valores foram observados em áreas de solo exposto, com cobertura vegetal rala e área urbana, cujos valores ficaram entre 1,0 e 2,5  $mm d^{-1}$  (FIGURA 26). Esses resultados foram corroborados pelos valores obtidos por Wang et al. (2005) ao aplicar o SEBAL a imagens ASTER em áreas desérticas e/ou de vegetação esparsa no estado americano do Novo México.

Estudos têm mostrado que o balanço de radiação de superfície é o principal responsável pela evapotranspiração, sendo que seu valor na estação seca é mais

influenciado pela quantidade de umidade do solo armazenada na estação chuvosa do que pelos eventos de chuva que ocorreram durante a estação seca. Além disso, durante a estação seca, quando a precipitação total é menor em relação à estação chuvosa, o armazenamento de umidade do solo disponível para absorção de raiz pode ser suficiente para manter a taxa de ET igual ou ainda maior do que na estação chuvosa (SHUTTLEWORTH, 1988; MALHI et al., 2002; NEGRÓN-JUÁREZ et al. 2007). E ainda, a variabilidade temporal e espacial da ET, em locais próximos ao equador apresentam uma forte sazonalidade, com um aumento durante a estação seca e diminuição na estação chuvosa (HASLER & AVISSAR, 2007).



**Figura 26** – Carta temática da estimativa da evapotranspiração diária (ET<sub>24h</sub>) do perímetro urbano do município de Sinop, MT para as datas (a) 19/07/1985, (b) 11/06/2000 e (c) 22/06/2010.

Ao comparar os valores médios da ET<sub>24h</sub> com demais trabalhos, verifica-se que os valores encontrados por Feitosa & Silva (2006), Negrón-Juarez et al. (2007), Andrade et al. (2010), Ruhoff et al. (2012), Ferreira Junior et al. (2013), Gomes et al.

(2013) e Bezerra (2013) foi bem superior ao encontrado nesta pesquisa, principalmente o verificado por Gomes et al. (2013) (TABELA 23).

Durante o processo de urbanização a dinâmica dos valores da  $ET_{24h}$  para toda área de estudo apresentou redução em sua mediana em  $2,0 \text{ mm d}^{-1}$  (FIGURA 27). Isto é justificado pela intensa transformação ocorrida na cobertura da superfície da área estudo, como apresentado no mapa de classificação de uso do solo (FIGURA 8 e 9) e na distribuição espacial do NDVI (FIGURA 14).

A influência do desmatamento e a substituição da floresta por outros tipos de uso do solo leva a mudanças na evapotranspiração e na composição química da atmosfera, além de alterar a formação de nuvens e a dinâmica da circulação atmosférica. Todos esses processos em conjunto têm impacto na chuva e no ciclo hidrológico (NOBRE et al., 2009). E ainda, em decorrência da forte interação entre a atmosfera e os sistemas florestais na Amazônia, fica evidente que o desmatamento poderá alterar os componentes do balanço hídrico e energético, diminuindo a produção do vapor d'água por evapotranspiração, o que representa uma diminuição na disponibilidade hídrica para o sistema solo-planta (SALATI et al., 2006).

**Tabela 23** – Comparação dos valores estatísticos médios da evapotranspiração diária –  $ET_{24h}$  ( $\text{mm d}^{-1}$ ) encontrados em diferentes pesquisas.

Artigo	$ET_{24h}$ ( $\text{mm d}^{-1}$ )	Local
Esta pesquisa	1,11	Perímetro urbano de Sinop, MT.
Feitosa & Silva (2006)	2,30	Perímetro irrigado de Nilo Coelho.
Negrón-Juarez et al. (2007)	4,05	Bioma Amazônico
Andrade et al. (2010)	3,68	Bacia do Rio Ji-Paraná, RO.
Ruhoff et al. (2012)	2,60	Área de Cerrado e cana-de-açúcar
Ferreira Junior et al. (2013)	3,97	Floresta Nacional do Caxiuanã.
Gomes et al. (2013)	6,08	Cidade de Patos, PB
Bezerra (2013)	2,30	Parque Nacional da Furna Feia

Os valores da  $ET_{24h}$  entre as classes de uso do solo para variação temporal, seguiram a dinâmica observada para LE e NDVI, sendo seus maiores observados na classe Vd (FIGURA 28). Tal resultado está associado ao porte da vegetação, ao índice de vegetação e as características fisiológicas da planta. A vegetação das áreas classificadas como Vd evapotranspiram mais que as áreas classificadas como Vr, devido a maior capacidade de adaptação ao período de estiagem quando comparada com as áreas de pastagem, pousio e gramíneas.

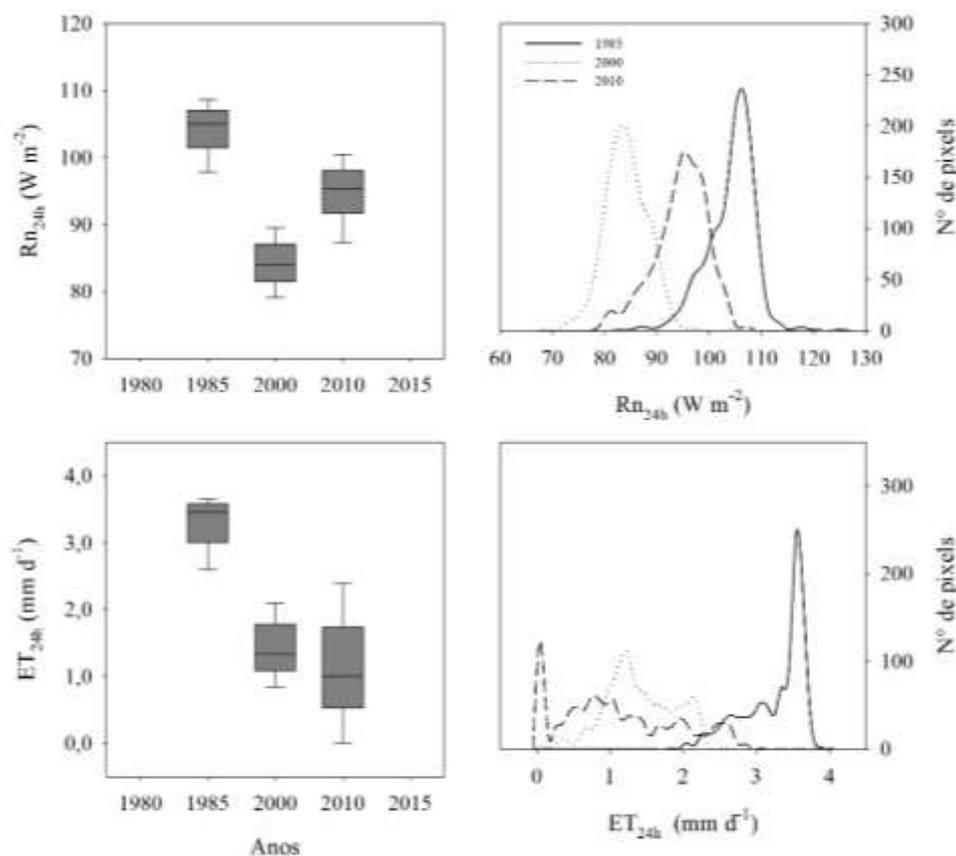
Os menores valores foram observados na classe At, porém estes valores foram decrescentes ao longo dos anos, acompanhando a variação do NDVI (FIGURA 15 e 16). A classe At apresentou variação de  $1,73 \text{ mm d}^{-1}$  a classe Vd variou em  $2,21 \text{ mm d}^{-1}$ , e pôr fim a classe a Vr, cuja variação foi de  $2,19 \text{ mm d}^{-1}$  (FIGURA 28).

Na variação espacial entre as classes de uso do solo, os menores valores foram encontrados na classe At (FIGURA 29). Verificou-se que os valores medianos da  $ET_{24h}$  apresentaram redução ao longo do período analisado, cujos valores foram  $2,03 \text{ mm d}^{-1}$ ,  $1,32 \text{ mm d}^{-1}$  e  $2,04 \text{ mm d}^{-1}$  nas classes At, Vd e Vr respectivamente (FIGURA 29). Quando comparado as mudanças no valor da  $ET_{24h}$  ao longo dos anos analisados entre as variações espaciais e temporais para a classe Vd, verifica-se que ocorreu uma diferença de  $0,18 \text{ mm d}^{-1}$  (9%).

Andrade et al. (2009) observaram que as classes de cerrado, pastagem e parte da savana estépica (chaco), a  $ET_{24h}$  variou de  $0 \text{ mm d}^{-1}$  a  $3,9 \text{ mm d}^{-1}$ . Já as áreas que abrangem as classes vegetação densa e em algumas áreas de corpos d'água com presença de vegetação, os valores da  $ET_{24h}$  oscilaram de  $3,0 \text{ mm d}^{-1}$  a  $5,9 \text{ mm d}^{-1}$ .

A oscilação anual da evapotranspiração é forçada basicamente por dois fatores, pela variação da oferta de energia, que apresenta o mesmo padrão da evapotranspiração (máximos no verão e mínimos no inverno) e pelas condições da vegetação e da umidade disponível no solo (ROCHA et al., 2005). A vegetação perde parte de significativa das folhas verdes nos estratos arbóreo e herbáceo, reduzindo assim a capacidade de transpiração (PONZONI & SHIMABUKURO, 2010). A umidade do solo, que passa por um mínimo no inverno, também contribui para que a componente de evaporação do solo se reduza e, principalmente, para que o acesso a umidade nos baixos níveis seja menor, o que limita a extração de água do estrato

herbáceo. Porém, a existência de uma pequena taxa de evapotranspiração na estação seca é um importante indicador que parte da vegetação continua ativa, do ponto de vista biológico (ROCHA et al., 2005).

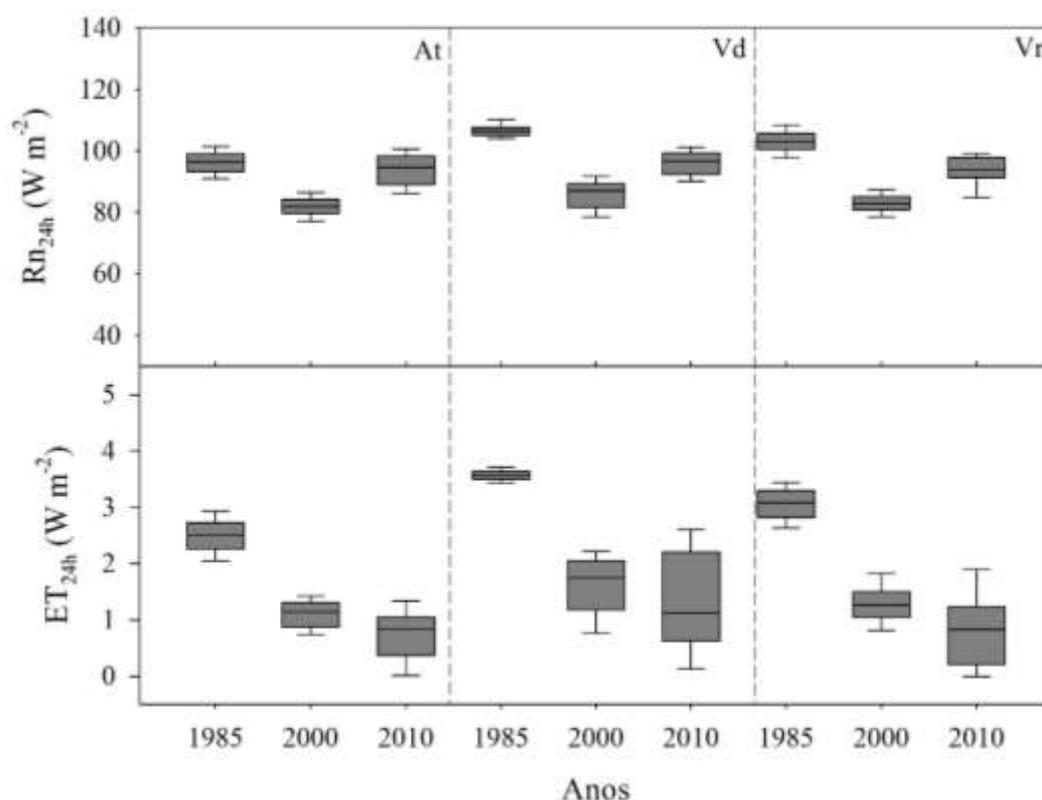


**Figura 27** – Histograma da evapotranspiração diária (ET24h) e saldo de radiação diário (Rn24h) do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010.

As transformações nas características da cobertura do solo implicam não só em alterações nas componentes do balanço de energia, como também no processo evaporativo, provocando diminuição da umidade relativa do ar. Estudos desenvolvidos no bioma Amazônico abordando interações do clima e a vegetação, mostram que a substituição da floresta por diferentes usos do solo, principalmente área urbana, levam a mudanças hídricas e energéticas na área estudada, com impactos na circulação de energia e vapor d'água em toda a região (LIBERATO et al., 2011; BORATTO & GOMIDE, 2013; FERREIRA JUNIOR et al., 2013).

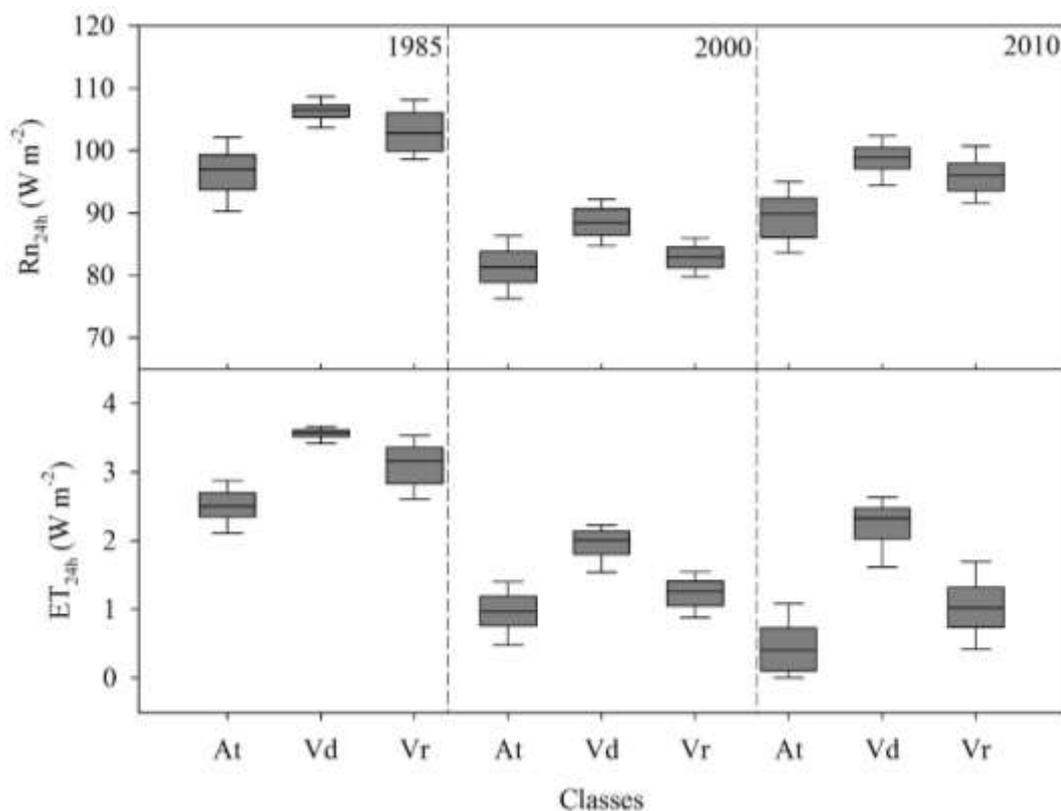
O balanço de energia é o mecanismo do sistema solo-atmosfera mais afetado pela urbanização, sendo que o fluxo de calor latente é a componente que apresenta a mudança mais abrupta, uma vez que as áreas úmidas e produtoras de umidade são reduzidas em locais altamente urbanizados. Por isso, ao reduzir LE incrementa-se H, gerando um maior aquecimento do ar próximo à superfície e, portanto, um aumento da temperatura. Essa anomalia térmica favorece o aparecimento de um fenômeno conhecido como ilha de calor urbana, onde a temperatura das superfícies da área urbana tende a ser superior à das áreas adjacentes (GOMES et al., 2013).

Desta forma, a estimativa das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração pelo algoritmo SEBAL, permite detectar a existência de áreas degradadas ou em processo de degradação. Uma vez que áreas com baixos valores de NDVI, apresentam alto valor de albedo e baixa evapotranspiração, o que indicam áreas degradadas, de solo exposto ou pouco vegetadas e secas (MOREIRA et al., 2010).



**Figura 28** – Variação temporal da evapotranspiração diária ( $ET_{24h}$ ) e saldo de radiação diário ( $Rn_{24h}$ ) nas diferentes classes de uso e ocupação do solo do

perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010.



**Figura 29** – Variação espacial da evapotranspiração diária (ET<sub>24h</sub>) e saldo de radiação diária (Rn<sub>24h</sub>) nas diferentes classes de uso e ocupação do solo do perímetro urbano do Município de Sinop, MT para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010.

#### 4.6. PARTICIONAMENTO DA ENERGIA DISPONÍVEL

No particionamento da energia disponível para toda área de estudo, observa-se que a fração  $LE/Rn$  seguiu o padrão observado na dinâmica do NDVI, sendo seu maior percentual observado no ano de 1985 (84%), sofrendo um decréscimo nos anos seguintes (TABELA 24). Ao longo dos anos analisados as transformações ocorridas na cobertura da superfície provocaram uma redução de 54,3% aproximadamente na energia utilizada na evapotranspiração (FIGURA 30).

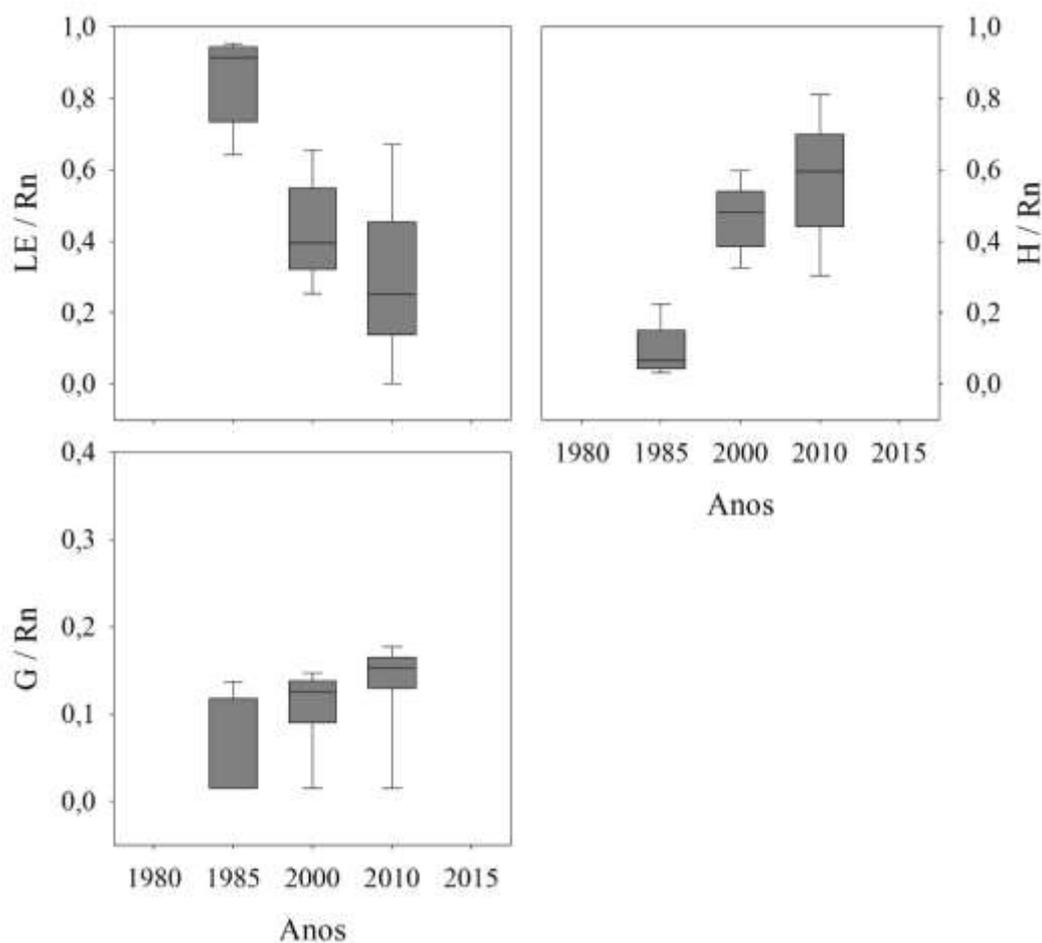
Diferente situação foi observada para as frações de H/Rn e G/Rn, onde estas apresentaram um aumento ao longo dos anos de 47% e 7,4% respectivamente. Entre os anos 2000 e 2010 o maior percentual da energia foi utilizada no aquecimento do ar e do solo. Giongo (2011), encontrou percentual de G/Rn de aproximadamente 2% a 15% em média, sendo que nas áreas com menor cobertura, e/ou mais secas, ocorreram os maiores percentuais. Maitelli (2011) verificou para a cidade de Cuiabá, MT que durante o período diurno, 20 a 52% da energia líquida era, em média, utilizada para aquecer o ar.

**Tabela 24** – Valores percentuais da energia disponível sobre a superfície (Rn), utilizadas no processo evapotranspiratório (LE), aquecimento do ar (H) e do solo (G) entre os anos de 1985 a 2010 para o perímetro urbano de Sinop, MT.

%	1985	2000	2010
<b>LE</b>	84,13	42,63	29,80
<b>H</b>	10,18	47,07	57,17
<b>G</b>	5,68	10,28	13,01

De acordo com Hemakumara et al. (2003), o particionamento da energia disponível à superfície em fluxos de calor no solo, latente e sensível é controlado pelas propriedades físicas da superfície, tais como a cobertura e uso do solo, albedo, umidade do ar e temperatura do solo, e as alterações do meio.

Quando existe disponibilidade de água na superfície para a evapotranspiração, a energia radiativa absorvida pela superfície é preferencialmente redistribuída na forma de fluxo turbulento de calor latente. Sob tais condições o aumento na velocidade do vento tende a aumentar o fluxo turbulento de calor latente mais do que o fluxo turbulento de calor sensível (KIMURA & KUWAGATA, 1995).



**Figura 30** – Frações das componentes do balanço de energia para o perímetro urbano de Sinop, MT para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010.

Na análise das classes de uso do solo para variação temporal, observa-se que as frações de Rn em LE, H e G variaram seguindo os padrões observados para uso e ocupação do solo ao longo dos anos analisados (FIGURA 31). As variações observadas nas classes para fração de LE/Rn foram decrescentes. A variação apresentada na classe At foi de 44 %, na classe Vd a variação apresentada foi de 57%, enquanto que na classe Vr foi de 54% (FIGURA 31).

Já nas frações destinadas a aquecer o ar e o solo, H/Rn e G/Rn, as variações observadas para as classes de uso do solo foram crescentes ao longo dos anos na variação temporal (FIGURA 31). Para H/Rn, a classe Vd variou em 47%, a classe Vr apresentou variação de 48% e a classe At variou em 42%. Já na fração de G/Rn, as variações apresentadas pelas classes Vd, Vr e At foram 9%, 6% e 2% respectivamente (FIGURA 31).

A variação espacial entre as classes de uso do solo apresentou a mesma dinâmica observada para variação temporal, onde a partição de LE/Rn sofreu redução em todas as classes, sendo 50%, 31% e 52% nas classes At, Vd e Vr (FIGURA 31). Já na a partição H/Rn, houve aumento em suas medianas em todas as classes, com 48%, 29% e 45% nas respectivas classes At, Vd e Vr. No entanto, na partição de G/Rn este valor permaneceu praticamente constante ao longo de todo período analisado (FIGURA 31).

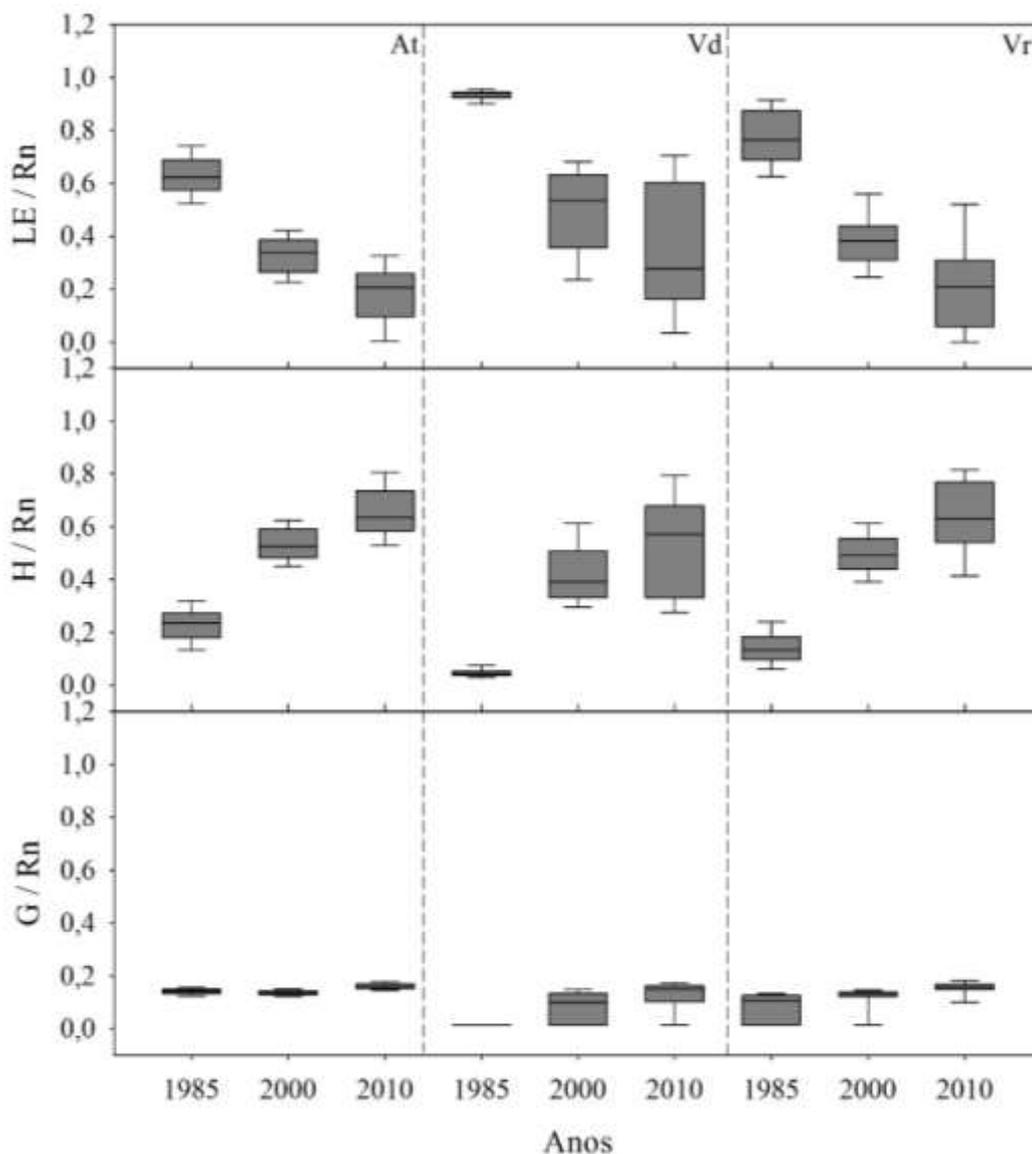
Os resultados verificados no particionamento de energia para o presente estudo já eram esperados, uma vez que as mudanças parciais ou totais na cobertura da superfície interferem diretamente nos valores de albedo, fazendo com que haja maior reflexão da radiação solar incidente para atmosfera elevando a temperatura da superfície e do solo.

Como as medidas de saldo de radiação, fluxo de calor do solo, fluxo de calor sensível e latente são realizadas por métodos diferentes, o fechamento do balanço de energia indica se está havendo concordância entre as medidas. Nem sempre é possível encontrar resultado satisfatório, isto porque podem ocorrer erros de medidas, que normalmente subestimam os fluxos turbulentos, assim como as diferentes camadas em que são colocados o sensor de saldo de radiação e o de fluxo de calor do solo, e ainda a heterogeneidade da superfície (CULF et al., 2004).

Em análise da dinâmica dos fluxos energéticos em um “cânion urbano” constituído por paredes e chão (rua ou avenida) entre dois edifícios adjacentes localizado a sudoeste da região central da cidade de Vancouver, Canadá, Nunez e Oke (1977) demonstraram que no particionamento da energia, 60% da radiação disponível no meio foi dissipada na forma de calor sensível para o ar, 30% era armazenada nos materiais que compõem o cânion urbano e 10% foi consumido na evaporação da água presente no solo.

Em estudo realizado em área de floresta e pastagem na Amazônia, Galvão e Fisch (1999) demonstraram que durante um período seco, a devolução de energia para a atmosfera é ainda realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente em área de floresta, cuja fração do saldo de radiação (LE/Rn) foi de 0,58 e uma menor parte (H/Rn) 0,17 é utilizada para o aquecimento da atmosfera. Porém, na pastagem essa devolução de energia ocorre de modo equitativo pelos fluxos de calor latente e

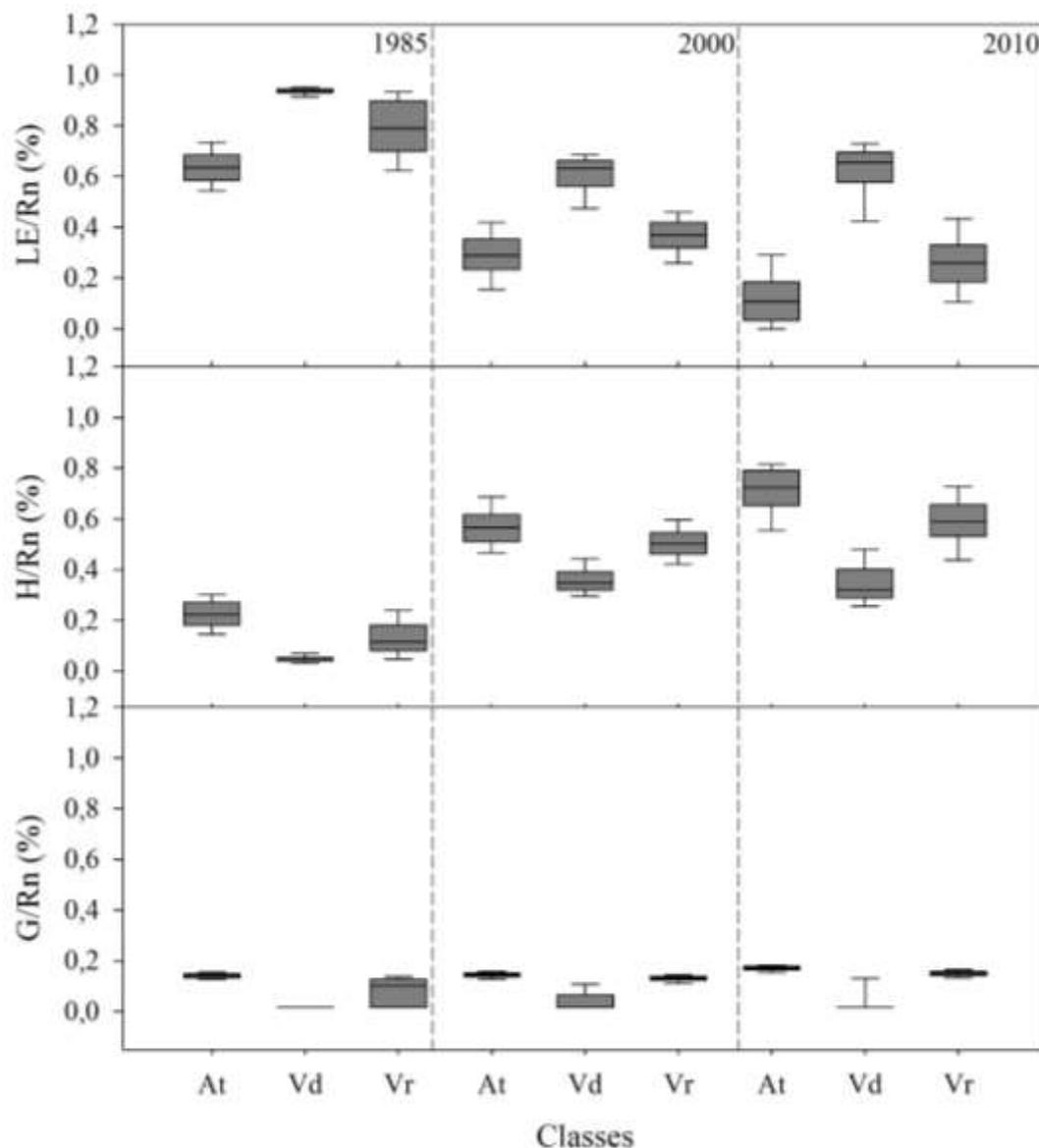
sensível, cuja fração do saldo de radiação ( $LE/R_n$ ) foi de 0,55 e para aquecer o ar ( $H/R_n$ ) foi 0,42.



**Figura 31** – Variação temporal das frações do saldo de radiação ( $R_n$ ) no fluxo de calor no solo ( $G/R_n$ ), fluxo de calor latente ( $LE/R_n$ ) e no fluxo de calor sensível ( $H/R_n$ ) nas diferentes classes de uso solo do perímetro urbano de Sinop, MT, para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010.

Oliveira (2012), ao analisar o balanço de energia em área urbana na cidade de Recife, PE, observou que a fração de  $H/R_n$  em área de gramado correspondeu a 49%,  $LE/R_n$  correspondeu a 40% e  $G/R_n$  correspondeu a 11% do saldo de radiação. Para

área de cobertura asfáltica a fração mais representativa da energia disponível foi H/Rn com 51%, seguido H/Rn com 37% e G/Rn com 11%.



**Figura 32** – Variação espacial das frações do saldo de radiação (Rn) no fluxo de calor no solo (G/Rn), fluxo de calor latente (LE/Rn) e no fluxo de calor sensível (H/Rn) nas diferentes classes de uso solo do perímetro urbano de Sinop, MT, para as datas 19/07/1985, 11/06/2000 e 22/06/2010.

Sendo assim, em áreas urbanas a energia disponível à superfície tem seu maior percentual convertido em fluxo de calor sensível, resultando num aumento da temperatura. Ao contrário, a classe com cobertura vegetal densa apresenta as

menores temperaturas, o que é explicado em parte pelo efeito direto de sombreamento das superfícies e ainda pelos altos níveis de fluxo de calor latente devido à uma maior quantidade de água disponível para os processos de evaporação e evapotranspiração (OKE, 1982).

## 5. CONCLUSÃO

Ao longo de todo período analisado observou-se que área de estudo apresentou expressiva transformação pelo uso e ocupação do solo, impulsionado pela abertura de novas áreas destinadas a urbanização. Entre as classes de uso do solo, a classe vegetação densa apresentou redução de 110,2 km<sup>2</sup> em sua área, enquanto que na classe área antropizada houve um aumento de 96,7 km<sup>2</sup>.

Todos parâmetros analisados apresentaram respostas distintas para os diferentes usos do solo, uma vez que estas transformações provocaram um aumento no albedo (0,02), aumento de temperatura da superfície (7,6°C), aumento do fluxo de calor no solo (21,5 W m<sup>-2</sup>), aumento do fluxo de calor sensível (185,1 W m<sup>-2</sup>), redução no NDVI (0,22 m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>), redução do fluxo de calor latente (206,4 W m<sup>-2</sup>), e, conseqüentemente, diminuição na evapotranspiração diária (2,1 mm d<sup>-1</sup>).

Na validação do algoritmo SEBAL, o saldo de radiação instantâneo (Rn) e o saldo de radiação diário (Rn<sub>24h</sub>) foram os parâmetros que apresentaram melhor concordância entre os dados estimados e medidos, com coeficientes de correlações de 0,93 e 0,86 respectivamente, seguido dos fluxos de calor sensível e latente. A maior discrepância entre os valores estimados e medidos foi observado no fluxo de calor no solo, com coeficiente de correlação de 0,11. Os valores de Rn, LE e H foram superestimados em 2,7, 13,0 e 43,3%, enquanto que os valores de G, Rn<sub>24h</sub> e ET<sub>24h</sub> apresentaram subestimativas de 13,6, 5,2 e 9,5%.

Durante o processo urbanização o percentual da energia disponível seguiu o padrão observado para uso e ocupação do solo, onde para o ano de 1985 o maior percentual de Rn foi destinado ao fluxo de calor latente. Porém no ano de 2010, esta partição da energia foi destinada o fluxo de calor sensível.

A aplicação do SEBAL juntamente com dados provenientes de sensores orbitais pode ser uma alternativa para estudos ambientais e climáticos na região Amazônica, tendo em vista a escassez e a dificuldade de obtenção de dados de superfície nessa região. E ainda, para uma melhor validação dos dados obtidos pelo SEBAL seriam necessárias medidas micrometeorológicas e de fluxo de energia realizadas na presente área de estudo.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, S. **Planejamento governamental: A Sudeco no espaço Mato-grossense: contexto, propósitos e contradições**. Tese em Geografia - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da USP, São Paulo, 2001.

AGUIAR, R. G. et al. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Ji-paraná, v. 21, n. 3, p.248-257, ago. 2006.

AL-GAADI, K. A. et al. Evaluation of METRIC-derived ET fluxes over irrigated alfalfa crop in desert conditions using scintillometer measurements. **Arabian Journal Of Geosciences**, [s.l.], v. 9, n. 6, p.441-453, maio 2016. Springer Nature. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-016-2469-8>.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 279 p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56). 1998.

ALLEN, R.; BASTIAANSEN, W.; WATERS, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Surface energy balance algorithms for land (SEBAL), Idaho implementation - **Advanced training and users manual**, version 1.0, 2002.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, Dordrecht, v. 19, p. 251-268, 2005.

ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, n.395, p.380-394. 2007.

ALLEN, R.; IRMAK, A.; TREZZA, R.; HENDRICKX, J.M.H.; BASTIAANSEN, W.; KJAERGAARD, J. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. **Hydrological Processes**.v.25, p.4011–4027, 2011.

ALLEN R. G., BURNETT B., KRAMBER W., HUNTINGTON J., KJAERGAARD J, KILIC A., KELLY C., TREZZA R. Automated calibration of

the METRIC Landsat evapotranspiration process. **J Am Water Resour Assoc** 49(3):563–576. 2013.

ALVES, F.S.M.; FISCH, G.; VENDRAME, I.F. Modificações do microclima e regime hidrológico devido ao desmatamento na Amazônia: estudo de um caso em Rondônia (RO), Brasil. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 29, n. 3, p. 395-409, 1999.

AMANAJÁS, Jonathan Castro et al. Estimativa do saldo de radiação à superfície em área de cerrado amazônico utilizando imagem Landsat 5 – TM. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 16., 2013, Foz do Iguaçu. Anais... . Foz do Iguaçu: Inpe, 2013. p. 1712 - 1718.

AMARAL, Álvaro Lucas, et. al. **Relatório do trabalho de campo em municípios ao longo da BR 163**. Cuiabá: Departamento de Geografia/Programa de Pós-graduação/ICHS/UFMT, 2003.

AMORIM, M. C. C. T. **Intensidade e forma da ilha de calor urbana em Presidente Prudente/SP**. Geosul (UFSC), UFSC - Florianópolis, v. 20, n.39, p. 65-82, 2005.

ANDERSON M., NORMAN J., DIAK G., KUSTAS W., MECIKALSKI J.R. A two-source time integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, v. 60, p. 195-216. DOI: 10.1016/s0034-4257(96)00215-5.1997.

ANDRADE, N. L. R. de et al. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta amazônica e floresta de transição Amazônia-Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Lavras, v. 24, p.346-355, 2009.

ANDRADE, Ricardo Guimarães et al. Estimativa dos fluxos de energia à superfície e da evapotranspiração real diária utilizando imagens do sensor MODIS/Aqua na Bacia do Rio Ji-Paraná, RO. Campinas: **Embrapa**, 2010.

ANDRADE, R. G.; SEDIYAMA, G. C.; PAZ, A. R. DA; LIMA, E. DE P.; FACCO, A. G. Geotecnologias aplicadas à avaliação de parâmetros biofísicos do Pantanal. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.47, p.1227-1234, 2012.

ANDRADE, S. C. de P.; CORRÊA, J. A. de J. Estimativa do saldo de radiação instantâneo à superfície para a cidade de Santarém-PA, através de imagens do Landsat 5-TM. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 7, n. 4, p.653-661, set. 2014.

ANGELINI, L. P. et al. Relação entre albedo e temperatura da superfície estimados por sensoriamento remoto na área urbana de Cuiabá, Mato Grosso. Anais XVII **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, João Pessoa, PB, Brasil, 25 a 29 de abril de 2015, INPE.

ANTONINO, A.C.D.; LIRA, C.A.B.O.; DALL'OLIO, A.; AUDRY, P.; PINTO, A.X.M. Influência do posicionamento de sondas térmicas na determinação da difusividade térmica e do fluxo de calor do solo em condições de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.21, p.165-172, 1997.

ARAUJO, R.A.; COSTA, R.B.; FELFILI, J. M.; KUNTZ, I.G.; SOUSA R.A.T.M.; DORVAL A. Florística e estrutura de fragmento florestal em área de transição na Amazônia Matogrossense no município de Sinop. **Acta Amazônica**. vol. 39(4): 865 – 878. 2009.

AZEVEDO, P.V.; LEITÃO, M.M.V.B.R.; SOUSA, I.F.; MACIEL, G.F. Balanço de radiação sobre culturas irrigadas no semi-árido do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v.5, n.1, p.403-410, 1990.

AZEVEDO, P. V. DE; SOUZA, C. B. DE; SILVA, B. B. DA; SILVA, V. DE P. R. DA. Water requirements of pineapple crop grown in a tropical environment, Brazil. **Agricultural Water Management**, v.88, p.201-208, 2007.

AZEVEDO, Carlos Denyson da Silva et al. Análise da estimativa do saldo de radiação na microrregião do baixo São Francisco para os estados de Alagoas e Sergipe, utilizando o sensor TM Landsat 5 e algoritmo SEBAL. in: **Workshop Internacional Sobre Água no Semiárido Brasileiro**, 1., 2013, Campina Grande. Anais... . Campina Grande: Wiasb., p. 1 - 5. 2013

BALDOCCHI, D. C., VERMA, S. B., AND ROSENBERG, N. J. Water use efficiency in a soybean, field: influence of plant water stress, **Agric. For. Meteorol.** 34:53-65. 1985.

BALDOCCHI, D.D.; HICKS, B.B.; MEYERS, T.P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. **Ecology**, v.69, n.5, p.1331-1340, 1988.

BALLESTER, M.V.R. **Mudanças na cobertura e uso do solo em paisagens do Brasil tropical e suas consequências para o funcionamento dos ecossistemas aquáticos**. 2008.117 p. Tese (Livre-Docência) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2008.

BARBOSA, Liriane Gonçalves; DORIGON, Larissa Piffer. Análise temporal da cobertura vegetal no município de Teresina/PI a partir da aplicação de NDVI. In: **Congresso Brasileiro de Cartografia**, 26., 2014, Gramado. Anais... . Gramado: Ctb, 2014. p. 1 - 12.

BARR, A.G.; MORGENSTERN, K.; BLACK, T.A.; McGaughey, J.H.; NESIC, Z. Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO<sub>2</sub> flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.140, p.322–337. 2006.

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. **Int J Climatol** 13: 783–796. 1993.

BASTIAANSSEN, W.G.M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**, dissertation submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy in Agricultural Engineering, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands. 1995.

BASTIAANSSEN W.G.M, MENENTI M, FEDDES R.A, HOLTSLAG A.A.M. Remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL):1 formulation. **J Hydrol** 212-213(1–4):198–212. 1998.

BASTIAANSSEN, 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.

BASTIAANSSEN, W. G. M., NOORDMAN, E. J. M., PELGRUM, H., DAVIDS, G., THORESON, B. P., and ALLEN, R. G.. SEBAL model with remotely sensed

data to improve water-resources management under actual field conditions. Applications. **Journal Of Irrigation And Drainage Engineering**. v. 131, n. 1, p. 85–93, 2005.

BASTIAANSEN, W.G.M., CHEEMA, M.J.M., IMMERZEEL, W.W., MILTENBURG, I.J., PELGRUM, H. Surface energy balance and actual evapotranspiration of the transboundary Indus Basin estimated from satellite measurements and the ETLook model. **Water Resources Research**, v. 48, W11512, 2012.

BELLO, L. A. L.; HÜFFNER, J. G. P.. Análise dos impactos ambientais da expansão urbana na ilha de Cotijuba, BELÉM-PA. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 13, n. 44, p.286-298, dez. 2012.

BERBET, M. L.C. **A influência sazonal do albedo da superfície na mudança do padrão de chuva, em consequência da conversão da floresta tropical em pastagens**. 2002. Tese (Doutorado). 47f. Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, 2002.

BERKOWICZ, R.; PRAHM, L.P. Sensible heat flux estimated from routine meteorological data by the resistance method. **American Meteorological Society**, v.21, n.12, p.1845-1864, 1982.

BERNARDES, S. **Índices de vegetação e valores de proporção na caracterização de floresta tropical primária e estádios sucessionais na área de influência da Floresta Nacional do Tapajós - estado do Pará**. 97p. Dissertação de mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1998.

BERRY, G. Statistical significance and confidence intervals. **The Medical Journal of Australia**, v. 144, p. 618-619, 1986.

BETTS, Alan K.; DESJARDINS, Raymond L.; WORTH, Devon. Impact of agriculture, forest and cloud feedback on the surface energy budget in BOREAS. **Agricultural And Forest Meteorology**, [s.l.], v. 142, n. 2-4, p.156-169, fev. 2007. Elsevier BV. DOI: 10.1016/j.agrformet.2006.08.020.

BEZERRA, Bergson Guedes. **Balço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL**. 2006. 147 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2006.

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

BEZERRA, M. V. C.; SILVA, B. B. DA; BEZERRA, B. B. Avaliação dos efeitos atmosféricos no albedo e NDVI obtidos com imagens de satélite. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, p.709-717, 2011.

BEZERRA, M. V. C.; SILVA, B. B. DA; BEZERRA, B. G.; BORGES, V. P.; OLIVEIRA, A. S. DE. Evapotranspiração e coeficiente de cultura do algodoeiro irrigado a partir de imagens de sensores orbitais. **Revista Ciência Agronômica**, v.43, p.64-71, 2012.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B. da; BEZERRA, J. R. C.; SOFIATTI, V.; SANTOS, C. A. C. dos. Evapotranspiration and crop coefficient for sprinkler-irrigated cotton crop in Apodi Plateau semiarid lands of Brazil. **Agricultural Water Management**, v.107, p.86-93, 2012a.

BEZERRA, J. M. et al. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina, v. 18, n. 1, p.73-84, set. 2013.

BIUDES, M .S.; C AMPELO J ÚNIOR, J .H.; NOGUEIRA, J .S.; S ANCHES, L. Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do Pantanal pelo método da razão de Bowen. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.24, n.2, p.135 - 143, 2009.

BIUDES, M.S.; MACHADO, N.G.; DANELICHEN, V.H.M.; SOUZA, M.C.; VOURLITIS, G.L.; NOGUEIRA, J.S. Ground and remote sensing-based measurements of leaf area index in a transitional forest and seasonal flooded forest in Brazil. **Int. J. Biometeorol.** 58, 1181–1193. 2014.

BIUDES, M.S.; VOURLITIS, G.L.; MACHADO, N.G.; ARRUDA, P.H.Z; NEVES G.A.R.; LOBO, F.A.; NOGUEIRA, J.S. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**. 202, 112–124. 2015.

BORATTO, Isa Maria de Paula; GOMIDE, Reinaldo Lúcio. Espacialização dos componentes do balanço de energia e de evapotranspiração na região Norte de Minas Gerais, utilizando o modelo SEBAL e imagens orbitais Landsat 5 TM. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 16., 2013, Foz do Iguaçu. Anais... . Foz do Iguaçu: Inpe, 2013. p. 6284 - 6291.

BORGES, C.J.R.; AZEVEDO P.V.; SILVA V.P.R.; CAMPOS J.H.B.C.; MOURA M. S. B.; SOARES J.M.; SILVA B.B. Influência do calor armazenado no sistema solo-planta no balanço de energia em pomar de mangueiras. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v.12, n.4, p.393–399, 2008.

BOWEN, I.S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review Serial**, v.2, n.27, p.779-787, 1926.

BRANDSTÄTTER, E.; LINZ, J. K. U. Confidence Intervals as an Alternative to Significance Testing. **Methods of Psychological Research Online**, 4 (2), p. 33-46, 1999.

BRASIL. Decreto-lei n° 2.375, de 24 de novembro de 1987. Deixam de ser consideradas indispensáveis à segurança e ao desenvolvimento nacional as atuais terras públicas devolutas situadas nas faixas, de cem quilômetros de largura, em cada lado do eixo das rodovias, já construídas, em construção ou projetadas. **Diário Oficial da União**, Brasília, 1987.

BRASIL. Lei n.º 12.651, de 25 de maio de 2012. Dispõe sobre a proteção da vegetação nativa. **Diário Oficial** - República Federativa do Brasil. Brasília, DF, 2012.

CAMPBELL, G.S.; DIAK, G.R. Net and thermal radiation estimation and measurement. In: VINEY, M.K. **Micrometeorology in agricultural systems**. Madson: American Society of Agronomy/Crop Science Society of America/Soil Science of America,. 584p. (Agronomy monograph, 47). 2005

CARNEIRO FILHO, A. e SOUZA, O.B. Atlas de pressões e ameaças às terras indígenas na Amazônia brasileira. São Paulo: **Instituto Socioambiental**, 2009.

CHAPIN, F. STUART; MATSON, PAMELA A.; VITOUSEK, PETER M.. Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology. **Springer**, [s.l.], p.1-529, 2011. Springer Science + Business Media. DOI: 10.1007/978-1-4419-9504-9.

CHÁVEZ, J.L.; GOWDA, P.H.; HOWELL, T.A.; GARCIA, L.A.; COPELAND, K.S.; AND NEALE, C.M.U. ET mapping with high resolution airborne remote sensing data in an advective semi-arid environment. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.138, p.416-423, 2012.

CHOUDHURY, B.L; IDSO, S.B.; REGINATO, R. J. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared temperature based energy balance equation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.39, p.283-297, 1987.

CORRÊA, R. L. A periodização da rede urbana da Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, n.3, p. 39-68, jul./set. 1987.

COSTA, D. F. da; SILVA, H. R.; PERES, L. de F.. Identificação de ilhas de calor na área urbana de ilha solteira - sp através da utilização de geotecnologias. **Eng. Agríc., Jaboticabal**, Jaboticabal, v. 30, n. 5, p.974-985, set. 2010.

COURALT, D.; SEGUIM, B.; OLIOSO, A. Review to estimate Evapotranspiration from remote sensing data: some examples from the simplified relationship to the use mesoscale atmospheric models. **ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions**, 17 Sept., 2003.

CRAGO, R.D. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. **Journal of Hydrology**, v. 180 (4), p. 173-194. 1996.

CRÓSTA, A.P. Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto. **Ed. ver.** Campinas, SP. IG/UNICAMP. p. 170. 1992.

CULF, A.D., FOKEN, T., GASH, J.H.C. The energy balance closure problem, in: vegetation, water, humans and the climate. A new perspective on an interactive system. Berlim: **Springer**, p.159-166. 2004.

CULF, A.D.; ESTEVES, J.L.; MARQUES, FILHO A.O; ROCHA, H.R; Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. In: Gash JHC, Nobre CA, Roberts J, Victoria RL (eds) Amazonian deforestation and climate. **Chichester: John Wiley**, pp 175–191.1996.

CUNHA, G.R.; BERGAMASCHI, H., BERLATO, M.A., MATZENAUER, R. Balanço de energia em cultura de milho. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.4, n.1, p.1-14, 1996.

DALMAGRO, H. J.; DE ALMEIDA LOBO, F.; ORTÍZ, C. E. R.; BIUDES, M. S.; DE SOUSA NOGUEIRA, J.; VOURLITIS, G. L.; JUNIOR, O. B. P. Trocas gasosas de uma espécie Lenhosa na floresta de transição Amazônia-Cerrado. **Ciência & Natura**, v. 33, n. 2, p. 147-165, 2011.

DANELICHEN, Victor Hugo de Morais et al. Estimativas de índice de área foliar de uma pastagem por sensoriamento remoto no pantanal mato-grossense. **Ciência e Natura**, [s.l.], v. 36, n. 3, p.373-384, 12 set. 2014. Universidade Federal de Santa Maria. <http://dx.doi.org/10.5902/2179460x13168>.

DANELICHEN, Victor Hugo de Morais et al. Estimation of soil heat flux in a neotropical Wetland region using remote sensing techniques. *Revista Brasileira de Meteorologia*, [s.l.], v. 29, n. 4, p.469-482, dez. **2014**. FapUNIFESP (SciELO). <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620120568>.

DANTAS, Vanessa de A. et al. Fluxos de calor no dossel vegetativo e infiltração de água no solo, em floresta tropical. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 15, n. 12, p.1266-1274, out. 2011.

DAUGHTRY, C. S. T. et al. Spectral Estimates of Net Radiation and Soil Heat Flux. **Elsevier Science Publishing Co.inc.**. Beltsville, p. 111-124. abr. 1990.

DU, Jia et al. Evapotranspiration estimation based on MODIS products and surface energy balance algorithms for land (SEBAL) model in Sanjiang Plain, Northeast China. *Chin. Geogr. Sci.*, [s.l.], v. 23, n. 1, p.73-91, 10 jan. 2013. Springer Science + Business Media. <http://dx.doi.org/10.1007/s11769-013-0587-8>. 2013

EFRON, B.; TIBSHIRANI, R. J. **An introduction to the bootstrap**. Chapman & Hall, New York. p. 443, 1993.

EITEN, G. Formas fisionômicas do Cerrado. **Rev. Bras. Bot.** 2:139-148. 1979.

ELHADDAD A, GARCIA L. A. ReSET-raster: surface energy balance model for calculating evapotranspiration using a raster approach. **J Irrig Drain Eng** 137(4):203–210. 2011.

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.

ESTOURNEL, C., VEHL, R., GUEDALIA, D., FONTAN, J., DRUILHET, A.: Observations and modeling of downward radiative fluxes (solar and infrared) in urban/rural areas. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, 22, 134-142. 1983.

FAUSTO, Marcos Alves et al. Net radiation estimated by remote sensing in Cerrado areas in the Upper Paraguay River Basin. **Journal Of Applied Remote Sensing**, [s.l], v. 8, p.835411-8354117, out. 2014.

FAUSTO, Marcos Alves et al. Estimativa do albedo e do saldo de radiação da superfície no sistema de Baías Chacororé-Sinhá Mariana no Pantanal de Mato Grosso por sensoriamento remoto. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 17., 2015, João Pessoa. Anais... . João Pessoa: Inpe, 2015. p. 1876 - 1883

FEITOSA, João Roberto Pinto; SILVA, Bernardo Barbosa da. Validação do algoritmo sebal no perímetro irrigado senador nilo coelho petrolina-pe. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 14., 2006, Florianópolis. Anais... . Florianópolis: Sbmec, 2006. p. 1 - 6.

FELFILI, J. M.; REZENDE, A. V.; SILVA JUNIOR, M.C. & SILVA, M. A. Changes in the floristic composition of cerrado sensu stricto in Brazil over a nine-year period. **Journal of Tropical Ecology**, 16: 579-590, 2000.

FERREIRA JUNIOR, Pedro et al. Estimate of evapotranspiration in eastern Amazonia using SEBAL. **Rev. Cienc. Agrar.**, [s.l.], v. 56, n. 1, p.33-39, 2013. Editora Cubo Multimidia. <http://dx.doi.org/10.4322/rca.2013.001>.

FISCH, G. **Camada limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. 1996. 171f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996. (INPE 6123/TDI 584).

FREIRE FILHO, O. L. Hierarquia urbana e modernização da agricultura. In: BERNARDES, Júlia A.; FREIRE FILHO, Osni L. (orgs.) *Geografias da soja: BR-163: fronteiras em mutação*. Rio de Janeiro: **Arquimedes edições**, p. 57-76. 2006.

FURLAN, Deise Nunes. **Efeito da mudança do uso e cobertura do solo nos balanços hídrico e energético da bacia do rio Ji-Paraná (RO) utilizando dados multitemporais de sensoriamento remoto**. 2013. 152 f. Tese (Doutorado) - Curso de Programa de Pós-graduação em Ciências, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2013.

GALVÃO, J.A.C.; FISCH, G. Balanço de energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (Ji-Paraná, RO). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.15, n.2, p.25-37, 2000.

GAO Z. Q.; LIU C. S; GAO W.; CHANG N. B. A coupled remote sensing and the surface energy balance with topography algorithm (SEBTA) to estimate actual evapotranspiration over heterogeneous terrain. **Hydrol Earth Syst Sci** 15:119–139. 2011.

GARDNER, M. J.; ALTMAN, D. G. Confidence intervals rather than P values: estimation rather than hypothesis testing. **British Medical Journal**, v. 292, p. 746-750, 1986.

GARRATT, J. R. & PRATA, A. J. Downwelling longwave fluxes at continental surfaces - A comparison of observations with GCM simulations and implications for the global land-surface radiation budget. **J. Climate**, 9, 646-655. 1996.

GARTLAND, L. *Ilhas de Calor: como mitigar zonas de calor em áreas urbanas*. São Paulo: **Oficina de Textos**, 2010.

GASH, John C.; SHUTTLEWORTH, W. James. Tropical Deforestation: Albedo and The Surface – Energy Balance. **Climatic Change**, Wallingford, v. 19, n. 1, p.123-133, jan. 1991.

GASH, J.H.C; NOBRE, C.A; ROBERTS, J.M; VICTORIA, R.L; Amazonian deforestation and climate. Chichester, UK: John Wiley and Sons, 611 pp. 1996.

GHENO, E. L.; FRANÇA, M. S. de; MAITELLI, G. T. Variações microclimáticas na área urbana de Sinop/MT no final da estação chuvosa. **Revista Educação, Cultura e Sociedade**, Sinop, v. 2, n. 1, p.139-153, jun. 2012.

GIONGO, Pedro R. et al. Albedo à superfície a partir de imagens Landsat 5 em áreas de cana-de-açúcar e cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 14, n. 3, p.279-287, ago. 2010.

GIONGO, Pedro Rogerio. **Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por meio de técnicas de sensoriamento remoto**. 2011. 123 f. Tese (Doutorado) - Curso de Agronomia, Esalq/usp, Piracicaba, 2011.

GOMES, H.B.; SILVA, B.B.; CAVALCANTI, E.P.; ROCHA, H.R. Balanço de radiação em diferentes biomas no Estado de São Paulo mediante imagens Landsat 5. **Geociências**, v. 28, n. 2, p. 153-164, 2009.

GOMES, Lidiane Cristina Félix; SANTOS, Carlos Antonio Costa dos; ALMEIDA, Hermes Alves de. Balanço de Energia à Superfície para a Cidade de Patos-PB Usando Técnicas de Sensoriamento Remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 6, n. 1, p.015-028, jan. 2013.

GOWDA P.H, CHAVEZ J.L, COLAIZZI P.D, EVETT S.R, HOWELL T.A, TOLK J.A. Remote sensing based energy balance algorithms for mapping ET: current status and future challenges. **Trans ASABE** 50(5): 1639–1644. 2007.

GOWDA P.H, SENAY G.B, HOWELL T.A, MAREK T.H. Lysimetric evaluation of Simplified Surface Energy Balance approach in the Texas high plains. **Applied Engineering in Agriculture** 25: 665–669. 2009.

GRACE, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A.; MEIR, P.; MIRANDA, H.; MONCRIEFF, J.; WRIGTH, I.; GASH, J. Fluxes of carbon dioxide and vapor over

undisturbed tropical forest in south-west Amazonia. **Global Change Biology**, v. 1, p. 1-12, 1995.

GUPTA, S. K., RITCHEY, N. A., WILBER, A. C., WHITLOCK, C. H., GIBSON, G. G. & STACKHOUSE Jr., P. W.: A Climatology of Surface Radiation Balance Derived From Satellite Data. **J. Climate.**, 12 (8), 2691-2710. 1999.

GUSMÃO, Ana C. V. L. et al. Determinação do saldo radiativo na Ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 16, n. 10, p.1107-1114, jul. 2012.

HAFEEZ, M.M. et al.; Field Evapotranspiration in Central Luzon, Philippines, using different sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster. In: **Symposium On Geospatial Theory, Processing and Applications**, Ottawa, Canadá. Anais...Ottawa:, 2002.

HASLER, N.; AVISSAR, R. What Controls Evapotranspiration in the Amazon Basin? **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 380-395, <http://dx.doi.org/10.1175/JHM587.1>, 2007.

HATFIELD, J.L., REGINATO, R. J., AND IDSO, S. B. Evaluation of canopy temperature-evapotranspiration models over various crops, **Agric. For. Meteorol.** 32:41-53. 1984.

HENDRICKS FRANSSEN, H.J.; STOCKLI, R.; LEHNER, I.; ROTENBERG, E.; SENEVIRATNE, S.I. Energy balance closure of eddy-covariance data: A multisite analysis for European FLUXNET stations. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.150, p.1553-1567. 2010.

HIGA, T. C. S. Processo de ocupação e formação territorial. In: MORENO, G.; HIGA, C. S. (Orgs.). Geografia de Mato Grosso: território, sociedade, ambiente. Cuiabá: **Entrelinhas**, p.90-102. 2005.

HIGUCHI, N.; CHAMBERS, J.Q.; SANTOS, J.; PINTO, A.C.M.; SILVA, R.P.; ROCHA, R.M. & TRIBUZY, E. S. Dinâmica do carbono da vegetação primária da Amazônia Central. **Floresta**, 34: 295- 304. 2004.

HINKELMAN, L. M., STACKHOUSE JR., P. W., WIELICKI, B. A., ZHANG, T., & WILSON, S. R. Surface insolation trends from satellite and ground measurements: Comparisons and challenges, **J. Geophys. Res.**, 114.D00D20. 2009.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. Manuais Técnicos em Geociências. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. Sistema fitogeográfico; Inventário das formações florestais e campestres; Técnicas e manejo de coleções botânicas; Procedimentos para mapeamentos. Rio de Janeiro, 2012.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Censos Demográficos**. Edição 2010. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em 09/09/2015.

IDSO S. B., AASE, J. K. AND JACKSON, R. D., Net radiation-soil heat flux relations as influenced by soil water variations, **Boundary-Layer Meteorol.** 9:113-122. 1975.

IMHOFF, M. L.; ZHANG, P.; WOLFE, R. E.; BOUNOUA, L. Remote sensing of the urban heat island effect across biomes in the continental USA. **Remote Sensing of Environment**, n. 114, p. 504 -513. 2010.

INPE – **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**. “Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite – Projeto Prodes”.: <http://www.obt.inpe.br/prodes.2004>.

IRMAK, A. Evapotranspiration – Remote Sensing and Modeling. **Published by InTech** Janeza Trdine 9, 51000 Rijeka, Croatia. December, 2011.

KRÜGER, E. L.; MINELLA, F. O.; RASIA, F. Impact of urban geometry on outdoor thermal comfort and air quality from field measurements in Curitiba, Brazil. **Build Environment**, v. 46, p. 621, 2011.

KUSTAS W.P., HUMES K., NORMAN J.M., MORAN M. Single and dual source modeling of surface energy fluxes with radiometric surface temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v. 35, p. 110-121. 1996.

JACOB, F.; OLIOSO A.; GU X; SU Z; SEGUIN B; Mapping surface fluxes using airborne visible, near infrared, thermal infrared remote sensing and a spatialized

surface energy balance model. **Agronomie**, v. 22, p. 669-680. DOI: 10.1051/agro:2002053. 2002.

JACKSON, Ray D.; HUETE, Alfredo R.. Interpreting vegetation indices. **Preventive Veterinary Medicine**, Amsterdam, v. 11, n. 11, p.185-2000, jan. 1991.

JUÁREZ, R.I.N. **Variabilidade climática regional e controle da vegetação no Sudeste: Um estudo de observações sobre cerrado e cana de açúcar e modelagem numérica da atmosfera**. Tese de Doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – Universidade de São Paulo. São Paulo. 2004.

JUÁREZ, R.I.N.; HODNETT, M.G.; FU, R; GOULDEN, M.L.; VON RANDOW, C.; Control of Dry Season Evapotranspiration over Amazonian Forest as inferred from observations at a Southern Amazon Forest site. **Journal of Climate**. 1-43. 2006.

JUNGES, A. H.; ALVES, G.; FONTANA, D. C. Estudo indicativo do comportamento do NDVI e EVI em lavouras de cereais de inverno da região norte do Estado do Rio Grande do Sul, através de imagens MODIS. In: XIII **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 13., 2007, Florianópolis. Anais eletrônicos... Florianópolis: UFRGS, 2007.

KALMA J.D, MCVICAR T.R, MCCABE M.F. Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. **Surv Geophys** 29:421–469. 2008.

KLINK, C.A. & MACHADO, R.B. Conservation of the Brazilian Cerrado. **Conserv. Biol.** 19(3):707-713. 2005.

KIMURA, F. and KUWAGATA, T.: Horizontal Heat Fluxes Over Complex Terrain Computed Using a Simple Mixed-Layer Model and a Numerical Model, **Jornal of Applied Meteorology**, 34: 549-558, 1995.

LAGOS, L.O.; LILLO-SAAVEDRA M., FONSECA D., GONZALO C. Evapotranspiration of partially vegetated surfaces from remote sensing. In: Lasaponara R, Masini N, Biscione M (Eds) Proc 33rd. **EARSel Sympo** p613–624. 2013.

LAI, L.W.; CHENG, W.L. Air quality influenced by urban heat island coupled with synoptic weather patterns. **Science of The Total Environment**, v. 407, p. 2724 – 2733, 2009.

LAURANCE W.F. et al. The future of the Brazilian Amazon. Science, Washington, DC, v. 291, p. 438–439, 2001.

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

LEITÃO, Mário de M. V. B. R.; SANTOS, Jesus M. dos; OLIVEIRA, Gertrudes M. de. Estimativas do albedo em três ecossistemas da floresta amazônica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 6, n. 2, p.256-261, jun. 2002.

LENTINI, M; VERÍSSIMO, A; SOBRAL, L. Fatos Florestais da Amazônia 2003. Belém. **Imazon**, 110p. 2003.

LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W. K.; VILLA NOVA, N. A. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in Central Amazonia as estimated by the water balance method. **Forest Ecology and Management, Amsterdam**, v. 73, p. 185-195, 1995.

LI, S.; ZHAO, W.. Satellite-based actual evapotranspiration estimation in the middle reach of the Heihe River Basin using the SEBAL method. **Hydrol. Process.**, [s.l.], v. 24, n. 23, p.3337-3344, 9 jun. Wiley-Blackwell. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7748>. 2010.

LIBERATO, A.M. Saldo de radiação usando imagens Landsat 5-TM na Amazônia. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia XVI**, Belém. Anais... Rio de Janeiro: CBM, 2010. p. 1-5, 2010.

LIBERATO, Ailton Marcolino. Albedo à superfície a partir de imagens Landsat 5 – TM em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista de Geografia**, Campina Grande, v. 28, n. 1, p.110-119, jan. 2011.

LIMA, J. R. de S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. DE O.; SOUZA, E. S. de; SILVA, I. de F. da. Balanço de energia e evapotranspiração de feijão caupi sob condições de sequeiro. **Revista Ciência Agronômica**, v.42, p.65-74, 2011.

LIMA, E. de P. et al. Seasonality of net radiation in two sub-basins of Paracatu by the use of MODIS sensor products. **Engenharia Agrícola**, Botucatu, v. 32, n. 6, p. 1184-1196, 2012.

LIRA, Vanda Maria de. **Obtenção de parâmetros biofísicos e evapotranspiração da cana-de-açúcar mediante imagens orbitais na região do sub médio São Francisco**. 2008. 164 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia Agrícola, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2008.

LOPES, Hélio Leandro et al. Relações do fluxo de calor no solo com o uso e cobertura das terras na bacia hidrográfica do salitre, sertão da Bahia. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 15., 2011, Curitiba. Anais... . 2011: Inpe, 2011. p. 5785 - 5792.

MAITELLI, Gilda Tomasini. Balanço de energia estimado para a cidade de Cuiabá: uma abordagem de balanço de energia pelo método de Bowen. Fórum **Patrimônio**, Belo Horizonte, v. 3, n. 2, p.1-22, nov. 2011.

MATINFAR, H.R. Evapotranspiration estimation base upon SEBAL model and fieldwork. **Annals of Biological Research**, v.3, p.2459-2463. 2012.

MENDONÇA J.C. **Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região norte fluminense**. Tese de Doutorado em Produção Vegetal. Universidade Estadual do Norte Fluminense. Campos dos Goytacazes, Brasil. 167 p, 2007.

MENDONÇA, J. C.; SOUZA, E. F.; BOUHID, A.; SILVA, B. B.; FERREIRA, F. J. Estimativa do fluxo de calor sensível utilizando o algoritmo SEBAL e imagens MODIS para a região Norte Fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.1, 85 – 94. 2012.

MENDONÇA, R.C., FELFILI, J.M., WALTER, B.M.T., SILVA-Jr., M.C., REZENDE, A.V., FILGUEIRAS, T.S., NOGUEIRA, P.E. & FAGG, C.W. Flora

vascular do cerrado: Checklist com 12.356 espécies. In Cerrado: ecologia e flora (S.M. Sano, S.P. Almeida & J.F. Ribeiro, ed.). **EMBRAPA-CPAC**, Planaltina, p.417-1279, 2008.

MENESES, Paulo Roberto; ALMEIDA, Tati de. Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. Brasília: **Unb**, 2012.

MENEZES, Sady Júnior Martins da Costa de et al. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração em plantios de eucalipto utilizando o algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 – TM. **Revista Árvore**, Viçosa, v. 35, n. 3, p.649-657, abr. 2011.

MING, T. C.; LIU, W. T. H. Estimativa de albedo, temperatura e NDVI do Estado de São Paulo através de dados AVHRR do satélite NOAA. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 11. 2000. Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro: CBMET, 2000.. Artigos, p. 3843-3849. CD-ROM, On-line. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/>>. Acesso em: 27 set. 2014.

MKHWANAZI, M.; VEZ, J. C.; ANDALES, A. A. SEBAL-A: A Remote Sensing ET Algorithm that Accounts for Advection with Limited Data. Part I: Development and Validation. **Remote Sensing**. Fort Collins, p. 15046-15067. nov. 2015.

MONCRIEFF, J.B.; MALHI, Y.; LEUNING, R. The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water. **Global Change Biology**, v.2, p.231-240, 1996.

MONTEIRO, A.L.S. **Monitoramento de indicadores de manejo florestal na Amazônia legal utilizando sensoriamento remoto**. 105f. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais, Faculdade de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, 2005.

MONTEIRO, Priscylla Ferraz Câmara et al. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração para áreas de cultivo de soja no sul do Brasil utilizando imagens do sensor TM Landsat 5. **Bragantia**, [s.l.], v. 73, n. 1, p.72-80, 2014. FapUNIFESP (SciELO). DOI: 10.1590/brag.2014.005.

MONTEITH J.L.; UNSWORTH, M.H. Principles of environmental physics. London: **Edward Arnold Publishers**, 291p. 1990.

MOREIRA, M. A. Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação. 2 ed. Viçosa: **Ed. UFV**, 307 p. 2003.

MOREIRA, M. A. Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação. 3. ed. rev. Viçosa: **Ed. UFV**, 320 p. 2005.

MOREIRA, Elvis Bergue Mariz; NÓBREGA, Ranyére Silva; SILVA, Bernardo Barbosa da. Estimativa do Saldo de Radiação Instantâneo na Cidade do Recife, Através de Imagens do Satélite Landsat 5 TM. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 3, n. 3, p.589-601, set. 2011.

MORENO, G.; HIGA, T. C. S. Geografia de Mato Grosso -Território - Sociedade - Ambiente. Cuiabá: **Entrelinhas**, 2005.

NAGLER, P.L.; SCOTT, R.L.; WESTENBURG, C.; CLEVERLY, J.R.; GLENN, E.P.; HUETE, A.R. Evapotranspiration on western U.S. rivers estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers. **Remote Sensing of Environment**, v. 97, p. 337-351, 2005.

NASCIMENTO, D. T. F. **Emprego de técnicas de sensoriamento remoto e de geoprocessamento na análise multitemporal do fenômeno de ilhas de calor no município de Goiânia-GO (1986/2010)**. 2010. 98 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Goiás, Goiânia. 2011.

NEGRÓN JUÁREZ, R. I.; HODNETT, M. G.; FU, R.; GOULDEN, M. L.; VON RANDOW, C. Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as Inferred from observations at a Southern Amazon Forest Site. **Journal of Climate**, v. 20, p. 2827-2839, 2007.

NEMANI R, RUNNING SW. Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 28, p. 276-284. 1989.

NEPSTAD, D. et al. Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 154, p. 395–407, 2001.

NICACIO, R. M. et al. Avaliação espaço-temporal integrada do NDVI com o regime pluviométrico na Bacia do rio São Francisco. In: **Congresso Brasileiro De Meteorologia**, 14., 2006, Florianópolis. Anais... Florianópolis: SBMET, 2006.

NOBRE, C.A.; FISCH, G.; NOBRE, A.D.; MARQUES-FILHO, A.O.; Balanço de energia, vapor d`água e CO<sub>2</sub> em áreas de floresta tropical na Amazônia Central. 1996.

NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; ARTAXO, P. Understanding the climate of Amazonia: Progress from LBA. In: KELLER, M. et al. (Ed.). **Amazonia and global change**. Washington, DC: AGU, 2009. p. 145–147. (Geophysical Monographs Series, 186). doi:10.1029/2009GM000903, 2009.

ODUM, E.P. Ecologia. Trad. Ricardo Iglesias Rios e Christopher J. **Tribe**. Rio de Janeiro. 1988.

OKE, T. R. The energetic of the urban heat island. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 108, 1-24, 1982.

OKE, T. R. Boundary layer climates. London: **Routledge**, 2 ed., 1987.

OLIPHANT, A.J.; GRIMMOND, C.S.B.; ZUTTER, H.N.; SCHMID, H.P.; SU, H.-B.; SCOTT, S.L.; OFFERLE, B.; RANDOLPH, J.C.; EHMAN, J. Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 126 185–201. 2004.

OLIVEIRA, A. M. de; ORLANDI, MARINES; BORBA, B. A. S. O. de. Elementos Condicionantes da Evolução Socioeconômica de Mato Grosso e da Mesorregião Norte Mato-grossense. **Revista de Estudos Sociais**, Cuiabá, v. 13, n. 25, p.52-70, jun. 2011.

OLIVEIRA, Gabriel de et al. Determinação do fluxo de calor sensível no sudoeste da Amazônia por intermédio de imagens ASTER e o modelo SEBAL. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 17., 2015, João Pessoa. Anais... . João Pessoa: Inpe, 2015. p. 1051 - 1058.

ORLANDI, M.; BIDARRA, Z. S.; CHIOVETO, A. T. A influência das políticas públicas no processo de ocupação e urbanização da mesorregião norte mato-

grossense. Publication Uepg: **Ciências Sociais Aplicadas**, [s.l.], v. 20, n. 2, p.179-192, Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG). DOI: 10.5212/publicatioci.soc.v.20i2.0005. 2012.

PAIVA, C. M.; FRANÇA, G. B.; LIU, W. T. H.; ROTUNNO FILHO, O. C. A comparison of experimental energy balance componentes data and SEBAL model results in Dourados, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v.32, p.1731-1745, 2011.

PAPADAVID G.; HADJIMITSIS D. G.; TOULIOUS L.; MICHAELIDES S. A modified SEBAL modeling approach for estimating crop evapotranspiration in semi-arid conditions. **Water Resour Manag** 27:3493–3506. 2013.

PAULA, Amarildo Souza de et al. Análise multitemporal do uso e ocupação do solo entre 1987 e 2004 na zona de expansão urbana norte de Londrina-PR, utilizando Sensoriamento Remoto (SR) e Sistema de Informações Geográficas (SIG). **Sem. Ci. Agr.**, [s.l.], v. 33, p.2877-2890, 20 dez. 2012. Universidade Estadual de Londrina. DOI: 10.5433/1679-0359.2012v33supl1p2877.

PAVÃO, Vagner Marques et al. Temperatura e albedo da superfície por imagens TM Landsat 5 em diferentes usos do solo no Sudoeste da Amazônia brasileira (nota de pesquisa). **Revista Brasileira de Climatologia**, Curitiba, v. 16, n. 1, p.169-183, jul. 2015.

PENG, S.; PIAO, S.; CIAIS, P.; FRIEDLINGSTEIN, P.; OTTLE, C.; BRÉON, F.M.; -, H.; ZHOU, L.; MYNENI,R.B. Surface urban heat island across 419 global big cities. **Environmental Science & Technology**, v. 46, p. 696 – 703, 2012.

PEREZ, P.J.; CASTELLVI, F.; MARTÍNEZ-COB, A. A simple model for estimating the Bowen ratio from climatic factors for determining latent and sensible heat fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 25-37, 2008.

PINTO, L. D. V. O. **Fluxos de energia sobre uma floresta tropical na Amazônia**. 62 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Universidade de São Paulo, São Paulo. 2003.

PRIANTE-FILHO, N.; VOURLITIS, G.L.; HAYASHI, M.M.S.; NOGUEIRA, J.S.; CAMPELO, J.H.; NUNES, P.C.; SOUZA, L.S.E.; COUTO, E.G.; HOEGER, W.; RAITER, F.; TRIENWEILER, J.L.; MIRANDA, E.J.; PRIANTE, P.C.; FRITZEN, C.L.; LACERDA, M.; PEREIRA, L.C.; BIUDES, M.S.; SULI, G.S.; SHIRAIWA, S.; PAULO, S.R.; SILVEIRA, M. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of the southern Amazon Basin during a seasonal transition. **Glob. Change Biol.** 10, 863–876. 2004.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. F.; MARIANO, G. L. Avaliação e comparação de Radiação solar global e albedo com ângulo zenital na região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3. p.42-49. 2006.

R CORE TEAM. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. UR: <http://www.Rproject.org/>. 2015.

ROUSE, J.W., HAAS, R .H., SCHELL, J .A. and DEERING, D.W. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. **In 3rd ERTS Symposium, NASA SP-351 I**, pp. 309–317, 1973.

RIBEIRO, J.F. & WALTER, B.M.T. Fitofisionomias do bioma Cerrado. In Cerrado: ecologia e flora (S.M. Sano, S.P. Almeida & J.F. Ribeiro, eds.). **EMBRAPA-CPAC**, Planaltina, p.151-212. 2008.

ROBERTS, D.A. et al. Studies of land-cover, land-use, and biophysical properties of vegetation in the Large Scale Biosphere Atmosphere experiment in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 87, p. 377-388, 2003.

ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. D. V. O.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazonia. **Ecol. Appl.** v. 14, p. s22-s32, 2004.

ROCHA,H.R., JUÁREZ, R.I.J, LIGO, M., CABRAL, O., MESQUITA, H., MITTENCOURT, M. 2004. **Hydrologyc cycle and microclimate**. In PIVELLO, V. R.; VARANDA, E. M. (2005). O cerrado pé de gigante: ecologia e conservação – Parque Estadual da Vassununga. São Paulo: Secretaria do Meio Ambiente.

ROMANCINI, S.; MARTINS, E.C. Sinop-MT: uma abordagem sobre a dinâmica do espaço urbano-regional. In: MAITELLI, G. T.; ZAMPARONI, C.A.G.P. (Org.). Expansão da soja na Pré-Amazônia mato-grossense: impactos ambientais. **Entrelinhas**, EdUFMT, Cuiabá, MT, cap.9. 2007.

ROMANCINI, Sônia; RODRIGUES, Cleire. Urbanização na Pré-Amazônia Mato-Grossense: o exemplo de Sinop. *Actageo*, [s.l.], p.43-55. **Revista ACTA Geográfica**. 2007.

ROSENDO, J. S.; TEIXEIRA, L.; A expansão da fronteira agrícola no norte do Mato Grosso: impactos sócio-ambientais da exploração madeireira. **Sociedade & Natureza**, 16: 71-79. 2004.

ROSENDO, J. S. **Índices de vegetação e monitoramento do uso do solo e cobertura vegetal na Bacia do Rio Araguari - Mg - utilizando dados do Sensor MODIS**. 2005. 131 p. Dissertação. (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2005.

RUHOFF, A. L. et al. Variabilidade dos fluxos de calor sensível e latente em áreas de cerrado sensu stricto. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 14., 2009, Natal. Anais. Natal: INPE, p. 25 - 30. 2009.

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; ARAGÃO, L. E. O. C.; ROCHA, H. R.; MALHI, Y. S. A MODIS-Based energy balance to estimate evapotranspiration for clear-sky days in Brazilian tropical savannas. **Remote Sensing**, v.4, p.703-725, 2012.

SÁ T.D.; COSTA, J.P.R.; ROBERTS, J.M. Forest and pasture conductances in southern Para, Amazonia. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L. (Eds.) **Amazonian Deforestation and Climate**. New York: J. M. Wiley and Sons, 1996, p.241-264.

SÁ, L.D.A.; VISWANADHAM, Y; MANZI A.O. Energy flux partitioning over the Amazon forest. **Theoretical and Applied Climatology**. 39: 1-16.1988.

SALATI, E.; SANTOS, A. A. dos; KLABIN, I. Temas ambientais relevantes. **Estudos Avançados**, São Paulo, v. 20, n. 56, p. 107-127, 2006.

SANTOS, Clotilde P. Ferri dos. Uso e Cobertura da Terra na Floresta Amazônica. São José dos Campos: **Funcate**, 2006.

SANTOS, F. A. C. et al. Estimativa do albedo da superfície para o município de Itaituba – PA a partir de imagens TM – Landsat 5. In: **Congresso Brasileiro De Meteorologia**, 16., 2010, Belém. Anais... . Belém: Sbmec. p. 1 - 5., 2010a.

SANTOS, T. V. DOS; FONTANA, D. C.; ALVES, R. C. M. Avaliação de fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com uso de dados do sensor ASTER. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.45, p.488-496, 2010.

SANTOS, C. A. C., NASCIMENTO, R. L., RAO, T. V. R. Net radiation estimation under pasture and forest in Rondônia, Brazil, with TM Landsat 5 images. **Atmosfera**, v.24, p.435 - 446, 2011a.

SANTOS, C. A. C. DOS. Análise das necessidades hídricas da vegetação Tamarisk através da razão de Bowen e do modelo SEBAL. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, p.85-94, 2011.

SANTOS, C. A. C. dos; LIMA, ARAÚJO, J. R. Análise dos Efeitos da Expansão Urbana de Manaus-AM Sobre Parâmetros Ambientais Através de Imagens de Satélite. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 06, n. 01, p.001-014, 2013.

SANTOS, C. A. C. et al. Obtenção do saldo de radiação em áreas de pastagem e floresta na Amazônia (estação seca) através do sensor MODIS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [s.l.], v. 29, n. 3, p.420-432, FapUNIFESP (SciELO). DOI: 10.1590/0102-778620130591. 2014.

SELLERS, P.J., LOS, S.O., JUSTICE, C.O., TUCKER, C.J. “A global 1 by 1 NDVI data set for climate studies. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from NDVI”, **International Journal of Remote Sensing** 15, 3519-3548, 1994.

SENAY G.B, BUDDE M.E, VERDIN J.P. Enhancing the Simplified Surface Energy Balance (SSEB) Approach for Estimating Landscape ET: Validation with the METRIC model. **Agricultural Water Management** 98: 606–618. 2011.

SENAY G. B, BOHMS S., SINGH R. K, GOWDA P. H, VELPURI N. M, ALEMU H., VERDIN J. P. Operational evapotranspiration mapping using remote sensing and weather datasets: a new parameterization for the SSEB approach. **J Am Water Resour Assoc** 49(3):577–591. 2013.

SEPLAN-MT. Secretaria de Planejamento do Estado de Mato Grosso - Anuário 2007. Disponível em: <<http://www.zsee.seplan.mt.gov.br/anuario2007/index.html>>.

SHARMA, Richa; GHOSH, Aniruddha; JOSHI, Pawan Kumar. Spatio-temporal footprints of urbanisation in Surat, the Diamond City of India (1990–2009). **Environmental Monitoring And Assessment**, New Delhi, v. 185, p.3313-3325, 26 jul. 2012.

SCHMID, H. P., CLEUGH, H. A., GRIMMOND, C. S. B. & OKE, T. R.: Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain. **Bound. Layer Meteor.**, 54, 249-276. 1991.

SHUTTLEWORTH, W.J. GASH, J.H.C.; LLOYD, C.R.; Eddy correlation measurements of energy partitioning for Amazonian forest, Q. J. R. **Meteorol. Soc.**, 110, 1143–1162, 1984.

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation from Amazonian Rain Forest. **Proceedings of the Royal Society London**, v. 233, p. 321-346, 1988.

SILVA, C. T.; REIS, G. G.; REIS, M. G. F.; CHAVES, R. A. Avaliação temporal da florística arbórea de uma floresta secundária no município de Viçosa, Minas Gerais. **Revista Árvore**, 28: 429-441. 2004.

SILVA, B. B. da; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v.13, n.2, p.201-211. 2005.

SILVA, B. B. da; BEZERRA, M.V.C. Determinação dos componentes do balanço de energia à superfície com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície. **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Goiânia, v. 1, n. 1, p.16-21, abr. 2005a.

SILVA, B. B. da; LOPES, G.M.; AZEVEDO, P.V. Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5–TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, p.243-252. 2005b.

SILVA, B. B. da, BEZERRA, M. V. C. Determinação dos Fluxos de Calor Sensível e Latente na Superfície Utilizando Imagens TM – Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.13, n.2, p.174-186, 2006.

SILVA, J. F.; FARIÑAS, M. R.; FELFILI, J. M.; KLINK, C. A. Spatial heterogeneity, land use and conservation in the Cerrado region of Brazil. **Journal of Biogeography**, 33(4): 536-548. 2006.

SILVA, B. B. da; SILVA, S. T. A. da; GOMES, H. B. Alterações climáticas decorrentes de mudanças no uso da terra mediante sensoriamento remoto. **Mercator**, Fortaleza, v. 9, n. 1, p.91-106, dez. 2010.

SILVA, B. B. da; Braga, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M. de, GALVÍNCIO, J.D.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.47, p.1218-1226, 2012.

SILVA, B. B. da; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; MACHADO, C.C.C.; OLIVEIRA, L.M.M. de; MOURA, M.S.B. de. Determinação por sensoriamento remoto da produtividade primária bruta do perímetro irrigado São Gonçalo, PB. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.28, p.57-64, 2013.

SILVA, Bernardo B. da et al. Balanço de radiação em áreas do cerrado brasileiro por sensoriamento remoto. *Revista Educação Agrícola Superior*, [s.l.], v. 29, n. 2, p.119-126, jan. 2014. **Revista Educação Agrícola Superior - ABEAS**. <http://dx.doi.org/10.12722/0101-756x>.

SILVA, A. P. N. et al. Características do saldo de radiação na Amazônia Ocidental. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 16., 2010. Belém, Anais... 2010. p. 5.

SILVA, Anderson Messias; MOREIRA, Elvis Bergue Mariz. Avaliação espaço temporal do índice de vegetação (NDVI) no manguezal de Maracaípe – PE, através

de imagens do satélite Landsat 5 TM. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 15., 2011, Curitiba. Anais... . Curitiba: Inpe, 2011. p. 1570 - 1575.

SILVA, M. T.; SILVA, V. de P. R. da; COSTA, S. C. F. Impactos da urbanização na temperatura e no balanço de radiação à superfície no município de Fortaleza-CE com base em imagens espectrais do TM/Landsat 5. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, 15., , Curitiba. Anais.... Curitiba: Inpe, 2011. p. 917 - 924. 2011.

SINOP. Prefeitura Municipal. **Secretaria de Planejamento e Urbanismo**. Plano Diretor de Desenvolvimento de Sinop. Sinop, MT. 2014.

SIQUEIRA, E. M. O processo histórico de Mato Grosso. 2. ed. Cuiabá: **UFMT**, 1990.

SOUSA, Inajá Francisco de; NETTO, Antenor de Oliveira Aguiar; SILVA, Bernardo Barbosa da. Balanço de Radiação e Energia no Perímetro Irrigado Califórnia-SE Mediante Imagens Orbitais. **Revista Brasileira de Geografia Física**, [s.l], v. 7, n. 6, p.1165-1172, nov. 2014.

SOUZA, E. A. Processo de colonização da Região Norte de Mato Grosso e a construção de suas práticas culturais. **Sinop: CEACD/ UNEMAT**, 2002.

SOUZA, E. A. Sinop: história, imagens e relatos. Um estudo sobre sua colonização. Cuiabá/MT. **EdUFMT**. 2004.

SOUZA, J. D., SILVA, B. B. Correção atmosférica para temperatura da superfície obtida com imagem TM – Landsat 5. **Revista Brasileira de Geofísica**. v.23, n.4, p.349-358. 2005.

SOUZA, J. D., SILVA, B. B., CEBALLOS, J. C. Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. **Revista Brasileira de Geofísica**. v.26, n.1, p.31-44 2008.

SU, Z.. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology And Earth System Sciences**, [s.l], v. 1, n. 6, p.85-99, jan. 2002.

SUN, ZHONGPING et al. Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. **Mathematical And Computer Modelling**, [s.l.], v. 54, n. 3-4, p.1086-1092, ago. 2011. Elsevier BV. DOI: 10.1016/j.mcm.2010.11.039.

TARTARI, Rodrigo et al. Análise de índices biofísicos a partir de imagens TM Landsat 5 em paisagem heterogênea no Sudoeste da Amazônia. **Rev. Ambient. Água**, Taubaté, v. 10, n. 4, p.943-953, dez. 2015. Instituto de Pesquisas Ambientais em Bacias Hidrográficas (IPABHi). <http://dx.doi.org/10.4136/1980-993x>.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. Ph. D. Dissertation, University of Idaho, Moscow, Idaho. 2003

TEIXEIRA, A. H. de C.; AZEVEDO, P.V.; SILVA, B. B.; SOARES, J. M. Balanço de energia na cultura da videira, cv. "Itália". **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.5, n.2, p.137-141, 1997.

TEIXEIRA, L. **A colonização no norte de Mato Grosso: o exemplo da Gleba Celeste**. 117 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia da Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, SP, 2006.

TEIXEIRA, A.H. de C. et al. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.], v. 149, n. 3-4, p.462-476, mar. 2009. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.09.016>.

THORNTHWAITE, C.W.; HOLZMAN, B. The determination of evaporation from land and water surfaces. **Monthly Weather Review**, v.64, n.1, p.4-11, 1939.

TREZZA, R. New Evapotranspiration Crop Coefficients. **Journal of Irrigation and Drainage**. Div. (ASCE), v.108, p.57-74, 2002.

UDA, Patrícia Kazue; FRANCO, Ana Clara Lazzari. Comparação da estimativa do albedo utilizando técnicas de sensoriamento remoto e dados medidos em ca. In:

**Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 17., João Pessoa. Anais... . João Pessoa: Inpe, 2015. p. 6934 - 6941. 2015.

VERBYLA, D.L. *Satellite Remote Sensing of Natural Resources*. **CRC Press**, Boca Raton, Florida, 1995.

VIEIRA, S. **Introdução à Bioestatística**. 2.ed. Rio de Janeiro: Campus, 1991.

VILANI, M. T. et al. SAZONALIDADE DA RADIAÇÃO, TEMPERATURA E UMIDADE EM UMA FLORESTA DE TRANSIÇÃO AMAZÔNIA CERRADO. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p.331-343, ago. 2006.

VILARINHO NETO, C. S. **Metropolização regional, formação e consolidação da rede urbana do Estado de Mato Grosso**. São Paulo: Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, (Tese, doutorado em Ciências Sociais: Geografia Humana), 2002.

VILLAR, P.M.D.; NEDELÉC, V.; FERREIRA, C.M.; MELO, N.A.; DUBREUIL, V. **Impacto do projeto de asfaltamento da BR-163: perspectivas da sociedade e do setor produtivo agrícola ao longo do eixo Cuiabá-Santarém**. Brasília, DF, 2005.

VOOGT, J. A.; OKE, T. R. Thermal remote sensing of urban climates. **Remote Sensing of Environmet**. Vol. 86, p. 370-384, 2003.

VOURLITIS, G.L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J.S.; CASEIRO, F.T.; CAMPELO JR, J.H. Seasonal variations in the net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange of a mature Amazonian transitional tropical forest (cerradão). **Functional Ecology**, v. 15, p. 388-395, 2001.

VOURLITIS, G.L.; PRIANTE-FILHO, N.; HAYASHI, M.M.S.; NOGUEIRA, J.S.; CASEIRO, F.T.; CAMPELO JÚNIOR, J.H. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brasil. **Water Resources Research**, v.38, p.1-11, 2002.

VOURLITIS, G. L., DE SOUZA NOGUEIRA, J., DE ALMEIDA LOBO, F., SENDALL, K. M., DE PAULO, S. R., ANTUNES DIAS, C. A., ANDRADE, N. L.

R. Energy balance and canopy conductance of a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin. **Water Resources Research**, v. 44, n. 3, 2008.

WANG, J.; BRAS, Rafael L.. A new method for estimation of sensible heat flux from air temperature. **Water Resources Research**, Cambridge, v. 9, n. 4, p.2281-2288, set. 1998.

WANG, J.; SAMMIS, C. A.; MEIER, L.; SIMMONS, D. R.; SAMANI, Z. A Modified SEBAL Model for Spatially Estimating Pecan Consumptive Water Use for Las Cruces, New Mexico. **Agronomy & Horticulture**. Disponível em: <http://ams.cofex.com/ams/pdfpapers/92012.pdf>. 2005.

WATSON, D. J. **The physiological basis of variation in yield. Advances in Agronomy, San Diego**, v. 4, p. 101-144, 1952.

WENG, Q.; LU, D.; SCHUBRING, J. Estimation of land surface temperature – vegetation abundance relationship for urban heat island studies. **Remote Sensing of Environment**, v. 89, n. 4, p. 467 – 483, 2004.

WRIGHT, I.R.; NOBRE, C.A.; TOMASELLA, J.; ROCHA, H.R.; ROBERTS, J.M.; VERTAMATTI, E.; CULF, A.D.; ALVALÁ, R.C.; HODNETT, M.G.; UBARANA, V. Towards a GCM surface parameterization for Amazonia. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L. (Eds.) **Amazonian Deforestation and Climate**. New York: J. M. Wiley and Sons, 1996, p.473-504.

YUAN, Fei; BAUER, Marvin E.. Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat island effects in Landsat imagery. **Remote Sensing Of Environment**, Minnesota, v. 1, n. 106, p.375-386, set. 2007.

ZHAN X., KUSTASW., HUMES K. An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. **Remote Sensing of Environment**, v. 58, p. 242-256. DOI: 10.1016/s0034-4257(96)00049-1. 1996.